

Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer, 180: 5-6. 1982.

Comparaisons des systèmes productifs de l'Atlantique Tropical Est: dômes thermiques, upwellings côtiers et upwelling équatorial

B. Voituriez¹ et A. Herbland

Centre de Recherches Océanographiques, B. P. V. 18 - Abidjan, Côte d'Ivoire

All the high-productive systems of the eastern tropical Atlantic between 20°N and 15°S - coastal upwelling, equatorial upwelling, and thermal domes - are partly controlled by the subsurface equatorial countercurrent system, which feeds all of them with Southern Atlantic Central Water. However, the enrichment processes in the systems are quite different, and thus the structures differ from one another. Two types have to be considered: (1) the quasi-geostrophic ones which are two-layered systems belonging to the »typical tropical situations«, where the primary production is controlled by the depth of the nitracline; (2) the systems including coastal upwelling and equatorial divergence in summer, where the warm nitrate-depleted mixed layer is absent.

There is mainly a difference in the vertical exchanges (vertical velocity or mixing) between the two types, and the vertical stability can be used to determine the intensity of these exchanges and to compare the different ecosystems. A high stability always improves the photosynthetic efficiency (assimilation number). In a typical tropical situation the high stability limiting the upward nutrient flux is a limiting factor of the primary production. In a coastal upwelling where the wind can create a homogeneous layer thicker than the euphotic layer the occurrence of a layer of high stability improves primary production conditions. The equatorial divergence is an intermediate case. It is sometimes a typical tropical situation and sometimes not (in summer). However, the wind does not seem to be the driving force of the equatorial upwelling in summer and the stability remains rather high, so the primary production increases with turbulent vertical mixing as in the typical tropical situations, even during the upwelling season.

HERBLAND
Alain

Introduction

Le but de cette revue est de comparer les principaux systèmes fortement productifs de l'Océan Atlantique tropical en mettant particulièrement l'accent sur les relations entre les caractéristiques physiques de ces systèmes et la structure de la couche productive.

Ces différents systèmes sont schématiquement représentés sur la Figure 87. Ce sont: (1) les upwellings côtiers permanents au nord de 20°N et au sud de 15°S; (2) les upwellings côtiers saisonniers: au sud du Cap Blanc jusqu'à 12°N, le long des côtes du Ghana et de Côte d'Ivoire, sur la côte nord du Golfe de Guinée, le long des côtes Gabon, Congo, Angola entre le Cap Lopez et le Cap Frio; (3) les dômes thermiques saisonniers de Guinée et d'Angola; (4) la divergence équatoriale.

Le système des contre-courants équatoriaux et la formation des systèmes productifs de l'Océan Atlantique Tropical Est

Tous ces systèmes ne sont pas indépendants les uns des autres: le système des contre-courants équatoriaux qui participe à la dynamique de chacun d'entre eux et les contrôle dans une certaine mesure, crée un lien remarquable qui donne à cette région une unité qu'il faut avoir à l'esprit lorsque l'on étudie tel ou tel écosystème et ses variations. Mittelstaedt (1976) a déjà signalé que les contre-courants nord et sud contribuaient apparemment à la formation des sous-courants observés dans les upwellings côtiers des bords est de l'Atlantique et du Pacifique.

L'examen des propriétés hydrologiques de ces contre-courants permet de confirmer cette hypothèse.

¹ Adresse actuelle: Antenne ORSTOM, Centre Océanologique de Bretagne, B. P. 337, 29273 Brest Cédex, France.

ORSTOM Documentation



010000498

13 NOV. 1995

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° :

42794

Cpte :

B

Ex 1

107

107

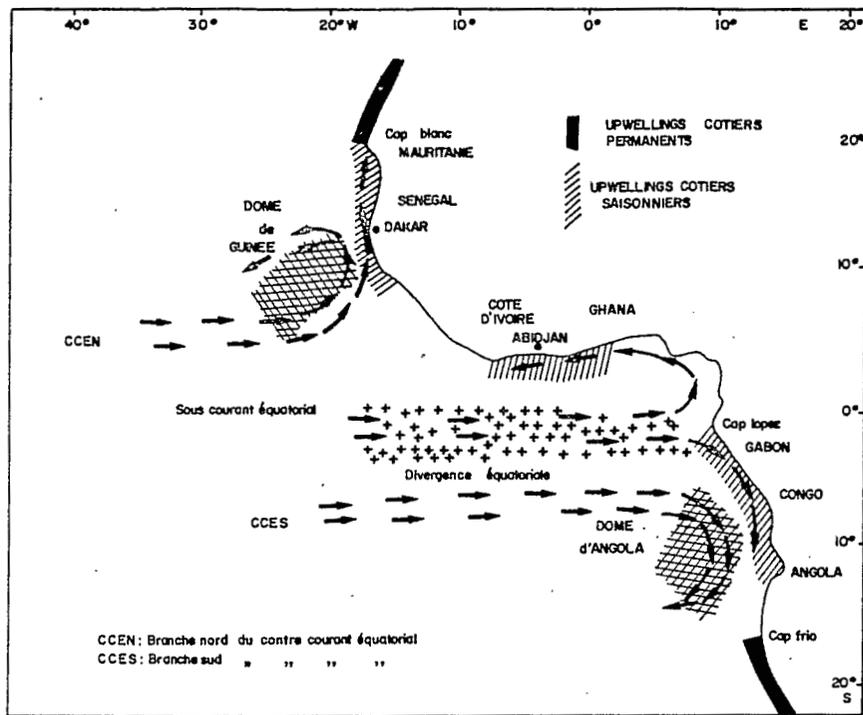


Figure 87. Les systèmes productifs de l'Atlantique Tropical Est et les trois branches du système des contre-courants équatoriaux subsuperficiels.

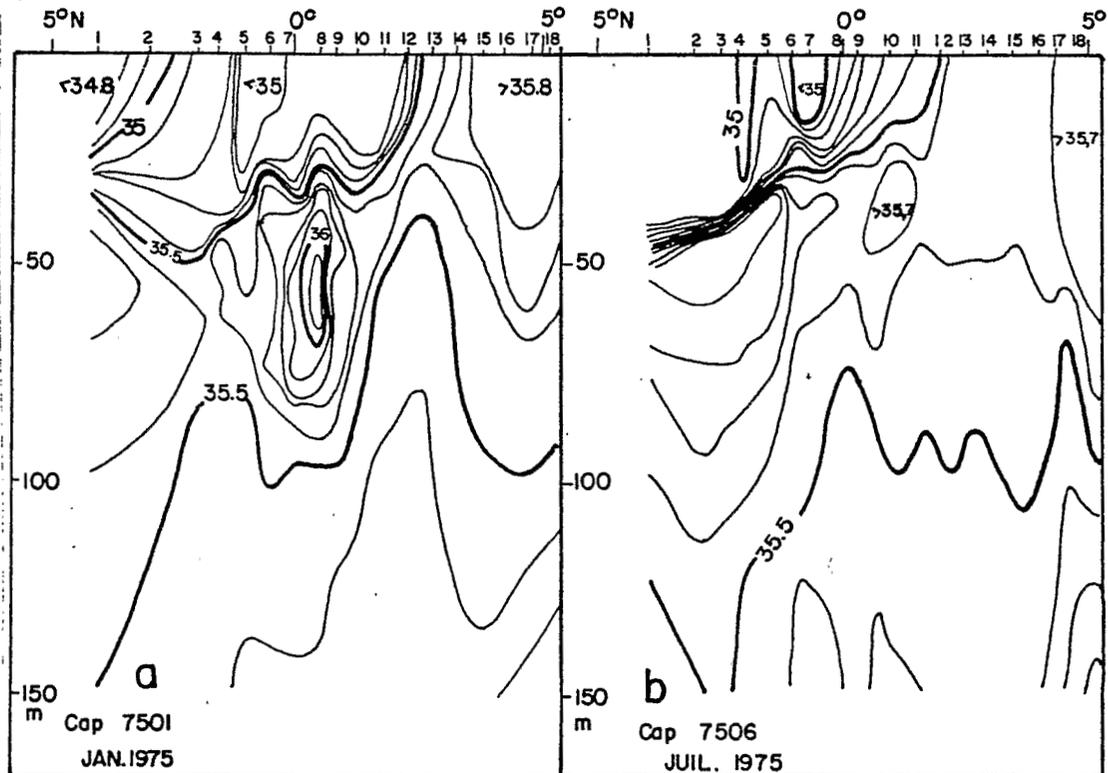


Figure 88. Le noyau de salinité du courant de Lomonossov à 4°W. Il est supérieur à 36.10‰ en janvier 1975 (a) et dépasse à peine 35.70‰ en juillet 1975 (b).

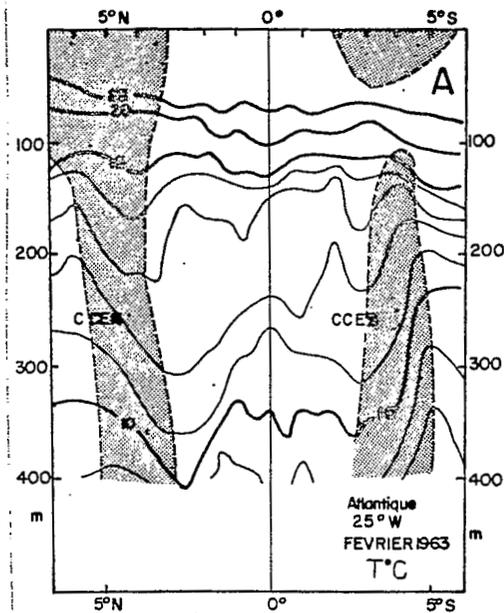


Figure 89. Les branches nord et sud du système des contre-courants équatoriaux subsuperficiels à 25°W dans l'Atlantique. (D'après Hisard et al., 1976). Les régions de flux géostrophique hors de la bande 1° 30 N à 1° 30 S ont été ombrées.

Khanaichenko (1974) le premier, puis Tsuchiya (1975) pour le Pacifique et Hisard et al. (1976) pour l'Atlantique ont établi qu'il existait un système unique et permanent de contre-courants équatoriaux subsuperficiels formé de trois branches. La branche centrale qui forme le sous-courant équatorial (courant de Lomonossov) se caractérise par un noyau de salinité élevé (Fig. 88) que l'on peut suivre à travers tout l'Atlantique (Neumann, 1969). Les branches nord et sud qui se situent à 5°N et 5°S respectivement se remarquent sur les sections transéquatoriales par la crête thermique subsuperficielle et la pente vers l'équateur des isothermes comprises entre 10° et 15°C (Fig. 89). Les trois branches du contre-courant transportent des eaux riches en oxygène (Fig. 90) qui, en ce qui concerne les branches nord et sud, s'écoulent sur l'isoligne 140 cl/t (Hisard et al., 1976). De plus, la partie comprise entre 11° et 15°C, commune aux diagrammes T-S des trois branches, montre qu'elles transportent la même masse d'eau: l'Eau Centrale de l'Atlantique Sud (Fig. 91). Rossignol et Aboussouan (1965) avaient déjà noté cette propriété remarquable du contre-courant équatorial nord. Ce sont ces quelques propriétés qui ont été utilisées pour suivre la trace du système des contre-courants équatoriaux dans les écosystèmes étudiés.

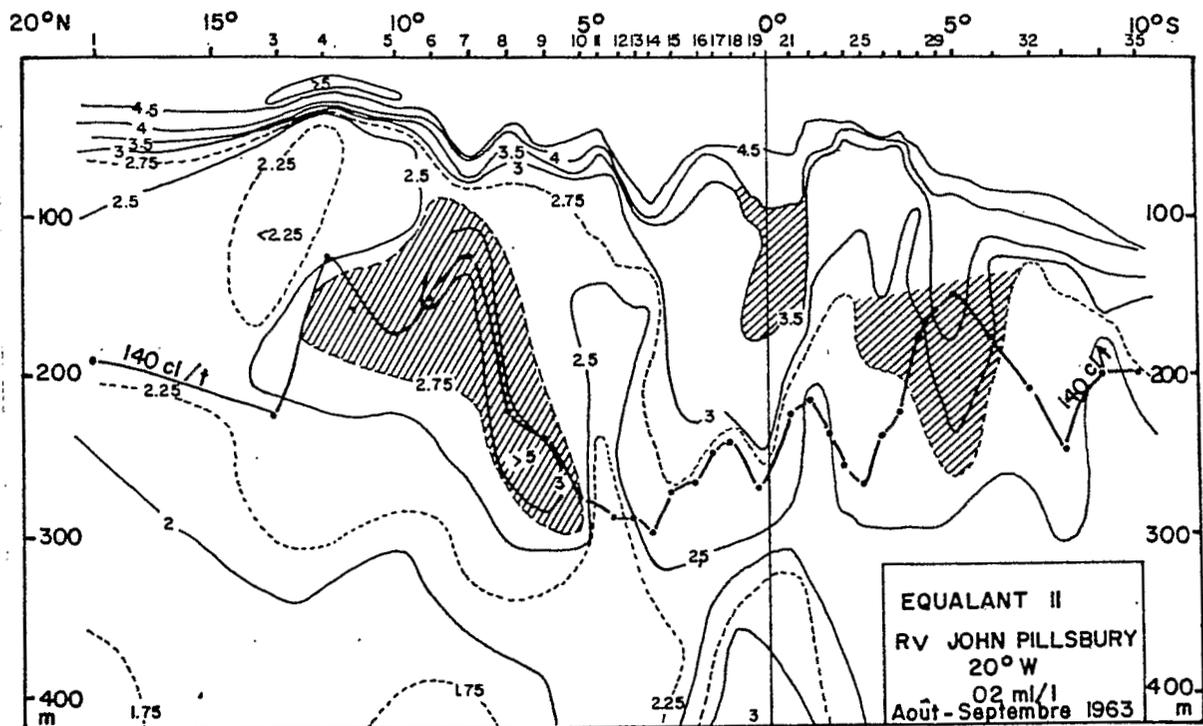


Figure 90. Section d'oxygène le long de 20°W pendant Equalant II (RV John Pillsbury, août/septembre 1963). Les valeurs élevées d'oxygène des trois branches du système des contre-courants équatoriaux subsuperficiels ont été hachurées. La surface 140 cl/t est représentée en trait plein.

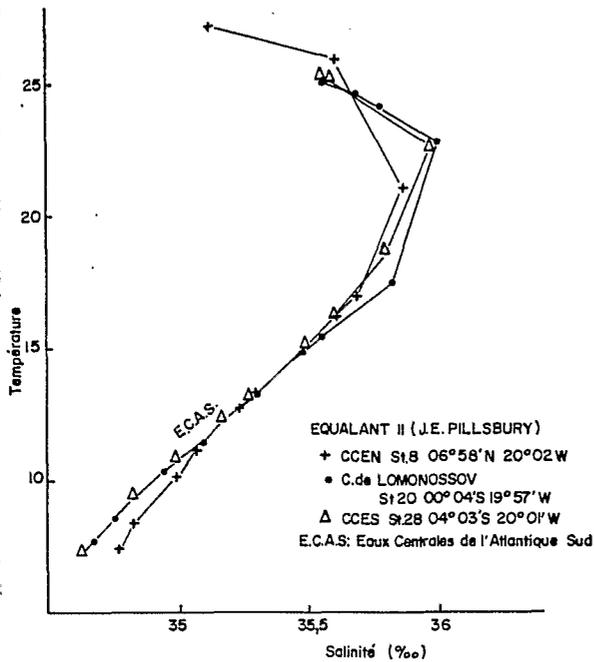


Figure 91. Diagrammes T-S des trois branches du contre-courant équatorial subsuperficiel. La portion commune aux trois diagrammes entre 11° et 15°C montre que la branche nord transporte des Eaux Centrales de l'Atlantique Sud comme la branche centrale et la branche sud.

La branche centrale du système des contre-courants équatoriaux: le Sous-Courant Equatorial (Courant de Lomonossov)

La participation du Courant de Lomonossov à l'upwelling équatorial dans l'Atlantique Est a été bien mise en évidence par l'apparition en surface de son noyau de salinité élevé à 10°W pendant l'expérience GATE de l'été 1974 (Hisard et al., 1977), à 9°W en août 1978 pendant la campagne CIPREA et aussi dans la région du Cap Lopez (Hisard et al., 1975).

A l'extrémité est de l'Atlantique équatorial le sous-courant se divise en deux branches (Morliere et al., 1974). La branche sud s'écoule le long des côtes du Gabon et du Congo où elle forme un sous-courant transportant vers le sud un maximum de salinité qui est la source des eaux de l'upwelling côtier qui apparaît entre le Cap Lopez et 15°S en été de l'hémisphère nord (Wauthy, 1977).

Hisard et Morliere (1973) ont montré que dans la partie nord du Golfe de Guinée le courant de Lomonossov était à l'origine du maximum de salinité subsuperficiel et tout particulièrement de celui du sous-courant côtier qui coule vers l'ouest le long des côtes du Ghana et de Côte d'Ivoire (Lemasson et Rebert, 1973) et qui alimente l'upwelling côtier observé en été.

La branche nord du système des contre-courants équatoriaux

Dans l'hémisphère nord on ne retrouve pas les caractéristiques de la branche nord à l'est de 15°W (Hisard et al., 1976) mais il est facile de la suivre dans son mouvement vers le nord car elle transporte des Eaux Centrales de l'Atlantique Sud (Ecas) moins salées que les Eaux Centrales de l'Atlantique Nord (ECAN) et un maximum d'oxygène sur 140 cl/t qui donnent aux diagrammes T-S et T-O₂ de cette région une forme très caractéristique avec un minimum de salinité sur la surface $\sigma_t = 26.8$ et le maximum d'oxygène sur 140 cl/t (Fig. 92). Ce minimum de salinité est aussi une propriété du sous-courant associé à l'upwelling du nord-ouest africain et on a pu le suivre jusqu'à 28°N (Hughes and Barton, 1974; Tomczak, 1972). La présence des ECAS à la latitude du Cap Blanc est permanente (Fraga, 1973; 1974) et ne dépend pas de la présence ou de l'absence de l'upwelling côtier au sud du Cap Blanc (Voituriez et Chuchla, 1978). On peut donc penser que les ECAS sont transportées en permanence vers le nord le long des côtes d'Afrique par la branche nord du système des contre-courants équatoriaux que prolonge au nord du Cap Blanc le sous-courant associé l'upwelling côtier. Ainsi, l'upwelling côtier se trouve-t-il

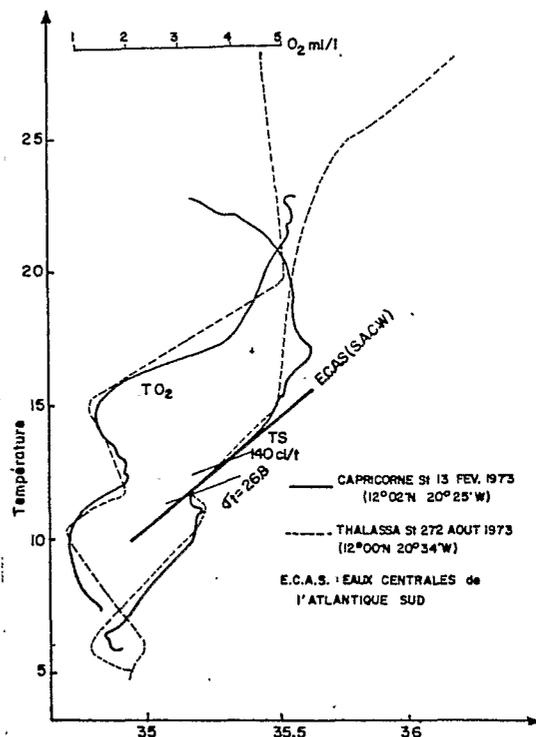


Figure 92. Diagramme T-S et T-O₂ caractéristiques du mouvement des ECAS vers le nord. Le maximum d'oxygène sur 140 cl/t montre qu'elles sont transportées par le contre-courant équatorial nord. (D'après Voituriez et Chuchla, 1978.)

ravitailé jusqu'au Cap Blanc en ECAS riches en sels nutritifs.

On retrouve également ces propriétés caractéristiques de la branche nord dans le Dôme de Guinée, et l'évolution des diagrammes T-S et T-O₂ du sud au nord à travers le dôme sur 20°W montre que la limite nord du dôme correspond à l'extension maximum vers le nord des Eaux Centrales de l'Atlantique Sud et du maximum d'oxygène sur 140 cl/t (Fig. 93). Le Dôme de Guinée est donc un dôme des Eaux Centrales de l'Atlantique Sud apportées par la branche nord du système des contre-courants équatoriaux dans sa rotation vers le nord. Ceci ressort très nettement des coupes de salinité et d'oxygène faites à travers le dôme par le «Capricorne» en août 1973 (Fig. 94). On y voit le maximum d'oxygène sur 140 cl/t et la séparation entre ECAS et ECAN marquée par un fort gradient horizontal de salinité au niveau des îles du Cap Vert.

On peut ainsi définir le Dôme de Guinée comme l'extrémité est de la crête subsurface associée à la branche nord du contre-courant équatorial et renforcée à cette extrémité par la circulation cyclonique issue de la rotation vers le nord du contre-courant.

La branche sud du système des contre-courants équatoriaux

Le Dôme d'Angola décrit en 1971 par le «Capricorne» (Gallardo et al., 1974) n'était pas aussi clairement défini que le Dôme de Guinée. Il apparaissait comme l'extrémité d'une crête thermique sur la carte de température à 20 m de profondeur (Fig. 95). Cependant, la distribution de l'oxygène sur 140 cl/t montre bien que cette crête correspondait aussi à l'extrémité d'une langue d'eau riche en oxygène qui donnait aux diagrammes T-O₂ la même forme que ceux du Dôme de Guinée (Fig. 96). Ce maximum d'oxygène a probablement son origine dans la branche sud du contre-courant équatorial dont Hisard et al. (1975) ont pu suivre la trace jusque dans la région d'Angola.

On peut conclure de cette étude rapide que du Cap Blanc au Cap Frio entre 20°N et 15°S, tous les systèmes productifs de l'Atlantique Tropical Est sont alimentés par le système des contre-courants équatoriaux.

Les processus d'enrichissement

En dépit de cette unité les processus physique d'enrichissement varient d'un système à l'autre entraînant des différences importantes dans la structure des écosystèmes. Une revue rapide de ces processus physiques sera faite ici avant d'aborder les conséquences de leur diversité sur la production primaire.

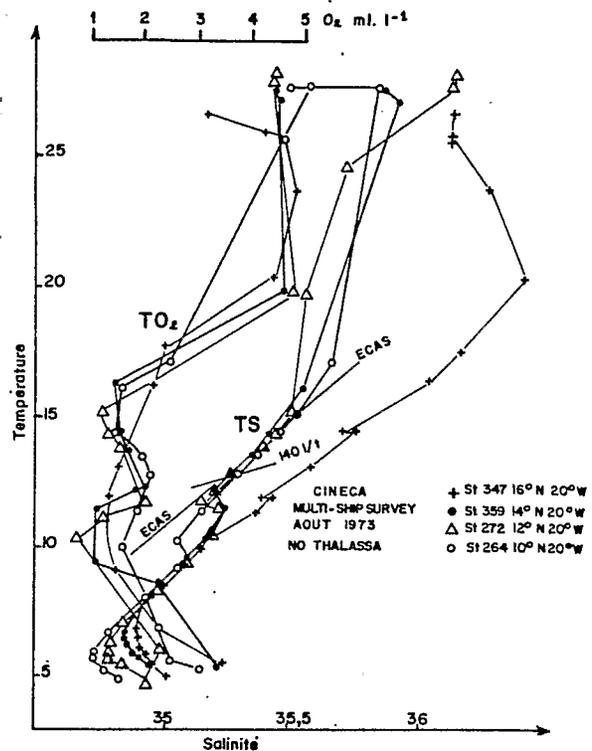


Figure 93. Diagrammes T-S et T-O₂ à travers le Dôme de Guinée en août 1973 le long de 20°W. A la station la plus nord (St 347 à 16°N) les propriétés du contre-courant équatorial nord disparaissent.

Les upwellings côtiers

On considère généralement les upwellings côtiers comme des phénomènes induits par le vent et l'on explique leurs variations d'intensité par les variations de la force d'entraînement du vent. Wooster et al. (1976) ont montré que tel était bien le cas dans l'upwelling du nord-ouest africain jusqu'à 10°N, où il y a un bon accord entre le transport d'Ekman vers le large et les variations des alizés parallèles à la côte. Les études faites pendant CINECA ont montré également qu'il y avait coïncidence des limites sud de l'upwelling côtier et des alizés de nord-est (Schemainda et al., 1975). Les expériences faites pendant JOINT-I en 1974 dans la région du Cap Blanc ont aussi mis en évidence la réponse rapide de l'upwelling côtier aux sollicitations du vent local (Codispoti et Friederich, 1978; Barton et al., 1977).

Cependant, le rôle moteur du vent a été contesté pour les upwellings observés dans le Golfe de Guinée. Berrit (1976) dans la région Gabon, Angola, observe que la saison de l'upwelling (été de l'hémisphère nord) coïncide avec un maximum de vents calmes et un minimum de vents forts favorables à un upwelling d'Ekman. De son côté, Bakun (1978) remarque que dans la région Côte d'Ivoire - Ghana, il n'y a pas de

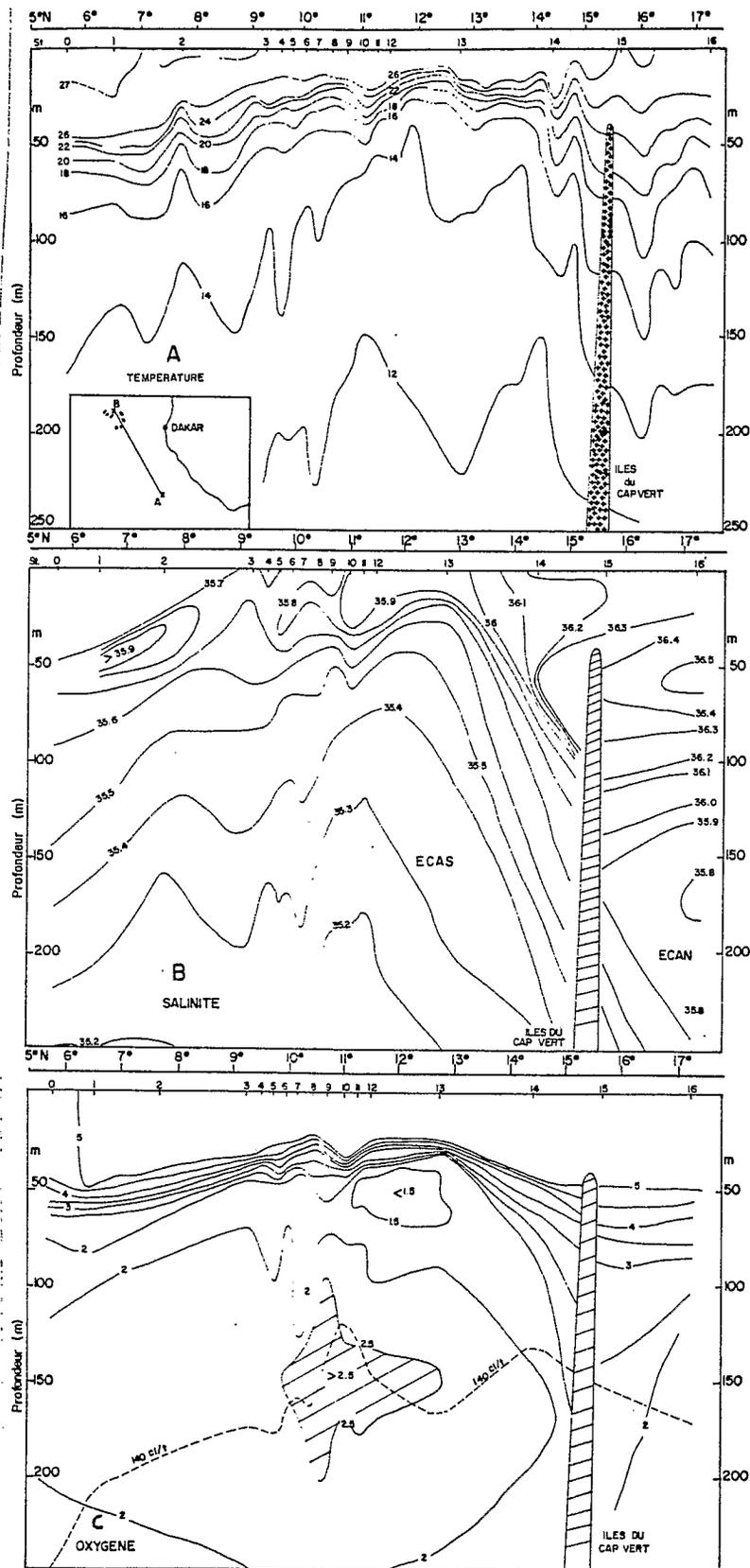


Figure 94. Sections de A) température, B) salinité et C) oxygène dans le Dôme de Guinée, suivant la ligne AB. Le maximum d'oxygène sur 140 cl/t est hachuré.

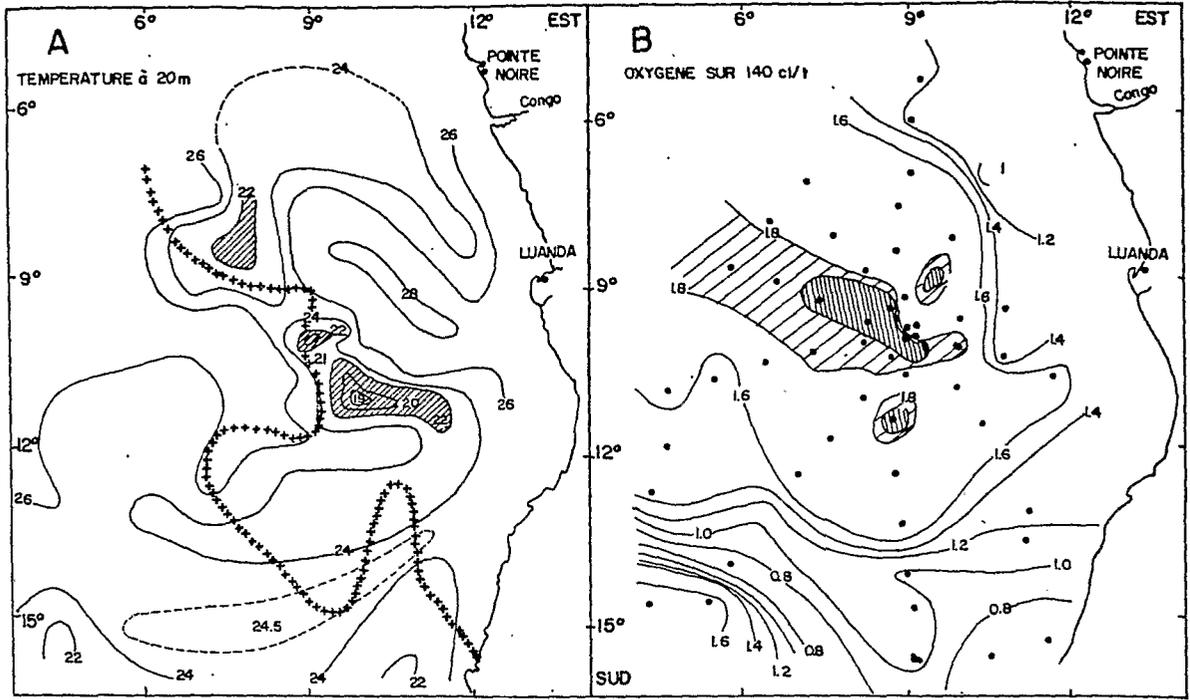
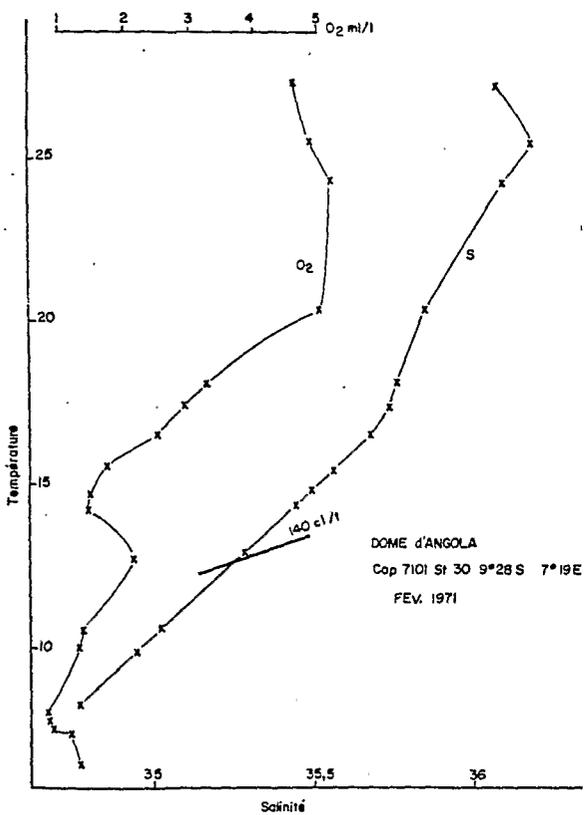


Figure 95. Le Dôme d'Angola. A) Température à 20 m. B) Oxygène sur 140 cl/l. Sont hachurées les températures inférieures à 22°C et les teneurs en oxygène supérieures à 1.8 ml/l. Les croix représentent la limite nord des alizés de sud. est durant la mission (février 1971).



lien évident entre les variations saisonnières du transport d'Ekman et celles du vent local qui est toujours faible. Selon Moore et al. (1978) de tels upwellings pourraient être la conséquence de l'accroissement du vent dans l'ouest de l'Atlantique déclenchant une onde de Kelvin piégée à l'équateur et se propageant d'ouest en est. A partir de cette idée, O'Brien et al. (1978) ont d'ailleurs proposé un modèle numérique d'upwelling dans le Golfe de Guinée.

Ingham (1970), étudiant les upwellings de la côte nord du Golfe de Guinée, a proposé une autre explication qui attribue une part du refroidissement côtier à la remontée de la thermocline par simple ajustement géostrophique du champ de masse dans le courant de Guinée. Cette idée est reprise par Philander (1978) qui montre en outre que le renforcement en été du courant de Guinée, responsable probable de l'upwelling côtier, peut s'expliquer par l'accroissement de la composante nord des alizés traversant l'équateur. Il n'est pas possible, dans l'état actuel de nos connaissances de déterminer quel est vraiment le mécanisme de ces upwellings, mais il faut noter que dans les upwellings dus au courant («current induced upwelling» d'Ingham, 1970) que l'on pourrait qualifier d'upwellings géostrophiques si les deux termes n'étaient pas incompatibles, les vites-

Figure 96. Diagramme T-S et T-O₂ dans le Dôme d'Angola en février 1971.

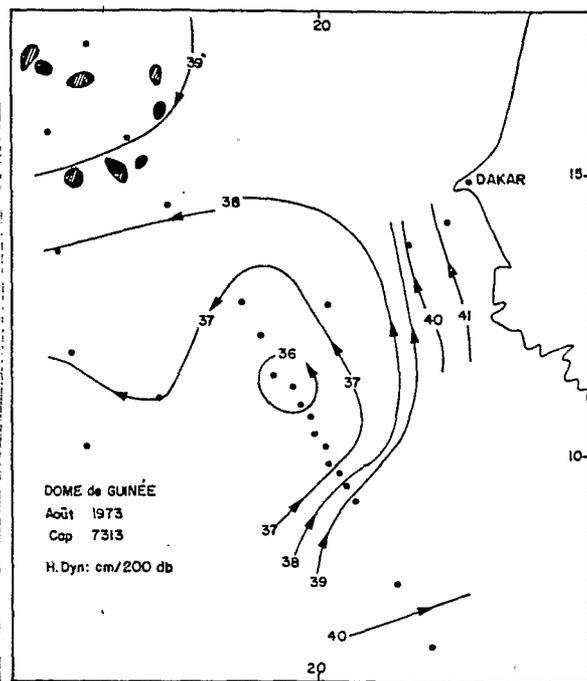


Figure 97. Circulation géostrophique de surface par rapport à la surface 200 décibars dans le Dôme de Guinée en avril 1973. (D'après Voituriez et Dandonneau, 1974).

ses verticales sont théoriquement nulles. Cependant thermiquement le maintien en surface d'eaux relativement froides ne peut pas s'expliquer par le simple équilibre géostrophique du courant de Guinée car il faut au moins que l'énergie thermique reçue par la surface soit compensée par des apports d'eaux froides: pour cela un minimum de transport vertical est nécessaire, même s'il est très faible par rapport aux upwellings d'Ekman classiques.

En fait, le terme d'upwelling ne peut s'appliquer à de tels systèmes et cette différence dans les mouvements verticaux doit se retrouver au niveau des mécanismes de production. Ceux-ci ont été insuffisamment étudiés pour que l'on puisse en tirer des conclusions et il serait souhaitable qu'une analyse de ce type d'upwelling complète les études en cours sur les upwellings côtiers.

Les dômes thermiques 4

Rossignol et Meyrueis (1965) ont, les premiers, mis en évidence le Dôme de Guinée. Par la suite MAZEIKA (1968a) a montré qu'il existait une structure symétrique dans l'hémisphère sud: le Dôme d'Angola.

L'étude précédente a montré qu'ils étaient associés aux circulations cycloniques induites à leur extrémité est par les branches nord et sud du système des contre-courants équatoriaux. Ainsi définis et associés à des

courants subsuperficiels, les dômes sont, en profondeur, des structures permanentes. Cependant, vis-à-vis de la production primaire ils n'offrent d'intérêt que dans la mesure où la structure en dôme concerne aussi la thermocline amenant ainsi dans la zone euphotique les couches riches en sels nutritifs. Tel est le cas lorsque les contre-courants nord et sud apparaissent eux-mêmes en surface. Ceci se produit en été de chaque hémisphère lorsque les alizés faiblissent facilitant l'écoulement vers l'est des eaux de surface. Ainsi le Dôme de Guinée apparaît-il au niveau thermoclinale entre juillet et septembre lorsque la zone intertropicale de convergence (ITCZ) occupe sa position la plus nord. Il est situé alors juste au sud de l'ITCZ dans une zone de basses pressions et de vents faibles et variables. De même, Gallardo et al. (1974) ont montré que dans le Dôme d'Angola la remontée de la thermocline apparaissait en février/mars au nord de la limite nord des alizés sud-est dans une région de vents faibles et variables (Fig. 95). Une section faite à travers le Dôme de Guinée en août 1973 par le «Capricorne» montre qu'il n'y a pas de refroidissement en surface et que le gradient vertical de température dans la thermocline est maximum au centre du dôme où il atteint 1.8°C par mètre (Fig. 94).

Il en est de même pour le Dôme d'Angola. Il n'y a pas non plus d'enrichissement de la surface en sels nutritifs. Il n'y a donc apparemment pas d'upwelling dans les dômes de l'Atlantique contrairement au Dôme de Costa Rica dans le Pacifique où selon Wyrki (1964) l'upwelling se traduit par un refroidissement et un enrichissement en sels nutritifs de la couche de surface. Les dômes de Guinée et d'Angola apparaissent simplement comme le résultat d'une circulation cyclonique quasi-géostrophique induite par la rotation vers le pôle des branches nord et sud du système des contre-courants équatoriaux (Fig. 97).

La divergence équatoriale

Les cartes de température de surface de l'Atlantique tropical publiées par Mazeika (1968b) montrent que l'on observe un refroidissement équatorial seulement en été (juillet-septembre). Cependant, il ressort de croisières récentes que dans l'Atlantique Est la zone équatoriale est riche toute l'année et qu'il y a lieu de considérer des écanismes différents d'enrichissement suivant que l'on est en saison chaude ou saison froide.

La saison chaude (octobre à mai)

En cette saison, il existe une crête thermique au sud de l'équateur autour de 3°S (Fig. 98a). Elle correspond à la divergence équatoriale planétaire induite par la divergence équatoriale des vents. En accord avec le schéma classique de Cromwell (1953), dans l'Atlantique, où les alizés soufflent du sud-est à l'équateur, cette divergence est décalée vers le sud. Cette crête est

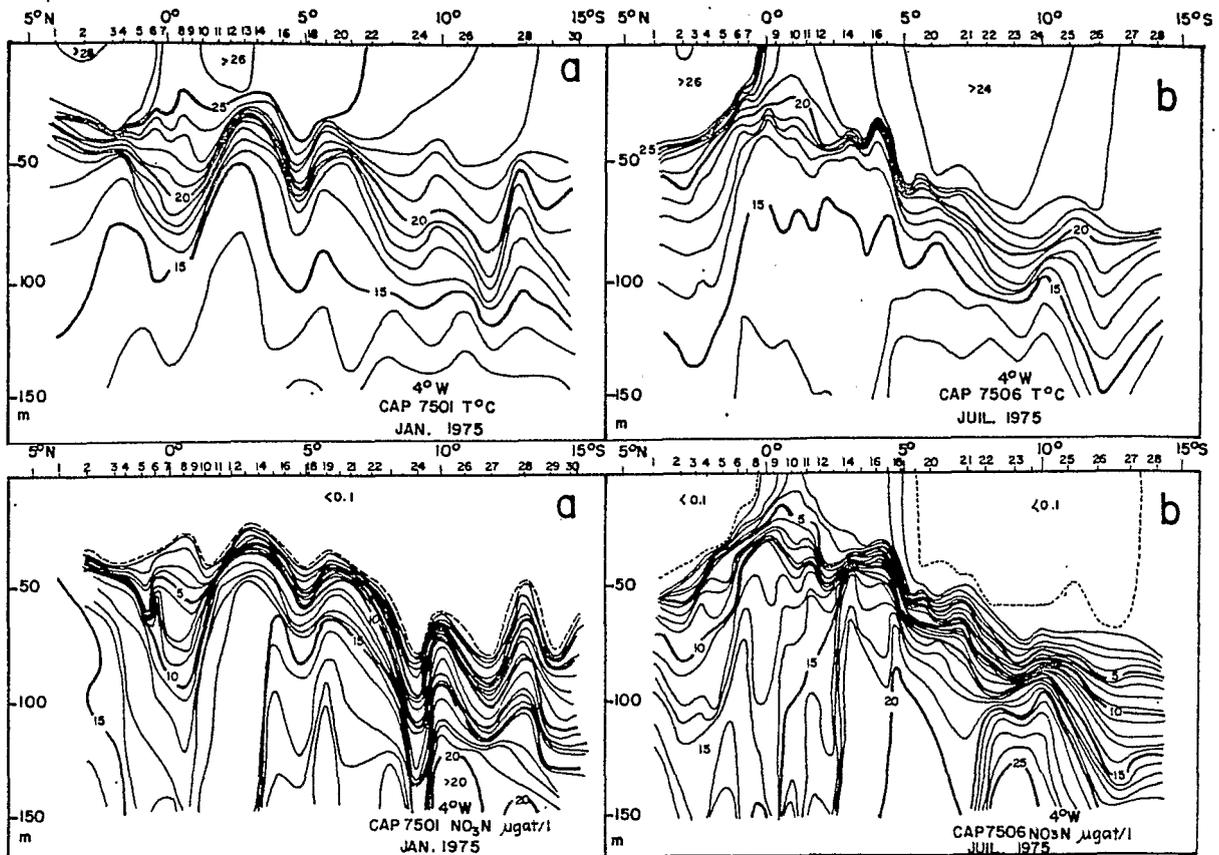


Figure 98. La divergence équatoriale à 4°W: sections de température et de nitrate. a) saison chaude - janvier 1975. b) saison froide - juillet 1975. (D'après Voituriez et Herbland, 1977.)

très semblable aux dômes: il n'y a pas de refroidissement en surface, le gradient thermique vertical est élevé dans la thermocline (1-3°/m en janvier 1977) et la couche de surface ne contient pas de nitrate. Il n'y a donc pas à proprement parler d'upwelling équatorial en cette saison.

La saison froide (juin à septembre)

On observe en cette saison le long de l'équateur un refroidissement et un enrichissement en sels nutritifs de la couche superficielle (Fig. 98b). D'après les cartes de Mazeika (1968b) ce refroidissement est maximum dans le Golfe de Guinée autour de 10°W. Il semble qu'il ne s'agisse pas là d'un véritable upwelling, car selon Hisard et al. (1977) les variations saisonnières de la tension du vent à l'équateur sont insuffisantes pour expliquer celles du refroidissement équatorial. Il semble en revanche y avoir une relation entre, d'une part le refroidissement et l'enrichissement équatoriaux et, d'autre part le gradient vertical de vitesse entre le courant ouest de surface et le sous-courant portant à l'est (Fig. 99). En été, l'accroissement de ce gradient vertical dû à la remontée du sous-courant et à l'accélération

du courant de surface provoque une augmentation du mélange turbulent vertical susceptible d'expliquer le refroidissement de la couche de surface. Par exemple, à 4°W en 1975, la vitesse du courant de surface de 20 cm/s en janvier passait à 100 cm/s en juillet et la profondeur du sous-courant de 70 m à 40 m si bien que le gradient de vitesse s'accroissait de 2 s^{-1} à 5 s^{-1} et que le nombre de Richardson diminuait de 5 à 0.3 (Voituriez et Herbland, 1977).

La remontée vers la surface du Courant de Lomonossov et l'accélération du courant équatorial de surface en été dans le Golfe de Guinée, peuvent s'expliquer par les variations de la pente de la surface de la mer le long de l'équateur. Il existe en effet un minimum de hauteur dynamique vers 10°W et Merle (1977) a montré qu'à partir de ce point les pentes montantes vers l'est et l'ouest étaient maximum en été (Fig. 100) provoquant la remontée du sous-courant d'ouest en est jusqu'à 10°W et une accélération du courant de pente vers l'ouest à l'est de 10°W. Ainsi peut-on penser que le maximum de gradient vertical de vitesse et aussi de mélange turbulent vertical se situent à l'équateur autour de 10°W.

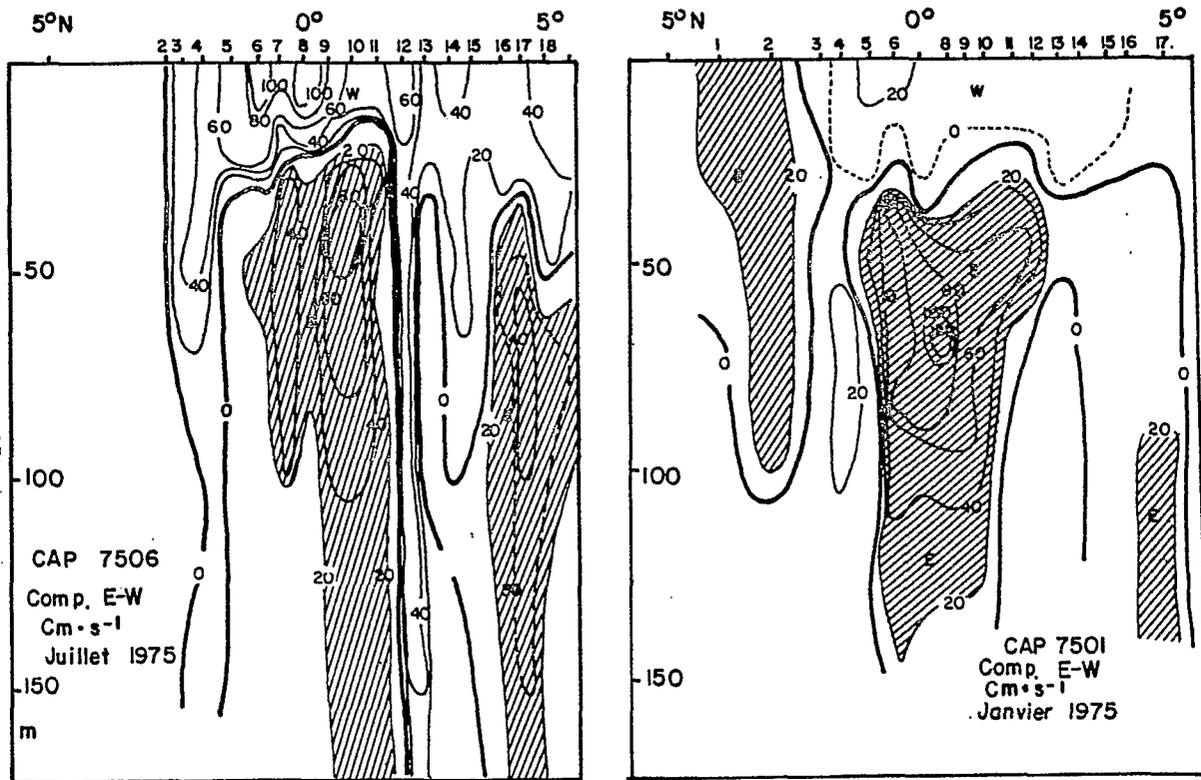


Figure 99. Composantes E-W du courant à 4°W en saison chaude en janvier 1975 et en saison froide en juillet 1975. (D'après Voituriez et Herbland, 1977). Les courants portant à l'est et supérieurs à 20 cm/s sont hachurés.

Cette revue sommaire et qualitative montre que les processus d'enrichissement dans l'Atlantique Tropical Est sont très divers. On peut cependant les regrouper globalement sous deux rubriques: les systèmes «quasi-géostrophiques» tels les dômes, la crête équatoriale en saison chaude et peut-être les «upwellings» de la partie intérieure du Golfe de Guinée (Côte d'Ivoire - Ghana et Gabon - Congo) et les systèmes non-géostrophiques tels les upwellings côtiers classiques liés au vent (upwelling du nord-ouest africain) et la divergence équatoriale en saison froide (été de l'hémisphère nord).

C'est l'intensité des échanges verticaux qui les différencient: dans les systèmes géostrophiques les vitesses verticales et les mélanges verticaux sont théoriquement nuls ou du moins très faibles par rapport aux vitesses horizontales alors que dans les autres au contraire, ils sont importants. Par exemple dans les upwellings la vitesse verticale est de l'ordre de 10^{-2} cm/s alors que dans les dômes elle ne dépasse pas 10^{-4} cm/s. Cette distinction rejoint celle faite par Cromwell (1958) entre «upwelling» et «ridging». Selon Wyrki (1966) elle ne s'impose pas puisqu'il n'y a pas de différence de nature entre les deux phénomènes, mais simplement différence d'intensité dans les échanges verticaux. Néan-

moins, elle est utile parce qu'on la retrouve dans la structure de la thermocline et qu'il y correspond deux types d'écosystèmes. Le premier qui comprend la crête équatoriale de saison chaude et les dômes est un système à deux couches où une très forte thermocline sépare une couche de mélange chaude épuisée en nitrate d'une couche profonde riche en sels nutritifs.

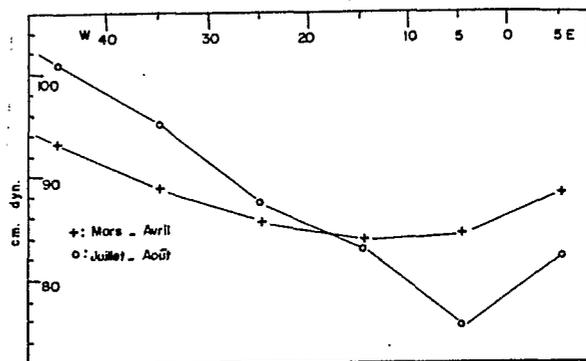


Figure 100. Pente de la surface de la mer (5 m/500 m) le long de l'équateur en mars/avril (saison chaude) et en juillet/août (saison froide). (D'après Merle, 1977).

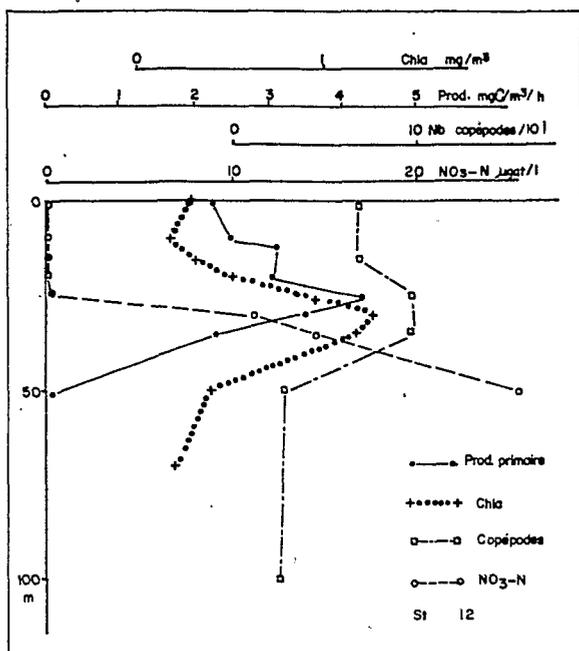


Figure 101. Distributions verticales de la production primaire, de la chlorophylle, du nitrate et du nombre de copépodes dans le dôme de Guinée. Les maximums de chlorophylle de production primaire et du nombre de copépodes sont groupés au sommet de la nitracline. (D'après Voituriez et Dandonneau, 1974)

Dans le second type qui comprend les upwellings côtiers et la divergence équatoriale de saison froide, la couche de mélange épuisée en nitrate n'existe pas et le gradient thermique vertical est affaibli.

Structure verticale de la couche de production

Situations tropicales typiques: rôle de la nitracline

L'étude des dômes de Guinée et d'Angola (Voituriez et Dandonneau, 1973; Gallardo et al., 1974) a fait appa-

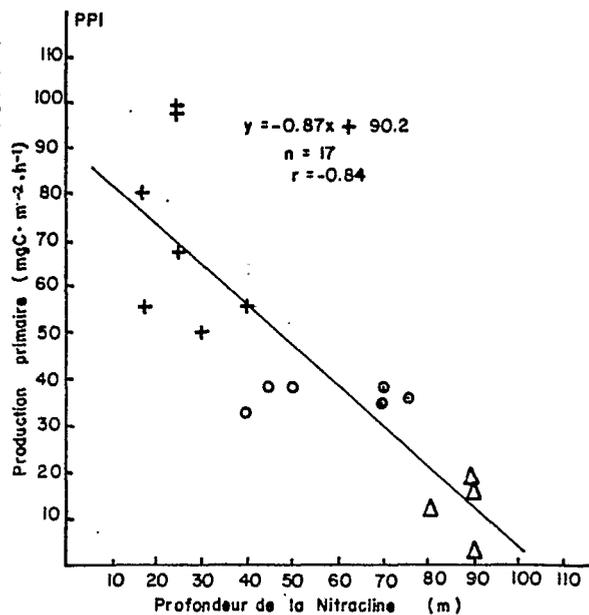


Figure 102. Situation tropicale typique: relation entre la production primaire (y) et la profondeur de la nitracline (x). La profondeur de la nitracline est celle du premier niveau de prélèvement où la teneur en nitrate est supérieure à 0.1 µgat/l. n est le nombre de points, r le coefficient de corrélation.

raître une stratification remarquable des paramètres physiques, chimiques et biologiques d'où il ressort en particulier que l'épaisseur de la couche supérieure épuisée en nitrate dépasse largement celle de la couche de mélange. Il est donc possible de définir une nitracline différente de la pycnocline, et la distribution verticale des paramètres biologiques montre l'importance du sommet de la nitracline dans les processus de production (Tableau 12). En effet, c'est à ce niveau que l'on trouve des maximums aigus de production primaire, de chlorophylle et du nombre de copépodes récoltés avec une bouteille de 30 l. (Fig. 101).

Cette association s'explique aisément: sur une verticale le sommet de la nitracline situé dans la pycnocline où la stabilité est élevée est la couche riche en sels nutritifs la mieux éclairée. C'est donc le niveau où les conditions de lumière, stabilité et sels nutritifs sont

Tableau 12. Comparaison des profondeurs du gradient vertical maximum de densité (Z_1), du sommet de la nitracline (Z_2), et des maximums de chlorophylle (Z_3) et de production primaire (Z_4) dans les dômes d'Angola et de Guinée. $Z_2 = Z_3 = Z_4$. Le nombre des stations est indiqué entre parenthèses.

	Gradient densité max. Z_1 (m)	Nitracline Z_2 (m)	Z_2-Z_1 (m)	Chlorophylle max. Z_3 (m)	Production primaire max. Z_4 (m)
Dôme de Guinée	20 (24 st)	26 (24 st)	6 (24 st)	26.8 (24 st)	27 (5 st)
Dôme d'Angola	19 (10 st)	24 (10 st)	5 (10 st)	24 (10 st)	23.8 (5 st)

optimum pour la production primaire; il marque la séparation entre la couche supérieure limitée en sels nutritifs et la couche profonde limitée en lumière. Cette structure n'est pas spécifique des dômes, on la retrouve dans l'ensemble des «situations tropicales typiques» de l'Atlantique Est définies par une couche supérieure dépourvue de nitrate quelle que soit la profondeur observée de la nitracine (Herbland et Voituriez, 1977a; 1979).

Parmi l'ensemble des «situations tropicales typiques» les dômes et les crêtes sont seulement des cas particuliers où la nitracine est peu profonde. Dans de tels systèmes la production primaire intégrée dépend de la production nouvelle qui consomme du nitrate intervenant uniquement dans la nitracine, et dépend donc de son éclaircissement. La production primaire totale dépend en définitive de la position de la nitracine dans la couche euphotique et en première approximation on peut considérer que la profondeur de la nitracine est une mesure de l'intensité lumineuse au niveau de la nitracine et indirectement de la production primaire elle-même. De l'ensemble des mesures de production faites par le «Capricorne» dans les situations tropicales typiques de l'Atlantique Est avec des nitracines variant de 20 à 100 m, Herbland et Voituriez (1979) ont pu déduire de bonnes relations liant la production primaire (P) et la chlorophylle ($\text{Chl } a$) intégrées d'une part à la profondeur du sommet de la nitracine d'autre part (Fig. 102).

$$P(\text{mg C/m}^2/\text{h}) = -0.87 \text{ZNO}_3 + 90 \quad (20 \text{ m} < \text{ZNO}_3 < 100 \text{ m}) \quad (1)$$

$$\text{Chl } a \text{ (mg/m}^2) = -0.17 \text{ZNO}_3 + 22.5 \quad (20 \text{ m} < \text{ZNO}_3 < 100 \text{ m}) \quad (2)$$

Nombre d'assimilation:

$$(P/\text{Chl } a) = \frac{-0.87 \text{ZNO}_3 + 90}{-0.17 \text{ZNO}_3 + 22.5} \quad (3)$$

Où ZNO_3 = profondeur du sommet de la nitracine définie par le premier niveau où $\text{NO}_3\text{-N} > 0.1 \mu\text{gat/l}$.

Ces relations sont intéressantes car elles permettent de faire une évaluation de la production primaire à partir des mesures de nitrate si bien que chaque station devient une mesure de production. Des cartes de production ont pu ainsi être tracées pour l'ensemble de l'Atlantique tropical (Herbland et Voituriez, 1977b; Voituriez et Herbland, sous presse).

On peut considérer que l'ensemble des situations tropicales typiques de l'Atlantique tropical qui inclut les dômes et la divergence équatoriale en saison chaude au même titre que les convergences à thermocline profonde constitue vis-à-vis de la production primaire un système unique dont l'étude se ramène à celui des mécanismes qui fixent la profondeur de la nitracine. A cet égard, les dômes où la production est élevée et les structures verticales bien marquées constituent des sites privilégiés pour l'étude de la production en milieu tropical.

Les upwellings côtiers et l'upwelling équatorial

Par opposition aux situations tropicales typiques on englobera sous le vocable upwelling toutes les situations où la couche supérieure épuisée en nitrate n'existe pas, indépendamment des mécanismes d'enrichissement: les upwellings côtiers et l'upwelling équatorial de saison froide. Ces systèmes n'ont pas l'unité

Tableau 13. Comparaison de différents paramètres dans les systèmes productifs de l'Atlantique Tropical Est. Le nombre des stations est indiqué entre parenthèses.

	Dômes de Guinée et d'Angola (10 st)	Upwelling 4°W équatorial Juil. 1977 (3 st)	Upwelling Mauritanie Timiris 1972 (18 st)	Upwelling Mauritanie Cap Blanc 1974 (25 st)
Teneur en nitrate de la surface. Valeur maximum ($\mu\text{gat}\cdot\text{l}^{-1}$)	0	5	21	21
Stabilité moyenne dans la couche euphotique (m^{-1})	664×10^{-7}	220×10^{-7}	68×10^{-7}	6×10^{-7}
Production primaire. Valeur maximum mesurée ($\text{mgC}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{h}^{-1}$)	8	5	70	20
Production primaire intégrée. Valeur moyenne ($\text{mgC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$)	80	133	200	137
Rapport d'assimilation ($\text{mgC}\cdot\text{mgChl } a^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$)	4.8	7	3	2.3

ou? cf. texte, p. 119

structurale des situations tropicales typiques. Les meilleures conditions de lumière et de sels nutritifs se rencontrent généralement en surface si bien que les valeurs les plus élevées de production primaire et de chlorophylle se rencontrent aussi près de la surface. Mais l'existence d'une couche de stabilité n'est pas un phénomène permanent comme dans les situations tropicales typiques: elle dépend de l'intensité des mélanges verticaux contrôlés pour l'essentiel par la force du vent. Il existe donc dans les upwellings une grande variété de structures verticales dont les variations de stabilité sont un reflet.

Influence de la stabilité

En première approximation et de façon qualitative on peut considérer que la valeur de la stabilité $1/\rho(d\rho/dz)$ est une représentation de l'importance de la vitesse et des mélanges verticaux, l'augmentation de ceux-ci provoquant généralement une diminution de celle-là. On peut donc prendre la stabilité comme élément de comparaison entre les différents écosystèmes puisque c'est l'importance des échanges verticaux qui les différencie.

Le Tableau 13 résume quelques caractéristiques des dômes et upwellings. Il apparaît clairement que les sels nutritifs constituent le facteur prépondérant de la production qui augmente lorsque croît la teneur en nitrate de surface et atteint les valeurs les plus élevées dans les upwellings côtiers.

Stabilité dans les upwellings côtiers

Le Tableau 13 montre que pour le même type d'eau et la même teneur en sels nutritifs, la production primaire et le rapport d'assimilation (production primaire $\text{mg C}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}/\text{Chl } a \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}$) sont plus élevés au Cap Timiris qu'au Cap Blanc. Cette différence peut s'expliquer par les différences de stabilité. Au Cap Timiris on observe une légère discontinuité (Herbland et al., 1973; Herbland et Voituriez, 1974) alors qu'au Cap Blanc un fort vent (20 à 40 noeuds) crée un mélange si intense qu'à presque toutes les stations la couche de mélange est plus épaisse que la couche euphotique (Voituriez et al., 1974). Ainsi la stabilité de la couche euphotique est-elle 10 fois plus faible au Cap Blanc qu'au Cap Timiris. Ceci est en accord avec les résultats de JOINT-I. Huntsman et Barber (1977) pensent que la différence entre les rapports d'assimilation sur les côtes du Pérou et ceux de l'upwelling du Cap Blanc s'explique en partie par la permanence en Mauritanie d'une couche de mélange entretenue par des vents forts. Cette couche de mélange épaisse limite la productivité en donnant naissance à une population phytoplanctonique limitée en lumière. Dans les upwellings côtiers la production primaire est donc aussi variable

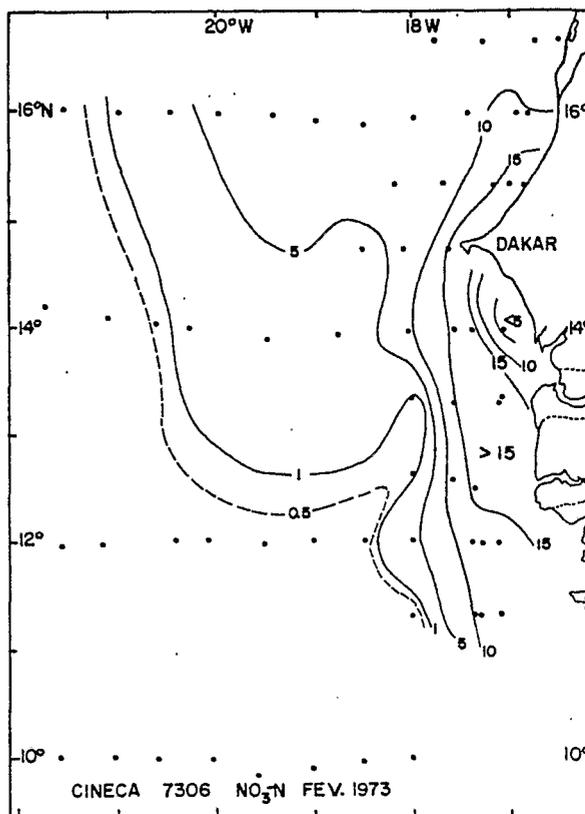


Figure 103. Distribution du nitrate en surface dans l'upwelling au sud de Dakar pendant la campagne CINECA à plusieurs navires de février 1973. (Campagne 7306 du «Capricorne».)

que le vent et il est difficile d'extrapoler les résultats d'une région d'upwelling à une autre.

Cependant dans le nord-ouest africain pendant la période d'upwelling, on peut s'attendre à une plus forte productivité au sud du Cap Blanc pour deux raisons: (1) les eaux d'upwelling sont plus riches en sels nutritifs au sud du Cap Blanc qu'au nord: on observe plus de 15 $\mu\text{g}/\text{l}$ de nitrate en surface jusqu'à 12°N (Fig. 103); (2) le vent est plus faible au sud du Cap Blanc et comme dans la région du Cap Timiris la stabilité est probablement plus forte au sud qu'au nord du Cap Blanc.

Stabilité dans les dômes et les crêtes thermiques

Dans les situations tropicales typiques dont les dômes font partie, la profondeur de la nitracline contrôle la production primaire et le rapport d'assimilation décroît hyperboliquement quand cette profondeur croît (Equations (1) et (3)). La profondeur du sommet de la nitracline est le résultat d'un équilibre entre la consommation du nitrate par le phytoplancton et le flux vertical de sels nutritifs à travers la thermocline. Or, Herb-

OK?
EF.
Tableau
13

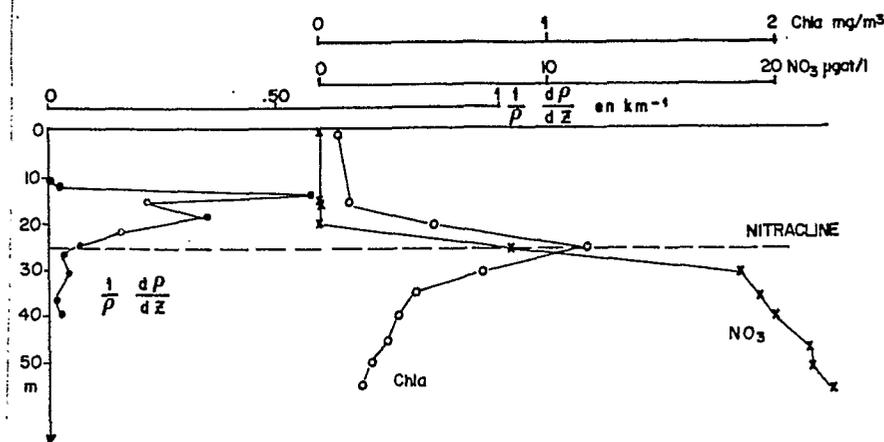


Figure 104. Nitracline et pycnocline dans le Dôme de Guinée. Le sommet de la nitracline est situé juste au-dessous du maximum de stabilité

$$\left(\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz} \right)$$

(Station 44 de la campagne 7313 du «Capricorne» le 1er septembre 1973 à 12°01'N 20°54'W.)

land et Voituriez (1979) ont montré qu'il existait une relation linéaire entre cette profondeur et celle du gradient vertical maximum de température qui coïncide généralement avec la couche de stabilité maximum. En particulier pour les profondeurs inférieures à 50 m le sommet de la nitracline se trouve juste au-dessous du maximum de stabilité (Fig. 104). Ceci montre que c'est en fait le phénomène physique: le maximum de stabilité qui, dans les crêtes et les dômes détermine le niveau de la nitracline et par conséquent l'importance de la production primaire, en limitant le flux vertical de sels nutritifs vers la couche de surface. Dans ce cas, on peut dire que c'est la stabilité qui limite la production, contrairement à ce qui se passe dans les upwellings côtiers où l'apparition d'une couche de stabilité la favorise. Les dômes d'Angola et de Guinée et la crête thermique équatoriale de saison chaude entrent dans cette catégorie où l'accroissement des mélanges verticaux est favorable à la production primaire.

Stabilité dans l'upwelling équatorial

A l'équateur, l'upwelling intervient en réponse à l'accroissement des mélanges verticaux dans le gradient vertical de vitesse. Or, l'on dispose avec le maximum de salinité du sous-courant équatorial d'un indicateur de l'intensité des mélanges verticaux. On a montré, en effet, qu'en été pendant la saison de l'upwelling équatorial la valeur du maximum de salinité décroissait alors que la salinité de surface augmentait (Sedikh et Loutchikina, 1971; Hisard, 1973). Par exemple, à 4°W, le maximum de salinité du sous-courant était de 36.1 ‰ en janvier 1975 et 35.7 ‰ seulement en juillet

1975 (Fig. 88). Cette propriété peut être utilisée quantitativement et Voituriez et Herbland (1979) ont montré qu'à 4°W il existait une relation linéaire entre l'enrichissement en sels nutritifs et la valeur du maximum de salinité (S) montrant ainsi la relation liant l'upwelling équatorial à l'intensité du mélange turbulent vertical (Fig. 105).

$$\sum_{0}^{100 \text{ m}} \text{NO}_3\text{-N} = -1102.7 S + 40\,398 \quad (4)$$

OK? cf. Fig. 105

Pendant la saison chaude la zone équatoriale est en situation tropicale typique où la profondeur de la nitracline est déterminée par la stabilité verticale donc par les mélanges verticaux. Il existe également une relation entre la profondeur de la nitracline et la valeur du maximum de salinité qui montre que la profondeur de la nitracline décroît lorsque la valeur du maximum de salinité décroît, c'est-à-dire lorsque les mélanges verticaux augmentent.

$$Z\text{NO}_3 = 86.207 S - 3\,075 \quad (5)$$

On déduit des Equations (1) et (5) une relation entre la production primaire et la valeur du maximum de salinité du sous-courant équatorial qui confirme que dans les situations tropicales typiques la production croît lorsque les mélanges verticaux augmentent

$$P \text{ (mg C/m}^2\text{/h)} = -75 S + 2\,765 \quad 35.66 < S < 36.43 \quad (6)$$

Cette équation montre qu'en saison chaude la production peut varier à l'équateur de 33 à 90 mg C/m²/h.

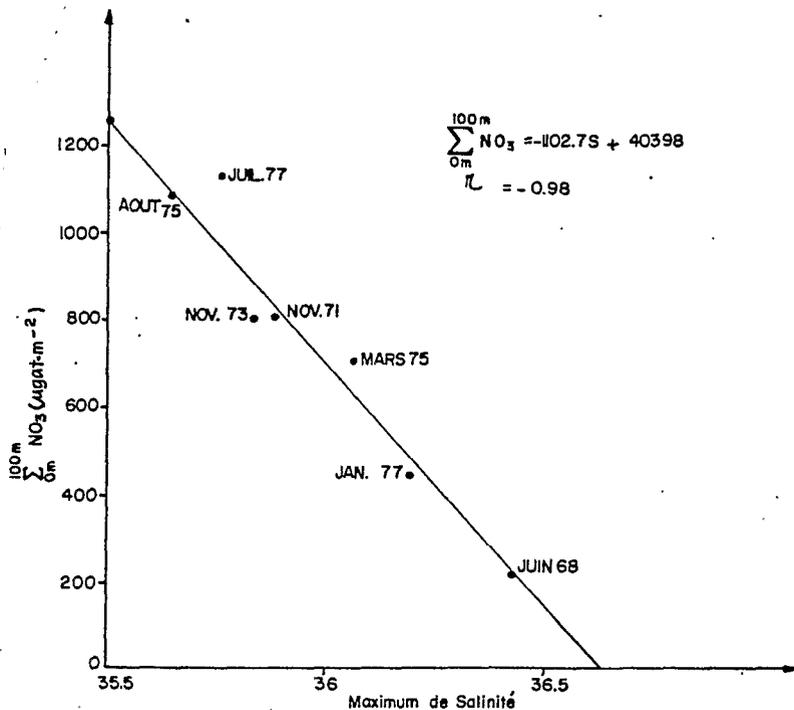


Figure 105. Relation entre l'enrichissement de la zone équatoriale en nitrate exprimé par la quantité de nitrate contenue dans les 100 premiers mètres et la valeur du maximum de salinité du Courant de Lomonossov à 4°W. (D'après Voituriez et Herbland, 1978.) r est le coefficient de corrélation.

En saison d'upwelling, nous ne sommes plus en situation tropicale typique et cette équation n'est plus applicable, mais Voituriez et Herbland (1977) ont mesuré pendant cette saison des valeurs de 133 mg C/m²/h supérieures à celles calculées par l'Equation (1) avec $Z_{NO_3} = 0$. Il est donc clair que l'accroissement des mélanges verticaux pendant la saison d'upwelling n'inhibe pas la production primaire. Bien plus la com-

paraison du rapport d'assimilation (Tableau 14) à l'équateur dans les différentes situations montre que ce rapport mesuré n'est pas affaibli par l'accroissement de turbulence pendant la saison d'upwelling. En conséquence à l'équateur la production primaire croît toujours avec les mélanges verticaux et la stabilité reste suffisamment élevée pour permettre un bon rendement de la photosynthèse.

Tableau 14. La production primaire et le rapport d'assimilation à l'équateur en saison chaude (situation tropicale typique) et en saison froide («upwelling»). Le nombre des stations est indiqué entre parenthèses.

	Saison chaude		Saison froide
	Mar 1975 Cap 7502 (4 st)	Jan 1977 Cap 7701 (3 st)	Juil 1977 Cap 7706 (3 st)
Profondeur de la nitracline (m)	47	30	0
Production primaire. Valeur moyenne (mgC/m ² /h)	35	75	133
Rapport d'assimilation	3-3	7-2	7

units?
Cf. Tableau 13, p. 118

Conclusions

Les écosystèmes productifs de l'Atlantique Tropical Est entre 20°N et 15°S sont tous liés à la dynamique du système des contre-courants équatoriaux. Néanmoins, les mécanismes d'enrichissement varient de l'un à l'autre et on peut les regrouper en deux classes: (1) les systèmes quasi-géostrophiques où les vitesses verticales et les mélanges verticaux sont très faibles, qui comprennent l'ensemble des situations tropicales typiques, dômes et crête équatoriale de saison chaude inclus; (2) les systèmes non-géostrophiques: les upwellings côtiers et l'upwelling équatorial de saison froide.

La stabilité verticale donnant une image de l'intensité des mélanges verticaux peut être utilisée pour comparer les différents systèmes vis-à-vis de la production primaire. Dans les systèmes tropicaux typiques la stabilité est élevée et, réduisant le flux vertical des sels nutritifs, c'est elle qui limite la production primaire: une augmentation des mélanges verticaux accroît la production primaire. Dans les upwellings côtiers au contraire du fait d'un vent fort la stabilité est généralement très faible et l'apparition d'une couche de stabilité favorise la production. L'upwelling équatorial occupe une position intermédiaire: bien que ne représentant pas une situation tropicale typique et bien qu'étant le résultat d'un accroissement des mélanges verticaux la stabilité y est suffisante pour que comme dans les situations tropicales typiques la production croisse lorsque les mélanges verticaux augmentent.

References

- Bakun, A. 1978. Guinea Current upwelling. *Nature*, 271: 147-150.
- Barton, E. D., Huyer, A., et Smith, R. L. 1977. Temporal variation observed in the hydrographic regime near Cabo Corveiro in the northwest African upwelling region, February to April 1974. *Deep-Sea Res.*, 24: 7-23.
- Berrit, G. R. 1977. Les eaux froides du Gabon à l'Angola sont-elles dues à un upwelling d'Ekman. *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, 14: 273-278.
- Codispoti, L. A., et Friederich, G. E. 1978. Local and meso-scale influence on nutrient variability in the northwest African upwelling region near Cabo Corveiro. *Deep-Sea Res.*, 25: —
- Cromwell, T. 1953. Circulation in a meridional plane in the central equatorial Pacific. *J. mar. Res.*, 12: 196-213.
- Cromwell, T. 1958. Thermocline topography, horizontal currents and ridging in the eastern tropical Pacific. *Inter American Tropical Tuna Commission Bull.*, 3: 135-164.
- Fraga, F. 1973. Oceanografía química de la región de afloramiento del noroeste de Africa. I. Resultados de los expediciones científicas del Buque Oceanográfico «Cornide de Saavedra». 2: 13-52.
- Fraga, F. 1974. Distribution des masses d'eau dans l'upwelling de Mauritanie. *Tethys*, 6: 5-10.
- Gallardo, Y., Dandonneau, Y., et Voituriez, B. 1974. Variabilité circulation et chlorophylle dans la région de Dôme d'Angola en février/mars 1974. *Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, 5 (1-2): 1-51.
- Herbland, A., Le Borgne, R., et Voituriez, B. 1973. Production primaire, secondaire et régénération des sels nutritifs dans l'upwelling de Mauritanie. *Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, 4 (1): 1-75.
- Herbland, A., et Voituriez, B. 1974. La production primaire dans l'upwelling mauritanien en mars 1973. *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, 12: 187-201.
- Herbland, A., et Voituriez, B. 1977a. Production primaire, nitrate et nitrite dans l'Atlantique tropical. I. Distribution du nitrate et production primaire. *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, 15: 47-55.
- Herbland, A., et Voituriez, B. 1977b. Evaluation de la production primaire et de la chlorophylle *a* partir des données hydrologiques. Application au Golfe de Guinée. *Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, 8 (1): 73-84.
- Herbland, A., et Voituriez, B. 1979. Hydrological structure analysis for estimating the primary production in the tropical Atlantic Ocean. *J. mar. Res.*, 37: —
- Hisard, P. 1973. Variations saisonnières à l'équateur dans le Golfe de Guinée. *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, 11: 349-358.
- Hisard, P., et Morliere, A. 1973. La terminaison du contre-courant équatorial subsuperficiel Atlantique (Courant de Lomonossov) dans le Golfe de Guinée. *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, 11: 455-464.
- Hisard, P., Citeau, J., et Morlière, A. 1975. Le courant de Lomonossov et la formation de la zone frontale du Cap Lopez (Baie de Biafra, Golfe de Guinée). *Cah. ORSTOM, sér. océanogr.*, 13: 107-116.
- Hisard, P., Citeau, J., et Morlière, A. 1976. La branche sud des contre-courants équatoriaux subsuperficiels dans l'océan Atlantique. *Cah. ORSTOM, sér. océanogr.*, 13: 209-220.
- Hisard, P., Citeau, J., et Voituriez, B. 1977. Equatorial undercurrent influence on enrichment processes of upper waters in the Atlantic Ocean. *Rep. Int. Workshop, GATE Equatorial Experiment. Miami, Florida, 28 February to 10 March 1977.*
- Hughes, P., et Barton, E. D. 1974. Stratification and water mass structure in the upwelling area off north west Africa in April-May 1969. *Deep-Sea Res.*, 21: 611-628.
- Huntsman, S. A., et Barber, R. T. 1977. Primary production off northwest Africa: the relationship to wind and nutrient conditions. *Deep-Sea Res.*, 24: 25-33.
- Ingham, M. C. 1970. Coastal upwelling in the northwestern Gulf of Guinea. *Bull. mar. Sci.*, 20(1): 1-34.
- Khanaichenko, N. K. 1974. Le système des contre-courants équatoriaux dans l'océan. *Guidrometeoizdat, Leningrad*, 157 pp. Traduit par P. Hisard et H. Rotschi.
- Lemasson, L., et Rebert, J. P. 1973. Les courants marins dans le Golfe ivoirien. *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, 11: 67-95.
- Mazeika, P. A. 1968a. Thermal domes in the eastern tropical Atlantic Ocean. *Limnol. Oceanogr.*, 12: 537-539.
- Mazeika, P. A. 1968b. Mean monthly sea surface temperatures and zonal anomalies of the tropical Atlantic. *Serial Atlas of the Marine Environment. Folio 16. American Geographical Soc.*
- Merle, J. 1977. Seasonal variations of temperature and circulation in the upper layers of the Equatorial Atlantic Ocean. *Rep. Int. Workshop, GATE Equatorial Experiment. Miami, Florida, 28 February to 10 March 1977.*
- Mittelstaedt, E. 1976. On the currents along the northwest African coast south of 22°north. *Dt. Hydrogr. Z.*, 29 (3): 97-117.
- Moore, D., Hisard, P., Creary, J., Merle, J., O'Brien, J., Picaut, J., Verstraete, J. M., et Wunsch, C. 1978. Equatorial adjustment in the eastern Atlantic. *Geophys. Res. Letters*, 5: 637-640.
- Morlière, A., Hisard, P., et Citeau, J. 1974. Le courant de Lomonossov dans le fond du Golfe de Guinée en 1973. *Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, 5 (1-2): 1-51.

- 7
- Neumann, G. 1969. The equatorial undercurrent in the Atlantic Ocean. *In* Proceedings of the Symposium on the oceanography and fisheries resources of the tropical Atlantic. Unesco, 430 pp.
- O'Brien, J., Adamec, O., et Moore, D. W. 1978. A simple model of upwelling in the Gulf of Guinea. *Geophys. Res. Letters*, 5: 641-644.
- Philander, S. G. H. (sous presse). Upwelling in the Gulf of Guinea.
- Rossignol, M., et Meyrueis, A. M. 1964. Campagne océanographique de Gérard Treca. Région comprise entre les îles du Cap Vert et les côtes du Sénégal et de la Guinée (juin 1962). Office Rech. Scient. Techn. Outre-Mer. Doc. Centre d'Océanographie de Dakar-Thiaroye, 53 pp.
- Rossignol, M., et Aboussouan, M. T. 1965. Hydrologie marine côtière de la presqu'île du Cap Vert. Contribution à la productivité des eaux. Office Rech. Scient. Techn. Outre-Mer. Doc. Centre d'Océanographie de Dakar-Thiaroye, 165 pp.
- Schemaïnda, R., Nehring, D., et Schulz, S. 1975. Ozeanologische Untersuchungen zum Produktionspotential der nordwestafrikanischen Wasserauftriebsregion 1970-1973. *Geodätische und Geophysikalische Veröffentlichungen*, 4 (16): 85 pp.
- Sedikh, K. A., et Loutochkina, B. N. 1971. Aspects hydrologiques de la formation de la zone équatoriale productive du Golfe de Guinée. *In* Les zones productives de l'Océan Atlantique équatorial et les conditions de leur formation. Travaux AtlantNIRO, Kaliningrad, 37: 31-80. Traduit par H. Rotschi.
- Tomczak, M. 1972. Problems of physical oceanography in coastal upwelling investigations. *Geoforum*, 11: 25-36.
- Tsuchiya, M. 1975. Subsurface countercurrents in the eastern equatorial Pacific Ocean. *J. mar. Res. Suppl. vol.*, 33: 145-175.
- Voituriez, B., et Dandonneau, Y. 1974. Relations entre la structure thermique, la production primaire et la régénération des sels nutritifs dans le dôme de Guinée. *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, 12: 245-255.
- Voituriez, B., Dufour, P., et Le Borgne, R. 1974. Preliminary results on R/V «Capricorne» 7402 cruise in Cap Blanc. *CUEA Newsletter*, 3 (5): 1-7
- Voituriez, B., et Herbland, A. 1977. Etude de la production pélagique de la zone équatoriale de l'Atlantique à 4°W. I. Relations entre la structure hydrologique et la production primaire. *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, 15: 313-331.
- Voituriez, B., et Chuchla, R. 1978. Influence of the Southern Atlantic Central Water on the distribution of salinity and oxygen in the northeast tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.*, 25: 107-117.
- Voituriez, B., et Herbland, A. 1978. The use of the salinity maximum of the equatorial undercurrent for estimating nutrient enrichment and primary productivity in the Gulf of Guinea. *Deep-Sea Res.*, 25: —
- Voituriez, B., et Herbland, A. (sous presse). The primary production in the tropical Atlantic Ocean mapped from the oxygen values of Equalant I and II (1963).
- Wauthy, B. 1977. Révision de la classification des eaux de surface du Golfe de Guinée (Berrit, 1961). *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, 15: 279-295.
- Wooster, W. S., Bakun, A., et Mc.Lain, D. R. 1976. The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the north Atlantic. *J. mar. Res.* 34: 131-141.
- Wyrtki, K. 1964. Upwelling in the Costa Rica Dome. *U. S. Fish. Wildlife Serv. Fish. Bull.*, 63: 355-372.
- Wyrtki, K. 1966. Oceanography of the eastern equatorial Pacific Ocean. *Oceanography and marine biol., Annual Rev.*, 4: 33-68.
- pp. ?
?