CARACTERES GENERAUX DE L'ENVIRONNEMENT

1) Cadre géographique

Sur le plan géographique, le delta du Sénégal se situe au nord – ouest du pays entre les méridiens 15°40' et 16°35' de longitude ouest et les parallèles 15°45' et 16°35' de latitude nord (fig. 1). Il correspond à un fossé synclinal relevé à l'est par l'anticlinal faillé du lac de Guiers (Trenous et Michel, 1971).
Le delta du Saloum (fig.2), quant à lui, s'étend entre les méridiens 13°35' et 14°10' de latitude nord et les parallèles 16°25' et 16°50' de longitude ouest (Sall et Diop, 1977). Il borde la formation du Continental Terminal.

2) Cadre géologique

Au Précambrien, le craton ouest – africain, métamorphisé et granitisé, subit des phases de plissements et de fracturation NW – SE avec comme témoin le Fouta Djalon qui culmine à 1538 m, dans la chaîne des mauritanides. Toute l'Afrique de l'ouest est affectée par une importante phase transgressive au cours du Paléozoïque. Il se dépose ainsi une série sédimentaire à dominante gréseuse dans les différents bassins ; série qui n'existe plus au Sénégal mais qui connaît une très grande extension en Guinée où elle forme le bassin de Bowé (Sheridan et al., 1969 ; Mac Master et al., 1970 a et b, 1973, 1975 ; Emery et al., 1975 ; Jones et Mgbatogu 1977, 1982).

Situé sur la bordure occidentale de l'Afrique, le bassin sénégalo – mauritanien (fig. 3) se forme lors de l'ouverture de l'océan atlantique, il y a environ 200 millions d'années (Monteillet, 1986). Avec une superficie de 340 000 km^2, il constitue le plus vaste des bassins côtiers ouest africains. Il s'étend sur 1 400 km entre le Cap Blanc en Mauritanie et le Cap Roxo au SE de la Guinée Bissau, en passant par le Sénégal et la Gambie. A la latitude de Dakar, sa limite orientale se situe à 500 km de la presqu'île du Cap – Vert, alors que vers l'ouest, il se poursuit sous la mer jusqu'à une centaine de kilomètre à l'est des îles du Cap – Vert. Il constitue un ensemble sédimentaire mésozoïque à quaternaire d'allure généralement monoclinale et à faible pendage ouest. Ces terrains sont discordants sur un substratum constitué d'ensembles géologiques très variés :

- au sud, le bassin de Bowé de direction NW – SE, constitué de formations allant de l'Ordovicien supérieur au Dévonien ;
- au sud - est et à l'est, la chaine des mauritanides (Sougy, 1962) issue d'événements tectoniques calédono – hercyniens ;
- au nord, la dorsale précambrienne de Réguibat (Monteillet, 1986).

Au Crétacé, on note un grand développement du bassin à l'arrière pays, de même qu'une intensification de la sédimentation et de la subsidence. La transgression s'arrête au Maestrichtien. Le réseau hydrographique du Sénégal coule au – dessus des structures libériennes orientées NE - SW. La fin de la sédimentation marine tertiaire est caractérisée par le dépôt d'une formation très altérée appelée Continental Terminal (Tessier et al., 1975 ; Lappartient, 1978 ; Kogbe, 1980, 1981).

Au Mio – Pliocène, une phase tectonique tardive provoque la reprise de l'érosion. Une cuirasse ferrugineuse résultant d'un cycle de pénéplanation qui intéresse toute l'Afrique de l'ouest se met en place au – dessus des sédiments du Continental Terminal (Michel, 1973). Le Quaternaire ancien se caractérise par des niveaux transgressifs très faiblement étagés. Ces derniers se disposent le long des rivages des anciens golfes (Barusseau et al., 1999). L'aridité s'installe vers 18 000 ans B.P., entraînant une forte baisse du niveau marin : c'est la régression ogolienne. Au Tchadien (11 000 à 8 000 ans B. P.), le climat redevient très humide entraînant une transgression. A la fin du Pléistocène et au début de l'Holocène, les réseaux hydrographiques du Sénégal se forment après plusieurs phases d'entailles dans les basses terrasses. Des golfes se forment à l'Holocène moyen grâce à la remontée du niveau marin car durant cette période, le climat est humide dans toute l'Afrique de l'ouest (Barbey, 1982). Le maximum de la transgression nouakchottienne se situe vers 5 500 ans B.P. A cette période, la mer atteint son plus haut niveau. Ainsi, les sédiments comblent les vallées durant cette phase transgressive (Michel, 1973 ; Kalck, 1978 ; Monteillet, 1986). Au Tafolien, de 4 000 à 2 000 ans B.P., le climat s'assèche d'avantage (Elouard et al., 1977 ; Faure et Elouard, 1969 ; Lézine et al., 1985). Des cordons sableux se mettent en place grâce à la dérive littorale N – S. Par contre, dans les zones abritées situées à l'arrière des cordons, ce sont les sédiments vaseux qui se déposent.

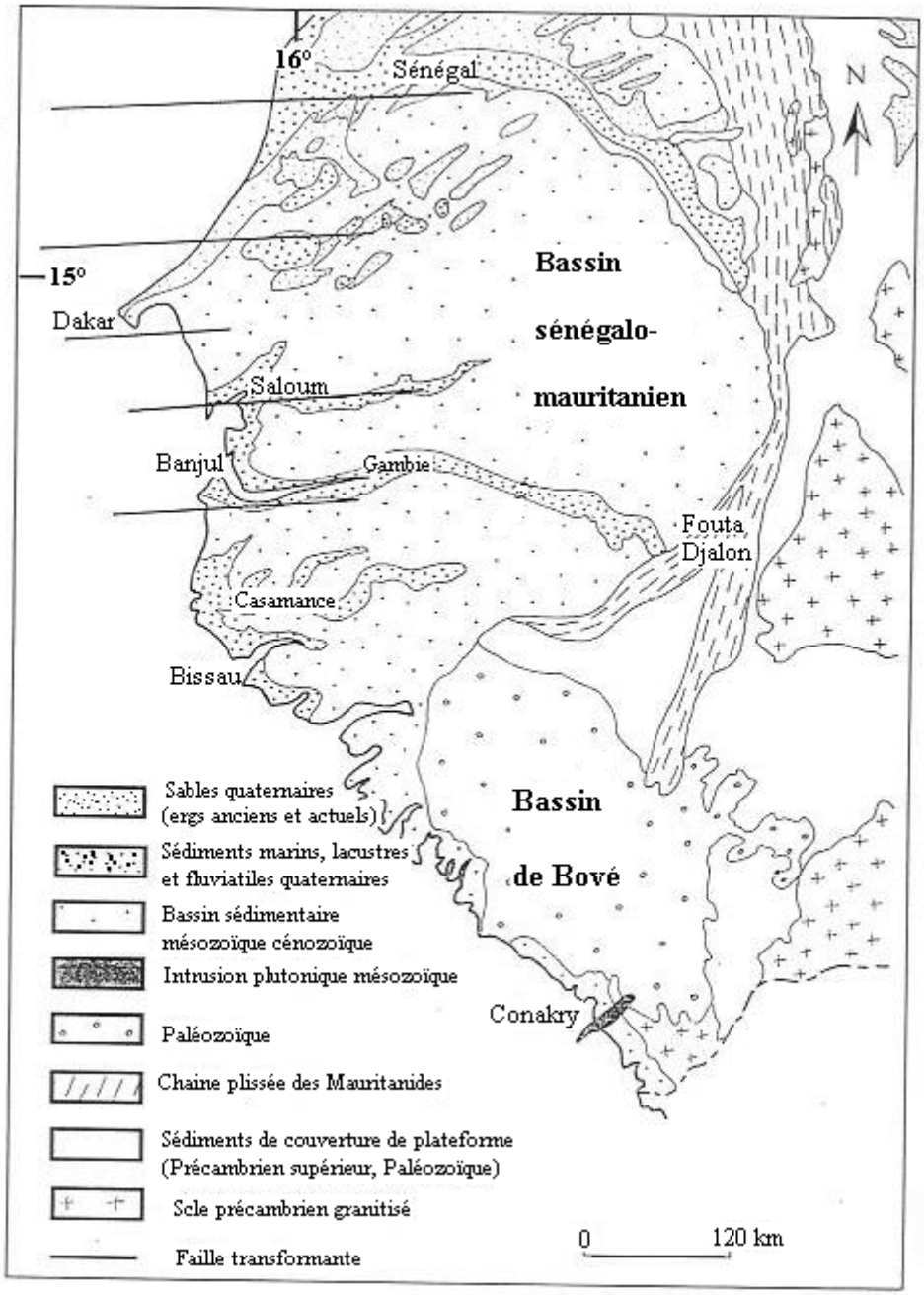

Fig.3 : Carte géologique du bassin Sénégalo-Mauritanien (d'après Nahon, 1976 et Bellion et Crévola, 1991, modifié par Diara, 1999)

3) Cadre climatique

Du fait de sa position tropicale, le Sénégal a un climat conditionné par les circulations atmosphériques liées aux aires de hautes pressions : l'anticyclone des Açores, l'anticyclone sud – libyen et l'anticyclone de l'Atlantique sud.
L'anticyclone des Açores règne sur l'Atlantique nord. Lorsqu'il s'établit sur l'océan atlantique, il donne naissance à une circulation d'alizés maritimes du NW. Lorsqu'il avance sur l'Afrique du nord, il provoque une circulation d'alizés continentaux du NE (Monteillet, 1986).
Au NE du continent africain, se situe l'anticyclone sud – libyen, qui induit une circulation d'harmattan sur l'Afrique tropicale.

Simultanément, dans l'hémisphère austral, l'anticyclone de l'atlantique sud surplombe l'océan. En migrant de juin à octobre, sur les plateaux de l'Afrique du Sud, il détermine en Afrique de l'Ouest, un régime de mousson. La limite entre les masses d'air tropicales (alizés, harmattan) et équatoriales (mousson) est le front intertropical (FIT). La dominance successive des circulations d'alizés et de mousson se traduit par deux saisons principales :

- une saison sèche de novembre à mai
- une saison humide de juin à octobre (Monteillet, 1968).

3 – 1) Les saisons

On distingue deux types de saisons au Sénégal :
- la saison sèche qui se caractérise par un flux des alizés imposant au climat ses principales caractéristiques. Au nord, on note une prédominance des alizés maritimes du NW et l'alizé continental de secteurs NE. Dans les régions côtières, les brouillards et les rosées matinales sont dus à l'humidité de l'alizé maritime. Les flux du NE et l'harmattan provoquent des tempêtes de sables et de brumes sèches (Monteillet, 1986). L'harmattan est un flux continental sec qui souffle au Sénégal après un long parcours sur le continent. Il est frais et froid la nuit, chaud et sec le jour. Il a une capacité d'évaporation très grande ;
- la saison humide durant laquelle, le FIT remonte vers le nord. Elle est sous le contrôle de l'équateur météorologique dans la zone tropicale. Ce dernier engendre de fortes variations pluviométriques entre le nord du pays aride (100 à 200 mm / an) et le sud pluvieux (1 200 à 1400 mm / an).

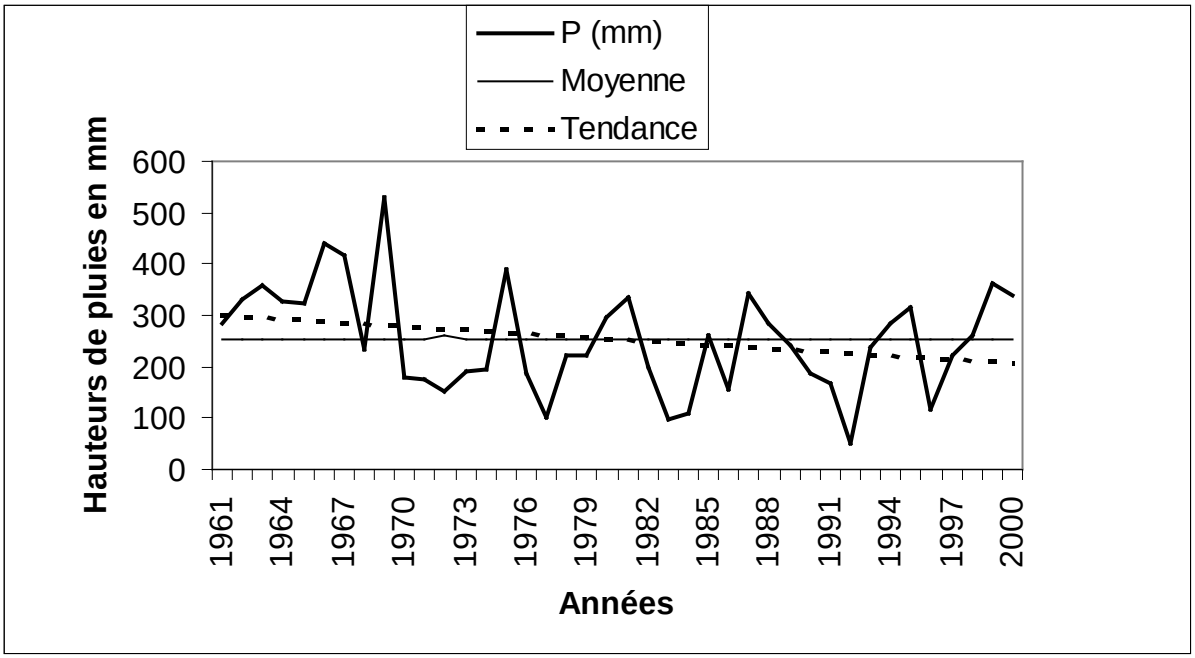

Fig.4 : Pluviométrie moyenne annuelle à la station de Saint-Louis entre 1961 et 2000 (source Service météorologique de l'aéroport Dakar-Yoff)

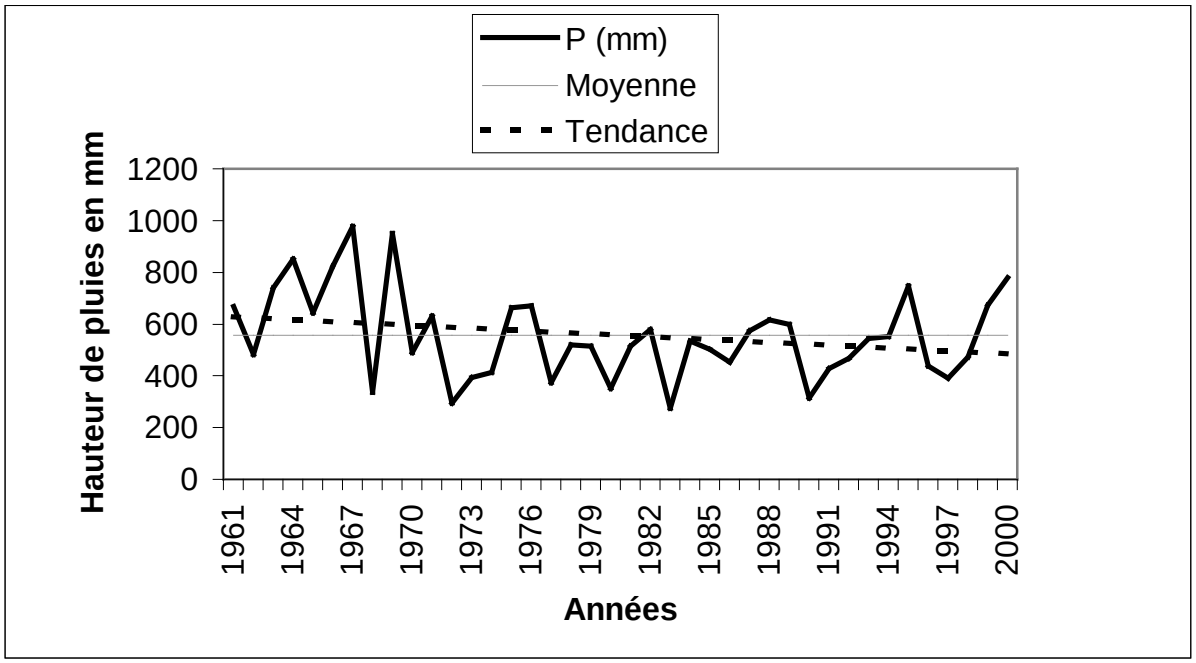

Fig.5 : Pluviométrie moyenne annuelle à la station de Fatick entre 1961 et 2000 (source Service météorologique de l'aéroport Dakar-Yoff)

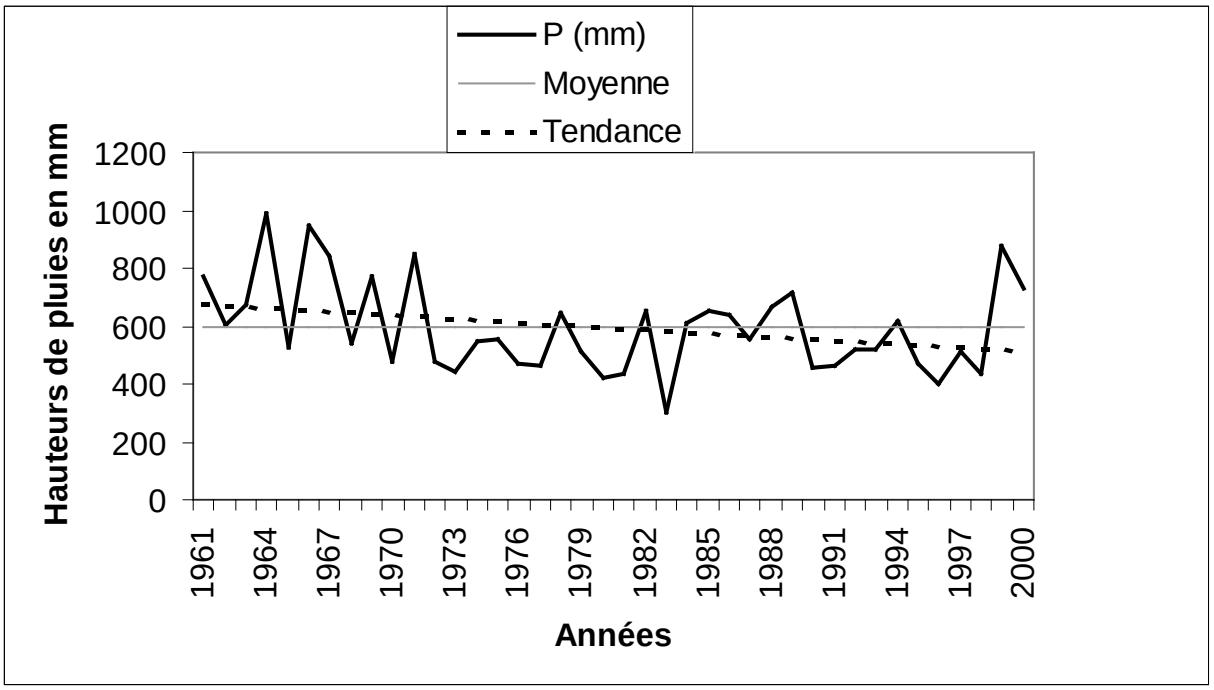

Fig.6 : Pluviométrie moyenne annuelle à la station de Kaolack entre 1961 et 2000

(source Service météorologique de l'aéroport Dakar-Yoff)

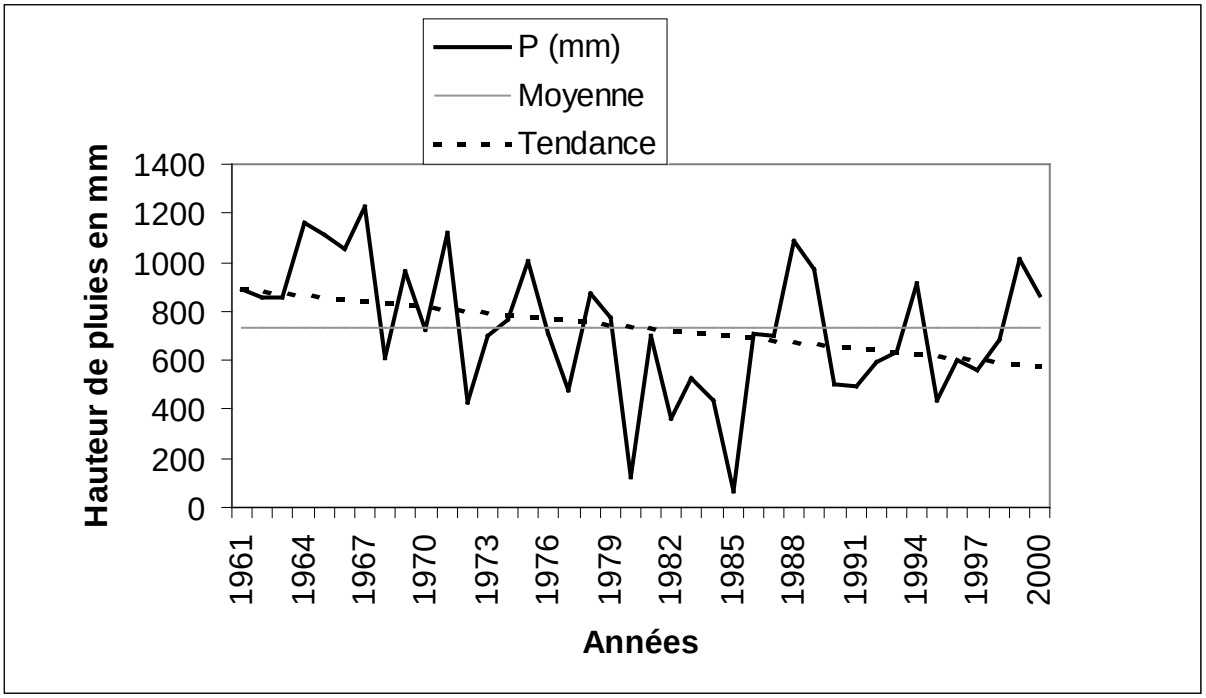

Fig.7 : Pluviométrie moyenne annuelle à la station de Touba Couta entre 1961 et 2000

(source Service météorologique de l'aéroport Dakar-Yoff)

La durée de cette saison varie entre le nord (juillet à septembre) et le sud (mai à octobre). En général, en Afrique de l'Ouest, la pluviométrie augmente du nord vers le sud qui est prés de l'Equateur. Au Sénégal, on assiste à une baisse de la pluviométrie depuis la fin des années 60 (Diara, 1999). Pour illustrer cette baisse, la pluviométrie moyenne annuelle (de 1961 à 2000) de quatre régions, Saint-Louis (fig. 4), Fatick (fig. 5), Kaolack (fig. 6) et Touba Couta (fig. 7), a été recencée. On constate sur ces figures que la tendance est à la baisse sur l'ensemble du pays. Le déficit pluviométrique diminue du nord sahélien vers le sud tropical. Ainsi, la sécheresse survenue à partir de 1968, est plus intense au nord (Saint-Louis) et qu'au sud (Touba Couta).

3 – 2) L'action du vent

Les régions situées au nord et à l'est du pays sont plus exposées à l'harmattan et à l'alizé continental du NE. Par contre, les régions côtières le sont moins car l'alizé maritime y entretient une forte hygrométrie. Le vent engendre des accumulations de sables ou de poussières appelées éolianites. Les vastes étendus de vases peuvent constituer des pièges pour ces poussières. Les vents sont aussi à l'origine de l'avancée des dunes vers l'intérieur du continent. C'est le cas dans le secteur de l'embouchure du Sénégal et surtout le long de la côte nord contrairement à la côte sud (Monteillet, 1986).

4) Les influences marines

Les deltas du Sénégal et du Saloum sont sous l'influence de la circulation océanique générale, de la houle et de la dérive littorale.

4 –1) La circulation océanique générale

4 – 1 – 1) Les grands courants océaniques

Ils jouent un rôle important dans la sédimentation en raison de leur influence sur le climat. On distingue deux saisons océaniques :
- de novembre à mai, le courant draine les eaux de surface du plateau continental vers le SSW. C'est le cas de la branche côtière du courant des Canaries et de nombreuses remontées d'eaux

chaudes. Pendant cette période, sur les côtes sénégalaises, les eaux sont froides et salées. Ces eaux sont responsables de l'envahissement des eaux superficielles du plateau continental jusqu'à 50 m de profondeur. La vitesse de ce courant est sous l'influence de la force du vent ;
- de juin à octobre, les courants du sud repoussent les eaux froides vers le nord jusqu'au Cap – Blanc. Deux masses d'eaux interviennent : les eaux tropicales chaudes et salées qui se dirigent vers le NNE, en même temps que le contre courant équatorial qui subit la mousson du SW ; les eaux guinéennes chaudes et dessalées enracinées principalement dans le contre courant équatorial (Monteillet, 1986).

La topographie du plateau, l'orientation de la côte et les fluctuations saisonnières entraînent une variation de la circulation océanique sur le plateau continental. De décembre à avril, les eaux circulant sur le littoral sénégalais sont froides (Merle, 1973) et salées. Ces eaux proviennent du courant des Canaries mais aussi des upwellings, conséquence des alizés ; de mai à juillet, les vents de mousson entraînent vers le nord les eaux tropicales chaudes et salées ; d'août à novembre, le courant de Guinée draine des eaux chaudes et dessalées (Rebert, 1977).

4 –1 – 2) Les remontés d'eaux profondes

C'est la remontée sur le plateau continental des eaux centrales sud atlantique (Rebert, 1977) qui est à l'origine de la présence prés des côtes du Sénégal d'eaux froides superficielles durant la saison sèche. On observe ceci sur la côte nord, de février à avril. Les eaux de surface du plateau continental se dirigent vers le large grâce à l'influence des alizés de secteurs nord à NE dominants en saison sèche (Monteillet, 1986). C'est l'interaction complexe entre les alizés parallèles à la côte, le courant des Canaries et la rotation de la Terre (Sarnthein, 1982) qui est à l'origine de la remontée d'eaux profondes.

4 – 2) La houle et la dérive littorale

Sur le littoral sénégalais, les facteurs entraînant la formation des houles sont :
- les alizés maritimes du Nord qui sont originaires de l'anticyclone des Açores et qui créent les houles du NW en saison sèche
- les alizés maritimes du sud qui sont originaires de l'anticyclone de Saint – Hélène et qui créent les houles du SW durant la saison des pluies.

La position des anticyclones atlantiques oscille en latitude suivant les saisons. Ceci entraîne ainsi une descente des alizés du nord vers le sud en saison froide et une remontée des alizés du sud vers le nord en saison chaude (Lambergeon et al., 1981). D'après Bâ (Diara) et al, (1996), pendant l'hivernage, les houles du sud sont aussi fréquentes que les houles du Nord sur la côte sud sénégalaise.

Le souffle des alizés maritimes entraîne la formation de puissantes houles. La houle du NW qui charrie de grandes quantités de sables provenant de l'abrasion des dunes rouges sur le Trarza, engendre une importante dérive littorale NS. Cette dernière entraîne à son tour l'édification des cordons. C'est le cas de la Langue de Barbarie au Nord du Sénégal (Monteillet, 1986).

5) Hydrologie continentale

L'hydrologie continentale du Sénégal est sous l'influence de la pluviométrie et des phénomènes liés à l'évaporation. C'est ainsi qu'on distingue deux types de régimes fluviaux : le régime tropical et le régime sahélien. Au niveau des embouchures, la pénétration des eaux marines est à l'origine de l'augmentation de la salinité, alors que l'oscillation de l'onde de marée entraîne un mouvement mécanique de montée et de descente des niveaux (Diara, 1999).

5 – 1) Le régime fluvial

Le régime tropical se caractérise par d'importants déficits en saison sèche. C'est le cas du fleuve Sénégal, de la Gambie et de la Casamance. Le fleuve Sénégal, qui prend sa source dans le Fouta Djalon, a une longueur de 1 800 km. Il est formé par la rencontre de deux rivières principales : le Bafing long de 760 km et le Bakoye long de 640 km. Le débit augmente pendant la saison des pluies et baisse fortement à la saison sèche. Le fleuve Gambie long de 1 100 km prend sa source également au Fouta – Djalon. Son débit dépasse les 400 m^3 / s en hivernage, à la station de Gouloumbo située à 530 km de l'embouchure ; en fin de saison sèche, il est de l'ordre de 2, 03 m^3 / s (Blasco, 1983). Cependant, le fleuve Sénégal coule dans une zone sahélienne sèche alors que le fleuve Gambie coule dans une zone tropicale humide.

Le régime sahélien est marqué par un débit fluvial nul si le relief est plat. Dans ce type de régime, l'apport d'eau douce provient seulement des pluies. C'est le cas du fleuve Saloum avec ses affluents, le Diomboss et le Bandiala. Le bassin versant du Saloum a une superficie de 2 920 km^2 (Malou et al, 1998). Il est sans relief et est alimenté en eau douce lors de fortes pluies ; il est également alimenté par la rivière Néma qui a un débit très faible (< 0,7 m^3/ s) (Diop, 1990).

5-2) La salinité

Elle permet de définir des estuaires « inverses » (Pritchard, 1967) caractérisés par une salinité très importante vers l'amont. Cela est dû d'abord à une très forte réduction des débits fluviaux et ensuite à une forte évaporation permettant la formation de sel.

Sur le fleuve Sénégal, le barrage anti – sel de Diama, situé à 50 km de l'embouchure, empêche la remontée saline plus en amont. Cette salinité s'annule en aval du barrage durant la saison des pluies avec l'arrivée de la crue. Elle augmente, par contre, à la saison sèche après la fermeture du barrage. Pendant l'étiage, les variations longitudinales de la salinité montrent une baisse de celle-ci. A l'arrivée de la crue à Diama, les vannes sont ouvertes de façon à maintenir le plan d'eau à l'amont du barrage à la côte d'environ 1, 50 m. L'eau douce en provenance de l'amont du barrage coule vers l'embouchure, entraînant une dilution de l'eau de mer. Entre septembre et novembre, la salinité s'annule et seule de l'eau douce coule sur l'ensemble du fleuve. A la fin de la saison sèche (mois de juillet), la salinité atteint son maximum (35 ‰), par contre, elle est minimale ou nulle de septembre à novembre (Bâ (Diara), 1992).

Sur le Saloum et ses affluents, on note une inversion du coin salé, dû à l'absence de débit fluvial. Le Saloum est un estuaire « inverse » tel qu'il est défini par Pritchard (1967) : la salinité de ces eaux est supérieure à l'eau de mer et le gradient croît de l'aval vers l'amont. En saison sèche, elle est de 39 ‰ à Djiffère situé à une quinzaine de kilométres de l'embouchure, et 110 ‰ à 35 km en amont, vers Kaolack (Barusseau et al, 1985).

5 – 3) La marée dynamique

Au Sénégal, le marnage (tabl.1) varie de 0, 50 à 1, 40 m (Bâ (Diara), 1992).

Localisation	Amplitudes des marées en mètres	
	Vives eaux	Mortes eaux
St – Louis (fleuve Sénégal)	1,25	0,60
Dakar	1,20	0,60
Djiffère (Saloum)	1,10	0,50
Banjul (fleuve Gambie)	1,60	0,70
Diogué (Casamance)	1,40	0,90

Tabl.1 : Variation du marnage du nord au sud sur la côte sénégambienne
(d'après Diara, 1999)

Sur le fleuve Sénégal, l'ouverture des vannes du barrage de Diama à la saison sèche entraîne une circulation vers l'aval d'une masse d'eau douce freinant ainsi le courant du flot et accentuant le jusant. L'onde créée par l'ouverture de ces vannes met 6 heures pour atteindre Gandiole. Lors de la décrue (novembre), les vannes sont très peu ouvertes. Les courants de flot réapparaissent, par contre le jusant devient plus important à la fois dans le temps et par l'intensité de ces vitesses. Lorsque les vannes sont complétement fermées en pleine saison sèche (février), le jusant et le flot présentent les mêmes durées et vitesses. Il existe un décalage de temps entre la marée dynamique et les hauteurs de l'eau. A basse – mer, l'étale de niveau précède l'étale de courant d'environ une heure et à pleine mer, on note une inversion (Bâ (Diara), 1992).

Dans le cas du Saloum, la pénétration de la marée dynamique sur tout le réseau hydrographique est due à l'absence de débit fluvial. Sur le Saloum, les courants de flots sont plus rapides et durent plus longtemps que les courants du jusant sauf sur le Bandiala qui est très prés de l'embouchure du fleuve Gambie. Ici, l'étale de niveau précède de plusieurs heures l'étale de courant à basse mer. Cependant à pleine mer, il se produit l'inverse. Ce sont les effets conjoints et interactifs du marnage, du débit fluvial, de la pente du plan d'eau et de la position du point de mesure dans l'estuaire qui sont à l'origine de ce décalage horaire entre ces deux types d'étales.