
UN ÉCOSYSTÈME ESTUARIEN EUTROPHE : LA BAIE DE BIÉTRI

Robert ARFI et Daniel GUIRAL

La baie de Biétri est située dans le sud-est de l'agglomération abidjanaise. Communiquant principalement avec la lagune Ébrié par une passe qui débouche à proximité du canal de Vridi, son régime hydrologique s'apparente à celui de la partie estuarienne de la lagune. Les nombreuses entreprises agro-industrielles qui la bordent y rejettent leurs eaux usées, le plus souvent sans traitement préalable. En outre, une partie des effluents domestiques d'Abidjan est déversée sur sa rive nord. La baie de Biétri présente un gradient géographique d'eutrophisation lié au confinement. Si les fonds sont généralement peu importants, des excavations situées au centre et à l'est de la baie créent des conditions d'anaérobiose dans les eaux profondes, en relation avec un fort gradient vertical de densité. Une fois par an, lors de la conjonction de la ressalure et du refroidissement des eaux superficielles, ce gradient s'atténue considérablement. Cependant, les particularités de la bathymétrie des excavations font que seuls des échanges turbulents avec les couches profondes peuvent se produire, sans conduire à une homogénéisation de la colonne d'eau. Le caractère dominant de cette baie demeure son eutrophie, induite par les apports anthropiques, facilitée par la morphologie du site, et régulée par l'hydrodynamisme. Le fonctionnement biologique de la baie de Biétri s'apparente ainsi à celui d'un vaste bassin de lagunage non contrôlé.

Morphologie, courantologie

LE SITE

La baie de Biétri présente la forme générale d'un S globalement orienté ouest-est. Elle communique avec l'ensemble lagunaire Ébrié à ses deux extrémités (fig. 1) :

— L'ouverture principale, à l'ouest, est constituée par une passe profonde de 6,3 m au maximum et d'une section totale de 450 m² (GUIRAL et LANUSSE, 1984). Elle débouche à quelques centaines de

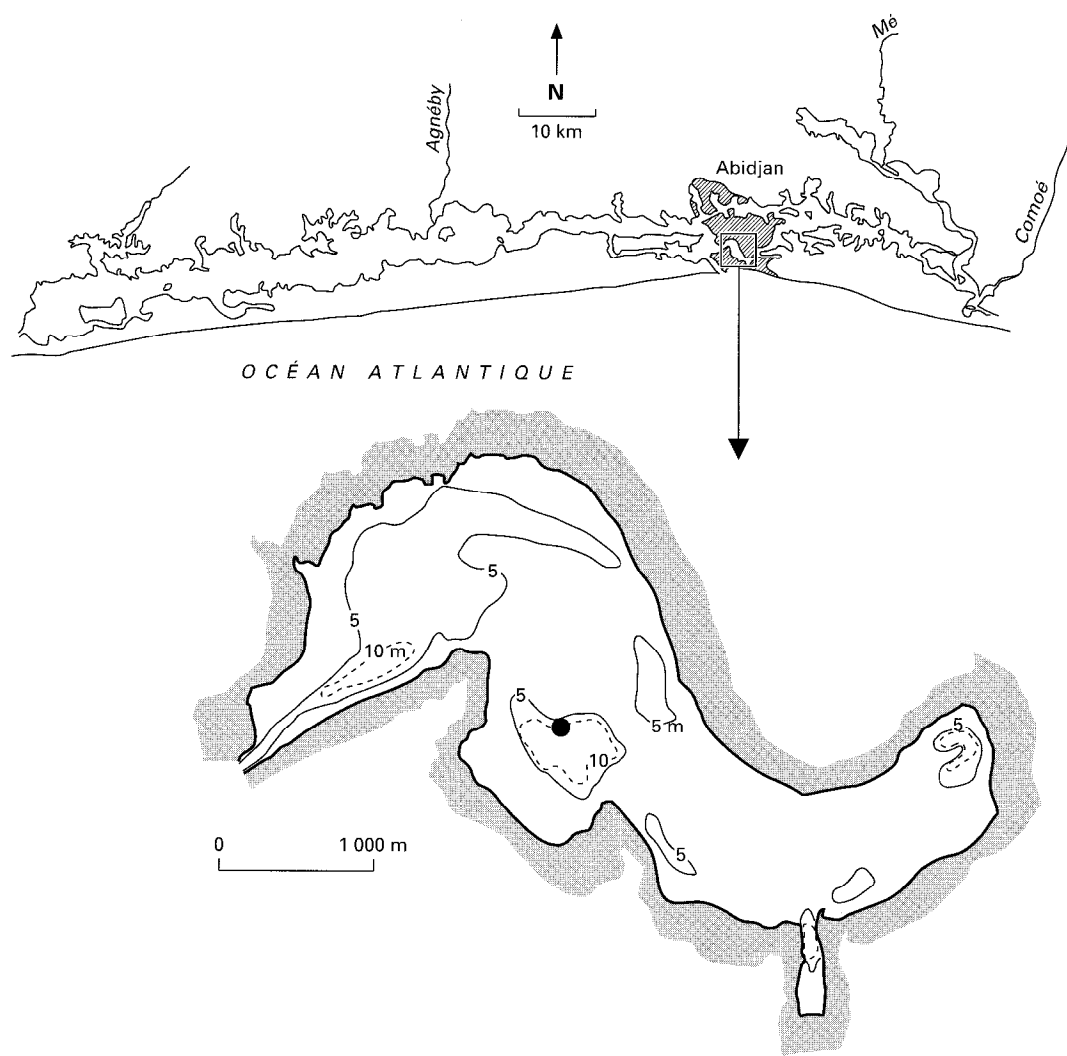


Figure 1
Localisation et bathymétrie de la baie de Biétri.

mètres du canal de Vridi, avec lequel elle fait un angle de 60°. Cette ouverture correspond au 1/10 de la section du canal de Vridi.

- À l'extrémité est, un percement dans le remblai de Koumassi a été pratiqué en 1981 pour limiter le confinement des eaux superficielles de cette partie de la baie. Les quatre buses ($L = 80\text{ m}$, $l = 3,2\text{ m}$, $h = 1,3\text{ m}$) placées dans le terre-plein font communiquer les baies de Koumassi et de Biétri. Cette ouverture correspond à 3,5 % de la section de la passe ouest.

La bathymétrie de la baie dont la surface est de $6,05\text{ km}^2$ a été établie par LEMASSON *et al.* (1981). Par planimétrie, on peut estimer son volume à $22,91.10^6\text{ m}^3$. Sa profondeur moyenne est d'environ 3,8 m (tabl. I). Sur un plateau relativement uniforme, plusieurs excavations ont été creusées au centre et à l'est de la baie lors de l'extraction de sédiments pour le comblement et l'aménagement des zones portuaires.

La courbe hypsométrique (fig. 2) reflète l'importance des fonds supérieurs à 5 m, les trois principales dépressions représentant près de 50 % du volume total de la baie pour environ 25 % de sa surface. En raison de cette morphologie particulière, le marnage (0,8 m au maximum) aura un effet limité sur la superficie de la baie et nul sur son volume.

TABLEAU I

Caractéristiques morphologiques de la baie de Biétri

Surface	$6,05 \cdot 10^6 \text{ m}^2$
Volume	$22,91 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
Périmètre	16 360 m
Longueur	6 000 m
Largeur	500 à 1 300 m
Profondeur maximale	15 m
Profondeur moyenne	3,8 m

ENTRÉES ET SORTIES D'EAU

Les ouvertures sur la lagune Ébrié

Les deux voies de communication permettent les échanges d'eau avec la zone estuarienne de la lagune Ébrié et la baie de Koumassi. Mais en raison de leur section différente et de leur distance respective à l'océan, les effets de la marée, principal facteur hydrodynamique, ne seront pas comparables d'une extrémité à l'autre. En particulier, les volumes circulants et les vitesses de transfert n'auront pas les mêmes ordres de grandeur à l'est et à l'ouest de la baie (GUIRAL et LANUSSE, 1984).

— La passe ouest permet le passage d'un volume moyen par marée au cours d'un cycle synodique de $5,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (décembre 1982) ou de $7,1 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (avril 1983). Le flux sortant de la baie au jusant est toujours supérieur au flux entrant. Les volumes écoulés sont directement corrélés aux amplitudes des marées enregistrées à la pointe de Vridi. GUIRAL et LANUSSE (1984) ont proposé un modèle permettant d'estimer les volumes entrants et sortants à partir de l'amplitude des marées à la pointe de Vridi. Ces estimations concernent seulement les périodes non influencées par la crue de la Comoé, qui constitue un facteur perturbateur dépendant du régime aléatoire des précipitations.

— Les volumes qui circulent par les buses sont environ dix fois plus faibles que ceux observés à la passe ouest.

En surface, les vitesses d'écoulement de l'eau aux points de communication atteignent au maximum $160 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ aux buses et $90 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ à la passe ouest. Ces valeurs élevées traduisent l'importance des mouvements d'eau liés aux marées au cours de la grande saison sèche, lorsque les apports continentaux et atmosphériques sont réduits.

L'onde de marée se propage d'une extrémité de la baie à l'autre en un temps moyen de 72 minutes (célérité : $140 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$), avec d'importantes variations. Aucune corrélation n'a été établie entre le retard de l'onde et l'amplitude de la marée.

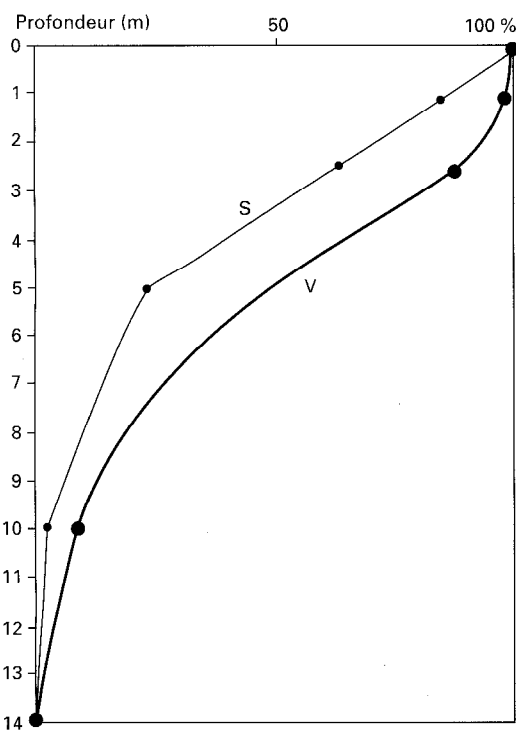


Figure 2

Courbe hypsométrique de la baie de Biétri, surface (S) et (V) volume.

En raison de l'isolement des dépressions, les mouvements hydrodynamiques des masses d'eau ne concernent que les 4 à 5 premiers mètres. Ainsi, chaque flot de marée de vive-eau mobilise environ 40 % de ce volume superficiel, et seulement 13 % en morte-eau.

Les émissaires

Tout le périmètre de la baie est concerné par des arrivées d'eaux usées. Les débits sont estimés avec peu de précision, comme la qualité des eaux qui en sont issues. NOVO (1974) estimait à 18 000 m³ les arrivées quotidiennes d'eaux usées. Depuis 1983, une modernisation des systèmes d'exploitation a permis une baisse du volume de ces rejets, qui, en 1987, sont estimés par le ministère de l'Industrie à 11 100 m³ . j⁻¹. Ces effluents transportent une quantité de matières biodégradables estimée à 120 t . j⁻¹ de DBO, dont plus de 95 % sont déversées par l'égout Sainte-Marie. À cela, il faut ajouter les eaux pluviales, qui n'empruntent pas de réseau séparatif. Les débits augmentent très rapidement en cas d'orage (ou, plus généralement, en saison des pluies), avec, dans le premier cas, un violent effet de chasse qui amène brutalement dans le milieu de grandes quantités de composés particuliers divers dont l'impact est très important sur la qualité des eaux, et, particulièrement, sur son niveau de contamination bactérienne (cf. III-1).

COURANTOLOGIE

La seule étude publiée est celle de LEMASSON *et al.* (1981). Ce travail, réalisé en 1976 et 1977, antérieurement à l'ouverture des buses de Koumassi, porte sur des mesures en marée de vive-eau dans les parties orientales et occidentales de la baie. Dans le secteur ouest, les courants les plus forts ont été observés pendant le jusan (22 cm . s⁻¹), alors qu'au centre de la baie les vitesses sont plus faibles (5 à 10 cm . s⁻¹). La dérive se fait parallèlement à la côte et la direction change lors de la renverse de marée. Dans le secteur est, il n'y a pas de différence significative entre le flot et le jusan, et les courants y seraient principalement induits par les vents.

À partir de bilans hydrologiques, le taux de renouvellement des eaux est estimé à 0,35 j⁻¹ en marée de vive-eau (marnage de 0,8 m) et à 0,05 j⁻¹ en marée de morte-eau (marnage de 0,1 m). Une autre approche (variations de salinité) a permis de proposer une valeur de 0,45 j⁻¹. Ce renouvellement est plus limité dans la partie est de la baie (taux moyen : 0,14 j⁻¹) et se fait tous les 7 jours environ. Dans la partie ouest, il se réalise tous les 2,2 jours (période de vive-eau) ou tous les 7,1 jours (période de morte-eau).

Hydrologie

SALINITÉ ET TEMPÉRATURE

Cycle saisonnier

L'hydroclimat de la partie estuarienne de la lagune Ébrié et donc de la baie de Biétri évolue sous un double contrôle océanique et continental (DURAND et CHANTRAINE, 1982). Lorsque les apports continentaux sont maximaux, l'influence marine est fortement réduite, et la salinité des eaux de surface inférieure à 10 g . l⁻¹. Inversement, lors de l'étiage du fleuve, l'influence océanique prédomine, et la salinité dépasse 25 g . l⁻¹. En fonction de l'importance des précipitations et de la durée de la crue, la diminution annuelle de la salinité des eaux de surface sera plus ou moins prononcée (fig. 3). À l'opposé, au sein des couches profondes, la variabilité saisonnière est peu perceptible, la salinité différant peu de 31 g . l⁻¹.

L'évolution des températures dépend de celle de l'air, sauf en période d'étiage où l'influence océanique sera plus marquée. La température de l'eau de surface augmente régulièrement au cours de la grande saison sèche, le maximum (30,2 °C) étant atteint en avril ou mai (fig. 3). Le début de la grande saison des pluies est marqué par un net refroidissement qui se poursuit au cours de la petite saison sèche (minimum annuel 25,0 °C). Cette chute des températures dépend de l'installation de la remontée côtière (grande saison froide océanique, d'après MORLIÈRE, 1970) et d'un refroidissement thermique atmo-

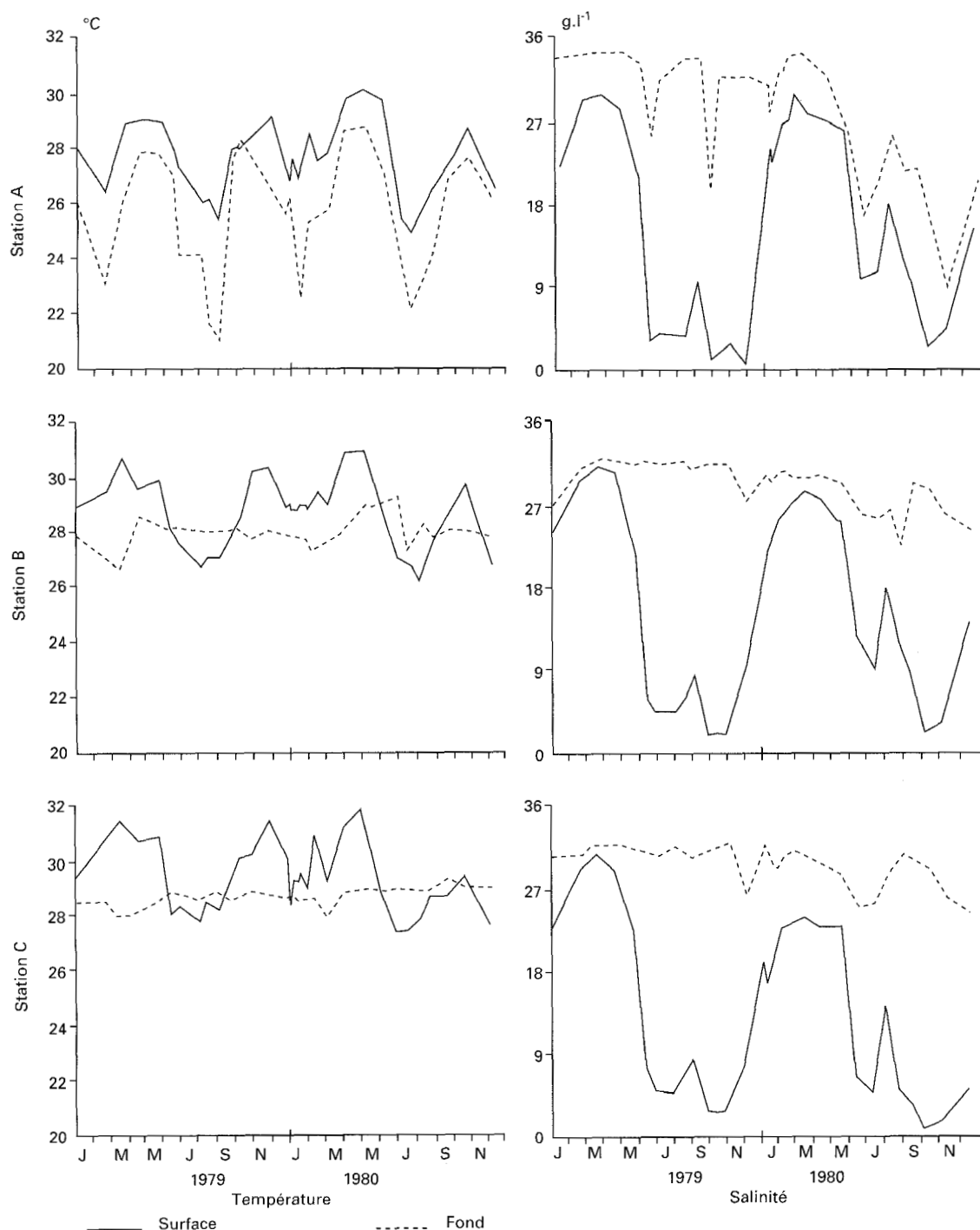


Figure 3

Évolution temporelle des températures et de la salinité en surface et au fond en trois points de la baie de Biétri : ouest (A), centre (B) et est (C).

sphérique. À partir du mois d'octobre, le renforcement des influences continentales (crues et précipitations) entraîne un réchauffement progressif, interrompu par le retour à une situation de remontée côtière (petite saison froide en mer) qui se produit en décembre ou janvier. Les couches profondes sont plus homothermes (amplitude annuelle : 1,4 °C).

TABLEAU II

Caractéristiques physico-chimiques de la baie de Biétri lors des périodes : A, de déstratifications et B, de stratification (valeurs moyennes, minimales et maximales)

A	Ouest baie	Centre baie		Est baie		B	Ouest baie	Centre baie		Est baie	
	0 - 4 m	0 - 4 m	4 - 10 m	0 - 4 m	4 - 10 m		0 - 4 m	0 - 4 m	4 - 10 m	0 - 4 m	4 - 10 m
MES (mg.l ⁻¹)	*	12,5 10,2 - 16,1	2,1 1,9 - 2,4	*	*	MES (mg.l ⁻¹)	*	11,7 5,0 - 26,8	11,8 0,7 - 43,6	*	*
pH	8,03 7,85 - 8,23	8,22 7,87 - 8,51	7,75 7,60 - 8,00	8,41 8,12 - 8,65	7,39 7,20 - 7,67	pH	7,98 7,85 - 8,23	8,03 7,87 - 8,51		7,83 7,28 - 8,38	7,40 7,33 - 7,50
O ₂ (ml.l ⁻¹)	4,4 3,3 - 5,0	4,7 3,4 - 7,1	0,3 0,0 - 2,2	6,6 2,2 - 11,5	0 0 - 0	O ₂ (ml.l ⁻¹)	3,9 2,9 - 5,0	4,6 3,3 - 6,7	0,1 0,0 - 0,7	5,7 3,2 - 9,7	0,5 0,3 - 0,8
Redox (mV)	*	210 120 - 230	- 210 - 355 - 200	*	*	Redox (mV)	*	200 130 - 280	- 360 - 430 - 290	*	*
N-NH ₄ (μmol.l ⁻¹)	*	6,5 2,5 - 17,2	73 6,0 - 200	1,6 1,4 - 1,8	936 815 - 1 057	N-NH ₄ (μmol.l ⁻¹)	*	10,1 1,6 - 35,2	295 220 - 350	9,6 2,0 - 21,5	1 193 867 - 1 730
N-NO ₂ (μmol.l ⁻¹)	0,8 0,2 - 2,3	0,3 0,1 - 0,6	0,3 0,0 - 1,9	0,7 0,0 - 4,9	0,3 0,0 - 0,7	N-NO ₂ (μmol.l ⁻¹)		0,7 0,2 - 2,1	1,3 0,0 - 3,4	3,1 0,9 - 6,4	0,4 0,1 - 0,6
N-NO ₃ (μmol.l ⁻¹)	1,2 0,1 - 3,2	0,5 0,0 - 1,9	0,3 0,0 - 1,4	0,4 0,0 - 1,9	0 0,0 - 0,0	N-NO ₃ (μmol.l ⁻¹)		1,3 0,0 - 4,8	0,1 0,1 - 0,7	7,1 1,6 - 13,0	0 0,0 - 0,0
P-PO ₄ (μmol.l ⁻¹)	0,7 0,4 - 1,7	1,3 0,7 - 2,5	48,6 1,6 - 213	1,5 0,3 - 3,0	99,7 1,2 - 210	P-PO ₄ (μmol.l ⁻¹)	1,2 0,8 - 1,7	1,4 0,7 - 2,0	33,2 7,2 - 53,3	1,9 0,1 - 3,6	96,8 29,7 - 290
S (g.l ⁻¹)	26,2 20,9 - 30,4	26,2 20,2 - 31,6	30,9 27,7 - 32,3	22,8 16,2 - 30,7	30,8 28,9 - 32	S (g.l ⁻¹)	6,7 0,2 - 18,7	7,7 2,4 - 18,8	29,2 23,0 - 32,0	5,4 1,1 - 14,8	29,3 24,8 - 32
T (°C)	28,1 26,4 - 30,2	29,6 28,9 - 31,1	27,9 26,6 - 29,0	30,2 28,3 - 32,0	28,6 28,0 - 29,0	T (°C)	27,2 25,0 - 29,9	28,1 28,9 - 31,1	28,3 27,5 - 29,5	28,8 27,5 - 31,6	28,9 28,6 - 29,4

Structure verticale

Comme tout système estuarien, la baie de Biétri présente une structure stratifiée lorsque les profondeurs dépassent 5 m :

- les eaux les plus superficielles (3 à 4 premiers mètres) ont des caractéristiques thermohalines proches de celles du milieu marin en saison sèche, du milieu continental en saison des pluies et des crues ;
- les eaux profondes sont en permanence salées, car peu renouvelées. L'absence d'un fort hydrodynamisme lié aux caractéristiques bathymétriques de la baie et l'existence de la pycnocline expliquent la stabilité de cette couche profonde ;
- entre ces deux milieux existe un métalimnion de faible épaisseur, correspondant à l'halocline et au niveau 0 d'oxygène. Cette zone de gradient est localisée entre - 4 et - 5 m, coïncidant avec l'affleurement des dépressions. Sa profondeur fluctue de quelques dizaines de centimètres en fonction du déplacement de l'onde de marée, mais aussi du cheminement d'ondes internes.

Cette structure verticale présente une évolution saisonnière en liaison avec l'hydroclimat (ARFI *et al.*, 1989) : vers la fin du mois d'octobre, le débit de la Comoé diminue brutalement, et l'étiage du fleuve débute lorsque prend fin en zone littorale la petite saison des pluies. En baie de Biétri, la couche de surface est dessalée (3 à 5 g . l⁻¹), et une halocline nette sépare cette tranche d'eau de la couche profonde, où la salinité plus élevée est proche de celle de l'eau de mer (32 à 35 g . l⁻¹).

L'arrêt de tout apport important d'eau douce dans la lagune va se traduire par une augmentation progressive de la salinité de l'eau superficielle, induisant un affaiblissement du gradient halin. À la fin de cette séquence (janvier), la salinité des deux couches d'eau est voisine, ce qui correspond à une disparition de l'halocline. Cependant, l'atténuation maximale du gradient de densité ne se réalisera qu'avec l'augmentation de la densité de l'eau de surface liée à son refroidissement. Ce phénomène se produit lorsque la remontée d'eau profonde affecte les zones néritiques proches d'Abidjan. La sensible diminution des températures des eaux océaniques (2 à 3 °C) se propage alors dans la lagune à l'occasion d'une marée de vive-eau. L'absence de gradient vertical marqué perdure pendant dix à douze semaines.

Avec les premières pluies du mois d'avril et, plus généralement, au mois de mai, les débits des fleuves côtiers puis celui de la Comoé augmentent sensiblement. L'influence marine ne prédomine plus, et, lors de l'installation de la grande saison des pluies, la colonne d'eau est à nouveau stratifiée. La salinité de la couche de surface diminue rapidement, mais celle de la couche profonde varie peu. Cette situation durera jusqu'à la fin du mois d'octobre, avec l'arrêt des apports massifs d'eau douce. La petite saison sèche du mois d'août, dont l'importance est très variable, ne modifie pas sensiblement cette organisation, en dépit d'une augmentation de la salinité en surface.

Zonation horizontale

Cette évolution hydrochimique saisonnière affecte l'ensemble des eaux de surface de la baie, qui présente ainsi une forte homogénéité spatiale, mais avec des caractéristiques très différentes d'une période à l'autre. Cette hétérogénéité temporelle est reflétée par les caractéristiques physiques et chimiques moyennes des eaux relevées lors des séquences très stratifiées de juin à décembre, et plus homogènes de janvier à mai (tabl. II).

Contrairement à l'homogénéité hydrochimique observée dans la couche superficielle, la morphologie de la baie et la localisation de ses points de communication avec le milieu extérieur engendrent un gradient des taux de renouvellement des eaux de surface. Ce confinement géographique se traduit par un enrichissement biologique, qui sera d'autant plus important que l'on s'éloigne de la passe ouest. D'une manière générale, il accentuera les phénomènes ayant trait à l'eutrophisation du milieu ; à l'opposé, la fréquence du renouvellement des eaux limitera ce processus. L'hydrodynamisme induit par les marées joue ainsi un rôle fondamental dans l'organisation biologique du système.

LE PH

Le pH des eaux de surface évolue essentiellement en fonction de la salinité, et, secondairement, de l'activité biologique du milieu. Plutôt stable à l'échelle annuelle dans la partie ouest de la baie, la plus salée, le pH devient plus variable avec l'accroissement du confinement (tabl. II).

La couche profonde présente des pH sans nette évolution saisonnière. Paradoxalement, ces valeurs dans des eaux en permanence plus salées sont proches de la neutralité et ainsi plus faibles qu'en surface. Pour ces niveaux très réduits, les fortes concentrations en sulfures (diacide faible) semblent jouer un rôle de tampon.

TURBIDITÉ ET MATÉRIEL EN SUSPENSION

La turbidité des eaux augmente d'ouest en est, à mesure que l'on s'éloigne de la communication avec le système lagunaire et l'océan. Le secteur oriental de la baie est le plus turbide (profondeur moyenne de disparition du disque de Secchi : 0,8 m), avec une faible variabilité ; le secteur occidental est moins turbide (1,4 m), mais les fluctuations sont plus importantes. Cette hétérogénéité des valeurs ne correspond pas à un rythme saisonnier, mais à une variabilité à plus haute fréquence, traduisant l'influence de l'hydrodynamisme lié à la marée.

À partir de la relation établie par DUFOR (1984b) pour ce milieu, l'épaisseur moyenne de la couche euphotique peut être estimée à 1,7 m dans le secteur oriental et 3,0 m dans le secteur occidental.

Les poids sestoniques en surface sont de l'ordre de $12 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (tabl. II), et correspondent à un seston minéral et organique constitué essentiellement de particules de taille inférieure à 10 mm.

OXYGÈNE DISSOUS

L'évolution de l'oxygène dans la colonne d'eau est principalement régulée par les phénomènes de production et de respiration. Sur la colonne d'eau, on distingue trois strates.

- La couche superficielle est oxygénée, voire suroxygénée en fin de journée, en liaison avec l'importance de l'activité photosynthétique du phytoplancton. 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, 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 (0 d'oxygène) coïncide avec l'halocline en période de fort gradient de densité.
- La couche profonde est généralement anoxique, et son épaisseur croît entre octobre et janvier. L'atténuation annuelle 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 (GUIRAL *et al.*, 1989b).

Ces fluctuations traduisent une provenance différente des eaux selon les conditions de marée et l'importance de l'hydrodynamisme local. L'existence d'un cycle nyctéméral à l'échelle de la baie peut ainsi être masquée en un site donné par l'évolution dynamique des masses d'eau, d'origine et de degré de confinement différents.

POTENTIEL REDOX ET SULFURES

En période de fort gradient de densité, le redox moyen des eaux de 0 à - 3 m est + 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. Le changement de potentiel redox consécutif à l'atténuation annuelle 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 à - 8 m. Cette situation est cependant transitoire et on retrouve rapidement dans l'hypolimnion des potentiels redox fortement négatifs.

La répartition verticale des sulfures suit celle des redox négatifs. Pour les niveaux les plus réduits, les concentrations peuvent dépasser 1 000 $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$. L'affaiblissement du gradient de densité est immédiatement précédé de leur rapide disparition (TORRETON *et al.*, 1989).

ÉLÉMENTS NUTRITIFS DANS LE MILIEU

En raison de l'importance de la charge polluante déversée dans la baie par les différents émissaires, les concentrations en éléments minéraux azotés et en orthophosphates dans la colonne d'eau sont en permanence élevées. Pour ces composés, on distinguera la couche superficielle, site d'arrivée (émissaires) et d'immobilisation biologique, de la couche profonde, site d'accumulation et de minéralisation (ARFI *et al.*, 1989 ; GUIRAL *et al.*, 1989a, 1989b).

Azote minéral

Les ions ammonium représentent 40 à 95 % de l'azote minéral dissous dans la couche superficielle et près de 100 % à partir de 7 m de profondeur. Les ions nitrate peuvent, épisodiquement, constituer 40 à 60 % de l'azote total en surface.

La couche des cinq premiers mètres présente des concentrations en N-NH_4 inférieures à 50 $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$; entre 0 et -2 m, elles ne dépassent que rarement 10 $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$. La couche profonde montre des valeurs plus élevées, augmentant rapidement avec la profondeur, et, à un moindre degré, avec le temps. Ainsi, début janvier, on note des concentrations de l'ordre de 300 $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$. Lors de l'atténuation annuelle du gradient de densité, les concentrations en N-NH_4 de la couche anoxique diminuent brutalement, pour atteindre des valeurs proches de 10 à 20 $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ (fig. 4a). Avec le renforcement de la stratification, cette situation fait place à une nouvelle phase d'accumulation.

Les teneurs en N-NO_2 au sein de la couche superficielle sont de l'ordre de 3 $\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$. En période de stratification marquée, on remarque une accumulation d'azote nitreux au niveau de la pycnocline, où il y a quatre fois plus de N-NO_2 qu'en surface (fig. 4b), avec une individualisation de « cellules » à forte concentration entre - 2 et - 5 m en période de morte-eau. Cette structure disparaît peu avant l'atténuation de la stratification.

On ne remarque jamais de valeurs élevées en N-NO_3 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. Au-dessus de la pycnocline, on note une accumulation de ce composé entre - 3 et - 5 m lors de la période de forte stratification (fig. 4c).

Phosphore soluble réactif

Son évolution est identique à celle de l'azote ammoniacal, tant du point de vue de sa distribution verticale que temporelle (fig. 4d), avec un système à deux couches en période de stratification marquée. Lors de l'affaiblissement du gradient de densité, les teneurs au sein de la couche profonde diminuent rapidement. Après cet épisode, les orthophosphates s'y accumulent à nouveau progressivement.

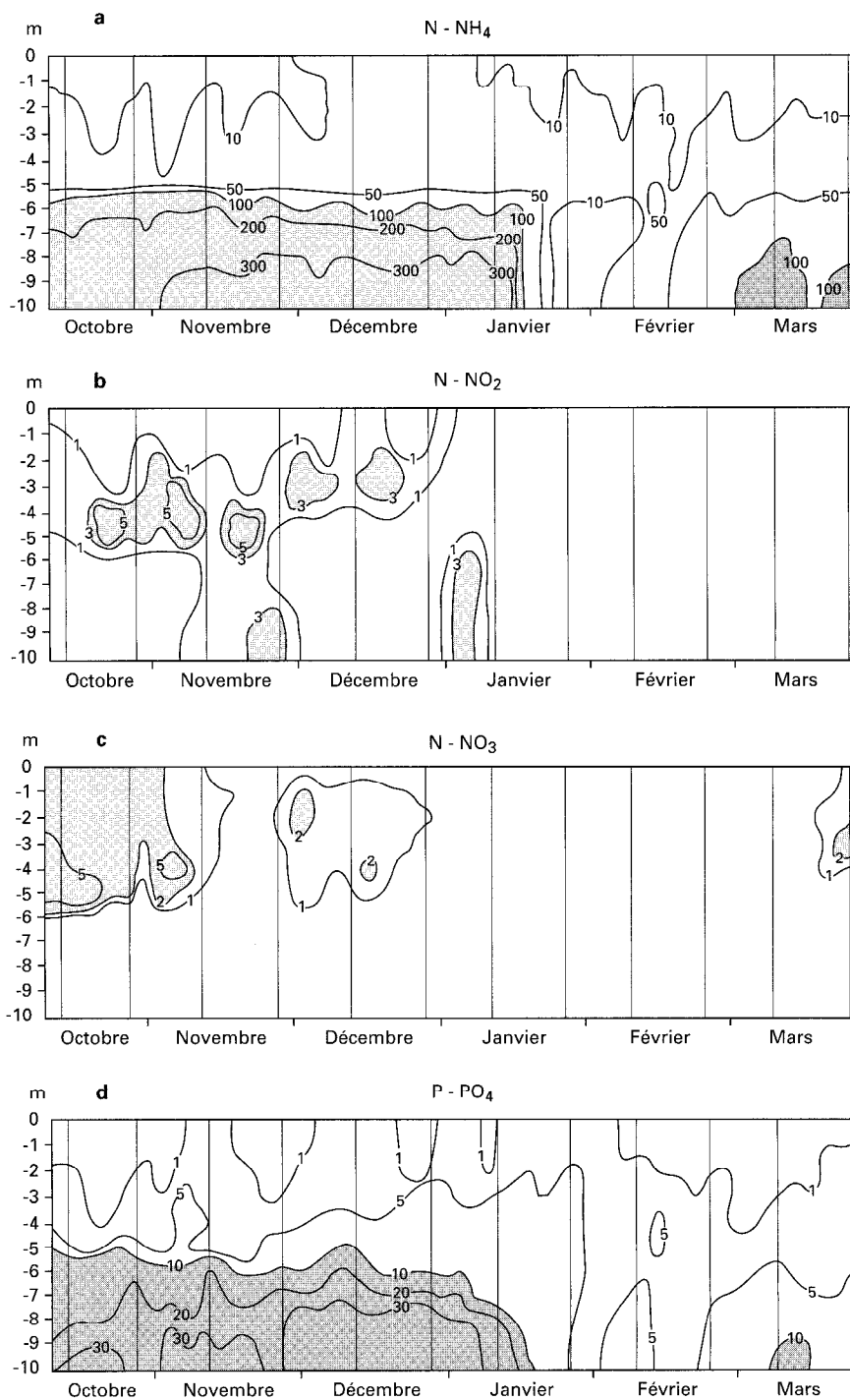


Figure 4

Évolution spatiotemporelle des concentrations en N-NH_4 (a), N-NO_2 (b), N-NO_3 (c) et P-PO_4 (d) en une station profonde au centre de la baie de Biétri. Les marées de vive-eau sont figurées par des traits verticaux ; les valeurs sont exprimées en $\mu\text{mol.l}^{-1}$.

Les concentrations en $P-PO_4$ sont peu élevées dans la couche superficielle et ce sur l'ensemble de la baie. En raison des apports permanents d'origine anthropique, les valeurs fluctuent entre 1 et $15 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$, mais l'essentiel des phosphates est immobilisé au sein de la forte biomasse algale. La situation est totalement différente dans la couche profonde : les concentrations que l'on y observe sont au contraire très élevées (50 à $80 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$). Cette accumulation maximale à proximité du sédiment résulte d'un ensemble de mécanismes :

- la salinité élevée des eaux profondes favorise les phénomènes de désorption du $P-PO_4$ associé aux suspensions inorganiques solides ;
- la très faible pénétration lumineuse et l'anoxie interdisent l'immobilisation phytoplanctonique ;
- les conditions réductrices sont à l'origine d'un flux benthique de phosphore soluble issu de la réduction des complexes organiques et inorganiques ; de plus, les valeurs de potentiel redox atteintes sont incompatibles avec des processus d'immobilisation géochimique par néoformation de composés tels que la vivianite au sein du dépôt.

Charge de la colonne d'eau en éléments nutritifs

En intégrant les concentrations $N-NO_2$, $N-NO_3$, $N-NH_4$ et $P-PO_4$, on obtient une valeur par mètre carré sur la colonne d'eau qui correspond à la somme des quantités intégrées entre 0 et -5 m, et entre -5 m et le fond. Le niveau -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. Compte tenu de l'ampleur des variations verticales, il est possible, dans une première approximation, de considérer les fluctuations spatiales comme secondaires. Cela se justifie particulièrement pour les eaux de surface qui présentent une forte instabilité hydrodynamique, sans zonation géographique nette (ARFI *et al.*, 1989).

Azote ammoniacal : l'importance de la quantité intégrée en $N-NH_4$ présente dans l'hypolimnion lors de la période de fort gradient de densité apparaît nettement, avec des valeurs de l'ordre de $14 \text{ g N} \cdot \text{m}^{-2}$ (fig. 5a), et des fluctuations limitées (10 à 15 % du total). Lors de l'atténuation de la stratification de densité, on observe une diminution de 90 % des quantités d'azote ammoniacal initialement présentes dans la couche profonde. Après une courte séquence de stabilité relative, la quantité d'ammoniaque augmente à nouveau à partir de la mi-février. Dans l'épilimnion, cette quantité intégrée est de l'ordre de $1,1 \text{ g N} \cdot \text{m}^{-2}$,

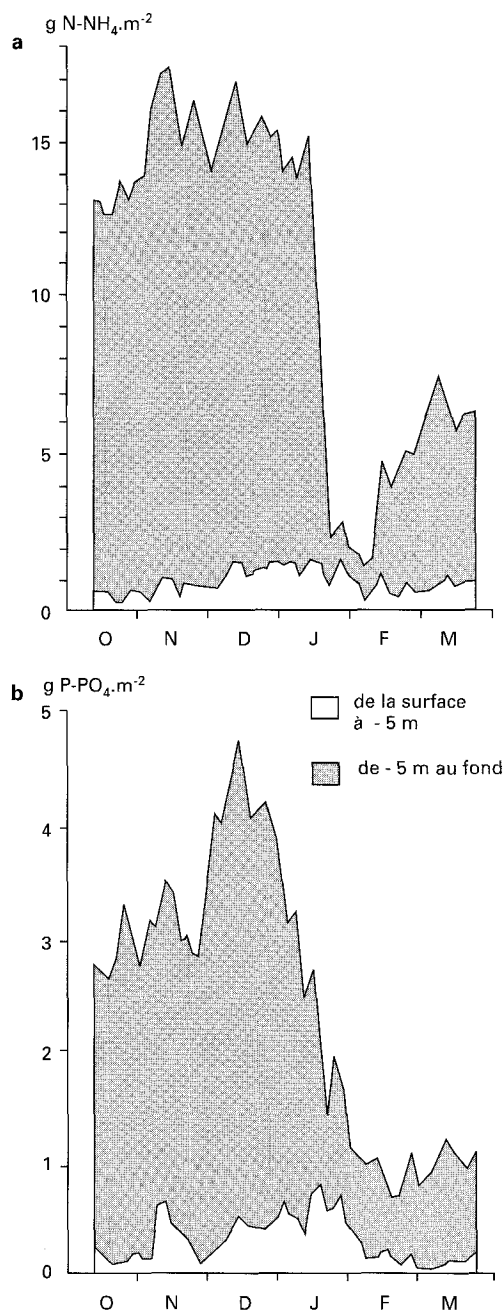


Figure 5
Évolution temporelle des stocks de $N-NH_4$ (a) et $P-PO_4$ (b) en une station profonde au centre de la baie de Biétri.

quel que soit le degré de stratification. Après l'affaiblissement du gradient, cette quantité est alors équivalente à celle de l'hypolimnion et cela au moins jusqu'à la mi-février.

Azote minéral oxydé : les intégrales par mètre carré en N-NO_2 et N-NO_3 dans l'épi- et l'hypolimnion sont équivalentes, de l'ordre de 0,20 avant la mi-janvier et de 0,02 g N ensuite. Les fluctuations sont rapides et importantes, et concernent aussi bien la couche profonde que la couche superficielle.

Phosphore « réactif » : ses variations sont proches de celles de l'azote ammoniacal. À une phase d'accumulation dans la couche profonde ($2,9 \text{ g P} \cdot \text{m}^{-2}$), succède, lors de l'affaiblissement du gradient de densité, une sensible diminution de cette quantité, suivie d'une stabilisation autour de $0,8 \text{ g P} \cdot \text{m}^{-2}$. Cette diminution s'étend sur une période un peu plus longue que pour l'azote ammoniacal (fig. 5b).

Particularités du cycle biogéochimique de l'azote

En zone oxygénée, les conditions sont favorables à une minéralisation hétérotrophe des composés organiques azotés aboutissant à la formation de N-NH_4 , transformé ultérieurement par oxydation chimique et (ou) biologique en N-NO_2 et N-NO_3 . Ces composés sont aussitôt remis à la disposition de l'échelon primaire, en raison de l'imbrication des sites de minéralisation et de production. L'épilimnion oxygéné fonctionne de ce point de vue comme un système à deux strates. La production de la couche de 0 à - 3 m est réalisée à partir des apports allochtones et des métabolites issus des processus de minéralisation se déroulant principalement au sein de la couche oxygénée, euphotique d'abord, aphotique ensuite jusqu'à - 5 m. Cette dernière est elle-même alimentée par la sédimentation issue de la sous-couche superficielle. Quand le sédiment se trouve également en zone oxygénée, il doit participer activement à ce recyclage.

Deux phénomènes sont à l'origine des fortes concentrations en ammoniacque que l'on observe au sein de l'hypolimnion anoxique :

- la matière organique issue de l'épilimnion sédimente dans un milieu réducteur, à potentiel redox fortement négatif (inférieur à - 200 mV) ; l'azote particulaire est alors transformé en N-NH_4 dans la colonne d'eau par protéolyse et ammonification anaérobie ;
- dans les eaux interstitielles du sédiment superficiel des dépressions, ces phénomènes sont amplifiés, et les concentrations en N-NH_4 dépassent $1\,500 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$; en l'absence d'une interface oxydée, ces formes dissoutes contribuent à l'établissement d'un flux vers l'hypolimnion et, faute de transport vertical ou latéral, s'y accumulent.

En raison de l'importance du flux particulaire vers le sédiment, l'enfouissement progressif au sein du dépôt :

- des formes non dégradables de l'azote,
 - du N-NH_4 , dont les concentrations dans l'eau interstitielle des sédiments profonds dépassent $3\,000 \mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$,
 - et des composés organiques néoformés
- correspond à une perte d'azote pour le système.

Lors de l'atténuation de la stratification, les concentrations en N-NH_4 diminuent très rapidement au sein de l'hypolimnion. Si on ne peut rejeter totalement une redistribution à l'échelle de la baie de ces composés accumulés et (ou) un renouvellement complet de la masse d'eau de la baie liés à un hydrodynamisme intense, ni une consommation par le phytoplancton, l'hypothèse la plus vraisemblable concernant cette disparition serait une modification de l'environnement chimique des eaux profondes (GUIRAL *et al.*, 1989a, 1989b). En effet, les nouvelles conditions de redox engendrées par l'oxygénation temporaire des eaux de l'hypolimnion sont compatibles avec la formation de complexes organominéraux et (ou) la précipitation de composés organométalliques lors de la réoxydation de composés minéraux (ions ferreux par exemple). La formation temporaire de tels complexes sous forme particulaire et (ou) col-

loïdale pourrait soustraire une partie non négligeable du N-NH_4 et du P-PO_4 initialement accumulés dans l'hypolimnion (GUIRAL *et al.*, 1989a, 1989b).

Lors du retour à des conditions anaérobies, ces composés temporairement immobilisés pourraient repasser sous forme dissoute, et contribuer ainsi à la rapide reconstitution du stock d'azote ammoniacal et de phosphore « réactif ». En effet, la reconstitution du stock immédiatement après le renforcement du gradient de densité est trop rapide pour correspondre aux seuls apports anthropiques et à l'activité de minéralisation.

Milieux sédimentaires

DESCRIPTION GÉNÉRALE

À l'échelle de la baie, la densité des sédiments de surface montre une très forte hétérogénéité spatiale. Les valeurs sont comprises entre $1,5$ et $15,9 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{cm}^{-1}$, et correspondent respectivement à des teneurs en eau interstitielle de 33 et 607 % par rapport au poids sec.

D'une manière générale, les sédiments de faible densité et à teneur en eau élevée occupent les zones les plus profondes, formant une crème organique très noire, sans interface eau-sédiment bien différenciée. Des analyses pratiquées au sein de cette zone de transition équivalente à un néphéloïde profond indiquent des concentrations nulles en carbone minéral, très élevées en carbone organique et, comparativement, pauvres en azote (tabl. V). Dans ces suspensions, la kaolinite constitue le minéral silicaté le plus abondant, et les concentrations en sulfures libres peuvent y atteindre des valeurs supérieures à $8 \text{ mmol} \cdot \text{l}^{-1}$. Des carottages réalisés au sein des sédiments proprement dits indiquent une discontinuité marquée vers - 15 ou - 20 cm. À ce niveau, le sédiment de surface, noir et mal structuré, passe sans transition à une vase très fine, gris ardoise, compacte et plastique. Dans les zones moins profondes, on observe des sédiments constitués en majeure partie de sable grossier d'origine fluviale, avec des phases de reprise éolienne.

TENEURS EN CARBONE ORGANIQUE DES SÉDIMENTS DE SURFACE

Une étude réalisée sur 36 stations a permis de préciser la distribution spatiale du carbone organique au sein des sédiments superficiels de la baie (GUIRAL, 1984). Les sédiments vaseux de faible densité ($d < 5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{cm}^{-1}$) présentent des concentrations en carbone organique supérieures à $20 \text{ mg} \cdot \text{g}^{-1}$ de sédiment sec, alors que les sédiments très fluides ($d < 2 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{cm}^{-1}$) montrent des concentrations supérieures à $60 \text{ mg} \cdot \text{g}^{-1}$. Pour tenir compte de la très forte disparité granulométrique existant entre les stations, le stock de carbone organique sédimentaire a été exprimé par unité de volume de sédiment frais (fig. 6).

Il est ainsi possible de mettre en évidence une zonation nord-sud, avec une accumulation dans la partie sud de la baie, moins directement affectée par l'hydrodynamisme et relativement bien abritée des vents dominants. La charge totale en carbone organique, estimée pour les 78 % de la baie effectivement prospectés, est égale à 397 t (concentration moyenne : $93 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{cm}^{-1}$). Cette valeur très élevée traduit un processus de sédimentation essentiellement organique, qui reflète l'importance des charges sestoniques présentes au sein de la colonne d'eau.

SÉDIMENTATION

La sédimentation totale a été suivie au cours d'un cycle annuel dans la partie centrale de la baie, au moyen de deux pièges à sédiment, situés respectivement à - 2 m (couche euphotique) et - 7 m (couche aphotique). En moyenne, le flux est équivalent aux deux niveaux (tabl. III). Près de la surface, les particules sont de taille plus grossière et plus riches en matière organique. Entre - 2 et - 7 m, l'enrichissement

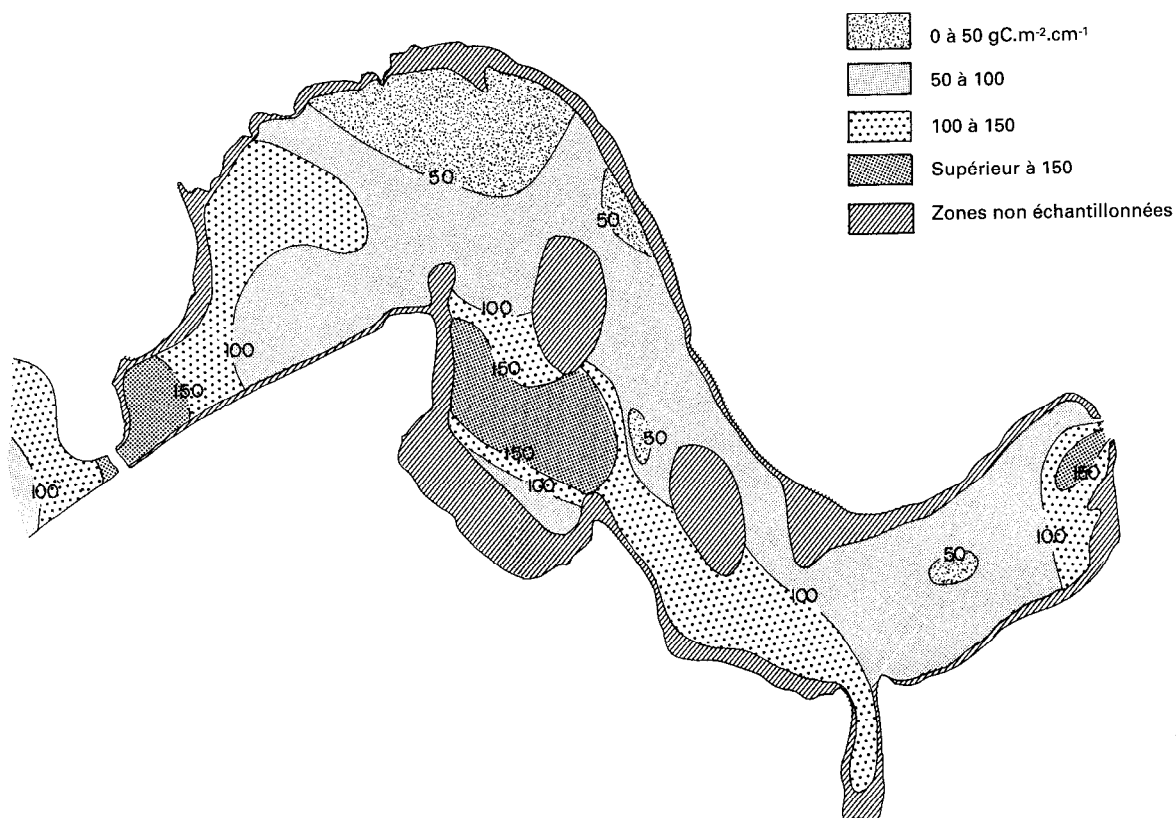


Figure 6
Répartition spatiale des concentrations en carbone organique sédimentaire exprimées en unités de volume de sédiments frais.

TABLEAU III
Estimation des taux de sédimentation (mg.cm⁻².a⁻¹) journalière et annuelle et (entre parenthèses) pourcentages de la contribution des particules < à 60 µm (intervalle de confiance α = 5%)

	- 2 m			- 7 m		
Sédimentation journalière	Totale	Minérale	Organique	Totale	Minérale	Organique
moyenne	1,33 (79)	0,81 (82)	0,53 (74)	1,53 (83)	1,13 (84)	0,41 (88)
écart-type	0,56	0,37	0,34	0,89	0,74	0,23
nb. de mesures	55	53	53	55	54	54
Sédimentation annuelle						
minimale	430	-	-	470	-	-
maximale	540	-	-	646	-	-

des fractions minérales par perte de matière organique est de 2,2 pour les particules supérieures à $60\text{ }\mu\text{m}$, et de 1,6 pour les particules de taille inférieure. Les phénomènes de minéralisation qui se déroulent dans la colonne d'eau lors de la chute du seston affectent ainsi plus nettement les fractions grossières. La vitesse de sédimentation des petites particules, plus riches en matières minérales et, de ce fait, plus denses, semble ainsi supérieure à celle du trypton de grande taille. Ce transfert lent vers le fond des grosses particules peu incluses au sein de complexes organominéraux se traduit par une minéralisation plus complète des composés organiques. L'analyse des fractions minérales totales par diffractométrie aux rayons X révèle la présence de limons fins constitués de quartz auxquels sont associés des argiles (kaolinite, et accessoirement illite et séricite).

La sédimentation annuelle est estimée à $560\text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ dont $149\text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ de matière organique, correspondant à un apport de carbone de $86\text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$. Cette estimation est peu différente de la concentration moyenne en carbone organique déterminée pour les sédiments à la surface du dépôt.

Le suivi hebdomadaire réalisé d'octobre 1985 à novembre 1986 a mis en évidence des variations saisonnières des taux de sédimentation minérale dans la couche superficielle (tabl. IV). La sédimentation des particules de taille inférieure à $60\text{ }\mu\text{m}$ est significativement supérieure lorsque la salinité des eaux de surface est inférieure à $10\text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. En période de pluie et (ou) de crue de la Comoé, cet accroissement est cependant moins marqué au sein des excavations, car, comparativement à -2 m , on remarque une augmentation de la sédimentation dans la couche profonde lorsque la salinité de surface dépasse $10\text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Ainsi, lors des périodes sans gradient ou à faible stratification verticale, cette augmentation notée dans les couches profondes est indépendante des arrivées de surface. Cela traduit le rôle de piège à particule joué par les zones profondes, qui interceptent en plus des apports de la couche superficielle le matériel particulaire des fonds moyens remobilisé et charrié à l'interface eau-sédiment par l'action hydrodynamique des marées. Du fait de cet apport latéral, on ne peut mettre en évidence le rôle de la pycnocline séparant une eau de surface continentale ($S < 10\text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$) et une eau profonde lagunaire ($S > 10\text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$).

Compte tenu de la périodicité des échantillonnages, la sédimentation organique ne semble pas présenter de variations saisonnières et cela quel que soit le niveau considéré.

TABLEAU IV

Comparaison des flux de sédimentation en $\text{mg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{l}^{-1}$ en fonction de la salinité des eaux de surface (comparaison des moyennes par le test de Mann-Whitney)

		Totale			$\varnothing < 60\text{ }\mu\text{m}$			$\varnothing > 60\text{ }\mu\text{m}$		
		$\bar{X}$	σ	N	$\bar{X}$	σ	N	$\bar{X}$	σ	N
2 m	$S < 10\text{ ‰}$	1,31	0,52	8	1,07	0,34	8	0,23	0,24	8
	$S > 10\text{ ‰}$	0,73	0,26	43	0,59	0,27	43	0,14	0,11	43
	Différence	n.s.			***			n.s.		
7 m	$S < 10\text{ ‰}$	1,25	0,15	8	1,16	0,19	8	0,9	0,17	8
	$S > 10\text{ ‰}$	1,12	0,65	44	0,89	0,43	43	0,19	0,33	43
	Différence	n.s.			*			n.s.		

$\bar{X}$: moyenne ; σ : écart-type ; N : nombre de données ; n.s. : non significatif ;

* : $p = 5\%$; *** : $p = 0,1\%$.

ÉVOLUTION DE LA MATIÈRE ORGANIQUE MORTE

Les compositions élémentaires du seston organique prélevé dans les eaux de surface, les eaux profondes et les sédiments de surface indiquent une minéralisation plus rapide des composés azotés que des composés carbonés (tabl. V) ; ainsi, le matériel organique qui alimente les sédiments superficiels est relativement appauvri en azote.

TABLEAU V
Rapport carbone et azote organiques dans le matériel particulaire
et au sein des sédiments superficiels

	C/N	σ	N
Seston particulaire de surface (0 - 3 m)	6,72	0,28	19
Seston particulaire profond (7 - 10 m)	8,23	0,46	17
Néphéloïde profond (14 m)	36,67	-	1
Sédiment de surface (0 - 5 cm)	15,15	0,95	16

Avec C/N et σ rapport atomique moyen et écart-type,
N est le nombre d'échantillons analysés.

La matière organique des sédiments superficiels est constituée à plus de 50 % par des composés carbonés peu extractibles fortement polymérisés (GUIRAL, 1984), intimement liés au support minéral et correspondant au carbone résiduel de l'humine (fig. 7). Au cours de son enfouissement, on observe une disparition de 51 % des composés acido-solubles et de 86 % des composés hydrolysables. Les concentrations en glucides dont l'évolution est parallèle à celle des pigments photosynthétiques dégradés sont divisées par un facteur 5 entre les strates 0-2 et 6-8 cm, et traduisent l'intensité des processus cataboliques dans les couches superficielles du dépôt.

Un cycle annuel réalisé en une station profonde de la baie (concentration en carbone organique : 36,10 mg . g⁻¹ de vase sèche) a montré que 46 % du carbone acido-soluble total était mobilisé par bio-dégradation ou par polymérisation. À l'opposé, le carbone non hydrolysable qui représente 90 % du carbone total sédimentaire ne comporte que 20 % de fractions effectivement mobilisées au cours d'un cycle annuel (GUIRAL, 1981).

LES PEUPELEMENTS BENTHIQUES

ZABI (1982) a effectué une étude comparative des peuplements benthiques qui colonisent les sédiments des baies urbaines d'Abidjan, en liaison avec le volume des effluents qui s'y déversent.

Lorsque les conditions d'oxygénation et les concentrations en composés réduits soufrés et azotés le permettent, les sédiments de surface de la baie de Biétri hébergent un peuplement macrobenthique relativement riche en espèces, mais peu diversifié. Le gastéropode *Pachymelania aurita*, espèce dominante, présente dans ce milieu des densités très élevées. Les espèces accompagnatrices sont principalement les mollusques *Tagelus augulatus* et *Tympanotonus fuscatus*, auxquels sont associés des németes et des polychètes en effectifs réduits (*Notomastus laterius*, *Namalycastis indica* et *Glycera convoluta*).

Les espèces recensées en baie de Biétri sont également observées dans d'autres sites de la lagune Ébrié. La pollution organique de ce milieu se traduit donc essentiellement par l'existence de zones profondes anoxiques et donc azoïques et par un peuplement faiblement diversifié dans les zones peu profondes et donc non stratifiées, où prolifère *P. aurita*.

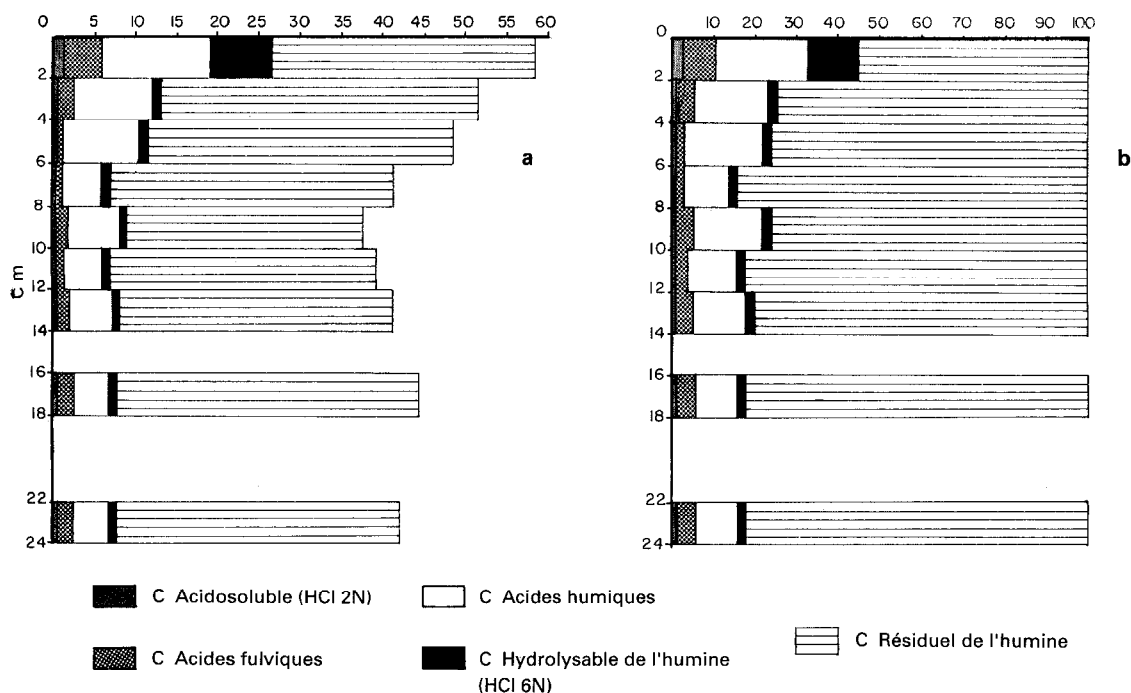


Figure 7

Fractionnement chimique du carbone organique sédimentaire au sein d'une carotte prélevée en une station profonde, exprimé en mg C.g^{-1} de sédiment sec : expression pondérale (a) et relative (b).

Bactériologie

LES BACTÉRIES PÉLAGIQUES

La densité des bactéries hétérotrophes aérobies et anaérobies facultatives a été estimée par comptage des colonies se développant sur deux milieux de culture, l'un doux pour le dénombrement des bactéries d'origine continentale (*Nutrient Agar* Difco), l'autre salé pour les bactéries halotolérantes d'origine marine (*Marine Agar* Difco). Au cours d'un cycle annuel en surface, les densités sont comprises entre 10^4 et 10^5 colonies formées par unité bactérienne (CFU) par millilitre (CARMOUZE et CAUMETTE, 1985). Les valeurs diminuent ensuite avec la profondeur et cela principalement sous la halo-oxycline (fig. 8a). L'écart maximal des densités de bactéries hétérotrophes estimées à partir de cultures sur les deux milieux est noté lors de l'affaiblissement de la stratification et correspond à une période de salinité maximale et relativement homogène sur l'ensemble de la colonne d'eau. À l'opposé, en période de stratification marquée, les écarts sont plus faibles, et ceci même au sein de l'hypolimnion qui présente toujours une salinité élevée. Une halotolérance différente selon les peuplements ne peut être mise en évidence pour ce milieu, car la sélection des populations dépend principalement de leur capacité à survivre au sein d'un environnement anoxique et riche en sulfures.

Les dénombrements réalisés par comptage en épifluorescence après coloration à l'acridine orange (TORRETON *et al.*, 1989) fournissent des valeurs très supérieures, de l'ordre de 10^7 bactéries $\cdot \text{ml}^{-1}$. En période de fort gradient halin, les densités diminuent significativement avec un taux de décroissance relativement constant en fonction de la profondeur (fig. 8b), les densités près de l'interface eau-sédiment étant quatre fois plus faibles que celles estimées en subsurface. En période de stratification atténuée, la répartition est plus homogène, et liée à une diminution de l'abondance dans la couche correspondant à l'épilimnion en période de stratification marquée.

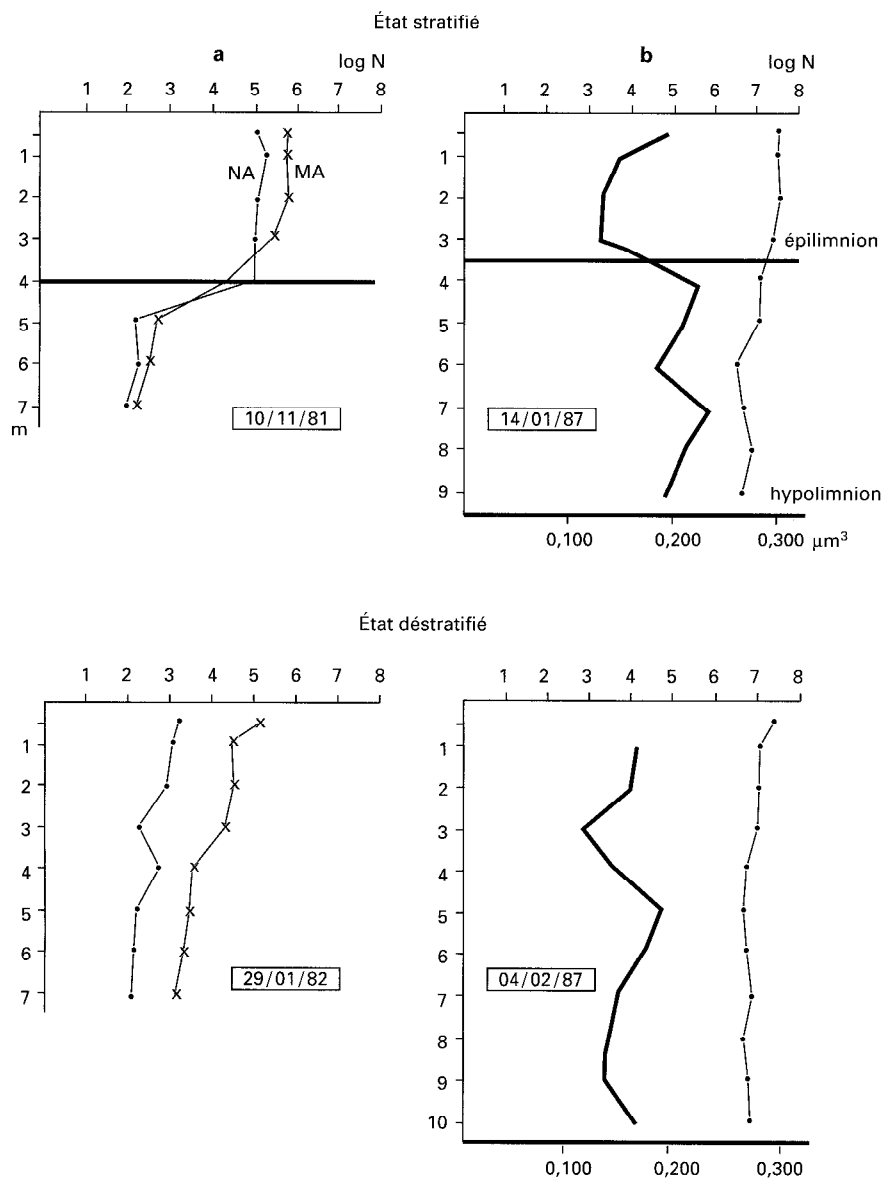


Figure 8

Dénombrements des bactéries pélagiques en situation de fort et faible gradient de densité (a) par culture sur milieux gélosés nutritifs (NA, MA) et (b) par comptages directs en épifluorescence ; le trait gras représente les biovolumes bactériens moyens.

Les biovolumes bactériens moyens dans l'hypolimnion anoxique sont significativement supérieurs ($V = 0,203 \mu\text{m}^3 \cdot \text{bactérie}^{-1}$) à ceux estimés pour l'épilimnion en situation de stratification marquée, et pour l'ensemble de la colonne d'eau en absence de gradient ($V = 0,153 \mu\text{m}^3 \cdot \text{bactérie}^{-1}$).

En utilisant un terme de conversion carbone organique/biovolume bactérien de $1,06 \cdot 10^{-13} \text{ g C} \cdot \mu\text{m}^{-3}$ (NACATA, 1986), la biomasse bactérienne totale vivante et morte est estimée à $1,64 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2}$ en période de forte stratification, dont 59 % au sein de l'épilimnion oxygéné. En période de gradient de densité minimal, et en raison des diminutions de la densité bactérienne en surface et des biovolumes moyens dans les couches profondes, la biomasse bactérienne totale est significativement plus faible que dans la situation précédente ($1,08 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2}$).

La répartition verticale des grands types morphologiques (fig. 9) montre une très forte dominance des formes coccoïdes et la présence à tous les niveaux de bactéries bourgeonnantes (type *Hyphomicrobium*). Dans les couches anoxiques, on observe fréquemment des formes spiralées de très grande taille (biovolumes moyens compris entre 10 et 35 μm^3), dont le rôle fonctionnel n'est pas clairement établi.

La production bactérienne estimée par l'incorporation de thymidine tritiée au sein du matériel acido-précipitable (TORRETON *et al.*, 1989) est très forte (0,5 à 1 nmol thymidine $\cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$) au sein de la couche euphotique (fig. 10a). En conditions anoxiques, le taux d'incorporation chute brutalement et cela dès le passage de la chimiocline. Lors de la pénétration d'oxygène dans l'hypolimnion, consécutive à l'affaiblissement du gradient de densité, on observe une diminution du taux d'incorporation en surface et une sensible augmentation de l'activité de production bactérienne dans l'hypolimnion temporairement réoxygéné (fig. 10b).

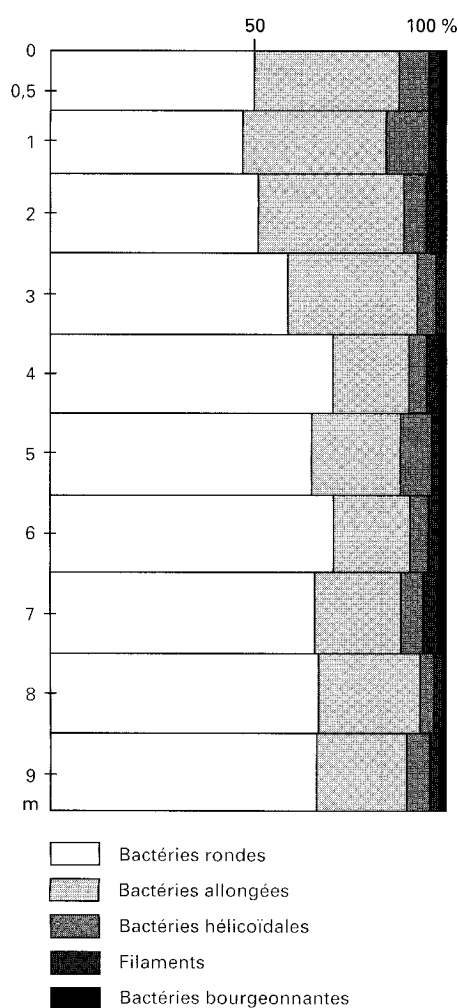


Figure 9
Répartition verticale des différents types morphologiques bactériens après coloration à l'acridine orange.

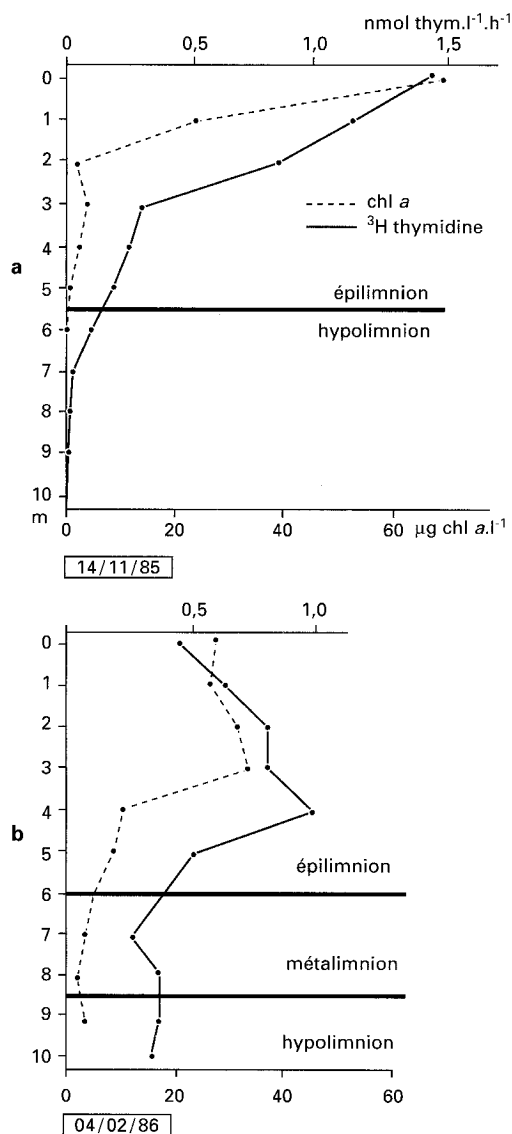


Figure 10
Concentrations en chlorophylle *a* et incorporation de thymidine tritiée au sein de la colonne d'eau en situation de fort (a) et faible (b) gradient de densité.

L'activité spécifique correspondant à la quantité de thymidine fixée par cellule bactérienne est de $0,84 \cdot 10^{-19}$ mol pour les eaux de surface oxygénées. Cette valeur est indépendante du degré de stratification du milieu. Ainsi la diminution d'incorporation observée en surface lors de l'atténuation de la stratification n'est attribuable qu'à la baisse de la densité bactérienne observée à ce niveau. L'activité spécifique est deux fois plus faible ($0,38 \cdot 10^{-19}$) dans les eaux anoxiques et augmente très significativement lors de la pénétration de l'oxygène dans ce milieu, atteignant alors des valeurs proches de celles observées pour les eaux superficielles ($0,65 \cdot 10^{-19}$).

Des expériences d'incubation avec et sans prédateurs (microzooplancton) semblent montrer que la prédation ne s'exerce pas uniformément sur l'ensemble des peuplements bactériens, mais préférentiellement sur de gros bacilles ($V = 0,59 \mu\text{m}^3$) normalement peu représentés dans la flore totale (5 à 10 % du nombre). Soumise à une forte prédation dans le milieu naturel, cette classe de taille doit ainsi bénéficier pour une part essentielle de l'incorporation du marqueur et donc de la production bactérienne totale. Ainsi, à partir de ces expérimentations, le terme de conversion entre incorporation de thymidine et production cellulaire a été estimé à $0,746 \cdot 10^{18}$ cellules produites par mole de thymidine incorporée.

En situation de stratification marquée, le temps de doublement de la biomasse bactérienne peut être estimé à 3,7 h pour l'épilimnion et 6,7 h pour l'hypolimnion. En période de faible gradient, ce temps est de 3,3 h pour l'ensemble de la colonne d'eau. Par une méthode différente (cf. II-8), CARMOUZE et CAUMETTE (1985) estiment un temps de doublement pour les eaux de surface compris entre 1,5 et 2,0 h en février, mars et avril et entre 4 et 5 h en juillet, août et septembre. Le temps de doublement moyen annuel est ainsi égal à 3,5 h et correspond à une production cellulaire journalière de $2,5 \cdot 10^7$ bactéries $\cdot \text{ml}^{-1}$. La très bonne concordance entre les estimations du temps de doublement de la biomasse dans les eaux de surface à partir de deux techniques très différentes confirme l'importance dans la production de cellules nouvelles des gros bacilles dont le taux de recouvrement semble très élevé sur milieu gélosé riche. L'étude des capacités métaboliques potentielles révèle pour ces souches une utilisation plus fréquente des acides gras (en particulier les acides acétique et propionique) et des acides dicarboxyliques (acides succinique et fumarique) que chez les souches isolées du milieu naturel. Cette fraction du peuplement bactérien est la plus active mais aussi la plus consommée, et peut correspondre par ses caractéristiques morphologiques, culturales et nutritionnelles à une population tolérante et adaptée aux fortes charges polluantes observées dans cet écosystème eutrophe.

En période de stratification marquée, la production bactérienne exprimée en carbone est de $4,2 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$, alors que la production primaire brute photosynthétique (estimée par la méthode à l'oxygène avec un quotient photosynthétique de 1,25) est de $5,3 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ pour l'ensemble de la couche euphotique. En supposant un rendement entre carbone métabolisé et carbone fixé de 0,5, les besoins pour l'activité de croissance des bactéries hétérotrophes sont donc 1,5 fois supérieurs à la production brute des organismes autotrophes.

Cette biomasse bactérienne représente pondéralement 11 % de la charge particulaire totale exprimée en carbone et de 50 à 70 % de la respiration potentielle de l'épilimnion estimée par la mesure de l'ETS (Electron Transport System).

Caractérisé par des densités, des biomasses et des productions très élevées, le peuplement bactérien hétérotrophe constitue dans ce milieu très eutrophe un chaînon essentiel de l'activité biologique de recyclage mais aussi de production de biomasse. Il assure ainsi une minéralisation des composés organiques dissous et particuliers autochtones et allochtones, et contribue à une production particulaire nouvelle équivalente à la production des organismes autotrophes photosynthétiques. L'essentiel de cette production bactérienne est supposé être directement exploité par les chaînons trophiques supérieurs (nano- et microzooplancton).

LES BACTÉRIES DANS LES SÉDIMENTS

La densité des bactéries aérobies et anaérobies facultatives se développant sur milieu nutritif gélosé présente une décroissance avec l'enfouissement. À partir de - 6 cm, cette densité est constante quelle que soit la station (de l'ordre de 10^4 CFU) et stable au minimum jusqu'à - 33 cm. Les densités à la surface du dépôt varient de 10^5 à 10^7 CFU par millilitre de vase fraîche ; elles sont de 1 000 à 10 000 fois supérieures à celles observées dans les eaux profondes (GUIRAL, 1984).

La comparaison des activités métaboliques potentielles des souches pures isolées à partir d'eau et de sédiment de surface sur milieux nutritifs montre l'existence de deux types de peuplement distincts (tabl. VI). Alors que les souches pélagiques présentent des exigences nutritionnelles complexes (nombre important de souches incapables d'utiliser les substrats organiques testés), le peuplement sédimentaire est plus diversifié (faible regroupement des souches par analyse taxonomique).

À l'interface eau-sédiment des dépressions, les bactéries cocci Gram+ et bacilles Gram+ sporulés constituent une fraction importante du peuplement alors que les bacilles Gram- dominent très largement dans les eaux de surface. La présence d'exoenzymes semble aussi plus fréquente pour les bactéries du milieu sédimentaire.

Bien qu'issues des peuplements des eaux libres par sédimentation, les bactéries aérobies colonisant le milieu sédimentaire constituent une communauté bien individualisée, relativement diversifiée et, compte tenu des conditions abiotiques, très certainement non fonctionnelle.

TABLEAU VI
Étude comparative des communautés bactériennes isolées des eaux et des sédiments de surface

	Eau	Sédiment
* Souches n'utilisant aucun des 20 substrats testés	30,3	0
* Souches regroupées par analyse taxonomique	80	60
** Bacilles Gram + sporulés	1,4	9,1
** Cocci Gram +	2,9	15,9
** Métabolisme fermentatif du glucose	5,0	0,0
** Oxydase +	97,1	75,0
** Catalase +	91,9	75,1
Gélatine +	32,6	25,0
Nitrate réductase +	35,5	47,6
Urée +	28,4	49,9
Amidon +	5,0	6,8
Glucose +	5,0	25,0

* : % par rapport au nombre total de souches testées

** : % par rapport au nombre total de souches groupées

LE CYCLE DU SOUFRE

Dans les eaux profondes, les phénomènes de minéralisation s'opèrent en anaérobiose, et des composés minéraux oxydés se substituent à l'oxygène comme accepteurs terminaux d'électrons. Parmi les accepteurs potentiels, les ions sulfate particulièrement abondants dans ce milieu estuarien sont utilisés préférentiellement, alors que les faibles concentrations en composés oxydés de l'azote minéral limitent considérablement l'activité des flores dénitrifiantes. La sulfatoréduction permet une poursuite des processus de minéralisation, et revêt aussi une très grande importance en raison de la nature et de la très forte toxicité du métabolite minéral réduit émis dans le milieu (H_2S). Le cycle du soufre a fait l'objet d'une étude approfondie dans une zone particulièrement confinée de la partie orientale de la baie de Biétri (CAUMETTE, 1985). La description des voies métaboliques et des divers micro-organismes intervenant dans les transformations biogéochimiques du soufre au sein de ce milieu est présentée au chapitre II-8.

Le système planctonique

L'importance des apports organiques rejetés par les divers émissaires favorise l'eutrophisation des eaux de la baie de Biétri. L'hydrodynamisme limité et cet enrichissement permanent font de cette baie un milieu particulièrement favorable au développement du plancton, sauf à proximité immédiate des points de rejet où la charge polluante est trop forte. Ce développement se fait au sein de la couche euphotique pour le phytoplancton, sur l'ensemble de la couche oxygénée pour le zooplancton. La couche profonde, anoxique, est dépourvue d'organismes vivants autres que bactériens.

ÉCHELON PRIMAIRE

Quelques études (MAURER, 1978) ont porté sur la composition spécifique des peuplements phytoplanctoniques du système pélagique en baie de Biétri. PAGES *et al.* (1979), DUFOUR et DURAND (1982) et DUFOUR (1984a, 1984b) ont estimé la production primaire des eaux (période 1975-1977). CAUMETTE *et al.* (1983) et ARFI *et al.* (1989) ont abordé l'étude des concentrations chlorophylliennes en tant qu'indicateurs de biomasse phytoplanctonique lors de périodes plus récentes (1979 à 1981).

Communautés phytoplanctoniques

Les études réalisées par MAURER (1978) se sont déroulées de la fin de la grande saison sèche à la fin de la petite saison des pluies. Au cours de cette période, la salinité des eaux de surface est passée de $20 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ en mai à $0 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ en juin, avant de remonter à la fin du mois d'octobre à $23 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$.

Les espèces recensées sont peu nombreuses (tabl. VII). Des diatomées (*Leptocylindrus minimum* et *Nitzschia "delicatissima"*) et des dinoflagellés d'origine néritique côtoient des Euglenophyceae, des Cryptophyceae, des Chlorophyceae et des Cyanophyceae. Ces espèces sont généralement considérées comme plus tolérantes à de fortes variations de salinité. Cependant, les espèces d'origine marine transportées par les courants de marée périssent rapidement, car inadaptées à leur nouvel environnement. Au mieux, elles se maintiennent dans la partie ouest avec des effectifs limités. Au contraire, les espèces qui associent une certaine tolérance aux variations de salinité et aux fortes charges polluantes vont présenter des effectifs extrêmement élevés, en particulier les Cryptophyceae des genres *Hemiselmis* et *Cryptomonas* et des Euglenophyceae du genre *Eutreptiella*. Les dinoflagellés (*Prorocentrum minimum*, *Gymnodinium* sp., *Gyrodinium* sp. et *Peridinium* sp.) sont également présents dans les zones les plus perturbées, avec des effectifs souvent très importants.

Aspects quantitatifs

D'une manière générale, l'importance numérique des communautés croît avec le degré de confinement du milieu (fig. 11), alors que la diversité spécifique tend à diminuer. Dans la partie est de la baie,

Espèces phytoplanctoniques observées en baie de Biétri de mai à octobre 1976

	Salinité (g. l ⁻¹)
Diatomées	
<i>Amphora coffeaformis</i> Kützing	12 à 23
<i>Cerataulina pelagica</i> (Cleve) Hendey	12 à 16
<i>Chaetoceros</i> sp.	12 à 15
<i>Coscinodiscus oculus iridis</i> Ehrenberg	12 à 28
<i>Coscinodiscus</i> sp.	12 à 28
<i>Cyclotella stylum</i> Brightwell	8 à 17
<i>Cyclotella</i> spp.	8 à 28
<i>Leptocylindrus minimum</i> Gran	8 à 23
<i>Melosira juergensii</i> Agardh	12 à 23
<i>Nitzschia "delicatissima"</i> Cleve	6 à 20
<i>Nitzschia paradoxa</i> (Cmelin) Grunow	8 à 18
<i>Nitzschia rigida</i> Grunow	12 à 23
<i>Nitzschia longissima</i> (Brebisson) Ralfs	12 à 18
<i>Pleurosigma</i> spp.	0 à 28
<i>Rhizosolenia fragilissima</i> Bergon	16 à 23
<i>Thalassionema nitzschioides</i> Grunow	6 à 23
<i>Thalassiosira</i> sp.	16 à 18
Dinoflagellés	
<i>Ceratium candelabrum</i> (Ehrenberg) Stein	23
<i>Ceratium furca</i> (Ehrenberg) Claparede et Lachmann	12 à 28
<i>Ceratium fusus</i> (Ehrenberg) Dujardin	23
<i>Ceratium teres</i> Kofoed	23
<i>Ceratium tripos</i> (Muller) Nitzsch	23
<i>Dinophysis caudata</i> Saville-Kent	12 à 23
<i>Dinophysis schroederii</i> Pavillard	16 à 23
<i>Gymnodinium splendens</i> Lebour	23
<i>Gymnodinium</i> spp.	12 à 23 *
<i>Gyrodinium</i> spp.	15 à 21 *
<i>Peridinium divergens</i> Ehrenberg	23
<i>Peridinium</i> spp.	12 à 23 *
<i>Peridinium trochoideum</i> Stein	20 à 23 *
<i>Prorocentrum micans</i> Ehrenberg	16 à 23 *
<i>Prorocentrum</i> sp.	16
Euglénophycées	
<i>Eutreptiella braarudii</i> Thronsen	2,5 à 28 *
<i>Eutreptiella</i> sp.	4 à 24 *
Cryptophycées	
<i>Cryptomonas</i> sp. 1	0 à 20
<i>Cryptomonas</i> sp. 2	8 à 21 *
<i>Hemiselmis</i> sp.	4 à 8 *
Chlorophycées	
<i>Chlamydomonas</i> sp.	8 à 23 *
<i>Stichococcus</i> sp.	12
<i>Tetraselmis</i> sp.	8 à 23 *
Cyanophycées	
<i>Lyngbia</i> sp.	12 à 16
<i>Oscillatoria</i> sp.	8 à 15 *
<i>Oscillatoria thiebaudii</i> Geitner	28
Xanthophycées	
<i>Centritactus africanus</i> Lemmermann	23

Salinités : valeurs relevées lors du prélèvement.
 * : présence dans des zones directement soumises aux apports polluants.

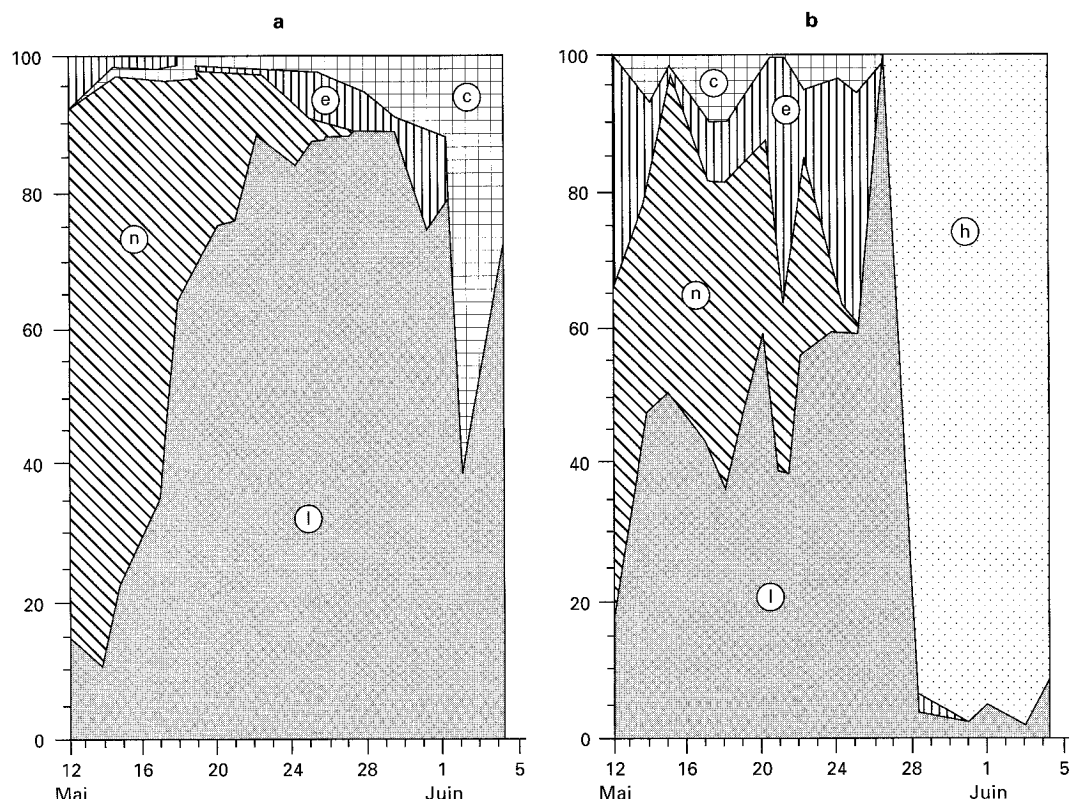


Figure 11

Série temporelle des pourcentages cumulés des principaux groupes phytoplanctoniques en milieu ouvert (a) et confiné (b) de la baie de Biétri : (l) *Leptocylindrus*, (n) *Nitzschia*, (e) euglénophycées, (c) cryptophycées et (h) *Hemiselmis*.

les communautés sont largement dominées par une ou deux espèces (en septembre 1976, *Cryptomonas* sp. représentait 93 % des effectifs, et 82 % du biovolume). Dans la zone occidentale, les effectifs cellulaires sont de l'ordre de 10^6 cellules $\cdot l^{-1}$. L'importance des espèces d'origine néritique diminue rapidement d'ouest en est, jusqu'à devenir négligeable à partir du centre de la baie. On observe dans la partie orientale des abondances de l'ordre de 10^7 à 10^8 cellules $\cdot l^{-1}$, avec essentiellement des espèces tolérant de basses salinités. Ces dernières sont le plus souvent de très petite taille.

À proximité immédiate des points de rejet, les effluents se révèlent toxiques pour l'échelon primaire, qui présente alors des effectifs très réduits. Mais lorsque la dilution des eaux usées atténue leur toxicité, l'effluent montre un effet eutrophisant marqué, d'autant plus net que le confinement est important (PAGES *et al.*, 1980 ; ARFI *et al.*, 1981).

Pigments chlorophylliens

Les teneurs en pigments chlorophylliens au sein de la couche superficielle varient géographiquement d'une extrémité à l'autre de la baie (fig. 12), mais aussi saisonnièrement :

- dans la partie ouest, les valeurs sont peu élevées (2 à $10 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$), avec des pics saisonniers de l'ordre de 60 à $80 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ en saison des pluies. À l'opposé, la période de crue est caractérisée par des concentrations très faibles, liées à la forte turbidité des eaux fluviales et à leur faible temps de résidence ;
- dans la partie centrale, la variabilité est moindre, les teneurs de base plus élevées (20 à $30 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$) ;
- la partie est de la baie présente la biomasse chlorophyllienne la plus importante. On y observe une succession dans le temps de fortes poussées algales (avec des valeurs supérieures à $100 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$), à

partir d'une base de l'ordre de $50 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$. Ces développements n'apparaissent pas liés à un événement saisonnier, mais découlent du caractère très eutrophe de cette partie de la baie.

Les eaux profondes aphotiques ont une biomasse chlorophyllienne très limitée, essentiellement représentée par des phéopigments, en raison de leur transit dans un milieu réducteur, et de l'absence de production nouvelle.

Productivité primaire

Les valeurs de production primaire (PAGES *et al.*, 1979 ; DUFOUR, 1984a, 1984b) présentent de fortes fluctuations spatio-temporelles, variant de $0,65$ à $5,26 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ pour la production brute estimée par la méthode au ^{14}C , et de 5 à $50 \text{ g O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ par la méthode à l'oxygène (tabl. VIII). Les valeurs moyennes très élevées traduisent l'eutrophisation du site, les maxima s'observant en saison des pluies. Comparativement aux autres sites estuariens de la lagune, la respiration phytoplanctonique est moins importante (particulièrement en période d'étiage), en relation avec le ralentissement de l'hydrodynamisme et de la stabilisation de la couche de mélange. Ainsi, la production nette, très élevée en baie de Biétri, est minimale (voire négative) en période de forte turbidité (pluies et crues), par augmentation de la respiration (accroissement de l'épaisseur de la couche de mélange) et par une limitation de la production brute (diminution de la transparence des eaux).

Rapportée à la biomasse phytoplanctonique présente dans le milieu, la productivité brute s'avère cependant relativement faible, le rendement étant affecté par la turbidité des eaux limitant en permanence l'apport énergétique (DUFOUR, 1984b).

Hydrodynamisme et activité biologique de l'échelon primaire

En baie de Biétri, les périodes de vive-eau correspondent à une intrusion d'eau peu productive et moins oxygénée, provenant d'un mélange d'eau océanique et lagunaire (DUFOUR et LEMASSON, 1985). À l'opposé, on observe en période de morte-eau des eaux productives et à fortes teneurs en oxygène dissous. Au renouvellement des masses d'eau de surface correspond un remplacement des

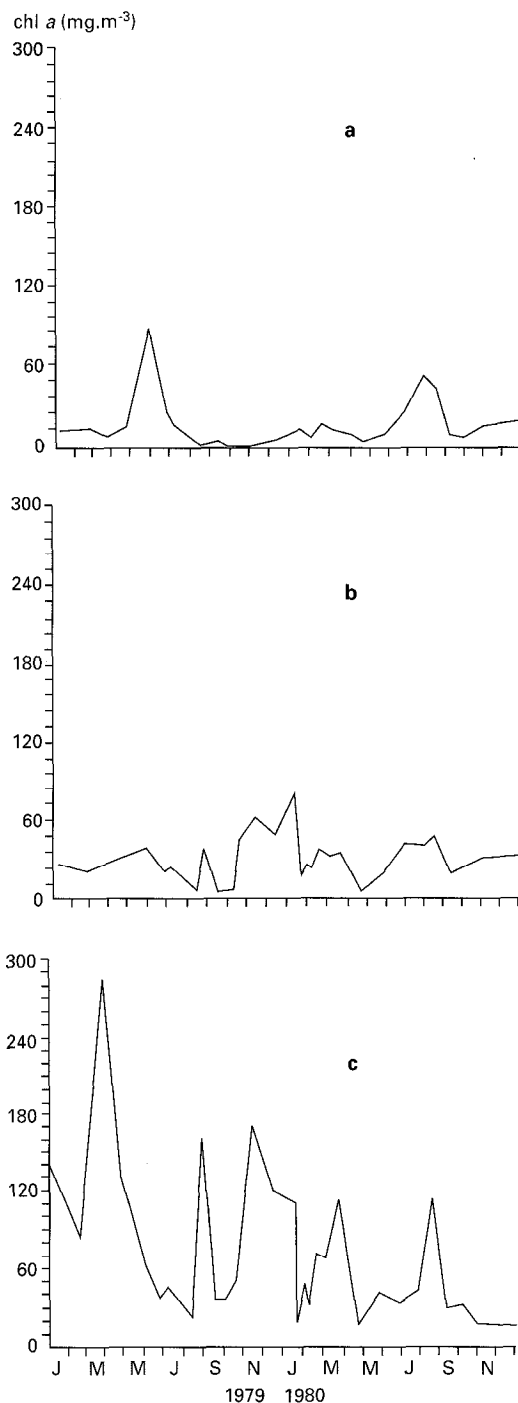


Figure 12
Évolution temporelle des concentrations en chlorophylle a en surface en trois points de la baie de Biétri : ouest (a), centre (b) et est (c).

TABLEAU VIII
Production primaire brute en baie de Biétri

Périodes d'observation	Situation	Méthode à l'oxygène		Méthode au ^{14}C	Auteurs
		$\text{gO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$	$\text{gC}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}^*$	$\text{gC}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$	
Moyenne annuelle 1975	Centre	3,8	1,2		DUFOR (1984)
Mai-juin 1976	Est	26,6	8,3		MAURER (1978)
Mai-juin 1976	Ouest	12,0	3,7		MAURER (1978)
Janvier 1977	Est			0,6	PAGES <i>et al.</i> (1981)
Avril 1977	Est			5,3	PAGES <i>et al.</i> (1981)
Moyenne annuelle 1977	Centre	7,2	2,2		DUFOR (1984)
Septembre-novembre 1981	Est			2,2	CAUMETTE <i>et al.</i> (1983)
Moyenne annuelle 1981-1982	Est	/, /	2,4		CARMOUZE et CAUMETTE (1985)

* Valeurs converties en C en supposant un quotient photosynthétique de 1,2.

communautés phytoplanctoniques. Les espèces d'origine lagunaire qui s'installent à cette occasion trouvent dans la baie de Biétri un milieu très favorable à leur développement, qui atteindra son maximum lors des périodes de faible hydrodynamisme. Cette communauté devenue autochtone sera à son tour évacuée vers la lagune lors d'une nouvelle séquence de vive-eau (MAURER, 1978). L'hydrodynamisme contrôlerait ainsi la production primaire en limitant l'eutrophie par l'exportation périodique d'une partie de la biomasse phytoplanctonique produite dans la baie. En l'absence de ce mécanisme (secteurs confinés), ce système eutrophe peut évoluer vers des crises dystrophiques, caractérisées par des communautés instables à forte biomasse, peu diversifiées, et dominées par des Cryptophyceae.

ÉCHELON SECONDAIRE

Les communautés zooplanctoniques ont été étudiées au cours de deux cycles annuels par ARFI *et al.* (1987). La répartition verticale du plancton en liaison avec l'existence d'une couche de bactéries phototrophes sulfo-oxydantes a fait l'objet d'un travail de CAUMETTE *et al.* (1983), repris au chapitre II-8.

Aspects quantitatifs

Les effectifs zooplanctoniques en baie de Biétri sont relativement élevés (10^4 à 10^5 ind. $\cdot \text{m}^{-3}$), mais présentent de fortes variations interannuelles. Les associations principales (*Acartia clausi* et *Oithona* sp., *Oithona* sp. et rotifères) constituent souvent plus de 80 % des effectifs totaux. Ce site eutrophe montre la biomasse zooplanctonique la plus élevée de la lagune Ébrié.

D'une manière générale, les organismes se cantonnent exclusivement dans la couche aérobie. Les abondances maximales d'*Acartia clausi* sont de l'ordre de 80 000 ind. $\cdot \text{m}^{-3}$, et de 172 000 ind. $\cdot \text{m}^{-3}$ pour le rotifère *Brachionus plicatilis* ; les biomasses correspondantes sont de 31,0 et 17,2 mg. $\cdot \text{m}^{-3}$ en poids sec.

Les communautés zooplanctoniques

Dans la baie, les communautés évoluent entre deux situations extrêmes, l'une « marine », l'autre « continentale ». La première, en saison sèche, est caractérisée par un plancton diversifié, dominé par des formes néritiques. Les espèces dominantes sont *Acartia clausi* et *Oithona* sp., auxquelles s'associent d'autres copépodes (*Paracalanus* sp., *Temora* sp.) et des cladocères (*Evadne* sp., *Penilia* sp.). On observe également plusieurs espèces de chaetognathes, d'appendiculaires, et de méduses. Cette communauté est assez comparable à celle qui évolue dans la zone estuarienne en période sèche et, d'une manière plus générale, dans la province néritique de Côte-d'Ivoire (BINET, 1977, 1978).

Le plancton observé en période de faible salinité est beaucoup moins diversifié. Le copépode *Oithona* sp. est toujours présent, mais accompagné cette fois de rotifères (essentiellement du genre *Brachionus*), de *A. clausi* et d'espèces plus continentales, faiblement représentées.

La succession d'une communauté « néritique » à une communauté « continentale » passe par l'intermédiaire d'une phase « lagunaire ». La première transition (néritique à lagunaire) est marquée par un important développement de *Oithona* sp., la seconde (lagunaire à continentale) est caractérisée par la prolifération de rotifères. Ce schéma évolutif annuel s'intègre cependant dans un processus à long terme dont le caractère structurant semble être l'augmentation du niveau de pollution dans la baie. Ainsi, le peuplement analysé en 1981 et 1982 présentait un aspect plus lagunaire que ne le laissaient supposer les conditions hydrologiques. La grande richesse trophique du milieu favorise en effet le développement d'organismes comme *Acartia clausi* susceptibles d'exploiter des ressources trophiques variées, avec un rendement de production élevé. L'augmentation du degré de pollution observée en 1984 et 1985 s'est globalement traduite par une baisse importante des effectifs (principalement lors de la saison des pluies et de la crue de la Comoé) et le remplacement de la communauté lagunaire par un plancton de petite taille, constitué presque exclusivement de rotifères.

Conclusions

La baie de Biétri est localisée dans la partie estuarienne de la lagune Ébrié. Située au sein de l'agglomération abidjanaise, elle reçoit une quantité importante d'effluents agro-industriels et domestiques non traités. Communiquant faiblement avec les systèmes adjacents par une passe excentrée, elle présente un net gradient ouest-est de confinement.

L'alternance des apports marins et continentaux liée aux successions des saisons sèches et humides se traduit, dans le temps, par une variabilité importante de la salinité des eaux superficielles et, dans l'espace, par la formation d'une halocline au sein des excavations présentes dans la baie. L'intensité de ce gradient vertical varie considérablement avec le temps et son atténuation annuelle se réalise en quelques jours. L'existence de cette barrière de densité limite les échanges entre l'épi- et l'hypolimnion ; ce dernier est ainsi anoxique dix mois sur douze.

L'abondance des apports de nature essentiellement organique dans la baie induit une activité particulièrement intense des communautés bactériennes. Leur production est d'un ordre de grandeur comparable à celui du phytoplancton et leur activité catabolique représente 50 à 70 % de l'activité respiratoire potentielle de l'épilimnion. Ce milieu s'apparente ainsi à un vaste bassin de lagunage. La complexité de la structure verticale du milieu permet l'établissement de communautés bactériennes syntrophiques, exploitant une multiplicité de voies métaboliques. L'illustration de cette diversification fonctionnelle est principalement fournie dans ce milieu par les diverses étapes intervenant dans le cycle du soufre. Globalement, l'ensemble de ces phénomènes conduit à un rendement de minéralisation très élevé, se réalisant à la fois en aérobie et anaérobie. Les métabolites émis dans l'épilimnion bénéficient directement à l'échelon primaire, dont la productivité est l'une des plus élevées de la lagune Ébrié. Les composés peu transformables rejoignent le dépôt sédimentaire dans les couches profondes, et correspondent à des formes immobilisées d'autant plus durablement que le milieu est azoïque. Le bref épisode de relative homogénéisation ne permet pas la redistribution de ces composés, qui ne sont en aucune manière limitants pour les productions biologiques. Une part importante de ces dernières est exportée par le jeu de l'hydrodynamisme lié aux marées, qui contribue ainsi à minimiser les conséquences de l'eutrophisation au moins dans la couche oxygénée.

Milieu estuarien, la baie de Biétri est un système hautement instable, très sélectif, ne permettant que le maintien d'espèces euryhalines tolérant un niveau élevé de pollution. Son fonctionnement, proche de la dystrophie, est caractérisé par une hyperactivité biologique qui en fait un milieu comparativement très différent des zones estuariennes adjacentes.

- ARFI (R.), DUFOUR (P.) et MAURER (D.), 1981.— Phytoplancton et pollution : premières études en baie de Biétri (Côte-d'Ivoire). Traitement mathématique des données. *Oceanologica Acta*, 4 : 319-329.
- 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 : 263-273.
- ARFI (R.), PAGANO (M.) et SAINT-JEAN (L.), 1987.— Communautés zooplanctoniques dans une lagune tropicale (lagune Ébrié, Côte-d'Ivoire). Variations spatiotemporelles. *Rev. Hydrobiol. trop.*, 20 : 21-36.
- BINET (D.), 1977.— Grands traits de l'écologie des principaux taxons du zooplancton ivoirien. *Cah. Orstom, sér. Océanogr.*, 15 : 89-109.
- BINET (D.), 1978.— Analyse globale des populations de Copépodes pélagiques du plateau continental ivoirien. *Cah. Orstom, sér. Océanogr.*, 16 : 19-61.
- CARMOUZE (J.P.) et CAUMETTE (P.), 1985.— Les effets de la pollution organique sur les biomasses et activités du phytoplancton et des bactéries hétérotrophes dans la lagune Ébrié (Côte-d'Ivoire). *Rev. Hydrobiol. trop.*, 18 : 183-211.
- 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 Doct., Univ. Aix-Marseille-I, 325 p.
- CAUMETTE (P.), PAGANO (M.) et SAINT-JEAN (L.), 1983.— Répartition verticale du phytoplancton des bactéries et du zooplancton dans un milieu stratifié en baie de Biétri (lagune Ébrié, Côte-d'Ivoire). Relations trophiques. *Hydrobiologia*, 106 : 135-148.
- DUFOUR (P.), 1984a.— Variabilité spatiale et temporelle des concentrations chlorophylliennes dans une lagune tropicale et différents écosystèmes aquatiques. *Sciences de l'eau*, 3 : 321-334.
- DUFOUR (P.), 1984b.— Production primaire d'une lagune tropicale (Ébrié, Côte-d'Ivoire). Facteurs naturels et anthropiques. Thèse Doct., Univ. Pierre et Marie-Curie, Paris, 164 p.
- DUFOUR (P.) et DURAND (J.R.), 1982.— La production végétale des lagunes de Côte-d'Ivoire. *Rev. Hydrobiol. trop.*, 15 : 209-230.
- 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.
- 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*, XV : 1-18.
- GUIRAL (D.), ARFI (R.) et TORRETON (J.P.), 1989.— Mécanismes et incidences écologiques de l'homogénéisation annuelle de densité dans un milieu eutrophe stratifié. *Hydrobiologia*, 183 : 195-210.
- GUIRAL (D.), ARFI (R.) et TORRETON (J.P.), 1990.— Conséquences biogéochimiques de l'atténuation de la stratification dans une baie eutrophe : la baie de Biétri (lagune Ébrié, Côte-d'Ivoire). *Rev. Hydrobiol. trop.*, 23 (1) : 11-25.
- LEMASSON (L.), PAGES (L.) et DUFOUR (P.), 1981.— Lagune de Biétri : bathymétrie, courants et taux de renouvellement des eaux. *Archives Sci. Cent. Rech. Océanogr. Abidjan*, VII : 1-12.
- MAURER (D.), 1978.— Phytoplancton et pollution. La lagune Ébrié (Abidjan). Le secteur de Cortiou (Marseille). Thèse Doct. 3^e cycle, Univ. Aix-Marseille-II, 121 p.

- MORLIÈRE (A.), 1970.— Les saisons marines devant Abidjan. *Doc. Sci. Cent. Rech. Océanogr. Abidjan*, 1 : 1-15.
- NAGATA (T.), 1986.— Carbon and Nitrogen content of natural planktonic bacteria. *App. Environ. Microbiol.*, 52 : 28-32.
- NOVO (B.), 1974.— La pollution des eaux par l'industrie à Abidjan. Secrétariat d'État chargé des Mines, Abidjan, 15 p.
- PAGES (L.), DUFOUR (P.) et LEMASSON (L.), 1980.— Pollution de la zone urbaine de la lagune Ébrié (Côte-d'Ivoire). *Doc. Sci. Cent. Rech. Océanogr. Abidjan*, 11 : 79-107.
- PAGES (L.), LEMASSON (L.) et DUFOUR (P.), 1979.— Primary production measurements in a brackish tropical lagoon. Effect of light as studied at some stations by the ^{14}C . *Rev. Hydrobiol. trop.*, 14 : 3-15.
- TORRETON (J.P.), GUIRAL (D.) et ARFI (R.), 1989.— Bacterioplankton biomass and production during destratification in a monomictic eutrophic bay of a tropical lagoon. *Mar. Ecol. Prog. ser.*, 57 : 53-67.
- ZABI (G. S.), 1982.— Les peuplements benthiques lagunaires liés à la pollution en zone urbaine d'Abidjan (Côte-d'Ivoire). Actes Symposium International sur les lagunes côtières, Scor/labo/Unesco, Bordeaux, septembre 1981 : 441-455.