

Sortie Interdite

ARCHIVES

323

MF
FSEDIMENTOLOGIE ET STRATIGRAPHIE DES FORMATIONS HOLOCENESDE LA PLAINE COTIERE DE LA GUYANE FRANCAISE

(par M.T.PROST et M.LOINTIER)

Programme international de Corrélation Géologique/ Quaternaire de
l'Amérique du Sud (Projet 201)
Centre ORSTOM-Cayenne

Decembre 1986

Fonds Documentaire ORSTOM



010010633

Fonds Documentaire ORSTOM
Cote: Bx10633 Ex: 1

SEDIMENTOLOGIE ET STRATIGRAPHIE DES FORMATIONS HOLOCENES
DE LA PLAINE COTIERE DE LA GUYANE FRANCAISE

(par M.T. PROST*
et M. LOINTIER)**

INTRODUCTION

La côte de la Guyane française, basse et uniforme, s'étend sur 320 km entre le fleuve Oyapock à l'Est et les rives du Maroni à l'Ouest (fig. 1). Bordée par la mangrove de front de mer, elle fait partie du grand ensemble des côtes à vasières et à vastes marécages de la région des Guyanes (fig. 2).

Les formations littorales quaternaires séparent le bouclier de la mer tout au long de la façade atlantique sans autre discontinuité que celle créée par l'avancée du socle précambrien entre Cayenne et Organabo. Ces "terres basses" occupent une faible partie du territoire : seulement 3.700 km² sur les 90.000 km² de la Guyane (1). Leur largeur est variable : au maximum 50 km à la Pointe Béhague et au minimum 5 km à l'Est de Cayenne. Les pentes y sont très faibles et ces plaines jouent en partie le rôle de piège aux sédiments fluviaux sous l'effet conjugué des diminutions des pentes des rivières et des faibles vitesses d'écoulement des eaux.

Deux grandes unités morphologiques ont été distinguées entre la mer et le socle (CHOUBERT B., 1952 ; BOYE M., 1959 ; BRINKMAN R. et PONS L.J., 1968 ; TURENNE J. F., 1978, (figure 3) à savoir :

- la plaine côtière "récente", holocène, située entre 0 et 5 m d'altitude, domaine des argiles marines salées, à mangroves et à marécages. Au milieu de ces derniers apparaissent des cordons sableux étroits et rectilignes, à une ou à plusieurs crêtes, disposés grosso modo parallèlement au rivage actuel. Ils sont séparés les uns des autres par des phases de sédimentation fine. Ils reposent sur les argiles marines et leur base est très proche de l'actuel niveau moyen de la mer.

- la plaine côtière "ancienne", pléistocène, située entre 5 et 25/30 m d'altitude, domaine des savanes et de quelques marécages. Elle est également jalonnée par des cordons sableux, plus larges et plus aplatis que ceux de la plaine holocène. Ces cordons, à crêtes multiples, sont proches les uns des autres, séparés par d'étroites dépressions hydromorphes ; il s'agit d'anciennes barres pré-littorales qui reposent sur un substratum d'argiles marines des-salées et évoluées (TURENNE, J.F. 1978).

L'étude concerne la plaine holocène. Après un bref aperçu de la dynamique côtière actuelle - qui éclaire celle du passé récent -, une analyse sédimentologique et stratigraphique des formations holocènes sera faite, permettant en conclusion quelques comparaisons avec les régions voisines.

(1) A titre de comparaison : les terres basses du Surinam et du Guyana, couvrent respectivement 15.500 km² et 120.000 km².

* Géomorphologue - Représentante du projet 201 en Guyane française

** Hydrologue - Centre ORSTOM, Cayenne. Département "Ecosystèmes aquatiques."

I - MODIFICATIONS ACTUELLES DE LA LIGNE DU RIVAGE

La connaissance de la dynamique actuelle est importante à double titre : d'une part la compréhension de l'environnement côtier revêt un intérêt économique indéniable pour l'ensemble des pays concernés ; d'autre part, elle éclaire l'évolution du passé récent, ce qui est indispensable à connaître dans une perspective évolutive.

Depuis au moins deux décennies les recherches concernant les riva-
ges guyanais ont fait des progrès considérables. En particulier, les recherches
récentes entreprises dans le cas du projet CORDET - I.G.B.A., Univ. Bordeaux- et la
D.D.E. Cayenne ont permis de mettre en évidence l'existence d'une dynamique
littorale extrêmement active et définir les mécanismes majeurs responsables
des modifications morphologiques. Toutefois, le problème s'est posé d'appré-
cier l'ampleur des variations ainsi que les seuils d'activité et les bilans
sédimentaires. Un autre problème concerne la corrélation des résultats au ni-
veau régional : alors que de nombreuses recherches ont été faites au Surinam,
en Guyana et en Guyane française, peu de données existent sur l'Amapa
brésilien, où les études sont beaucoup plus fragmentaires.

A) Les points acquis

Le phénomène majeur qui commande l'évolution côtière correspond au
transit de l'énorme apport sédimentaire fin provenant de l'Amazonie (2), les
sédiments étant entraînés vers l'Ouest par le courant des Guyanes et par les
courants engendrés par les houles. Les argiles, limons et sables fins sont
transportés soit de façon continue en suspension dans l'eau, soit de façon
discontinue sous la forme des bancs. Les courants de marée qui induisent des
courants de flot et du jusant à l'entrée des embouchures jouent également un
rôle dans le transit sédimentaire. Par contre, l'apport sédimentaire des fleu-
ves guyanais reste faible par rapport à la masse des sédiments amazoniens. (M.
LOINTIER ORSTOM - Cayenne, 1985)

Le littoral de la Guyane française constitue un modèle du genre :
actuellement il existe 6 grands bancs de vase, dont la partie intertidale peut
avoir de 20 à 40 km de long (fig. 4). Les bancs sont séparés les uns des au-
tres par des espaces inter-bancs, où le rivage recule.

Les bancs migrent vers l'Ouest par érosion dans le front arrière et
accumulation dans le front avant (AUGUSTINUS P., 1978) (fig. 5). L'accumula-
tion résulte de la présence d'une vase semi-fluide - le "slingmud" (3) - qui a
le pouvoir d'amortir considérablement les vagues notamment en marée basse,
quand l'épaisseur d'eau est faible et quand la concentration d'argiles est la
plus haute (4). Pendant la marée montante suivante, la vase fluide peut être
transportée, mais à courte distance et toujours dans l'environnement immédiat;
pendant la marée basse suivante le "soft silt" est exposé à l'air et la
consolidation s'accélère (AUGUSTINUS, 1978). Le processus est répétitif.
Il se forme quand les concentrations dépassent une valeur critique
calculée entre 5 et 10 mg/l (AUGUSTINUS, 1982).

(2) - 250 millions de m³ par an sont transportés au long des côtes des Guyanes
(WELLS et COLEMAN, 1978).

(3) - Le slingmud est un gel formé par des particules argileuses dans l'eau.

(4) - L'accumulation a lieu, surtout pendant les périodes de vents forts et
pendant la marée basse (AUGUSTINUS, 1986- sous presse).

L'accumulation diminue vers le milieu et en arrière des bancs, car les sédiments, exhausés, deviennent plus compactes et résistent mieux au transport. (AUGUSTINUS P. 1982) Comme il n'y a pratiquement plus de "slingmud" dans ces secteurs, l'énergie des vagues est plus grande et elles ont un pouvoir érosif accru. C'est pourquoi, au contraire des surfaces lisses du front avant, le front arrière apparaîtra plus irrégulier et discontinu sur les photographies aériennes, accidenté par des creux et des bosses. Enfin, dans les espaces inter-bancs, où les eaux sont plus profondes et où le substratum des vases est plus massif, l'érosion emporte et la côte recule. Au total, ces processus s'exercent dans un milieu d'énergie relativement fort, comme le soulignent RINE et GINSBURG (1985), car les vagues non seulement érodent l'arrière du banc mais font aussi reculer le rivage. C'est dire, qu'au même moment, des secteurs d'accumulation et d'érosion alternent au long de la côte. (fig. 6). Par exemple, dans le secteur de Cayenne il y a actuellement érosion dans une partie de l'Anse de Rémière et accumulation dans le secteur de la pointe Buzaret.

La vitesse de migration des bancs a été mesurée. En Guyane française elle est, en moyenne, de 900 m/an (entre 300 et 1.200 m/an. Rapport CORDET-I.G.B.A. 1985). Au Surinam, elle varie entre 0,5 et 2,5 km/an, la vitesse moyenne étant de 1,5 km/an (NEDECO, 1968 ; ALLERSMA, 1971 ; AUGUSTINUS, 1978, 1982, 1985). Sur la côte du Guyana la vitesse moyenne est de 1,3 km/an (Lab. de DELFT, 1962). Les différences soulignent les variations de l'angle d'incidence des vagues et la direction des vents dominants (AUGUSTINUS, 1985). Enfin, la périodicité des phénomènes d'envasement et de dévasement se situe autour de 30 ans (Lab. de DELFT, 1962 ; M. BOYE, 1962 ; TURENNE, 1978 ; AUGUSTINUS, 1978 ; RINE et GINSBURG, 1982 ; sources historiques, etc).

En CONCLUSION :

- L'origine de la masse sédimentaire considérable qui transit au long des côtes est clairement établie : l'apport amazonien est saisissant et contraste avec le faible apport des fleuves locaux.
- Les processus morphogéniques littoraux s'exercent dans un milieu d'énergie relativement fort.
- Les conditions locales (tracé des côtes, par exemple) et régionales (système de courants, direction des vents, etc) ont une influence sur les vitesses de migrations des bancs - et des secteurs inter-bancs correspondants - vers l'Ouest/Nord-Ouest. Cette migration est, à son tour, affectée par la nature même des matériaux transportés (par exemple, formation de "slingmud").
- Deux séquences morphodynamiques s'établissent. La première correspond à la côte en progradation, derrière laquelle s'ouvrent des espaces hydromorphes occupés par des mangroves et par des marécages. La deuxième correspond aux espaces inter-bancs, où les vagues attaquent la côte, qui apparaît en retrait.

B) Les points controversés

Nous ne prendrons que trois exemples, à savoir :

- Quel est le rôle joué par les estuaires dans le transit sédimentaire côtier ?
- Quelle est l'origine des sables des plages et des cordons actuels ?
- Quelles sont les repercussions de la dynamique côtière sur les espaces paraliques sub-côtiers ?

a) Le rôle joué par les estuaires

L'importance relative des estuaires dans le transit sédimentaire côtier est encore en question. Pour les uns, elle serait importante ; pour d'autres, au contraire, elle ne serait qu'atténuée. Les embouchures jouent-elles un rôle de frein au passage des sédiments fins ?

AUGUSTINUS (1978) a observé que dans la partie ouest des estuaires surinamiens l'avance et le retrait de l'isobathe de 2 m ne semble pas avoir un rapport direct avec la migration des bancs ; elle présente un contour plus ou moins semblable au cours des années. Cette disposition serait plutôt liée aux courants de décharge pendant le jusant qui empêchent l'accumulation des argiles. Mais les recherches au Surinam mettent en évidence également qu'il y a un comportement différentiel des embouchures : quand celles-ci sont importantes, la pression exercée par l'eau du fleuve est trop forte pour introduire des modifications majeures. Dans le cas de l'Essequibo par ex., la décharge fluviale est à l'origine des perturbations dans le déplacement du courant des Guyanes, créant des contre-courants locaux et introduisant des changements dans le transit sédimentaire (Demerara Coastal investigation. Lab. de DELFT, 1962).

Quand les cours d'eau sont plus petits, le transit sédimentaire s'impose. AUGUSTINUS (1978) montre que l'embouchure de la Mana se trouvait, en 1785, bien à l'Est de sa position actuelle. A partir de 1865 elle est déviée vers l'Ouest et la pointe Isère commence à se former. Actuellement il y a une embouchure commune Maná-Maroni, la pointe Isère étant le trait morphologique principal de cette côte. Le même processus a eu lieu pour la Couanamama et l'Iracoubo, qui ont actuellement une embouchure commune. D'autres exemples de déviation des embouchures sont signalées au Surinam (fleuves Cottica, Commewijne, Saramacca, Nickerie).

A partir de quel moment les embouchures subissent-elles les effets du transit sédimentaire ? La connaissance reste encore limitée sur les mécanismes hydrologiques, sédimentaires et morphogéniques. En particulier, en ce qui concerne la détermination des seuils d'activité et la reconstitution des bilans. En outre, les observations sont discontinues et telle condition locale peut être difficilement généralisée. Au total, si les tendances peuvent être discernées, leur ampleur nous échappe encore.

b) L'origine des sables des plages et des cordons actuels

Les chercheurs travaillant au Guyana et au Surinam s'accordent sur deux origines possibles :

- En ce qui concerne les sables fins et très fins, l'apport amazonien est admis par KROOK (1976) et par AUGUSTINUS (1978). Accumulés à l'embouchure de l'Amazone, les sables seraient remis en suspension et transportés en même

temps que les argiles et les limons par le courant des Guyanes (MILLIMAN et al. 1975 ; EISMA et VAN DER MAREL, 1971). L'érosion des bancs de vase provoquerait la séparation des sables et des fines ; celles-ci seraient transportées plus loin alors que les sables alimenteraient les plages et les cordons.

KROOK (1976) a établi que l'association des minéraux lourds y est dominée par l'épidote et la hornblende (20 à 40% des composants). AUGUSTINUS (1978) souligne que ces sables apparaissent uniquement à l'Ouest du fleuve Surinam.

- En ce qui concerne les sables moyens et grossiers l'origine locale est admise par la majorité des auteurs. D. JEANTET (1982) estime qu'elle est indéniable "même si la zone d'influence ne dépasse que fort peu le domaine estuarien ou strictement côtier". C'est aussi le sentiment de A. LEVEQUE (1962) et BLAN-CANEUX (1981).

L'association des minéraux lourds est dominée par la staurotide (45 à 70% des composants). L'apport proviendrait de la Mana et du Maroni, ce dernier charriant des produits d'altération du socle (formation ARMINA au Surinam, corrélée avec les schistes de l'DRAPU en Guyane française).

Toutefois l'hypothèse de l'apport fluvial actuel se heurte à une grande difficulté : les faibles charges en suspension rencontrées dans les eaux guyanaises (données ORSTOM-Cayenne, 1985/86). La charge des fleuves en colloïdes est très constante, de l'ordre de 10 mg/l ; en outre, le transport de fond n'affecte qu'une pellicule mince du lit, de l'ordre du cm. Dans ces conditions, la charge solide actuelle est insuffisante pour alimenter et maintenir des accumulations sableuses de la côte. D'autant plus que les pentes sont très faibles, par exemple, sur le Sinnamary, la pente du fleuve est de 0,90 m sur les 30 derniers km (M. LOINTIER, 1984).

Sous réserve d'observations et des données nouvelles, l'apport fluvial local reste négligeable. Cela pose le problème des causes actuelles et des causes anciennes responsables des accumulations sableuses côtières.

c) Répercussions de la dynamique côtière actuelle et récente sur les espaces paraliques sub-côtiers

Les espaces palustres occupent une très grande partie de la plaine holocène et constituent le site privilégié d'action de processus marins et continentaux. Ils ont fait l'objet d'une étude récente (M. LOINTIER et M.T. PROST, Marais Sarcelle. 1986). Deux unités ont été distinguées, à savoir :

- la première, à invasion marine périodique, est peu étendue. Occupée par la mangrove et sillonnée par les chenaux de marée, elle évolue au rythme de l'océan (marée semi-diurne et cycle entre les syzygies).

- La deuxième constitue le marais p.d. et se traduit par des vastes cuvettes d'eau saumâtre et de végétation basse, où la circulation d'eau est très lente ou nulle. Cette partie évolue essentiellement en fonction des pluies et d'évaporation.

Le fait nouveau montré par M. LOINTIER est que la limite entre les deux unités est très tranchée : il n'y a pas d'intrusion marine dans les cuvettes saumâtres. Ce fonctionnement est général. Par contre, une connexion s'établit entre le marais saumâtre et le domaine marin quand les averses dépassent le seuil de 30/50 mm. A ce moment-là - et seulement dans ces conditions - un écoulement par débordement s'établit de la cuvette vers le chevelu des chenaux de marée.

Ce sont les conditions "continentales" plus que "marines" actuelles qui influent le plus sur le fonctionnement de l'espace palustre considéré. Notamment quand la saison sèche s'accroît et/ou se prolonge au-delà de 3 mois la cuvette centrale se dessèche et se transforme dans une vaste surface d'argile craquelée, véritable tanne vif. (5)

En ce qui concerne les répercussions de la dynamique côtière récente dans l'évolution des milieux palustres il apparaît :

- d'une part c'est l'évolution des sols - évolution elle-même liée aux phases récentes d'envasement et de dévasement - qui expliquent la sursalure du marais sub-littoral, vu qu'il n'y a pas d'intrusion saline dans les cuvettes saumâtres.

- d'autre part, l'étude comparative d'un autre marais voisin, situé plus à l'intérieur des terres et ayant des eaux douces et sols évolués, prouve la persistance des conditions littorales et des phénomènes d'envasement et de dévasement des côtes.

Au total, le milieu sub-côtier est également assez dynamique. Si le milieu "marin" apparaît comme relativement instable "subissant les contre-coups de l'envasement côtier actuel, rien ne prouve qu'une fois le banc de vase ayant migré vers l'ouest, que l'évolution de ce milieu, ainsi que des plages et cordons du secteur, ne soit modifiée" (M. LOINTIER, 1986). Cela serait d'ailleurs le plus probable. Quant au milieu "saumâtre", il apparaît comme plus stable, mais cette "stabilité" est très relative : il suffit des modifications légères pour que ce milieu bascule soit vers le tanne vif, soit vers l'étendue d'eau libre. Enfin, le marais d'eau douce semble le plus "stable" des trois, avec des sols évolués et ayant un couvert végétal dense.

Mais l'extension d'une unité au détriment de l'autre a aussi changé dans le temps, comme le montrent les données sédimentologiques et stratigraphiques.

(5) Tanne : étendue sans végétation ou avec couvert herbacé, située à l'intérieur ou derrière la mangrove.

II - STRATIGRAPHIE ET SEDIMENTOLOGIE DES FORMATIONS HOLOCENES ET LES MODIFICATIONS DE LA LIGNE DU RIVAGE

a) La stratigraphie des formations quaternaires

La stratigraphie de la plaine côtière a fait l'objet de plusieurs recherches (BOYER, 1963 ; MONTAGNE, 1964 ; BRINKMAN et PONS, 1968 ; VEEN, 1971 ; CHOUBERT, 1973 ; TURENNE, 1978, etc.). Le tableau simplifié ci-joint (TURENNE, 1978) s'appuie sur les travaux faits au Surinam. La correspondance des séries en Guyane française y est indiquée.

Tableau - STRATIGRAPHIE SIMPLIFIEE DE LA PLAINE COTIERE
(Boyé, 1963 ; Montagne, 1964 ; Veen, 1971 ; Choubert, 1973).

(In. TURENNE, 1978)

Age	Stratigraphie		Paysage
	Surinam	Guyane française	
Holocène	SERIE DEMERARA <i>Coronie</i>	SERIE DEMERARA	Plaine côtière récente
Pléistocène	SERIE COROPINA { <i>Coropina supérieur</i> <i>Coropina inférieur</i>	SERIE COSWINE { <i>Sables fins argileux</i> <i>Argiles bariolés</i>	Plaine côtière ancienne.
Pliocène	SERIE COESEWIJNE { <i>Coesewijne supérieur</i> <i>Coesewijne inférieur</i>	SERIE DETRITIQUE	Bordure socle précambrien

- La plaine côtière "ancienne" se développe entre la plaine "récente" au N et les affleurements du socle au S. (fig. 7) Les dépôts pléistocènes sont peu épais, ne dépassant pas les 16 m. en Guyane française. Ils sont, par contre, beaucoup plus étendus et importants au Surinam et au Guyana. Ils correspondent à la série COSWINE en Guyane française et à la série COROPINA au Surinam.

Deux niveaux sont bien réperables en Guyane française : (v. fig. 3)

- vers 15 m d'altitude apparaissent des cordons sableux aplatis et rapprochés, ayant de 400 à 600 m de large et présentant une disposition régulière orientée SE/NW : il s'agit d'anciennes barres pré littorales, formées en eau déjà profonde au-delà du rivage (SOURDAT, DELAUNE, 1970). Le sédiment est bien trié (médiane voisine de 85 microns), au contraire des sables holocènes.

- vers 5 m d'altitude dominent des argiles bariolées, dessalées et consolidées, reprises par pédogénèse. Ce niveau argileux a été dissequé et forme des îlets (dits "îlets de dissection") au milieu des marécages holocènes. Cette morphologie apparaît très clairement dans la zone de Mana et aussi dans l'île de Cayenne.

- Les dépôts holocènes (fig. 7) constitués surtout par des sédiments fins, marins, s'étagent depuis 8000 BP jusqu'à nos jours. La stratigraphie s'appuie sur les études faites au Surinam (datations ^{14}C , recherches pédologiques, analyses polliniques, études des mollusques, etc.). Il en résulte le tableau suivant :

SERIE	DEPOT	PHASES	SEDIMENTS
DEMERARA	Coronie	COMOWINE	Argile marine salée sans tâche ou avec quelques tâches brunes.
		MOLESON/ COMOWINE	Cordon sableux
		MOLESON	Argile marine à tâches jaune brun, en partie dessalée
		MARA/	Cordon sableux
		MOLESON	
		MARA	Argiles hétérogènes (matière organique, lentilles sableuses intercalées)
		Non corrélé	Tourbes

La phase WANICA (argiles marines avec tâches jaunâtres) - post-MARA et pré-MOLESON - décrite au Surinam, n'est pas reconnue en Guyane française.

La phase MARA est la plus ancienne, datée de 8000/6000 BP (BOYE, 1959; LEVEQUE, 1962; VAN DER HAMMEN, 1963; ROELEVELD, 1968; BRINKMAN et PONS, 1968, TURENNE, 1978, etc.).

Les tourbes de la phase MARA ont fait l'objet de datations absolues. Il est admis que ces tourbes se sont formées très près du niveau de la mer, souvent dans des marais saumâtres à Rhyzophora. En effet, les analyses polliniques de ROELEVELD ont montré l'existence de presque 100% de pollens de Rhyzophora. Appuyé sur ces données VAN DER HAMMEN accepte un maximum transgressif de +3 m vers 6000 BP. Toutefois BRINKMAN et PONS pensent que ce genre de dépôt précède le maximum marin de 6000 BP et qu'il correspond au "Old MARA". Autrement dit, les dépôts holocènes anciens se sont déposés en plusieurs étapes et leurs sommets ne se trouvent pas forcément à la même hauteur en relation à l'actuel niveau de la mer. D'autres études seraient nécessaires pour déceler ces différences, surtout tenant compte que le bord littoral est affecté par des mouvements de subsidence.

Les phases MOLESON et COMOWINE sont datées respectivement de 2600/1300 BP et 1000 BP/Actuel. Au Surinam et au Guyana les sédiments WANICA-MOLESON-COMOWINE correspondent aux dépôts CORONIE.

BRINKMAN et PONS (1968) estiment que la phase WANICA a débuté vers 6360 BP. Ils s'appuient sur la datation, dans la zone de Nickerie, d'un niveau de tourbe d'environ 1 m d'épaisseur, située à 1,50 m au-dessous du niveau moyen de la mer et reposant sur les argiles pléistocènes. Un cordon formé par 4 m de sables avec coquillages, se situe au-dessus de la tourbe ; il s'est donc formé après 6360 BP. Dans le secteur de Saramacca, une autre recherche a permis de dater de 3500/3000 BP la fin de la phase Wanica.

Le début de la phase MOLESON a été estimée, au Surinam, vers 2800 BP, grâce à des datations 14C des coquillages dans le site archéologique de Hertenrits, au N de Wageningen (Nickerie). La fin de la phase est datée de 1000 BP (PONS, 1966). Les analyses polliniques dans le site de Hertenrits -ainsi que des nouvelles datations 14C- ont permis de définir des stades à l'intérieur de MOLESON, avec avancée et retrait des marécages en rapport avec des modifications de la ligne du rivage. Quelques légères différences apparaissent dans la datation proposée par BRINKMAN et PONS (1968) : début de MOLESON vers 2500 BP Old Moleson) ; stade intermédiaire (Middle Moleson) à 2000/1500 BP ; fin de la phase (Young Moleson) à 1300 BP.

La phase COMOWINE est la plus récente. Vers 1055 BP des inondations avec accumulation d'argile marine se produisent dans la base du tertre amérindien de Hertenrits, avec développement d'Avicennias. Les Amérindiens ont été contraints à abandonner le site, probablement vers les cordons sableux. GEYS-KES (1961) a obtenu une datation de 480+450 ans BP dans un site amérindien au N de Paramaribo situé au milieu des dépôts COMOWINE.

Les cartes géographiques du 17ème montrent que Paramaribo se trouvait beaucoup plus proche de la mer. La progradation de la côte près de la Colonie a continué jusqu'à 1914 (REYNE, 1961). En effet, la phase de sédimentation COMOWINE continue jusqu'à présent.

La stratigraphie que nous venons de présenter a servi de base pour l'identification des phases de sédimentation fine -et des cordons sableux qui les séparent- dans les 3 Guyanes. En Guyane française, les datations absolues sont très rares et la stratigraphie a été établie surtout par analogie avec celle du Surinam et par des études pédologiques. Seules quelques datations 14C existent, faites dans le cadre du projet CORDET ; elles montrent que la côte entre Mana et le Maroni prograde depuis 3500 ans sur le domaine océanique alors que, pour la même période, elle est en régression vers la Sinnamary (J.M. FROIDEFOND, 1986).

b) Sédimentologie des formations holocènes

b1. Les sédiments fins

Exception faite des cordons sableux, les sédiments holocènes sont constitués principalement par des argiles marines. (fig. 7)

- Les argiles grises de la phase MARA sont les plus hétérogènes, accumulées "tantôt dans un milieu saumâtre, tantôt marin" (TURENNE, 1978) avec avancée de la mer et remplissage des vallées littorales. La sédimentation est celle de lagunes et de marais saumâtres situés en arrière des cordons sableux côtiers

d'une part, et d'accumulation dans les rias, d'autre part. C'est pourquoi ces argiles présentent également de la matière organique et des lentilles sableuses intercalées dans la masse argileuse. Dans les secteurs plus en retrait de la côte (zone de Mana-Iracompapy ; marécages de Kaw, pointe Behague) il y a de la "pégasse", sorte de tourbe spongieuse et/ou fibreuse, à réseau très lâche, acide. Les sols développés dans les sédiments MARA sont très riches en pyrite ("pyrite clay" ou argile à sulfure) et peuvent évoluer en "cat clay" ou "acid sulphate clay" sous drainage et oxydation.

Les sédiments MARA sont peu étendus en Guyane française, identifiés surtout dans la côte occidentale, dans la région de Mana-Iracompapy. Ils disparaissent pratiquement entre Organabo et Cayenne. Entre le Mahury et l'Oyapock ils n'apparaissent que sous la forme des petites tâches vers l'intérieur des terres. Par contre, ces dépôts sont étendus au Surinam et surtout en Guyana.

- Les sédiments MOLESON sont constitués par des argiles molles, grises-bleues, tachetées en brun et en jaune, dessalées en surface. Il s'étendent surtout à l'Est de Cayenne. Ces sédiments, qui correspondent en partie à l'emplacement

des marais saumâtres, se placent le plus souvent au-dessus du niveau des plus hautes marées. BRINKMAN et PONS (1968) ont observé que dans certains cas les sédiments MOLESON au Surinam se situent à environ 1 m au-dessous du niveau des plus hautes marées. En outre, il n'y a pas des signes d'érosion de cette formation (au contraire de la phase MARA) ce qui indiquerait que après leur accumulation le niveau de la mer a été essentiellement constant (BRINKMAN et PONS, 1968).

- Quant à la phase COMOWINE elle est constituée par des argiles marines bleues, fortement salées et recouvertes pour la plupart par les marées hautes ordinaires. C'est le domaine de la mangrove de front de mer et la partie actuelle de la côte qui connaît les modifications morphologiques les plus saisissantes.

b2 Les tourbes

Les tourbes n'ont pas été correlées dans la stratigraphie holocène. Il est pourtant à noter qu'une grande majorité de ces dépôts coïncide avec les zones des sédiments de la phase MARA. Toutefois, BRINKMAN et PONS (1968) signaient que, en plus de la tourbe "eustatique" de la phase MARA, il existe des dépôts tourbeux qui se sont formés au-dessus du niveau de la mer, appelés par les auteurs de "ombragenous peat" à cause de leur aspect sur les photographies aériennes. Ils considèrent que le début de leur formation coïncide avec les phases WANICA/MOLESON et que ces tourbes continuent à se former de nos jours.

En raison de la grande difficulté d'accès, les tourbes en Guyane française n'ont pas fait encore l'objet des datations systématiques. Toutefois il faut espérer que dans le cadre des projets de recherche des datations ¹⁴C puissent être faites.

b3 Les cordons sableux

Les cordons sableux qui s'intercalent parmi les phases de sédimentation fine sont des cheniers. (7) Leur base repose sur le substratum d'argiles marines et se situe très proche du niveau moyen de la mer.

(7) "Shallow based, perched sandy ridges, which rest on clay along a marshy or swampy seaward facing tidal shore, with other beach ridges stranded in the marshy behind" (PRICE, 1955)

Les sédiments sont constitués essentiellement par des sables en Guyane française, par des sables et coquillages au Surinam et au Guyana, avec petite proportion de sédiments fins. Les sables des cordons, en Guyane française, ont été étudiés par M. SOURDAT et C. MARIUS (1964) : ils sont de taille comprise entre 0,1 et 1,0 mm mais la présence de grains plus grossiers (1 ou 2 mm) n'est pas rare. Le façonnement est marin. "Il s'agit essentiellement de quartz avec rares minéraux lourds. Ils contiennent des micas et parfois, l'on rencontre des débris coquilliers" (TURENNE, 1978).

Ces cordons sont étroits (largeur entre 70 et 200 m max.), rectilignes, avec une ou plusieurs crêtes (v. fig. 3). Ils apparaissent notamment à l'Est de Cayenne. Dans la zone de Mana-Aouara-Les Hattes ils forment des systèmes complexes avec une courbure accentuée vers l'embouchure du Maroni, courbure qui se produit également sur la rive surinamienne à la pointe Galibi (mosaïques de photointerprétation n° 1 et 2. Maroni-Mana 1:20.000, 1976, par PROST, M.T.).

Les cheniers se développent largement au Surinam et en Guyana. AUGUSTINUS leur a consacré une large partie de ses recherches (de 1978 à 1986). Il montre que les cheniers de la côte orientale du Surinam ont été alimentés par des sables de moyens à grossiers provenant surtout du Maroni et de la Mana, alors que les cheniers de la côte orientale, constitués par des sables fins et par des coquillages, ont été formés par des sables amazoniens libérés par l'érosion des bancs de vase. L'auteur définit une typologie des côtes surinamiennes (d'érosion et d'accumulation), typologie dont les racines sont en grande partie liées à l'évolution des cheniers.

Les cheniers n'ont pas encore été étudiés, en tant que tels, en Guyane française. Les auteurs parlent de "cordons sableux". En ce qui concerne leur datation nous avons utilisé jusqu'à présent une datation relative (cheniers "ancien", "récent", "actuel") appuyée sur leur position géomorphologique et sur leur degré de pédogénèse. Mais cette datation est très insuffisante et aléatoire et doit être remplacée par des datations précises, vu que souvent des dispositions très complexes sont observées sur le terrain.

Quoi qu'il en soit, nous sommes persuadées que les cheniers sont un des éléments essentiels pour la compréhension de l'évolution côtière. L'ensemble des auteurs considèrent que leur formation implique un niveau de la mer relativement "stable". Faut-il alors conclure que les modifications de la ligne de rivage s'effectuaient par progradation et recul, comme actuellement ? En tout état de cause AUGUSTINUS (1978) rappelle que leur développement a beaucoup de conséquences pour la géomorphologie, le drainage, les sols et la végétation de la zone côtière. (fig. 8). RINE et GINSBURG (1985) ont également souligné le rôle des cheniers dans les séquences morphodynamiques de la côte guyanaise.

Par conséquent, il faut admettre que la plaine côtière holocène des Guyanes est un des rares modèles des vastes "open ocean" plaines à cheniers du monde - à exemple de celle du SW de la Louisiana, à l'ouest du delta du Mississippi - résultant d'une part d'un apport sédimentaire très abondant et continu dans le temps, d'autre part du développement des rides sableuses qui s'appuient sur le substratum argileux et qui séparent les différentes phases de sédimentation fine. Progradations et reculs des rivages sont les processus fondamentaux, mais à l'échelle de l'Holocène le bilan est favorable à la progradation : la côte du Surinam aurait progradé d'environ 30 km dans les derniers 6000 ans (RINE et GINSBURG, 1985).

Définis comme témoins d'anciennes lignes de rivage, observés aujourd'hui en formation, les cheniers posent donc le problème délicat de la nature des modifications du trait des côtes.

CONCLUSION

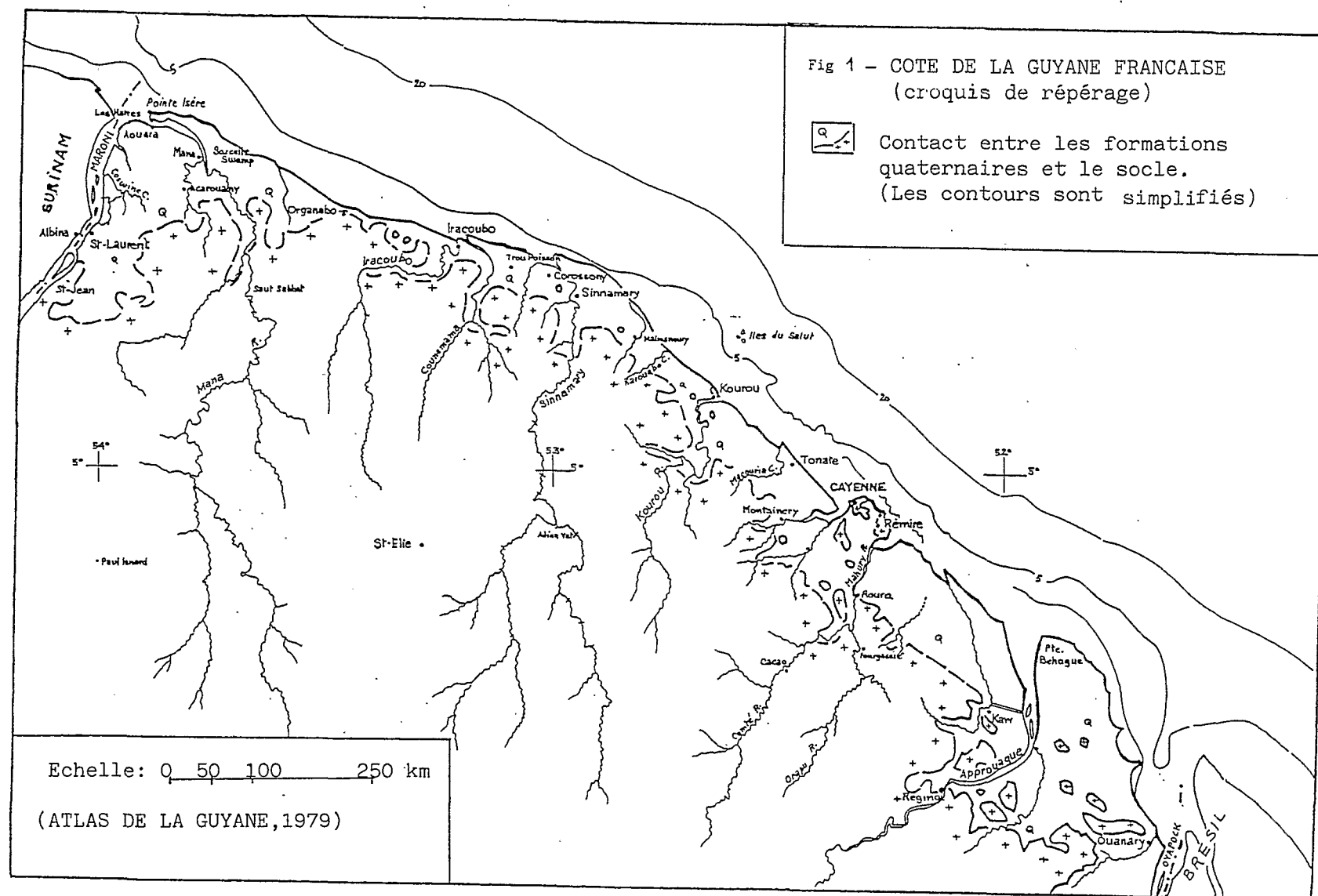
Nous avons vu que les côtes guyanaises sont caractérisées d'une part par d'immenses espaces hydromorphes qui se situent en arrière de la mangrove de front de mer, espaces où les cheniers constituent le plus souvent les seuls accidents du relief, sauf quelques exceptions. Dans l'ensemble la côte est basse et monotone. Par contre, sur la ligne du rivage, la dynamique littorale est très active, caractérisée par une accumulation très importante de sé-

diments fins en provenance de l'Amazone et qui transitent vers l'Ouest/Nord-Ouest au long des côtes. Ils se traduisent par des vastes bancs de boue qui coïncident avec les secteurs en progradation, bancs séparés les uns des autres par des espaces où la côte est en recul. L'ensemble est dynamique et les bancs et inter-bancs migrent vers l'Ouest/Nord-Ouest sous l'impulsion des houles et des courants. L'intensité et la fréquence de ces migrations varie dans le temps comme dans l'espace.

Cette dynamique côtière se repercuta aujourd'hui sur le milieu sub-côtier ; l'étude du marais de Mana (Marais Sarcelle) est un exemple. Mais, une partie de ces espaces palustres échappe actuellement à l'influence directe de la mer et évolue en fonction des conditions dites "continentales". Un seuil de passage entre les deux types d'évolution a pu être décelé pour le Marais Sarcelle et une comparaison a été faite avec des marais voisins.

Tous ces éléments montrent que, de la ligne du rivage vers l'intérieur, des conditions d'"instabilité" et de "stabilité" peuvent être définies ; toutefois, la notion même de "stabilité du paysage" est très relative. Dans le but de mieux apprécier cette évolution du milieu naturel une synthèse des études sur la stratigraphie et la sédimentologie des formations quaternaires a été faite, car ils fournissent des données sur des changements plus globaux dans le temps (sédiments littoraux, tourbes, etc.). Les différentes phases de sédimentation ont fait l'objet de datations ¹⁴C et une chronologie des événements a pu ainsi être établie au Surinam et sur laquelle s'appuyent des études en Guyane française.

Sous réserve d'observations et de datations nouvelles il apparaît une grande persistance, pendant l'Holocène, des conditions littorales dont la dynamique serait proche de celle qui règne de nos jours. Certes, une remontée régulière et indéniable du niveau de la mer se produit entre 10.000 et 6000 BP et dont le niveau maximum transgressif coïncide avec la phase MARA (+3 m probable). Mais par la suite il n'y a pas, -au moins jusqu'à présent,- des preuves convaincantes des oscillations verticales du niveau de la mer. Les caractéristiques des cheniers plaident, au contraire, en faveur des progradations et reculs comme ceux qui caractérisent la dynamique actuelle. Si cela est vraie, la "open ocean" plaine à cheniers entre l'Amazone et l'Orénoque ne semble pas avoir connu une évolution analogue à celle définie pour une grande partie de la façade atlantique brésilienne où le niveau actuel de la mer a été effectivement dépassé à plusieurs reprises pendant l'Holocène. Néanmoins ces questions sont extrêmement complexes et restent dans le domaine des hypothèses.



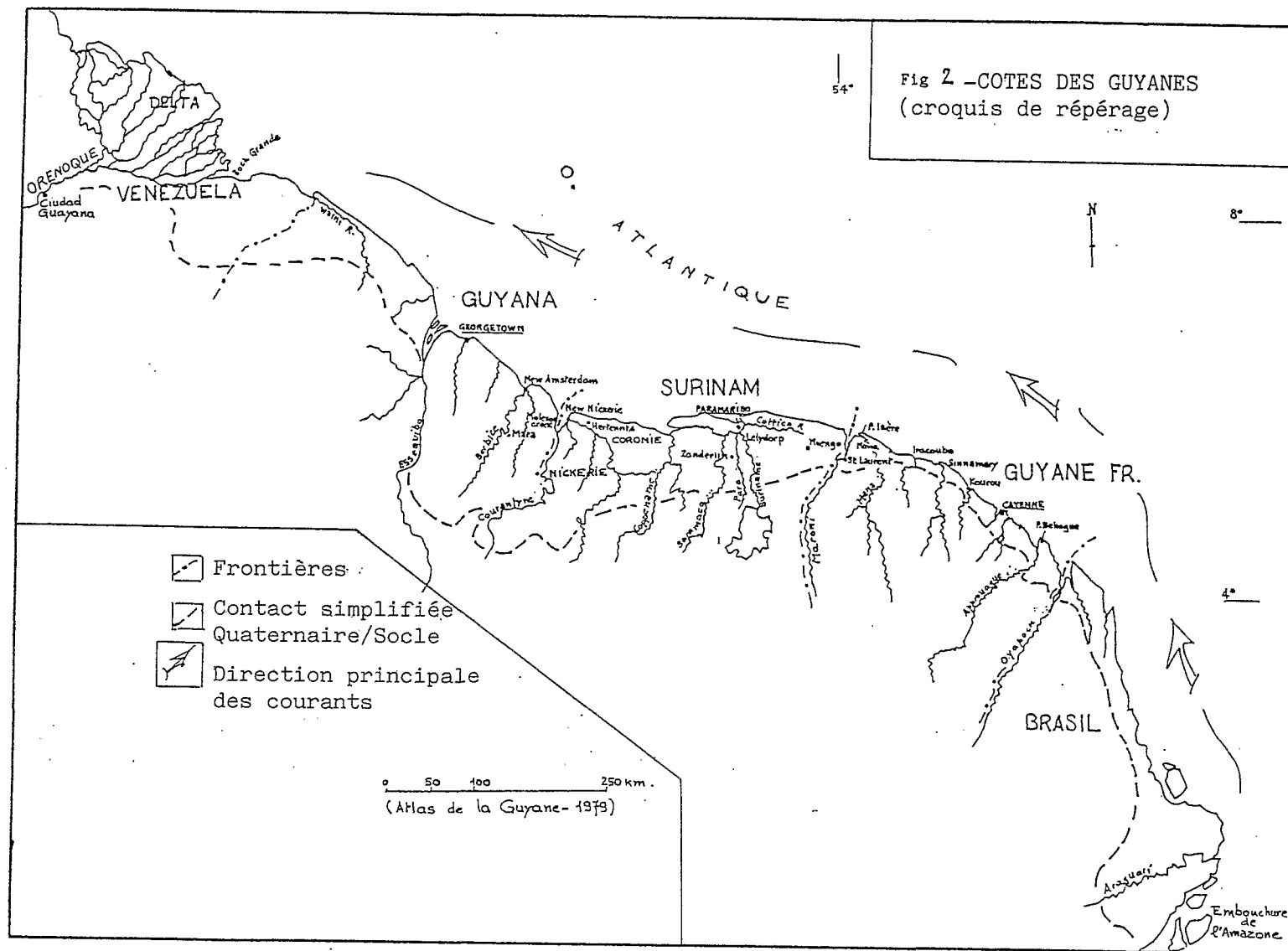


Fig 3 - Paysages de la plaine côtière en Guyane française.

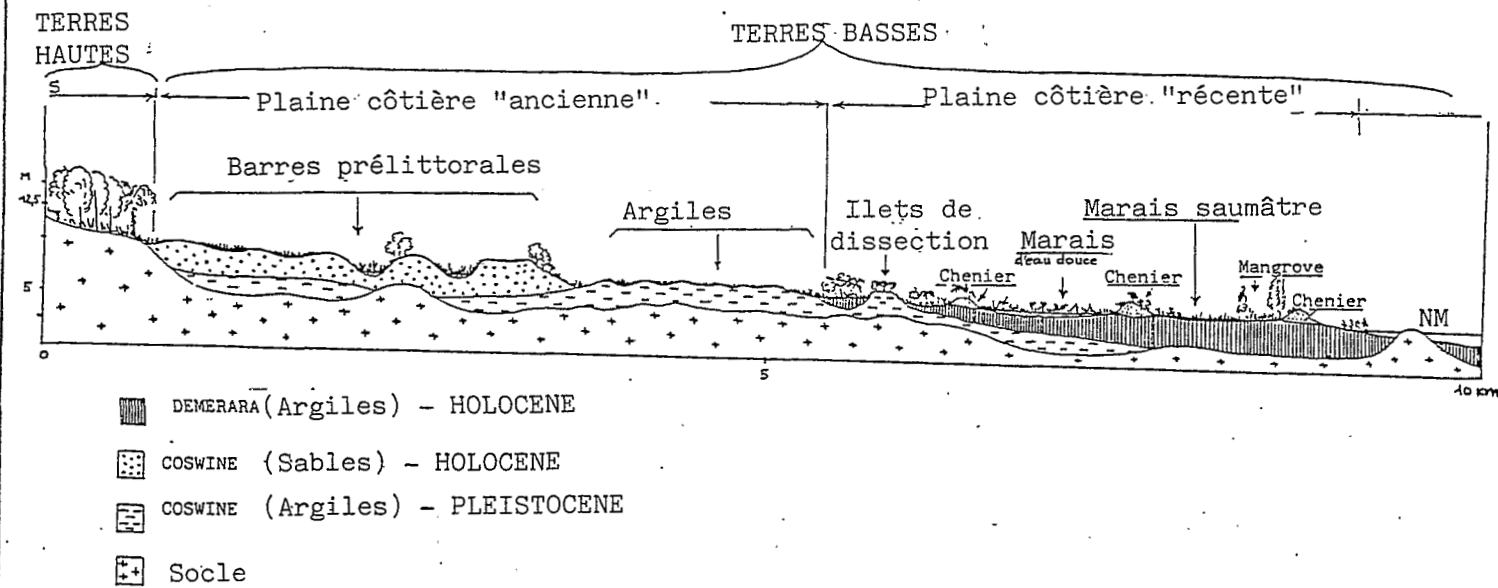


Fig 4 - Position des bancs de boue et des espaces inter-bancs sur la côte de la Guyane française en 1985/86.

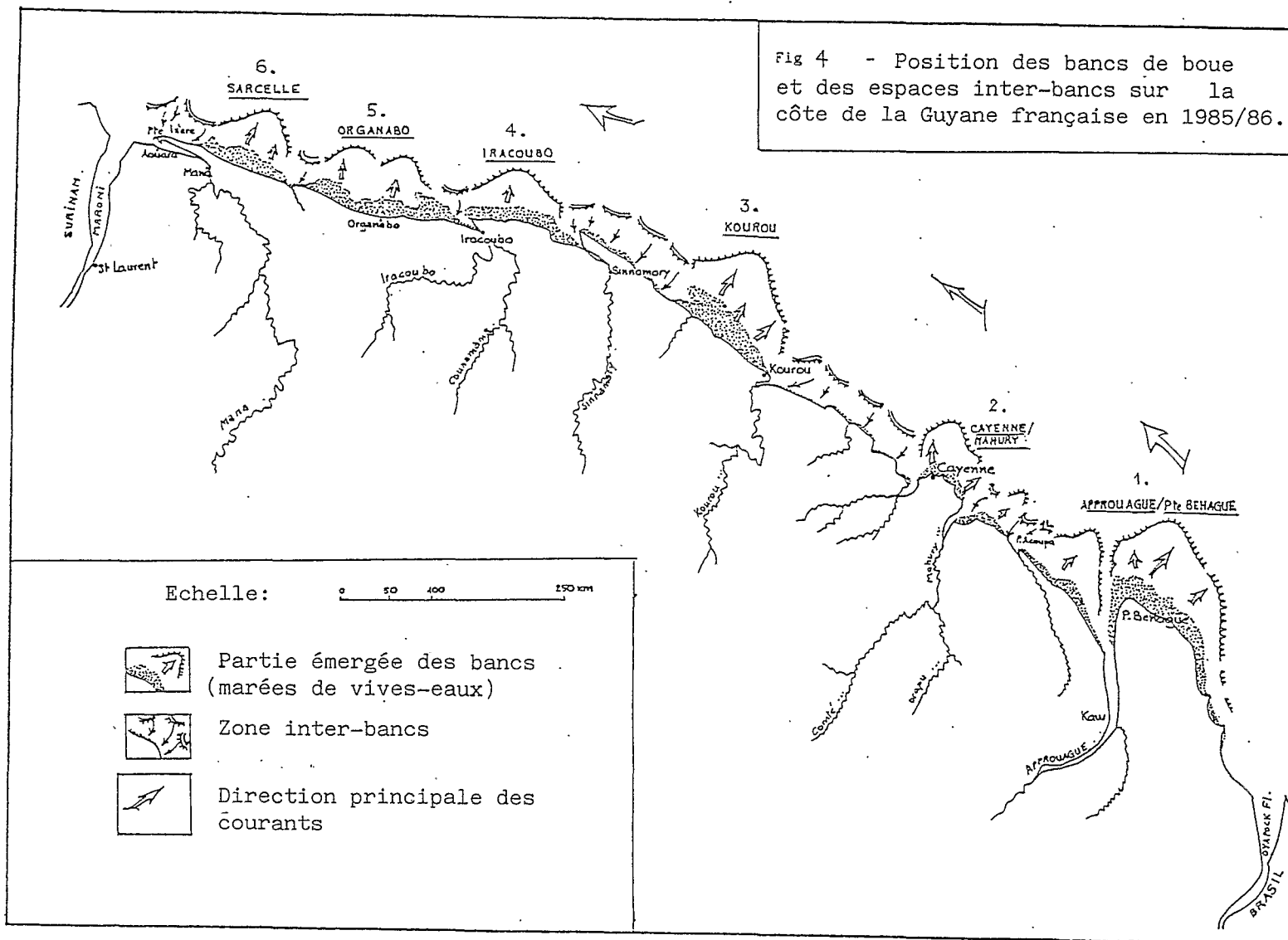


Fig 5 Aspect dynamique d'un banc de boue et de sa migration vers le nord-ouest (côte du Marais Sarcelle) (zone Mana-Iracompapy)

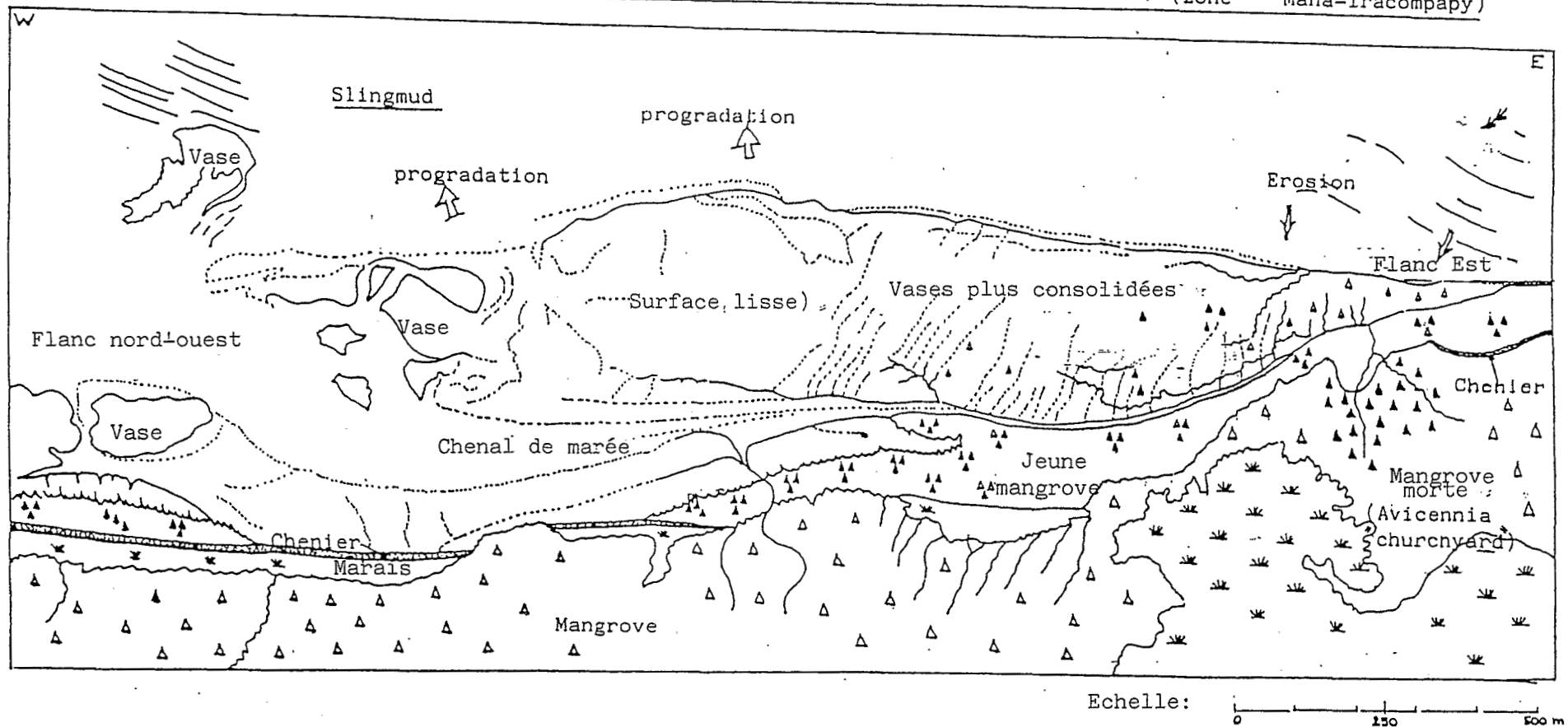


Fig 6 - Accumulation et érosion sur la côte du Marais Sarcelle (Mana-Iracompavy) 1985/86

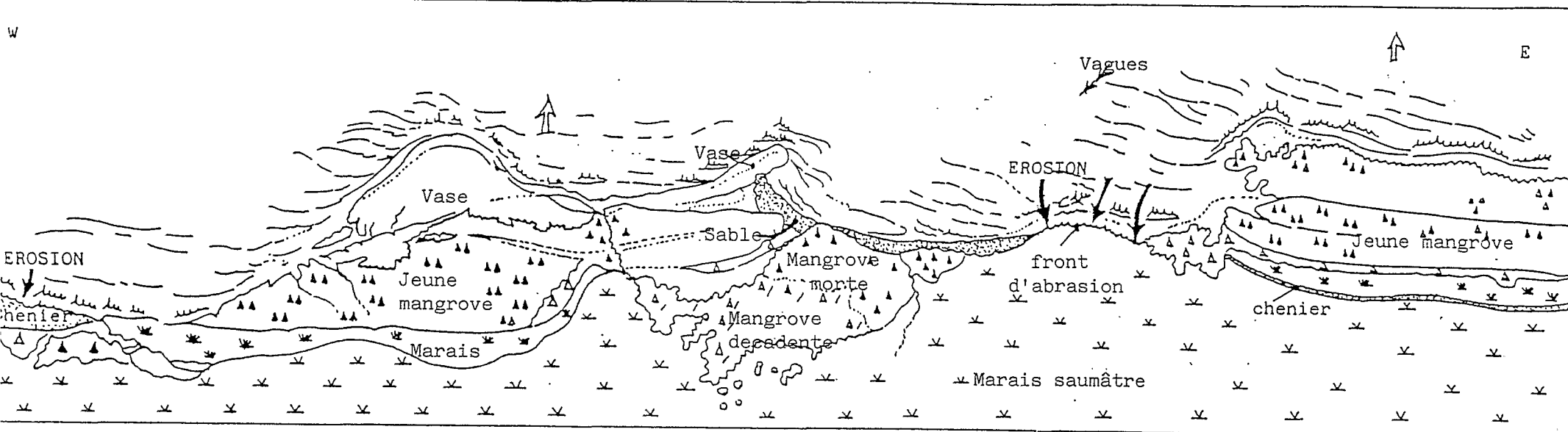
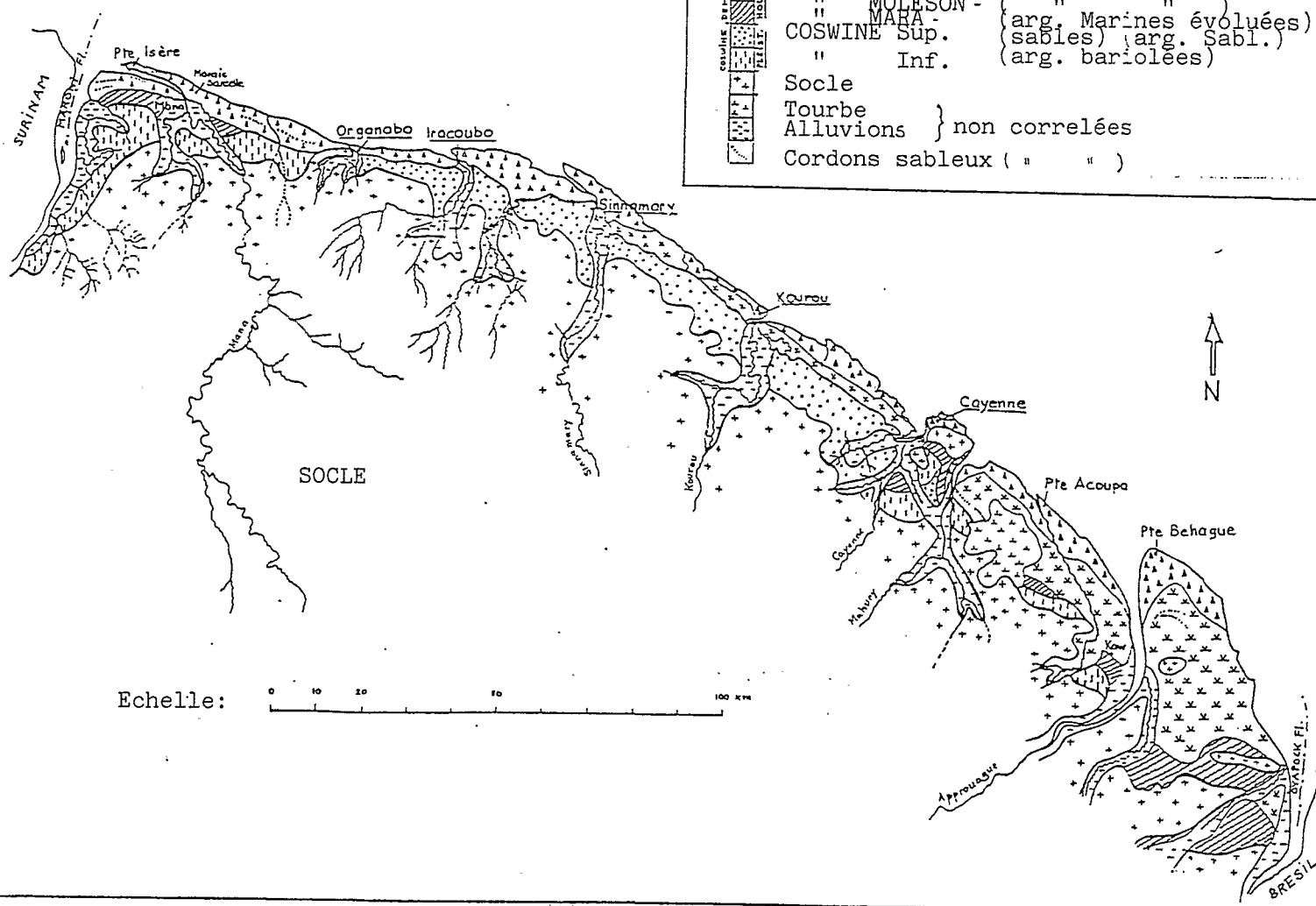


Figure 7 - Sédimentologie et stratigraphie
des formations quaternaires de la plaine
côtière de la Guyane française.

LEGENDE

	Phase COMOWINE - (argiles marines salées)
	" MOLESON - { " " " }
	COSWINE Sup. { arg. Marines évoluées)
	" Inf. { arg. Sabl.)
	Socle
	Tourbe
	Alluvions } non correlées
	Cordons sableux (" ")



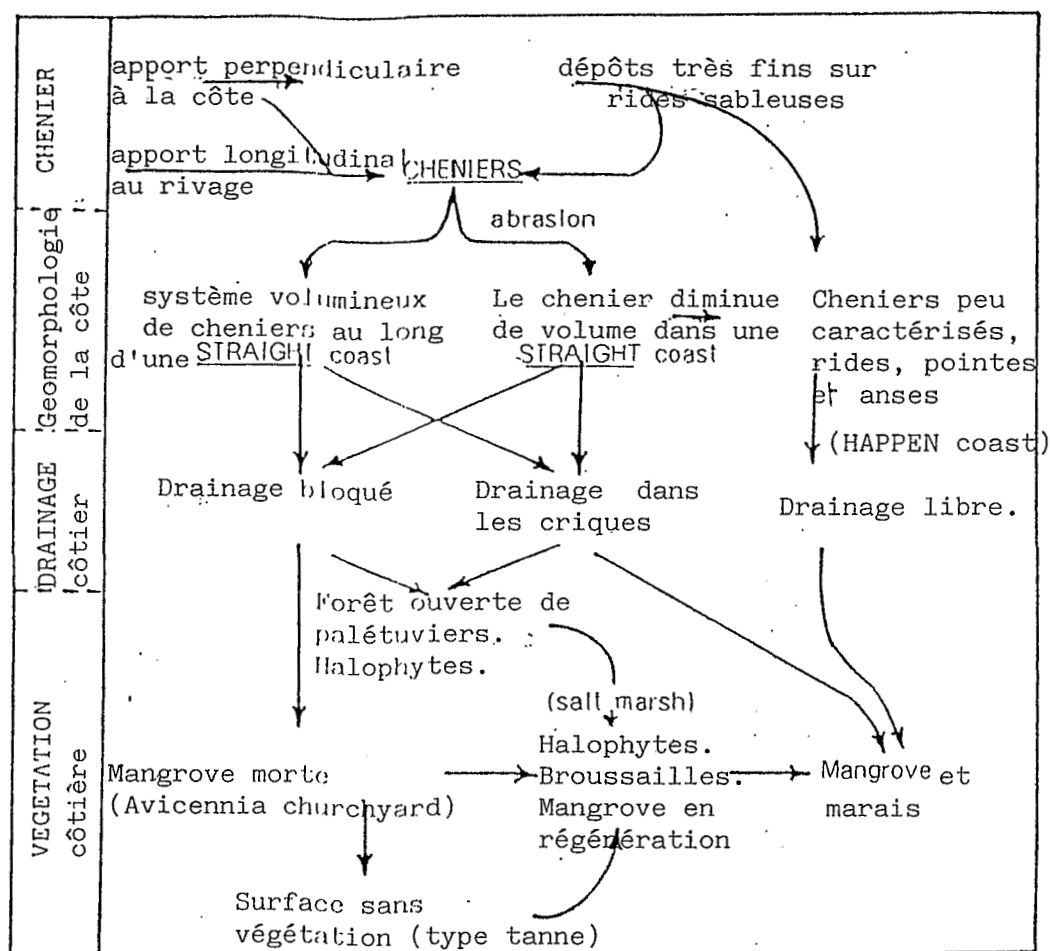


Fig 8. (in, AUGUSTINUS P.G.E.F. -1978)- Influence de la formation des cheniers sur la geomorphologie, le drainage et la végétation du milieu côtier.

References

ATLAS DE LA GUYANE (1978)

Atlas des Départements Français d'Outre-Mer.

C.E.G.E.T.- ORSTOM

ALLERSMA, E. (1971) - Mud on the oceanic shelf of Guiana

Symp. on Investigation and Resources of the Caribbean Sea and Adjacent Regions

UNESCO. 193-203. Paris

AUGUSTINUS P.G.E.F. (1978) - The changing shoreline of Suriname

Thesis Utrecht. 232 p.

Natuurwetenschappelijke Studekring Suriname

AUGUSTINUS P.G.E.F. (1980) - Actual development of the chenier coast of Suriname

Sedimentary Geology, 26. 91-113

Elsevier Scient. Publ. Comp. Amsterdam

AUGUSTINUS P.G.E.F. (1982) - Coastal changes in Suriname since 1948

Proceedings FURORIS Congress. 329-338

Univ. of Suriname and Delft Univ. of Technology

AUGUSTINUS P.G.E.F. (1985) - The geomorphological development of the coast of Guyana between the Corentyne River and the Essequibo River

Proceedings of the First Intern. Conf. on Geomorphology.

U.K.

AUGUSTINUS P.G.E.F. (1986, in press) - Artificial Structures and Shorelines

BOYE M. (1959) - Rapport sur l'état du dévasement du littoral de la Guyane française et spécialement des abords de Cayenne

ORSTOM - IFAT. 32 p.

BOYE M. (1962) - Les paléluviers du littoral de la Guyane française

Cahiers d'Outre-Mer, 15 (59). 271-290, 2 fig., 3 tabl., 8 pl.

BOYE M. (1963) - La géologie des plaines basses entre Organabo et le Maroni (Guyane française).

Thèse 3ème cycle. Géologie. Paris-Sorbonne. 1960

Mém. Carte Géol. de France. 143 p. Paris.

BRINKMAN, R. et PONS C.J. (1968) - A pedo-geomorphological classification and map of the Holocene sediments in the coastal plain of the three Guianas

Soil Survey Papers 4. 40 p.

Netherlands. Soil Survey Inst. Wageningen.

BLANCANEUX P. (1981) - Essai sur le milieu naturel de la Guyane française.

Travaux et Documents ORSTOM n° 137

CHOUBERT B. (1957) - Essai sur la morphologie de la Guyane française (photogéologie)

Mém. Carte Géol. France. 43 p. BRGM. Paris

CORDET Report (1985)

FROIDEFOND J.M.; PROST M.T. et GRIBOULARD R. - Etude de l'évolution morpho-sédimentaire des littoraux argileux sous climat équatorial: l'exemple du littoral guyanais.

Dép. Géol. Océan. I.G.B.A. Talence. 189 p.

DEMERARA COASTAL INVESTIGATION (1962)

DELFT HYDRAULIC LAB.

EISMA D. and VAN DER MAREL H.W. (1971) - Marine muds along the Guiana Coast and their origin from the Amazon Basin.

Contrib. of Min. and Petrog. 31 321-334. Springer Verlag

FROIDEFOND J.M. et al. (1985)

CORDET Report

I.G.B.A. Talence.

GEYSKES D.C. (1961) - Archeology of Surinam.

1er Congrès Intern. d'Etudes des civilisations pré-colombiennes.

Fort-de-France. Martinique. Juillet 1961

JEANTET D. (1982) - Processus sédimentaires et évolution du plateau guyanais au cours du Quaternaire Terminal.

Thèse 3ème cycle. Dép. Géol. Océanogr. I.G.B.A.

Univ. Bordeaux-I. Talence.

KROOK L. (1968) - Sediment petrographical studies in northern Suriname

Thesis. Acad. Proefsch. Vrije Univ. Amsterdam

LEVEQUE A. (1962) -Mémoire explicatif de la carte des sols de Terres Basses de la Guyane française.

ORSTOM. (Mém. ORSTOM 3) 88 p, 1 carte h.t.

LOINTIER M. (1982) - Dynamique des eaux et de l'intrusion saline dans l'estuaire du Sinnamary

ORSTOM/Cayenne

LOINTIER M. et PROST M.T. (1986) - Morphologie et hydrologie d'un marais côtier équatorial: l'exemple du Marais Sarcelle, en Guyane française. (in press)

Intern. Symp. on Sea-Level Changes and Quaternary Shorelines. S. Paulo. Brésil.

MILLIMAN J.D.; SUMMERHAYES C.P. and BARRETO H.T. (1975) - Quaternary sedimentation on the Amazon Continental Margin: a model.

Geol. Soc. American Bull. 86 /610-614

MONTAGNE G.D. (1964) - New facts on the geology of the "young" unconsolidated sediments of northern in Suriname.

Geologie en Mijnbouw, 43, 419-511.

NEDECO (1968) - Surinam Transport Study

Report on hydraulic investigation

23 p. The Hague

PONS L.J. (1966) - Geogenese en pedogenese in de jong-Holocene kustvlakte van de drie Guyanas.

Tijdschr. Kon. Ned. Aarde. Gen. 83, 153-172

PROST M.T. (1985) - Morphologie et dynamique côtières dans la région de Mana (Guyane française)

Congrès SEPANRIT. Cayenne.

PROST M.T. (1986) - Aspects of the morpho-sedimentary evolution of French Guiana's coastline (In press)

Intern. Symp. on Sea-Level Changes and Quaternary Shorelines.

São Paulo. Brésil. Juillet 1986.

SOURDAT M. et DELAUNE M. (1970) - Contribution à l'étude des sédiments meubles grossiers du littoral guyanais.

Cahiers ORSTOM, série Pédologie (8) 1. 81-97

SOURDAT M. et MARIUS C. (1964) - Prospections des cordons littoraux de sables grossiers entre Macouria et Organabo

ORSTOM/Cayenne. 13 p. (multigr.)

TURENNE J.F. (1978) - Sédimentologie des plaines côtières (Guyane française)

Atlas de la Guyane. CNRS/ORSTOM

RINE J.M. and GINSBURG R.N. (1985) - Depositional facies of the mud shoreface in Suriname.

Comp. Sed. Lab. Univ. of Miami. 633-651

REYNE A. (1961) - On the contribution of the Amazon River to accretion of the coast of the Guianas.

Geol. en Mijnbouw 40. 219-226

ROELEVELD W. (1968)-Pollenanalyses of two profiles in the young coastal plain of Surinam.

Geol. en Mijnbouw 47

ROELEVELD W. and VAN LOON A.J. (1978) - The Holocene development of the Young Coastal Plain of Suriname

Géol. in Mijnbouw.54 .21-28

VEEN A.W.L.(1970) - On geogenesis and pedogenesis in the Old Coastal Plain of Surinam

Sol offset druck. Amsterdam

Publicates van het Fysisch-Geografisch en Bodelkundig Laboratorium van de Univ. van Amsterdam.14

VAN DER HAMMEN Th. (1963) - The geomorphology of the Guiana Coast

Proceedings 2nd Geom. Conf. 153-187