

L'EVOLUTION DES DELTAS AU QUATERNAIRE

1) Le delta du Sénégal

1-1) Avant l'Holocène

Il y a environ 1 million d'années, une éruption volcanique sur la presqu'île du Cap – Vert est à l'origine de la formation de glacis étagés dans le haut bassin du fleuve Sénégal. Le creusement linéaire des cours d'eau entraîne d'abord une entaille et une dislocation de la surface fini – Pliocène. L'écoulement devient de plus en plus intermittent par suite de la diminution des pluies. L'érosion de surface par ruissellement diffus, provoque le façonnement de ces vastes glacis qui se rattachent à des terrasses graveleuses. Ce système souvent cuirassé, constitue une grande unité géomorphologique présente dans toute l'Afrique tropicale. Notre étude se limite essentiellement au bas glacis formé aux environs de 100 000 ans B. P.

Un vaste golfe se forme en Mauritanie atlantique durant la transgression du Tafarien (200 000 à 150 000 ans B. P.). Le Sénégal se dirige vers le NW après Bogué. Ainsi, il rejoint probablement le golfe à une trentaine de kilomètres au SW de Boutilimit. Ce golfe, très ouvert, commence à se dessiner dans la région du delta où ses dépôts littoraux ont été traversés par le sondage de Toundou Besset. Son rivage s'allonge à travers le Trarza jusqu'à l'Aouker, selon une direction SW – NE qui correspond à celles des failles principales de bordure SE du delta. C'est le rejeu d'une de ces failles se prolongeant dans le SW de la Mauritanie qui délimite le golfe du Tafarien (Michel, 1973).

La transgression de l'Aouijien (125 000 à 80 000 ans B. P.) qui s'est déroulée au cours d'une longue période humide, se manifeste dans les zones sahéliennes et désertiques du Sahara méridional. Le Sénégal ne rejoint pas, durant cette période, le petit golfe au NE de Nouakchott et son cours se déplace probablement un peu vers le sud. Le fleuve prend alors la direction WNW après Bogué, traversant ainsi le Brakna et le Trarza méridional. A cette époque, le Sénégal se jette quelques part au bord de l'Aftout es Saheli (Michel, 1973).

Vers 40 000 ans B. P., un édifice deltaïque se constitue sur le site actuel du delta. A 20 000 ans B. P., ce sont les alluvions graveleuses et les sables remaniés en îles barrières (beach – ridges) sur le front deltaïque qui forment les apports fluviatiles. L'aire deltaïque est

profondément ravinée par la baisse du niveau marin tandis que les îles barrières se cimentent en beach – rocks (Monteillet, 1986).

Vers 13 000 ans B. P., le débit du fleuve Sénégal se régularise. Le profil d'équilibre se réalise rapidement car la montée du niveau marin annule la pente du cours inférieur du fleuve où apparaissent des séquences de méandres et des invasions marines (Monteillet, 1986).

A l'Ogolien (20 000 à 11 000 ans B. P.), la partie NW du bassin du Sénégal s'affaisse à la suite de déformations tectoniques ; ces déformations sont à l'origine de la déviation du cours inférieur du fleuve vers l'Ouest en aval de Bogué. Peu à peu, l'écoulement du fleuve devient diffus. Les actions éoliennes se développent avec la progression de l'aridité. C'est ainsi qu'un grand erg, étendu plus au sud vers le Cayor, recouvre le plateau du Ferlo septentrional. Il est possible que ces dunes longitudinales orientées NE – SW soient à l'origine du barrage pendant un certain temps de la basse vallée du Sénégal. Plusieurs barrages se forment ainsi : les témoins se rencontrent dans la vallée, entre Kaédi et Podor, le principal étant celui de Kaédi (Michel, 1970).

Durant le Quaternaire, on distingue deux grandes phases : une grande phase sèche et une grande phase humide accompagnée de fluctuations mineures (Michel, 1973).

Lors de la grande phase sèche, au début de la transgression post - inchiennienne c'est-à-dire durant la régression ogolienne (20 000 à 11 000 ans B. P.), le climat devient progressivement subaride. Il est très contrasté : de grosses pluies, espacées dans le temps, engendrent des écoulements brusques. L'érosion mécanique prédomine. Le fleuve Sénégal ainsi que ses affluents entaillent le bas glacis et la basse terrasse, puis creuse son lit dans le substrat de roches peu altérées (Michel, 1973). Le niveau graveleux disparaît dans le lit du fleuve après le confluent de la Falémé. Il descend ensuite sous la cote zéro. Les sondages de Bogué recoupent les alluvions grossières sur une épaisseur de 10 à 15 m ; leur base se situe à la cote de – 20 m (Michel et Assemien, 1970). Ensuite le climat devient aride probablement entre 20 000 et 15 000 ans B. P. Des ergs, constitués essentiellement de dunes longitudinales orientées NE - SW couvrent le SW et le sud de la Mauritanie (Trarza, Brakna et Hodh) et la majeure partie du Sénégal oriental (Cayor). Le sable de ces cordons dunaires est généralement coloré en rouge ou brun rouge par oxydation du fer (Michel P., 1970). Elouard (1959) appelle Ogolien cette phase aride, marquée par l'édification des dunes rouges. Lors du maximum d'aridité, il se produit un décalage des domaines morfo – climatiques actuels de 4° à 5° vers

les basses latitudes d'après les observations de terrains par Elouard dans le bassin du Sénégal. Dans d'autres régions du monde telles que les zones sahéliennes et nord soudaniennes situées entre l'Atlantique et la Mer Rouge, se développent de grands ergs (Grove et Warren, 1968). Ce sont ces dunes du Trarza et du Brakna qui sont à l'origine du barrage progressif de la vallée du Sénégal ; les principaux barrages se situant alors à la hauteur de Kaédi. Pendant ce temps, le fleuve et ses affluents ne transportent que des éléments fins qu'ils déposent ensuite en masse. Ils sont à l'origine de la construction de la terrasse du premier remblai constitué de matériel sablo – argileux (Michel, 1970).

Lors de la phase humide à la fin du Würm récent (20 000 à 11 000 ans B. P.), le Sénégal creuse son lit pour rejoindre l'océan lorsque la pluviosité augmente de nouveau. Le niveau marin est encore très bas, se situant vers la cote - 75 m à 14 000 ans B. P. (Faure et Elouard, 1969). Le fleuve entaille le premier remblai en terrasse dont il ne reste plus que des lambeaux, puis il déblaie une partie des sables dunaires qui encombre la basse vallée. Le climat devient ensuite plus humide que de nos jours (Michel, 1970).

1-2) A l'Holocène

L'Holocène débute par un réchauffement des eaux littorales dû à l'aridité du climat (12 000 à 9 000 ans B. P.) et se marque par des oscillations climatiques importantes avec des phases humides (9 000, 6 000 et 3 500 ans B. P.) et des phases arides intenses (7 000, 4 500 et 2 000 ans B. P.) (Diouf, et Fall, 1998).

1-2-1) Développement des lagunes

Dans un premier temps, la mer occupe le lit du fleuve (Michel, 1973). Elle forme ensuite une petite ria allongée dans ce lit où se déposent d'abord des vases. La remontée progressive du niveau marin entraîne un élargissement de la ria en un petit golfe. La sédimentation devient ensuite sableuse. Cette période se situe entre 8 400 et 8 000 ans B. P. Les fortes houles engendrent une importante dérive littorale qui est à l'origine de l'apport de grandes quantités de sédiments marins. Des cordons littoraux s'édifient, transformant ainsi le golfe en une lagune où des vases riches en montmorillonite se déposent sur une grande épaisseur. Cette lagune n'occupe d'abord que la partie nord de la région du delta. Puis elle s'étend progressivement vers le sud. Pendant ce temps, ce sont les cordons littoraux qui séparent la

lagune de l'océan. Ils forment de petites falaises vers – 12 à – 15 m à l'extrémité SW du delta dans les régions de Ndiago et de Saint – Louis (Michel, 1973).

Une immense lagune s'étend à l'arrière de ces cordons littoraux, occupant ainsi la majeure partie du delta, la cuvette du lac Rkiz, le sillon du lac de Guier et toute la vallée du Sénégal jusque dans la région de Bogué. Les communications avec l'océan deviennent difficiles dans la partie SW où les flèches littorales se multiplient et s'épaississent, entraînant un changement des conditions écologiques. Parmi les mollusques, les arches deviennent alors prédominantes dans les bancs sableux, tandis que, les huîtres sont fréquentes sur les racines de palétuviers. Lorsque la salinité du milieu baisse par apports d'eau douce des petits marigots, on rencontre aussi quelques *Tympanotonus fuscatus* (Michel, 1973).

La partie de la lagune située à l'est de Saint – Louis se divise en deux à cause du delta du marigot de Mengaye. La terrasse nouakchottienne borde le secteur sud appelé marais de Sarré. Dans le secteur est, la lagune se digite entre les grands cordons de dunes rouges. La dépression de Khant, allongée SW – NE, présente une forme légèrement évasée, ses terrains descendent en pente très douce vers le milieu de la cuvette. Dans la partie nord du delta, les conditions biologiques et sédimentologiques se modifient. La faune est de type lagunaire. La présence de nombreux *Tympanotonus* est liée aux apports d'eau douce par le fleuve. Ils deviennent de plus en plus abondants au fur et à mesure que la lagune se ferme. Dans la partie est du delta et sur la basse vallée du Sénégal, la vie animale se raréfie au niveau de la lagune à cause des particules en suspension amenées par le fleuve. Finalement, ces dépôts deviennent azoïques (Michel, 1973).

1-2-2) Formation et évolution du delta

Le fleuve construit de puissants bourrelets de berges dont les parties hautes ne sont plus inondées par les crues actuelles. Ce système de levées s'allonge et se ramifie dans la vallée alluviale depuis Bakel jusqu'à Bogué. Il passe ensuite à des formations fluvio – deltaïques. Le delta postnouakchottien avance progressivement vers l'ouest, prenant alors une forme très allongée (fig. 8). Il est d'abord sous – marin et ces parties hautes émergent au fur et à mesure que se développe la sédimentation. Ainsi une grande partie de la lagune se colmate. L'ensemble de ce système de levées postnouakchottiennes ainsi que les deltas de ruptures occupent la majeure partie de la vallée alluviale du Sénégal entre Bakel et Bogué. La hauteur

de ces grandes levées diminue progressivement vers l'aval en fonction de la faible pente du fleuve (Michel, 1973).

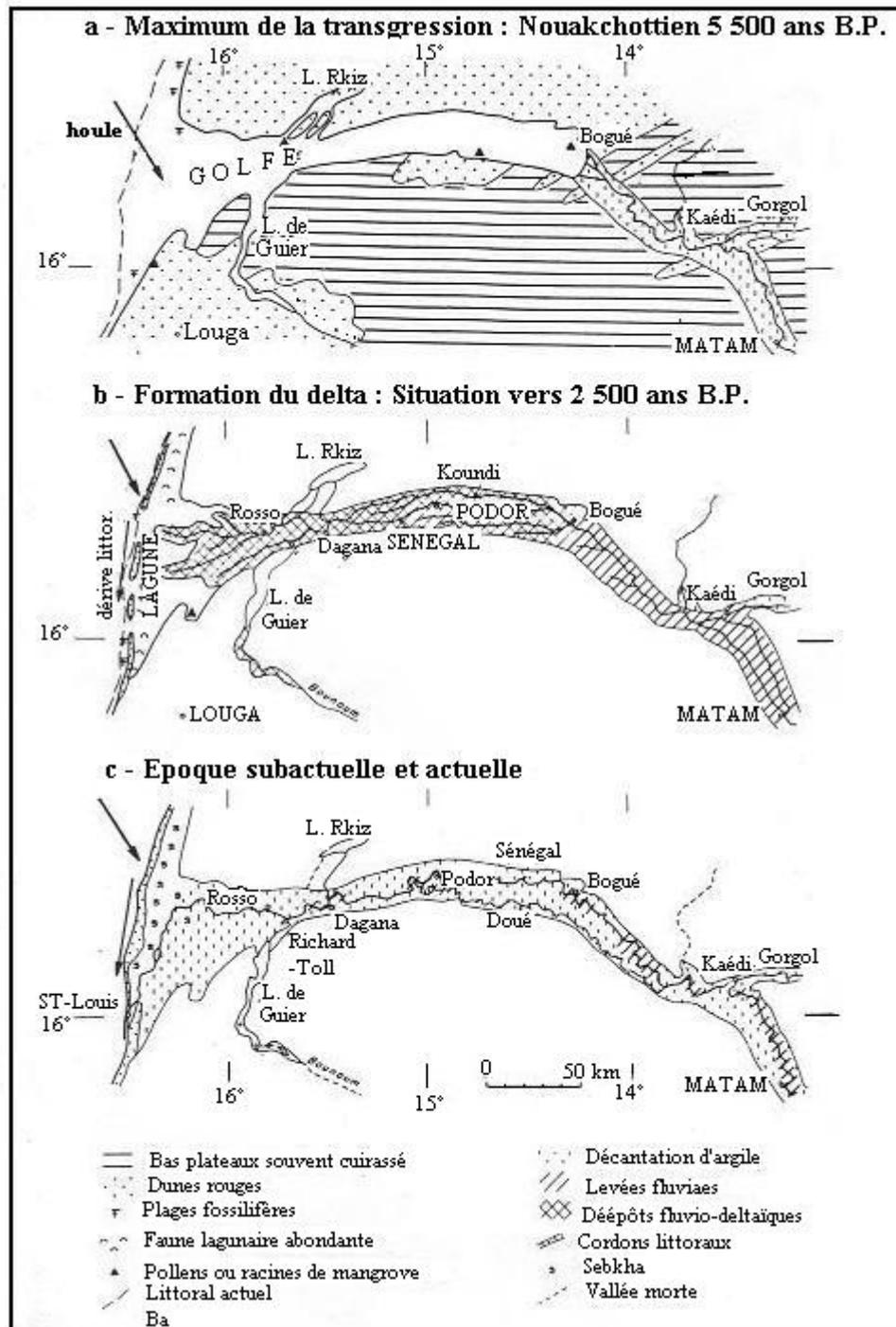


Fig.8 : Evolution du delta du Sénégal de 5 500 ans B.P. à l'Actuel
(d'après Michel, 1973)

Le fleuve se divise en plusieurs bras juste en aval de Bogué, formant ainsi un delta étiré en longueur dans la grande lagune. Les terrains de la basse vallée portent encore les marques de cette sédimentation fluvio – deltaïque en milieu lagunaire. C’est ainsi que les cuvettes qui contiennent du sel et dont la salinité augmente avec la profondeur correspondent à d’anciens fonds de lagune isolés par les dépôts deltaïques. Le delta se moule sur la forme du golfe nouakchottien. Il se rétrécit d’abord à la hauteur de Dagana, puis s’élargit de nouveau vers l’aval dans la région du delta où la houle de direction NNW arase les dunes rouges (fig. 8). Le fleuve se divise ensuite en deux bras entre Dagana et Richard – Toll qui se digite de plus en plus. Et le bras principal longe le bord nord de la lagune. C’est le marigot de Garak qui occupe partiellement cet ancien lit du fleuve. Le front deltaïque progressant toujours vers l’ouest prend la forme d’une patte d’Oie. Il s’arrête à l’arrière des cordons littoraux entre les Maringoins et Ndiémar (Michel, 1973).

Ainsi les levées principales accompagnent le fleuve jusqu’aux abords de Keur Macéne, les marigots de Diovol, Kassaks, de Gorom, du Djeuss et du Lampsar supérieur. Elles isolent la cuvette de Djoudj dans la partie centrale du delta et celle du Ndiael à sa bordure sud. Et ces levées s’aplatissent progressivement vers l’Ouest ; 4 à 5 m vers Richard – Toll contre 2 m sur le Djeuss supérieur (Michel, 1973).

1-2-3) Les modifications du cours du fleuve

C’est au cours du retrait de la mer que les gauchissements tectoniques se produisent ; ils se poursuivent ultérieurement. Deux régions s’affaissent :

- la première, occupée en majeure partie par la grande Sebkhia de Ndrancha, se situe au nord de Nouakchott entre le littoral et l’Inchirien,
- la deuxième, zone de subsidence, plus vaste, englobe le Trarza et le Brakna méridional, le Ferlo septentrional et la région du delta.

C’est l’affaissement de certaines parties du Trarza et du Brakna ainsi que des régions nord du Ferlo qui est à l’origine de la modification du cours inférieur du Sénégal. Le matériel des anciens épandages se consolide ainsi beaucoup moins et peut être facilement déblayé (Michel, 1973).

Pendant la transgression de l’Inchirien, la subsidence se poursuit dans la région littorale du delta. Le fleuve alluvionne probablement le long de son cours inférieur construisant un delta à

l'extrémité du golfe Inchirien. On ne peut pas reconstituer l'extension de cet ancien delta puisque ses dépôts ont été soit déblayés par le creusement ultérieur du fleuve, soit masqués par les ergs (Michel, 1973).

Pendant la période postnouakchottienne, les eaux du fleuve rejoignent la mer à l'Est de Keur Macène. Cet écoulement fluvial se désorganise peu à peu dans la partie Nord du delta. C'est la déflation éolienne particulièrement intense sur les terrains salés de l'ancienne lagune qui projette des sables limoneux dans les lits du fleuve en saison sèche. Ainsi se forment des séries de bouchons que les crues du fleuve ne percent que difficilement. L'avancée des cordons littoraux subactuels menace les embouchures et les sables éoliens colmatent plusieurs d'entre elles. La fermeture progressive de ces embouchures est à l'origine de la déviation du fleuve. C'est ainsi qu'il forme un grand coude à la hauteur de Keur Macène et coule vers le SSW. Le fleuve recoupe les extrémités de son ancien delta. Sa principale embouchure se situe alors au nord de Ndiago où s'arrêtent les dunes semi – fixées. Les marigots de Boytet et de Gavart en sont les vestiges (Michel, 1973).

Quittant son ancien delta, le Sénégal avance jusque dans la région de Saint – Louis où il pénètre dans le domaine des vasières limitées par les cordons littoraux post nouakchottiens. Les alignements des cordons littoraux situés entre Ndiago et Saint – Louis sont tronçonnés par les divers bras du fleuve. Ainsi les îles de Saint – Louis et de Baba Guéye appartiennent à un même cordon littoral formé en avant de celle de Sor. Il date de 1 880 ans B. P. Durant cette période, la dérive littorale N – S est très active (fig. 8) et les apports de sables barrent définitivement l'ancienne embouchure des Maringoins à l'extrémité NW du delta. Sa fermeture se produit à la fin du 17^e siècle début 18^e siècle. Les embouchures près de Ndiago se ferment, et la dérive littorale forme, à partir de cette localité, une flèche sableuse qui s'allonge progressivement vers le sud formant ainsi la Langue de Barbarie (fig.9). Elle ferme ainsi l'ancienne lagune entrouverte par le tronçonnage des cordons littoraux successifs. C'est cette flèche de sable qui sépare maintenant le Sénégal de l'océan atlantique en aval de Saint – Louis (Michel et al. 1968).

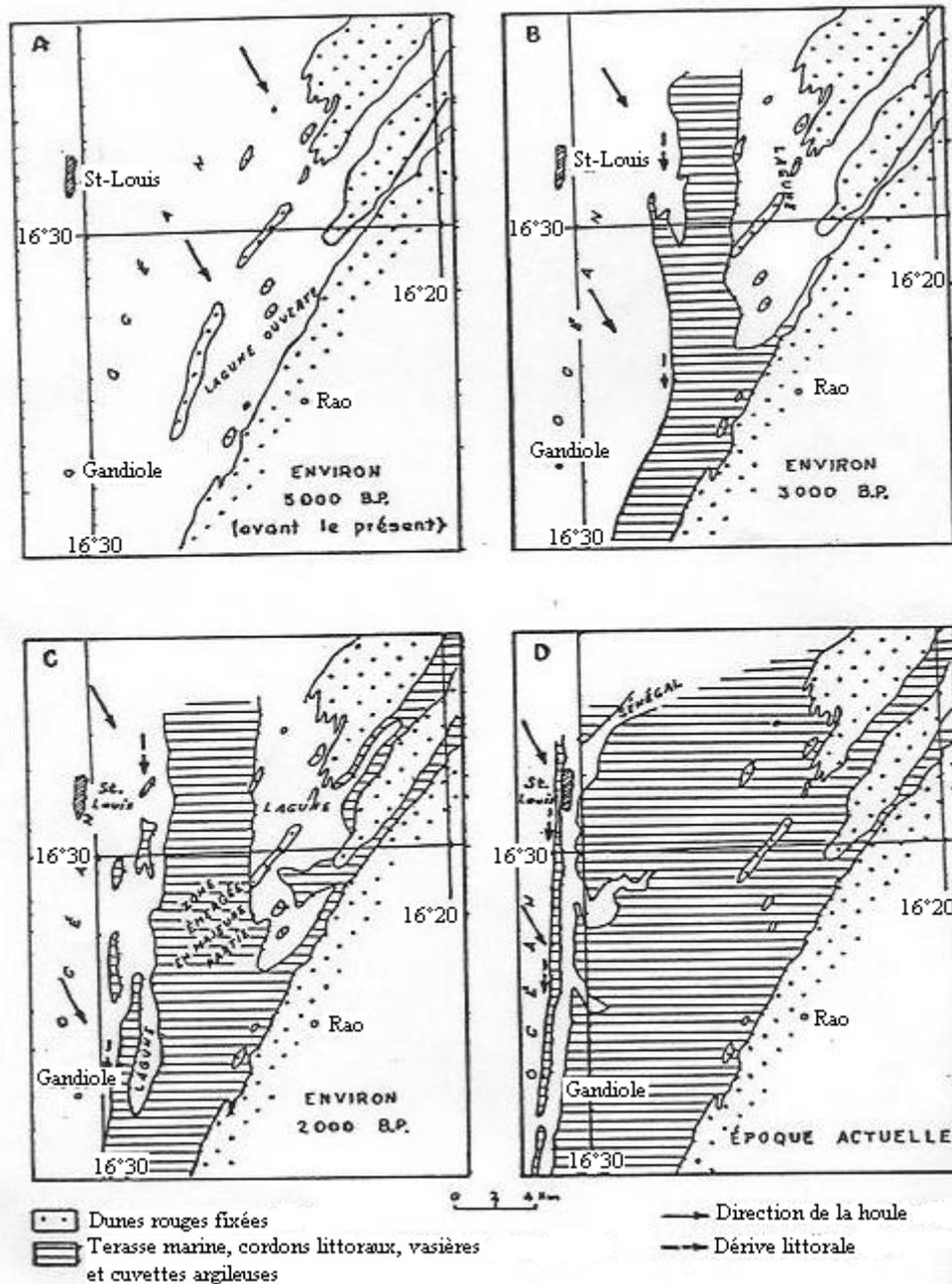


Fig.9 : Formation et évolution de la Langue de Barbarie (d'après Michel, 1969)

Les anciens bras deltaïques du Sénégal que sont le Gorom, le Djeuss et le Lampsar rejoignent le fleuve en amont de Saint – Louis. Ces deux derniers marigots traversent d'anciennes vasières dans leur cours aval. Le lampsar sape les dunes rouges remaniées. Ainsi, après avoir construit un grand delta dans le golfe nouakchottien, le Sénégal se termine maintenant par un estuaire (Michel, 1973).

2) DELTA DU SALOUM

On distingue dans ce delta trois bras principaux : le Saloum, le Diomboss et le Bandiala. Ils sont réunis par une infinité de cours d'eau secondaires, véritables chenaux de marée anastomosés, qui serpentent dans les différentes unités sédimentaires et découpent un ensemble d'îles plus ou moins étendues. Ces îles qui se répartissent en deux importants groupes que sont les îles Gandoul au nord et les îles Bétanti au sud, sont séparées par un estuaire ensablé : le Diomboss. La partie septentrionale, constituée des îles Gandoul et de la région située au nord du Saloum, s'étend jusqu'au Diomboss et occupe environ les deux tiers de la surface totale, tandis que la partie sud ou méridionale, limitée par la Gambie, n'en représente que le tiers, avec comme axe principal le Bandiala (Diara, 1999).

En raison de sa configuration morphologique et de la proximité de l'embouchure de la Gambie, ce delta est le plus complexe du Sénégal.

2-1) Avant l'Holocène

Les réseaux du Sine, du Saloum et de Khombole semble s'être constitués lors de la seconde phase d'entaille qui correspond au pluvial. Elle se manifeste dans tout le Sahara méridional et central. On peut situer ce pluvial entre 13 000 et 8 000 ans B.P. (Sall et Diop, 1977).

2-2) A l'Holocène

Le delta du Saloum se forme à partir de l'épisode humide du Tchadien (10 000 à 6 800 ans B.P.) au cours duquel les matériaux fluviaux fins s'épandent au nord et au sud le long du rivage antérieur marqué par l'affleurement du Continental Terminal.

Les vases se déposent rapidement aux embouchures respectives et dans les zones abritées en fond de golfe mais sans véritablement se mélanger. C'est ainsi qu'un chenal de marée appelé le Diomboss se crée alors par défaut d'apport sédimentaire, dès le début de l'édification du delta. Ce chenal est ensuite entretenu par le jeu des marées (Diara, 1999).

C'est l'humidification du climat lié au caractère fonctionnel du réseau hydrographique qui est à l'origine de l'entaille du bas plateau cuirassé de l'amont recouvert de dunes généralement

rubéfiées. L'actuel delta est dans une zone déprimée qui reçoit les épandages des trois fleuves. Les sédiments présentent à l'est un caractère fluvio – deltaïque affirmé (Sall et Diop, 1977).

Les sédiments des vasières fossiles qui proviennent des deux fleuves, le Saloum et la Gambie, s'épandent dans des sens opposés. Les apports fluviaux nord et sud comblent, pendant toute cette période humide, le fond du golfe. Ils forment ainsi le soubassement deltaïque vase – sableux (Diara, 1999). Cette phase humide n'est pas continue mais coupée de périodes de rémission à la faveur desquels des lits sableux se forment, insuffisants toutefois pour ériger des cordons (Sarnthein et al., 1982 ; Duplessy et al., 1981).

La période nouakchottienne intervient après une phase un peu plus sèche. Elle correspond à un remaniement local des dunes ogoliennes. Pendant l'Holocène et au maximum de la transgression nouakchottienne, la mer a avancé dans les vallées du Sine et du Saloum pour former un large golfe. Les sables fins et limons apportés par les deux fleuves alors fonctionnels proviennent des dépôts de couverture du bas plateau du Continental Terminal (Diop, 1975).

Les différentes étapes du retrait de la mer sont à l'origine de la formation des cordons littoraux successifs probablement à partir de 4 000 ans B.P. C'est l'adjonction de ces cordons littoraux et le comblement des lagunes situées entre les cordons qui sont à l'origine de la formation des îles (Sall et Diop, 1977). Au Tafolien (4 000 à 2 000 ans B.P.), les changements dans les apports sédimentaires vont déterminer la configuration future du delta du Saloum. Durant cette période, les apports fluviaux fins diminuent considérablement et sont remplacés par des apports sableux amenés par les vents de NNE depuis les ergs ogoliens du nord du Sénégal et du désert mauritanien, alors vastes réservoirs sédimentaires et des apports en quantités faibles, par le Sine et le Saloum devenu des estuaires inverses dominés par la marée. Des bancs d'embouchures se mettent alors en place progressivement de l'est vers l'ouest, suivant la direction générale NE – SW du Saloum. Ces bancs sableux remaniés par la houle du nord, réfractés autour du cap que forme le Continental Terminal, tendent à s'aligner parallèlement au rivage. Au fur et à mesure que les bancs se modèlent, des vasières s'installent en arrière, à l'abri des cordons, les fixant ainsi dans leur forme quasi définitive et colmatant peu à peu le prodelta (Diara, 1999).

Vers 2 000 ans BP, la flèche de Djiffère commence à s'esquisser, se développant vers le sud grâce à la houle du nord, aux apports sédimentaires des stocks dunaires septentrionaux, et à l'absence de débit fluvial. Cette flèche a alors deux actions essentielles. Tout d'abord, elle stoppe l'action de la houle dans tout l'extrême nord figeant ainsi les rivages des cordons littoraux qui deviennent dunaires. Leur évolution, à ce moment là ne dépend plus que des facteurs climatiques dont le principal est le vent. Le déficit pluviométrique intervient également indirectement par l'appauvrissement de la végétation qui ne joue donc pas ou peu son rôle dans la fixation des dunes. Ainsi, après 2 000 ans BP les cordons dunaires du nord commencent à se démanteler (Diara, 1999).

La flèche dévie également fortement le Saloum vers le sud. Celui - ci continue cependant à construire des bancs d'embouchures, dans le sens NS, dont l'île de Sangomar est la principale. Ce banc est une zone – puits pour les sédiments transitant depuis le nord grâce à la dérive littorale. Il s'allonge progressivement vers le sud, en même temps que la flèche de Djiffère qui rejoint ce banc après le colmatage du chenal principal du Saloum immédiatement au nord de l'île de Sangomar (Diara, 1999).

Actuellement deux tendances essentielles se manifestent. Elles traduisent des modifications écologiques très localisées, mais réversibles :

- d'une part, une progression des vasières à mangrove aux dépens des tannes et des accumulations anthropiques d'amas coquilliers,
- d'autre part, un recul de certaines vasières consécutives à un défrichement de la mangrove et au dessèchement progressif du climat. Des accumulations éoliennes de sables fins et de limons constituent des bourrelets qui soulignent les bords de certains tannes et empiètent sur les marges de la mangrove (Sall et Diop, 1977).

A ces phénomènes s'ajoutent :

- l'intense développement morphologique des chenaux de marées. Ceux – ci présentent de nombreux méandres dont le calibre est fonction de la section du chenal. Le recoupement des méandres et les interconnexions entre chenaux voisins sont fréquents. Il en résulte des remaniements locaux du matériel sableux ou vaseux ;
- l'ébauche de formes dunaires mineures sur les cordons à couvert végétal déficient, et dans le détail, superposition d'un façonnement éolien à un façonnement marin non encore oblitéré ;

- une édification actuelle sur le rivage des îles les plus occidentales d'un mince liseré sableux qui est l'équivalent des cordons littoraux anciens (Sall et Diop, 1977).

3) Conclusion

Les deltas du Sénégal et du Saloum se sont mis en place dans une marge atlantique passive caractérisée par une relative stabilité tectonique. Ils se sont formés en bordure du bassin sénégalo – mauritanien au début de l'Holocène. C'est au niveau de la dépression du socle éocène que s'est mis en place le delta du Sénégal. L'axe d'allongement de ce socle est N- S et il prolonge la fosse de Mbinguène. Les failles observées entre Saint – Louis et Mpal, délimitent cette dépression. En plus, on note une subsidence dans la région située entre le Brakna, le Trarza et le Ferlo entraînant ainsi la modification du cours inférieur du fleuve. Cependant, cette subsidence est faible dans le delta du Saloum.

Le delta du Sénégal se situe en pleine zone sahélienne aride à semi – aride, de même que la partie septentrionale du delta du Saloum. Ils sont ainsi soumis à une forte aridité et une intense évaporation à la saison sèche. Le transport éolien est très important car le couvert végétal est réduit voir absent. Le vent, facteur d'érosion et de transport, souffle environ 10 mois sur 12 sur le nord du Sénégal. Cela entraîne une dégradation des différentes unités sédimentaires à l'intérieur du delta du Sénégal et sur le nord du delta du Saloum. Par contre, la partie méridionale du delta du Saloum se situe en zone tropicale humide. Cela entraîne une forte réduction du transport éolien dans cette zone. Par conséquent, les unités sédimentaires de cette partie du delta du Saloum se dégradent très peu. Le delta du Saloum est alors soumis à deux types de climats : un climat sahélien au nord et un climat tropical au sud. Cette bipolarité a une influence sur les apports sédimentaires, le type et le mode d'évolution des différentes unités sédimentaires. On distingue ainsi deux parties distinctes séparées par le Diomboss :

- une partie septentrionale mise en place par le fleuve Saloum, et qui évolue en fonction des apports éoliens récents et de la dérive littorale du nord ;
- une partie méridionale mise en place principalement par le fleuve Gambie et remanié par la houle du sud.

Les réseaux hydrographiques du Sénégal se forment à la fin du Pléistocène au début de l'Holocène. Ils sont à l'origine de la formation des deltas. Celui du Sénégal se forme à partir

du Tafolien (4 000 à 2 000 ans B. P.), alors que celui du Saloum commence à s'édifier dès le Tchadien (10 000 à 6 800 ans B. P.). Durant la transgression nouakchottienne, la mer envahit la vallée du Sénégal jusqu'aux environs de Bogué à 230 km de la côte et celle du Saloum jusqu'à Birkélane situé à 130 km de la côte. Elle entraîne ainsi le comblement alluvial de ces vallées et la formation de larges golfes. A cette période, la sédimentation est essentiellement marine.

Au Tafolien, le climat devient aride, engendrant une remobilisation des sables éoliens. Les fleuves du Sénégal et du Saloum subissent à cette période des changements hydrographiques d'intensités différentes. Le fleuve Sénégal, qui prend sa source dans une zone très pluvieuse, subit moins les conséquences de cette aridité. Il transporte beaucoup de sédiments vers l'embouchure. Par contre, le fleuve Saloum qui n'a pas de source, subit fortement les conséquences de l'aridité. Il se transforme peu à peu en estuaire inverse car n'ayant plus de débit fluvial, par conséquent, les apports sédimentaires se réduisent considérablement. Ainsi, la sédimentation est plus importante au niveau du delta du Sénégal que sur le delta du Saloum. Cependant, le fleuve Gambie très proche et avec un grand débit fluvial à la saison des pluies, joue aussi un rôle dans la sédimentation de la partie méridionale du delta du Saloum.

Après le Nouakchottien, une dérive littorale active engendrée par la houle du NW, entraîne la formation d'une succession de cordons littoraux qui transforment alors ces golfes en de vastes lagunes. Au niveau du delta du Sénégal, ces cordons continuent à s'épaissir entraînant ainsi la fermeture de ces anciennes embouchures situées au nord de Saint – Louis (partie septentrionale du delta) et un changement de direction du fleuve qui se dirige alors vers le SW. L'avancée à l'intérieur du continent favorise le remblaiement progressif de la lagune entraînant la formation d'un delta. Sur le Saloum, les sables fins et les limons transportés par le fleuve et provenant des dépôts de couverture du bas plateau du Continental Terminal se déposent dans la lagune. Les apports fluviaux fins diminuent considérablement et sont remplacés par du sable transporté par les vents du NNE depuis les ergs ogoliens du nord du Sénégal et du désert mauritanien. Il se forme des bancs d'embouchures qui se déplacent de l'est vers l'ouest suivant la direction NE – SW du Saloum. Ces bancs remaniés par la houle du Nord, s'alignent parallèlement au rivage. Le delta du Saloum résulte du remblaiement de cette lagune.

A partir de 2 000 ans B. P., le climat devient plus aride et on assiste à une recrudescence de l'action éolienne principalement dans les régions littorales, provoquant ainsi l'ensablement des golfes marins. Des flèches littorales commencent à s'édifier. C'est le cas de la Langue de Barbarie sur le delta du Sénégal et de la flèche de Sangomar sur le delta du Saloum. Elles se forment par adjonction de cordons littoraux successifs du Tafolien. Ainsi, l'extrémité nord du delta du Saloum et la partie située entre Saint-Louis et Gandiole sont à l'abri de l'action des houles. Les cordons littoraux qui se trouvent à côté de ces flèches sur le continent, se transforment en dunes sous l'action du vent. Sur le delta du Saloum, les cordons dunaires situés au nord sont démantelés, contrairement à ceux du sud qui subissent toujours l'action de la houle et l'influence du fleuve Gambie.

Actuellement, le fleuve Sénégal se jette dans l'océan atlantique par une seule embouchure située au sud de Gandiole. Le fleuve Saloum se termine par deux embouchures depuis 1987 : l'une au sud de la Pointe de Sangomar et l'autre au débouché de Gohekor appelée « passe de Lagoba ».