

# La sédimentation au quaternaire terminal sur la plate-forme continentale de la Guyane française

Plate-forme continentale de la  
Guyane française  
Sédiments du Quaternaire terminal  
Authigenèses ferrifères  
Paléogéographie  
French Guiana shelf  
Late Quaternary sediments  
Marine authigenic clays  
Paleogeography

Michel PUJOS <sup>a</sup>, Gilles Serge ODIN <sup>b</sup>

<sup>a</sup> Département de Géologie et Océanographie, Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, Avenue des Facultés, 33405 Talence cedex, France.

<sup>b</sup> Département de Géologie Dynamique, Université Pierre-et-Marie-Curie, 75230 Paris cedex 05.

Reçu le 23/7/85, révisé le 30/12/85, accepté le 14/2/86.

## RÉSUMÉ

La sédimentation épicontinentale en Guyane française s'installe sur une marge stable, en bordure d'un socle pénéplané. Depuis le quaternaire terminal, le glacioeustatisme semble y tenir un rôle privilégié que l'analyse des différents faciès sédimentaires et la détermination des modalités de mise en place des dépôts mettent en évidence.

Sur cette plate-forme, étendue et à pente régulière :

— s'ordonnent différents faciès sédimentaires reliques autochtones (sables du Maroni, sables fins à très fins à verdine, complexes biorécifaux) et actuels d'origine amazonienne (vases côtières);

— se développent d'importants processus d'authigenèse de grains verts (glauconie, verdine) en relation avec les caractéristiques paléogéographiques.

Toutes les recherches aboutissent à la reconstitution de l'histoire paléogéographique de ce domaine depuis 30 000 ans B.P. Les différents schémas proposés illustrent, lors de la remontée du niveau marin depuis le dernier glaciaire, l'influence progressive des rejets en suspension de l'Amazone sur la sédimentation de cette marge, influence qui l'emporte de nos jours.

*Oceanol. Acta*, 1986, 9, 4, 363-382.

## ABSTRACT

### Late Quaternary sedimentation on the shelf off French Guiana

The epicontinental sedimentation in French Guiana took place on a stable margin adjacent to an old peneplain. Analysis of sedimentary facies and determination of the model of deposition indicate that the sedimentation was mainly glacio-eustatic in the late Quaternary.

On the platform, the extensive, gentle slope shows an arrangement of different relict, autochthonous facies (sands of Maroni, fine to very fine to "verdine" sands, reef complexes) and recent sediments of Amazonian origin (coastal muds). Different processes have led to the authigenesis of green minerals (glauconie, "verdine") in the context of paleogeographic features.

The research leads to the unraveling of the paleogeography of this region during the period after 30,000 years B.P. The different schemes proposed illustrate that with the rise of the sea level after the last glaciation, the progressive influence of the suspended material of the Amazon on the sedimentation of this margin became important and has remained so up to the present.

*Oceanol. Acta*, 1986, 9, 4, 363-382.

## INTRODUCTION

Le programme relatif aux processus côtiers est considéré par les experts internationaux comme susceptible de trouver sa pleine expression et ses applications les

plus certaines dans la région caraïbe. Cette dernière, riche de modèles divers s'insérant dans un contexte structural à la fois passif et actif selon les zones considérées, constitue un champ d'investigations aussi complet que possible, dont les différentes composantes peuvent

être considérées comme autant de références extrapolables à d'autres régions tropicales du globe.

Les travaux réalisés par l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine (IGBA) dans la région caraïbe ont eu pour orientation générale de préciser les grands traits de la sédimentation dans une zone tropicale présentant des possibilités d'études à la fois sur une marge stable en bordure de socle pénéplané (Guyane française), un domaine à volcanisme actif (Antilles françaises) et une marge d'accrétion en bordure de jeunes reliefs (Colombie : Assor *et al.*, 1983; Pujos *et al.*, 1985). Nous présentons dans ce travail les résultats obtenus sur le plateau continental de la Guyane française, avec plus de 400 échantillons de surface et 20 carottes (Kullenberg) issus de trois campagnes océanographiques (ISTPM, Thalassa, 1971; BRGM, Guyamer, 1975; IGBA/BRGM, Guyante, 1976), qui ont abouti aux travaux de Moguedet (1973), Bouysse *et al.* (1977; 1980) puis à ceux de chercheurs de l'IGBA (Pujos, 1976; Phillips, 1977; Hosteins, 1977; Jeantet, 1982; Renie, 1983; Chagnaud, 1984; Pujos *et al.*, 1984; Pujos *et al.*, 1985).

Une première partie résume l'ensemble de ces travaux qui portent sur quatre points essentiels :

- caractérisation précise des différents faciès sédimentaires de la couverture superficielle du plateau et des premiers mètres du substratum;
- détermination des modalités de mise en place des différentes formations reconnues ainsi que la dynamique qui les a affectées;
- relations sédimentaires existant entre la plate-forme et l'arrière-pays (traceurs minéraux);
- schéma des développements géomorphologiques de la surface topographique affectant ou conduisant l'évolution du littoral guyanais au cours du quaternaire récent.

Une deuxième partie est consacrée à l'appréciation des processus d'authigenèse en relation avec les caractéristiques paléogéographiques évolutives de la frange côtière. Le plateau continental guyanais représente, en effet, une région privilégiée pour l'étude des phyllites authigènes : la présence des grains verts dans les sédiments y est constante de la côte vers le large, à l'exception des vasières littorales. Pour mener à bien ce travail, nous avons étudié par divers procédés analytiques des séries d'échantillons, afin de mieux saisir la dynamique de leur évolution. Leur signification générale a été envisagée en particulier par comparaison avec les gisements connus de toute la façade orientale de l'Océan Atlantique.

Les recherches ci-dessus mentionnées montrent que le plateau guyanais est le siège :

- de la formation de dépôts actuels en rapport avec différents paramètres du milieu (hydrodynamiques, physico-chimiques) dont l'observation locale détaillée permet de suivre l'évolution des apports fluviaux, les fluctuations de la dynamique sédimentaire;
- de la présence de nombreux dépôts reliques dont l'analyse autorise, au moins depuis le dernier glaciaire, la reconstitution des paléoenvironnements marins dont

il est alors possible d'apprécier la variabilité (les facteurs physico-chimiques relatifs à la frange littorale sont très instables) et l'évolution. C'est l'objet de la troisième partie.

## PRÉSENTATION DU PLATEAU GUYANAIS : CADRE GÉOGRAPHIQUE, GÉOLOGIQUE ET MORPHOLOGIQUE. SÉDIMENTOLOGIE DE LA COUVERTURE SUPERFICIELLE

Le plateau continental de la Guyane française fait partie d'un vaste ensemble de marges passives qui couvre presque toute la partie orientale de l'Amérique du Sud (Curry, 1980). Ce plateau continental constitue une bande continue de plus de 300 km de longueur sur 100 km (au Sud-Est) à 150 km (au Nord-Ouest) de largeur (fig. 1).

Il est limité :

- à la côte, par une plaine basse, bordée de mangroves et de marais;
- au large, par une rupture de pente au-delà de laquelle se développe un vaste talus découpé de canyons sous-marins.

A terre, le substrat est constitué des roches granito-gneissiques du bouclier guyanais. Celui-ci affleure sur l'ensemble du département et est recouvert, en bordure de l'Océan Atlantique, de dépôts récents de la plaine côtière. Localement, des pointements de socle jalonnent le littoral (rochers du Grand Connétable, Père, Mère...). Plus au large, l'épaisseur des dépôts sableux et carbonatés datés du Crétacé à l'Actuel est supérieure à 200 m (forage de Sinnamary). Cet épaissement brusque y est le reflet d'une flexure continentale.

Ainsi, si cette plate-forme appartient à une marge sismiquement inactive, elle n'en est pas pour autant totalement stable. On prendra en compte ce mouvement d'enfoncement du plateau par rapport au bouclier émergé. Choubert (1957) rattache aussi à la subsidence les mouvements de bascule vers l'Est qu'il observe dans les dépôts quaternaires côtiers.

La morphologie de cette plate-forme est caractérisée par de larges bandes parallèles à la côte dont la pente est faible (0,50‰) à modérée (0,5 à 2‰). Elles sont séparées essentiellement par trois discontinuités (Renie, 1983) :

- La première, à -20 m, correspond au passage latéral de faciès : vase côtière-sables fins à très fins de la plate-forme.
- La seconde, vers -40 m, est liée à de fortes teneurs en ilménite. Il s'agit là probablement d'une trace d'un stationnement du niveau marin car ce minéral, issu de remaniements, est souvent concentré en zone intertidale.
- La troisième, entre -80 m et -100 m, résulte de l'existence de masses discontinues : vestiges probables de barrière récifale. Ces récifs, aujourd'hui fossiles, sont

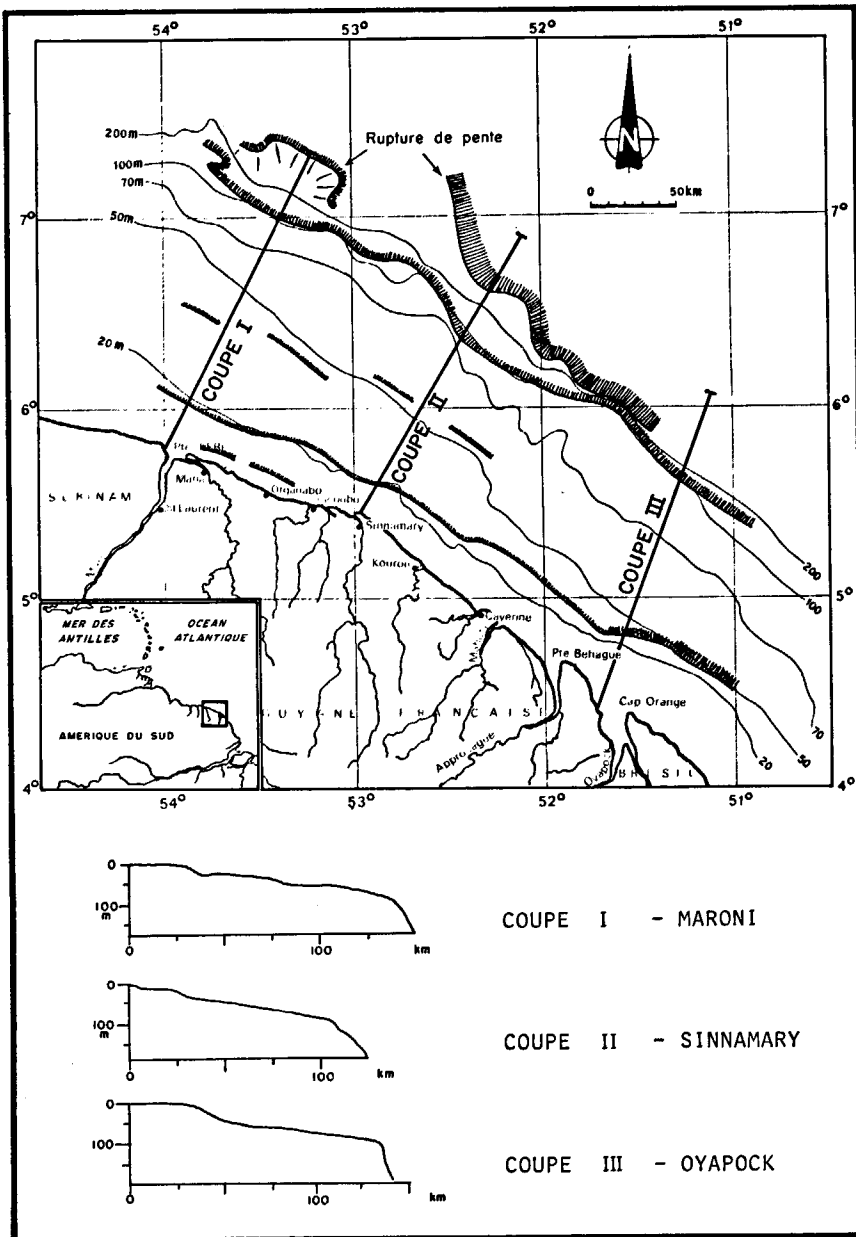


Figure 1

Plan de situation et morphologie du plateau guyanais.

Location of the area studied and the French Guiana shelf morphology.

partiellement enfouis sous des dépôts détritiques fins ou grossiers (Bouysse *et al.*, 1977) ou carbonatés issus de leur démantèlement.

Les anomalies de surface issues de la comparaison des surfaces théoriques obéissent aux caractères régionaux et des surfaces uniquement influencées par les anomalies structurales, lithologiques ou sédimentaires (Naudin, Prud'homme, 1971). Par cette méthode, Jean-tet (1982) montre l'existence de deux régions présentant des anomalies :

- positives au Nord-Ouest,
- négatives au Sud-Est.

Dans cette dernière région, apparaissent localement quelques pointements récifaux fossiles.

Dans la région d'anomalies générales positives, le gradient des valeurs augmente de la côte vers le large. Sur la plate-forme externe, les plus fortes anomalies sont disposées en forme d'éventail dont la pointe serait tournée vers l'embouchure du Maroni. Les dispositions

morphologiques, bien marquées au large du débouché du fleuve, représentent un delta sous-marin, ainsi que le corroborent les témoignages sédimentaires. Ces fortes anomalies suggèrent également l'existence de réseaux fluviaux ou deltaïques successifs et superposés. Les émergences répétées de la plate-forme guyanaise au Cénozoïque et les résultats de l'étude sédimentaire du sondage de Coswine où il apparaît que le Maroni est un fleuve très ancien (Boye, 1963) confirment cette interprétation.

#### Sédimentologie de la couverture superficielle

La distribution horizontale des sédiments du plateau guyanais fait apparaître plusieurs domaines (fig. 2).

##### Le domaine côtier

Le domaine côtier est le siège de dépôts vaseux actuels issus en grande partie des suspensions fluviales amazoniennes (Gibbs, 1973; Bassin, 1976; Bouysse, Roux,

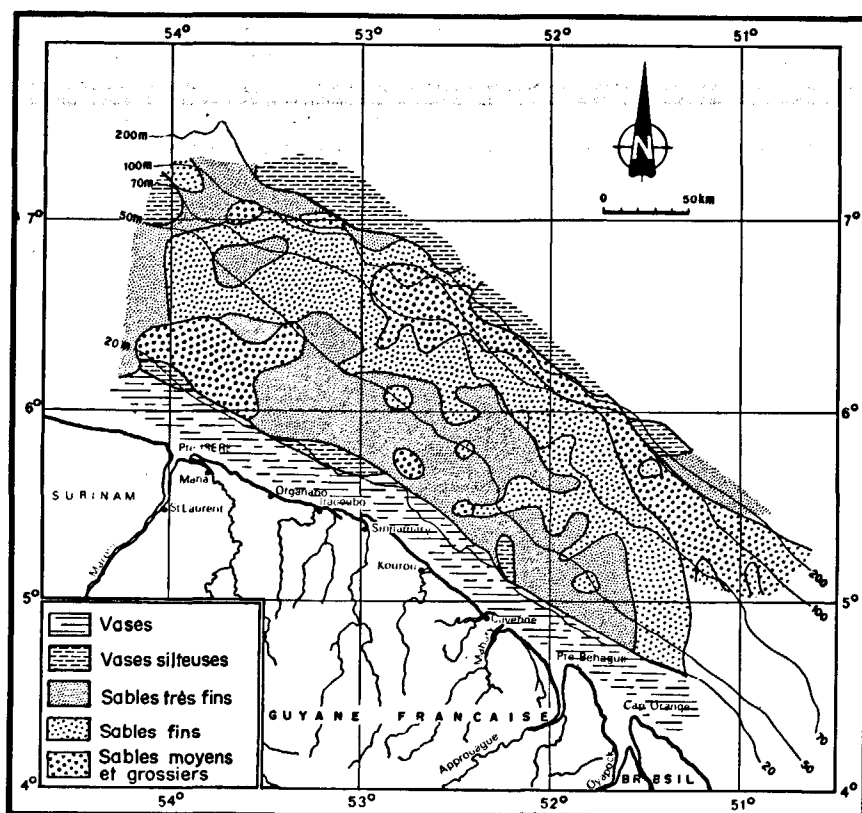


Figure 2

Faciés granulométriques du plateau continental guyanais (d'après Bouysse *et al.*, 1977; Jeantet, 1982 et Renie, 1983).

Grain size distribution of the Guiana shelf sediments (after Bouysse *et al.*, 1977; Jeantet, 1982 and Renie, 1983).

1978; Milliman *et al.*, 1982; Jeantet, 1982). La majeure partie de ces suspensions (90%) est inférieure à 50  $\mu\text{m}$  pour une médiane et un mode inférieurs à 25  $\mu\text{m}$ . Le cortège argileux : smectites dominantes sur les illites, kaolinites et chlorites correspond bien à celui de l'Amazonie, il est d'origine andine (Gibbs, 1967). C'est le courant des Guyanes, grossièrement Est-Ouest, qui apporte ces sédiments formant, de la côte à -20 m de profondeur, une nappe continue atteignant quelques mètres d'épaisseur (Moyes *et al.*, 1975; Chagnaud, 1984). Sur tout le littoral, alternent des bancs vaseux et des zones d'érosion dont le déplacement vers le Nord-Ouest entraîne successivement des périodes d'ensablement et de dévasement qui ont fait l'objet d'études géotechniques (Hydraulics Laboratory Delft, 1962).

A l'influence décroissante de l'Amazonie vers le Nord-Ouest correspond un gradient d'affinement des dépôts argileux (la médiane passe de 1,6  $\mu\text{m}$  à l'Est à 1  $\mu\text{m}$  à l'Ouest), et une moindre étendue de la vaseuse qui, au large du Brésil s'étend jusqu'à -50 m de profondeur.

Le courant des Guyanes ne représente cependant qu'une partie des agents hydrodynamiques. En effet, si le courant superficiel est sensiblement unidirectionnel (Nord-Ouest) et très compétent, il diffère des courants de fond de type rotatif, peu compétents, souvent de direction opposée. L'action conjuguée de la houle et des courants de marée, à certaines saisons, semble capable de provoquer une remise en suspension et transporter le flux terrigène qui se déverse sur la plate-forme. Ces courants de fond portent vers le Nord-Est pendant la durée du jusant (Castaing, Pujos, 1976); ceci, allié à l'observation de foraminifères benthiques vivant exclusivement dans la vaseuse littorale dans les sables pré-

vés entre -20 et -100 m, suggère une alimentation actuelle, au moins partielle, de la plate-forme externe par des sédiments terrigènes et des éléments faunistiques côtiers.

Outre l'apport dominant amazonien, l'origine locale d'une partie des suspensions est probable. C'est ainsi que Boye (1963) et Blancaneaux (1981) soulignent les crues violentes qui caractérisent les cours d'eau guyanais en saison des pluies entraînant, comme nous l'avons constaté, une érosion partielle, qui se traduit, dans de nombreux biefs, par une forte turbidité des eaux fluviales. Bouysse *et al.* (1980), pour leur part, font allusion à la différence géochimique entre les dépôts vaseux pélagiques et littoraux, qui s'expliquerait par l'influence « d'un faible apport local ». Cette différence géochimique est particulièrement nette en ce qui concerne l'élément fer. D'après Roche (1977), les teneurs en fer dissous dans les eaux fluviales du Kourou diminuent considérablement au contact des eaux salines. Cet élément se retrouve, en partie, dans la zone littorale sous forme oxydée en goéthite et magnétite. Ces oxydes et hydroxydes pourront ensuite être réduits (au fur et à mesure de leur enfouissement?) dans ces milieux anoxiques que traduisent bien les remplissages de pyrite des tests de foraminifères benthiques (genre *Nonionella*).

#### Le domaine du large

Trois types de composés sédimentaires doivent être distingués dans le domaine du large. Les éléments terrigènes, les éléments organogènes et les oolithes, et les éléments minéraux authigènes ferrifères.

### Les sédiments terrigènes

Les sédiments terrigènes sont, soit grossiers, soit fins à très fins.

Les sables grossiers du Maroni (médiane entre 250 et 2000  $\mu\text{m}$  et mode supérieur ou égal à 250  $\mu\text{m}$ ) forment des épandages au droit de l'embouchure actuelle confirmant l'interprétation des anomalies topographiques positives notées ci-dessus. Dans cette région, ces

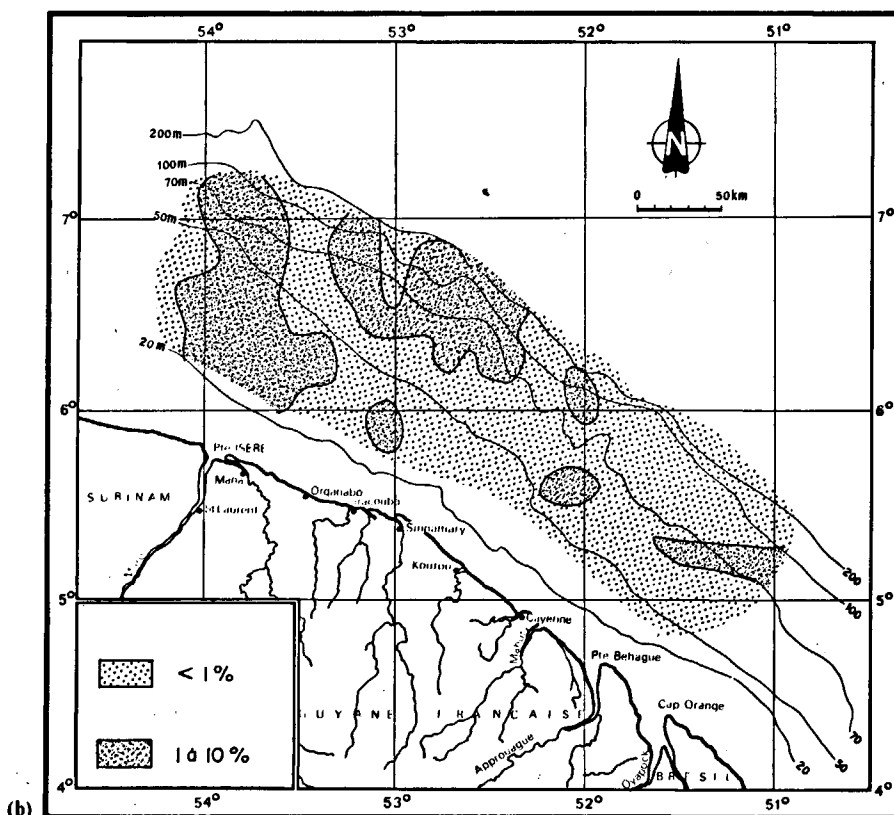
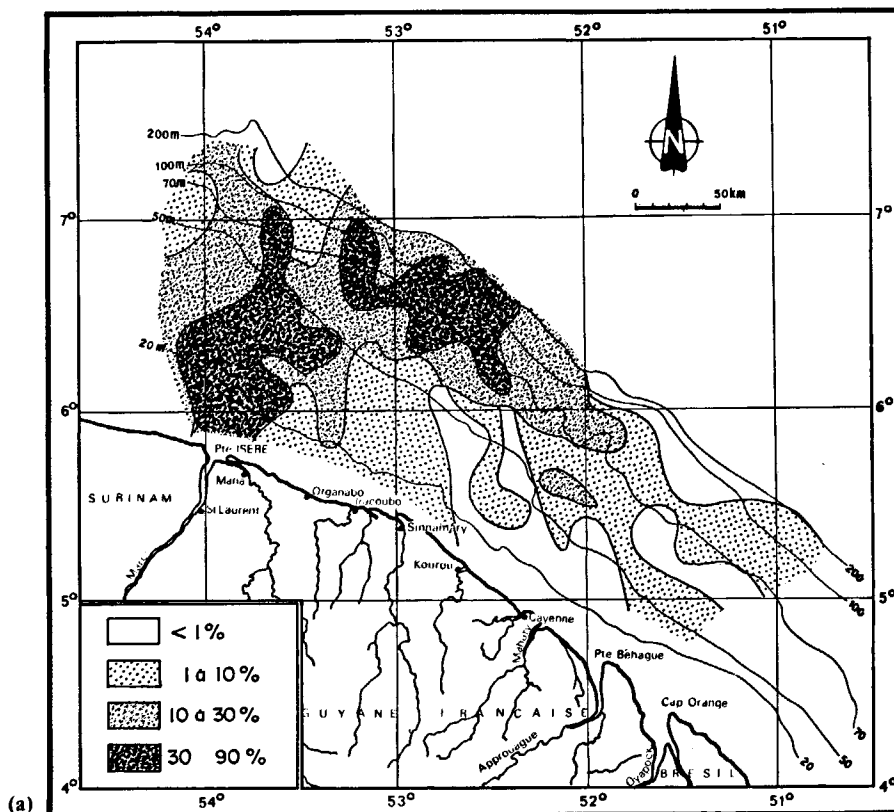
dépôts, dont seule une partie est visible en surface, sont partiellement recouverts par des sables plus fins et apparaissent parfois, à la faveur de fenêtres d'érosion, au droit du Kourou et de la Sinnamary (Bouysse *et al.*, 1977); leur aspect est rubéfié.

Le test de Visher indiquerait que ces sables ont été transportés par saltation dans une zone d'estuaire interne sous l'action de la marée dynamique (Jeantet, 1982).

Figure 3

Distribution des minéraux lourds. a) Staurotide. b) Grenats.

Distribution of heavy minerals. a) Staurolite. b) Garnet.



L'association staurotide/grenat qui accompagne généralement ces sables (fig. 3) est caractéristique de la plaine côtière située entre les fleuves Maroni et Suriname. Ces minéraux proviennent des roches métamorphisées, appartenant au faciès amphibolite, qui occupent essentiellement le bassin versant du Maroni. Ils individualisent sur la plate-forme continentale une « province du Maroni ».

Lorsque ces sédiments se déposent au cours des différentes phases régressives du quaternaire, la pente du fleuve augmente ainsi que sa compétence. L'action de ce fleuve « plus travailleur » érode la tunique tropicale. Dès lors, au droit du Maroni, prend naissance un vaste delta construit de matériel grossier qui témoigne des possibilités d'entraînement du fleuve.

Les sables fins et très fins couvrent, en surface, une grande partie de la plate-forme guyanaise. Les caractéristiques granulométriques (médiane, mode) y sont respectivement de  $125 < Md < 250 \mu m$  et  $m = 160 \mu m$  pour les sables fins, et de  $50 < Md < 250 \mu m$  et  $m = 100 \mu m$  pour les sables très fins.

Les tests de Visher et de Passega montrent que, d'une manière générale, la population dominante de ces deux stocks sableux est mue par saltation, caractéristique pouvant indiquer une dynamique en milieu côtier, d'énergie modérée. Le mode de mise en place de ces sables fins et très fins ne correspondant pas aux conditions hydrodynamiques actuelles qui règnent dans leur aire de répartition, ils représentent des stocks reliques.

L'observation des grains de quartz au microscope électronique à balayage (Legigan, 1985) permet de reconnaître une succession de milieux qui, replacés les uns par rapport aux autres, des anciens vers les plus récents, marquent les jalons principaux de l'évolution

générale du sédiment examiné. L'ensemble des stocks sableux de la plate-forme guyanaise présente généralement un caractère marin littoral prononcé avec un héritage continental (pédogénèse puis milieu fluvial) ou margino-littoral (marécages, milieu hyperhalin ou fluvio-marin). Parfois l'auteur constate une reprise fluviale puis marine (intertidale et infratidale) de vieux grains marins, témoignage de l'ancienneté sur la plate-forme d'une partie du stock sableux.

Ces sables caractérisés par leur origine généralement fluviale et leur reprise en milieu marin se déposent en période transgressive lorsque la compétence dégressive des cours d'eau ne permet plus d'assurer que le transit sédimentaire de matériaux plus fins.

Les sables organogènes - Les sables oolithiques

Les sables organogènes se situent sur le rebord continental (fig. 4). Ils sont constitués de restes de polypiers, spongiaires, foraminifères benthiques (amphistégines) et bryozoaires. Ces mêmes organismes, avec des espèces similaires, caractérisent aujourd'hui, dans les Caraïbes notamment, un faciès de type pararéefal sur substrat meuble; le faciès sédimentaire est jalonné, vers 100 m de profondeur, d'affleurements rocheux que Moguedet (1973), puis Bouysse *et al.* (1977) attribuent à d'anciens édifices récifaux.

Plus à l'Est, se développent des sables oolithiques (fig. 5). Ces oolithes, d'aspect luisant, de forme sphérique, présentent des couleurs allant du beige au brun roux suivant leur état de ferruginisation. Leur nucléus est constitué de particules diverses, quartz, tests de foraminifères benthiques, carapaces d'ostracodes, etc. Leur enveloppe de calcite ferromagnésienne est à structure concentrique fibroradiée, ce qui semblerait témoi-

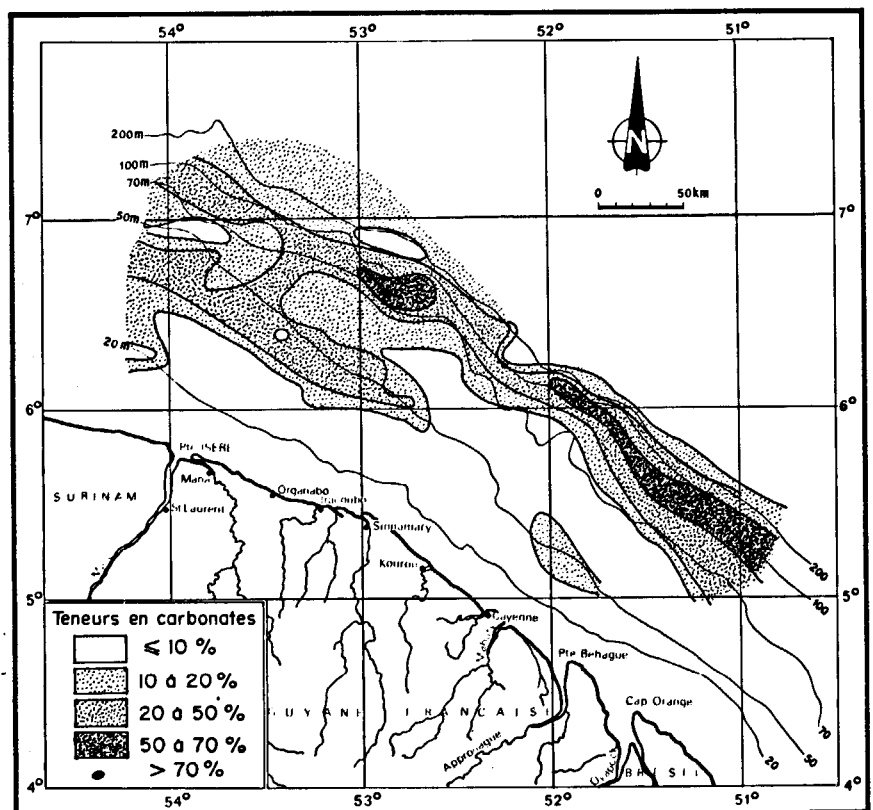


Figure 4  
Teneur en carbonates (d'après Bouysse *et al.*, 1977)  
Carbonate contents (after Bouysse *et al.*, 1977).

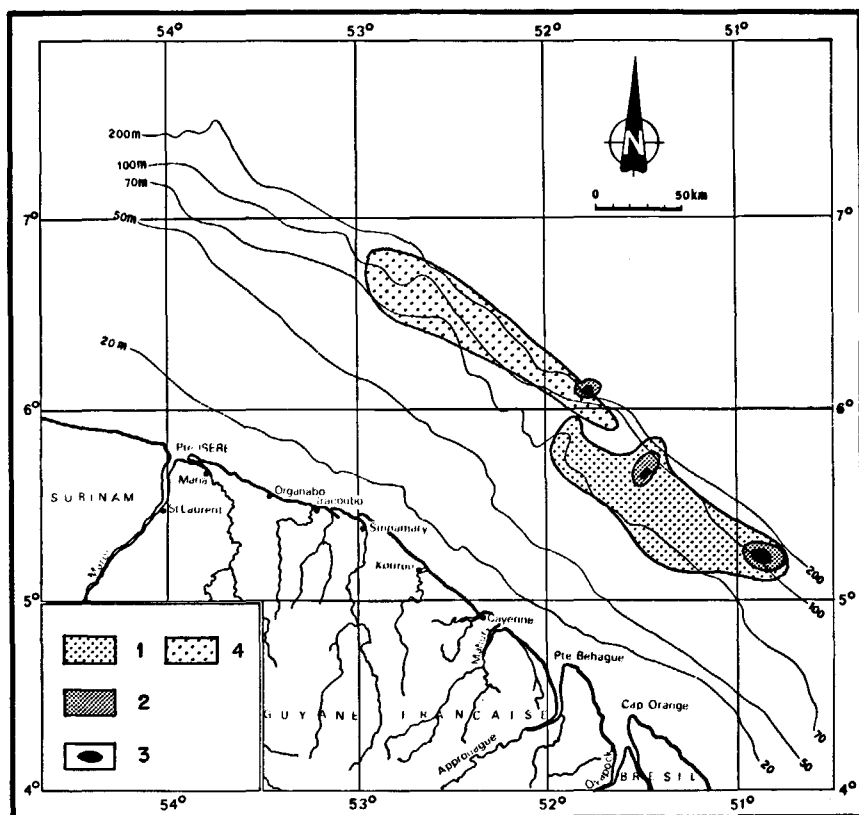


Figure 5

Distribution des oolites (1-2-3) et des amphistégines (4) (d'après Bouysse *et al.*, 1977; Jeantet, 1982).

1: 1 à 5%; 2: 5 à 30%; 3: > 30%; 4: individus abondants.

Distribution of oolites (1-2-3) and Amphistegina (4).

(1: 1-5%; 2: 5-30%; 3: > 30%; 4: abundant individuals. After Bouysse *et al.*, 1977; Jeantet, 1982).

gner d'une recristallisation. Leur taille moyenne est comprise entre 250 et 500  $\mu\text{m}$ . Elles sont généralement caractéristiques de grandes plate-formes calcaires, peu profondes (type Bahamas).

Ces faciès sédimentaires et les thanatocoenoses qu'ils renferment, témoignent de l'existence d'un cordon récifal, aujourd'hui immergé vers -80/-100 m, et dont les vestiges ont été découverts dans tout l'Atlantique oriental tropical : au Brésil (Santos, 1972), au Surinam (Nota, 1958), en Colombie (Vermette *et al.*, 1984), dans le Golfe du Mexique (Logan *et al.*, 1969).

#### Les minéraux authigènes ferrifères

Aux deux composants déjà décrits s'ajoutent, presque toujours sur le plateau guyanais, des minéraux riches en fer qui font de ce plateau un nouvel exemple où l'on peut observer le résultat de l'activité géochimique élevée de l'élément fer en milieu marin intertropical. On remarquera la distribution, globalement parallèle à la côte, de minéraux caractéristiques. Nous avons déjà noté l'abondance des sulfures dans la bande des vases littorales. Plus au large, à la limite des sables et des vases, le fer se concentre, notamment sous forme de carbonate : la sidérite, dont la formation en place nécessite encore un milieu réducteur.

Parmi les oxydes, nous avons déjà indiqué la présence de concentrations d'ilménite, spécialement entre 40 et 60 m de profondeur; ce composé est d'origine détritique par altération des cuirasses latéritiques. Au contraire, la goéthite, signalée sous le nom de limonite par Bouysse *et al.* (1977), est authigène. Comme sur la rive Est de l'Atlantique (Odin, Matter, 1981), elle est

abondante vers -100 m, et signe la présence d'un paléorivage correspondant au maximum de la dernière régression vers -18 000/-20 000 ans B.P. Cette goéthite s'est constituée spécialement sur des grains déjà riches en fer, tels que de la glauconie, formée antérieurement et soumise à un environnement plus oxydant lors de la régression. Mais on la rencontre aussi sur d'autres supports à des profondeurs moindres, et notamment sur des grains verts différents formés à une profondeur telle que pouvaient se succéder alternativement un milieu favorable aux authigénies de phyllites (milieu marin neutre à légèrement oxydant) et un milieu plus oxydant altérant les phyllites déjà engendrées. Ces phyllites ont un intérêt tout particulier.

Elles se présentent sous la forme de grains résultant manifestement de l'évolution de supports variés dans lesquels les phyllites vertes ont pris naissance. Les supports de verdissement sont répartis selon un gradient assez clair de la côte vers le large : les micas (biotite plus ou moins chloritisée) dominant vers la côte; ils sont relayés progressivement vers le large par des moules de divers microorganismes ainsi que par quelques coprolites, localement (fig. 8).

L'ensemble de ces grains verts avait été nommé glauconie dans le travail de Bouysse *et al.* (1977). Effectivement, les premiers échantillons que nous avons analysés au diffractomètre par la suite, de même que ceux correctement identifiés par Moguedet (1973) dans les échantillons du large, montraient les pics caractéristiques de ce faciès composé de minéraux de type illite plus ou moins ouverts. Mais, très vite, il s'est avéré que seuls les grains verts situés au-delà d'une ligne grossièrement coïncidant avec l'isobathe 150 m répon-

daient à la définition d'une glauconie. Tout le reste du plateau continental, au-delà des vases littorales et jusqu'au-delà de  $-100$  m, est tapissé de grains dont le composé vert révèle en diffractométrie un pic dominant à  $7 \text{ \AA}$ . Avant d'entrer dans plus de détail, nous nommerons phyllite V ce composé par opposition aux phyllites glauconitiques.

A l'exception des sables grossiers du Maroni, tous les sédiments du plateau montrent la présence de grains verts. Les teneurs par rapport au sédiment total sont assez constantes et de l'ordre de  $5$  à  $10\%$  sur le plateau pour la phyllite V, tandis que, sur le rebord du talus, les teneurs en glauconie s'élèvent jusqu'à  $20$ , voire  $30\%$  du sédiment. C'est une masse considérable et ceci constitue un trait essentiel des sédiments du plateau guyanais. Nous avons porté à l'étude de ce point un intérêt tout particulier, car il affecte des informations essentielles sur l'histoire des sédiments.

## ÉTUDE DES GRAINS VERTS

### Rappel des connaissances antérieures

La présence de grains verts est signalée sur les plateformes continentales du pourtour atlantique, notamment sur la rive Est où ils sont abondants (Odin, Matter, 1981) depuis le plateau nord-ouest espagnol (Lamboy, 1976) jusqu'au large de l'Afrique du Sud (Birch *et al.*, 1976; Odin, 1985a). Sur la côte nord de l'Amérique du Sud, en dehors de la Guyane française, il semble que des grains verts authigènes soient également présents de façon continue depuis l'embouchure de l'Amazone jusqu'à celle de l'Orénoque. Les études de Porrenga (1967) sur la « glauconie » et la « chamosite » au large du Vénézuéla oriental et du Guyana, de même que celles de Hardjosoestastro (1971) sur la « chamosite » récoltée au large du Surinam en font foi. Enfin, de rares grains verts ont été difficilement identifiés au large de la Colombie.

Nous distinguons deux faciès : la glauconie et la verdine définies par l'un de nous (Odin, 1985b). Morphologiquement, il est impossible de distinguer les deux faciès. Seule l'étude diffractométrique, effectuée sur des grains très purifiés et, si possible, sur plusieurs stades d'évolution du verdissement, donne des indications fiables. La glauconie est caractérisée par la présence d'une phase authigène marine verte révélant aux rayons X une architecture de phyllite à  $10 \text{ \AA}$  plus ou moins ouverte : ce sont les minéraux glauconitiques définis par Odin (1975a). La verdine se reconnaît, à la présence d'une phase authigène révélant, aux rayons X, une architecture de phyllite probablement de nature chloritique toujours très modestement cristallisée, c'est la phyllite V (Odin, 1985b).

Ces déterminations ne sont pas toujours aisées du fait du mode de formation des grains verts. Celui-ci peut se résumer comme suit (Odin, Matter, 1981). Dans un sédiment superficiel, en étroit contact avec l'eau de mer sus-jacente, quatre types de grains ( $100$  à  $500 \text{ \mu m}$  de diamètre) se déposent : des coprolites, des tests de microfaune, des débris carbonatés d'origine organique,

des éléments minéraux détritiques. Ces grains constituent des microenvironnements physiques élémentaires favorables aux rencontres cationiques à l'interface eau/sédiment. Dans ce microenvironnement, s'élaborent les phyllites vertes par croissance cristalline. L'évolution des grains se traduit, d'une part, par la disparition progressive du substrat initial dissous ou altéré (car en déséquilibre géochimique avec l'eau marine du fond), d'autre part, par le remplacement par des minéraux authigènes. Il en résulte que, fondamentalement, un grain vert est mixte, constitué d'un substrat original et de phyllites authigènes. Là réside l'essentiel de la difficulté, évoquée plus haut, de déterminer la nature de la phyllite verte authigène par diffractométrie. En effet, le substrat original renferme fréquemment un composé diffractant lui-même entre  $10$  et  $14 \text{ \AA}$  comme les minéraux glauconitiques ou à  $7$  et  $14 \text{ \AA}$  comme la phyllite V. Il n'y a pas de relation de cause à effet entre la nature cristallographique du substrat et celle de l'authigène. Ainsi, une paillette de mica ( $10 \text{ \AA}$ ) peut très bien abriter la formation de minéraux glauconitiques à  $10 \text{ \AA}$  (Odin, 1972) comme celle de la phyllite V (cas de la Guyane); de même, un coprolite riche en kaolinite peut aussi bien subir une glauconitisation ou protéger le développement de la phyllite V comme cela a été observé dans le Golfe de Guinée (Giresse, Odin, 1973). Pour lever l'incertitude liée à l'attribution au support ou à l'authigène de certains pics, on analyse divers stades de l'évolution des grains après les avoir séparés et avoir reconnu leur succession. C'est alors la séquence de diffractogrammes qui indique la dynamique de l'évolution : les pics caractérisant le substrat disparaissent, ceux de l'authigène s'affirment.

### La glauconie guyanaise

La « glauconie du large » reconnue et cartographiée entre  $-100$  et  $-150$  m par Bouysse *et al.* (1977) est la seule glauconie vraie du plateau guyanais; elle y dépasse régulièrement  $10\%$  du sédiment en poids. Les études postérieures confirment cette répartition sur la bordure extrême de la plate-forme, dans la bande  $-150/-300$  m et localement, jusqu'à plus de  $-500$  m. La majeure partie de la glauconie est récoltée dans la fraction supérieure à  $160-200 \text{ \mu m}$ , presque uniquement composée de grains verts. Les substrats de verdissement, encore reconnaissables, sont des remplissages de foraminifères.

L'étude diffractométrique des grains verts purifiés prélevés au-delà de  $-150$  m ne montre que des minéraux glauconitiques. Leur pic de diffraction principale (préparation en poudre non orientée afin de ne pas sélectionner une fraction granulométrique privilégiée de minéraux verts) indique une épaisseur moyenne des feuillettes comprise entre  $12$  et  $11 \text{ \AA}$ . Ceci correspond à une teneur en potassium de  $4$  à  $6\%$  ( $\text{K}_2\text{O}$ ) comme il a été montré par Odin (1982). C'est une glauconie peu évoluée (Odin, 1975a; fig. 6).

Une partie des grains verts glauconitiques a subi une altération oxydante très nette. La couleur passe du vert à l'ocre et au brun rouille dans le même échantillon mais, parfois, tous les grains d'un prélèvement sont



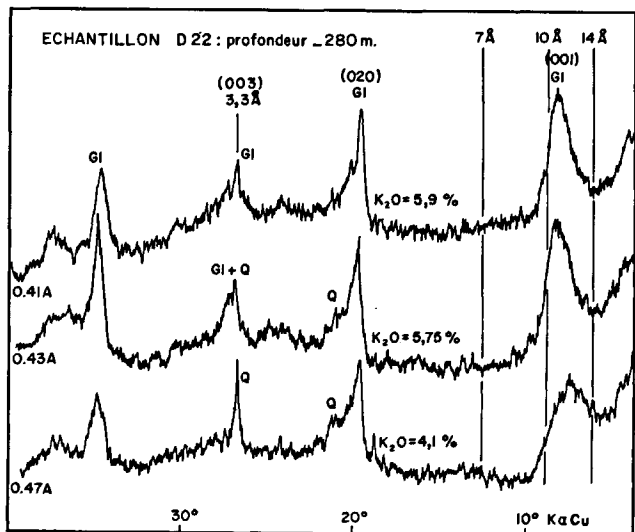


Figure 6  
 Diffraction patterns on powder of 3 fractions of glaucony: grains green from the outer Guianan shelf. The 3 fractions were separated at 3 different intensity ranges. The most evolved grains are attracted at 0,41 A where the 001 peak closest to 10 Å; the less evolved grains attracted at 0,47 A, show a 001 peak that is less clear and away from 10 Å. Quartz (Q) is present in small proportion (sample from the "Thalassa" cruise, 1971).

X Ray diffraction patterns of three glaucony fractions sampled from green grains off the outer Guiana shelf (randomly oriented mounts). These fractions were selected using a magnetic separator at three different intensity ranges. The most evolved grains are attracted at 0,41 A where the 001 peak closest to 10 Å; the less evolved grains attracted at 0,47 A, show a 001 peak that is less clear and away from 10 Å. Quartz (Q) occurs in small proportion (sample from the "Thalassa" cruise, 1971).

rouilles. Les grains les plus altérés, séparés au bromoforme, ne révèlent plus que des traces indistinctes des minéraux glauconitiques aux rayons X, tandis que les pics de la goéthite deviennent nets (fig. 7).

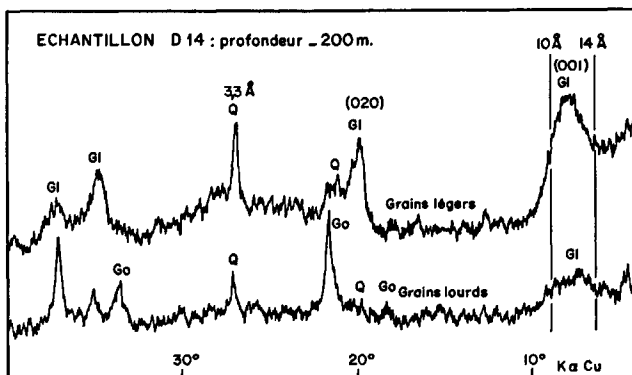


Figure 7  
 Diffraction patterns on powder of 2 fractions of glaucony which were affected by oxidizing alteration during the last regression. The heavy fraction is richer in dense iron hydroxide (go); the light fraction includes the less oxidized grains and the glaucony mineral (Gl) peaks are sharper (sample from the Thalassa cruise, 1971).

X Ray diffraction patterns of two glaucony fractions separated by bromoform which were affected by oxidizing alteration during the last regression. The heavy fraction is richer in dense iron hydroxide (go); the light fraction includes the less oxidized grains and the glaucony mineral (Gl) peaks are sharper (sample from the Thalassa cruise, 1971).

### Le faciès verdine en Guyane

La verdine est omniprésente sur le plateau guyanais entre -20 et -150 m (fig. 8). Les teneurs, souvent comprises entre 5 et 10% du sédiment sec, atteignent localement jusqu'à 25%. La granulométrie moyenne de ces grains verts est inférieure à celle des grains glauconitiques (fig. 9 a et b). Comme nous l'avons observé par ailleurs, notamment au large du Sénégal et dans le Golfe de Guinée, c'est le plus souvent la fraction comprise entre 160 et 100 µm qui permet de

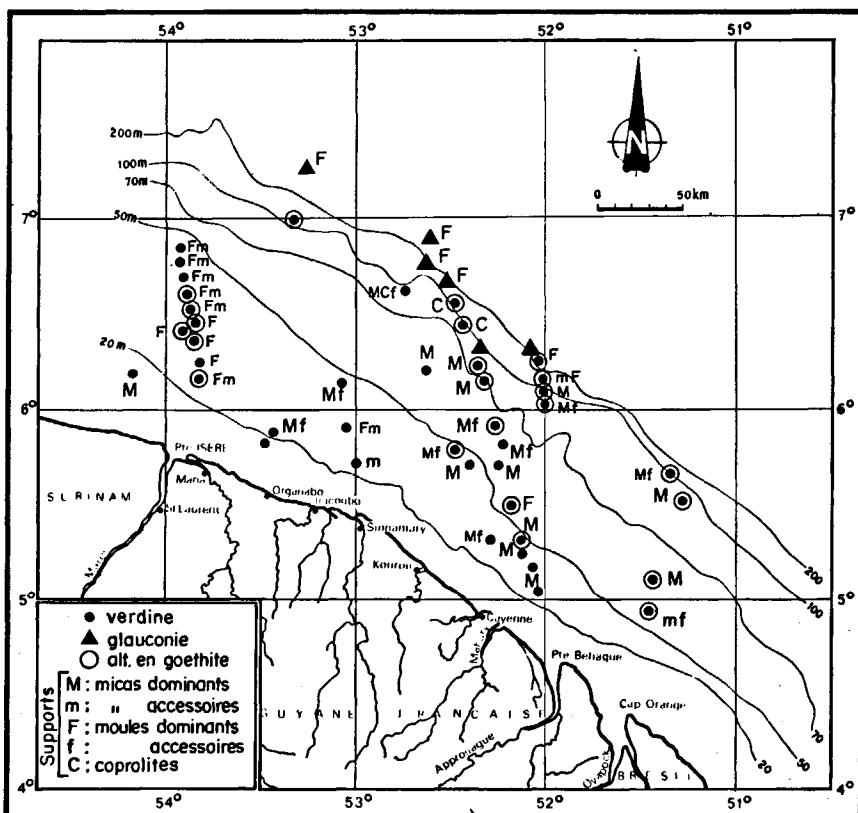


Figure 8  
 Répartition des faciès verts, glauconie et verdine, et de leurs supports de formation reconnaissables. Noter, localement, une proportion de coprolites vers -100 m indiquant qu'en période de bas niveau marin, il y avait là probablement un dépôt de vaseuses avec limnivores.  
 Distribution of green facies, glaucony and verdine and their substrate. Note the local occurrence of fecal pellets at about -100 m suggesting a low sea level period and mud deposits containing mud eaters.



Figure 9a  
Échantillon 217 O-glaucy (–200 m). Grains de  $\varnothing$  500  $\mu$ m et plus.  
*Glaucy grains from sample 217 O (more than 500  $\mu$ m in diameter) collected from –200 m depth.*



Figure 9c  
Échantillon 182 A (–45 m). Évolution en verdine d'un mica qui s'ouvre en accordéon par croissance de phyllite V entre les feuillets, mécanisme identique à la glauconitisation (Odin, 1971).  
*Sample 182 A (–45 m). Verdine evolution of a mica flake into an accordion like grain due to phyllite V development between layers; a mechanism already identified for the glauconitization process (Odin, 1971).*

séparer la plus grande quantité des grains verts de type verdine. Ce caractère permet de distinguer ces grains beaucoup plus sûrement que la coloration (peut-être un peu plus foncée en moyenne), la forme générale ou les propriétés paramagnétiques très comparables.

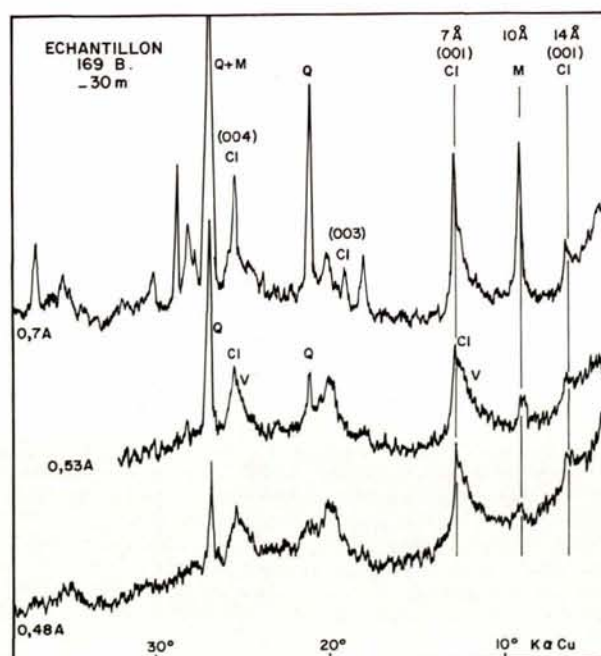
La phyllite V se forme en grande partie à l'intérieur de paillettes de biotite en voie d'altération. Les « accordéons » engendrés par cette croissance cristalline dans les clivages du mica dépassent rarement en épaisseur le diamètre initial des paillettes (fig. 9c) contrairement aux longs accordéons engendrés par la glauconitisation des micas (Odin, 1972). D'autres substrats, comme les remplissages de foraminifères, ne sont pas rares surtout au large, où ils sont parfois plus abondants que les paillettes; quelques échantillons, prélevés surtout entre –100 et –150 m, montrent que les coprolites constituent par endroit le substrat dominant; seuls quelques rares débris carbonatés verdés reconnaissables ont été observés dans les sédiments où la phyllite V s'est développée (fig. 8).



Figure 9b  
Échantillon 175 A-verdine (–55 m). Grains de  $\varnothing$  100 à 150  $\mu$ m. Noter un support mica et un coprolite, les grains sont très foncés. Les photographies 9a et 9b ont été prises à la même échelle.  
*Verdine (–55 m) grains of  $\varnothing$  100-150  $\mu$ m. Note the mica and fecal pellet substrate; grain are very dark in color. Pictures a and b taken at the same scale.*

L'analyse diffractométrique a seule permis la caractérisation de la phyllite V en Guyane. Deux difficultés d'interprétation apparaissent :

- La première est liée au fait que les biotites ayant servi de substrat sont souvent altérées en chlorite. Cependant, il est possible de reconnaître cette paragenèse sur une séquence de diagrammes car les pics à 7 Å, à 14 Å et à 10 Å sont aigus et distincts de ce que donne la verdine et une illite ou un minéral glauconitique fermé dans un diagramme de poudre (pic nettement plus large) (fig. 10).
- La deuxième difficulté provient du fait qu'il est délicat de distinguer le pic dominant de la phyllite V du pic que pourrait engendrer une kaolinite dont la présence serait liée aux substrats de type coprolite ou à des remplissages de microorganismes. Là encore, seule la séquence de diagramme permet de trancher, aidé par



le fait que la kaolinite donne un pic plus aigu que celui du minéral vert à 7 Å. En effet, on n'obtient jamais sur les diffractogrammes de la phyllite V de pics réellement aigus (fig. 11).

Une homogénéité remarquable des diffractogrammes a été obtenue au large de la Guyane et du Sénégal, dans le Golfe de Guinée et en Nouvelle-Calédonie (Odin, 1985 b) ou sur le plateau de Sarawak et dans le delta du Niger (Porrenga, 1967). Un traitement à 490°C entraîne la disparition du pic à 7 Å mais pas toujours celle du pic à 14 Å, parfois présent mais rarement net sur les diffractogrammes de poudre (fig. 11). Des analyses chimiques par voie humide sur grains homogènes ont été réalisées par Lenoble sur quatre échantillons guyanais (Odin, Matter, 1981). Devant les résultats fort surprenants, deux autres échantillons guyanais ainsi que deux échantillons de grains verts (similaires) du Sénégal ont été analysés par Le Brun. Le tableau 1 montre une confirmation des résultats précédents; on notera tout particulièrement les teneurs en fer ferreux

Tableau 1

Analyses chimiques par voie humide de verdines purifiées. Quatre analyses par Lenoble (Paris) ont été données par Odin et Matter (1981), les deux analyses sur le même sédiment (103) sont dues à Le Brun (Paris).

Noter l'homogénéité remarquable des résultats. Les teneurs en potassium indiquent la présence probable de restes de mica. Les données pour les berthiérines sont les valeurs extrêmes rapportées par Brindley (1982) pour 14 échantillons considérés comme représentatifs.

*Chemical analyses of purified verdines. Four analyses by Lenoble (Paris) were published previously by Odin and Matter (1981); two new analyses concerning the same sediment (103) were carried out by Le Brun (Paris). All samples weighed about 3 g. The coherence of the contents measured is remarkable. The low but significant potassium content indicates the probable presence of mica remnants. The data for berthierine are the extreme values given by Brindley (1982) for 14 most representative samples.*

	Verdines de Guyane française						Berthiérines
	102 B	103 B	103 B'	169 B	172 B	175 A	
SiO <sub>2</sub>	36,9	37,0	36,8	39,1	37,5	38,2	20,5-26,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,0	11,7	12,3	11,8	10,8	10,8	12,3-28,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,9	18,3	18,2	18,3	19,5	18,8	0,0- 6,6
FeO	6,5	4,9	5,1	5,7	6,1	6,0	29,6-37,4
TiO <sub>2</sub>	0,4			0,5	0,5	0,5	—
CaO	0,6	0,3	0,3	0,6	0,5	0,7	—
MgO	11,0	10,4	11,0	8,3	8,9	10,6	1,0- 8,1
Na <sub>2</sub> O	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	—
K <sub>2</sub> O	1,4	1,2	1,1	1,3	1,3	1,2	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	3,0	1,9	2,1	3,5	3,8	3,1	9,6-17,4
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	10,2	12,2	11,7	10,1	10,3	9,2	
	99,1	98,1	98,8	99,4	99,4	99,4	

Figure 10

Diffractogramme de grains verts montrant l'évolution d'une biotite (M) chloritisée (Cl) en verdine (V). Les grains les moins paramagnétiques (0,7 Å) sont essentiellement constitués de mica chloritisé avec du quartz (Q); les grains les plus paramagnétiques (0,48 Å) sont essentiellement constitués de phyllite V. Il est difficile de dire si le pic à 14 Å est essentiellement lié à la chlorite restante (le plus probable ici) à cause du reste de mica à 10 Å, ou à la phyllite V.

*Diffractograms of green grains showing the evolution of a chloritized biotite (M) towards verdine (V). The less paramagnetic grains (0,7 Å) are mainly composed of chloritized mica and contain quartz (Q); the most paramagnetic grains (0,48 Å) consist mostly of phyllite V. Because of the remaining mica at 10 Å it is difficult to state whether the 14 Å peak is due to the presence of the rest of the chlorite or (most probably) to the phyllite V.*

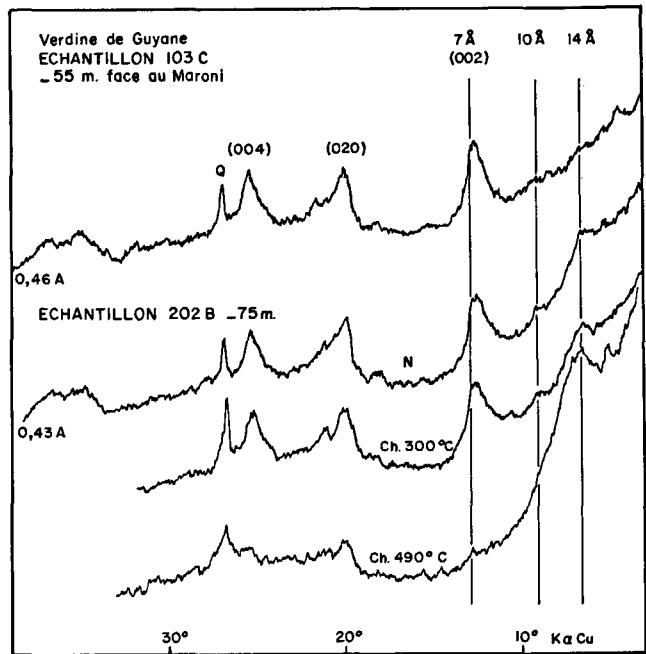


Figure 11

Diffractogrammes sur poudre de verdine composée de beaux grains verts très magnétiques.

Le diagramme de l'échantillon 103 ne montre pas de pic à 14 Å sur ces analyses rapides; de longues expositions à la chambre Debye Sherrer révèlent cependant un pic net à 14 Å d'après Bailey. Les diagrammes de l'échantillon 202 montrent dans les conditions normales (N) un pic à 14 Å mais aussi un pic à 10 Å; ces pics sont, pour nous, ceux du substrat hérité (mica chloritisé) au chauffage à 300°C (CH 300°C) et à 490°C (CH 490°C): le pic vers 7 Å disparaît pour ces échantillons. Mais il demeure un pic à 14 Å pour l'échantillon 202.

*X-Ray diffraction patterns of verdine composed of highly magnetic green grains.*

*Our diagram of sample 103 does not show any 14 Å peak; however long exposures in a Debye Sherrer chamber show a sharp 14 Å peak (Bailey, pers. comm.). Diagrams of sample 202 show under normal conditions (N) at 14 Å and also a 10 Å peak that we consider to be due the remnants of the substrate (chloritized mica). The peak at 7 Å seen on untreated samples is heated at 300° and 490° (ch. 490°). But peak 14 Å remains from sample 202.*

de l'ordre de 5 à 6% et celles en fer ferrique autour de 18%, tout à fait incompatibles avec le nom de berthiérine habituellement utilisé pour désigner ces grains verts.

Il convient maintenant d'examiner la nature réelle du minéral de la verdine. Nous ne reviendrons pas sur le nom de glauconie qui, à l'évidence, est impropre pour ces grains verts. Porrenga (1967) au large du Vénézuéla, comme Hardjosoesastro (1971) au large du Surinam, nomme cette phyllite verte: chamosite. On sait aujourd'hui que la chamosite des gisements des minerais de fer anciens, et en particulier celle du gisement type de Chamoston, est un minéral à 14 Å. Millot (1964) puis Brindley *et al.* (1968) ont d'ailleurs attiré l'attention sur ce point et ont insisté sur l'antériorité et la plus stricte correction du terme « berthiérine » pour désigner une phyllite riche en fer ferreux à 7 Å. Or, à l'époque, Porrenga et Hardjosoesastro considéraient qu'ils avaient à faire à un minéral à 7 Å. C'est ce terme de berthiérine qui a été utilisé par Giresse et Odin (1973) pour décrire les grains verts côtiers du Golfe de Guinée. Ce terme a été repris par la suite par divers auteurs, y compris par Odin et Matter (1981) qui font

remarquer cependant pour la première fois que cette « berthiérine » récente est essentiellement ferrugineuse et non très largement ferreuse comme les berthiérines des minerais de fer oolithiques (Brindley, 1982). Il a été proposé de lever définitivement la confusion en créant de nouveaux termes (Odin, 1984; Odin, 1985b). Le problème est double à notre sens : minéralogique et sédimentologique.

● *Au plan minéralogique*, les formules calculées dans le tableau 2 montrent à l'évidence que les deux composés ne présentent ni les mêmes caractéristiques de substitution tétraédrique (beaucoup plus de silice et moins d'alumine dans le minéral vert récent que dans les berthiérines des minerais de fer), ni les mêmes caractéristiques de substitution octaédrique (ions trivalents très dominants dans les berthiérines, égalité entre ions bi- et trivalents dans le minéral vert récent).

Tableau 2

Formules structurales proposées pour la phyllite V et les berthiérines. Ces calculs peuvent être faits en supposant que le minéral est de type 7 Å (résultat proposé par Brindley pour une verdine de Guyane 102 B) ou de type 14 Å (résultat proposé par Bailey pour une verdine du Sénégal); dans ce dernier cas, sont données, entre parenthèses, les valeurs moitié pour comparer avec les 2 autres formules. Pour les berthiérines, nous avons choisi un échantillon représentatif de Brindley (1982). On remarquera la bien plus grande substitution tétraédrique dans la berthiérine (0,64 au lieu de 0,20 et 0,09) et la valence totalement différente du fer dans la phyllite V comparée à la berthiérine.

*Structural formulas proposed for phyllite V and berthierine. Circulations were made on the assumption that the mineral belongs either to the 7 Å (result proposed by Brindley for the Guianese verdine) or the 14 Å types (result proposed by Bailey for the Senegalese verdine). In the latter case half values are quoted in parentheses to compare with the 2 other formulas. For the berthierines we chose a Brindley (1982) representative sample. The largest tetrahedral substitution in berthierine and the valency, totally different for iron in phyllite V compared to berthierine, are noteworthy.*

	Cations des Octaédres			des Tétraédres		Anions		
	Al	Fe + + +	Fe + +	Mg + +	Si	Al	Zéro	OH
Phyllite V.102 B Guyane (si minéral de type 7 Å)	0,581	0,697	0,280	0,849	1,909	0,091	5,237	3,526
Phyllite V Sénégal								
— si minéral de type 14 Å	0,72	1,60	0,60	2,03	3,59	0,41	10	8
— si minéral de type 7 Å	(0,36)	(0,80)	(0,30)	(1,01)	(1,80)	(0,20)	(5)	(4)
Berthiérines (= 7 Å)	0,730	0,234	1,660	0,215	1,357	0,643	5,0	4,0

Pour le spécialiste des minéraux argileux, voici deux raisons de distinguer ces deux composés. Des analyses diffractométriques en chambre Debye Sherrer effectuées sur nos échantillons récents ont conduit Bailey (comm. pers.) à attirer notre attention sur la présence systématique, selon lui, d'un pic à 14 Å, souvent non visible sur nos diagrammes et considéré par nous, antérieurement, comme une trace du substrat originel. La phyllite V n'est donc pas une berthiérine; ce n'est même sans doute pas un minéral à 7 Å; c'est peut-être une chlorite mal cristallisée jusqu'alors non décrite et caractérisée par des feuillettes di- et trioctaédriques en proportions équivalentes.

● *Au plan sédimentologique*, le chimisme d'un minéral de formation est fonction de son environnement. Si berthiérine et phyllite V ont des compositions si différentes, c'est qu'elles ont été engendrées dans des environnements différents. Il est donc essentiel de distinguer le faciès à phyllite V du faciès à berthiérine et chamosite des gisements de fer. Ceci est conforté par le fait que, si les gisements de fer sont essentiellement décrits comme de type oolithique, les oolithes étant composées, au moins en partie, de berthiérine et de chamosite,

nous n'avons encore jamais rencontré d'oolithes de phyllite V.

Pour ces raisons et après avoir débattu du problème avec le regretté Brindley ainsi qu'avec les éminents spécialistes des argiles Bailey et Millot comme avec d'autres collègues, nous sommes convaincus qu'il est aujourd'hui définitivement nécessaire de distinguer notre phyllite V de la berthiérine ancienne. En attendant l'officialisation d'un terme minéralogique adéquat par les instances internationales compétentes, il reste nécessaire sinon d'utiliser ce terme de phyllite V, ce que nous ferons dès maintenant, du moins de préciser « berthiérine marine récente » et d'oublier les termes « chamosite », « berthiérine » et « glauconie ». De plus, le faciès étant, lui, assez bien distingué, le terme de verdine défini récemment (Odin, 1985b) nous paraît approprié.

### Interprétation des grains verts guyanais

La signification générale des grains verts a été analysée par Odin et Matter (1981); la glauconie marque la présence d'un environnement océanique franc au-delà de la zone d'influence de l'oxygène atmosphérique, ce que l'on savait pour le gisement guyanais. Le fait que, localement, la glauconie ait été oxydée indique qu'elle était déjà présente lors de la dernière régression qui l'a altérée. Depuis cette époque (—18 000 ans) cette glauconie altérée n'a pas été enfouie : le taux de sédimentation est resté nul au large de la vasière littorale. Sur le plateau guyanais, il ne semble pas y avoir eu de conditions favorables à la glauconitisation depuis 18 000 ans, ce qui distingue cette marge de l'ensemble de la marge africaine.

Concernant la verdine, l'étude de la côte africaine a montré que pratiquement tous les fleuves importants étaient liés à la présence de ce faciès. Si l'on excepte la Volta, sur laquelle nous manquons de données, le Sénégal, les fleuves côtiers ivoiriens, le Niger, l'Ogooué et le Congo sont liés à des gisements de verdine. Nous avons séparé et reconnu nous-mêmes ce minéral dans ces divers gisements à l'exception du delta du Niger pour lequel les données de Porrenga (1967) sont

Tableau 3

Caractéristiques des fleuves et de leurs bassins versants. Comparaison avec les fleuves africains.  
*Northern South American fluvial and river basin characteristics. Comparison with African rivers.*

Fleuves	Caractéristiques générales		Débit liquide moyen annuel 10 <sup>9</sup> m <sup>3</sup> /an	Débit liquide moyen 10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> /sec.	Débit solide 10 <sup>6</sup> t/an	Module d'érosion t/km <sup>2</sup> /an
	Superficie bassin versant 10 <sup>3</sup> km <sup>2</sup>	Longueur km				
Maroni	66	520	54	1,670	1,4	
Oyapock	27	370	16	0,87	0,5	
Amazone	6 150	6 500	5 500	175	900	69,5
Congo	3 820	4 640	1 250	80 (max.)	43	17,5
Sénégal		1 700	?		1	1
Niger	1 210	4 200	192		40	32

convaincantes. Le lien fleuve-verdine est rendu d'autant plus évident par les courants de surface. Au large du fleuve Congo, le courant est Sud-Nord; il y a de la verdine au débouché et au Nord du débouché du Congo; à l'inverse, au large du Sénégal, le courant de surface est Nord-Sud; nous avons observé ce faciès face à la paléo-embouchure et au Sud seulement. Globalement, la distribution des gisements de verdine est discontinue et localisée aux apports fluviaux importants; elle se distingue, par là, de celle des gisements de glauconie assez continus et tournés vers la mer ouverte. La plupart des gisements se limite aux débouchés immédiats des fleuves, la verdine ne se rencontrant généralement pas au-delà de -60 à -80 m. Aux profondeurs les plus faibles (-10 à -30 m) et au large de l'Ogooué comme du Niger, les grains dsouvent altérés et oxydés (Porrenga, 1967; Giresse, 1969). Probablement formés à l'interface eau-sédiment alors que la matière organique du sédiment les protège de l'oxydation des eaux fluvio-marines sus-jacentes, la verdine non enfouie est rapidement soumise à une eau plus agressive dès que la matière organique s'est décomposée ou bien dès qu'un courant de fond, lié à la dynamique fluviale sur le delta sous-marin, « déterre » les grains.

Par rapport à ce schéma, la distribution de la verdine guyanaise peut surprendre: elle est localisée assez loin géographiquement d'un débouché fluvial réellement important; elle est présente sur l'ensemble du plateau, bien plus profondément que sur la plate-forme africaine; elle est absente des profondeurs les plus faibles entre 0 et -20 m alors qu'elle a été récoltée au débouché des multiples bras de l'Ogooué.

En Guyane, il suffit de faire la double hypothèse que ce ne sont pas les débouchés locaux qui dictent la nature de l'environnement marin du plateau et que la présence de verdine n'est pas un phénomène instantané comme aux débouchés du Niger ou de l'Ogooué, mais diachrone. Cette hypothèse est bien en situation au large de la Guyane. Certes, il n'y a pas de grand fleuve débouchant à la mer sur le territoire considéré, mais il y a un immense fleuve à l'Est: l'Amazone. En outre, un courant côtier puissant Ouest-Est vient rabattre ces eaux vers la Guyane et plus loin le Surinam et le Guyana jusqu'à l'Orénoque. L'influence prépondérante des eaux amazoniennes sur ce plateau a été notée plus haut. C'est à elle qu'il faut rattacher la présence de

verdine. De plus, la masse d'eau considérable de l'Amazone est sans commune mesure avec celle des fleuves africains (tab. 3). Les conditions favorables à la genèse de verdine durent ainsi depuis longtemps sur l'ensemble du plateau; on peut admettre que la verdine du large est plus ancienne que la verdine la moins profonde, il y aurait une sorte de déroulement vers la côte d'un tapis de verdine au cours de la dernière transgression. Ceci semble être conforté par le fait que, fréquemment, notamment à l'Ouest du plateau étudié, la verdine est oxydée même à des profondeurs actuelles de 60 à 100 m; ce n'est pas à une telle profondeur que ces grains verts peuvent être oxydés aujourd'hui. En outre, ces grains verts ne semblent pas avoir été apportés car ils sont, en moyenne, bien plus grossiers que les éléments détritiques qui les accompagnent.

La question peut se poser de savoir pourquoi la verdine, relique au large, n'a pu servir de substrat à une glauconitisation ultérieure comme c'est le cas sur la plate-forme africaine. Sans doute, l'influence des eaux amazoniennes s'est faite ressentir jusqu'à aujourd'hui, ou du moins jusqu'à très récemment, sur tous les fonds de la plate-forme. Notons aussi que certains grains verts (vers -100 m) montrent des diagrammes bien délicats à interpréter avec un dôme diffus à 7 Å mais aussi avec un autre dôme entre 11 et 14 Å. Serait-ce des grains de verdine en voie de glauconitisation (fig. 12)?

En résumé, la glauconie antérieure à la dernière régression est à sa place au-delà de -150 m, son absence en deçà aujourd'hui peut s'expliquer par l'influence combinée des eaux fluviales d'origine locale et des eaux amazoniennes. La verdine est sans doute relique au large et plus récente vers la côte.

Les facteurs géochimiques qui déterminent la formation de verdine sont apportés par les fleuves locaux, puis par l'Amazone jusqu'au large de la Guyane. Si ces facteurs n'influencent que des zones relativement proches des embouchures au large de l'Afrique, la masse d'eau de l'Amazone semble les exporter à des distances bien plus considérables ici.

Après avoir décrit les différents composés sédimentaires reconnus en surface et dans les premiers mètres du fond du plateau continental guyanais et insisté sur la genèse des phyllites authigènes qui constituent l'originalité de cette région, il est maintenant possible de tenter de reconstituer l'histoire paléogéographique de ce domaine.

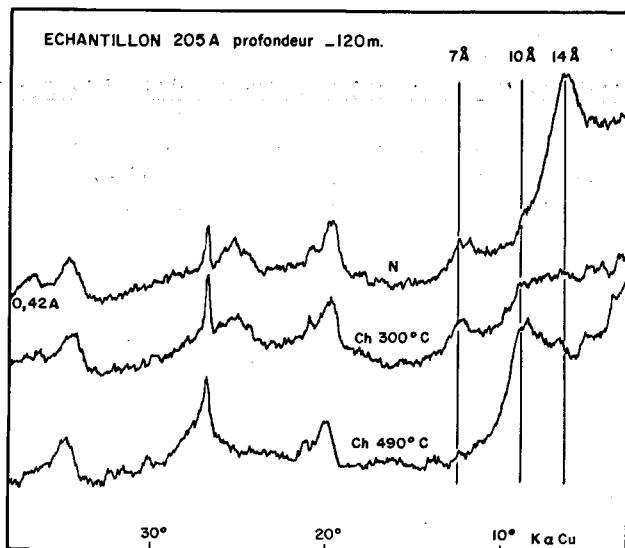


Figure 12

Diffractionnogrammes de grains verts très magnétiques. Les pics à 3,5 et 7 Å font penser à une phyllite V (position et aspect) mais le pic vers 14 Å est très développé. Le chauffage déplace le pic à 14 Å vers 10 Å ce qui est typique d'un minéral glauconitique. Les grains verts peuvent s'interpréter comme de la verdine soumise ensuite à une glauconitisation.

*Diffractionnograms of highly magnetic green grains. Peaks at 3,5 and 7 Å resemble a phyllite V (positioning and shape); peak towards 14 Å is highly developed. Heating shifts the 14 Å peak to 10 Å: this is typical behaviour for glauconite mineral. These green grains may be interpreted as verdine subjected there after to a glauconitization process.*

## PALÉOGÉOGRAPHIE

### Les hauts niveaux marins fossiles

Des vases consolidées ont été rencontrées en Guyane française sous la vasière actuelle et au large de celle-ci; leur extension vers le large, plus grande que généralement admise, avoisine en effet l'isobathe 50. Parfois affleurantes, ces vases fossiles sont le plus souvent recouvertes par une épaisseur variable de vases et de sables fins, allant de quelques centimètres à plus de deux mètres, témoignant d'une morphologie ondulante du toit de la formation (que confirment les enregistrements au sonar latéral de Bouysse *et al.*, 1977).

Ces vases ont également été décrites au Brésil (Milliman *et al.*, 1975) au large de l'Orénoque et du Guyana (Nota, 1958), en mer des Antilles au Nord du Golfe de Paria (Milliman *et al.*, 1982). La surface des dépôts est comparable à celle des rejets en suspension actuels de l'Amazone (Bassin, 1976).

Les recherches comparées réalisées sur les vases consolidées fossiles et les vases actuelles traduisent quatre identités :

- granulométrique, tout en constatant localement une plus grande finesse des constituants de la vasière fossile;
- hydrodynamique, avec un mode de transport de type hémipélagique;
- minéralogique, c'est ainsi que dans les carottes où les vases actuelles recouvrent les vases fossiles, les pourcentages des minéraux argileux (smectites, kaolinite, illite et chlorite) sont constants. Nous n'avons pas

retrouvé les taux anormalement élevés de montmorillonite signalés par Lafond (1965) au large du Brésil;

— faunistique (foraminifères benthiques), les associations à *Nonionella* et *Ammonia* y traduisent des conditions d'environnement identiques.

En résumé, les constituants minéralogiques, granulométriques et microfaunistiques des vasières littorales fossile et actuelle sont voisins. Dès lors, si l'on admet le principe de l'actualisme, il est probable que les conditions paléogéographiques (origine des apports, mise en place des dépôts, conditions de l'environnement) qui régnaient lors de la mise en place de ces dépôts vaseux, étaient proches de celles régnant actuellement en Guyane, à savoir :

- un niveau marin proche de l'actuel,
- un climat tropical/équatorial à forêt dense et à faible érosion (période de biostase), amenant à la mer une faible quantité de matériel particulaire et dissous (en regard des apports amazoniens),
- une influence déterminante sur la sédimentation littorale des rejets amazoniens,
- une mangrove (forêt de palétuviers) largement développée sur les zones côtières, localement progradante en fonction de la présence de vastes platiers de sédiments vaseux issus de l'Amazone.

Il est probable que ces vases appartiennent à la précédente période de haut niveau marin en Guyane. Les différentes études (et datations radiométriques) qui ont été réalisées sur ce sujet tant en Europe qu'en Afrique et Amérique tropicale concordent pour situer cette période vers -30 000 ans B.P. (Bloom, 1977).

### Les bas niveaux marins du dernier glaciaire (fig. 13)

Parmi les dépôts qui se mettent en place lors des bas niveaux marins du dernier glaciaire (et que l'on retrouve de nos jours en surface), nous pouvons retenir trois éléments : le complexe paléorécifal, les sables grossiers du Maroni, les authigenèses ferrifères.

#### *Le complexe paléorécifal*

Il est bien développé en bordure extérieure de la plateforme continentale où alternent des affleurements rocheux carbonatés (Bouysse *et al.*, 1977), des sables organogènes à microfaune périrécifale, des sables oolithiques et des surfaces durcies de grès à matrice micritique dont la lithification semble s'être produite en milieu continental.

La croissance des organismes coralliens rend compte de l'absence d'apports turbides qui sont un facteur de nuisance suffisant pour bloquer l'édification récifale. En effet, les rejets grossiers de l'Amazone se déversent pour la plupart dans le canyon situé au droit de son embouchure (Milliman, Barretto, 1975; Moyes *et al.*, 1975).

Une autre conséquence de la disparition de ces vases sur le littoral guyanais est la réduction de la surface des mangroves (Caratini *et al.*, 1975) dont la croissance est, en partie, liée à cet apport amazonien.

Les datations au radiocarbone dont nous disposons en Guyane sont comprises entre 17 000 ans B.P. oolithes (Moguedet, 1973) et 8 000 ans B.P. amphistégines (datations Dr. Mebus Geyh, Hanovre). Au large du Brésil, dans le prolongement de cette ceinture corallienne qui s'étend, nous l'avons vu, aux mêmes profondeurs dans tout l'Atlantique Occidental, les dépôts oolithiques ont des âges apparents compris entre 14 000 et 21 000 ans B.P. (Milliman, Barretto, 1975; Milliman, 1977; Kumar *et al.*, 1977). Tous ces témoins appartiennent à la base de la dernière transgression (à l'exception de la datation sur les amphistégines que nous discutons).

#### Le climat et l'environnement

Maley (1976) situe l'avancée glaciaire maximale en Amérique du Nord vers 18 000/20 000 ans B.P., et il estime que les inlandis « restèrent en équilibre et conservèrent à peu près leur volume de glace » jusque vers 15 000 ans B.P. Le niveau de la mer dans les Caraïbes et le Golfe du Mexique était alors de l'ordre de -110 m/-120 m (au plus bas vers 20 000 ans B.P.) et de -90 m vers 17 000 ans B.P. (Logan *et al.*, 1969). C'est le caractère du climat qui apporte à ces régions les éléments principaux de leur différenciation. Vers 18 000 ans B.P., les eaux marines guyanaises sont peu

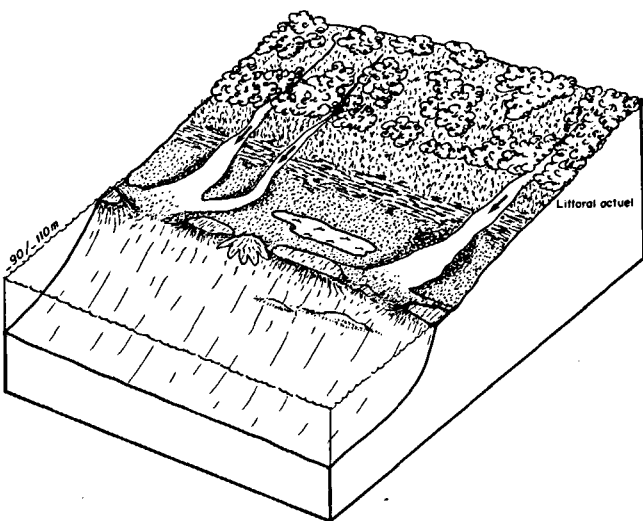


Figure 13

Vers 20 000/17 000 ans B.P.

— Extension des savanes (○) au détriment de la forêt (☁) et des mangroves.

— Intense évacuation de sédiments issus du continent (↘).

— Vasière côtière exondée (≡).

— La région aujourd'hui recouverte par les eaux marines est traversée par les vallées fluviales et occupée localement de lagunes.

— Un rivage bordé d'une barrière récifale discontinue (≡) et localement de sables oolithiques (○) confirme que les eaux qui bordent la Guyane française sont à l'écart de l'influence des rejets turbides de l'Amazone.

*Suggested picture for the coastal area, towards 20 000/17 000 B.P.*

— *Outspread of savanna (○) at the expense of forests (☁) and mangroves.*

— *Intense evacuation of continentally-derived sediments (↘).*

— *Exhuded coastal mud (≡).*

— *The region which is at present overlain by seawater masses is transected by river valleys and locally occupied by lagoons.*

— *A shoreline bordered by a discontinuous reef barrier (≡) and local oolitic (○) sands confirms the assumption that water masses bordering present-day French Guiana are not at this time affected by suspended matter from the Amazon river.*

soumises à l'influence des inlandis qui, pourtant, s'étalent en Amérique du Nord jusqu'au 40° parallèle : la température de surface de l'eau de mer, proche de 26°C, y est voisine des températures actuelles (Gates, 1976); ces paléotempératures confirment la possibilité de croissance des récifs qui vivent en eau chaude où la température est supérieure à 20°C avec un optimum entre 23 et 28°C.

Les conditions glaciaires qui règnent à cette époque se traduisent par des modifications au niveau des bilans thermiques et des bilans de l'eau, « ces derniers étant plus modestes en volume qu'à l'heure actuelle » (Frecaut, Pagny, 1983). Il en résulte une répartition originale des climats avec l'extension des climats glaciaires et la diminution concomitante des climats humides. De plus, ces auteurs admettent « que les forts englacements de la dernière glaciation » ont imposé dans l'hémisphère boréal un retrait vers le Sud de l'équateur météorologique (C.I.T.) et une avancée corrélative de la sécheresse tropicale. C'est ce que nous constatons sur le continent guyanais où le climat est plus contrasté avec une brusque aggravation des conditions de sécheresse : les précipitations diminuent (1/3 de moins qu'actuellement) car les basses pressions relatives (zone intertropicale de convergence), qui sont en grande partie responsables du climat actuel, s'éloignent de la région (Manabe, Hahn, 1977) et demeurent toute l'année dans l'hémisphère sud (Maley, 1976).

La période glaciaire entraînait donc une plus grande aridité du climat, à tendance tropicale; il est à l'origine d'un changement du couvert végétal, par l'extension des savanes au détriment de la forêt. En effet, les spectres polliniques recueillis au large de la Guyane par Caratini *et al.* (1975) témoignent d'un accroissement de la savane pendant les phases sèches (bas niveau marin), de la forêt et des mangroves pendant les phases plus humides (haut niveau marin).

Ce climat et le complexe végétal qui s'y rattache sont responsables :

— d'une importance accrue des altérations dont l'arénisation des roches mères est le caractère dominant,

— de phénomènes de ferruginisation dus au lessivage et/ou transformation des roches ou de ses produits d'altération,

— d'une reprise de l'érosion fluviale qui, selon Hoock (1977), favorisait la création d'un réseau de drainage susceptible d'exporter vers la mer les produits de colluvionnement.

Ainsi, l'apparition, en phase glaciaire, de processus climatiques agressifs, affecte-t-elle directement l'érosion des bassins versants et conditionne-t-elle l'importance des rejets en mer. Le retrait océanique, conséquence de la glaciation, provoque de grands changements de profils d'équilibre des fleuves : leur pente accrue coïncide avec une phase d'intense évacuation de sédiments issus du continent limitrophe. C'est ainsi que se déversent sur la plate-forme une quantité importante de détritiques.

#### Les sables grossiers du Maroni

Ils possèdent un cortège de minéraux lourds, spécifique des roches de son bassin versant qui en atteste l'origine.

La partie affleurante traduit mal leur extension réelle; reconnus sous les sables gris (Chagnaud, 1984), ils s'étendent en effet vers le Nord-Ouest. Ce paléodelta correspondrait, nous l'avons vu, à l'empilement de réseaux fluviaux (ou deltaïques) qui seraient, pour ce fleuve ancien, le résultat d'émersions répétées de la plate-forme.

Par contre, au débouché de l'Oyapock, les sables fins et très fins rencontrés en surface ne dévoilent aucune morphologie d'ensemble particulière. Nous croyons cependant à l'existence d'un paléodelta aujourd'hui recouvert. En effet, ce fleuve, bien que possédant des caractéristiques (longueur, débit, débit solide, *cf.* tab. 3) plus modestes que celles du Maroni, était vraisemblablement un vecteur de matériel détritique car il disposait, lors des périodes de bas niveau marin, d'un potentiel érosif important: dans la région du Bas Oyapock, par exemple, sous le remplissage flandrien et récent, apparaît une morphologie d'érosion profondément ravinée (Boye, 1963).

#### *Les authigenèses ferrifères*

Elles étaient sans doute déjà présentes lors de la dernière glaciation, puisqu'on trouve la verdine à des profondeurs au-delà de  $-100$  m. Il faut souligner cependant qu'on a noté la présence, assez systématique, de débris de type corallien à ces mêmes profondeurs et jusqu'à  $-200$  m au large de la Colombie. Ces profondeurs sont bien supérieures à celles où se trouvent les paléorécifs. Il est donc évident qu'une partie de la verdine située au-delà des paléorécifs a été transportée en masse perpendiculairement à la côte. Cependant, la découverte, tout à fait récente, de verdine typique dans les faciès pararéçifaux de Nouvelle-Calédonie (étude en cours avec Froget) à des profondeurs faibles, autour de  $-20$  m notamment, montre que le processus de formation de verdine est compatible avec la présence voisine de récifs, d'eau chaude et claire, mais proche de la côte: ce n'est pas la mer ouverte. Dans cet environnement, la verdine se forme essentiellement dans les loges de microfaunes. C'est effectivement le support dominant observé pour cette verdine aujourd'hui profonde au large de la Guyane. L'environnement actuel de la Nouvelle-Calédonie constituerait ainsi un modèle tout à fait comparable à celui qui devait régner au large des Guyanes voici  $-18$  à  $-10\,000$  ans.

Avec tout ce qui précède, nous disposons de suffisamment d'informations pour reconstituer les différents environnements du dernier glaciaire (fig. 13).

A cette période, la Guyane était soumise à un climat plutôt tropical avec une alternance marquée de saisons sèche et humide. Vers  $-20\,000$  ans B.P., la ligne de rivage est proche de  $-90/-110$  m: la quasi totalité de la plate-forme continentale est découverte et la frange littorale est, dès lors, située en bordure de la pente. Proche de cette côte, en l'absence des rejets turbides amazoniens retenus pour la plupart dans le canyon situé au droit du fleuve, s'installent d'importantes formations récifales qui exercent une influence prépondérante sur la morphologie littorale, elles bordent l'accore. Dans certaines zones, peu profondes, les condi-

tions nécessaires à la formation d'oolithes ont été réalisées. Sur la figure 5, les zones à fort et faible pourcentage pourraient respectivement représenter les témoins de dunes oolithiques et de zones d'épandage consécutives à la transgression.

Des entailles majeures permettent la communication entre les parties basses situées en arrière du récif (lagunes, vallées fluviales...) et le large.

En arrière de cette barrière récifale, toute la région, aujourd'hui recouverte par les eaux marines, présente un paysage plat:

- traversé par les vallées fluviales des fleuves guyanais,
- occupé par des lagunes localement sursalées comme en témoignent les cristaux de halite qui recouvrent certains grains de quartz (Legigan, 1985).

D'autres régions sont en voie d'assèchement: c'est ainsi que les quartz prennent leur aspect rubéfié, et que la vasière, édiflée lors du précédent haut niveau marin, il y a  $30\,000$  ans B.P., est soumise à diagenèse (niveaux marins indurés situés dans la partie basale de plusieurs carottes).

Les sables moyens et grossiers s'accumulent à cette époque sur la plate-forme d'autant plus facilement que les échanges avec l'océan sont limités à travers des passes situées au cœur de la barrière récifale. Cet apport terrigène semble avoir également entravé, aux approches des embouchures, le développement de ce complexe récifal (Bouysse *et al.*, 1977) conférant à cette barrière son aspect discontinu.

Sur le continent actuel, la savane gagne au détriment de la forêt et des mangroves.

#### **Les niveaux marins de la dernière transgression**

*De 20 000 à 12 000 ans B.P.*

Les ruptures de pente et les concentrations en ilménite, qui forment des alignements entre  $-40$  et  $-60$  m (paragraphe I) marquent un arrêt momentané de la remontée du niveau marin.

A ces premiers témoignages de la présence d'un littoral, s'ajoutent, dans la partie occidentale de la plate-forme, de fortes concentrations en carbonates (fig. 4) qui correspondent:

- soit à l'édification d'une deuxième barrière récifale,
- soit à l'accumulation de débris carbonatés issus de l'érosion physique et/ou biologique des récifs de la barrière externe.

Plus au large, sur le rebord continental, des concrétionnements de mélobésiées ont été observées par Bouysse *et al.* (1977). Sur les côtes brésiliennes, ces algues se développent par  $-40$  m, en eaux claires et dans des zones de forts courants. Elles se présentent sous la forme de concrétionnements, soit sur les récifs lorsque ceux-ci se trouvent « trop profondément situés pour que les madréporaires restent actifs » soit au large de la barrière sur des substrats durs non recouverts par les madréporaires (Laborel, 1969). Ces observations transposées aux côtes guyanaises nous permettent d'envisager:

- que les concrétionnements algaires situés sur le rebord de la plate-forme sont liés aux récifs et que



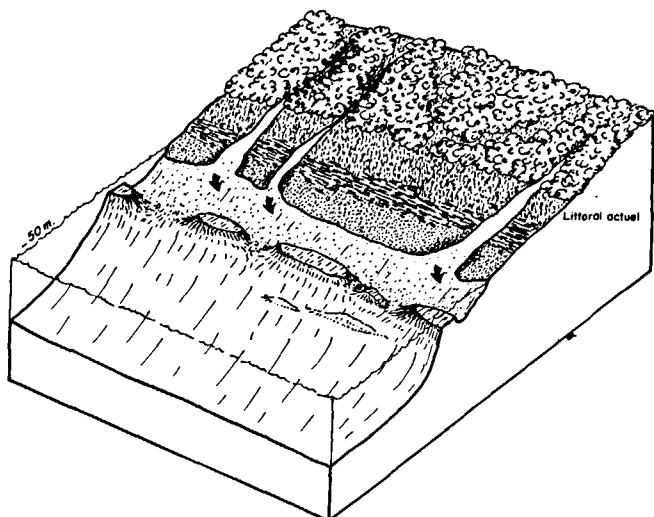


Figure 14

Vers 12 000 ans B.P.

— Formation d'un littoral qui sera le réceptacle de débris carbonatés provenant du démantèlement de la barrière récifale et de l'ilménite issue des cuirasses latéritiques.

— Envahissement progressif par les eaux marines de la plate-forme continentale, recouvrant la barrière récifale dont la croissance sera freinée.

— Les eaux de la plate-forme sont toujours à l'écart des rejets turbides de l'Amazone.

— Possibilités moindres d'érosion et de transport par les fleuves.

*Suggested picture for the coastal area towards 12 000 B.P.*

— Formation of a littoral zone, a receptacle for calcareous debris originating from the dismantling of the reef barrier and for ilmenite issued from laterites.

— Progressive invasion of the continental shelf by seawater masses covering the reef barrier whose development is stopped.

— Platform water masses remain out of reach of suspended matter from the Amazon river.

— Minor erosion and transport effects caused by rivers.

certains d'entre eux le recouvrent. Dans ce cas, ces récifs, qui bordaient le littoral en période glaciaire, sont maintenant immergés par  $-40$  m, leur vitesse de croissance a donc été certainement inférieure à la vitesse de remontée du niveau marin; cette augmentation de la profondeur d'eau semble le premier élément du milieu responsable de l'arrêt du développement des récifs;

— qu'une ligne de rivage existait vers  $-50/-60$  m, situation compatible avec la position bathymétrique des mélobésiées décrites en bordure de plate-forme ( $-90/-110$  m).

L'analyse des différentes courbes de variation du niveau marin en Atlantique tropical-oriental montre :

— une rapide transgression vers 20 000 ans B.P.,

— une ligne de rivage approximativement située à  $-50$  m, il y a 12 000 ans B.P.

En conclusion, c'est au cours de cette période (20 000 à 12 000 ans B.P.) que la plate-forme externe va être progressivement envahie par les eaux recouvrant en particulier la barrière récifale dont la croissance sera freinée et qui sera peu à peu colonisée par des concrétionnements algaires de mélobésiées.

Vers 12 000 ans B.P., un arrêt momentané de cette transgression va favoriser la formation d'un littoral (cote  $-50$  environ) qui sera le réceptacle de débris

carbonatés provenant du démantèlement de la barrière récifale externe (hypothèse la plus plausible parmi les deux proposées) et de l'ilménite, minéral détritique issu des cuirasses latéritiques et concentré par vannage en zone intertidale.

Durant toute cette période, les eaux qui envahissent la plate-forme guyanaise sont à l'écart de l'influence des rejets turbides de l'Amazone qui auraient dans le cas contraire un effet destructif sur l'écosystème récifal (fig. 14).

Enfin, avec la remontée du niveau marin, les possibilités d'érosion et de transport des fleuves diminuent (proportionnellement à la pente). Les fleuves guyanais déversent sur la plate-forme des sables fins et très fins. En outre, au fur et à mesure de la transgression, mais toujours à des profondeurs modestes, les débris carbonatés permettent le développement de la verdine.

*De 12 000 ans B.P. à nos jours (fig. 15)*

La transgression reprend et les eaux turbides, en provenance de l'Amazone, envahissent progressivement la plate-forme guyanaise, provoquant la destruction de l'écosystème récifal qui subsiste depuis la dernière époque glaciaire. Cette hypothèse est étayée par les datations radiométriques effectuées sur des éléments de ce complexe récifal qui donnent toujours des âges supérieurs à 12 000 ans B.P., à l'exception d'une datation

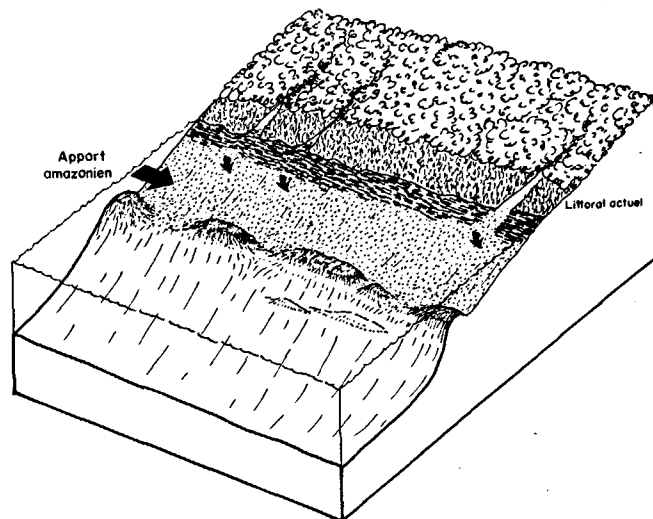


Figure 15

De 12 000 ans B.P. à nos jours.

— Dépôts de sables fins à très fins.

— Les eaux turbides en provenance de l'Amazone envahissent la plate-forme provoquant la destruction de l'écosystème récifal.

— Apports de biotite qui vont constituer, en l'absence d'autres substrats favorables (les carbonates ne se déposant plus), le support privilégié pour l'authigénèse de verdine.

— Lorsque le niveau de la mer est proche de l'actuel se produit l'envasement du littoral.

— Extension de la forêt et des mangroves au détriment des savanes.

*Suggested picture for the coastal area from about 12 000 B.P. to the Present.*

— Fine-grained to very fine-grained sand deposits.

— Turbid waters originating from the Amazon river invade the shelf, thereby destroying the reef ecosystem.

— Biotite inputs constituting, in the absence of other favorable substrates (end of carbonate deposition), the main substrate for verdine authigenesis.

— When the sea level reaches its present-day position, littoral silting occurs.

— Extension of forests and mangroves at the expense of savannas.

récente sur des amphistégines (8 000 ans B.P.). A 8 000 ans B.P., la ligne de rivage est proche de -25 m (Bloom, 1977) et à cette profondeur se déposent déjà des vases amazoniennes : cette datation paraît donc « entachée de problèmes géochimiques par la pollution due à des carbonates récents » ainsi que nous l'a expliqué le Dr. Geyh.

Sur la plate-forme se déposent des sables fins à très fins d'origine locale; cependant une polarité granulométrique décroissante vers l'Ouest apparaît dans ces dépôts (Moguedet, 1973; Chagnaud, 1984) qui suggère une origine amazonienne pour une partie d'entre eux.

L'arrivée des eaux amazoniennes entraîne vraisemblablement l'apport, en quantité, des paillettes de biotite sur de très longues distances. Ce sont ces biotites qui, probablement en l'absence d'autres substrats favorables (les carbonates ne se déposent plus), vont constituer le support privilégié pour l'authigenèse de verdine.

Lorsque le niveau de la mer est proche de l'actuel (isobathe 30) se produit l'envasement du littoral et s'affirme la prépondérance des apports de masse d'origine amazonienne sur les apports locaux. C'est par l'intermédiaire d'un bilan des apports d'origine continentale que nous situerons mieux, à l'avenir, l'importance des fleuves guyanais dans la sédimentation de plate-forme dominée ici par l'Amazone. Dans cette étude des phénomènes actuels qui se produisent sur la frange littorale guyanaise, nous nous attacherons à préciser les processus hydrologiques, sédimentologiques et géochimiques au passage continent/océan dans le but d'évaluer les flux terrigènes qui se déversent sur la plate-forme.

Cette démarche implique une bonne connaissance des entrées et des sorties, tant en ce qui concerne les caractéristiques sédimentologiques et géochimiques des matières en suspension, que des mécanismes hydrosédimentaires qui en régissent la circulation et la distribution.

L'objet à plus long terme est d'aboutir à une quantification de ces mécanismes et, également, à travers l'identification des flux résultants, d'essayer d'apprécier la forme et le temps de réponse du domaine côtier aux modifications de ces apports.

## CONCLUSIONS

La plate-forme de la Guyane française représente un modèle régional original pour l'étude de la sédimentation épicontinentale en pays tropical/équatorial. Sur cette marge stable en bordure de socle pénéplané, la sédimentation est conditionnée par l'influence conjuguée :

### de la morphologie et des agents hydrodynamiques et climatiques sur les dépôts de matériel terrigène

L'étendue de la plate-forme continentale favorise la mise en place du matériel terrigène et son stockage

facilitant le développement de prismes sédimentaires. C'est ainsi que se déposent les sables du Maroni, les sables fins à très fins, les vases côtières.

Cette sédimentation constante dans le temps se produit localement tant en bas (sables du Maroni) qu'en haut niveau marin (vases côtières).

Les agents hydrodynamiques ont une grande importance sur la dispersion et le dépôt des suspensions amenées par les fleuves.

Les suspensions d'origine amazonienne transitent et se sédimentent sur tout le littoral nord de l'Amérique du Sud, où — tout en étant très largement cardinales — elles se mélangent aux rejets des fleuves locaux.

Si l'action du courant des Guyanes s'avère prépondérante en surface, les faibles vitesses mesurées sur le fond contribuent probablement à maintenir en suspension et à transporter sur de longues distances une partie des rejets solides amazoniens.

A cette action des courants généraux s'ajoute l'appoint conjugué de la houle et des courants de marée qui semblent capables de provoquer une remise en suspension des sédiments fins aux faibles profondeurs et par conséquent de faciliter leur déplacement.

### de la tectonique

En Guyane française, plusieurs faits suggèrent l'existence de mouvements récents :

— la position du socle cristallin (-120 m à la côte, -2 000 m au large du Sinnamary) confirme le ployage du socle entrevu par Boye (1963). Cette flexure continentale serait liée à la subsidence provoquée par les sédiments qui se sont déposés sur la plate-forme depuis le Crétacé (qui surmonte directement le socle) jusqu'à l'Actuel;

— la disparition progressive vers l'Est, sur le littoral, des termes les plus anciens du Quaternaire, permet à Choubert (1957) d'évoquer un mouvement de bascule qui se serait produit dès le milieu du Quaternaire et qui a permis l'invasion par les eaux de régions jusqu'alors émergées;

— l'épaisseur croissante des sédiments récents d'Ouest (13 m à Sinnamary) en Est (30 m au-delà de Cayenne) semble pour Turenne (1978) liée à un compartimentage tectonique;

— les anomalies de surface régionale positives reconnues en mer dans la partie occidentale de la plate-forme sont dues, nous l'avons déjà signalé, à la charge sédimentaire issue du Maroni. A l'Est, les anomalies sont proches de la surface théorique. Ce déséquilibre qui s'établit entre les deux régions, pour des raisons en partie sédimentaires, pourrait également être causé par la conjonction des mouvements diastrophiques précédemment cités (bascule, compartimentage tectonique) et d'une plus forte subsidence. Il s'ensuivrait alors un apport plus important de sédiments fins dans la partie orientale de la plate-forme.

### du glacio-eustatisme

Le glacio-eustatisme nous semble tenir un rôle privilégié dans la sédimentogenèse de la plate-forme guyanaise. Tous les dépôts reconnus marquent en effet l'alternance des transgressions et des régressions quaternaires ; mais bien qu'elle témoigne des fluctuations du niveau marin, cette sédimentation dépend aussi à l'évidence d'autres facteurs cycliques, tel le climat.

Parmi les plus importantes manifestations de cette sédimentation côtière :

- les vases fossiles mises en place, en phase transgressive, il y a 30 000 ans B.P. ;
- les vestiges d'une barrière récifale (vers -80/-100 m) qui ceinturait, il y a 17 000/12 000 ans B.P., toute la Caraïbe et la partie Nord de l'Amérique du Sud, matérialisant un paléolittoral ;
- les sables grossiers du Maroni qui s'accumulent à la même époque ;
- la rupture de pente de -40/-50 m bien visible sur le plan morphologique et jalonnée de fortes concentrations en ilménite qui marquerait la présence d'un littoral vers 12 000 ans B.P. ;
- les vases côtières actuelles.

Dans les dépôts de la plate-forme s'ajoutent souvent des minéraux riches en fer, nouveau témoignage de l'activité géochimique de cet élément en milieu marin intertropical.

Ces milieux sont favorables à la formation de phyllites représentées par deux faciès : glauconie et verdine que

des études analytiques très précises permettent de distinguer. La verdine est omniprésente sur le plateau guyanais entre -20 et -150 m et les facteurs géochimiques qui en déterminent la formation sont apportés par les fleuves locaux et l'Amazone. L'originalité du modèle guyanais réside dans la formation particulière de cette verdine qui — à l'encontre des fleuves africains où elle paraît localisée aux proches deltas — couvre une large bande, parallèle à la côte, d'extension longitudinale similaire à celle de la glauconie depuis l'Amazone jusqu'à l'Orénoque.

Toutes ces données nous ont permis de proposer une reconstitution des différents paysages de la marge guyanaise depuis 30 000 ans B.P. En particulier, les différents schémas illustrent, lors de la remontée du niveau marin depuis le dernier glaciaire, l'influence progressive des rejets en suspension de l'Amazone sur la sédimentation de cette marge, influence qui devient prépondérante de nos jours.

Ces travaux s'inscrivent dans un programme d'étude de l'environnement marin en mer Caraïbe et en Guyane française. La commission Cordet a encouragé, grâce à son aide, la poursuite de cette recherche.

Nous remercions :

- le BRGM qui a fort aimablement mis à notre disposition les échantillons de la mission Guyamer ainsi que les résultats analytiques (granulométrie, carbonatométrie et minéraux lourds) des missions Guyamer et Caracolante ;
- le Dr. Mebus Geyh, Hanovre, pour la datation des amphistégines.

### RÉFÉRENCES

- Assor R., Julius Ch., Pons J. C., Pujos M., 1983. Sédiments récents du plateau insulaire guadeloupéen : nature et filiation avec le domaine émergé, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 25, 5, 831-836.
- Bassin N. J., 1976. Sources and transport of suspended particulates in the Caribbean Sea, *Mar. Geol.*, 21, 289-310.
- Birch G. F., Willis J. P., Rickard R. S., 1976. An electron microprobe study of glauconites from the continental margin off the west coast of South Africa, *Mar. Geol.*, 22, 271-384.
- Blancaneaux P., 1981. Essai sur le milieu naturel de la Guyane française, *Trav. Doc. ORSTOM*, 137, 126 p.
- Bloom A. L., 1977. Atlas of sea level curves, Inter. Geol. Correlation Programme Project, 61, Sea level project.
- Bouysse Ph., Kudrass H. R., Le Lann F., 1977. Reconnaissance sédimentologique du plateau continental de la Guyane française (mission Guyamer, 1975), *Bull. BRGM*, 4, 2, 141-179.
- Bouysse Ph., Roux J. D., 1978. Remarque sur la circulation d'eaux turbides d'origine amazonienne le long de la côte des Guyanes, *C. R. Acad. Sci., Paris*, 287, 203-206.
- Bouysse Ph., Vairon P., Zeegers H., 1980. Géochimie des sédiments superficiels du plateau continental de la Guyane française, *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, 28, 93-114.
- Boye M., 1963. La géologie des plaines basses entre Organabo et la Maroni (Guyane française), *Mém. Carte Géol. Fr.*, 143 p.
- Brindley G. W., 1982. Chemical composition of berthierines, a review, *Clays Clay Miner.*, 30, 2, 153-155.
- Brindley G. W., Bailey S. W., Faust G. T., Forman S. A., Rich C. I., 1968. Report of the Nomenclature Committee (66-67) of the Clay Minerals Society, *Clays Clay Miner.*, 16, 322-324.
- Caratini C., Bellet J., Tissot C., 1975. Étude microscopique de la matière organique : palynologie et palynofaciès, Orgon II, CNRS, Paris, 157-203.
- Castaing P., Pujos M., 1976. Interprétation de mesures hydrologiques effectuées sur le plateau continental de la Guyane française, *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, 20, 99-106.
- Chagnaud M., 1984. Étude des sédiments carottés du plateau continental de la Guyane française. Recherches sur la nature et l'origine des phyllites authigènes. Apports à la connaissance du Quaternaire terminal, *Mém. DEA, Bordeaux*, 114 p.
- Choubert B., 1957. Essai sur la morphologie de la Guyane, *Mémoire Carte Géol. Fr.*, 43 p.
- Curry J. R., 1980. The IPOD Programme on passive continental margins, *Philos. Trans. R. Soc. Lond.*, A 294, 17-33.
- Frecaut R., Pagny P., 1983. *Dynamique des climats et de l'écoulement fluvial*, Masson éd., Paris, 239 p.
- Gates W. L., 1976. Modeling the ice-age climate, *Science*, 191, 1138-1144.
- Gibbs R. J., 1967. The geochemistry of the Amazon River system. Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 78, 1203-1232.
- Gibbs R. J., 1973. The bottom sediments of the Amazon shelf and tropical Atlantic Ocean, *Mar. Geol.*, 14, M39-M45.
- Giresse P., 1969. Étude des différents grains ferrugineux authigènes des sédiments sous-marins au large du delta de l'Ogooué (Gabon), *Sciences Terre, Nancy*, 14, 27-62.
- Giresse P., Odin G. S., 1973. Nature minéralogique et origine des glauconies du plateau continental du Gabon et du Congo, *Sedimentology*, 20, 457-488.
- Hardjoesastro R., 1971. Note on chamosite in sediments of the Surinam shelf, *Geol. Mijnb.*, 50, 29-33.
- Hoock J., 1977. Les savanes guyanaises : Kourou. Essai de phytoécologie numérique, *Mém. ORSTOM*, 44, 251 p.

- Hosteins L., 1977. Étude des sédiments carottés (C. 7621, C. 7622) sur le plateau continental de la Guyane française, *Mém. DEA, Bordeaux*, 22 p.
- Hydraulics Laboratory Delft, 1962. *Demerara coastal investigation*, Delft Hydraulics Laboratory, 240 p.
- Jeanet D., 1982. Processus sédimentaires et évolution du plateau guyanais (Guyane française) au cours du Quaternaire terminal, *Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Bordeaux*, 1753, 336 p.
- Kumar N., Damuth J. E., Gorini M. A., 1977. Relict magnesian calcite oolite and subsidence of the Amazon shelf, *Sedimentology*, 24, 143-148.
- Laborel J., 1969. Les peuplements de madréporaires des côtes tropicales du Brésil, *Annal. Univ. Abidjan, E II*, 3, 260 p.
- Lafond R., 1965. Précisions sur les minéraux argileux du Quaternaire de la Guyane française, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 7, 665-667.
- Lamboy M., 1976. Géologie marine du plateau continental au N.O. de l'Espagne, *Thèse Doct. État, Univ. Rouen*, 283 p.
- Legigan Ph., 1985. Étude exoscopique des quartz du plateau continental de la Guyane française, Rapport CORDET, Bordeaux, 10 p.
- Logan B. W., Harding J. L., Ahr W. M., Williams J. D., Snead R. G., 1969. Carbonate sediments and reefs, Yucatan shelf, Mexico, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 11, 1-198.
- Maley J., 1976. Essai sur le rôle de la zone tropicale dans les changements climatiques, l'exemple africain, *C. R. Acad. Sci.*, 283, 337-340.
- Manabe S., Hahn D. G., 1977. Simulation of the tropical climate of an ice-age, *J. Geophys. Res.*, 82, 3889-3911.
- Milliman J. O., 1977. Relict magnesian calcite oolite and subsidence of the Amazon shelf: reply, *Sedimentology*, 24, 149-151.
- Milliman J. D., Barretto H. T., 1975. Relict magnesian calcite oolite and subsidence of the Amazon shelf, *Sedimentology*, 22, 137-145.
- Milliman J. D., Summerhayes C. P., Barretto H. T., 1975. Oceanography and suspended matter off the Amazon river February-March 1973, *J. Sedim. Petrol.*, 45, 189-206.
- Milliman J. D., Butenko J., Bardot J. P., Hedberg J., 1982. Depositional patterns of modern Orinoco/Amazon muds on the northern Venezuela shelf, *J. Mar. Res.*, 40, 643-657.
- Millot G., 1964. *Géologie des Argiles*, Masson éd., Paris, 499 p.
- Moguedet G., 1973. Contribution à l'étude des sédiments superficiels du plateau continental de la Guyane française, *Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ., Nantes*, 143 p.
- Moyes J., Gayet J., Poutiers J., Pujol C., Pujos-Lamy A., 1975. Étude stratigraphique et sédimentologique, Orgon II, CNRS, Paris, 105-158.
- Naudin J. J., Prud'homme R., 1971. Méthodes d'analyses morphologiques et morphostructurales d'interprétation des topographies et des bathymétries dans les domaines continentaux et marins, *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, 10, 111-144.
- Nota D. J. G., 1958. Sediments of the western Guiana shelf, *Pub. Min. Geol. Inst. Rijks Univ. Utrecht*, 101 bis, 98 p.
- Odin G. S., 1972. Observations nouvelles sur la structure de la glauconie en accordéon; description du processus de genèse par néoformation, *Sedimentology*, 19, 285-294.
- Odin G. S., 1975 a. De glauconiarum constitutione, origine, aetateque, *Thèse Doct. État, Univ. Paris*, 280 p.
- Odin G. S., 1975 b. Migrations du fer des eaux continentales jusqu'aux eaux océaniques profondes, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 281, 1665-1668.
- Odin G. S., 1982. How to measure glaucony ages, in: *Numerical dating in stratigraphy*, edited by G. S. Odin, John Wiley éd., Chichester, 387-403.
- Odin G. S., 1984. Marine berthierine, further data and questions on its mineralogy and destiny, 21st Ann. Meet., *Clay Min. Soc., Abstracts, Baton Rouge*, 91.
- Odin G. S., 1985 a. Significance of green particles (glaucony, berthierine, chlorite) in arenites, in: *Provenance of arenites*, edited by C. O. Zuffa, NATO-ASI series C, 148, D. Riedel Ed., Dordrecht, 279-307.
- Odin G. S., 1985 b. La verdine, faciès granulaire vert marin et côtier distinct de la glauconie; distribution actuelle et composition, *C. R. Acad. Sci., Paris*, 301, 105-108.
- Odin G. S., Matter A., 1981. De glauconiarum origine, *Sedimentology*, 28, 611-641.
- Phillips I., 1977. Les sédiments superficiels du plateau continental de la Guyane française, *Mém. DEA, Bordeaux*, 24 p.
- Porrenga D. H., 1967. Clay mineralogy and geochemistry of recent marine sediments in tropical areas, *Publ. Fys.-Geograph. Lab. Univ. Amsterdam*, 9, 145 p.
- Pujos M., 1976. La campagne Guyante, Rapport IGBA, Bordeaux, 29 p.
- Pujos M., Odin G., Renie O., Bouysse Ph., 1984. Paléogéographie du Quaternaire terminal de la Guyane française d'après les sédiments du plateau continental, 10<sup>e</sup> Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, *Bordeaux, Soc. Géol. Fr. Ed.*, 465.
- Pujos M., Pons J. C., Vernet G., 1985. Similitudes et divergences morphosédimentaires sur les plateaux continentaux et insulaires en milieu tropical (Guyane française, Colombie, Martinique), Communication présentée au Symposium sur la géodynamique des Caraïbes, Paris, 5-8 février 1985, à paraître.
- Renie O., 1983. Sédimentation détritque et biogène, authigenèses ferrifères du plateau continental de la Guyane française: apports à la reconstitution paléogéographique du Quaternaire récent, *Mém. DEA, Bordeaux*, 88 p.
- Roche M. A., 1977. L'estuaire du Kourou en Guyane française; possibilités d'alimentation en eau d'une usine de pâte de bois et risques de pollution de rejets industriels dans l'estuaire, Rapport ORSTOM, Centre de Cayenne, 80 p.
- Santos M. E., 1972. Paleogeografia do quaternario superior na plataforma continental norte brasileira, *Anais do XXVI congresso brasileiro de geologia, Belem*, 267-288.
- Turenne J. F., 1978. Sédimentologie (plaines côtières), *Atlas des départements français d'outre mer, IV, La Guyane*, CNRS et IGN.
- Vernet G., Hincapie de Martinez S., Martinez J. O., Parada C., 1984. Caractéristiques et mise en place des sédiments sur la plateforme continentale colombienne en mer Caraïbe (du fleuve Magdalena au Golfe de Morrosquillo), *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, 35, 87-102.