

Évolution saisonnière de la salinité de la Casamance

Description et essai de modélisation

Jean PAGÈS (1), Jean-Pierre DEBENAY (2)

RÉSUMÉ

Sur la base d'observations échelonnées sur plus de deux ans, nous décrivons l'évolution annuelle détaillée de la Casamance en phase hyperhaline. Le profil longitudinal de salinité est convexe, avec un maximum qui remonte vers l'amont au cours de la saison sèche et qui passe de 65 à 170 ‰ (observé en juin 1986). La portion amont est ainsi sujette à de fortes variations saisonnières.

Nous avons procédé à une simulation numérique, en utilisant un modèle en boîtes (« box model ») où l'évaporation et les échanges avec le sédiment sont pris en compte. Nous avons ainsi pu simuler de façon satisfaisante l'évolution saisonnière, malgré un certain nombre d'hypothèses simplificatrices (effets de la marée et du ruissellement négligés). Le rôle du débit du fleuve apparaît faible, comparé à celui des apports directs par la pluie. L'évaporation semble être le facteur prépondérant.

MOTS-CLÉS : Estuaire hyperhalin — Évaporation — Simulation — Tropical — Sénégal.

ABSTRACT

SEASONAL VARIATIONS OF THE SALINITY IN THE CASAMANCE RIVER. DESCRIPTION AND TENTATIVE MODEL

We use our field measurements to give a detailed description of the salinities throughout the Casamance river during more than two years. The salinity profile in length is convex, with a peak which moves upriver during the dry season while the salinity increases (from 65 to 170 ‰ in June 1986). The rain season brings a drop in salinity, especially in the upper part of the river.

We have developed a model based on simplifying assumptions (no influence of tide, no runoff along the banks). Our numerical simulation agrees with the field data, indicating the possibility of predicting the salinity profile, with a small space-time step, along the whole river. We are able to ascertain that: a) sediment-water salt exchanges are not negligible; b) river discharge role is small against that of direct rain; c) evaporation is the main driving factor in the salinization of the estuary.

KEY WORDS : Hyperhaline estuary — Evaporation — Simulation — Tropical — Sénégal.

(1) Centre de recherches océanographiques de Dakar-Thiaroye, B.P. 2241, Dakar, Sénégal.

(2) Département de Géologie, Faculté des Sciences, Université de Dakar, Sénégal.

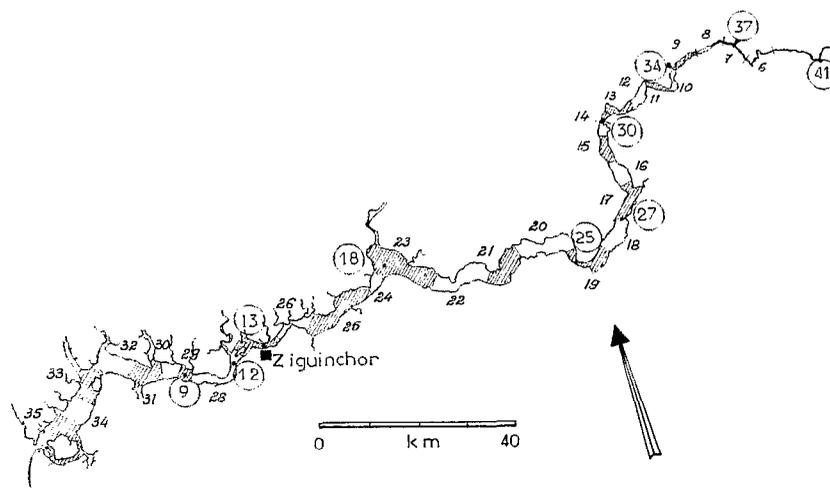


FIG. 1. — Position des stations mentionnées dans cette étude (chiffres cerclés) et limites des compartiments de la simulation (italique). Location of the main stations of this study (circled digits) and limits of the simulation compartments

INTRODUCTION

Divers projets de « barrage anti-sel » sont en cours d'étude dans l'extrême amont du cours permanent de la Casamance. Ces projets visent à réagir contre la pénétration relativement récente d'eaux à très forte salinité dans la portion amont. En l'absence de mesure de terrain entre 1969 et 1984, il est impossible de décrire cette remontée saline en amont de Diatta-kounda (station 25), soit sur les derniers 100 km du cours permanent (fig. 1).

Nos mesures ont porté sur une bonne part du cours du fleuve, pendant plus de deux ans. Nous disposons ainsi d'une description raisonnablement détaillée des variations spatio-temporelles de la salinité, y compris dans l'extrême amont. Dès le début des mesures de terrain, le climat et l'hydroclimat suggéraient une prépondérance de l'interface air-eau comme point d'action des facteurs forçants de la sursalure. Nous avons procédé à une simulation numérique, afin d'identifier les principaux processus, et de quantifier leur action. Dans cette première phase de notre étude, nous nous sommes attachés à mettre au point notre modèle et à le tester sur la période 1984-1985. Le but final est de prédire (ou de recréer *a posteriori*) les conditions de salinité, inconnues, à partir de facteurs connus (pluies, etc.).

1. VALEURS OBSERVÉES DE LA SALINITÉ DU FLEUVE

1.1. Matériel et méthodes

Quinze missions ont été réalisées de février 1984 à juin 1986 sur le cours principal de la Casamance

(fig. 1), entre les stations 11 et 39. Sur le terrain, nous avons employé un réfractomètre (Atago S 10), éventuellement après dilution par eau déionisée. Quelques échantillons servaient à recalibrer les mesures de terrain (obtenues en $g.l^{-1}$), par mesure de la salinité au laboratoire (en $g.kg^{-1}$) au moyen d'un salinomètre à induction (Grundy 6230 N); quand nécessaire, ces échantillons étaient dilués par de l'eau déionisée. Les σ_t ont été calculés selon les équations habituelles, dont nous avons admis qu'elles sont encore utilisables dans ce domaine de salinité.

La salinité des eaux interstitielles a été mesurée, après dilution, sur une carotte prélevée à la station 34.

1.2. Variations de la salinité

1.2.1. VARIABILITÉ A PETITE ÉCHELLE

La structure verticale en saison sèche paraît homogène. Les quelques mesures précises que nous avons faites (mars 1986) montrent une tendance à des salinités légèrement plus fortes au fond (moins de 1,5 ‰ d'écart) à quelque station que ce soit. La densité est ainsi plus forte au fond (1 à 2 unités de σ_t). En saison des pluies, surtout après un fort orage, une couche d'eau de surface moins salée peut apparaître (LE BOUTEILLER, *comm. pers.*, fig. 2); cette stratification semble limitée dans l'espace et dans le temps.

Une augmentation de salinité sur une journée solaire n'a pu être décelée, même en période d'évaporation maximale (février-mars). Les changements observés (mesures au conductivimètre) n'ont pas montré de tendance identifiable, mais semblent correspondre à une micro-distribution aléatoire.

Un transect N-S à la station 18 (mesure au réfrac-

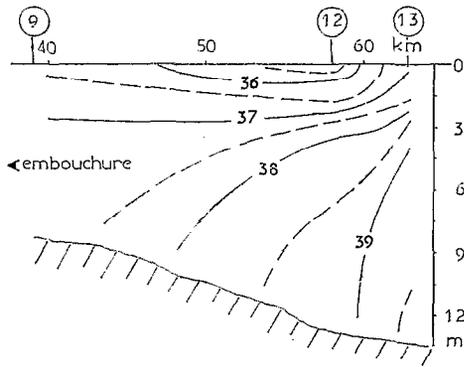


FIG. 2. — Structure verticale de salinité en saison des pluies (29 sept. 86; [C. LE BOUTEILLER, données non publiées]), d'après des profils STD à trois stations (chiffres cerclés). *Vertical salinity structure during rain season (sept. 29, 1986 [C. LE BOUTEILLER, unpublished data]), from STD profiles at three stations (circled figures)*

tomètre) n'a pas fait ressortir de tendance identifiable; les variations horizontales semblent donc également aléatoires.

1.2.2. FORME GÉNÉRALE DU PROFIL LONGITUDINAL (fig. 3)

Le « bouchon salin » (WOLANSKI, 1986) est plus ou moins marqué selon les saisons, mais il est toujours présent (PAGÈS *et al.*, 1987). La salinité augmente progressivement avec la distance à l'embouchure. Deux ruptures de pente semblent souvent exister, l'une vers le PK 90 (point kilométrique 90) (st. 18), l'autre vers les PK 150-160 (st. 26 ou 27). Cette augmentation générale de salinité pourrait être décrite par une fonction linéaire de la distance D (en km) à l'embouchure : $S = a.D$. Cependant, les profils de fin de saison sèche (juillet 85; fig. 3 B), relèvent plus d'une fonction exponentielle. Le gradient est de l'ordre de 40 ‰ par 100 km, mais peut atteindre 50 ‰ pour 30 km.

En amont du pic de salinité, les gradients géographiques sont toujours forts (de $-0,8$ à $-1,7$ ‰ par km selon la saison). Nous n'avons pas toujours retrouvé l'eau douce dans la portion du cours qui nous était accessible.

La répartition des σ_t le long du cours du fleuve est dominée par les très fortes variations de salinité. En outre, les importantes variations diurnes de température brouillent la situation.

1.2.3. VARIATIONS SAISONNIÈRES

L'augmentation de la salinité au cours de la saison sèche se traduit surtout par un déplacement et un

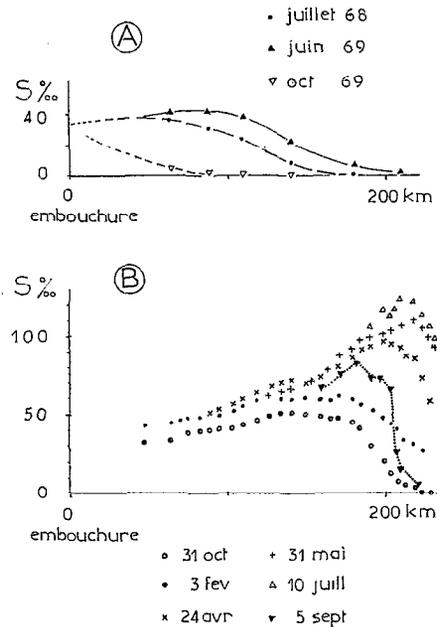


FIG. 3. — Profils longitudinaux de salinité à différentes époques : A : fonctionnement en estuaire « normal », en phase humide ; B : fonctionnement actuel, en estuaire inverse (1984-85). *Changing salinity profiles along the Casamance: A: as a « normal » estuary, during the former, humid, phase; B: as an inverse estuary, in the present period (1984-85)*

rehaussement du pic (fig. 4). Selon les saisons et les années, la progression vers l'amont est de 0,2 à 0,7 km par jour, l'augmentation de salinité de 0,3 à 0,5 ‰ par jour. En saison des pluies, le recul et la décroissance du pic sont plus rapides; la position semble se stabiliser avant la salinité (fig. 4).

Ces variations se retrouvent au niveau des différentes stations, naturellement (fig. 5). Au cours de la saison sèche, la salinité à une station donnée croît en fonction du temps (repéré à partir de la dessalure maximale du pic) selon une fonction exponentielle : $S_t = S_0 \exp(k.t)$. Nous verrons que le taux journalier, k , peut correspondre au quotient de l'évaporation par la profondeur.

En saison des pluies, la salinité décroît aux différentes stations (nous avons utilisé la même forme exponentielle qu'en saison sèche, bien que les corrélations ne soient généralement pas significatives). Les taux journaliers de décroissance sont nettement plus élevés que les taux d'augmentation (fig. 6).

1.2.4. VARIATIONS INTER-ANNUELLES

Le déplacement vers l'amont, et surtout l'amplitude, du pic de salinité sont variables suivant les

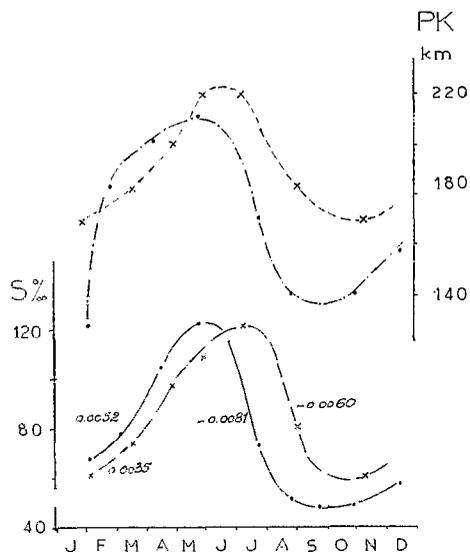


FIG. 4. — Changements saisonniers du pic de salinité en 1984 (●) et 1985 (×). En haut, position du pic (PK, compté à partir de l'embouchure); en bas, salinité. Le taux journalier de variation de la salinité est indiqué. *Yearly changes at the salinity peak in 1984 (●) and 1985 (×). Above: location of the peak (PK: «kilometric point, measured from the river mouth»). Below: salinity at the peak, with the daily rate of change (positive or negative)*

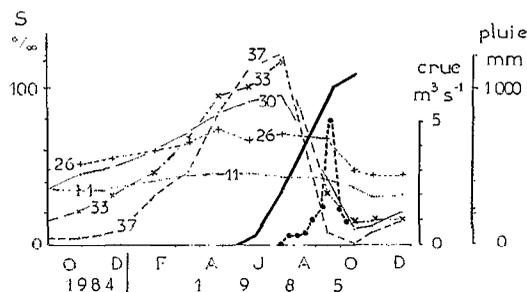


FIG. 5. — Variation annuelle de la salinité à différentes stations le long du fleuve. La hauteur de pluie cumulée (trait gras) et le débit de la crue (tireté gras) sont donnés pour comparaison. *Yearly variation of salinity at various stations along the river. Cumulated rain height (heavy line) and runoff at riverhead (heavy dashed line) are given for comparison*

années (fig. 4). Si nous considérons l'ensemble de nos données (fig. 7), nous constatons qu'il ne semble pas exister de phénomène d'« hystérésis » (ou de « mémoire ») : position et amplitude du pic semblent liées. Si la plupart de nos données de 1984 et 1985 pouvaient être représentées par une relation linéaire, le point correspondant à juin 1986, d'une part, et les données historiques d'autre part (LE RESTE, 1981)

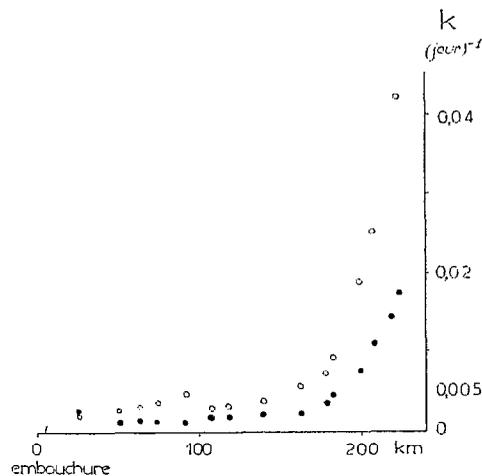


FIG. 6. — Taux de variation journalier de la salinité. Le taux d'augmentation en saison sèche (●) et de diminution en saison des pluies (○) sont reportés en fonction de la distance à l'embouchure. *Daily rate of salinity variation: increase (●) rate in the dry season and decrease (○) rate in the rain season are plotted against distance to the river mouth*

obligent à une formulation plus élaborée. La meilleure représentation est fournie par l'équation :

$$\ln S = \ln(527) - 0,464 \cdot \ln(240 - D) \quad (r = -0,931, n = 21)$$

D représentant la distance (en km) depuis l'embouchure.

1.2.5. SALINITÉ DES EAUX INTERSTITIELLES DU SÉDIMENT

Un sédiment sableux a été prélevé par carottage à la station 34, en septembre 1986, alors que la salinité de l'eau était de 25 ‰; en juin 1986, au même emplacement, l'eau avait une salinité de 160 ‰. Des sections de cette carotte ont montré une salinité « rémanente » augmentant, de façon à peu près linéaire avec la profondeur dans le sédiment : de 30 ‰ en surface, la salinité passe à environ 140 ‰ à 30 cm de profondeur.

1.3. Discussion

1.3.1. LA CASAMANCE PARMI LES MILIEUX SURSALÉS

La liaison de la Casamance avec la mer en fait par définition un milieu thalassique. Les quelques analyses d'eau existantes, soit sur la Casamance elle-même (MARIUS, 1980), soit sur le Saloum, fleuve analogue situé à 150 km au sud de Dakar (SAOS, 1984), montrent qu'il s'agit d'eau de mer concentrée, sans

variation importante de composition. Les fortes salinités relevées placent enfin la majeure partie du cours dans le domaine hyper-halin (POR, 1972).

La majorité des eaux sursalées « thalassiques » est située en zone tropicale ou sub-tropicale sèche. POR (1972) a basé sa classification sur un ensemble de lagunes situées autour du Sinaï, dont la lagune Bardawil, étudiée aussi par d'autres auteurs (KRUMGALZ *et al.*, 1980). La Bahiret el Biban, en Tunisie, a aussi attiré l'attention (GUELORGET et PERTHUISOT, 1983). En dehors de ces grands plans d'eau, une série de petites lagunes côtières parsèment la côte sud de la Méditerranée; la salinité moyenne y est souvent voisine de 50 ‰ (KERAMBRUN, 1986). Un des ensembles les plus étudiés a été le complexe de sebkhas du golfe Persique (BUTLER, 1969; DE GROOT, 1973; EVANS *et al.*, 1973; HSU et SCHNEIDER, 1973; PATTERSON et KINSMAN, 1977). Des lagunes sursalées existent également au Texas (HEDGPETH, 1967), sur la péninsule de Basse-Californie (PHLEGER et EWING, 1962; PHLEGER, 1969), et au Pérou (MORRIS et DICKEY, 1957). Aux mêmes latitudes, on trouve une lagune sursalée (« tidal flat ») aux Antilles néerlandaises (DEFFLEYES *et al.*, 1973). Enfin, quelques lagunes côtières et estuaires australiens présentent une sursalure (HODGKIN et LENANTON, 1981; JOHANNES et HEARN, 1985; WOLANSKI, 1986). Il est à remarquer que, dans presque tous les cas, les eaux réellement en communication avec la mer ne dépassent guère des salinités de 80 ‰. Les très fortes salinités ne sont guère relevées que dans les portions plus ou moins isolées de la mer. Le cours principal de la Casamance, pourtant relié à la mer, présente donc une certaine originalité, ne serait-ce que par les salinités extrêmes atteintes.

1.3.2. ÉVOLUTION ANNUELLE DE LA SALINITÉ RÉELLE

Évolution aux différentes stations durant la saison sèche

Nous avons vu que la salinité à une même station augmente au cours du temps selon une loi exponentielle : $S_t = S_0 \cdot \exp(k.t)$. Ce résultat expérimental peut être justifié analytiquement de la façon suivante :

Soit un chenal de section constante (largeur l , profondeur z) de longueur D^* , en liaison avec la mer, réservoir de volume infini et de niveau constant. Soit une évaporation E et une pluie P , toutes deux exprimées en hauteur d'eau par unité de temps.

Nous considérons une section élémentaire du chenal, de longueur initiale L_0 , de volume V_0 .

Variation temporelle

Soumise à l'évaporation et à la pluie pendant un temps Δt , la section élémentaire acquiert un nouveau volume, V_t , tel que

$$V_t = V_0 + (P - E) \cdot \Delta t \cdot l \cdot L_0 = L_0 \cdot l \cdot (z + (P - E) \cdot \Delta t)$$

Le niveau devant rester constant, la variation de volume se traduit par une variation de longueur de la section. La nouvelle longueur, L_t , est telle que :

$$L_t \cdot l \cdot z = L_0 \cdot l \cdot (z + (P - E) \cdot \Delta t)$$

soit une variation de longueur ΔL dans l'intervalle de temps Δt

$$\Delta L = L_0 \cdot (P - E) \cdot \Delta t / z$$

ou, en posant $k = (P - E) / z$

$$\Delta L / L_0 = k \cdot \Delta t$$

qui a pour intégrale :

$$L_t = L_0 \cdot \exp(k.t)$$

La quantité de sel étant conservée, la salinité (exprimée en $g.l^{-3}$) varie comme l'inverse du volume :

$$S_t = S_0 \cdot \exp(-k.t)$$

soit dans le cas particulier d'une saison sèche à pluie nulle :

$$S_t = S_0 \cdot \exp(E.t/z)$$

Variation spatiale

La position de la n^e section, repérée depuis l'« amont », est initialement $L_{n,0}$, somme des n longueurs élémentaires :

$$L_{n,0} = \sum_{i=1}^n L_{i,0}$$

Au temps t , la position de la n^e section sera $L_{n,t}$, somme des n longueurs élémentaires $L_{i,t}$

$$L_{n,t} = L_{n,0} \cdot \exp(k.t)$$

La position du n^e élément, repérée cette fois depuis l'embouchure, est D_n telle que

$$D_{n,0} = D^* - L_{n,0} \text{ et } D_{n,t} = D^* - L_{n,t}$$

d'où

$$D_{n,t} = D_{n,0} + L_{n,0} - L_{n,t}$$

soit

$$D_{n,t} = D_{n,0} + L_{n,0} \cdot (1 - \exp(k.t))$$

Dans le cas particulier d'une pluie nulle, nous aurons :

$$D_t = D_0 + L_0 \cdot (1 - \exp(-E.t/z))$$

ce qui décrit une remontée de chaque élément vers l'« amont ». En fixant des valeurs numériques réalistes pour les symboles, soit :

$$z = 1 \text{ m, } E = 5 \text{ mm/jour, } D^* = 225 \text{ km}$$

nous obtenons pour un point à 125 km de l'embouchure (notre station 23) un déplacement vers l'amont de l'ordre de 0,45 cm. s^{-1} .

Ces calculs présentés sous des formes différentes par d'autres auteurs (GUELORGET et PERTHUISOT, 1983; ROCHE, 1980) reposent sur l'hypothèse plus ou moins explicite que E , P et z sont constantes dans le temps. Dans notre cas, nous avons de plus admis implicitement qu'à une station donnée se trouvait toujours la même masse d'eau. Bien que nos essais pour marquer (par flotteur) et suivre le trajet d'une masse d'eau donnée n'aient pas été fructueux, nous pouvons cependant être certains que, sur les intervalles de temps considérés (60 à 120 jours), notre hypothèse implicite est fautive; nous verrons plus

loin que, avec des déplacements résultants de l'ordre de $0,1 \text{ cm.s}^{-1}$, la distance entre stations rend cependant tolérable notre approximation.

A partir des exposants k calculés pour chaque station (fig. 6) et en prenant une évaporation de 5 mm par jour, nous avons calculé une série de profondeur Z^+ (§ 2.2.3.). Pour la plus grande part du cours du fleuve, ces valeurs de profondeur moyenne sont les plus fortes parmi celles obtenues par différents modes de calcul. Une surestimation de Z^+ peut provenir, soit d'une surestimation de E (seule en cause en saison sèche), soit d'une sous-estimation de k . La valeur réelle de l'évaporation est une question épineuse, sur laquelle nous devons revenir. Nos mesures de salinité étant raisonnablement fiables, la seule source possible d'erreur provient justement du fait que nos valeurs de k intègrent aussi le déplacement des masses d'eau : une eau venant d'aval, *a priori* moins salée, abaissera la valeur calculée de k , et surestimera Z^+ (voir § précédent). Ceci signifierait que, finalement, les mouvements des masses d'eau ne sont pas négligeables à l'échelle temporelle utilisée. La distance entre stations (de l'ordre de 15 à 20 km) serait parcourue par l'eau entre deux observations successives (1 mois $1/2$ environ) ce qui suppose un déplacement de l'ordre de 300 m par jour, soit $0,3 \text{ cm.s}^{-1}$.

Profil : forme et « prévision »

Le profil longitudinal de salinité, sur son « versant aval » (de la mer vers le maximum), pourrait souvent être considéré comme linéaire. Deux objections existent cependant contre cette forme simple :

— nous avons déjà relevé que cette forme devient peu satisfaisante en fin de saison sèche (fig. 3), de par la forme même des profils réels ;

— les calculs théoriques ci-dessus indiquent une distribution spatiale exponentielle de la salinité. Nous pouvons donc admettre que les équations exponentielles du profil sont des représentations théoriquement saines de la réalité. Une telle évolution est également observée dans les diverticules du lac Tchad (ROCHE, 1980).

Quelle que soit la forme adoptée (linéaire ou non), il n'est, sur la base de nos mesures du moins, pas possible de « prédire » la salinité à une station d'amont à partir d'une mesure faite en aval. Le « versant aval » du profil est ainsi fort mal déduit d'une mesure à Ziguinchor. En outre, il est évidemment impossible de calculer la position et/ou la salinité du maximum à partir d'une mesure faite en aval.

Progression du maximum

Nous avons relevé que la position et la salinité du maximum évoluent dans le temps selon une loi expo-

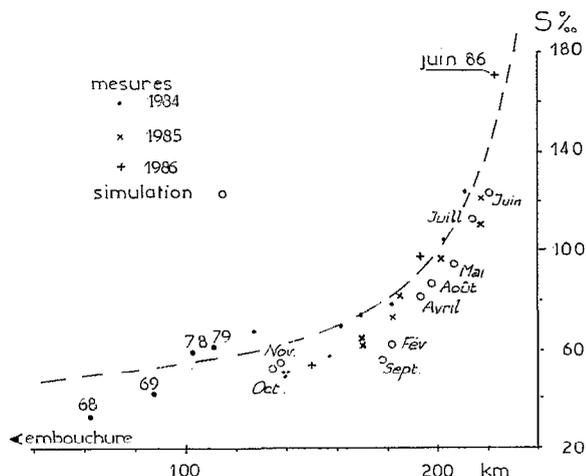


FIG. 7. — Relation entre la position et la salinité du pic réel. En tirets, équation de régression $\ln S = f(\ln D)$ (voir texte). Les points obtenus par simulation pour différentes dates sont reportés pour comparaison. Location vs salinity at the peak, using all available measurements. Dashed line: regression equation of $\ln S$ as a function of $\ln D$. Simulated data are also plotted for comparison

nentielle, avec de bons coefficients de corrélation. Cependant, les paramètres de ces équations, et surtout les conditions de départ, sont fortement variables selon les années (fig. 4). Ceci peut être lié à la date, arbitraire, de nos campagnes, dont le pas temporel est probablement trop grand. Toujours est-il que nous ne pouvons pas établir une équation générale donnant, pour une date donnée, la position et la concentration du maximum de salinité.

Le fait que position et salinité soient bien corrélées ne fournit pas non plus de possibilité de « prédiction », ou même d'extrapolation, directe. Nous avons cependant constaté (PAGÈS *et al.*, 1987) que le maximum de chlorophylle est souvent très proche du pic de salinité, et souvent légèrement en amont de celui-ci. Nous aurions ainsi un moyen détourné de déterminer, par télédétection (et non par mesure directe) la position et donc la concentration du pic de salinité. Ceci présuppose que la relation position/concentration soit confirmée pour le maximum de salinité.

Rôles respectifs de la pluie directe et de la crue dans la dessalure

La baisse de salinité qui se produit en début d'hivernage (fig. 5) est très rapide aux stations d'extrême amont. Il semble que la crue (relevée à Kolda, et donc arrivant encore plus tard à nos stations) soit trop tardive pour expliquer le début de dessalure. La pluie tombant directement sur le

plan d'eau semble, d'après les dates, être plus efficace, au moins pour l'amont. Par la suite, cependant, il est probable que la crue renforce la dessalure. Nous avons vu (§ 1.3.2.) que les valeurs de Z^+ calculées pour la saison sèche semblent surestimées; nous ne pouvons donc guère les utiliser pour vérifier les rôles respectifs de la pluie directe et de la crue.

Là encore, et surtout, le pas temporel de nos mesures se révèle beaucoup trop large pour décrire les phénomènes rapides de début d'hivernage (baisse de 100‰ en 60 jours ou moins, soit probablement plus de 10‰ par semaine en début de pluies).

2. MODÉLISATION

2.1. Principes et hypothèses

2.1.1. HYPOTHÈSES

Nous avons fait un certain nombre d'hypothèses simplificatrices, dont l'adéquation sera discutée plus loin :

- mélange complet et instantané dans chaque compartiment;
- pertes d'eau douce uniquement par évaporation;
- apport d'eau douce essentiellement par l'amont et par les pluies directes. L'apport par les berges (ruissellement, action des nappes) est pris en compte en augmentant le volume des précipitations;
- utilisation d'un pas de temps de 10 jours, en négligeant l'effet de la marée;
- échange instantané de sel avec le sédiment de fond.

2.1.2. PRINCIPE ET ÉQUATIONS

Nous avons divisé le cours du fleuve en 35 compartiments correspondant à peu près à nos stations (fig. 1 et fig. 8), et avons déterminé les échanges d'eau et de sel entre 2 compartiments contigus, en commençant par l'amont et en calculant, pour chaque compartiment, le bilan d'eau, le bilan de sel et la nouvelle salinité.

Déroulement des calculs (exemple donné pour un bilan positif)

1. Calcul de la quantité totale de sel dans le compartiment :
$$Q = S_{(1)} \times V_{(1)}$$
2. Calcul de la quantité de sel venant du compartiment amont :
$$Q_1 = S_{(1-1)} \times DV_{(1-1)}$$
3. Calcul de la nouvelle salinité après évaporation :
$$Q_a = Q + Q_1; S_a = Q_a / (V_{(1)} + DV_{(1)})$$

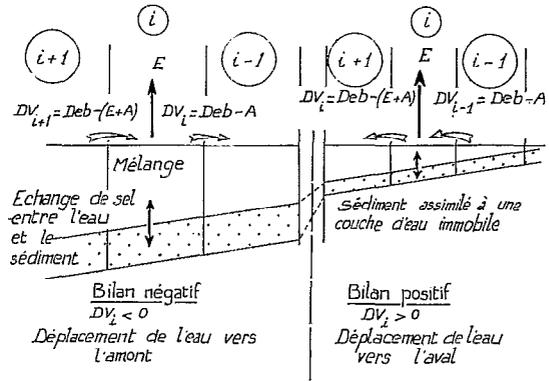


FIG. 8. — Schéma de principe de la simulation, montrant les échanges entre le compartiment i et les compartiments voisins. DV : variation de volume, Deb : débit à la source, E : volume évaporé sur le compartiment i , A : cumul des évaporations en amont de i . Les deux cas possibles de bilan (>0 et <0) sont représentés. Schematic representation of the simulated exchanges between compartment i and the adjacent ones. DV : volume change, Deb : discharge at river head, E : volume evaporated out of compartment i , A : sum of evaporation losses out of the compartments upstream from i . The two possible cases of water budget (>0 and <0) are shown.

4. Calcul de la quantité de sel allant au compartiment aval :
$$Q_b = S_{a(1)} \times DV_{(1)}$$
5. Calcul de la salinité finale :
$$S_{b(1)} = (Q_a - Q_b) / V_{(1)}$$

Le même raisonnement est utilisé en cas de bilan négatif. Les calculs peuvent être suivis dans la portion de programme présentée ci-après :

```

150 A = A + E(I)*LA(I)*LO(I)
151 IF I >= 11 THEN V(I) = LO(I)*LA(I)*Z(I) + LO(I)*
    LA(I)*.7 : GOTO 160
158 V(I) = LO(I)*LA(I)*Z(I) + LO(I)*LA(I)*.2
160 IF K > 27 THEN B = B + LO(I)*LA(I)*.15 : DV(I) =
    DEB(K) + B - A : GOTO 165
164 DV(I) = DEB(K) - A
165 IF I = 35 THEN S(I + 1) = 35
170 IF I = 1 AND DV(I) >= 0 THEN Sb(I) = S(I) -
    (DV(I)*S(I))/V(I)
175 IF I = 1 AND DV(I) < 0 THEN Sb(I) = S(I) -
    DV(I)*S(I + 1)/V(I)
180 IF DV(I) >= 0 THEN Qa(I) = V(I)*S(I) + DV(I -
    1)*S(I - 1) : Sa(I) = Qa(I)/(V(I) + DV(I)) :
    Sb(I) = (Qa(I) - (DV(I)*Sa(I)))/V(I)
190 IF DV(I) < 0 AND DV(I - 1) > 0 THEN Qa(I) =
    V(I)*S(I) - DV(I)*S(I + 1) + DV(I - 1)*Sb(I - 1) :
    Sb(I) = Qa(I)/V(I)
192 IF DV(I) < 0 AND DV(I - 1) < 0 THEN Qa(I) =
    V(I)*S(I) - DV(I)*S(I + 1) : Sa(I) = Qa(I)/(V(I) -
    DV(I)) :
    Sb(I) = (Qa(I) + (DV(I - 1)*Sa(I)))/V(I)

```

TABLEAU I
Données numériques de départ
Initial set of data

I	Numero d'Echantillon	I	L.	I	l.	I	Z.	I	S.	I	Di	I
I	1	I	10.00	I	0.02	I	0.20	I	0.00	I	1258.00	I
I	2	I	10.00	I	0.10	I	0.20	I	0.00	I	1248.00	I
I	3	I	10.00	I	0.10	I	0.20	I	0.00	I	1238.00	I
I	4	I	6.00	I	0.10	I	0.20	I	0.00	I	1232.00	I
I	5	I	6.00	I	0.10	I	0.20	I	0.00	I	1226.00	I
I	6	I	6.00	I	0.40	I	0.20	I	2.00	I	1220.00	I
I	7	I	5.00	I	0.50	I	0.35	I	4.00	I	1215.00	I
I	8	I	6.00	I	0.60	I	0.45	I	6.00	I	1209.00	I
I	9	I	5.00	I	0.60	I	0.60	I	8.00	I	1204.00	I
I	10	I	5.00	I	0.50	I	0.70	I	14.00	I	1199.00	I
I	11	I	4.00	I	0.70	I	0.40	I	21.00	I	1195.00	I
I	12	I	7.00	I	1.20	I	0.50	I	30.00	I	1188.00	I
I	13	I	8.00	I	0.80	I	0.70	I	42.00	I	1180.00	I
I	14	I	4.00	I	1.00	I	0.90	I	46.00	I	1176.00	I
I	15	I	9.00	I	2.40	I	1.10	I	48.00	I	1167.00	I
I	16	I	5.00	I	1.90	I	1.60	I	48.00	I	1162.00	I
I	17	I	7.00	I	2.00	I	1.90	I	49.00	I	1155.00	I
I	18	I	9.00	I	2.20	I	2.20	I	51.00	I	1146.00	I
I	19	I	9.00	I	0.90	I	2.10	I	52.00	I	1137.00	I
I	20	I	15.00	I	3.60	I	1.60	I	51.00	I	1122.00	I
I	21	I	8.00	I	3.80	I	1.50	I	49.00	I	1114.00	I
I	22	I	13.00	I	2.80	I	2.10	I	44.00	I	1101.00	I
I	23	I	10.00	I	5.60	I	1.50	I	41.00	I	91.00	I
I	24	I	5.00	I	2.50	I	3.00	I	41.00	I	86.00	I
I	25	I	14.00	I	3.40	I	1.20	I	39.00	I	72.00	I
I	26	I	9.00	I	0.70	I	11.70	I	36.00	I	63.00	I
I	27	I	8.00	I	0.80	I	11.00	I	34.00	I	55.00	I
I	28	I	16.00	I	1.40	I	6.90	I	33.00	I	39.00	I
I	29	I	3.00	I	2.80	I	4.00	I	32.00	I	36.00	I
I	30	I	3.00	I	3.40	I	4.10	I	31.00	I	33.00	I
I	31	I	7.00	I	3.70	I	4.90	I	31.00	I	26.00	I
I	32	I	7.00	I	4.40	I	4.40	I	32.00	I	19.00	I
I	33	I	5.00	I	4.10	I	6.20	I	33.00	I	14.00	I
I	34	I	6.00	I	5.00	I	4.70	I	34.00	I	8.00	I
I	35	I	8.00	I	10.00	I	5.00	I	35.00	I	0.00	I

L = Longueur du compartiment.

l = Largeur du compartiment.

Z = Profondeur moyenne du compartiment.

S = Salinité mesurée en Octobre 1984.

Di = Distance à l'embouchure de la limite aval du compartiment.

2.1.3. DONNÉES NUMÉRIQUES DE DÉPART (tableau I)

Les relevés bathymétriques ont été effectués au moyen de sondeurs acoustiques (Simrad « Skipper ») (DEBENAY, 1984; LE BOUTEILLER, *comm. pers.*).

Les surfaces et volumes des compartiments ont été déterminés d'après les sondages, les cartes I.G.N. au 1/200 000 et la couverture photographique ($\approx 1/50 000$) I.G.N. de 1955.

Le débit de la Casamance à Kolda a été relevé dans les « Annuaire hydrologiques du Sénégal » (ORSTOM) et dans le « Bulletin décadaire AGRHYMET » (ASECNA). Nous avons admis que le débit du Soun-

grougrou et son effet étaient nuls (BRUNET-MORET, 1970).

Nous avons admis que les précipitations se répartissaient uniformément entre le début du mois de juillet et la mi-octobre, à raison de 150 mm par période de 10 jours, soit 1 500 mm pour l'ensemble de la saison des pluies. Ce chiffre, supérieur aux précipitations réelles de la saison des pluies de 1985 (1 300 mm) intègre les apports par le ruissellement ou par les nappes. L'évaporation pour Ziguinchor, Sedhiou et Kolda a été calculée à partir des données ASECNA, en multipliant les chiffres mesurés, sur bac, par 0,6 (GAC & COGELS, 1982; RIOU, 1975).

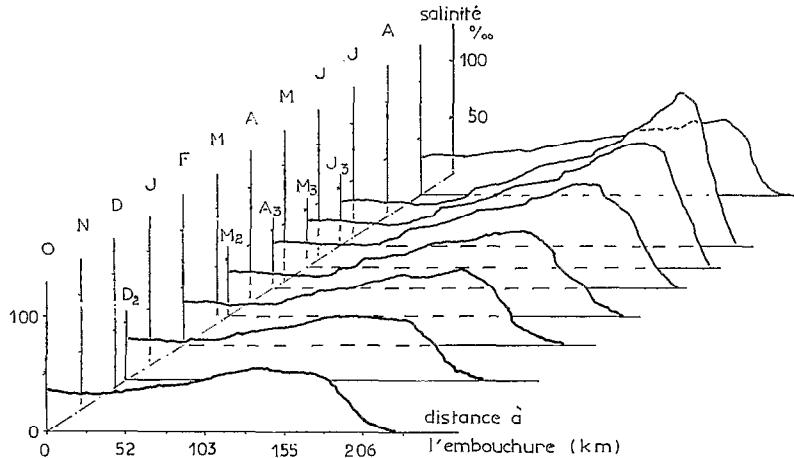


FIG. 9. — Évolution simulée de la salinité à différentes « dates » de 1984-85. *Simulated salinity variation during 1984-85*

Le sédiment a été assimilé à une couche d'eau immobile de 0,7 m en aval, et jusqu'au compartiment 11, et de 0,2 m en amont. On admet que le mélange est complet, sur chaque période de 10 jours, avec l'eau du compartiment proprement dit.

2.2. Résultats de la simulation, discussion

2.2.1. ACCORD AVEC LES MESURES DE TERRAIN

Saison sèche

A partir du profil de salinité mesuré en octobre 1984 la salinité augmente progressivement (fig. 9) : le pic de salinité avance vers l'amont à une vitesse moyenne d'environ 0,3 km par jour, tandis que sa concentration augmente de près de 0,3 ‰ en moyenne. L'invasion saline est maximale à la fin du mois de juin ; le pic de salinité, de 132 ‰, atteint alors le PK 220.

Nous avons suivi la masse d'eau (que nous appellerons « piston » ; cf. § 2.2.4.), correspondant au pic initial d'octobre, de salinité 52 ‰, située au PK 137. En déterminant la diminution du volume d'eau en amont du « piston », nous pouvons calculer son déplacement vers l'amont (fig. 10). Sa vitesse de translation moyenne est de 0,1 km par jour (soit environ 0,15 cm.s⁻¹). Nous voyons que le pic se déplace plus vite vers l'amont (fig. 10).

Saison des pluies

Le recul de la salinité se manifeste dès que les apports par la « pluie » sont introduits dans les calculs. Le profil de salinité commence à se « ré-enrouler » sur lui-même, à partir de l'amont, bien que la « crue » n'ait pas encore réellement commencé. Fin septembre,

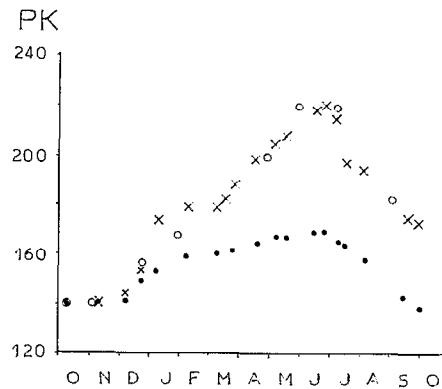


FIG. 10. — Déplacement simulé du « pic » (x) et du « piston » (●) en 1984-85. Le déplacement du pic réel est rappelé (○). *Simulated movements of the « peak » (x) and of the « plug » (●) during 1984-85. The location of the actual peak (○) is plotted for comparison*

le pic a reculé au PK 176, et montre une salinité de 58 ‰. Le « piston » est redescendu au PK 139 (donc pratiquement à sa position de départ).

Les profils longitudinaux calculés par notre simulation pour diverses dates de l'année 1984-85 montrent un bon accord d'ensemble avec les données de terrain (fig. 11). Les positions et concentrations des maximums sont bien retrouvées. Un point moins satisfaisant est, parfois, la position du gradient amont (négatif, redescendant vers l'eau douce) que la simulation place de 10 à 20 km trop en amont.

Un point intéressant, par contre, est le fait que notre modèle revienne, après un cycle annuel d'octobre à octobre, à un profil de forte dessalure

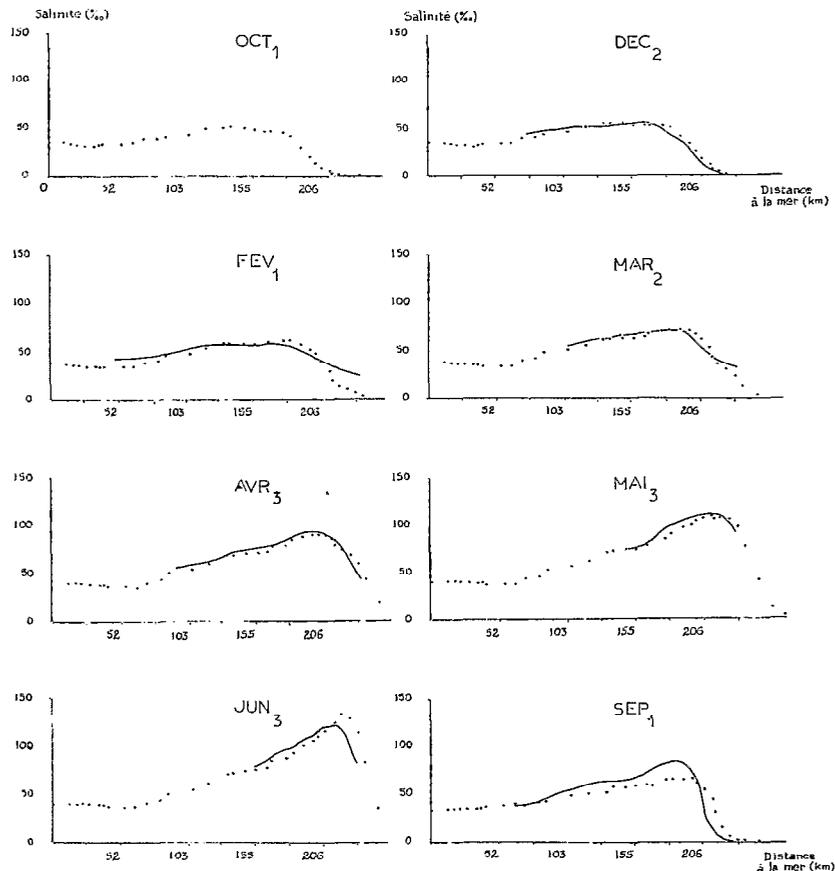


FIG. 11. — Comparaison des profils mesurés lors de différentes campagnes (trait continu) et des profils simulés (points) pour les dates correspondantes. Les chiffres en indice donnent la décennie. *Salinity profiles in 1984-85: comparison between field data (continuous line) and simulated points for different months. The index figures give the decade of the month*

proche du profil observé; « l'hystérésis » semble faible. Ceci permet d'espérer procéder à une simulation sur plusieurs cycles annuels sans trop de déformation.

2.2.2. PRINCIPES DE BASE ET HYPOTHÈSES

Le modèle en boîte (« box model ») est simpliste dans son principe. Il a cependant le gros avantage de ne faire appel à aucune théorie d'hydrodynamique, donc de ne pas définir de conditions aux limites ou d'estimer des paramètres de circulation (OFFICER, 1980). Nous avons pourtant dû faire plusieurs hypothèses simplificatrices, que nous devons examiner :

Mélange parfait. L'hypothèse est classique en analyse compartimentale (ATKINS, 1973). Dans notre cas, en saison sèche, l'ensemble du fleuve nous a paru homogène verticalement, pour la salinité du moins;

nous serions dans le cas des « well-mixed estuaries » (HANSEN & RATTRAY, 1966). Les fortes variations verticales de salinité observées en saison des pluies (fig. 2), par leur structure hydrologique même autant que par nos observations non chiffrées du terrain, nous ont semblé fugaces; en outre, elles ne modifient pas réellement la classification de l'estuaire. Les forts courants de marée, parcourant un chenal de topographie irrégulière, assurent un brassage intense au moins jusqu'à la st. 18 où la turbidité minérale est encore prépondérante (PAGÈS *et al.*, 1986). Tout en amont, la présence de gradients horizontaux (longitudinaux) marqués montre que les mélanges sont moins rapides.

Absence d'effet de la marée. Le pas temporel de la simulation nous a permis de ne pas tenir compte de la marée. Les mesures de courant sur le fleuve (MILLET *et al.*, 1986) montrent que le mouvement

résultant d'une masse d'eau sur un cycle de marée est négligeable; à ce point de vue, notre approximation est fondée. Les variations de niveau liées à la marée sont plus gênantes; cependant, nous avons observé que la plupart des bancs et hauts-fonds ne découvrent pas, à marée basse, aux marées moyennes. Le milieu de mangrove (en aval de Ziguinchor surtout) est beaucoup trop mal connu pour que nous puissions tenter d'en tenir compte.

Niveau constant. Outre les variations de la marée semi-diurne (« gommées » par le pas temporel adopté), nous avons dû négliger la variation annuelle liée à la crue. En 1982, à la st. 37, le niveau entre juin et novembre était de quelque 25 cm plus haut que fin mai (bien que le module moyen annuel ait été très faible [$0,39 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$], la crue avait été précoce). Vu le très faible relief de la région, une telle variation de niveau devrait entraîner une forte variation de la largeur en eau. Les conséquences, à la fois sur l'évaporation, les échanges de sel et d'eau, le bilan thermique et la propagation de la crue (sous l'angle purement hydrostatique) sont difficilement modélisables. Les variations dues à la marée annuelle n'ont pas été considérées.

Ruissellement. Nos observations de terrain (non quantifiées) nous montrent que la largeur des berges qui collectent la pluie vers le fleuve est assez réduite (quelques dizaines de mètres au plus). Le coefficient d'écoulement pour l'ensemble du bassin versant est de 2 à 5 % (SOMIVAC). Nous pouvons donc considérer que le ruissellement d'eau douce, à partir des berges, est négligeable pour la majeure partie du cours.

Échanges latéraux. Nous avons admis que les nappes phréatiques, dans les berges, n'avaient pas d'échanges avec le fleuve. Des études sur de petits « bolons » ont montré, au contraire, que des échanges de sel et d'eau alternatifs ont lieu (du bolon vers la nappe en saison sèche) (BOIVIN *et al.*, 1986; LEBRUSQ, *comm. pers.*). Cependant, la quantification de ces échanges semble fort ardue, sauf dans des cas très particuliers, en amont d'un barrage « anti-sel » par exemple (BARRY et POSNER, 1986). Nous avons donc admis, en première approximation, que l'effet des échanges avec les berges était négligeable sur le cours principal du fleuve. On remarquera à ce propos que nous avons systématiquement négligé les diverticules, bolons (dont celui de Soungrougrou) et la mangrove; il ne s'agit pas là d'un choix délibéré, mais à la fois d'une simplification nécessaire au stade actuel et d'une acceptation de la rareté des données. Toutefois, l'ensemble des apports latéraux (ruissellement et apport des nappes) a été partiellement pris en compte par une surestimation de l'apport direct par les pluies (§ 1.2.3.).

Vent. Nous n'avons pas tenu compte de l'effet du vent. Bien que sa vitesse soit généralement faible ($1,5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ en moyenne) et diminuant encore vers l'intérieur des terres, le vent est surtout de secteur ouest pendant la saison sèche. Il faudrait estimer quel est le mouvement résultant sur les portions du fleuve orientées d'est en ouest : empilement (« piling-up ») vers la st. 25? refoulement de la st. 30 vers la st. 37?

2.2.3. SENSIBILITÉ DU MODÈLE ET DONNÉES NUMÉRIQUES DE DÉPART

Comme dans toute simulation numérique, certaines des données de départ étaient indiscutables; d'autres ont été mesurées ou calculées; d'autres enfin ont été déterminées par essais successifs.

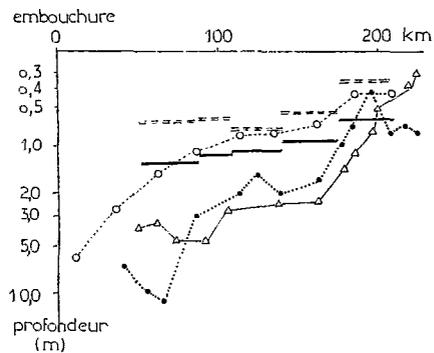


FIG. 12. — Profondeurs moyennes du cours principal du fleuve, déterminées par différentes voies : d'après nos sondages (●), d'après le taux d'augmentation de la salinité (Δ), d'après la vitesse de l'onde de marée (○), en reprenant les chiffres de BRUNET-MORET (1970) pour les eaux libres seules (—) et en incluant les « marécages » (===). *Average water depth along the river, as determined by various means: from our soundings (●), from the rate of salinity increase (Δ), from the velocity of the tidal wave (○), and from the figures given in BRUNET-MORET (1970) for open waters (—), and for open waters and marshes (===)*

Morphologie et bathymétrie. Nous avons vu que les profondeurs, déterminées de différentes façons, présentent une forte incertitude (fig. 12). Or le modèle est très sensible à ce facteur, surtout pour les valeurs faibles. Ceci est logique, puisque c'est en fait le rapport $((P-E)/z)$ qui agit sur la salinité (§ 1.3.2). Une variation de 25 % sur les profondeurs d'amont, déterminées par essais successifs, amène à des salinités non conformes à la réalité. Cette incertitude dans les mesures de bathymétrie est probablement en partie responsable des divergences constatées entre les valeurs de salinités calculées et mesurées, dans les stations les plus en amont.

Il serait impératif, pour la mise au point d'un modèle plus élaboré, de disposer de mesures fiables de bathymétrie, malgré les problèmes posés par les hauts fonds et la mangrove.

Évaporation. La valeur de l'évaporation joue relativement peu sur la salinité de la partie médiane du fleuve, mais le modèle y est très sensible dans l'extrême amont (voir ci-dessus). L'évaporation réelle sur une surface d'eau libre est généralement bien estimée par l'E.T.P. (évapo-transpiration) calculée (RIOU, 1980; ROCHE, 1980). Sous le climat considéré, une bonne approximation est obtenue par 65 % de l'évaporation mesurée sur bac (GAC et COGELS, 1982). Afin de tenir compte à la fois des micro-climats possibles et de la diminution de l'évaporation aux fortes salinités, nous avons décidé arbitrairement de multiplier l'évaporation mesurée (et interpolée entre Ziguinchor et Kolda) par 0,6.

Nous avons dû également négliger le rôle des berges (cf. § 2.2.2, *échanges latéraux*) dont les portions humides par capillarité (« zones inondées », tannes, etc.) jouent sans doute un grand rôle.

Pluie. De même que l'évaporation, la pluie a surtout une forte influence sur la portion amont. La « dessalure » ne peut être obtenue que par un excédent (pluie sur évaporation) de l'ordre de 200 mm par mois. La suppression de cet apport direct amène des salinités résiduelles, en fin de saison des pluies, incompatibles avec la réalité.

Nous n'avons pas, là non plus, considéré l'effet des zones inondées. Ce problème de bathymétrie au sens large se retrouve donc en bien des points de notre modèle.

Crue. De façon surprenante, le fait de diviser par 10 ou 100 les chiffres publiés du débit à Kolda n'a pas d'effet marquant sur l'évolution temporelle ou quantitative du modèle. Ce n'est que pour des débits supérieurs à la réalité que nous « dessalons » le fleuve de façon nette. Un calcul rapide montre que le volume écoulé à Kolda (50.10^6 m^3) est plus faible que le volume apporté directement par la pluie sur les surfaces en eau (400.10^6 m^3). Ceci est aussi en relation avec le très faible coefficient d'écoulement (SOMIVAC), spécialement dans la phase actuelle relativement sèche. Il est probable que les conditions étaient fort différentes (même qualitativement) en phase « humide » antérieure (RODIER, 1982; NEMEC, 1983).

Effet du sédiment. Des essais successifs nous ont fait fixer l'« épaisseur équivalente » du sédiment aux valeurs mentionnées (§ 1.2.3). Une augmentation ou une diminution de plus de 25 % de ces valeurs ne permet plus d'obtenir un fonctionnement correct du système.

Il est actuellement prématuré de comparer ces

chiffres aux résultats de mesures. Le seul essai réalisé jusqu'ici montre cependant l'existence effective d'un compartiment d'eau interstitielle qui peut échanger du sel (dans les deux sens) avec l'eau du fleuve. Il faudra préciser à la fois le volume de ce compartiment et les taux d'échange.

2.2.4. MOUVEMENTS DES EAUX ET « BOUCHON SALIN »

Mouvements

Nous avons dû, à plusieurs étapes de la discussion, admettre l'existence d'un mouvement général des eaux, le plus souvent vers l'amont au cours de la saison sèche. Ce déplacement général ressort également du traitement analytique (§ 1.3.2). Les déplacements calculés étaient de l'ordre de $0,5 \text{ cm.s}^{-1}$. Dans notre simulation, en repérant une masse d'eau (choisie arbitrairement au niveau du maximum de salinité mesuré en octobre 1984), nous obtenons un déplacement vers l'amont de $0,15 \text{ cm.s}^{-1}$ environ. De telles vitesses sont difficilement mesurables dans la réalité, restant masquées, de plus, par des courants de marée de $1 \text{ à } 0,1 \text{ m.s}^{-1}$ (BRUNET-MORET, 1970, in PAGÈS *et al.*, 1987).

Ces calculs reposent sur l'hypothèse implicite d'un déplacement en bloc, et d'une bonne homogénéité verticale. Cette hypothèse est explicite dans notre simulation, et s'appuie sur les très faibles différences verticales de salinité et de température observées (§ 2.1). Cependant, WOLANSKI (1986) a montré que, dans des conditions assez semblables, une circulation à deux couches peut exister, avec une convergence (au sens océanographique) au niveau du maximum. Deux arguments s'opposent dans notre cas à un tel modèle :

— Une application numérique des équations (7) et (10) de WOLANSKI, en fixant la position du pic à la st. 33, aboutit à des impasses (« Q_2 » négatif, et « Q_3 » à peu près égal à la perte par évaporation sur l'ensemble du fleuve).

— La profondeur relativement faible (même dans le chenal) et les courants de marée rendent peu probable une circulation axiale en deux couches sur de grandes distances, dans un chenal suffisamment irrégulier pour que des mélanges latéraux se produisent (DYER, 1979).

Au contraire, l'hypsométrie est telle que nous pouvons supposer une circulation transversale à petite échelle, en deux temps :

— pendant la journée, les hauts fonds sont le siège d'un échauffement, et d'une évaporation intense;

— pendant la nuit, le refroidissement rapide, en surface et sur les hauts-fonds, crée une masse d'eau

dense, qui repart vers le fond du chenal et reste, durant la journée, plus froide et plus salée.

Nous n'avons pour l'instant aucune preuve formelle d'une telle circulation transversale.

Rôle et conséquence du bouchon salin

Dans notre simulation, la position initiale (au temps zéro, de dessalure maximum) du pic de salinité correspond au pic mesuré en octobre 1984. Nous avons déjà signalé que la masse d'eau ainsi repérée se déplace ensuite vers l'amont, mais que l'augmentation de salinité est plus rapide en amont de la masse d'eau elle-même, aboutissant à la formation d'un nouveau pic de salinité, distinct de l'ancien. Cette eau du pic initial, choisie d'une façon *a priori* arbitraire, semble délimiter deux domaines, et se comporterait comme un piston libre (nous retrouvons le « salinity plug » de WOLANSKI), aspiré passivement par la diminution de volume liée à l'évaporation en amont. D'après les chiffres de pluie, d'évaporation et de débit du fleuve, le volume en amont du « piston » pourrait rester isolé toute l'année. En aval du « piston », la diffusion turbulente permettrait un lent renouvellement des eaux en saison sèche à partir de la mer; en saison des pluies, une partie de ces eaux d'aval aboutit en mer (GNING, *comm. pers.*).

Le maximum de chlorophylle est situé en amont du pic de salinité, dans la zone de gradient négatif. Une accumulation passive est peu plausible, car la photosynthèse est toujours assez active (PAGÈS *et al.*, 1986). Les eaux d'extrême amont sont riches en matière organique; c'est à ce niveau que pourrait jouer une concentration passive, l'activité bactérienne (de l'eau et du sédiment) réalisant un apport continu de sels nutritifs. La salinité croissante, éliminant la compétition, pourrait parachever la mise en place d'un système climacique avec population monospécifique. En juin 1986, des salinités record de 175 ‰ ont permis la prolifération d'une microalgue

qui était probablement *Dunaliella salina* d'après les concentrations intracellulaires de carotène.

3. CONCLUSION

La Casamance actuelle (1984-1986), en période de sécheresse, présente un profil de salinité convexe, avec bouchon salin. Notre modèle est une première approximation. Il nous a permis de cerner les points importants d'après l'analyse de sensibilité et de discerner diverses sources d'erreur.

Cependant, même dans cette phase préliminaire, un tel « box-model » (OFFICER, 1980) se révèle efficace. L'évolution saisonnière simulée coïncide bien avec les données de terrain, tant pour la sursalure progressive de saison sèche que, surtout, pour le retour aux conditions dessalées de départ, en fin d'hivernage. Un perfectionnement qualitatif, mais surtout quantitatif, du modèle devrait nous permettre une simulation pluri-annuelle. Une fois testé pour le passé récent, notre modèle devrait permettre de prédire l'évolution future à partir de différents scénarios concernant la pluie.

La portion hyper-haline (plus de 70 ‰ selon la classification de POR [1972]) ne représente encore qu'une fraction relativement faible du fleuve (15 ‰ de la surface, 10 ‰ du volume environ). D'un point de vue strictement utilitaire et à bref délai, l'importance du phénomène sur la production halieutique est faible, sinon négligeable. Cependant, et toujours dans une optique utilitariste, l'existence même de cette portion d'amont sursalée prouve une évolution — une péjoration — des conditions hydrologiques, et mériterait donc une certaine attention. Il est certain que, d'un point de vue scientifique, un tel milieu, dominé par les phénomènes évaporatoires naturels, et qui semble en pleine évolution, mérite des études plus poussées.

Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction le 4 mars 1987

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ATKINS (G. L.), 1973. — Modèles à compartiments multiples pour les systèmes biologiques. Gauthiers-Villars, Paris, 181 p.
- BARRY (B.) et POSNER (J. L.), 1986. — Suivi hydroagricole du barrage anti-sel de Guidel. In : L'estuaire de la Casamance : environnement, pêche, socio-économie. Actes Semin. Ziguinchor, 19-24 juin 1986 : sous presse.
- BOIVIN (P.), LOYER (J. Y.), MOUGENOT (B.) et ZANTE (P.), 1986. — Sécheresse et évolution des sédiments fluvio-marins au Sénégal. In : Changements globaux en Afrique. INQUA/ASEQUA, Dakar, 21-28 avril 1986. *Trav. Doc. ORSTOM*, 197 : 43-48.
- BRUNET-MORET (Y.), 1970. — Études hydrologiques en Casamance : Rapport définitif. *ORSTOM, Serv. Hydrol.*, 52 p.
- BUTLER (G. P.), 1969. — Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines : the Sabkha, Trucial Coast, Arabian Gulf. *J. Sed. Petrol.*, 39 : 70-81.
- DEBENAY (J.-P.), 1984. — Distribution écologique de la microfaune benthique dans un milieu hyperhalin : les Foraminifères du fleuve Casamance (Sénégal). *Doc. sci. Centre Rech. océanogr. Dakar-Thiaroye*, 95, 16 p.
- DEFFEYES (K. S.), LUCIA (F. J.) et 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 : 287-304.
- 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 : 377-394.
- DYER (K. R.), 1979. — Estuaries and estuarine sedimentation. In : Estuarine hydrography and sedimentation. K. R. Dyer (ed.), Cambridge Univ. Press : 1-18.
- EVANS (A.), MURRAY (J. W.), BIGGS (H. E. J.), BATE (R.) et 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 : 233-277.
- GAC (J.-Y.) et COGELS (F.-X.), 1982. — Le lac de Guiers, bilans hydriques. Évaporation d'une nappe d'eau libre en zone sahélienne. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 12 (2) : 21-43.
- GUELORGET (O.) et PERTHUISOT (J.-P.), 1983. — Le domaine paralique. Expressions géologiques, biologiques et économiques du confinement. *Trav. Lab. Géol. (École Normale Supérieure, Paris)*, 16, 136 p.
- HANSEN (D. V.) et RATTRAY (M., Jr.), 1966. — New dimensions in estuary classification. *Limnol. Oceanogr.*, 11 : 319-326.
- HEDGPETH (J. W.), 1967. — Ecological aspects of the Laguna Madre, a hypersaline estuary. In : Estuaries : Ecology and populations. Ed. by G. H. Lauff. *Am. Assoc. Adv. Sci. Publ.* n° 83 : 407-419.
- HODGKIN (E. P.) et LENANTON (R. C.), 1981. — Estuaries and coastal lagoons of southwestern Australia. In : Estuaries and Nutrients. B. J. Neilson and L. E. Cronin (eds.), publ. by Humana Press (Clifton, N.J.) : 309-322.
- Hsü (K. J.) et 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.
- JOHANNES (R. E.) et HEARN (C. J.), 1985. — The effect of submarine groundwater discharge on nutrient and salinity regimes in a coastal lagoon of Perth, Western Australia. *Est. coast. Shelf Sci.*, 21 : 789-800.
- KERAMBRUN (P.), 1986. — Les lagunes côtières de la Méditerranée du Sud (Algérie, Égypte, Libye, Maroc, Tunisie) : Description et bibliographie. *Rapp. Unesco Sci. Mer*, 34 : 184 p.
- KRUMGALZ (B. S.), HORNUNG (H.) et 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.
- LE RESTE (L.), 1980. — The relation of rainfall to the production of the penaeid shrimp *Penaeus duorarum* in the Casamance estuary (Sénégal). In : Proc. 5 th. internat. Symp. trop. Ecol., 16-21 apr. 1979, Kuala-Lumpur. J. T. Furtado (ed.), Internat. Soc. trop. Ecol. : 1169-1173.
- MARIUS (C.), 1985. — Mangroves du Sénégal et de la Gambie. *Trav. Doc. ORSTOM*, Paris, n° 193, 357 p.
- MILLET (B.), OLIVRY (J.-C.) et LETROQUER (Y.), 1986. — Étude du fonctionnement hydrologique de la Casamance maritime. In : L'estuaire de la Casamance : environnement, pêche, socio-économie. Actes Sémin. Ziguinchor, 19-24 juin 1986 : sous presse.

- MORRIS (R. C.) et DICKEY (P. A.), 1957. — Modern evaporite deposition in Peru. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 41 : 2467-2474.
- NĚMEC (J.), 1983. — The concept of runoff in the global water budget. In : Variations in the global water budget. A. Street-Perrott, M. Beran and R. Ratcliffe (eds.), D. Reidel Publ. Co. (Dordrecht) : 479-488.
- OFFICER (C. B.), 1980. — Box models revisited. In : Estuarine and wetland processes. P. Hamilton and K. B. Macdonald (eds.), Plenum Press : 65-114.
- ORSTOM (Dakar) : Annuaire hydrologique.
- PAGES (J.), DEBENAY (J.-P.) et LEBRUSQ (J.-Y.), 1987. — L'environnement estuarien de la Casamance. *Rev. Hydrobiol. trop.* 20 (3-4) : 191-202.
- PATTERSON (R. J.) et KINSMAN (D. J. J.), 1977. — Marine and continental groundwater sources in a Persian Gulf coastal sabkha. *Am. Assoc. Pet. Geol. Stud. Geol.*, 4 : 381-397.
- PHLEGER (F. B.), 1969. — A modern evaporite deposit in Mexico. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 53 : 824-829.
- PHLEGER (F. B.) et EWING (G. C.), 1962. — Sedimentology and oceanography of coastal lagoons in Baja California, Mexico. *Bull. geol. Soc. Am.*, 73 : 145-182.
- POR (F. D.). — Hydrobiological notes on the high salinity waters of the Sinai peninsula. *Mar. Biol.*, 14 : 11-119.
- RIOU (C.), 1975. — La détermination pratique de l'évaporation. Application à l'Afrique Centrale. *Mém. ORSTOM (Dakar)*, 80, 236 p.
- ROCHE (M. A.), 1980. — Traçage naturel salin et isotopique du système hydrologique du lac Tchad. *Trav. Doc. ORSTOM, Paris*, 117, 383 p.
- RODIER (J. A.), 1982. — Évaluation of annual runoff in tropical african Sahel. *Trav. Doc. ORSTOM, Paris*, 145, 211 p.
- SAOS (J.-L.), 1982. — Mesures hydrologiques dans le Saloum. In : Atelier d'étude des mangroves et de l'estuaire du Saloum, Sénégal : Rapport final. Dakar, déc. 1982. UNESCO/EPFEEC : 11-21.
- SOMIVAG (non daté). — Plan directeur du développement rural pour la Casamance. Avant-projet. II : Climatologie, hydrologie, infrastructure, 322 p.
- WOLANSKI (E.), 1986. — An evaporation-driven salinity maximum zone in australian tropical estuaries. *Est. coast. Shelf Sci.*, 22 : 415-424.