

Hydrologie/Hydrology

## Évolution du haut estuaire de la Casamance (Sénégal) : vers un système évaporatoire marin. Données isotopiques sur les eaux libres

Claude JUSSEMAND, Jean PAGES et Jean-Pierre DEBENAY

**Résumé** — La partie amont de l'estuaire de la Casamance constitue un système paralytique unique par sa dimension et original par son comportement. L'évaporation entraîne l'invasion par des eaux marines, la sursalure et de forts enrichissements isotopiques en  $^{18}\text{O}$  et en deutérium.

### Evolution of the upper part of the estuary of the Casamance River (Senegal): toward a peculiar evaporatory marine system. Isotopic data of waters

**Abstract** — The upper part of the Casamance estuary represents a peculiar paralytic system, because of its size and behavior. Evaporation of the run off water is compensated by an invasion of sea water, an increased salinity and significant isotopic enrichment of  $^2\text{H}$  and  $^{18}\text{O}$ .

**Abridged English Version** — The upper part of the estuary of the Casamance River (Senegal): toward a peculiar evaporatory marine system. Isotopic data of waters.

In the Sahelian zone of West Africa, the rain deficit since 1969-1970 [1] induced a particular behavior of the river flood regime. For small and flat drainage basins located in a same climatic zone, such as the Casamance River (South Senegal) (Fig. 1), the natural regime is a hydrological equilibrium between sea water invasion brought by tides and either a seasonal input due to precipitation and run-off or a continuous input due to groundwater migration of water. For more than ten years, however, a new hydrological regime has occurred, governed only by sea water invasion and evaporation of water bodies. Because isotopic species are reliable tracers of evaporation process, there are used here both with salinity values to elucidate the global evaporation process.

Isotopic composition ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) and salinity were measured during two sampling periods, november 85 and june 86 respectively, which represent the beginning and the end of the dry season.

The diagrams [salinity and isotopic composition] vs [sampling distance from the open sea] show an increase of salinity between point 30 to point 39 during the dry season and an increase of the  $\delta^{18}\text{O}$  between point 30 to point 36 (Fig. 2). A displacement of maxima of salinity and isotopic enrichment toward the upper part of the river also noticeable.

On the diagram of  $\delta^{18}\text{O}$  vs salinity and  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $[\text{Cl}^-]$  content (Fig. 3), the data for november are distributed near the oceanic water pole (points 14 and 15) or in a sampling zone of moderated dilution (points 21-25-30-34) of evaporated waters generated during the previous dry season, by rain and/or by run-off waters from the rainy season. Point 39 in the upper part of the estuary is obviously the most diluted. The data from june 1986 are distributed following a logarithmic law [11] (Fig. 3):  $\delta^{18}\text{O} = 4.68 \ln S - 15.10$  ( $n=7$ ,  $r=0.971$ ) and  $\delta^{18}\text{O} = 7.12 \log [\text{Cl}^-] - 24.71$  ( $n=7$ ,  $r=0.92$ ).

In the  $^2\text{H}-^{18}\text{O}$  diagram (Fig. 4), the data suggest that the majority of the input waters are of oceanic origin. The mean ratio of the molar concentration of  $\text{Na}^+$  and  $\text{K}^+$  on  $\text{Cl}^-$ , considered as a conservative element, of the estuary waters are  $0.78 \pm 0.02$  and  $0.014 \pm 0.001$

Note présentée par Jean AUBOUIN.

0249-6313/89/03091001 \$ 2.00 © Académie des Sciences

ORSTOM Fonds Documentaire

N° : 31212, ex 1

Cote : B

Série II - 67

7 JANV. 1991

P23

respectively. The ocean maintains a constant level in the estuary. The input ocean waters which travel inland, are submitted to evaporation during the dry season. This evaporation is cumulative when the distance of the open ocean increased ( $\cong 220$  km at point 39). The maximum in both salinity and isotopic composition is measured at the inland stations. If we take in account the same origin of input waters from the ocean the data for the waters of june 1986 plot along an evaporating line with following equation:  $\delta^2\text{H} = 3.03 \delta^{18}\text{O} + 4.06$  (with  $n=7$  and  $r=0.948$ ), with a slope characteristic of evaporation of water under natural conditions [7] and similar to other relations found in the literature for such climates [15].

The water loss by evaporation is continuously compensated by sea water invasion. Because of a "piston flow" process, which governed the movement of water masses, each elementary defined portion of water behaves as an isolated basin with reduced volume in time. At a given time the spatial distribution of  $[\text{Cl}^-]$  and  $^{18}\text{O}$  content along the estuary thus reflects the temporal evolution of an elementary water body with reduced volume originating from station 13. In other words, in june 86 the instantaneous picture of chloride content and isotopic composition of water bodies in the space along the estuary was equivalent to a temporal isotopic evolution of a unique well mixed basin with reduced volume due to evaporation. A similar approach has been used by other authors in different hydrological situations ([7], [16]).

CONCLUSION. — The rain deficit in the Sahel region involves, in the upper part of the Casamance River estuary, an invasion by sea water. This hyperhaline paralic system appears as a rather peculiar natural laboratory by its size ( $\cong 250$  km), its high salinities ( $\cong 160 \text{ g.l}^{-1}$ ) and its isotopic behavior. A similar approach with only the use of the geochemistry of dissolved and deposit salts have been made in Peru, in the estuary of Bocana de Virrilà, but on reduced distances [17].

---

La sécheresse que connaît la zone sahélienne depuis 1969-1970 [1] a une influence notable sur les débits des rivières et des fleuves qui possèdent un bassin versant relativement petit et entièrement situé dans la seule zone climatique à déficit pluviométrique accentué et qui présentent de très faibles pentes dans leur partie aval. Tel est le cas du bassin versant de la Casamance ( $\cong 14\,000 \text{ km}^2$ ) et de son estuaire. Dans ce cas, à l'équilibre hydrique entre les eaux marines transportées par les marées et les eaux douces apportées par ruissellement pendant la saison des pluies, ou toute l'année par les nappes aquifères, s'est progressivement substitué un régime dominé par l'invasion généralisée d'eaux marines sursalées par évaporation, qui maintiennent un niveau constant.

Cette évolution générale progressive est modulée par des cycles saisonniers avec une phase d'accélération des phénomènes évaporatoires pendant la saison sèche suivie par un retour partiel vers un régime estuarien dans sa partie amont, pendant la saison des pluies.

L'environnement estuarien de la Casamance a été décrit par ailleurs (climat, hydrographie [2], pédologie [3]), et les variations récentes, spatio-temporelles de la salinité des eaux ont déjà fait l'objet d'études détaillées [4]. La Casamance et ses affluents ou bolongs se comportent comme un système paralique [5] avec une microfaune aquatique indiquant un fort confinement [6].

En raison des différences de pression de vapeur des variétés isotopiques de l'eau contenant  $^2\text{H}$  et/ou  $^{18}\text{O}$  par rapport à la variété la plus abondante  $^1\text{H}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$ , les

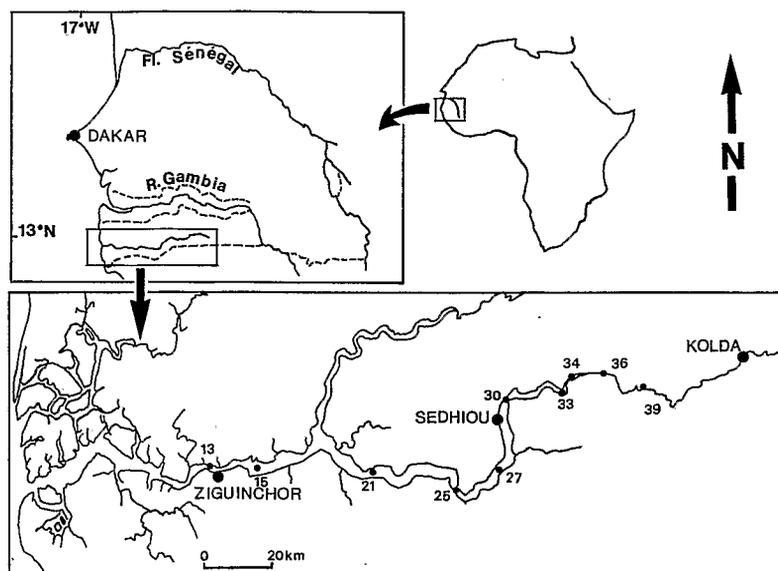


Fig. 1. — Zone étudiée. Localisation des prélèvements.

Fig. 1. — Situation location of the studied area. Water sampling stations.

isotopes stables de l'eau sont des outils intéressants pour l'étude des phénomènes évaporatoires [7]. Nous présentons ici des données isotopiques ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) obtenues sur les eaux libres du fleuve au cours de deux campagnes réalisées dans la partie amont de l'estuaire casamançais.

I. PRÉSENTATION DU CADRE DE L'ÉTUDE ET DU MATÉRIEL. — Sur la figure 1 sont donnés le cadre de l'étude et la localisation des points de prélèvement.

Des échantillons d'eau ont été recueillis dans la partie axiale du fleuve au cours de deux campagnes (après la saison des pluies : novembre 1985, et en fin de saison sèche : juin 1986). La salinité de l'eau a été mesurée *in situ* au réfractomètre. Au laboratoire, les éléments chimiques majeurs ont été dosés par les méthodes classiques. La préparation en vue des analyses isotopiques se fait de façon habituelle ([8], [9]). Les résultats exprimés en parts pour mille ou  $\delta$  par rapport à l'étalon international V-SMOW n'ont pas fait l'objet de corrections pour l'effet de l'activité des ions en solution puisqu'ils ont été obtenus sur des eaux à faciès chloruré-sodique dominant [10]. Les erreurs analytiques sont de 0,2 ‰ pour  $^{18}\text{O}$  et de 1 ‰ pour  $^2\text{H}$  et la salinité est donnée à  $\pm 2$  ‰.

II. RÉSULTATS ET COMMENTAIRES. — (A) La salinité des eaux (S) et leur teneur en  $^{18}\text{O}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) augmentent quand on s'éloigne de la mer (fig. 2). Ces deux facteurs croissent aussi dans le temps entre le début (novembre 85) et la fin de la saison sèche (juin 86); on note également un déplacement vers l'amont du maximum de salinité de la station 30 à la station 39. Le suivi mensuel pendant plusieurs années du déplacement de ce maximum de salinité vers l'amont en saison sèche a été largement démontré par ailleurs [4]. Un enrichissement isotopique en  $^{18}\text{O}$  est moins net, le maximum à la fin de la saison sèche se situant à la station 36.

(B) Éléments chimiques. En juin 86, les teneurs en chlorures ont augmenté parallèlement à la salinité, de la station 13 ( $53 \text{ g.l}^{-1}$ ) à la station 39 ( $125 \text{ g.l}^{-1}$ ). Les rapports des concentrations molaires moyennes des ions  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$  par rapport à  $\text{Cl}^-$ , considéré comme élément conservé, sont respectivement de  $0,78 \pm 0,02$  et  $0,014 \pm 0,001$ .

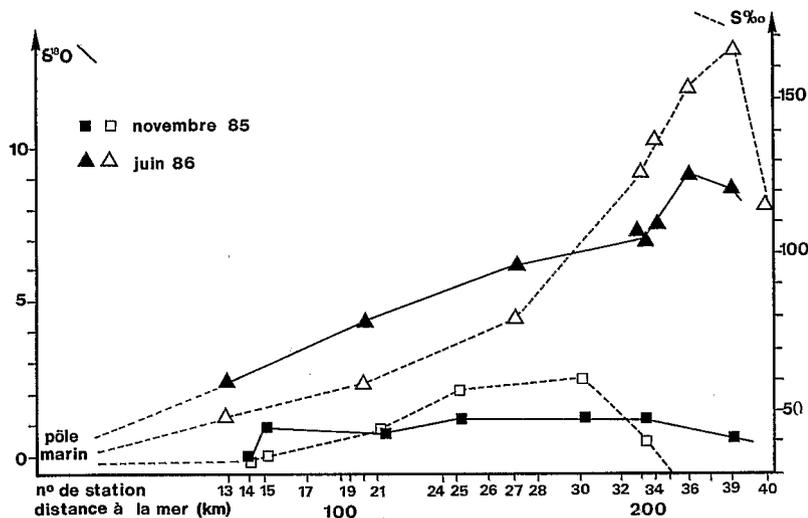


Fig. 2. — Salinité (symbole vide) et teneur en  $^{18}\text{O}$  (symbole plein) des eaux prélevées au cours des deux périodes; les numéros correspondent aux stations.

Fig. 2. — Salinity (open symbol) and  $^{18}\text{O}$  content (filled symbol) for waters during the two sampling periods; numbers refer to the sampling station.

(C) On constate également pour la relation entre  $\text{S}^0_{/00}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  (fig. 3) en novembre 85 que, si l'on excepte la station amont 39 où l'eau semble fortement diluée par les eaux de ruissellement après la saison pluvieuse, les eaux des autres stations se regroupent dans un domaine marin (points 14 et 15) ou relativement enrichi en sels et en isotopes lourds pour les points 21, 25, 30 et 33. Ces valeurs résultent de la dilution des eaux évaporées pendant la saison sèche précédente, et donc fortement enrichies en isotopes lourds, par des eaux marines du bas estuaire et par des eaux de pluies directes et ruisselées.

Pour juin 86, les compositions isotopiques en  $^{18}\text{O}$  en fonction des salinités ou des teneurs en chlorures peuvent être représentées [11] par les équations :  $\delta^{18}\text{O} = 4,68 \ln \text{S} - 15,10$  ( $n=7$ ,  $r=0,971$ ) et  $\delta^{18}\text{O} = 7,12 \log \text{Cl}^- - 24,71$  ( $n=7$ ,  $r=0,92$ ).

(D) Les compositions isotopiques de l'hydrogène et de l'oxygène des eaux prélevées d'aval en amont au cours de deux journées sont présentées sur la figure 4.

(1) Les résultats des eaux prélevées en novembre 85 restent étroitement groupés au voisinage du domaine marin et sont le reflet d'une dilution plus ou moins prononcée des eaux évaporées lors de la saison sèche précédente, par des eaux continentales (pluie, apports fluviaux de l'amont) et par des eaux marines (dans la portion aval). Les eaux de la station 39, la plus amont de l'étude, ont des teneurs isotopiques voisines de celles du domaine marin, cependant du fait de leur faible salinité ( $\text{S} = 3^0_{/00}$ ) elles sont interprétées comme le résultat d'une dilution poussée d'eaux fortement évaporées, par les eaux de ruissellement, lors de la saison pluvieuse. Les valeurs isotopiques relativement négatives des eaux des stations 14 et 30 peuvent être expliquées par des apports latéraux locaux d'eaux des mangroves et des roselières particulièrement abondantes en bordure du fleuve au niveau de ces deux stations.

(2) En juin 86 les points représentent des valeurs plus ou moins enrichies en isotopes lourds. Les maximums observés,  $+30^0_{/00}$  en  $^2\text{H}$  et  $+9^0_{/00}$  en  $^{18}\text{O}$ , reflètent un enrichissement isotopique limité par l'échange isotopique avec la vapeur d'eau atmosphérique

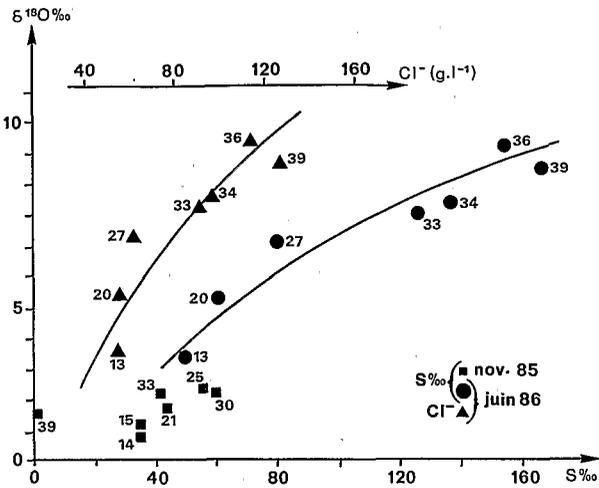


Fig. 3

Fig. 3. — Diagramme  $\delta^{18}\text{O}$ -salinité pour les eaux prélevées au cours des deux périodes et diagramme  $\delta^{18}\text{O}$ - $[\text{Cl}^-]$  pour juin 86.

Fig. 3. —  $\delta^{18}\text{O}$ -salinity diagram for the two sampling periods waters and  $^{18}\text{O}$ - $\delta[\text{Cl}^-]$  relationship for the June 86 samples.

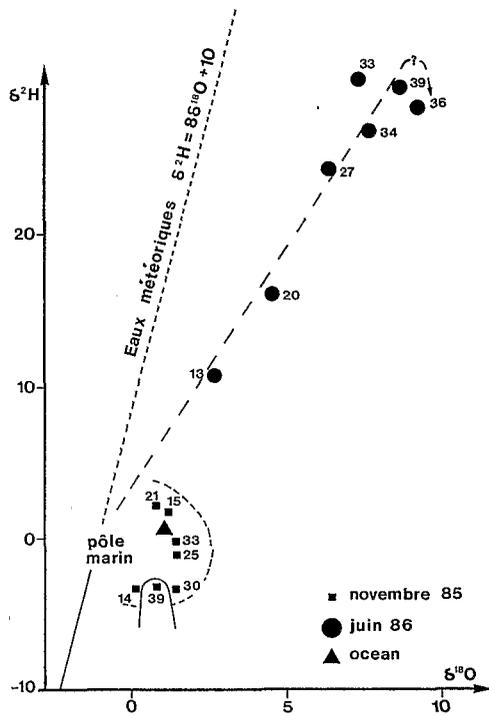


Fig. 4

Fig. 4. — Diagramme  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ .

Fig. 4. —  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  relationship.

ambiante et par l'activité de l'eau des saumures ([12], [13]). Une relation linéaire est observée entre les sept points prélevés dans l'espace aval-amont de l'estuaire :  $\delta^2\text{H} = 3,03 \delta^{18}\text{O} + 4,06$  ( $n=7$ ,  $r=0,948$ ); cette relation reste dans l'ordre de grandeur des variations en  $^2\text{H}$  et  $^{18}\text{O}$  d'eaux libres subissant une évaporation dans des conditions climatiques moyennes semblables en Afrique de l'Ouest ([14], [15]).

DISCUSSION. — (1) Les pertes d'eau par évaporation sont continuellement résorbées par compensation hydrologique qui est essentiellement due à un transfert d'eaux marines d'aval en amont [3]. Au cours de ce transfert, une masse d'eau élémentaire se déplace, sans échanges longitudinaux, par « effet piston » et évolue ainsi de façon autonome.

(2) Relation  $\delta^{18}\text{O} = 4,68 \ln S - 15,1$  : Pendant la phase d'évaporation les valeurs des compositions isotopiques des eaux récoltées d'aval en amont évoluent, en fonction de la salinité, de façon logarithmique de la même manière qu'une eau de mer dans un bassin bien homogénéisé, à réduction de volume soumise à l'évaporation au cours du temps ([11], [12]).

La pente de cette droite fournit une estimation du facteur d'enrichissement isotopique global, sa relative faiblesse est le reflet d'un effet isotopique cinétique prononcé, comme en témoigne la pente 3 de la relation  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ . L'ordonnée à l'origine ( $S=25\text{‰}$ ) donne, pour l'ensemble de la zone étudiée, la salinité moyenne avant évaporation.

(3) En l'absence de débit notable d'eaux douces dans l'estuaire, la très grande majorité des eaux ont l'océan pour origine, ce qui maintient un niveau constant. Pour juin 86 on est en présence de masses d'eaux majoritairement issues de l'océan, comme en témoignent les valeurs moyennes du rapport des concentrations molaires  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  et  $\text{K}^+/\text{Cl}^-$ , très proches de celles d'une eau de mer idéale, mais qui ont été soumises d'aval en amont à des périodes d'évaporation cumulées de plus en plus longues. L'extrapolation de la droite d'évaporation rencontre, sur la droite des eaux météoriques, des valeurs isotopiques proches du domaine marin ( $\delta^2\text{H} = +0,44$ ;  $\delta^{18}\text{O} = -1,2$ ).

CONCLUSIONS. — Le déficit pluviométrique qui affecte le Sahel se manifeste par une invasion de masses d'eau d'origine océanique qui compense le déficit hydrologique dans la partie amont de l'estuaire casamançais. Ces masses d'eau subissent une évaporation continue, qui est visible par une relation logarithmique entre la composition isotopique et la salinité des différentes eaux; de l'aval vers l'amont l'estuaire casamançais se comporte donc comme une juxtaposition de bassins bien homogénéisés à réduction de volume.

Un tel étalement spatial instantané d'un processus d'évolution temporelle localisé a déjà été décrit dans des contextes hydrologiques différents ([7], [16]).

Le système naturel paralique ainsi formé semble être unique tant par sa longueur ( $\cong 220$  km), sa sursalure ( $S \cong 160\text{‰}$  au maximum) et son comportement isotopique. Un tel comportement salin allant même jusqu'au terme ultime de dépôt de halite, a été décrit au Pérou dans l'estuaire de la Bocana de Virrilà, mais sur des distances beaucoup plus réduites et dans des conditions hydrologiques différentes [17].

Note remise le 4 juillet 1988, acceptée après révision le 7 juillet 1989.

#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] P. HUBERT et J. P. CARBONNEL, *J. Hydrol.*, 95, 1987, p. 165-183.
- [2] J. PAGÈS et coll., *Rev. Hydrobiol. Trop.*, 20, (2-4), 1987, p. 191-202.
- [3] P. BOIVIN et coll., *Symp. Int. Dakar, Trav. Doc.*, O.R.S.T.O.M., Paris, 197, 1986, p. 43-48.
- [4] J. PAGÈS et coll., *Rev. Hydrobiol. Trop.*, 20, (2-4), 1987, p. 203-217.
- [5] O. GUELORGET et J. P. PERTHUISOT, *Trav. Lab. Géol.*, E.N.S., Paris, 16, 1983, 136 p.
- [6] J. P. DEBENAY et J. PAGÈS, *Rev. Hydrobiol. Trop.*, 20, (2-4), 1987, p. 233-256.
- [7] J. C. FONTES, *Thèse d'État*, Université Pierre-et-Marie-Curie, Paris, 1976, 208 p.
- [8] S. EPSTEIN et J. MAYEDA, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 1953, p. 213-224.
- [9] J. BIGELEISEN et coll., *Anal. Chem.*, 24, 1952, p. 1356-1357.
- [10] Z. SOFER et J. R. GAT, *Earth Pl. Sc. Let.*, 15, 1972, p. 232-238.
- [11] J. R. GAT, in *Isotopes in lake studies*, I.A.E.A., Vienne, 1979, p. 151-162.
- [12] R. GONFIANTINI, *Atti della Soc. Tosc. Sc. Nat.*, A, 72, 1965, p. 550-569.
- [13] A. JAUZEIN, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, série II, 1982, p. 663-668.
- [14] J. C. FONTES et coll., *Isot. Hydrol.*, I.A.E.A., Vienne, 1970, p. 387-404.
- [15] P. N. U. D., in *Rech. hydrogéol. en Haute-Volta*, 2, 1971, p. 5-17.
- [16] T. DINCER et coll., *Isot. Hydrol.*, I, I.A.E.A., Vienne, 1978, p. 3-26.
- [17] S. L. BRANTLEY et coll., *J. Sedim. Petrol.*, 54, 1984, p. 447-462.

C. J. : Département de Géologie dynamique,  
Université Pierre-et-Marie-Curie, 4, place Jussieu, Tour n° 26, 75252 Paris Cedex 05;

J. P. : O.R.S.T.O.M. B.P. n° 5045, 34032 Montpellier Cedex;

J.-P. D. : Laboratoire de Géologie, Université du Maine, routé de Laval, 72017 Le Mans Cedex.