

Sédimentologie et variations climatiques dans les tourbières holocènes sénégalaises

J.L. SAOS ⁽¹⁾, M. FALL ⁽¹⁾

INTRODUCTION

L'étude sédimentologique des tourbières de la côte nord-ouest sénégalaise permet de retracer les grandes phases de l'évolution climatique de cette région au cours de l'Holocène.

Après le dernier grand glaciaire, marqué au Sahel par un épisode aride, la remontée du niveau marin et l'installation d'un climat humide vont faire monter la nappe phréatique. Certaines dépressions intermédiaires alors ennoyées vont évoluer en tourbières. Mais l'accumulation de ces tourbes tropicales est accompagnée d'un dépôt de fraction minérale détritrique dont la qualité et la quantité sont conditionnées par les agents de transport hydrodynamiques et éoliens contrôlés par le régime climatique.

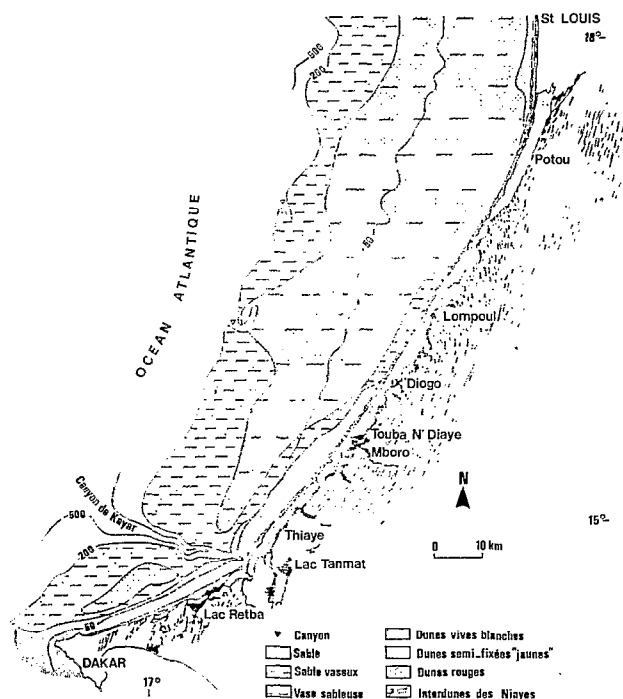


Fig. 1. — Morphologie du littoral sénégalais au nord de la presqu'île du Cap Vert. Coupe schématique de la zone centrale des niayes.

(1) ORSTOM, B.P. 1386, Dakar, Sénégal (Programme GEOCIT).

CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA RÉGION DES NIAYES

Les tourbières de la région des Niayes sont situées entre 14°50' et 16°N, sur une bande très proche du rivage (entre 2 et 8 km) (fig. 1), dans les interdunes d'un erg ancien (Ogolien). L'altitude de la surface de ces tourbières varie de 3 à 10 m en fonction de l'éloignement de la Côte. Le climat y est très largement influencé par l'alizé maritime (LEROUX, 1983). La pluviométrie est plus faible (250 à 350 mm) qu'à l'intérieur du continent (400 à 500 mm). La température moyenne est relativement basse (24 °C environ) avec de faibles écarts diurnes et une faible amplitude annuelle. Elle monte très rapidement vers l'intérieur, en s'éloignant du littoral. Le régime climatique est donc largement influencé par la proximité de la ligne de rivage.

La région des Niayes est caractérisée par des systèmes dunaires reposant sur un substratum Eocène marmo-calcaire. En allant de l'intérieur vers l'Océan, on en dénombre quatre qui se succèdent dans l'espace comme ils se sont succédés dans le temps.

— Le premier, constitué de longues dunes rouges, arasées, de direction NE-SW, parallèles à la ligne de rivage, serait le témoin de la phase régressive et aride (Ogolien) du dernier glaciaire (18 000 ans B.P.).

— Le deuxième système est marqué par des dunes rouges plus courtes, plus hautes, de direction changeante, pouvant être perpendiculaires à la côte. Ces dunes seraient selon P. MICHEL (1973) un remaniement des cordons Ogoliens sous l'action de l'alizé maritime.

— Ensuite, des dunes jaunes, semi-fixées, forment un massif dunaire de largeur variable (1 à 4 km). Ces dunes orientées NNW-SSE, souvent très hautes (20 m) se terminent par un front abrupt. Une nette tendance à la remobilisation se fait sentir actuellement, et certaines dunes avancent en ensevelissant d'anciennes dépressions (fig. 2). La mise en place de ces dunes correspondrait à la phase régressive post-Nouakchotienne (après 5 500 B.P.).

— Enfin, près du rivage des dunes vives, blanches, forment une bande large de quelques mètres à quelques centaines de mètres. Ce cordon littoral, sous l'action de l'alizé, se réorganise en petites dunes vives paraboliques orientées NNW.

PRINCIPAUX LITHOFACIÈS

L'étude sédimentologique des carottes prélevées dans 8 tourbières nous a permis d'individualiser trois

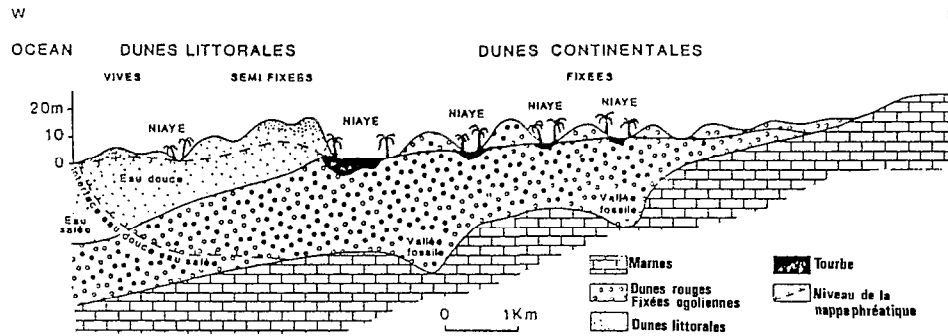


Fig. 2. — Schéma du littoral au nord de la presqu'île du Cap Vert (PEZERIL *et al.*, 1986).

principaux lithofaciès : un faciès purement organique sans charge minérale : la tourbe franche ; et deux faciès caractérisés par la fraction minérale : les vases organiques silto-argileuses, les vases organiques silto-sableux.

La tourbe

Elle présente plusieurs aspects (PEZERIL *et al.*, 1986) :
 — tourbe brune peu humifiée à éléments figurés et à structures végétales conservées ;
 — tourbe à faciès amorphe, humifiée, à tissus gélifiés de couleur foncée brun à noir ;
 — tourbe à faciès intermédiaire, brun noir, plus ou moins humifiée à passées de faciès « tabac » et de pyrofusinite.

Les vases organiques silto-argileuses

Cette formation rencontrée essentiellement à la base de certaines carottes profondes (Touba-Ndiaye, Mboro et Diogo), renferme une fraction minérale fine à très fine (fig. 3). Les paramètres, diagrammes et indices granulométriques indiquent un transport en suspension uniforme, et un dépôt par décantation dans un milieu d'eaux calmes immobilisées par la végétation aquatique.

La minéralogie des argiles montre un cortège composé de kaolinite dominante, d'illite et une relative abondance de goethite et d'oxydes de fer amorphes. Ce faciès traduit une phase d'évolution subaérienne latérisante. Au sommet de ces formations, le cortège s'enrichit d'interstratifiés et de vermiculite.

Ces sédiments argilo-silteux s'apparentent sur le plan granulométrique et stratigraphique aux dépôts continentaux loessiques décrits par MALEY (1982) dans des sondages localisés en zone sahélienne.

Les vases silto-sableux

Elles se rencontrent dans toutes les carottes. Elles renferment une fraction minérale formée d'un mélange binaire d'une fraction fine plus ou moins abon-

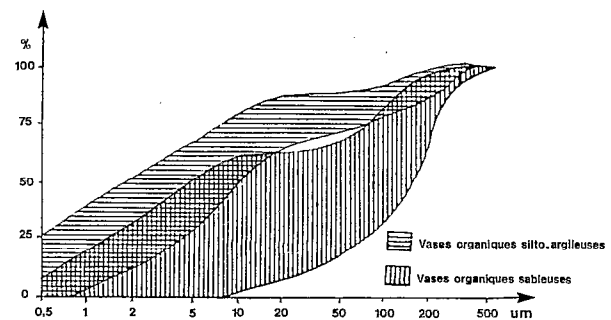


Fig. 3. — Domaines granulométriques.

dante et d'une fraction grossière abondante (fig. 3). Contrairement à l'unité inférieure, cette fraction minérale a été transportée par un flux aquatique turbulent, puis déposée dans les cuvettes par décroissance de la compétence du courant. Dans ce cas, la participation du matériel dunaire à la sédimentation est importante et concerne des sables fins à très fins arrachés à l'environnement immédiat par vannage aquatique.

D'un point de vue minéralogique, cette unité est caractérisée de bas en haut par un cortège de kaolinite devenant moins abondante, mieux cristallisée, d'illite ouverte constante, d'interstratifiés, suivis plus haut par la vermiculite, la smectite et la palygorskite.

Les deux faciès silto-argileux et silto-sableux définissent deux unités bien distinctes, qui sont marquées toutes les deux par une phase de dépôt et une phase de pédogenèse. Le faciès tourbeux fait partie de l'unité supérieure, il reflète les phases d'apport presque exclusivement organique lié au développement optimal de la végétation.

Les datations ^{14}C obtenues par A.M. LEZINE (1987) permettent de situer l'arrêt des dépôts de l'unité inférieure vers 9 000 ans B.P. et ceux de l'unité supérieure vers 2 000 ans B.P. (fig. 4).

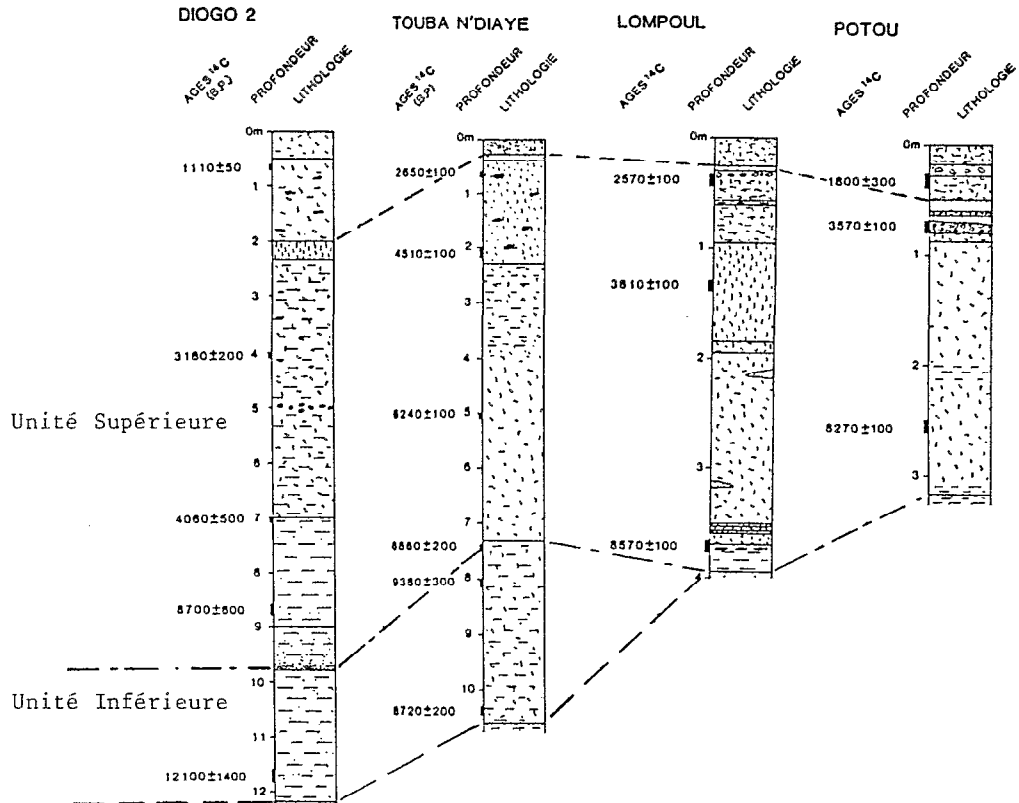


Fig. 4. — Répartition des lithofacies (datations d'après A.M. LEZINE, 1987).

INCIDENCE DE LA VARIATION DU NIVEAU MARIN

Il y a 11 000 ans, le niveau marin était à environ 30 mètres sous le niveau actuel ; en tenant compte de la morphologie actuelle du plateau continental, cela suppose une ligne de rivage située à environ 10 km de

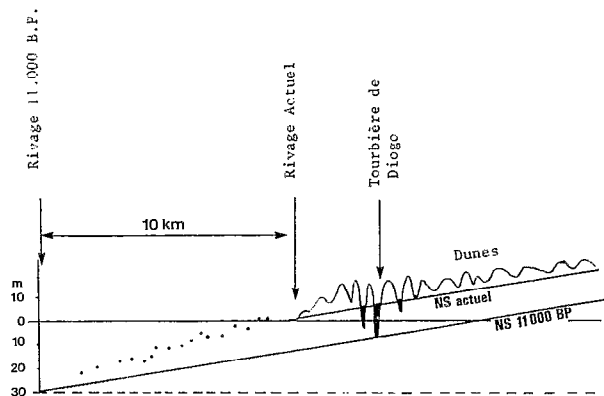


Fig. 5. — Influence de la variation de la ligne de rivage sur la position de la nappe phréatique.

la côte actuelle, et cela implique un déplacement vers l'Ouest de la zonation climatique méridienne. Il est probable que, dans ce cas, l'influence de l'alizé maritime soit beaucoup plus restreinte sur les tourbières étudiées qui se trouvaient alors à une distance de 13 à 15 km de la mer.

En ce qui concerne le niveau de la nappe phréatique, en postulant que la surface piézométrique avait la même forme à 11 000 ans B.P., on constate qu'une translation latérale de 10 km vers l'Ouest et un abaissement vertical de 30 mètres du niveau de base induit un niveau phréatique situé à 12 mètres environ sous le niveau actuel de la tourbière de Diogo, c'est-à-dire très proche de l'horizon où sont situés les dépôts de vases organiques silto-argileuses (fig. 5).

Pour envoyer les fonds de dépressions, la nappe devrait être légèrement plus gonflée qu'elle ne l'est maintenant, ce qui implique une alimentation légèrement plus forte, donc des pluies légèrement plus abondantes ou mieux réparties.

ÉLÉMENTS D'INTERPRÉTATION

Trois types de variations sont identifiés dans les Niayes :

- les variations paléohydrologiques : remontée et oscillation de la nappe phréatique ;
- les variations du couvert végétal ;
- les variations du régime climatique : apport éolien local ou lointain (loess).

Les variations de la nappe peuvent avoir deux origines : une meilleure alimentation (donc une augmentation des précipitations), une remontée du niveau de base (variations du niveau marin). Ces deux origines ne peuvent que difficilement être séparées ; et c'est seulement par comparaison avec d'autres régions du Sahel que l'on suppose des précipitations accrues à la fin de l'Holocène inférieur, quand les dépressions interdunaires sont mises en eau.

La présence à l'Holocène d'une végétation soudano-guinéenne (A.M. LEZINE, 1987) et son développement à certaines époques, implique des variations climatiques plus humides qu'actuellement. Deux facteurs principaux peuvent en ce cas être évoqués :

- la remontée de la nappe qui assure l'humidité du sol du fond des interdunes ;
- l'humidité atmosphérique dont on peut présumer qu'elle restait élevée durant une grande partie de l'année.

Ces facteurs peuvent être contrôlés de deux façons :

- déplacements latitudinaux de la zone climatique contrôlée par la pénétration des queues de mousson ;
- remontée du niveau marin entraînant l'élévation des nappes et le déplacement de l'alizé maritime humide.

CONCLUSIONS

Les données sédimentologiques permettent de retracer les grandes tendances climatiques majeures. Les

changements vers 9 000 ans B.P. et 2 000 ans B.P. concordent avec les résultats obtenus par l'analyse palynologique (A.M. LEZINE, 1987). Cependant, l'hétérogénéité du milieu et les difficultés de corrélation entre les sondages, ne permettent pas de rendre compte des variations de moindre importance. Les Niayes, qui sont plus ou moins profondes, peuvent être, en fonction du niveau de la nappe, continuellement, épisodiquement ou pas du tout ennoyées ; suivant le cas, les dépôts sédimentaires y seront différents. Cette hétérogénéité est encore accentuée par la position du prélèvement par rapport au centre de la dépression.

Les grandes lignes de l'évolution climatique peuvent se résumer de la façon suivante :

Avant 9 000 B.P., les dépôts minéraux sont très fins, ils sont hérités de la couverture pédologique des dunes et complétés par un apport d'aérosols d'origine lointaine. Le climat était alors humide et caractérisé par des pluies de mousson à « gouttes fines » (MALEY, 1982).

Après 9 000 B.P., une tendance à l'aridification est marquée par l'évolution minéralogique des argiles, mais le début de cette tendance est difficile à dater.

Ensuite, le climat redevient humide, la végétation de type soudano-guinéenne s'installe, elle donne des dépôts organiques importants (tourbe ligneuse, bois fossile) les dépôts minéraux sont plus grossiers, les apports de sable dunaire sont importants, les pluies devaient être de type orageuses à « grosses gouttes » (MALEY, 1982).

Après 2 000 ans B.P., une nouvelle tendance à l'aridification se dessine, le confinement très marqué est montré par la néoformation d'attapulgite et les transformations minéralogiques dégradantes du type illite, interstratifiés, vermiculite et smectite.

Paléoenvironnements végétaux d'Afrique occidentale nord-tropicale depuis 12 000 B.P. Analyse pollinique de séries sédimentaires continentales (Sénégal-Mauritanie)

A.M. LEZINE ⁽¹⁾

Le contenu pollinique des sédiments quaternaires de l'Ouest africain est étudié sur la base de l'observation d'analogues actuels à la surface du sol ou en milieu

lacustre et fluviale. Les spectres polliniques caractérisent les végétations zonales et azonales localisées entre 12 et 21°N en bordure de l'Océan atlantique, notamment la forêt guinéenne et la steppe saharienne, et permettent d'évaluer le transport actuel du pollen sur de longues distances (aérien et fluviale).

(1) Université Marseille Luminy, case 907, 13288 Marseille, Cedex 2.