

*in : Etudes des estuaires et lagunes du Sénégal : Casamance et Joal-Fadiouth. Rapport final. Décembre 1986. UNESCO-EPEEC.*

L'ENVIRONNEMENT D'UN ESTUAIRE  
HYPERHALIN TROPICAL  
LA CASAMANCE

par

Jean PAGES (1)

R E S U M E

Le climat aride et les faibles profondeurs d'eau se conjuguent pour provoquer, dans cet estuaire inverse, une sursalure progressive (jusqu'à 170 ‰). Nous décrivons les variations annuelles et interannuelles de la salinité. La physico-chimie des eaux et la production primaire du fleuve sont décrites.

A B S T R A C T

General environmental features of a hyperhaline tropical estuary, the Casamance river.

The present drought has exacerbated the generally semi-arid character of the region. Evaporation and low rain are amplified in their effect by the generally shallow bathymetry of the river; the water budget is negative, leading to an inverse, hypersaline (up to 170 ‰). Annual and inter-annual variations of salinity are described. Although tidal currents are the most obvious feature along the river, a large-scale, slow ( $1.1$  to  $0.5$   $\text{cm.s}^{-1}$ )

(1) Chercheur ORSTOM, affecté au Centre de Recherches Océanographiques de Dakar-Thiaroye (ISRA/CRODT) B.P. 2241, Dakar (Sénégal)

ORSTOM Fonds Documentaire

N° : 26628, et 1

Cote : B

22 AOÛT 1989

VII  
PAGES

upstream movement exist during dry season. Water temperatures are strongly influenced by the general shallowness. Nutrients ( $\Sigma\text{CO}_2$ ,  $\Sigma\text{N}$ ,  $\Sigma\text{P}$ ) appear to be mostly derived from autochthonous organic matter. Phytoplankton biomass is especially high, during dry season, at the salinity peak ( $100\text{--}300\ \mu\text{gchl.l}^{-1}$ ); production is moderate. Macrophytes are the probable source of organic matter: mangrove downstream, and (now dead) Phragmites swamps upstream.

## I N T R O D U C T I O N

Les zones arides sont définies par une évaporation forte relativement aux précipitations (Reitan et Green, 1968 ; Hare, 1983). Sous un tel climat, la subsistance d'un plan d'eau est évidemment problématique. Pour un plan d'eau continental, ou un système endorhéique, des apports d'eau douce inférieurs à l'évaporation entraînent une régression de la surface, en direction d'un nouvel équilibre (Adams et Tetzlaff, 1984) : le lac Tchad a ainsi fortement diminué entre 1973 et 1976 (Lemoalle, 1979) ; l'assèchement progressif des marécages de la bouche du Niger, vers -6000, en est un autre exemple (Petit-Maire, 1986). Dans les cas extrêmes, le plan d'eau disparaît : l'assèchement de l'ensemble de la Méditerranée au Pliocène est un cas spectaculaire (Hsü et al., 1973 in Ardrey, 1976)

Dans le cas d'un plan d'eau relié à la mer, un déficit d'eau douce entraînera une "invasion saline". L'eau de mer est soumise à son tour à l'évaporation, et se concentre. Outre les salines industrielles, il existe de nombreux plans d'eau naturels où la salinité, à l'extrémité distale, dépasse largement celle de la mer (tabl. 1). Un fleuve dont le débit d'eau est inférieur à l'évaporation sera également envahi par la mer ; ce fonctionnement en "estuaire inverse" a été décrit par Fritchard (1967). Peu d'exemples sont jusqu'ici connus.

Au Sénégal, les divers fleuves de la région montrent une résistance variable à l'invasion saline (tabl. 2). La Casamance, depuis 1969, évolue vers des sur-salures de plus en plus accentuées. Une étude multi-disciplinaire a été organisée par le CRODT (x) depuis 1983 ; d'autres équipes mènent des travaux sur ce fleuve. Nous décrirons ici le cadre général, le climat, et l'hydrobioclimat du fleuve.

## 1. C L I M A T

Le climat "soudanien" de la région connaît une seule saison des pluies de juillet à octobre. Les précipitations diminuent du Sud vers le Nord, mais l'ensemble du pays demeure dans la zone aride à semi-aride. Sur le bassin de la Casamance, les précipitations sont actuellement de 1100 mm par an en moyenne, alors que l'évaporation (mesurée) est de l'ordre de 900 à 1700 mm par an. Les températures moyennes oscillent entre 23°C (en février) et 30,5°C (en mai)

---

(x) CRODT : Centre de Recherches Océanographiques de Dakar-Thiaroye.

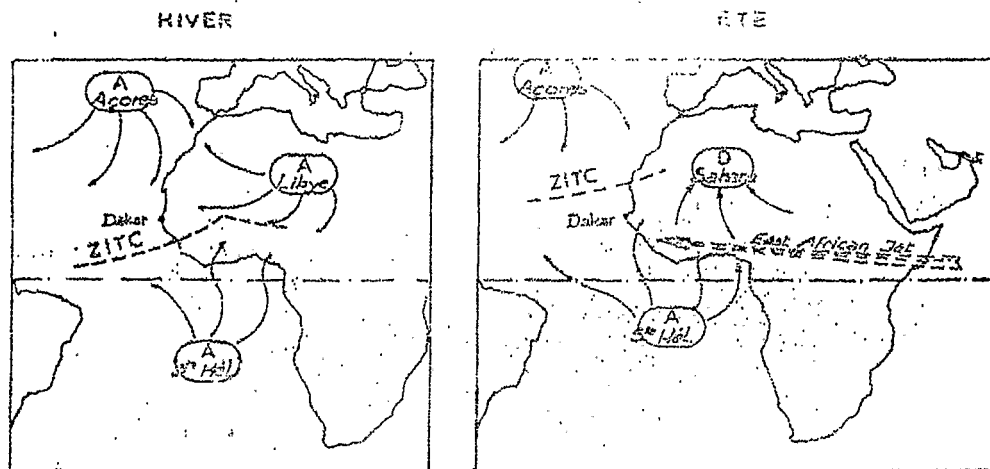


Figure 1 : Situation atmosphérique à grande échelle.

L'alternance des saisons est liée à la migration de la zone de convergence intertropicale, régie par l'intensité relative de l'anti-cyclone des Açores et de celui de Ste-Hélène (fig. 1). Les pluies, elles, résultent d'une combinaison entre la migration vers le Nord de l'air austral humide, et l'activité du "East African Jet" au enant la pluie, sous forme de lignes de grains, du golfe de Guinée vers l'ouest (Fontaine et Pérard, 1986).

Le trait remarquable de la période actuelle est un fort déficit pluviométrique. Cette tendance a été amorcée vers 1960 (fig. 2), et a été marquée en 1968 par une année exceptionnelle sèche. Bien qu'on puisse espérer que la sécheresse se relâche, plusieurs études indiquent que la phase actuelle pourrait être stable, représentant un nouvel équilibre et non un écart à la norme (Durand et Lang, 1986).

Il est à relever que les évaporations (mesurées) ne montrent pas d'augmentation significative après 1960 (ou 1968). La péjoration du bilan hydrique provient à peu près exclusivement de la diminution des précipitations.

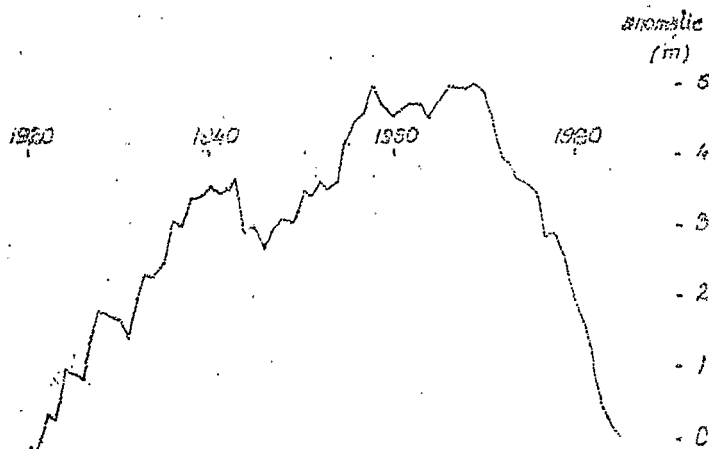


Figure 2 : Anomalies à la moyenne, cumulées, pour la pluie à Ziguinchor.

## 2. GEOGRAPHIE ET BATHYMETRIE

Le bassin de la Casamance (fig. 3) a un relief faible (Marius, 1985) : le point culminant, à 75 m, se trouve à 400 km de la mer. Les plateaux, de moins de 40 m d'altitude, présentent souvent une cuirasse latéritique. Des terrasses, à sols beiges et sols gris, font la transition vers les cours d'eau.

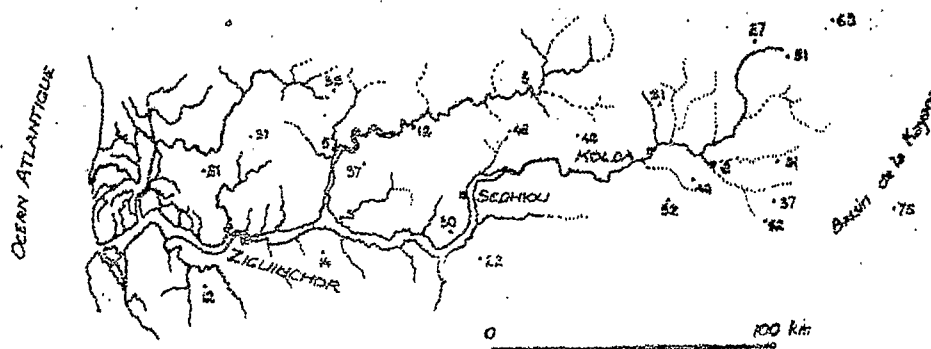


Figure 3 : Bassin de la Casamance, avec les altitudes de quelques points culminants.

La vallée de la Casamance est en fait une "ria", envoyée lors de la transgression flandrienne (Marius, 1985). La pente générale est pratiquement nulle sur les derniers 200 km du fleuve. Sur plus de 50 km dans l'aval, les vases de comblement forment une surface plate, marécageuse, parcourue par d'innombrables canaux anastomosés, les "bolons", parcourus par la marée (fig. 4). La surface des "bolons" peut être estimée à 105 km<sup>2</sup>, alors que le cours principal, en aval de Ziguinchor, représente 185 km<sup>2</sup>. Sur cette même distance, la surface des hauts-fonds et des bancs de vase représente 60 km<sup>2</sup>, soit 32 % de la surface en eau du cours principal. En amont de Ziguinchor, nos estimations (non chiffrées) indiquent que les hauts-fonds (avec moins de 60 cm d'eau) représentent, selon les sections, de 30 à 70 % de la surface en eau. Brunet-Moret (1970) estime que les "eaux libres" ne représentent que 51 % de la surface évaporatoire (eaux libres et "marécages"), de 810 km<sup>2</sup> au total.

Nous verrons plus loin les conséquences d'une telle bathymétrie sur le fonctionnement hydraulique et les bilans d'eau et de sel du fleuve.

## 3. MOUVEMENTS DES EAUX

## 3.1. CRUE DU FLEUVE.

La crue de la Casamance, de débit assez faible (voir plus bas), ne peut provoquer un mouvement d'ensemble de l'eau que dans l'extrême amont (à Kolda) ; déjà à Diana-Malari, elle est nettement amortie. A Ziguinchor, un calcul (Brunet-Moret, 1970) confirme que même des crues exceptionnelles ne créent pas un courant mesurable.

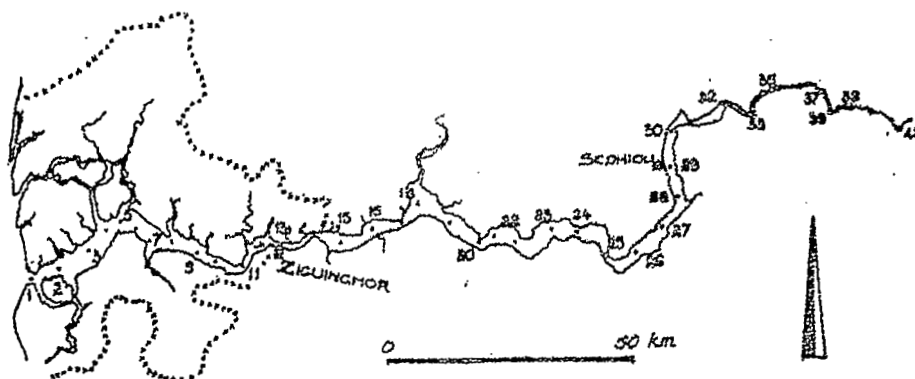


Figure 4 : Cours principal de la Casamance.  
La localisation des stations de cette étude est indiquée,  
ainsi que la limite approximative de la mangrove.

Le débit du fleuve (mesuré à Kolda) est faible dans l'absolu (tabl. 3) ; une forte crue représente un débit de  $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ; le module moyen annuel est d'environ  $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Le coefficient d'écoulement moyen (2 à 3 %) est remarquablement faible, comparé à celui des autres fleuves de la région (tabl. 2) ; la nature des sols du bassin versant peut jouer un rôle (Rodier, 1982). Cependant, le relief général, inféré de la pente du cours (fig. 5, A et B), est manifestement aussi responsable du faible écoulement.

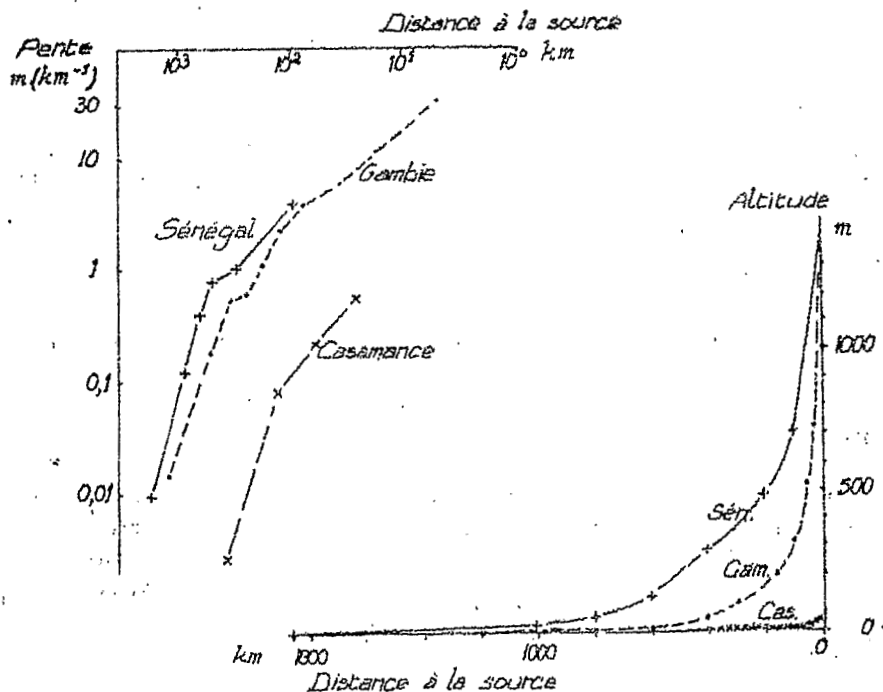


Figure 5 : Hypsométrie des principaux fleuves de la région:  
altitude et pente en fonction de la distance parcourue.

La "lame équivalente écoulee" diminue avec la pluviométrie, mais le coefficient d'écoulement diminue aussi (fig. 6 A, B). La lame équivalente (L, en mm) est liée à la hauteur de pluie, P, par la relation :

$$\log L = \log (0,94) + 0,00107.P \quad (r = 0,737 ; n = 15)$$

La lame écoulee est ainsi de 30 mm environ avec une pluie de 1400 mm (1). Cette décroissance du coefficient d'écoulement avec la pluviométrie est connu ailleurs, et justifiée par la théorie (Nemec, 1983).

La relation établie ci-dessus lie explicitement l'écoulement et la pluie pour une année. En fait, pourtant, il existe un mécanisme interannuel de "mémoire" ; ce report du bilan d'une année sur l'autre est inclus dans la théorie (Nemec, 1983), afin de tenir compte de la déplétion éventuelle des nappes phréatiques. Une telle "mémoire" est également incluse implicitement dans un modèle numérique de prévision inter-annuelle de la salinité du fleuve à Ziguinchor (Le Reste, 1984) ; cependant, l'effet des nappes est controversé (anon., in report SOMIVAC).

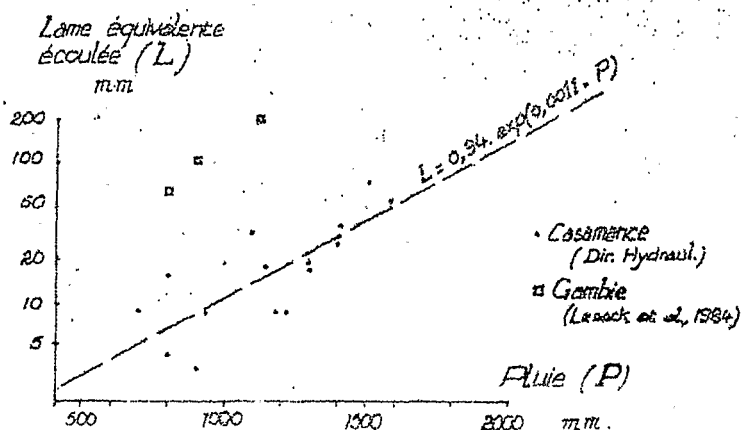


Figure 6 : Diminution du ruissellement (lame écoulee, mesurée à Kolda) avec la diminution des précipitations (chiffres de Ziguinchor).

Le niveau du fleuve varie, par la crue de plus de 2 m à Kolda ; à Diana-Malari, la crue n'est plus que de 0.25 m environ. Au delà, l'effet de la marée masque, en pratique, les très faibles variations dues à la crue.

### 3.2. MAREE (Fig. 7)

La marée semi-diurne est sensible - par les courants qu'elle provoque - jusqu'au-delà de Diana-Malari, soit à environ 230 km de la mer. La vitesse de propagation de l'onde de marée (calculée d'après les relevés de Brunet-Moret (1970) varie de 7,6 m.s<sup>-1</sup>, en aval, à 1,9-m.s<sup>-1</sup> vers Diana-Malari. Cette vitesse nous fournit, d'après l'équation classique (2), une estimation de la profondeur du chenal.

(1) Brunet-Moret (1970) mentionne, dans son calcul des apports, une lame écoulee de 0,2 m, qui comprend les apports par les nappes. Les chiffres de volume écoulee à Kolda ne peuvent justifier cette hauteur, qui n'est atteinte qu'exceptionnellement dans le bassin de la KAYANGA (Brunet-Moret, *ibid.*).

(2)  $v = \sqrt{g \cdot h}$ , avec en m.s<sup>-1</sup>, h (profondeur au repos) en m, et g (accélération de la pesanteur) en m.s<sup>-2</sup> (Defant, 1961).

Les courants de marée sont également amortis, passant de plus de  $1,5 \text{ m.s}^{-1}$  en aval à  $0,2 \text{ m.s}^{-1}$  dans l'amont (Brunet-Moret, 1970 ; Millet et al., 1986) ; Le Reste, 1987). La vitesse maximale,  $v$  (en  $\text{m.s}^{-1}$ ) peut être décrite comme une fonction inverse de la distance à l'embouchure,  $D$  (en km) :

$$v = 1,45. \exp(-0,103 \times D) \quad (r = -0,888 ; n = 39)$$

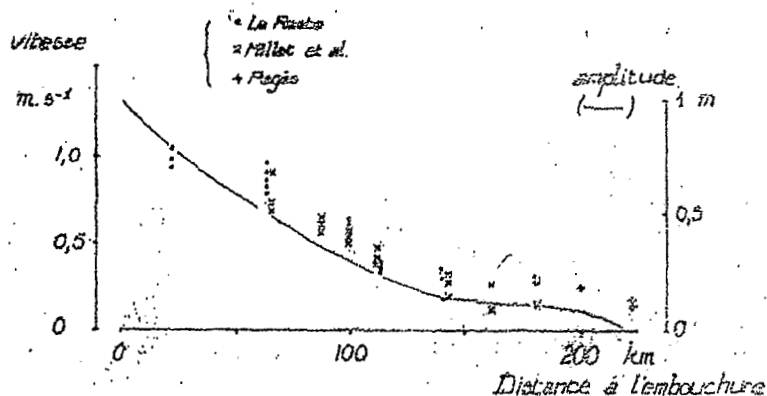


Figure 7: Propagation de la marée semi-diurne : atténuation de l'amplitude (d'après Brunet-Moret) et amortissement des courants de marée (vitesse maximale, de jusant).

La répartition générale des sédiments montrera donc une progression longitudinale, de la granulométrie en particulier, qui correspond aux diagrammes classiques (Komar, 1976), avec augmentation des fractions fines vers l'amont. Dans le détail, les variations latérales sont importantes, du fait des régimes de courant très variables sur une même section transversale.

L'amplitude de la marée est aussi une fonction inverse de la distance à la mer :

$$H = 1,29. \exp(-0,017.D) \quad (r = -0,987 ; n = 10)$$

### 3.3. MOUVEMENT GENERAL DES EAUX

L'"excursion" des eaux lors d'un cycle de marée est de l'ordre de plusieurs km (Millet et al., 1986). Cependant, les mesures de courant (mesures "eulériennes", à point fixe) (1) n'ont pu mettre en évidence de mouvement net.

Un déplacement net peut être déduit de l'évolution de la salinité (Pagès et Debenay, 1987) ; des estimations par diverses voies donnent un déplacement vers l'amont, en cours de saison sèche, de  $0,1$  à  $0,5 \text{ cm.s}^{-1}$  (soit de  $0,1$  à  $0,4 \text{ km}$  par jour environ). Nous n'avons pu déterminer le déplacement inverse en saison des pluies ; nous pouvons cependant relever que les eaux côtières, devant la Casamance, semblent bien être mélangées à des eaux ayant séjourné dans l'estuaire ; entre autres, leur contenu en matière organique dissoute est élevé (Pagès, données non publiées) et l'abondance du phytoplancton est plus forte (Gning, comm. pers.).

Cet enrichissement des eaux côtières est connu ailleurs mais généralement pour des fleuves à fort débit (Nil, Don). Un simple mélange, avec diffusion turbulente à chaque marée, peut intervenir ; l'effet du fleuve Gambie, bien que peu probable vu le régime des courants en saison chaude (Rebert, 1983) n'est pas à exclure.

(1) Par opposition aux mesures lagrangiennes, en suivant la masse d'eau marquée par flotteurs, colorants, etc...

## 4. SALINITE

Comme signalé, la sursalure est le trait dominant dans la Casamance actuelle qui, en saison sèche au moins, fonctionne en "estuaire inverse" (Pritchard, 1967) du fait du fort déficit hydrique.

## 4.1. EVOLUTION ANNUELLE (fig. 8)

En fin de saison des pluies, le profil longitudinal présente un maximum d'environ 55 ‰, vers Diattakounda (st. 25, PK (point kilométrique) 138). De part et d'autre de ce "pic", la salinité décroît; vers l'amont, le gradient est plus prononcé. L'eau douce (salinité nulle au réfractomètre, soit moins de 1 ‰) apparaît vers les st. 33 à 35 (PK 198-207).

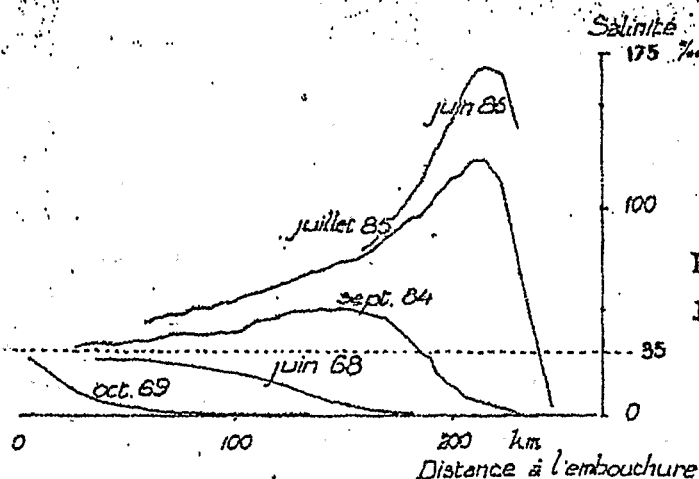


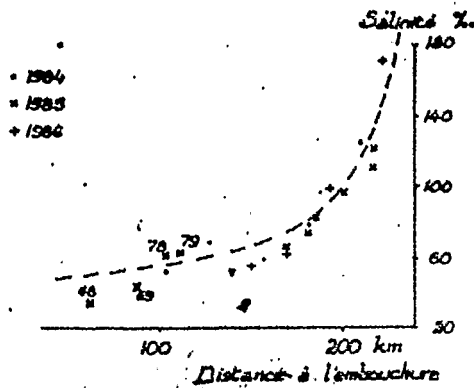
Figure 8 : Variation saisonnière de la salinité.

Au cours de la saison sèche, à partir de novembre, la salinité augmente sur l'ensemble du cours. Cette augmentation est particulièrement nette au niveau du maximum, qui remonte vers l'amont tout en accroissant sa salinité : le déplacement est de l'ordre de 0.3 à 0.7 km par jour. Une simulation numérique (Pages et Debenay, 1987) indique qu'il ne s'agit pas d'une translation réelle, mais d'une concentration progressive en amont d'un "bouchon salin" (Wolarski, 1986) qui, lui, progresserait réellement.

En fin de saison sèche, le pic atteint Diana-Malari (st. 37, PK 218) ; sa salinité est alors de 120 ‰ environ (en 1984 et 1985) ; la salinité était alors de 117 ‰ à la st. 41, et nous ignorons la position de l'eau douce résiduelle. Il est remarquable que, quelle que soit la saison (ou même l'année) considérée, la position du pic et sa salinité sont liées (fig. 9). Une telle relation n'est pas explicative ; elle pourrait cependant signifier que la masse d'eau concernée ne subit pratiquement pas d'échanges et peut demeurer plusieurs années en circuit fermé.

La portion amont semble donc soumise à des salinités extrêmes. Nous pouvons quantifier ceci par l'indice de variabilité (De Dekker, 1983 ; Williams, 1985) à différentes stations. Nous voyons (fig. 10) que la variabilité augmente fortement en amont du PK 180. Nous retrouvons ainsi une des limites de zone décelées par un examen faunistique (Debenay, 1984).





Relation entre la concentration et le maximum de salinité.

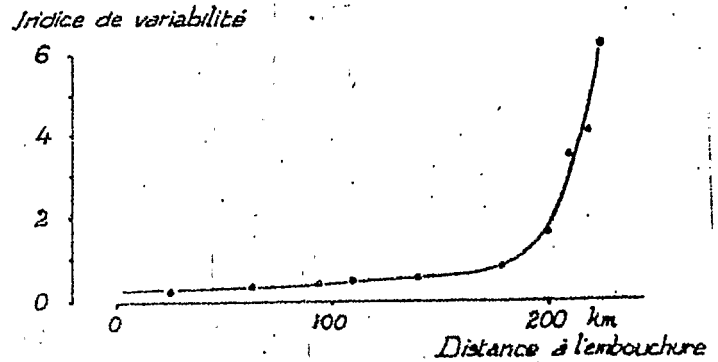


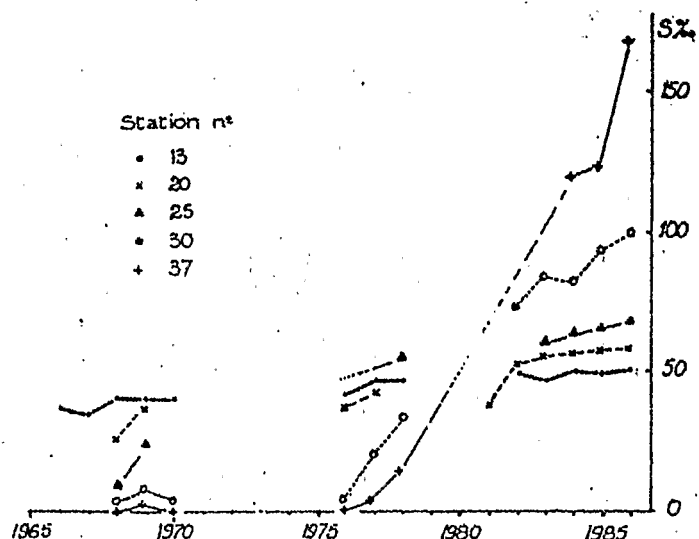
Fig. 10 : Variabilité pluri-annuelle de la salinité le long du cours du fleuve.

#### 4.2. EVOLUTION INTER-ANNUELLE

La première étude générale poussée de la Casamance date de 1968 ; quelques relevés existent en 1962-63. Des mesures ont été faites en routine en quelques points du cours après 1972. Enfin, des campagnes du CRODT fournissent des chiffres, de façon irrégulière, à partir de 1978. Ces données, compilées de façon non exhaustive, permettent de voir une progression de la sur-salure au cours des années (fig. 11) ; les stations d'amont, initialement non atteintes, montrent des salinités très fortes, et croissantes, en fin de saison sèche. Le cas de la st. 37 est spectaculaire : cette station traditionnellement occupée par l'eau douce toute l'année, était occupée en juin 1986 par des eaux à 172 ‰ (chiffre confirmé par mesure de conductivité).

Un modèle numérique liant la pluviométrie à la salinité du fleuve (à Ziguinchor) a été établi (Le Reste, 1982) ; la variation inter-annuelle est ainsi bien représentée pour l'aval. Un modèle plus complexe simulant la variation annuelle (Pagès et Debenay, 1987) devra être perfectionné pour permettre une simulation pluri-annuelle sur l'ensemble du cours. Il semble cependant acquis dès maintenant que la salinité progressera encore si la pluviométrie reste constante.

Figure 11 : Evolution inter-annuelle de la salinité à différentes stations.



#### 4.3. FACTEURS DE LA SUR-SALURE :

Notre simulation numérique (Pages et Debenay, 1987) fournit une évolution annuelle très proche de la réalité ; or ce modèle ne fait guère appel qu'à l'évaporation. Les phénomènes à l'interface air-eau semblent prépondérants. Parmi les facteurs déterminants, la géométrie de ces interfaces est relativement constante ; inversement, la pluie est variable. Nous allons tenter d'identifier les causes de la sur-salure actuelle.

##### 4.3.1. Ecoulement :

Nous avons relevé que le coefficient d'écoulement est faible. Il dépend, entre autres, de la topographie du bassin ; en reprenant les données hypsométriques du Sénégal (Rochette, 1974) de la Gambie (Lesack et al., 1984) et de la Casamance (Brunet-Moret, 1970), nous voyons que la Casamance présente la pente générale la plus faible (fig. 5 et tabl. II).

##### 4.3.2. Bathymétrie et évaporation :

Dans une masse d'eau soumise à une évaporation E, le taux d'augmentation de la salinité est fonction de la profondeur Z (Roche, 1980 ; Pagès et Debenay, 1987), toutes choses égales par ailleurs :  $S_t = S_0 \cdot \exp\left(\frac{E}{Z} \cdot t\right)$ . Les nombreux hauts-fonds agissent ainsi directement. En outre, nous verrons que le régime thermique des eaux peu profondes est modifié ; leur température plus élevée accroît l'évaporation. Enfin, les zones humides des berges, et les tannes dans la mangrove, sont souvent surchauffées (Williams (1985) rapporte des températures de 70°C) et accélèrent encore l'évaporation ; dans la partie soumise à la marée, ce processus amplifie la sur-salure près des rives (Marius, 1980). Tous ces effets sont renforcés vers l'amont, où les profondeurs moyennes sont très faibles (0,5 à 0,3 m, ou moins) ; en particulier, les roselières (actuellement éradiquées par la salinité) forment une surface évaporatoire démesurée entre les st. 33 et 38.

Comme déjà mentionné, l'évaporation n'a pas présenté de variation significative entre la phase humide antérieure et la phase actuelle en Casamance. La répartition géographique est restée assez fixe, avec des évaporations croissantes vers l'est, de 1200 mm (à Ziguinchor) à 1600 mm (à Kolda).

##### 4.3.3. Pluviométrie et apports d'eau douce :

Les facteurs morphologiques sont constants à notre échelle. Seule varie la hauteur de pluie. La baisse, de 1400 à 1000 m, des précipitation a dépassé, manifestement un seuil critique que nous pouvons tenter de préciser. Nous effectuerons pour cela un calcul analogue à celui réalisé par Brunet-Moret (1970) quant aux apports d'eau douce. Nous nous limitons, comme cet auteur, à la portion en amont de Ziguinchor. Nos données de départ sont comparables (ann.1), bien que des différences apparaissent, notamment sur l'évaporation. Le résultat de nos calculs montre qu'une pluviométrie de 900 à 1000 mm compense les pertes par évaporation. Ceci ne tient pas compte des accumulations de sel dans les berges et les sédiments ; une pluie de 200 mm est nécessaire pour dessaler un sol "moyen" pour les besoins de la culture (donc sur quelques dizaines de cm). (Barry et Posner, 1986 ; Marius, 1982). Nous en arrivons à une pluviométrie minimale nécessaire d'environ 1100 mm pour maintenir le statu quo. Or nous trouvons, sur la période 1965-1985, 7 années de pluies à 1100 mm ou moins (relevés ASECNA pour Ziguinchor).

Nous relèverons d'autre part qu'une pluviométrie de 1400 mm est nécessaire pour que le bilan final représente (approximativement) le volume en eaux, donc assure une "dilution au 1/2" sur une année ; une "dilution au 1/4" n'est obtenue qu'avec 1800 mm.

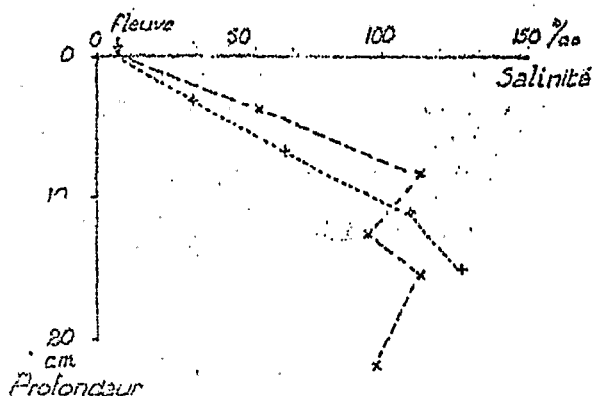
Il est certain que ces calculs sont très approximatifs et, surtout, qu'ils représentent une simplification extrême, puisque nous considérons, en bloc, une saison des pluies puis une saison sèche. Nous avons négligé le calendrier réel des saisons, et les phénomènes complexes le long du chenal, dans lequel se propagent et se mélangent en masses d'eau. La modélisation plus fine nécessaire est en cours d'élaboration (Pages et Debenay, 1987).

#### 4.3.4. Echanges transverses:

Nous employons ce terme par opposition aux échanges, et mouvements, longitudinaux (courants de marée, remontée saline, etc...). Nous considérerons la circulation (qui reste pour l'instant hypothétique et les échanges de sel avec le sédiment (qui sont en cours d'étude).

- Echanges de sel : l'eau interstitielle est présente dans tous sédiment en proportion variable (définie par la porosité (Dyer, 1979). Des échanges se produisent dans cette eau interstitielle, et entre celle-ci et l'eau du fleuve, par diffusion (Lerman, 1977, 1979 ; Officier, 1982). Des mesures exploratoires ont pu mettre en évidence des échanges de sel entre le fleuve et le sédiment (fig. 13). Au point étudié (st. 34), le sel relâché dans le fleuve durant la saison des pluies représenté  $0,3 \text{ g.cm}^{-2}$  en 100 jours. Ces essais doivent être poursuivis et améliorés.

Figure 13 : Salinité de l'eau interstitielle du sédiment, en fonction de la profondeur. Prélèvement effectué à la st. 34, en septembre 1986 ; la salinité du fleuve était de  $170 \text{ ‰}$  en juin 1986.



- Circulation latérale : dans des fleuves tropicaux sous climat aride, une double circulation longitudinale convergente pourrait être à l'origine d'un "bouchon salin" (Wolanski, 1986). Diverses considérations semblent indiquer que ce modèle est peu applicable ici (Pages et Debenay, 1987). Une circulation transversale paraît possible, avec (a) production d'eau sur-salée et sur-chauffée vers les rives durant la journée (b) retour de l'eau sur-salée et refroidie, donc dense, durant la fin de la nuit. Ce schéma reste encore à confirmer.

#### 4.3.5. Conclusion partielle :

La sursalure actuelle s'est établie et développée sous une pluviométrie de 1150 mm, alors qu'elle était évitée avec des pluies de 1400 mm, malgré une évaporation mesurée de 1500 à 1700 mm. Nous ne reviendrons pas sur l'estimation de l'évaporation réelle d'un plan d'eau ; nous avons déjà relevé, aussi, l'effet probable (mais non quantifié) de zones peu profondes sur le bilan thermique et l'évaporation. Nous voulons ici relever, ou rappeler, quelques points quant à l'évolution de la salinité, et de sa "gravité" relative vis-à-vis de l'écosystème.

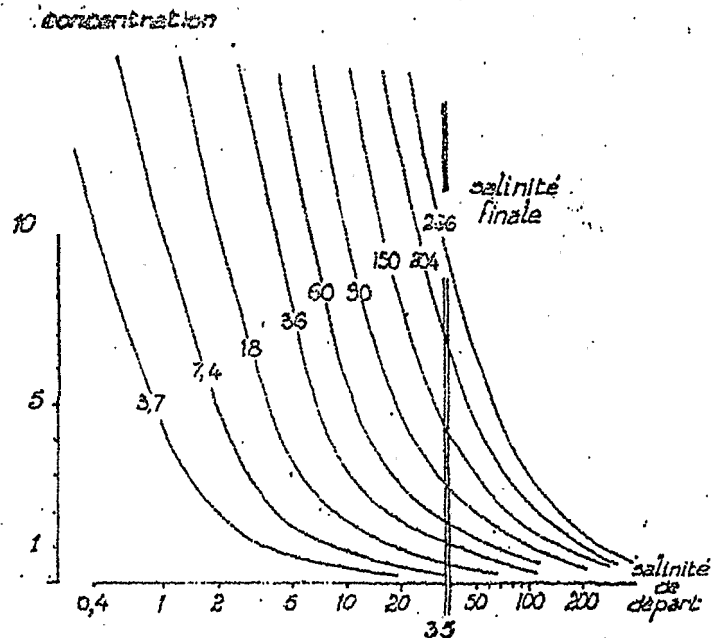
Une eau à moins de 1 ‰ est perçue par l'homme comme douce ; le goût saumâtre n'est décelé généralement qu'à 3 ou 4 ‰. Les écosystèmes aquatiques préservent une richesse spécifique, et une production exploitable, assez constantes entre "l'eau douce" et l'eau de mer (de 0,5 à 35 ‰) (Remane et Schlieper 1958) ; ce n'est qu'au delà de 40 ‰ que la diversité spécifique décroît (De Dekker, 1982 ; Williams, 1985). Les poissons les plus résistants n'assurent plus de croissance au delà de 100 ‰ environ (Bayly, 1972 ; Garnier et Gaudant, 1984 ; Albaret, 1983). Au niveau des cultures, enfin, des salinités de 5 ‰ sont supportables pour le riz, mais 10 ‰ est une concentration rédhibitoire.

Si nous considérons maintenant les facteurs de concentration (ou de dilution) nécessaires pour passer des unes aux autres de ces salinités, nous voyons (fig. 14) qu'une forte évaporation peut s'exercer pendant longtemps avant que ses conséquences sur la salinité soient perçues. En effet :

une concentration par un facteur 5, sur deux eaux à 0,5 et 35 ‰ aboutit respectivement à 2,5 ‰ (négligeable) et 175 ‰ (abiotique),

une salinité de 40 ‰ peut résulter (1), soit d'une eau à 1 ‰ concentrée 40 fois (ce qui serait énorme), soit d'une eau de mer concentrée 1,14 fois (ce qui est négligeable).

Figure 14 : Augmentation de la salinité d'une eau soumise à évaporation, en fonction de la diminution de volume, exprimée par le facteur de concentration.



En l'absence de mesures précises antérieures à 1967, il est donc difficile d'affirmer que la "sursalure", au sens large, était absente et que le bilan hydrique était réellement excédentaire avant la phase sèche actuelle. Il est difficile de prouver ceci (basé sur des arguments purement théoriques et des suppositions) ; inversement, il n'existe aucune preuve contraire. Mais cette incertitude complique la prévision de l'évolution de la salinité au cas où la pluviométrie retrouverait son niveau antérieur.

(1) Sans considérer la composition ionique, qui sera fort différente.

## 5. PHYSICO-CHIMIE

## 5.1. TEMPERATURE

Les variations à petite échelle spatio-temporelles sont fortes :

- la température de surface, relevée dans le chenal central, varie au cours de la journée (fig. 15). L'augmentation est de l'ordre de  $0,3^{\circ}\text{C}$  par heure, mais varie suivant l'irradiance :

- la température de sub-surface, à une heure donnée et dans une zone déterminée, varie en raison inverse de la profondeur de l'eau (fig. 16).

- la stratification verticale est changeante en fonction de l'ensoleillement : l'ensemble de la couche d'eau peut être thermiquement homogène le matin, ou sous ciel nuageux ; des inversions de  $2^{\circ}\text{C}$  peuvent se produire en saison froide, à l'aube ; en milieu de journée ensoleillée et en l'absence de vent, la sub-surface peut être <sup>plus</sup> chaude de  $3^{\circ}\text{C}$  que l'eau de fond (à 3 m ou plus).

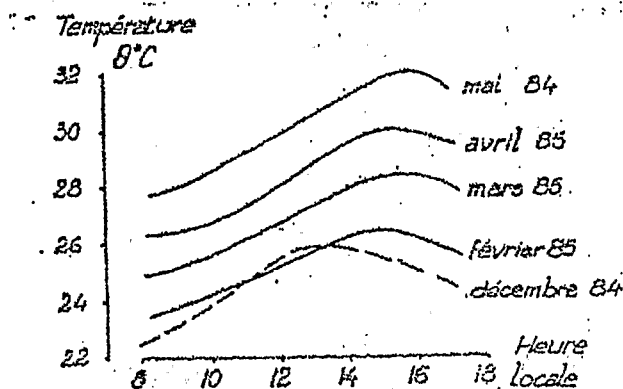


Fig. 15 : Variation diurne de la température de l'eau en surface à différentes saisons.

Malgré cette forte variabilité à petite échelle, nous pouvons relever deux tendances plus larges :

- le long du fleuve, les températures de fond relevées au cours d'une même campagne augmentent vers l'amont de 3 à  $6^{\circ}\text{C}$  selon la saison.

- durant l'année, les températures moyennes sont minimales vers février-mars ( $22^{\circ}\text{C}$ ) et maximales en octobre ( $32^{\circ}\text{C}$ ), avec une chute brutale vers décembre (fig. 17).

Les fortes variations à petite échelle illustrent le rôle important de l'interface eau atmosphère dans le cas d'eaux peu profondes, à faible inertie thermique.

Figure 17 : Variation saisonnière de la température de l'eau. La moyenne pluri-annuelle et les valeurs extrêmes observées sont indiquées.

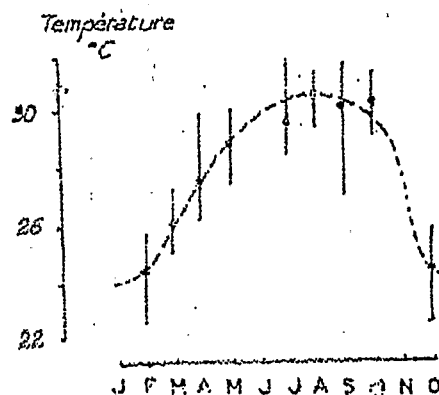
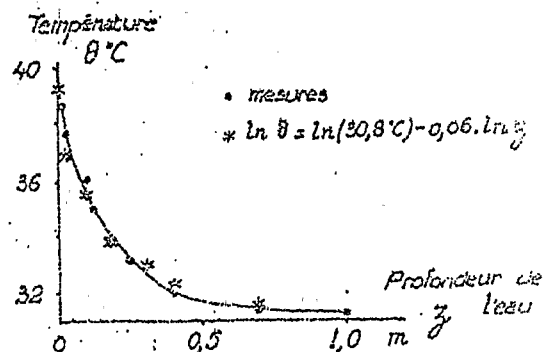


Fig. 16 : Température de l'eau sur un haut-fond, en fonction de l'épaisseur de la couche d'eau.



## 5.2. OXYGENE ET pH :

## 5.2.1. Remarques méthodologiques :

Les deux mesures sont quelques peu compliquées par les fortes salinités rencontrées, qui débordent largement du cadre habituel d'application des diverses formules :

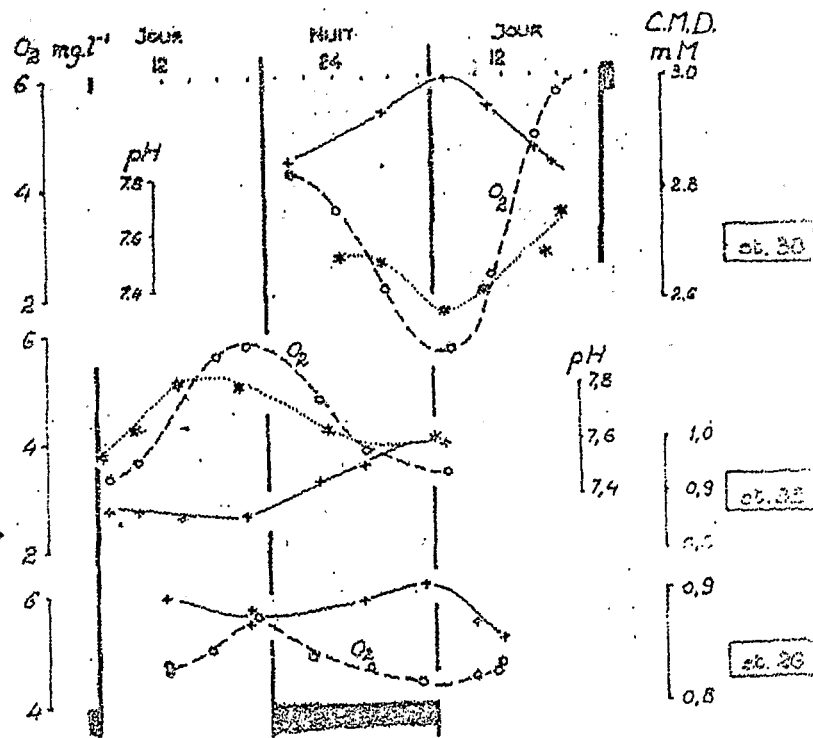
- la solubilité de l'oxygène dans les eaux hypersalées semble mal connue, les résultats des équations de Colt (1984) s'accordent mal avec les données de Geddes (1975, *in* Williams, 1985)

- La mesure du pH des saumures pose des problèmes théoriques (Ben Yaakov et Lorch, 1983). En outre, la correction de température est parfois peu aisée dans les conditions de terrain.

## 5.2.2. Variations diurnes (tabl. V) :

Nous avons suivi, en plusieurs stations et à plusieurs saisons, les variations diurnes de l'eau de surface. La portion amont du cours montre des variations d'autant plus prononcées que le phytoplancton est abondant (fig. 18). Ces variations s'opèrent bien entendu, dans le sens habituel : pH et  $O_2$  augmentent sous l'effet de la photosynthèse, tandis que le carbone minéral dissout (C.M.D.) décroît. Les concentrations en  $O_2$  peuvent atteindre 140 % de la saturation, en surface, en fin d'après-midi ; inversement en fin de nuit,  $O_2$  peut avoir diminué jusqu'à 60 % de la saturation surtout dans les eaux profondes. Nous n'avons cependant jamais observé d'anoxie, même au-dessus de sédiments riches en matière organique (à la st. 38-39 par exemple) ; il semble que la circulation (ou la turbulence) évite une stratification. Les changements de pH sont parallèles ; la variation peut atteindre 0,8 unités pH. Ceci est assez faible, comparé à des milieux de richesse (phytoplanctonique) comparable (Marzolf et Saunders, 1983) ; il est plausible que l'eau de mer, bien que concentrée et modifiée, surtout au niveau des carbonates (Frit, 1975) ; Eugster et Kelts, 1983), conserve un fort pouvoir tampon.

Fig. 18 : Variations diurnes in situ de l'oxygène dissout, du carbone minéral (+) dissout et du pH (\*)



### 5.2.3. Variations spatiales :

Ni l'oxygène ni le pH ne montrent de tendance significative et reproductible. La concentration en  $O_2$  reste, en moyenne, vers 85 % sur tout le cours. Le pH oscille entre 7,25 et 7,75 le plus souvent. Un pic de pH est fréquent (mais non constant) à peu près au niveau du pic de salinité (fig. 19) ; il s'agit sans doute d'un biais méthodologique, lié à la fréquence plus grande des mesures autour du midi solaire dans l'extrême-amont.

### 5.3. SELS NUTRITIFS :

La distribution et l'abondance des sels nutritifs, basés de la productivité de l'écosystème, semble dominée par l'existence de la matière organique dissoute (MOD). Celle-ci apparaît en effet constituer, surtout dans la partie amont, le réservoir majeur de sels nutritifs, mobilisé progressivement par l'action des hétérotrophes aérobies (bactéries surtout).

#### 5.3.1. Carbone minéral dissout (CMD) (fig. 19) :

Nous rappellerons que le CMD est la base de la photosynthèse et qu'une limitation de la production primaire par le CMD, à peu près impossible en milieu océanique, est possible en milieu saumâtre eutrophe (Burris *et al.*, 1981 ; 1981 ; Novak et Brune, 1985).

La répartition spatiale du CMD semble être la résultante de deux processus : i) à partir de l'embouchure, l'eau de mer se concentrant progressivement le CMD en sur-saturation précipite (Fritz, 1975 ; Gueddari, 1980 ; ii) à partir de l'extrême amont, la matière organique produite par les macrophytes fournit des eaux riches en MOD, qui est transformée en CMD (les sédiments du fond participent aussi aux apports de CMD). Au contact des deux masses d'eau, la décroissance du CMD est due à la fois à la dilution et à la précipitation. Il n'existe pas de liaison bi-univoque entre salinité et teneur en CMD, sauf dans la moitié aval du cours.

#### 5.3.2. Sels Nutritifs :

L'azote minéral ( $NO_3$  et  $NH_4$ ) bien qu'assez abondant (de 5 à 20  $\mu M$ ), est déficitaire par rapport au phosphore "réactif" (de 1 à 6  $\mu M$ ). Ce déséquilibre s'expliquerait par une forte réserve d'azote organique. Si nous n'avons pour l'instant pas de chiffres, nous pouvons relever que le stockage d'échantillons à température ambiante provoque par minéralisation la production de 10 à 50  $\mu M$  d'azote minéral.

Les concentrations tendent à être plus élevés en amont de la st. 27. Le  $NH_4$  est souvent prépondérant, malgré des eaux bien oxygénées ; ceci impliquerait à la fois une production assez récente, une activité faible de nitrifiants, et une assimilation relativement lente malgré les fortes biomasses phytoplanctoniques.

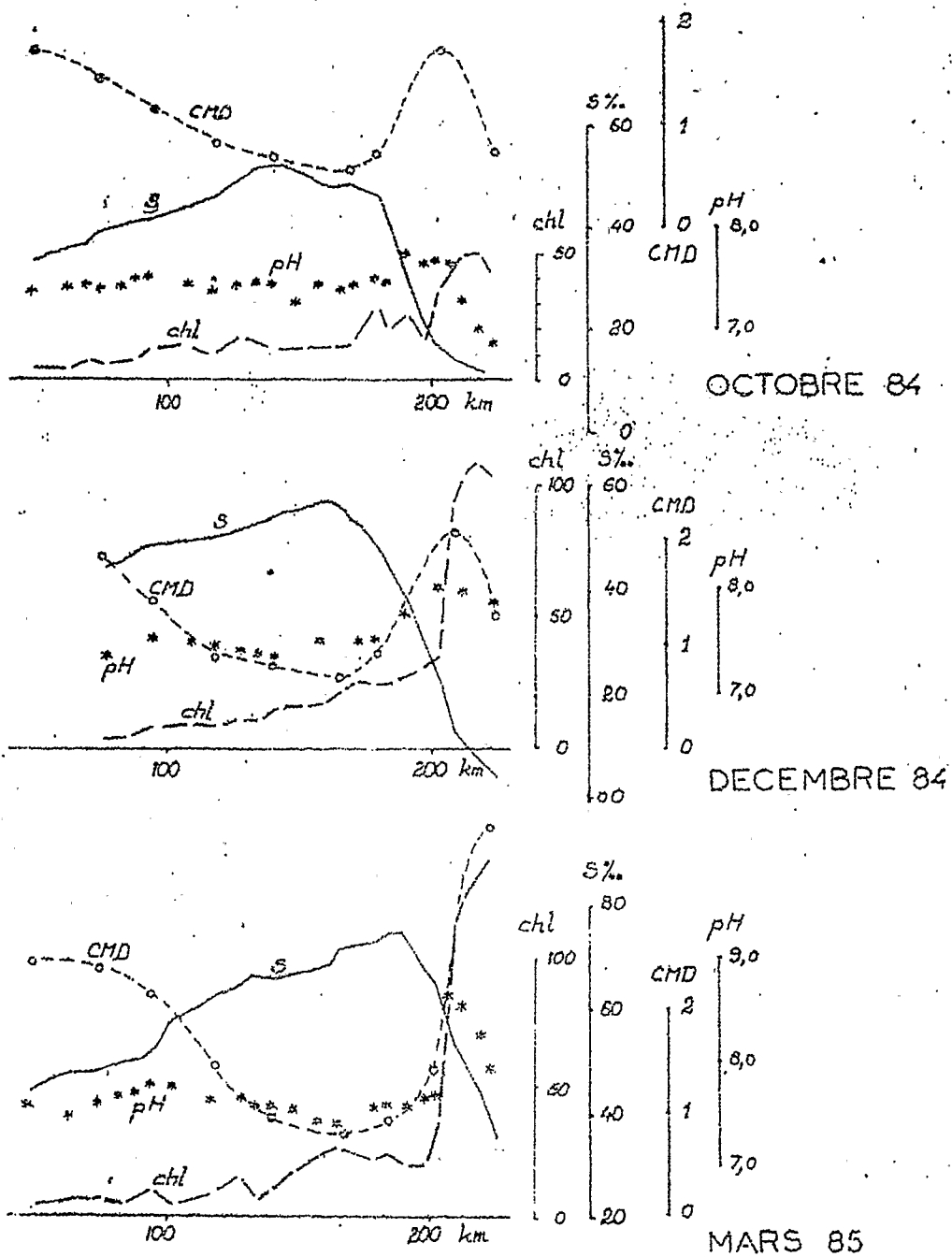


Figure 19 : Variations spatio-temporelles in situ de quelques paramètres chimiques de l'eau: salinité (S), carbone minéral dissout (CMD), chlorophylle phytoplanctonique totale (chl) et pH.



### 5.3.3. Matière organique :

Nos dosages indirects (par mesure de l'absorption dans l'ultra-violet) donnent des concentrations d'environ  $125 \mu\text{atgC.l}^{-1}$  dans les eaux côtières du Sénégal. Par contraste, la partie médiane du cours du fleuve (st. 6 à 25) montre des concentrations de l'ordre de  $800 \mu\text{atgC.l}^{-1}$ . Enfin, la portion en amont de Sédhiou et les bolons de mangrove présentent des concentrations de l'ordre de  $1500$  à  $2500 \mu\text{atgC.l}^{-1}$ . Ces concentrations seraient fortes par rapport à celles observées dans le fleuve Gambie (Lesack et al., 1984) mais sont de l'ordre de grandeur de celles mesurées dans les portions comparables de la lagune Ebrié (Lemasson et Pagès, 1982), ou dans d'autres milieux d'estuaires tropicaux (Murray et Hodson, 1984 ; Levine et Weibezahn, 1986), surtout à mangroves (Twilley, 1985 ; Camilleri et Ribí, 1986). Nous devons cependant relever que nos mesures ont été étalonnées sur un échantillon d'acides humiques des sédiments d'une lagune tropicale (lagune Nokoué, au Bénin ; Gadel, comm. pers.) ; il est possible que la correspondance soit discutable.

Nous avons procédé à des "incubations" à l'obscurité, qui mènent à la minéralisation de la matière organique (Berman, 1970 ; Matsumoto, 1983). Nous avons pu observer une décroissance des plus fortes concentrations surtout au niveau des bolons de l'aval. Vu les conditions expérimentales, il n'est guère possible de donner un taux de décroissance (donc de minéralisation) applicable in situ. L'augmentation du N minéral (cf. §5.3.2.), montre cependant bien le rôle de réserve de la matière organique dissoute.

## 6. PRODUCTION PRIMAIRE

Les fonds, meubles, ne permettent pas la fixation d'algues macrophytes. Cependant, sur les fonds de vase dure, un microphytobenthos abondant peut se développer ; son étude est en cours. Nous ne présenterons ici que des résultats préliminaires sur le phytoplancton. La végétation des rives (mangrove en aval, roselières à Phragmites en amont) a été étudiée de façon insuffisante pour que nous puissions ici tenter un bilan fiable des apports ; il est cependant probable que la majeure part de la matière organique dissoute décelée dans l'eau provient, plus ou moins directement, de cette végétation des rives.

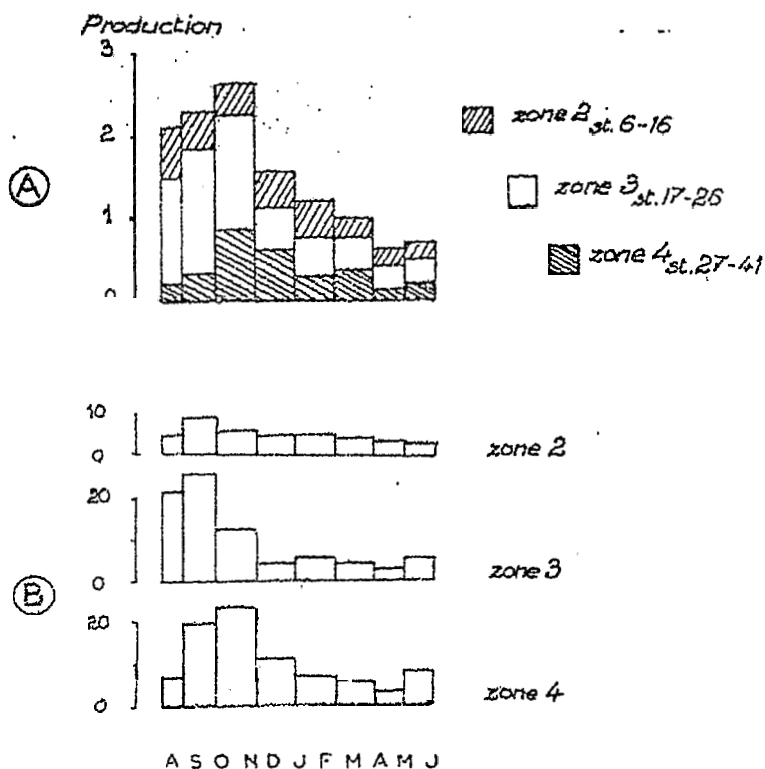
### 6.1. BIOMASSE (Fig. '9) :

En fin de saison des pluies, la biomasse (estimée par la chlorophylle) est répartie de façon assez uniforme le long du fleuve ; les concentrations varient entre  $2-4 \mu\text{g.l}^{-1}$  en aval, et  $10 \mu\text{g.l}^{-1}$  en amont. Au cours de la saison sèche, la biomasse subit une augmentation spectaculaire en amont de la st. 27 ; des valeurs de  $100$  à  $200 \mu\text{g.l}^{-1}$  (probablement sous-estimées) ont été relevées. Nous remarquerons que le maximum de chlorophylle est généralement un peu en aval du maximum de salinité. Les mécanismes de cette augmentation ne sont pas élucidés pour l'instant. Le fait que le maximum de salinité semble se développer au sein d'une masse d'eau assez bien isolée permettrait de considérer cette eau comme un lac tropical peu profond dont la salinité et la profondeur changent ; dans le Lac Tchad, la biomasse est bien liée à l'index morphoédaphique (quotient (conductivité : profondeur)) (Le moalle, 1980).

## 6.2. PRODUCTION

La production primaire (carbone fixé par photosynthèse), rapportée à l'unité de volume, est évidemment toujours forte en amont, au niveau du maximum de chlorophylle. La production spécifique, par unité de biomasse, présente un maximum dans la partie haute du fleuve (st. 25 à 30), pendant l'hivernage ; nous atteignons des valeurs de  $20 \mu\text{gC} (\mu\text{gchl. hr})^{-1}$ , ce qui équivaut aux zones riches d'upwelling. En regroupant plusieurs stations (fig. 2.), nous voyons que la zone amont et la zone médiane (st. 27-41) et 17-26 respectivement) ont des taux de renouvellement (production/biomasse) de l'ordre de 20 % par jour en fin de saison des pluies(1). Il est probable que la diminution de biomasse en début d'hivernage et au cours de la saison sèche, la production spécifique, initialement très forte puis diminuant rétablit la biomasse à son niveau élevé.

Figure 20 : Variation annuelle (1984-85) de la photosynthèse:  
A: production intégrée, en  $10^9$  kg de carbons.  
B: taux de renouvellement journalier, en %, de la



Sur toute l'année, la production photosynthétique peut être comparée à celle des poissons (estimée par les captures). Nous voyons (tabl. 4) que le maximum de rendement est, quatre fois, dans la zone aval. Il faut remarquer que nos chiffres de photosynthèse n'intègrent pas l'énorme surface de la mangrove, d'où provient une bonne part de la pêche (Le Reste, comm. pers.).

Il faut souligner que nos données de production primaire sont basées sur les résultats bruts d'incubations de 3 à 6 h au  $^{14}\text{C}$  qui sont notoirement difficiles à interpréter (Williams, 1985 ; Peterson, 1980 ; Dring et Jewson, 1982). Nous n'avons donc présenté ici que des résultats préliminaires, qui devront être repris.

(1) La délimitation fut faite en fonction des modalités matérielles des enquêtes de pêche, et ne correspond par a priori à des limites réelles dans le fonctionnement du fleuve.

## 7 . . CONCLUSION

### 7.1. MECANISMES DE PRODUCTION

D'après différents indices, la portion amont du fleuve est isolée une grande partie de l'année et fonctionne en circuit fermé, par recyclage de la matière organique - celle-ci fournie principalement par les déchets végétaux. La production, bien qu'assez forte, est cependant mal exploitable ; les salinités élevées ne permettent pas le fonctionnement d'un écosystème équilibré en outre, la régulation osmotique doit prélever une part excessive de l'énergie. Dans la portion aval, un écosystème diversifié exploite au mieux une production qui semble modeste, la contribution de la mangrove n'ayant pu être prise en compte.

Des relevés fragmentaires effectués dans les eaux côtières montrent une richesse anormalement élevée face à l'embouchure, surtout durant la saison chaude. Il semblerait donc que le milieu marin côtier soit fertilisé par les apports (organiques ?) du fleuve, malgré un débit propre négligeable.

### 7.2. AVENIR DE L'ESTUAIRE

Nous avons vu que, sur les vingt dernières années, la sursalure semble progresser, à la fois en intensité et en extension. Tant d'après nos simulations que par le raisonnement, cette péjoration doit se maintenir si le climat ne varie pas. Dans cette hypothèse, il reste à déterminer quelle sera la situation d'équilibre, et jusqu'où s'étendra la zone à peu près abiotique hypersalée. Des propositions de "mise en valeur" pourraient alors être faites, qui permettent d'utiliser au mieux ces conditions adverses.

Inversement, dans l'hypothèse (peu vraisemblable) d'une reprise des pluies, il faudra prévoir le déroulement de la dessalure. Les berges et les sédiments, contaminés par le sel, représenteront sans doute un important réservoir de substances plus ou moins nocives, dont il faudra préciser le devenir.

## ANNEXE 1.

## BILAN D'EAU DOUCE EN AMONT DE ZIGUINCHOR

## BASES DU CALCUL :

- Surface en eau : 810 km<sup>2</sup>, soient 810.10<sup>6</sup> m<sup>2</sup>
- Surface du bassin versant : 13.000 km<sup>2</sup>, soient 13.10<sup>9</sup> m<sup>2</sup>
- Volume en eau : 520.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>
- évaporation moyenne sur le bassin : 1600 mm par an mesurés (sur bac),  
soient 960 mm réels par an ; négligeable en saison des pluies.

## CALCUL :

Pluie (mm)	2000	1800	1600	1400	1200	1000	800	600
Lame équivalente écoulée (mm)	130	80	50	30	18	10	6	4
Apport par la crue (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	1690	1040	650	390	234	130	78	52
Apport par la pluie directe (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	1620	1458	1296	1134	972	810	648	486
Total des apports dont crue %	3310 51	2498 42	1946 33	1524 25	1206 19	940 14	726 11	538 10
Evaporation	778 . 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>							
Dessalage	162 . 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>							
Total des besoins	940 . 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>							
Bilan :								
. 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	+2370	+1558	+1006	+584	+266	0	-214	-402
. % du volume en eau	+ 456	300	193	+112	+ 51	0	- 41	- 77

Tableau I.- Quelques milieux hyperhalins dans le monde

	DIMENSIONS APPROX.	SALINITE MAXIMALE(*)	REFERENCE
Laguna Madre (Texas)	300 x 50 km	100 ‰	Hedgpeth (1967)
Bahiret el Biban (Tunisie)	30 x 5 km	50 ‰	Guelorget et Perthuisot (1983)
Sebka el Bardawil (Nord. Sinaï)	25 x 5 km	120 ‰	Por (1972) Krumgalz <u>et al.</u> (1980)
Ojo de Liebre (Baja California)	20 x 10 km	70 ‰	Phleger (1969)
Virrilla (Pérou)	30 x 3 km	100 ‰	Morris et Dickey (1957)
Sebkhas du Golfe Persique	5 à 50 km	50 à 70 ‰	Butler (1969) ; Evans et al. (1973) De Groot (1973) ; Hsü et Schneider (1973)
Lagune de Bellaire (Antilles néerlandaises)	10 x 2 km	50 ‰	Deffeyes <u>et al.</u> ( 1973)
Estuaires australiens	....	50 ‰	Hodgkin et Lenanton(1981) Beckett <u>et al.</u> (1982) ; Luka- telich et Mc Comb (1986)
Caamance	200 x 2 km	170 ‰	Cette étude

\* Dans les portions en communication avec la mer

Tableau II.- Les fleuves de la région séné-gambienne

	Surface du bassin versant	Module moyen annuel	Altitude maxim.	Longueur
	$10^3 \text{ km}^2$	$\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$	m	km
Sénégal	218	760	1200	1790
Gambie	78	300	1300	1150
Casamance	14	3	70	350
Saloum	8	écoulement discontinu	20	135

## B I B L I O G R A P H I E

- Anonyme.- Plan Directeur du Développement Rural pour la Casamance. Avant projet. I. II : Climatologie, hydrologie, infrastructure. SOMIVAC : 322 p.
- Anonyme 1960.- Le climat du Sénégal : données statistiques. Serv. Météorol. Min. Trav. publics. Sénégal : 23 p.
- ADAMS (L.S.), TETZLAFF (G.), 1984.- Did lake Chad exist around 18,000 yr. BP ?  
in : Symp. on climate and paleoclimate of lakes, rivers and glaciers.  
INQUA. Innsbrück. Abstr.: 28.
- ARDREY (R.), 1976.- The hunting hypothesis. Fontana/Collins (The Chaucer Press) : 222 p.
- BARRY (B.), POSNER (J.L.), 1986.- Suivi hydro-agricole du barrage anti-sel de Guidel. in : L'estuaire de la Casamance : environnement, pêche socio-économie. Actes Sémin. Ziguinchor, 19-24 juin 1986.
- BAYLY (I.A.E.), 1972.- Salinity tolerance and osmotic behavior of animals in athalassic saline and marine hypersaline waters. Ann. Rev. Ecol. Syst., 3 :
- BECKETT (R.), EASTON (A.K.), HART (B.T.) MCKELVIE (I.D.), 1982.- Water movement and salinity in the Yarra and Murrumbidgee estuaries. Aust. J. Aust. J. mar. Freshwater Res., 33 : 401-415
- BEN-YAAKOV (S.), LORCH (Y.), 1983.- Alkalinity determination in hypersaline solutions : a method for overcoming glass electrode errors. Mar. Chem. 13 : 293-304.
- BERMAN (T.), 1970.- Alkaline phosphatases and phosphorus availability in Lake innereth. Limnol. Oceanogr. 15/5 : 663-674
- BRUNET-MORET (Y.), 1970.- Etudes hydrologiques en Casamance. : Rapport définitif. ORSTOM, serv. Hydrol. : 52 pp.
- BURRIS (J.E.), WEDGE (R.), LANE (A.), 1981.- Carbon dioxide limitation of photosynthesis of freshwater phytoplankton. J. Freshw. Ecol. 1/1 : 81-96.
- BUTLER (G.P.) Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines ; the Sabkha, Trucial Coast, Arabian Gulf. J. Sed. Petrol., 39 : 70-81
- CAMILLERI (J.C.), RIBI (G.) 1986.- Leaching of dissolved organic carbon (DOC) from dead leaves, formation of flakes from DOC, and feeding on flakes by crustaceans in mangroves. Mar. Biol. 91/3 : 337-344.
- COLT (J.), 1984.- Computation of dissolved gas concentrations in water as functions of temperature, salinity and pressure. Amer. Fish. Soc. special publ. 14.

- DEBENAY (J.P.) 1984.- Distribution écologique de la microfaune benthique dans un milieu hyperhalin : les foraminifères du fleuve Casamance (Sénégal). Doc. sci. Cent. Rech. océanogr. Dakar-Thiaroye, 95 : 20 p.
- DE DEKKER (P.), 1983.- Australian salt lakes : their history, chemistry, and biota - a review. *Hydrobiologia*, 105 : 213-244.
- DEFANT (A.), 1961.- Physical oceanography, vol. II. Pergamon Press : 598 p.
- DEFFEYES (K.S), LUCIA (F.J.), WEYL (P.K.), 1973.- Dolomitization of recent and plio-pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antilles. in : Marine evaporites : Origin, diagenesis and geochemistry. D.W. Kirkland and R. EVANS (eds.), Dowden, Hutchinson and Ross (426 pp.).
- DE GROOT (K.), 1973.- Geochemistry of tidal flat brines at Umm Said, SE Qatar, Persian Gulf. in : The Persian Gulf : Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. B.H. PURSER (ed.) Springer Verlag (New-York), 1973 : 377-394.
- DRING (M.J.), JEWSON (D.H.), 1982.- What does  $^{14}\text{C}$  uptake by phytoplankton really measure ? A theoretical modelling approach. *Proc. R. Soc. London*, B. 214 : 361-368.
- DURAND (A.), LANG (J.), 1986.- Problèmes d'évaluation de l'aridité dans les paléo-environnements : exemple du Kanemien (21000-13000 ans BP) au Tchad et au Niger. INQUA. Dakar. Changements globaux en Afrique durant le quaternaire. 21-28 avr. 1986. Trav. Doc. ORSTOM (Paris) n° 197 : 123-126.
- DYER (K.R.), 1979.- Estuaries and estuarine sedimentation. in : Estuarine hydrography and sedimentation. Ed. by K.R. Dyer. Cambridge Univ. Press : 1-18.
- EUGSTER (H.P.), KELTS (K.), 1983.- Lacustrine chemical sediments. in : Chemical sediments and geomorphology. Ed. by A.S. GOUDIE and K. PYE. Academic Press (London) 321-368.
- EVANS (G.), MURRAY (J.W.), BIGGS (H.E.J.), BATE (R.), BUSH (P.R.), 1973.- The oceanography, ecology, sedimentology and geomorphology of parts of the Trucial Coast barrier island complex, Persian Gulf. in : The Persian Gulf : Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. B.H. PURSER (ed.) Springer Verlag (New-York), 1973 : 233-277.
- FONTAINE (B.), PERARD (J.), 1986.- Irrégularité des pluies et dynamique de l'atmosphère en Afrique de l'Ouest : Comparaison des périodes 1953-1963 et 1968-1975. in : Changements globaux en Afrique. INQUA/ASEQUA, Dakar, 21-28 avr. 1986. Trav. Doc. ORSTOM, 197 : 139-144.
- FRITZ (B.), 1975.- Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Applications à la géochimie des altérations et des eaux continentales. *Mém. Soc. Géol.*, 41 : 152 pp.
- GARNIER (J.M.), GAUDANT (J.), 1984.- Sur la présence de Sarotherodon melano-theron (Rueppel) (...) dans les eaux hyperhalines du lac Retba (Sénégal). C.R. hebdo. Séances Acad. Sci(III), Paris : 298/19 : 559-562.



- GUELORGET (O.), PERTHUISOT (J.P.), 1983.- Le domaine paralique. Expressions géologiques, biologiques et économiques du confinement. Trav. Lab. Géol. (Ecole Normale Supérieure, Paris), 16 : 136 pp.
- GUEDDARI (M.), 1980.- Géochimie des sels et des saumures du Chott el Jerid (Sud Tunisien). Thèse 3è cycle, Toulouse, 2327 : 131 p.
- HARE (F.K.), 1983.- Climate and desertification : A revised analysis. WCP.44 : 149 pp (WCAP/WMO/UNEP).
- HEDGPETH (J.W.), 1967.- Ecological aspects of the Lagune Madre, a hypersaline estuary. in : Estuaries : Ecology and populations. Ed. by G.H. Lauff. Am. Ass. Adv. Sci. Publ. n° 83 : 407-419.
- HODGKIN (E.P.), LENANTON (R.C.), 1981.- Estuaries and coastal lagoons of southwestern Australia. in : Estuaries and Nutrients\* Neilson B.J., Cronin LE eds. Publ. by HUMANA, Clifton, NJ (USA). ISBN, 0-89603-035-0 pp.309-322.
- HSÜ (K.J.), SCHNEIDER (J.), 1973.- Progress report on dolomitization. Hydrology of Abu Dhabi sabkhas, Arabian Gulf. in : The Persian Gulf : Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. B.H. Purser (ed.), Springer Verlag (New-York) : 410-422.
- KOMAR (P.D.), 1976.- The transport of cohesion-less sediments on continental shelves. in : Marine sediment transport and environmental management. D.J. Stanley and D.J.P. Swift (eds.), Wiley Intersci. : 107-125.
- KRUMGALZ (B.S.), HORNING (H.), OREN (O.H.), 1980.- The study of a natural hypersaline lagoon in a desert area (the Bardawil lagoon in northern Sinai). \*Est. coast. mar. Sci. 10/ : 403-415.
- LEMOALLE (J.), 1979.- Biomasse et production phytoplanctoniques du lac Tchad (1968-1976). Relations avec les conditions du milieu. Paris ORSTOM 311 pp.
- LE RESTE (L.), 1980.- The relation of rainfall to the production of the penaeid shrimp Penaeus duorarum in the Casamance estuary (Senegal). in : Proc. V.th. internat. Symp. trop. Ecol., 16-21 apr. 1979, Kuala Lumpur. J.I. Furtado (ed.), Internat. Soc. trop. Ecol. : 1169-1173.
- LE RESTE (L.), 1984.- Etude des variations annuelles de la production de crevettes dans l'estuaire de la Casamance (Sénégal). in : Kapetsky J.M. and Lasserre G. (eds) : Management of coastal lagoon fisheries. Stud. Rev. GFCM/CGPM (51) vol. 1 : 253-269.
- LERMAN (A.), 1977.- Migrational processes and chemical reactions in interstitial waters. in : the Sea. E.D. Goldberg, I.N. Mc Cave, J.J. O'Brien, J.H. Steele (eds.), Vol. 6 : 695-738
- LERMAN (A.), 1979.- Geochemical processes. Water and sediment environments. John Wiley and Sons (New-York). 481 pp.

- LESACK (L.F.W.), HECKY (R.E.), MELACK (J.M.), 1984.- Transport of carbon, nitrogen, phosphorus and major solutes in the Gambia river, West Africa. *Limnol. Oceanogr.* 29/4 : 816-830 pp.
- LEVINE (S.N.), WEIBEZAHN (F.H.), 1986.- Organic carbon in the Caura River, Venezuela. *Limnol. Oceanogr.* 31/3 : 653-656
- LUKATELICH (R.J.), Mc COMB (A.J.), 1986.- Nutrient levels and the development of diatom and blue-green algal blooms on a shallow Australian estuary. *J. Plankton Res.* 8/4 : 597-618.
- MARIUS (C.), 1985.- Mangroves du Sénégal et de la Gambie. *Trav. Doc. ORSTOM n° 193* : 357 pp.
- MARZOLF (G.R.), SAUNDERS (G.W.), 1984.- Patterns of diel oxygen change in ponds of tropical India.  
-(22.) Congr. internat. Assoc. Limnol., Lyon, 21 aug. 83  
- *Verh. int. Ver. theor. angew. Limnol.* 22/3 : 1722-1726.
- MATSUMOTO (G.), 1983.) Changes in organic constituents in river water during incubation. *Water Res.* 17/12 : 1803-1810
- MILLET (B.), OLIVRY (J.C.), LETROQUER (Y.), 1986.- Etude du fonctionnement hydrologique de la Casamance maritime. in : *L'estuaire de la Casamance. Actes Sémin., Ziguinchor, 19-24 juin 1986* : sous presse.
- MORRIS (R.C.), DICKEY (P.A.), 1957.- Modern evaporite deposition in Peru. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists. Bull.* 41 : 2467-2474.
- MURRAY (R.E.), HODSON (R.E.), 1984.- Microbial biomass and utilization of dissolved organic matter in the Okefenokee Swamp Ecosystem. *Appl. environ. Microbiol.* 47 : 603-602.
- NEMEC (J.), 1983.- The concept of runoff in the global water budget. in : *Variations in the global water budget\** Ed. by A. Street-Perrott, M. Beran and R. Ratcliffe. D. Reidel Publ. Co. (Dordrecht) 479-488.
- NOVAK (J.T.), BRUNE (D.E.), 1985.- Inorganic carbon limited growth kinetics of some freshwater algae. *Water Res.* 19/2 : 215-225
- OFFICER (C.B.), 1982.- Fluid and material diffusion coefficient determinations from sediment cores. *Est. coast. Shelf Sci.* 14/4 : 459-464.
- PAGES (J.), DEBENAY (J.P.), 1987.- Evolution saisonnière de la salinité de la Casamance : Description et essai de modélisation. *Rev. Hydrobiol. trop.* (en cours).
- PAGES (J.), LE-MASSON (L.), 1981.- Production et utilisation du carbone organique dissous dans une lagune tropicale. *Rev. Hydrobiol. trop.* 14/2 : 83-101.
- PETERSON (B.J.), 1980.- Aquatic primary production and the  $^{14}\text{C}$ - $\text{CO}_2$  method : A history of the productivity problem. *Ann. rev. Ecology. Systematics* 11. 359-386

- PETIT MAIRE (N.), 1986.- Paleoclimatologie du Sahara occidental et central pendant les deux derniers optima climatiques, aux latitudes paratropicales. In : Changements globaux en Afrique INQUA/ASEQUA, Dakar, 21-28 avr. 1986. Trav. Doc. ORSTOM (Paris), n° 197 : 375-379.
- PHLEGER (F.B.), 1969.- A modern evaporite deposit. in Mexico. Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull, 53 : 824-829.
- POR (F.D.), 1972.- Hydrobiological notes on the high salinity waters of the Sinai Peninsula. Mar Biol. 14 : 111-119.
- PRITCHARD (D.W.), 1967.- What is an estuary : physical viewpoint. in : Estuaries. G.H. Lauff (ed.), Am. Assoc. Adv. Sci. Publ., 83 : 3-5
- REBERT (J.P.), 1983.- Hydrologie et dynamique des eaux du plateau continental sénégalais. Doc. sci. Cent. Rech. océanogr. Dakar-Thiaroye, 89 : 99 p.
- REITAN (C.H.), GREEN (C.R.), 1968.- Appraisal of research on weather and climate of desert environments. in : Deserts of the world. W.G. McGinnies, B.J. Goldman, P. Paylore (eds.), The Univ. of Arizona Press : 21-92.
- REMANE (A.), SCHLIEPER (C.), 1958.- Die Biologie des Brackwassers. Die Binnengewässer, Bd. 22 ; VIII - 348.
- ROCHE (M.A.), 1980.- Traçage naturel salin et isotopique du système hydrologique du lac Tchad. Trav. Doc. ORSTOM (Paris), 117 : 383 pp.
- ROCHETTE (C.), 1974.- Le bassin du fleuve Sénégal. Monogr. hydrol. ORSTOM (Paris) n°1 : 442 p.
- RODIER (J.A.), 1982.- Evaluation of annual runoff in tropical african Sahel. Trav. Doc. ORSTOM (Paris), 145 : 211 pp.
- TWILLEY (R.R.) 1985.- The exchange of organic carbon in basin mangrove forests in a Southwest Florida estuary. Est. coast. Shelf Sci. 20/ : 543-557.
- WHITFIELD (M.), BUTTER (R.A.), COVINGTON (A.K.), 1985.- The determination of pH in estuarine waters : I - Definition of pH scales and the selection of buffers. II - (ordre auteur) : Practical considerations. Oecologia Acta, 8/4 : 423-432
- WILLIAMS (W.D.), 1985.- Biotic adaptations in temporary lentic waters, with special reference to those in semi-arid and arid regions. Hydrobiologia, 125 : 85-110.
- WOLANSKI (E.), 1986.- An evaporation - driven salinity maximum zone in Australian tropical estuaries. Est. coast. Shelf Sci. , 22 : 415-424.