

## ***Conséquences biogéochimiques de l'atténuation de stratification dans une baie eutrophe : la baie de Biétri en lagune Ébrié (Côte d'Ivoire)***

Daniel GUIRAL (1), Robert ARFI (2)  
et Jean-Pascal TORRETON (1)

### RÉSUMÉ

*L'influence de l'affaiblissement annuel du gradient de densité sur l'hydrologie et la géochimie de la baie de Biétri (lagune Ébrié, Côte d'Ivoire) a été étudiée en suivant l'évolution des caractéristiques physiques et chimiques des eaux au cours de 45 sorties réparties sur 5 mois. A chaque sortie, température, salinité, transparence, oxygène dissous, potentiel Redox et concentrations de  $N-NH_4$ ,  $N-NO_2$  et  $N-NO_3$  et  $P-PO_4$  ont été déterminés sur un profil vertical, au centre de la baie.*

*La confrontation des données recueillies lors de cette étude avec les cycles de marées et la température de surface de la mer a permis de préciser les conditions requises pour un affaiblissement maximal du gradient de densité. Elles correspondent à l'atténuation du gradient de salinité, au début de la grande saison sèche, lors de la période de forte influence marine, et à l'installation d'une remontée côtière océanique refroidissant les eaux de surface, par le jeu des marées.*

*Toutefois ce phénomène ne peut se produire qu'en période de forte activité hydrodynamique engendrée par des marées de vive-eau. L'étude a également mis en évidence l'importance des alternances morte-eau/vive-eau dans l'évolution écologique du système planctonique. Les périodes de morte-eau, correspondant à un maximum de stabilité verticale du système, autoriseraient un rendement de minéralisation élevé (maximums de  $N-NO_2$  et  $N-NO_3$  juste au-dessus de l'halocline), associé à une forte activité des producteurs primaires (maximum d'oxygène dissous). A l'inverse, les marées de vive-eau, périodes de forte instabilité, se traduisent par des activités de production primaire et de minéralisation plus faibles. Ces séquences correspondent à un renouvellement du système pélagique.*

*L'atténuation maximale du gradient de densité est suivie de la disparition rapide des fortes charges en  $N-NH_4$  et  $P-PO_4$  accumulées dans l'hypolimnion anoxique aux cours de la période de stratification. Ce phénomène est vraisemblablement dû, de par son importance, sa rapidité et sa réversibilité, à un piégeage de ces éléments sur le matériel particulaire, rendu possible par la modification du potentiel Redox du milieu.*

**MOTS-CLÉS :** Hydrologie — Eutrophie — Cycle de l'azote — Côte d'Ivoire — Afrique de l'Ouest — Lagunes côtières.

(1) Hydrobiologistes ORSTOM, Centre de recherches océanographiques, BP V18, Abidjan, Côte d'Ivoire.

(2) Océanographe, Centre d'océanologie de Marseille, Case 901, Campus de Luminy, 13288 Marseille France.

## ABSTRACT

CIRCUMSTANCES AND CONSEQUENCES OF THE WEAKENING OF THE DENSITY GRADIENT IN AN EUTROPHIC BAY :  
THE BIETRI BAY (ÉBRIÉ LAGOON, CÔTE D'IVOIRE)

The effects of the annual weakening of the density gradient on the hydrology and geochemistry of Biétri Bay (Ébrié Lagoon, Côte d'Ivoire) were studied by collecting physical and chemical parameters during 5 months (45 successive vertical profiles) at the same station in the center of the bay. Temperature, salinity, dissolved oxygen, Redox potential,  $N-NH_4$ ,  $N-NO_2$ ,  $N-NO_3$  and  $P-PO_4$  concentrations were measured.

These data together with tidal cycles and surface seawater temperature at a coastal station allowed us to determine the conditions necessary to achieve the weakening of the density gradient. These conditions are : weakening of the salinity gradient at the beginning of the main dry season, when marine influence is high, and development of a coastal marine upwelling, cooling the surface waters of the bay through the tidal action.

However, a spring tide is necessary to induce the phenomenon, by an increase of local hydrodynamism. This study has also shown the importance of spring-neap tidal cycles in the evolution of the planktonic community. Neap tides, corresponding to a maximal vertical stability, allow the best mineralization efficiency ( $N-NO_2$  and  $N-NO_3$  maximum just above the halocline), associated with high activity by primary producers (dissolved oxygen maximum). On the opposite, spring tides corresponding to high vertical instability, are characterized by lower primary productivity and mineralization activities, in relation with a change of the pelagic community.

Destratification is rapidly followed by the disappearance of the high  $P-PO_4$  and  $N-NH_4$  loads accumulated in the anoxic hypolimnion during the stratified period. This disappearance may be attributed to the adsorption of these compounds on particulate materials, favoured by a positive Redox potential in the water column.

KEY WORDS : Hydrology — Eutrophy — Nitrogen cycle — Côte d'Ivoire — West Africa — Coastal Lagoons.

La baie de Biétri est une baie eutrophe proche de la communication permanente de la lagune Ébrié (Côte d'Ivoire) avec l'océan. Ses caractéristiques hydrologiques (LEMASSON *et al.*, 1981; GUIRAL et LANUSSE, 1984; ARFI *et al.*, 1989) suivent, dans ses grandes lignes, le régime hydroclimatique de la partie estuarienne de l'ensemble lagunaire ivoirien (DURAND et CHANTRAINE, 1982). En outre, cette baie présente une zonation géographique fonction de l'éloignement de la communication avec l'océan. Dans la partie occidentale de la baie, l'eutrophisation est moins marquée, alors que les caractéristiques hydrochimiques présentent des variations saisonnières plus accentuées (MAURER, 1978; ARFI *et al.*, 1981; CAUMETTE *et al.*, 1983; GUIRAL, 1984; CARMOUZE et CAUMETTE, 1985). A mesure que l'on s'éloigne du canal de Vridi, et que le confinement devient le caractère dominant, l'enrichissement est plus important et tend à devenir permanent (ARFI *et al.*, 1989). De forts développements microalgaux y sont provoqués et entretenus par d'importants rejets domestiques et industriels (PAGÈS *et al.*, 1980) et par l'arrivée de nombreux collecteurs d'eaux pluviales riches en composés nutritifs (LEMASSON et PAGÈS, 1982). A ces potentialités liées aux apports allochtones, il faut ajouter les éléments recyclés dans la colonne d'eau et dans le sédiment. La disponibilité de ces éléments nutritifs pour le phytoplancton

dépend essentiellement de leur localisation au-dessus ou au-dessous de l'halocline saisonnière. Cette zone de fort gradient de densité sépare un épilimnion oxygéné, à salinité variable, d'un hypolimnion anoxique, en permanence plus stable et plus salé que la couche de surface. Ce fort gradient s'affaiblit considérablement une fois par an au cours de la grande saison sèche. Cette atténuation de la stratification se produit lors de la conjonction d'une augmentation de la salinité de surface (apports très réduits d'eau douce, d'origine atmosphérique et continentale, autorisant une influence marine prépondérante dans la zone estuarienne de la lagune), et d'un refroidissement temporaire de cette masse d'eau (sous l'effet d'une remontée côtière océanique saisonnière). La simultanéité des deux phénomènes est nécessaire pour induire l'affaiblissement du gradient halin par augmentation de la densité en surface. Cette situation prend fin avec le retour des précipitations, qui entraîne une diminution de la salinité de la couche superficielle, et la réinstallation d'une stratification marquée (ARFI *et al.*, 1989).

Une étude du cycle hydrologique de la baie de Biétri, menée en 1979 et 1980, avait permis de décrire le cycle saisonnier et la zonation géographique de la baie (ARFI *et al.*, 1989). Il restait à mettre en évidence le devenir de la matière organique produite, et l'importance de la couche anoxique dans

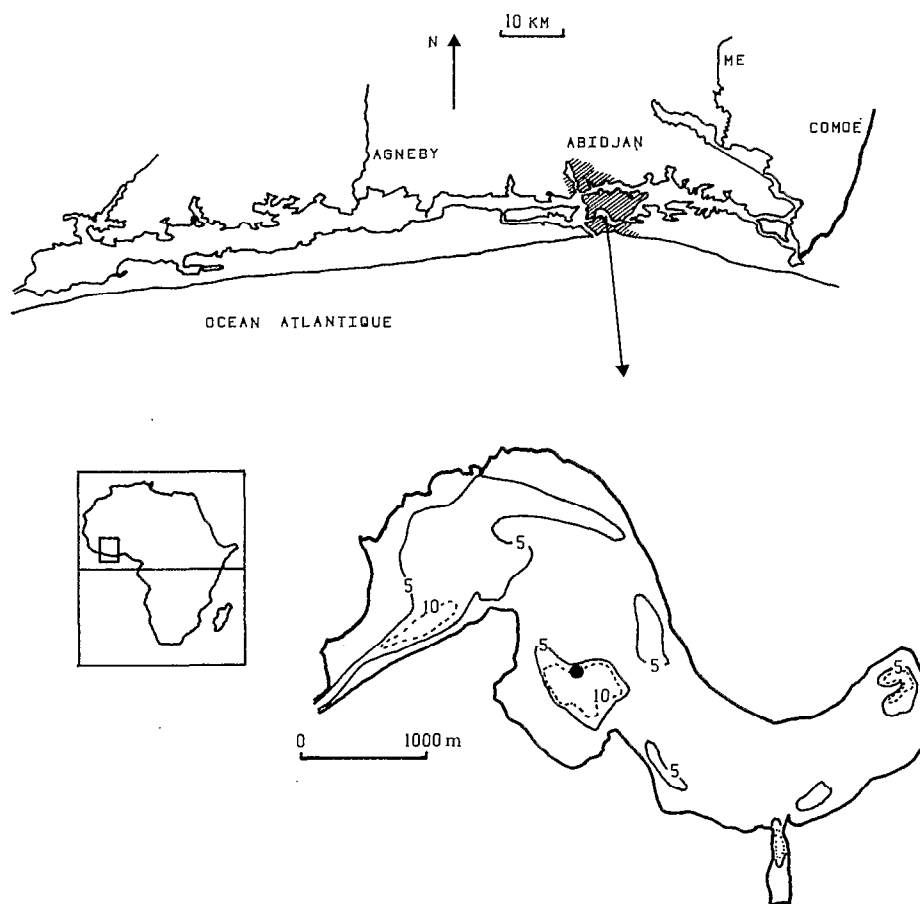


FIG. 1. — Carte de la lagune Ébrié et emplacement de la station de prélèvement en baie de Biétri (●).  
*Map of Ébrié lagoon and location of the sampling station in the Biétri bay (●).*

le phénomène global de minéralisation. En particulier, on pouvait s'interroger sur l'incidence réelle de l'atténuation annuelle de la stratification et sur ses conséquences sur l'hydrologie et la géochimie du milieu. Permet-elle en effet la redistribution dans la couche productive des composés minéralisés au sein de la couche profonde, et constitue-t-elle ainsi une source abondante mais temporaire d'éléments nutritifs, ou n'est-ce qu'un phénomène sans incidence en raison de la richesse potentielle des eaux de surface ? Cette étude qui a nécessité un échantillonnage plus serré dans le temps (7 à 8 sorties par mois) et dans l'espace (un profil vertical de 10 à 11 prélèvements par sortie) a été réalisée d'octobre 1985 à mars 1986.

## MATÉRIEL ET MÉTHODES

Une station localisée au centre de la baie de Biétri (fig. 1) a été échantillonnée à 45 reprises entre le

13 octobre 1985 et le 24 mars 1986. Lors de chaque sortie, des prélèvements étaient effectués tous les mètres entre la surface et le fond (— 9 ou — 10 m selon le marnage) à l'aide d'une bouteille Niskin modifiée par nos soins pour permettre des prélèvements laminaires (5 cm). La sortie débutait vers 10 heures et s'achevait vers midi. L'étude a porté sur les variables suivantes :

- transparence de l'eau (profondeur de disparition d'un disque de Secchi) ;
- température et salinité (sondes STC 33 YSI) ;
- oxygène dissous (oxymètre YSI) ;
- éléments nutritifs dissous (N-NH<sub>4</sub>, N-NO<sub>2</sub>, N-NO<sub>3</sub> et P-PO<sub>4</sub>) dosés sur autoanalyseur d'après STRICKLAND et PARSONS (1968), après filtration de l'échantillon sur membrane Whatman GF/C (porosité moyenne 1,2 μm) ;
- potentiel Redox, mesuré au moyen d'un pH-mètre Schott-Gerate CD 819.

Les mesures de température de l'eau de mer

correspondent aux données recueillies à la « station côtière » d'Abidjan (Cissoko, *comm. pers.*). Le nombre de Richardson instantané (Ri) est utilisé comme un indice de la stabilité verticale de la colonne d'eau (NEUMANN et PIERSON, 1969) entre  $-1$  et  $-9$  m. Il est estimé à partir de la formule :

$$Ri = \frac{g/\bar{\rho} * \Delta\rho/\Delta Z}{(\Delta v/\Delta Z)^2}$$

avec  $g$  : accélération gravitationnelle,  $\bar{\rho}$  : densité moyenne de la colonne d'eau,  $\Delta\rho$  : différence de densité entre les deux profondeurs,  $\Delta v/\Delta Z$  : gradient de vitesse horizontale entre les deux profondeurs, estimé à partir de la relation établie par GUIRAL et LANUSSE (1984) entre amplitude de marée et vitesse du courant dans la baie de Biétri en surface, la composante horizontale du courant au fond de l'excavation étant nulle.

## RÉSULTATS

### Le contexte océanique

La partie estuarienne de la lagune Ébrié est directement influencée par les eaux marines, dont les variations thermohalines annuelles face à Abidjan sont bien connues (MORLIÈRE, 1970). La succession des saisons océaniques côtières froides (développement d'une remontée côtière intense de juillet à septembre, moins active en janvier) et des saisons chaudes (réinstallation des eaux chaudes en surface) a été bien marquée en 1985 et 1986. La température de surface de l'océan lors de ces années présente l'évolution suivante :

— octobre 1985 est un mois de transition, la petite saison chaude succédant à la grande saison froide (température moyenne : 25,5 °C, amplitude mensuelle : 5,2 °C);

— novembre et décembre sont des mois où les eaux sont chaudes, avec des variations thermiques plus limitées (moyennes respectives 28,3 et 27,1 °C, amplitudes respectives 2,5 et 3,8 °C);

— janvier 1986 est aussi un mois d'alternance, avec l'apparition d'un brutal refroidissement le 13, prélude à l'installation de la petite saison froide en mer. Si la température moyenne de la première décennie est 26 °C, celle de la seconde est de 23,5 °C;

— février est encore un mois de transition : les températures sont inférieures à 25 °C au cours de la première quinzaine. Puis la grande saison chaude s'installe en mer, le réchauffement des eaux se poursuivant en mars.

L'apparition en janvier d'une eau océanique plus profonde (donc plus froide et plus salée) dans la

couche superficielle du secteur néritique ivoirien (COLIN, 1988) se traduit également par une rapide augmentation de salinité des eaux de surface de la baie (moyenne de la première décennie : 33,90‰; moyenne de la seconde décennie 35,0‰).

### Les variables physiques en baie de Biétri

#### LA TRANSPARENCE DE L'EAU

La forte turbidité de l'eau (profondeur moyenne de disparition du disque de Secchi : 1,2 m, avec un écart-type de 0,3 m) réduit considérablement l'épaisseur de la couche euphotique, que l'on peut estimer à 2,6 m à partir de la relation établie par DUFOUR (1984). La couche photosynthétiquement active n'a jamais présenté de notable variation d'épaisseur, bien que l'échantillonnage réalisé à heure fixe corresponde à différentes situations de marée.

#### SALINITÉ, TEMPÉRATURE, DENSITÉ ET NOMBRE DE RICHARDSON

L'évolution temporelle des profils verticaux de température et de salinité reflète les caractéristiques majeures de la période qui s'étend d'octobre à mars. Le degré de *stratification verticale* d'abord marqué (octobre-novembre), tend à diminuer (décembre), puis s'atténue brutalement entre le 10 et le 15 janvier. Le gradient est ainsi absent (février), puis réapparaît progressivement avec le retour des précipitations (tabl. I).

TABLEAU I

Moyennes mensuelles des températures de surface à Port-Bouet, des différences de salinité surface-fond et du nombre de Richardson en baie de Biétri

*Monthly means of sea surface temperatures at Port Bouet, of salinity differences between surface and bottom, and of Richardson number in Biétri*

Mois	Température	Différence de salinité	Ri moyen
Oct-Nov	26,9°C	20,9‰	6,7
Déc	27,1	12,9	3,8
Jan (1 au 15)	25,3	6,5	1,5
Jan (16 au 31)	24,0	2,4	0,6
Fév (1 au 15)	23,7	2,7	0,9
Fév (16 au 28)	26,5	3,1	1,1
Mars	26,2	3,1	1,1

#### Salinité

En situation de stratification nette, les quatre premiers mètres sont les plus dessalés (fig. 2); les eaux plus profondes (à partir de  $-6$  m) ont toujours une salinité supérieure à 25‰. La zone de gradient se situe généralement autour de  $-5$  m, mais sa

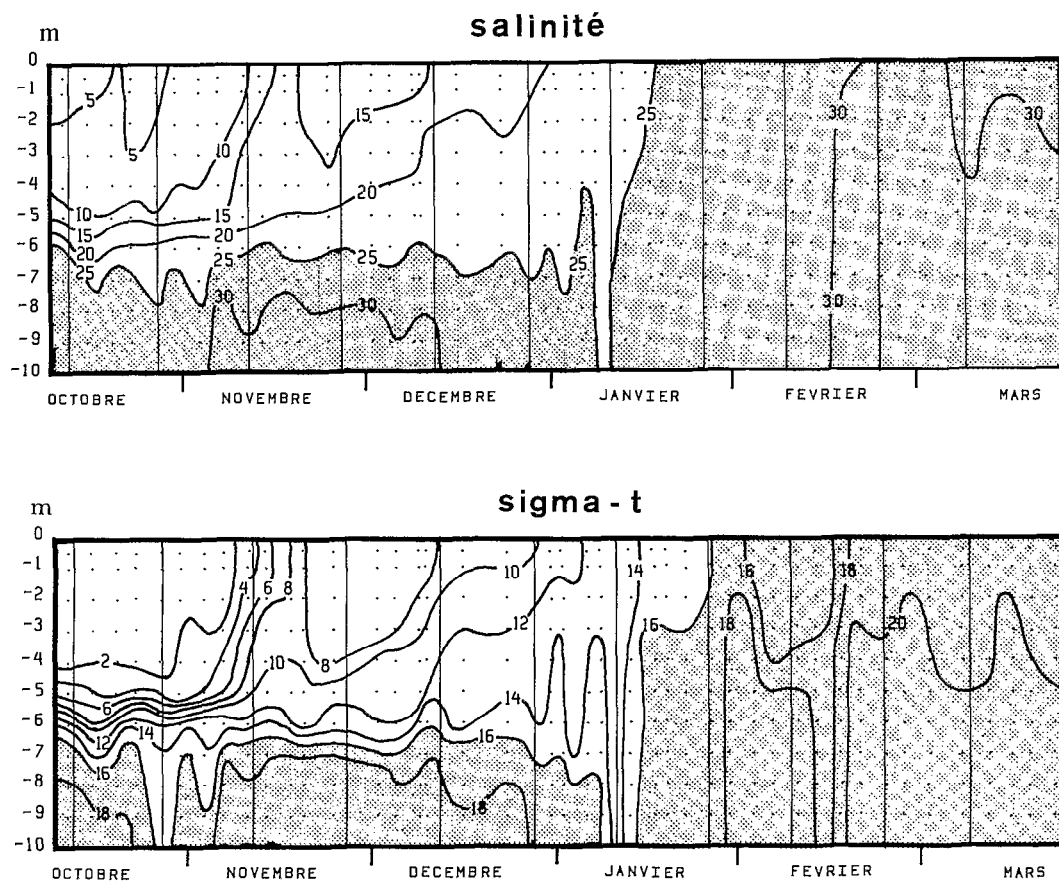


FIG. 2. — Évolution spatio-temporelle (a) de la salinité et (b) du  $\sigma_t$  du 13 octobre 1985 au 24 mars 1986. Les marées de vive-eau sont indiquées par des traits verticaux.

Depth-time evolution of (a) salinity and (b)  $\sigma_t$  between October 13, 1985 and March 24, 1986. Spring tides are indicated by vertical bars.

profondeur et son épaisseur peuvent varier en fonction de la marée et de la propagation d'ondes internes (fig. 2a). Entre le 10 et le 15 janvier, l'ensemble de la colonne d'eau présente une salinité d'environ 25‰. La salinité augmente ensuite progressivement, jusqu'à un maximum de 31‰ en fin février. Au début du mois de mars, des eaux de salinité inférieure à 30‰ font leur apparition en surface, marquant l'installation d'une nouvelle période de nette stratification.

#### Température

Les eaux profondes sont toujours plus froides que celles de surface. Le refroidissement des eaux marines en période de remontée côtière se répercute aussi sur la température de surface des eaux de la baie de Biétri.

#### Densité des eaux

Le gradient de densité tend à s'affaiblir dès la mi-

novembre, et devient minimal à la mi-janvier (fig. 2b). La différence de densité entre les eaux de surface et de fond diminue en effet avec plus ou moins de régularité à partir d'une différence de  $\sigma_t$  de 20 à la mi-octobre, et atteint une valeur proche de 1 à la mi-janvier. Elle se stabilise ensuite à ce niveau jusqu'à la fin de la période d'observation.

#### Indice d'instabilité verticale

Les variations temporelles du nombre de Richardson dépendent de l'hydrodynamisme local, conditionné par l'amplitude des marées. En période de vive-eau, la stabilité est minimale; elle est au contraire maximale en période de morte-eau (fig. 3). L'importance des fluctuations tend à s'atténuer avec la diminution du gradient de densité. Lorsque le gradient est affaibli, l'instabilité est maximale et le restera jusqu'à la fin de la période d'étude (tabl. I).

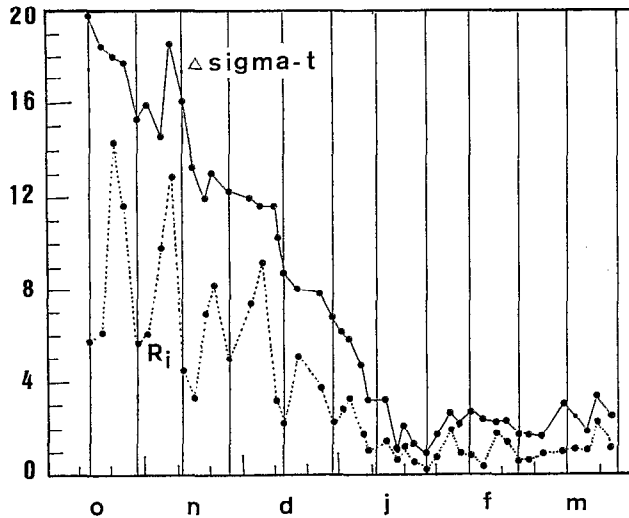


FIG. 3. — Évolution temporelle de la différence de densité ( $\sigma_t$ ) entre  $-9$  et  $-1$  m de profondeur (a), et (b) du nombre de Richardson, indice d'instabilité entre ces deux niveaux. Les marées de vive-eau sont indiquées par des traits verticaux. *Time-series of the difference of density ( $\sigma_t$ ) between  $-9$  and  $-1$  m (a), and (b) of the Richardson number, a vertical instability index between these two depths.*

### L'oxygène dissous

Sur la colonne d'eau, on distingue trois strates (fig. 4). Les prélèvements étant réalisés 4 heures après le lever du soleil, la couche superficielle est oxygénée, voire même sur-oxygénée, en liaison avec

l'importante activité photosynthétique du phytoplancton dans la couche euphotique (2 à 3 premiers mètres). Sa limite inférieure correspond à celle de l'oxycline, dont le niveau est stable, car contrôlé en permanence par des processus biologiques dépendants de la transparence de l'eau (équilibre respiration-photosynthèse), et donc indépendamment du degré de stratification et de stabilité hydrodynamique du milieu. La couche intermédiaire présente des concentrations en oxygène dissous nettement plus faibles; sa limite inférieure (O d'oxygène) coïncide avec l'halocline en période de fort gradient de densité.

La couche profonde est généralement anoxique, et son épaisseur croît entre les mois d'octobre et janvier. L'atténuation de la stratification à la mi-janvier n'a pas d'effet immédiatement observable sur l'oxygénation de l'hypolimnion, qui ne se produit qu'à la fin du mois. Au cours de cette période transitoire, l'oxygène qui n'est plus limité dans sa diffusion par la barrière de densité est sans doute utilisé à mesure de sa disponibilité.

Lorsque les apports excèdent la consommation, l'oxygène est alors détectable au sein des excavations. Cette situation dure peu de temps, et, très rapidement, l'anoxie s'installe à nouveau dans cette couche.

Au sein de la couche oxygénée, et plus particulièrement dans les deux à trois premiers mètres, les plus fortes teneurs en oxygène dissous s'observent en période de morte-eau, alors que les valeurs minimales coïncident avec les périodes de vive-eau. Ces fluctuations traduisent une provenance différente des eaux selon les conditions de marée et l'importance de l'hydrodynamisme local.

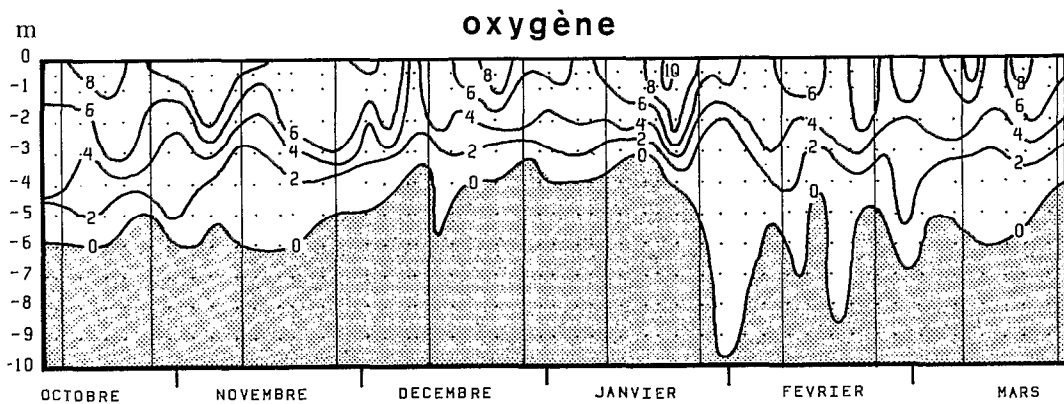


FIG. 4. — Évolution spatio-temporelle des concentrations en oxygène dissous ( $\text{mg.l}^{-1}$ ) du 13 octobre 1985 au 24 mars 1986. Les marées de vive-eau sont indiquées par des traits verticaux. *Depth-time evolution of dissolved oxygen concentration ( $\text{mg.l}^{-1}$ ) between October 13, 1985 and March 24, 1986. Spring tides are indicated by vertical bars.*

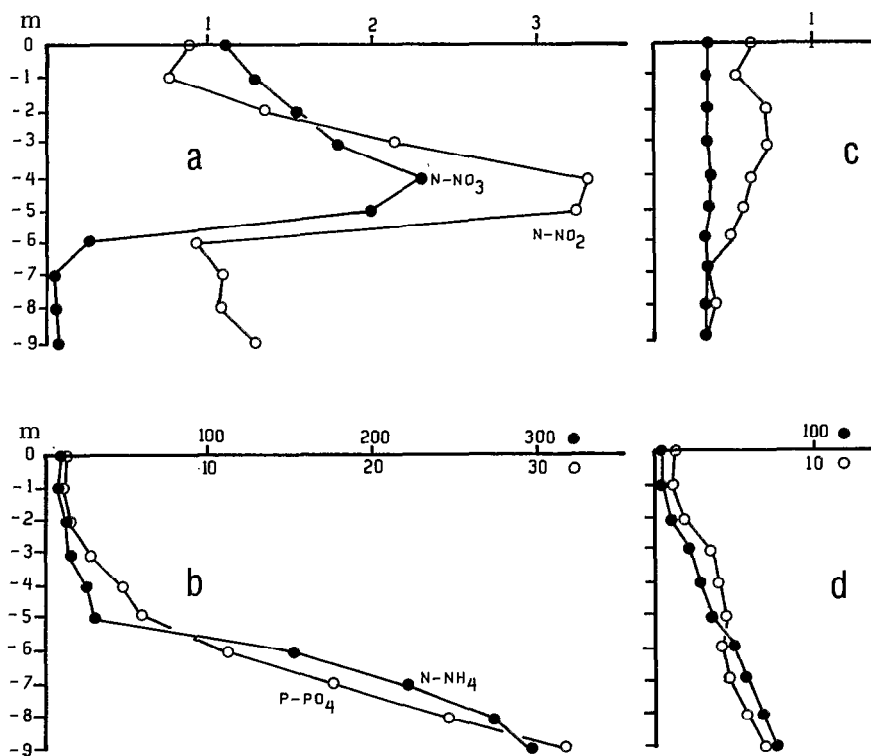


FIG. 5. — Profils verticaux moyens pour la période précédant (a et b) et suivant (c et d) l'atténuation de stratification pour le  $\text{N-NH}_4$ , le  $\text{N-NO}_2$ , le  $\text{N-NO}_3$  et le  $\text{P-PO}_4$  ( $\mu\text{mole.l}^{-1}$ ).  
 Mean vertical profiles for the periods preceding (a and b) and following (c and d) the weakening of stratification for  $\text{N-NH}_4$ ,  $\text{N-NO}_2$ ,  $\text{N-NO}_3$  and  $\text{P-PO}_4$  ( $\mu\text{mole.l}^{-1}$ ).

### Le potentiel Redox

Ce paramètre reflète le potentiel d'oxydabilité du milieu. Il est positif quand les formes oxydées dominent, et, pour des eaux sans oxygène, plus ou moins négatif selon l'importance du pouvoir réducteur du milieu.

En période de fort gradient de densité, le Redox moyen des eaux de 0 à -3 m est de +190 mV, et de -330 mV pour la couche de -6 à -9 m. Il s'annule et change brusquement de signe au niveau de l'halocline, qui correspond au sommet de la couche anoxique. La couche à Redox négatif tend à croître en épaisseur entre octobre et janvier.

Le changement de potentiel Redox consécutif à l'atténuation de stratification n'est observable qu'à la fin janvier, soit deux semaines après la disparition du gradient de densité. L'oxydation des formes réduites gagne progressivement en profondeur, en liaison avec la diffusion de l'oxygène dissous. Pendant quelques jours, la couche présentant un potentiel Redox positif gagne en profondeur, atteignant

au maximum les niveaux -7 m à -8 m. Cette situation est cependant transitoire et on retrouve rapidement dans l'hypolimnion des potentiels Redox fortement négatifs.

### Les éléments azotés

Les ions ammonium constituent la forme dominante de l'azote minéral dissous, représentant près de 100% à partir de 7 m de profondeur pendant toute la période d'étude, et de 40 à 95% dans la couche superficielle. Les nitrates peuvent, épisodiquement, constituer 40 à 60% du total en surface. Les profils moyens verticaux (fig. 5) pour chacune des deux situations (stratification de densité marquée du 13-10-85 au 13-1-86, atténuée ensuite) reflètent l'importance de l'accumulation du  $\text{N-NH}_4$  (et du  $\text{P-PO}_4$ ) au sein de la couche profonde, et celle du  $\text{N-NO}_2$  et du  $\text{N-NO}_3$  au-dessus de l'halocline, en période de stratification. Après l'atténuation du gradient de densité, les concentrations demeurent relativement homogènes sur la verticale.

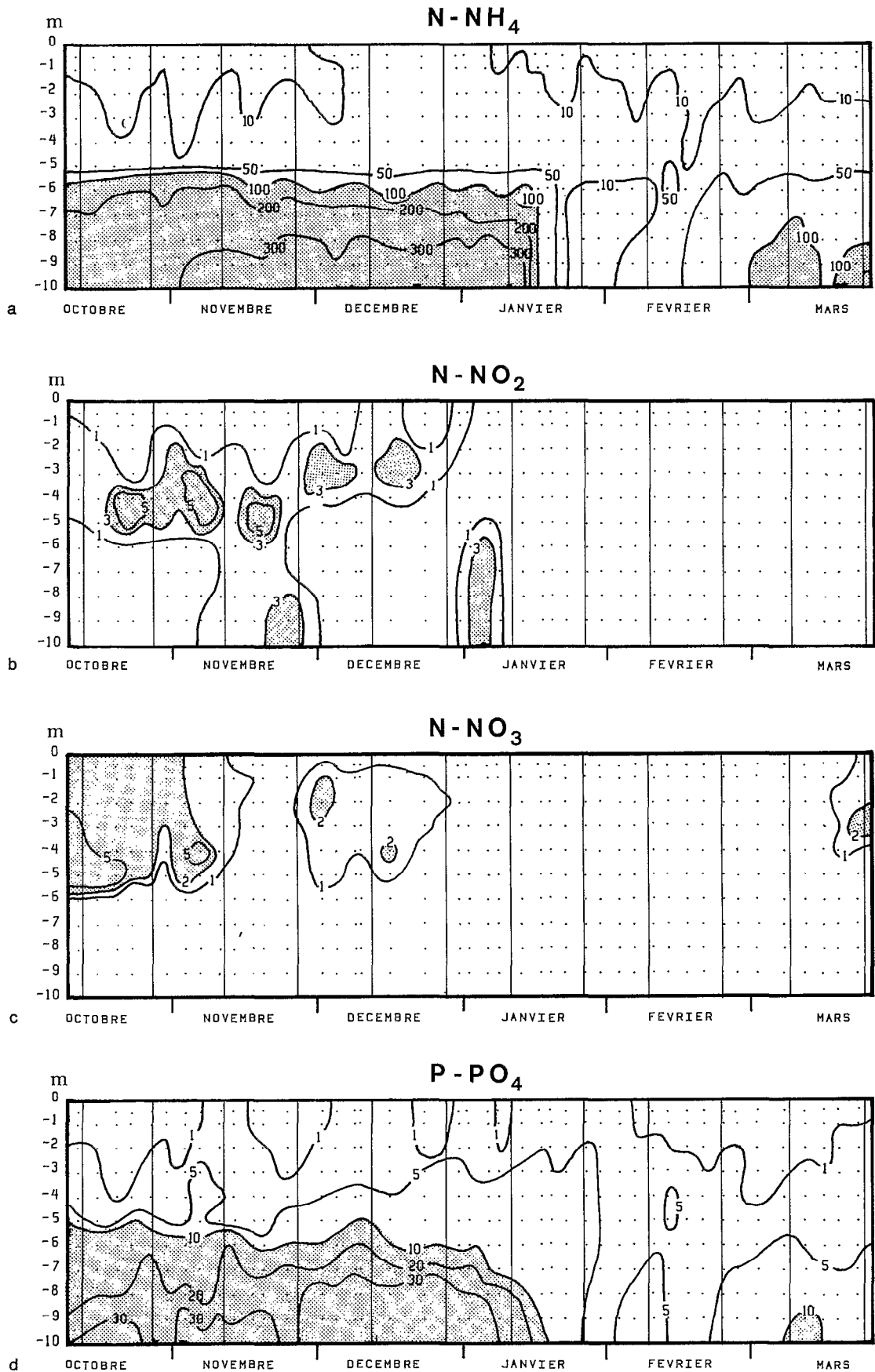


FIG. 6. — Évolution spatio-temporelle (a) des concentrations en  $\text{N-NH}_4$ , (b) en  $\text{N-NO}_2$ , (c) en  $\text{N-NO}_3$  et (d) en  $\text{P-PO}_4$  ( $\mu\text{mole.l}^{-1}$ ). Les marées de vive-eau sont indiquées par des traits verticaux.  
 Depth-time evolution for (a)  $\text{N-NH}_4$ , (b)  $\text{N-NO}_2$ , (c)  $\text{N-NO}_3$  and (d)  $\text{P-PO}_4$  ( $\mu\text{mole.l}^{-1}$ ). Spring tides are indicated by vertical bars.



### *Azote ammoniacal*

La couche des cinq premiers mètres présente des teneurs en N-NH<sub>4</sub> inférieures à 50 µmoles l<sup>-1</sup>. Entre 0 et - 2 m, elles dépassent rarement 10 µmoles l<sup>-1</sup>. La couche profonde montre des valeurs plus élevées, augmentant rapidement avec la profondeur, et, à un moindre degré, avec le temps (fig. 6a). Ainsi, début janvier, on note des concentrations de l'ordre de 300 µmoles l<sup>-1</sup> à proximité du fond, alors qu'en octobre, elles étaient d'environ 250 µmoles l<sup>-1</sup>. Entre le 13 et le 17 janvier, les teneurs en ammoniacale de la couche anoxique chutent brutalement, pour atteindre des valeurs proches de 10 à 20 µmoles l<sup>-1</sup>. Avec le renforcement du gradient de densité, cette situation fait place à une nouvelle phase d'accumulation. Pour les deux périodes encadrant l'affaiblissement du gradient, les profils verticaux moyens (fig. 5) montrent une évolution du N-NH<sub>4</sub> comparable d'une séquence à l'autre dans la couche de 0 à 5 m. L'évolution est très différente dans la couche profonde : à - 9 m, la moyenne des 23 prélèvements réalisés au cours de la première période est de 295,5 µmoles l<sup>-1</sup>, et de 26,8 µmoles l<sup>-1</sup> pour les 20 prélèvements effectués au cours de la seconde.

### *Azote nitreux*

Les teneurs en N-NO<sub>2</sub> au sein de la couche superficielle sont de l'ordre de 3 µmoles l<sup>-1</sup>. En période de gradient de densité marqué, il y a accumulation d'azote nitreux au niveau de la pycnocline, avec quatre fois plus de N-NO<sub>2</sub> à - 5 m qu'en surface, et l'individualisation de « cellules » à plus fortes concentrations entre - 2 et - 5 m en période de morte-eau (fig. 6b). Cette structure que l'on retrouve cinq mois durant disparaît peu avant l'atténuation de la stratification.

### *Azote nitrique*

On ne remarque jamais de valeurs élevées en N-NO<sub>3</sub> (fig. 6c), et, comme pour l'azote nitreux, les fluctuations sont rapides et fréquentes dans la couche superficielle. Les eaux les plus profondes ont des teneurs très faibles, voire nulles. Entre - 3 m et - 5 m, il y a accumulation de ce composé pendant la période de stratification. Les profils moyens de l'azote nitreux et nitrique sont comparables, et diffèrent totalement de celui de l'azote ammoniacal.

## **Les ortho-phosphates**

Leur évolution est identique à celle de l'azote ammoniacal (fig. 6d), avec un système à deux couches en période de stratification. Entre le 13 et le 20 janvier, les teneurs de la couche profonde dimi-

nent rapidement. Après cet épisode, les ortho-phosphates s'y accumulent de nouveau. Dans l'hypolimnion, les teneurs fluctuent entre 20 et 40 µmoles l<sup>-1</sup> avant la mi-janvier, et entre 5 à 15 µmoles l<sup>-1</sup> en période de gradient de densité atténué. En surface, les valeurs sont plus faibles (0,5 à 4 µmoles l<sup>-1</sup>), quelle que soit la période échantillonnée.

## **La charge de la colonne d'eau en éléments nutritifs**

En intégrant les concentrations N-NO<sub>2</sub>, N-NO<sub>3</sub>, N-NH<sub>4</sub> et P-PO<sub>4</sub> sur la colonne d'eau (le niveau 0 correspondant aux 50 premiers cm, les niveaux suivants à 1 m), on obtient une valeur par m<sup>2</sup> sur la colonne d'eau qui correspond à la somme des quantités intégrées entre 0 et - 4,5 m inclus, et entre - 4,5 m et - 9,5 m inclus. Le niveau - 4,5 m a été retenu comme limite entre épi et hypolimnion, - 4 m correspondant au niveau le plus profond où le potentiel Redox est en permanence positif au cours des 6 mois d'étude. Ces quantités ont été exprimées en g d'azote ou g de phosphore m<sup>-2</sup> en utilisant les poids moléculaires des éléments considérés. Compte tenu de l'ampleur des variations verticales, il est possible, dans une première approximation, de considérer les fluctuations spatiales comme secondaires (ARFI *et al.*, 1989). On supposera donc que les valeurs en un niveau donné relevées au point de mesure sont représentatives de ce même niveau à l'échelle de la baie. Ceci se justifie particulièrement pour les eaux de surface qui présentent une forte instabilité hydrodynamique, et pour lesquelles une étude antérieure n'a pas permis de montrer de zonation géographique nette (ARFI *et al.*, 1989).

### *Azote ammoniacal*

L'importance de la quantité intégrée en N-NH<sub>4</sub> présente dans l'hypolimnion lors de la période de fort gradient de densité, apparaît nettement, avec des valeurs de l'ordre de 14 g N m<sup>-2</sup> (fig. 7a), et des fluctuations limitées (10 à 15% du total). Lors de l'atténuation de la stratification de densité, on observe entre le 13 (13,4 g N m<sup>-2</sup>) et le 23 janvier (1,3 g N m<sup>-2</sup>) une diminution de 90% des quantités d'azote ammoniacal initialement présentes dans la couche profonde, soit une disparition de 1,2 g N m<sup>-2</sup> par jour. Après une courte séquence de stabilité relative, la quantité d'ammoniacale augmente à nouveau à partir de la mi-février. Dans l'épilimnion, cette quantité intégrée est de l'ordre de 1,1 g N m<sup>-2</sup>, quel que soit le degré de stratification. Après l'affaiblissement du gradient observé le 13 janvier, cette quantité est alors équivalente à celle de l'hypolimnion, et ceci, au moins jusqu'à la mi-février.

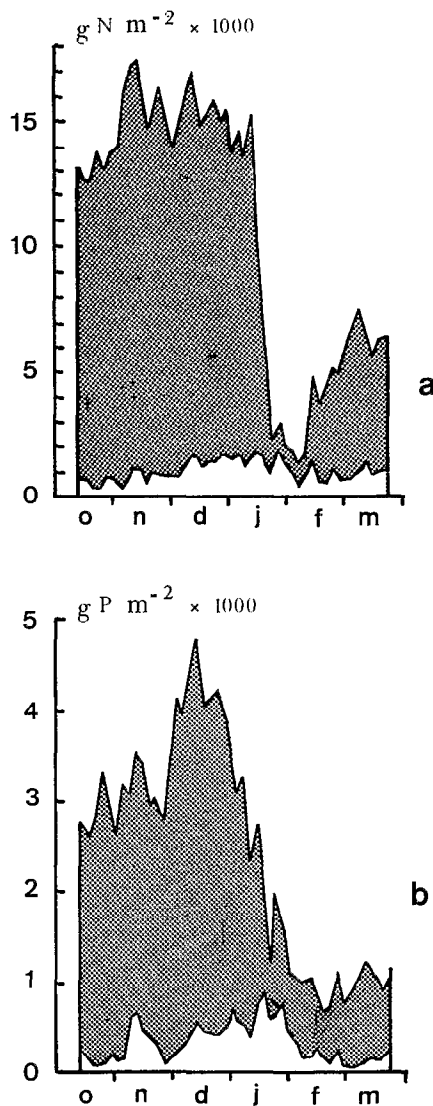


FIG. 7. — Évolution temporelle de la quantité intégrée par  $m^2$  sur la colonne d'eau en  $N-NH_4$  (a) et  $P-PO_4$  (b) de 0 à 4 m de profondeur (blanc) et de 5 à 9 m de profondeur (tramé).  
Time series for (a)  $N-NH_4$  and (b)  $P-PO_4$  integrated values by  $m^2$  for the water column in the 0-4 m (white) and 5-9 m (grey) layers.

#### Azote nitreux

Les intégrales par  $m^2$  en  $N-NO_2$  dans l'épi et l'hypolimnion sont de l'ordre de 0,20 avant la mi-janvier, et de 0,02  $g N m^{-2}$  ensuite. Les fluctuations sont rapides et importantes, et concernent aussi bien la couche profonde que la couche superficielle.

#### Azote nitrique

L'évolution est comparable à celle de l'azote

nitreux, avec des ordres de grandeur équivalents (0,10  $g N m^{-2}$  pour l'épilimnion, 0,03  $g N m^{-2}$  pour l'hypolimnion).

#### Phosphore « réactif »

Ses variations sont proches de celles de l'azote ammoniacal. A une phase d'accumulation dans la couche profonde (2,9  $g P m^{-2}$ ) succède, lors de l'affaiblissement du gradient de densité, une sensible diminution de cette quantité, suivie d'une stabilisation autour de 0,8  $g P m^{-2}$ . Cette diminution s'étend sur une période un peu plus longue que pour l'azote ammoniacal (fig. 7b).

## DISCUSSION

### Mécanismes de l'atténuation du gradient de densité

Les conditions hydrologiques régnant en zone estuarienne dans la lagune Ébrié à la fin de la crue du Comoé sont bien définies : dessalure marquée de l'épilimnion, hypolimnion individualisé et nettement plus salé (quand la bathymétrie permet son existence). Lorsque le gradient halin est établi, la stabilité verticale est maximale, l'influence marine ne se manifestant que par des déplacements latéraux de masses d'eau lagunaire de surface engendrés par les marées. Au début de la grande saison sèche, la salinité des eaux superficielles augmente progressivement, et le gradient halin s'affaiblit, comme la stabilité verticale. Cette situation change brutalement lors de l'installation de la remontée côtière marine devant Abidjan. Une diminution de quelques degrés de la température océanique en surface (qui se répercute rapidement dans le système estuarien par le jeu des marées) suffit à induire l'augmentation de la densité des eaux de surface dans la baie. L'instabilité verticale est alors maximale, et l'affaiblissement de la barrière de densité permet des échanges turbulents de particules fluides et de gaz dissous vers la couche profonde. Cependant, la bathymétrie de ces excavations, et, en particulier le rapport surface/volume, empêche un réel brassage vertical et une circulation par convection de s'établir. Ainsi, quelle que soit l'importance des mouvements hydrodynamiques qui affectent la couche de surface, la profondeur critique reste constante, car conditionnée par la morphologie de l'excavation. La diminution de la salinité de la couche superficielle au moment des premières pluies induira une nouvelle stratification de densité. Ce phénomène s'amplifiera avec la grande saison des pluies (juin-juillet), et surtout avec la crue du Comoé (septembre-octobre).

## Le rôle de la marée

Si le très net affaiblissement du gradient vertical en baie de Biétri dépend de l'évolution simultanée de deux processus saisonniers (ressalure des eaux de surface et refroidissement des eaux littorales marines superficielles), la quasi-disparition du gradient se réalise lors d'une marée de vive-eau (ARFI *et al.*, 1989). L'hydrodynamisme induit par la marée joue ici le rôle moteur de l'atténuation de la stratification, rendue possible par l'affaiblissement du gradient halin surface-fond. En baie de Biétri, les vents locaux sont très faibles, et ne contribuent en effet que très secondairement à l'hydrodynamisme de la baie. A une échelle de temps différente, ce mécanisme généré par la marée est similaire à celui responsable de la destratification observée pour chaque marée de vive-eau en baie de Chesapeake (HAAS, 1977).

## Hydrodynamisme et activité biologique de l'échelon primaire

Les teneurs en oxygène dissous des 2 ou 3 premiers mètres sont un reflet de l'activité biologique de l'échelon primaire. Mais, en raison de l'hydrodynamisme local lié à la marée, ce qui est observé au point d'échantillonnage peut avoir pour origine un site localisé en amont ou en aval de ce point. En période de vive-eau, lors de la haute mer, on observe une intrusion d'eau beaucoup moins productive et moins oxygénée, provenant d'un mélange d'eau océanique et lagunaire, ce qui se traduit par des concentrations en oxygène plus basses à l'échelle de la baie (DUFOR et LEMASSON, 1985). A chaque entrée, environ 40 % du volume de la tranche [0, - 4,5 m] est mobilisé pour la marée (GUIRAL et LANUSSE, 1984). En période de morte-eau, ce sont des eaux de la baie, productives et à fortes teneurs en oxygène dissous que l'on échantillonne à la station (mobilisation de 13 %). Corrélativement, ce renouvellement de masse d'eau en période de vive-eau correspond au remplacement d'une communauté phytoplanctonique par une autre. La communauté d'origine lagunaire qui s'installe à cette occasion trouve dans la baie de Biétri un milieu très favorable à son développement, qui atteindra son maximum pendant les périodes de faible hydrodynamisme. Devenue autochtone, cette communauté sera à son tour évacuée vers la lagune, lors d'une nouvelle séquence de vive-eau. L'échange d'eau avec l'extérieur contrôle ainsi la production primaire, en limitant l'eutrophie par l'exportation périodique d'une partie de la biomasse phytoplanctonique produite dans la baie. Cette hypothèse est corroborée par l'évolution du système dans les parties les plus

orientales de la baie, dont les eaux moins renouvelées sont le siège de crises dystrophiques périodiques (MAURER, 1978; ARFI *et al.*, 1981; LEMASSON *et al.*, 1981; ARFI *et al.*, 1989).

Les échanges horizontaux avec la lagune assurent ainsi l'exportation d'une eau riche en matériel organique, et l'importation d'une eau estuarienne comparativement plus pauvre (GUIRAL et LANUSSE, 1984). La baie de Biétri se comporte donc comme un système transformant essentiellement le matériel allochtone d'origine anthropique en biomasse phytoplanctonique. Du fait de la permanence des conditions favorables (températures élevées, faible circulation, fonds peu importants et alimentation permanente en éléments nutritifs), on ne discerne pas dans ce milieu de rythme saisonnier dans la synthèse de biomasse chlorophyllienne (ARFI *et al.*, 1989).

## Cycle biogéochimique de l'azote

La matière organique produite au sein de la couche euphotique est consommée *in situ*, exportée vers la lagune, ou contribue à la sédimentation. En raison de l'existence de dépressions dans la baie de Biétri et du gradient de densité, on distingue deux compartiments, l'un aérobie, l'autre anaérobie. Quand la profondeur est inférieure à 5 m, le matériel se dépose dans un milieu oxygéné. Pour des profondeurs supérieures, la chute verticale des particules est freinée lors du passage de l'halocline qui constitue alors un sédiment fictif (CAUMETTE, 1985). Lorsque cette zone de gradient est passée, le matériel évoluera en milieu généralement anoxique, jusqu'à son accumulation sédimentaire.

Au sein de l'épilimnion, les conditions sont favorables à une minéralisation hétérotrophe des composés organiques azotés qui aboutit à la formation de N-NH<sub>4</sub> (ammonification), transformé ultérieurement par oxydation chimique et biologique en N-NO<sub>2</sub> (nitrosation) et N-NO<sub>3</sub> (nitratation), à l'origine des cellules d'accumulation de ces composés rencontrées entre - 3 et - 5 m (fig. 6b et c). Ces composés sont aussitôt remis à la disposition de l'échelon primaire, en raison de l'imbrication des sites de minéralisation et de production. Compte tenu de la faible épaisseur de la couche photique, le milieu oxygéné est constitué d'un système à deux couches. La production primaire est réalisée dans la couche de 0 à 3 m, à partir des apports allochtones et des produits issus des phénomènes de minéralisation aérobie qui se déroulent dans l'ensemble de l'épilimnion. La couche de 3 à 5 m, aphotique, alimentée par la sédimentation issue de la couche superficielle constitue un site de minéralisation exclusif. Cependant, les composés minéralisés à ce niveau, non isolés par une barrière

de densité, peuvent par l'intermédiaire de mouvements de convection être rapidement redistribués dans l'ensemble de l'épilimnion. Lorsque le sédiment se trouve en zone oxygénée, il doit participer activement à ce recyclage. Cette redistribution est fréquemment observée pour des milieux eutrophes, peu profonds ou stratifiés, à l'hydrodynamisme faible ou modéré : l'étang de Berre (MINAS, 1976), les baies de Narragansett (FURNAS *et al.*, 1986) et de Chesapeake (GLIBERT, 1982), ou certains fjords de la mer de Norvège (PAASCHE et KRISTIANSEN, 1982).

L'hydrodynamisme lié à la marée affecterait aussi directement le cycle de l'azote, et en particulier la nitrification dans la couche située au-dessus de l'halocline. On note ainsi des maximums pour les formes oxydées de l'azote minéral entre deux marées de vive-eau. La stabilisation de la masse d'eau lors des périodes de faible circulation crée des conditions favorables à la production d'oxygène d'origine algale (au moins au cours des périodes d'éclaircissement) et permet, en l'absence de mouvements dispersifs importants, une oxydation *in situ* des composés issus des phénomènes d'ammonification.

En zone anoxique, la matière organique qui a traversé l'halocline sédimente dans un milieu à potentiel Redox fortement négatif, inférieur à -200 mV. L'azote organique est alors transformé en N-NH<sub>4</sub> (dans la colonne d'eau ou dans le sédiment par ammonification anaérobie) et s'accumule dans cette couche profonde faute de transport vertical ou latéral. Une partie est probablement adsorbée sur des particules organiques ou argileuses, et sera donc à nouveau mobilisable sous forme dissoute. Une autre partie doit s'accumuler dans le sédiment, par enfouissement progressif au sein du dépôt, et correspond à une immobilisation quasi définitive. Cette couche profonde joue donc le rôle de puits pour la matière organique particulaire et les composés de minéralisation.

Si la déstratification était totale, une éventuelle homogénéisation de la colonne d'eau aboutirait à une répartition progressivement équilibrée de l'azote ammoniacal (et également du P-PO<sub>4</sub>) à tous les niveaux. Ceci se traduirait par une forte augmentation des teneurs en N-NH<sub>4</sub> ou en azote nitreux et nitrique en cas de transformation rapide en milieu aérobie (et en ortho-phosphates) au sein de la couche superficielle, et concomitamment, une diminution importante de ces valeurs au sein de l'hypolimnion. Dans cette hypothèse, les concentrations théoriques au fond en N total et P-PO<sub>4</sub> seraient alors respectivement de 68 et 5,6 µmoles l<sup>-1</sup>. Or, si les valeurs observées après l'affaiblissement du gradient de densité sont effectivement homogènes sur toute la colonne d'eau, les concentrations ne sont, en moyenne, que de 10 et 2,3 µmoles l<sup>-1</sup>. Au cours de la

TABLEAU II

Charges moyennes (en tonnes de N ou P) estimées pour les volumes correspondant aux compartiments [0-4,5 m] et ]4,5-9 m], en baie de Biétri  
N and P contents (tons) of Biétri in the two layers 0-4,5 m and 4,5-9 m

	N Total (N-NH <sub>4</sub> + N-NO <sub>2</sub> + N-NO <sub>3</sub> )		P - PO <sub>4</sub>	
	[0->4,5m]	]4,5->9m]	[0->4,5m]	]4,5->9m]
Stratification marquée				
13 oct - 13 jan	3,32 t	25,19 t	0,99 t	5,31 t
Stratification atténuée				
17 jan - 10 fév	3,11 t	3,43 t	1,34 t	1,42 t
Restratification				
13 fév - 24 mars	2,70 t	8,52 t	0,43 t	1,44 t

séquence de faible gradient de densité, on observe donc la disparition en quelques jours de la plus grande partie de l'azote minéral et du P-PO<sub>4</sub> sur l'ensemble de la colonne d'eau, et plus particulièrement au sein de la couche profonde.

Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées pour interpréter cette disparition : (a) une redistribution de ces composés accumulés dans l'hypolimnion sur l'ensemble de la baie, (b) un changement total de la masse d'eau, (c) une consommation par le phytoplancton et (d) une modification des équilibres entre les formes adsorbées et dissoutes.

(a) En acceptant l'hypothèse de la représentativité à l'échelle de la baie des observations réalisées en son centre, on peut extrapoler avec prudence la charge de ces composés à la totalité de la baie, ou pour chaque tranche d'eau. L'évolution de la charge totale présente au sein des hypolimnions, dont la surface et le volume sont estimés à partir de la courbe hypsométrique de la baie (ARFI et GUIRAL, 1989), montre des différences marquées selon l'intensité du gradient de densité. Il y a environ 7 fois moins d'azote (essentiellement sous forme de N-NH<sub>4</sub>) et 3 fois moins de P-PO<sub>4</sub> après l'affaiblissement du gradient. Au sein de l'épilimnion, par contre, la charge varie peu pour l'azote, et même diminue sensiblement pour le P-PO<sub>4</sub> (tabl. II). Il est donc peu probable que les éléments nutritifs accumulés dans la couche profonde se redistribuent au sein de la baie.

(b) Un remplacement total de la masse d'eau de la baie de Biétri, consécutif à un hydrodynamisme intense est difficilement envisageable. Le gradient minimal de densité est observé lors de la marée de vive-eau du 13 janvier. La disparition des composés réduits au sein de l'hypolimnion n'est effective qu'à partir du 20 janvier, en période de morte-eau. Un

renouvellement de la masse d'eau par un hydrodynamisme autre que celui engendré par la marée est impossible, en raison de la faiblesse des vents locaux.

(c) La consommation par le phytoplancton de ces composés ne peut également être retenue, car la disparition du gradient vertical de densité ne coïncide pas avec une augmentation de la biomasse algale en surface. De plus, après cet épisode, la couche profonde reste toujours aussi pauvre en phytoplancton, et il n'y a pas de répartition verticale homogène du seston. Ceci confirme que la déstratification a pour conséquence l'établissement d'échanges turbulents (ARFI *et al.*, 1989), et non la création de mouvements de convection qui induiraient une réelle homogénéisation de la colonne d'eau.

(d) Le bouleversement des conditions Redox provoqué par la pénétration de l'oxygène dans l'hypolimnion peut, par contre, modifier l'environnement chimique du N-NH<sub>4</sub> (et du P-PO<sub>4</sub>) et entraîner la formation de complexes organo-minéraux (à partir d'acides humiques : BOATMAN et MURRAY, 1982) et la précipitation de composés organo-métalliques, lors de la réoxydation des ions ferreux par exemple. La formation temporaire de tels complexes sous forme particulaire et colloïdale pourrait soustraire, lors de sa réoxydation, une partie non négligeable de N-NH<sub>4</sub> et du P-PO<sub>4</sub> initialement accumulée dans la couche profonde.

Cette dernière hypothèse paraît être la plus vraisemblable; ces processus ont déjà été mis en évidence dans le cas du P-PO<sub>4</sub>, lors de tests réalisés sur des suspensions de sédiments de la baie de Biétri incubés à des valeurs de Redox variables (GUIRAL, *non publié*), et à partir de mesures faites à l'échelle de la lagune Ébrié par LEMASSON *et al.* (1982). Lors du retour à des conditions anaérobies, une partie de ces composés temporairement immobilisés pourrait repasser sous forme dissoute, et contribuer ainsi à la rapide reconstitution du stock d'azote ammoniacal et de phosphore «réactif» (SERRUYA *et al.*, 1974). La vitesse de réaccumulation du N-NH<sub>4</sub> (30 à 35 kg j<sup>-1</sup>) ne peut pas correspondre à la seule ammonification. En effet, compte tenu du rapport C/N du seston estimé pour la baie de Bétri (GUIRAL, 1984), cet accroissement représente une minéralisation de 140 à 165 kg de C j<sup>-1</sup> pour la tranche d'eau étudiée, soit 0,36 à 0,43 g m<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup>, et ceci en supposant que la

totalité du carbone organique soit transformée au sein de la colonne d'eau. Même sous-estimées, ces valeurs sont bien supérieures au taux de sédimentation moyen annuel de matériel organique observé en baie de Biétri (0,24 g m<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup>), pour lequel il n'est pas possible de montrer de variations saisonnières (ARFI et GUIRAL, 1989).

## CONCLUSION

Cette étude montre l'importance des marées de vive-eau dans l'affaiblissement maximum de la stratification en baie de Biétri. Un tel phénomène ne peut se réaliser que si le gradient vertical de salinité est minimal. Ceci se produit en janvier, avec la coïncidence d'événements hydrologique et climatique (étiage du Comoë et grande saison sèche, entraînant la ressalure de la couche de surface) sous une influence océanique saisonnière (refroidissement lié à une remontée côtière).

Les alternances morte-eau/vive-eau influent sur l'évolution écologique du système planctonique. En période de morte-eau, la production autotrophe est intense, réalimentée en éléments nutritifs par la minéralisation qui se développe dans la colonne d'eau. Cette activité se traduit par des valeurs plus élevées de l'azote ammoniacal et de l'azote nitreux et nitrique que l'on observe au voisinage de la chimocline. À l'opposé, les périodes de vive-eau correspondent à des séquences de renouvellement du système planctonique autotrophe.

L'affaiblissement du gradient de densité est suivi quelques jours plus tard par la disparition des fortes charges en phosphore «réactif» puis en ammoniacale. Ce déficit important (90% de la charge en azote ammoniacal et en phosphore) est vraisemblablement dû pour l'essentiel à un piégeage de ces éléments sur des particules. Il reste à déterminer l'impact de ce bouleversement écologique sur l'activité du compartiment bactérien, pourvoyeur des éléments nutritifs régénérés. Cette approche fait l'objet d'une étude complémentaire.

*Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction le 10 décembre 1989*

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ARFI (R.), DUFOUR (P.) et MAURER (D.), 1981. — Phytoplankton et pollution : premières études en baie de Biétri (Côte d'Ivoire). Traitement mathématique des données. *Oceanologica Acta*, 4 : 319-329.
- ARFI (R.) et GUIRAL (D.), 1989. — Un écosystème estuarien eutrophe : la baie de Biétri. in Durand J. R., Dufour Ph. et Zabi S. (Éd.) : Environnement et ressources aquatiques de Côte d'Ivoire 2 — Le milieu lagunaire. *Sous presse*.
- ARFI (R.), GUIRAL (D.) et TORRETON (J. P.), 1989. — Cycle hydrologique annuel d'une baie eutrophe : la baie de Biétri (lagune Ébrié Côte d'Ivoire). *Rev. Hydrobiol. trop.*, 22 (4) : 263-273.
- BOATMAN (C. D.) et MURRAY (J. W.), 1982. — Modelling exchangeable  $\text{NH}_4$  adsorption in marine sediment : process and controls of adsorption. *Limnol. Oceanogr.*, 27 : 99-110.
- CARMOUZE (J. P.) et CAUMETTE (P.), 1985. — Les effets de la pollution organique sur les biomasses et activités du phytoplankton et des bactéries hétérotrophes dans la lagune Ébrié (Côte d'Ivoire). *Rev. Hydrobiol. trop.*, 18 : 183-211.
- CAUMETTE (P.), PAGANO (M.) et SAINT-JEAN (L.), 1983. — Répartition verticale du phytoplankton, des bactéries et du zooplancton dans un milieu stratifié en baie de Biétri (lagune Ébrié Côte d'Ivoire). Relations trophiques. *Hydrobiologia*, 106 : 135-148.
- CAUMETTE (P.), 1985. — Développement des bactéries phototrophes et des bactéries sulfatoréductrices dans des lagunes peu profondes et des lagunes stratifiées. Étude de leur rôle dans le cycle du soufre et dans la production de biomasse. Thèse de Doctorat ès Sciences Univ. Aix-Marseille I, 325 p., *multigr.*
- COLIN (C.), 1988. — Coastal upwelling events in front of the Ivory Coast during the FOCAL program. *Oceanologica Acta*, 11 (2) : 125-138.
- DUFOUR (P.), 1984. — Production primaire d'une lagune tropicale (Ébrié, Côte d'Ivoire). Facteurs naturels et anthropiques. Thèse de Doctorat ès Sciences Univ. Pierre et Marie-Curie Paris, 164 p., *multigr.*
- DUFOUR (P.) et LEMASSON (L.), 1985. — Le régime nutritif de la lagune tropicale Ébrié (Côte d'Ivoire). *Océanogr. trop.*, 20 : 41-69.
- DURAND (J. R.) et CHANTRAINE (J. M.), 1982. — L'environnement climatique des lagunes ivoiriennes. *Rev. Hydrobiol. trop.*, 15 : 85-113.
- FURNAS (M. J.), SMAYDA (T. J.) et DEASON (E. A.), 1986. — Nitrogen dynamics in lower Narragansett bay. II Phytoplankton uptake depletion rates of nitrogen nutrient pools and estimates of ecosystem remineralization. *J. Plankton Res.*, 8 : 755-769.
- GLIBERT (P. M.), 1982. — Regional studies of daily seasonal and size fraction variability in ammonium mineralization. *Mar. Biol.*, 70 : 209-222.
- GUIRAL (D.), 1984. — Devenir de la matière organique particulaire dans un milieu eutrophe tropical. *Rev. Hydrobiol. trop.*, 17 : 191-206.
- GUIRAL (D.) et LANUSSE (A.), 1984. — Contribution à l'étude hydrodynamique de la baie de Biétri (lagune Ébrié Côte d'Ivoire). *Doc. Sci. Cent. Rech. Océanogr. Abidjan*, 15 : 1-18, *multigr.*
- HAAS (L. W.), 1977. The effects of the spring-neap tidal cycle on the vertical salinity structure of the James York and Rappahannock rivers Virginia USA. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 5 : 485-496.
- LEMASSON (L.), PAGÈS (J.) et DUFOUR (P.), 1981. — Lagune de Biétri : bathymétrie, courants et taux de renouvellement des eaux. *Archives Scient. CRO, Abidjan*, 7 : 1-12, *multigr.*
- LEMASSON (L.) et PAGÈS (J.), 1982. — Apports de phosphore et d'azote par la pluie en zone tropicale (Côte d'Ivoire). *Rev. Hydrobiol. trop.*, 15 : 9-14.
- LEMASSON (L.), PAGÈS (J.) et CRÉMOUX (J. L.), 1982. — Échange d'éléments nutritifs dissous entre l'eau et le sédiment dans une lagune tropicale saumâtre. *Rev. Océanogr. Trop.*, 17 : 45-58.
- MAURER (D.), 1978. — Phytoplankton et pollution. La lagune Ébrié (Abidjan). Le secteur de Cortiou (Marseille). Thèse doct. 3<sup>e</sup> cycle Univ. Aix-Marseille II 121 p., *multigr.*
- MINAS (M.), 1976. — Production organique primaire dans un milieu saumâtre eutrophe (Étang de Berre). Effet d'une forte dilution (dérivation des eaux de la Durance). *Mar. Biol.*, 35 : 13-29.
- MORLIÈRE (A.), 1970. — Les saisons marines devant Abidjan. *Doc. Sci. Cent. Rech. Océanogr. Abidjan*, 1 : 1-15, *multigr.*
- NEUMANN (G.) et PIERSON (W. J.), 1969. — Principles of physical oceanography. Prentice-Hall, Englewood Cliffs N. J. XII + 545 p.

- PAASCHE (E.) et KRISTIANSEN (S.), 1982. — Ammonium regeneration by microzooplankton in the Oslo fjord. *Mar. Biol.*, 69 : 55-63.
- PAGÈS (J.), LEMASSON (L.) et DUFOUR (P.), 1979. — Éléments nutritifs et production primaire dans les lagunes de Côte d'Ivoire. Cycle annuel. Arch. Scientifiques CRO, Abidjan, 5 : 1-60, *multigr.*
- PAGÈS (J.), DUFOUR (P.) et LEMASSON (L.), 1980. — Pollution de la zone urbaine de la lagune Ébrié (Côte d'Ivoire). *Doc. Sci. Cent. Rech. Océanogr. Abidjan*, 2 : 79-107, *multigr.*
- SERRUYA (C.), EDLSTIEIN (M.), POLLINGHER (U.) et SERRUYA (S.), 1974. — Lake Kinneret sediments; nutrient composition of pore water and mud water exchanges. *Limnol. Oceanogr.*, 19 : 489-508.
- STRICKLAND (J. D. H.) et PARSONS (T. R.), 1968. — A practical handbook of seawater analysis. Bull. Fish. Res. Bd. Can., 167 : 1-305.