

# ***Les variations saisonnières des courants équatoriaux à 4° W et l'upwelling équatorial du Golfe de Guinée***

## *II - Le courant équatorial sud*

Bruno VOITURIEZ (1)

### RÉSUMÉ

*Le courant équatorial sud à 4° W est constitué de deux branches. La branche nord est un élément permanent de la circulation dans le Golfe de Guinée. Elle constitue un jet équatorial transportant d'Est en Ouest un minimum de salinité issu des eaux dessalées du fond du Golfe de Guinée. La branche sud n'apparaît que pendant la saison d'upwelling et transporte les eaux du minimum thermique superficiel. En saison chaude, la branche sud du Courant Équatorial Sud est remplacée par un courant portant à l'Est et transportant un maximum de salinité. Les variations saisonnières de la branche sud du CES sont compatibles avec les modèles qui font du minimum thermique de surface observé dans le Golfe de Guinée, au sud de l'équateur, le résultat d'un transport par le CES d'eaux froides issues des upwellings côtiers des côtes d'Afrique. Cependant, la distribution des sels nutritifs montre que cette explication est insuffisante et qu'il y a remonlée d'eau froide au sud de l'équateur entre les deux branches du Courant Équatorial Sud. La circulation méridienne dans le CES confirme cette divergence équatoriale conforme au schéma traditionnel de CROMWELL (1953). Les anomalies interannuelles observées sur les températures de surface à l'équateur, dans le Golfe de Guinée, ne remettent pas en cause la réalité de cette divergence, même si ses effets sont alors atténués par l'apport exceptionnel d'eaux chaudes dessalées.*

MOTS-CLÉS : Golfe de Guinée -- Upwelling — Courant équatorial sud — Advection.

### ABSTRACT

#### SEASONAL VARIATIONS OF THE EQUATORIAL CURRENTS AT 4° W AND EQUATORIAL UPWELLING IN THE GULF OF GUINEA

#### 2 — THE SOUTH EQUATORIAL CURRENT

*In the Gulf of Guinea along 4° W the south equatorial current is made of two branches. The northern branch is a permanent equatorial jet which brings warm less saline waters from East to West. The southern branch occurs only during the upwelling season and brings westward the cold waters which are observed south of the equator during the northern summer. In the warm season, the southern branch of the South Equatorial Current is replaced by an eastward counter-current bringing a maximum of salinity. The seasonal variations of the southern branch are in accordance with the models which explain the seasonal sea surface temperature minimum occurring south of the equator in summer, in the Gulf of Guinea, by an advection of cold waters from coastal upwellings of Africa in the*

---

(1) Centre National pour l'Exploitation des Océans, 66, avenue d'Iéna, 75116 Paris.

*South Equatorial Current. However, the nutrients distribution shows that there is also upwelling of cold waters south of the equator between the two branches of the South Equatorial Current. The meridional circulation confirms the existence of such a divergence which is in good agreement with the classical scheme of equatorial divergence given by CROMWELL (1953). The interannual sea surface temperature anomalies observed at the equator in the Gulf of Guinea are not inconsistent with the equatorial divergence, but during the abnormal years its effects on the sea surface temperature are lowered by the exceptional advection of warm low salinity waters.*

KEY WORDS : Gulf of Guinea — Upwelling — South equatorial current — Advection.

## 1. INTRODUCTION

Les problèmes que pose le refroidissement équatorial saisonnier que l'on observe en été dans l'Atlantique Est, et que l'on appelle upwelling équatorial, ont été présentés dans la première partie de cette étude. Elle a montré en particulier que les variations saisonnières du Sous-Courant Équatorial (SCE) et de ses propriétés ne pouvaient être attribuées à une intensification des mélanges verticaux entre le Courant Équatorial Sud (CES) et le SCE mais qu'elles correspondaient à une remontée de la structure hydrologique centrée sur l'équateur, limitée à la bande 1° N-2° S et compatible avec les théories qui font de l'upwelling équatorial un ajustement de la thermocline équatoriale réalisée au moyen d'ondes piégées à l'équateur, en réponse à l'accroissement du vent dans l'Atlantique Ouest. Quelle que soit l'ampleur de cette remontée équatoriale, elle ne peut à elle seule rendre compte du champ thermique de surface qui, on l'a montré à maintes reprises (VOITURIEZ, 1981 a; VOITURIEZ, HERBLAND et LE BORGNE, 1982), se caractérise par un minimum thermique situé non pas à l'équateur mais vers 2-2°30' S à la latitude d'une crête thermique où les mouvements verticaux sont très faibles. Ce décalage vers le Sud du minimum thermique équatorial dans l'Atlantique Est est d'ailleurs bien visible sur les atlas, notamment celui d'HASTENRATH et LAMB (1977). Parmi les hypothèses émises pour expliquer le refroidissement équatorial deux seulement peuvent rendre compte de ce décalage du minimum thermique au sud de l'équateur : (1) celle, traditionnelle et remise en cause, de la divergence induite dans le CES sous l'action des alizés de SE du fait du changement de signe de la force de CORIOLIS à l'équateur (CROMWELL, 1953; FOFONOFF et MONTGOMERY, 1955), et qui est à la base de la plupart des modèles équatoriaux proposés dans les années 60; (2) le transport vers l'Ouest dans le Courant Équatorial Sud d'eaux froides issues des upwellings des côtes africaines.

Reprenant le modèle qualitatif de CROMWELL (1953), VOITURIEZ (1981 a) a montré qu'il n'y avait pas véritablement de contradiction entre les variations saisonnières du champ thermique de surface et celles du vent observé d'une part et le schéma

classique de divergence équatoriale induite par le vent local d'autre part. De son côté PHILANDER (1979) a montré que l'accroissement de la composante méridienne du vent à l'équateur dans le Golfe de Guinée pouvait provoquer localement un upwelling au sud de l'équateur dans le Courant Équatorial Sud. Enfin, le modèle de PHILANDER et PACANOWSKI (1981) sur la réponse de l'océan aux variations d'un vent méridien aboutit à un champ thermique de surface qui correspond remarquablement aux observations faites dans l'Atlantique avec l'extension vers l'Ouest au sud de l'équateur d'une langue d'eau froide transportée, à partir des upwellings côtiers, par advection dans le CES et propagation d'ondes de Rossby. Ces deux explications possibles mettent en jeu le CES et justifient que l'on s'intéresse de près à sa structure et à ses variations saisonnières ou pluriannuelles en relation avec celles de la température de surface pour juger de leur part respective dans les processus de refroidissement superficiel. C'est l'objectif de ce papier, qui se limitera au Golfe de Guinée où de nombreuses mesures ont été recoltées, particulièrement lors des campagnes du programme CIPREA pendant la PEMG en 1978-1979.

## 2. DONNÉES UTILISÉES

Les données sont celles qui ont été récoltées sur le N/O CAPRICORNE le long du méridien 4° W de 1971 à 1980 dont la liste est donnée dans la première partie de cette étude. S'y ajoutent les données de campagnes qui ont fourni une description étendue à l'ensemble du Golfe de Guinée : CIPREA 1 en août 1978 au cours de laquelle trois sections transéquatoriales ont été faites simultanément à 9° W (N/O SUROIT), à 4° W (N/O CAPRICORNE) et 1° E (N/O NIZERY) et CIPREA 3 en juin-juillet 1979 pendant laquelle le CAPRICORNE fit des sections à 4° W, 1° E et 6° E successivement (fig. 1). Pendant ces campagnes les mesures de température et salinité ont été faites à l'aide d'une sonde STDO (Bissett-Berman) et celles de courant avec des courantomètres Aanderaa montés en profileur, navire en dérive avec référence à 500 mètres.

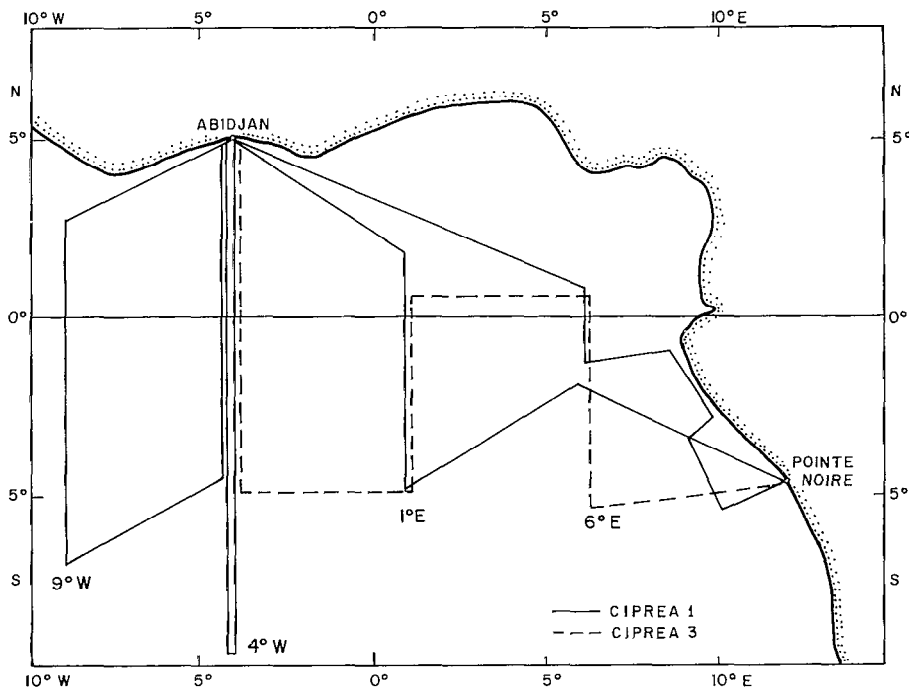


FIG. 1. — Les campagnes CIPREA 1 (août 1978) et CIPREA 3 (juin-juillet 1979)  
 Map of the CIPREA 1 (August 1978) and CIPREA 3 (June-July 1979) cruises

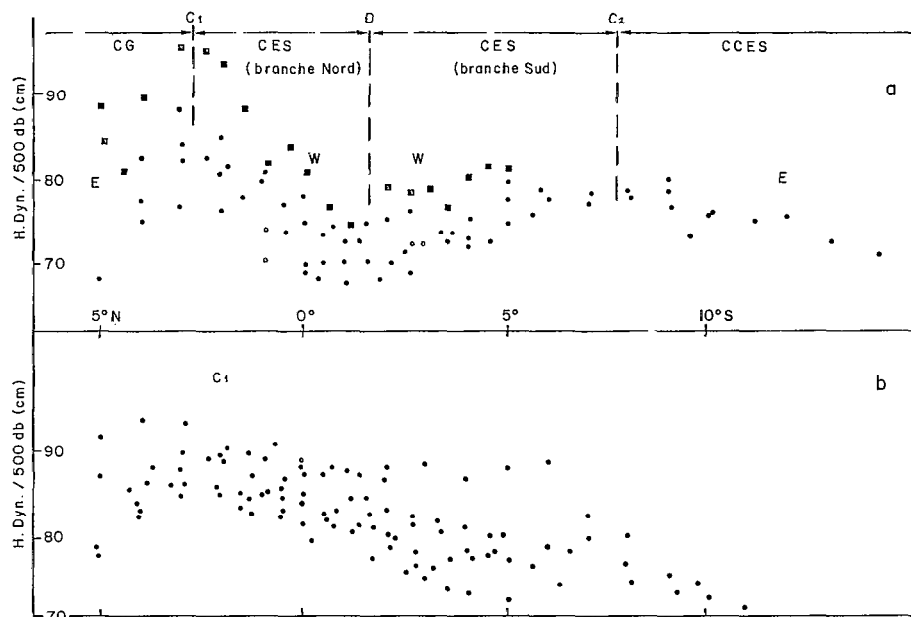


FIG. 2. — Anomalies de hauteur dynamique le long de 4° W par rapport à 500 db : a — saison d'upwelling : juillet 1975 (CAP 7506), juillet 1977 (CAP 7706), août 1978 (CIPREA 1), juin 1979 (CIPREA 3). La campagne Equalant 2 de la Reine Pokou en 1963 est indiquée par des carrés noirs ; b — saison chaude : novembre 1971 (CAP 7107), janvier 1975 (CAP 7501), janvier 1977 (CAP 7701), avril 1979 (CIPREA 2), novembre 1979 (CAP 7912), janvier 1980 (CAP 8001)

CG : Courant de Guinée. CES : Courant Équatorial Sud. CCES : Contre-Courant Équatorial Sud. D : divergence, C<sub>1</sub> et C<sub>2</sub> : convergences (voir texte). W : courant vers l'Ouest, E : courant vers l'Est

Dynamic height anomalies along 4° W/500 db : a - - upwelling season : Jul. 1975 (CAP 7506) Jul. 1977 (CAP 7706) Aug. 1978 (CIPREA 1), Jun. 1979 (CIPREA 3). The Equalant 2 cruise (Aug. 1963) of the R/V Reine Pokou is indicated by black squares ; b - - warm season : Nov. 1971 (CAP 7107), Jan. 1975 (CAP 7501), Jan. 1977 (CAP 7701), Apr. 1979 (CAP 7902), Nov. 1979 (CAP 7912), Jan. 1980 (CAP 8001)

CG : Guinea Current. CES : South Equatorial Current. CCES : South Equatorial Counter-Current. D : divergence, C<sub>1</sub> and C<sub>2</sub> : convergences (see text). W : westward, E : eastward

### 3. LA TOPOGRAPHIE DYNAMIQUE DE LA SURFACE LE LONG DE 4° W

KATZ (1981) a étudié la topographie méridienne de la surface dans l'Atlantique à 25° W. Il a montré qu'elle se caractérisait par une série de creux et de crêtes correspondant aux divers courants équatoriaux et permettait de définir la dépression du Contre-Courant Équatorial Nord (CCEN) et la dépression équatoriale du Courant Équatorial Sud. Cette structure était particulièrement nette en été et beaucoup plus amortie en février-mars. On trouve un schéma analogue à 4° W qui permet d'opposer une saison froide nettement définie en été correspondant à l'existence d'un minimum thermique de surface au sud de l'équateur, au reste de l'année que l'on appellera globalement saison chaude.

#### La saison froide à 4° W (fig. 2)

Comme à 25° W la situation se caractérise par une crête ( $C_1$ ) vers 3° N, le creux équatorial entre 0 et 3° S (D), une crête équatoriale entre 5 et 10° S ( $C_2$ ). Dans l'hypothèse géostrophique cette structure permet d'identifier le courant de Guinée (CG) portant à l'Est au nord de la crête de 3° N ( $C_1$ ), le CES entre cette crête et la crête sud  $C_2$  (5-10° S) et le Contre-Courant Équatorial Sud (CCES) au

sud de la crête sud  $C_2$ . La crête ( $C_1$ ) de 3° N, qui sépare le Courant de Guinée du CES, sera appelée la convergence nord et la crête sud ( $C_2$ ) entre le CES et le Contre-Courant Équatorial Sud : la convergence sud. Le creux dynamique équatorial D (autour de 2° S) correspond au minimum thermique de surface observé le long de 4° W à cette latitude en cette saison (VOITURIEZ, 1981 a). Ce minimum, n'étant sa proximité avec l'équateur, devrait correspondre à un courant géostrophique nul, ce qui amène à considérer deux branches distinctes pour le Courant Équatorial Sud : la branche nord entre la convergence nord  $C_1$  et le creux équatorial D, et la branche sud, du creux équatorial D à la convergence sud ( $C_2$ ). Cette séparation en deux branches du CES a déjà été faite à 4° W par LEMASSON et RÉBERT (1973) qui ont analysé la circulation océanique le long de 4° W en octobre-novembre 1971. Ils ont montré, à partir des mesures de vitesse, que ces deux branches étaient séparées par une zone de divergence : la divergence équatoriale centrée sur 2° S entraînant une remontée des eaux riches en sels nutritifs.

#### La saison chaude à 4° W

Le reste de l'année, comme à 25° W, la situation est beaucoup plus floue (fig. 2) du fait de l'affaiblisse-

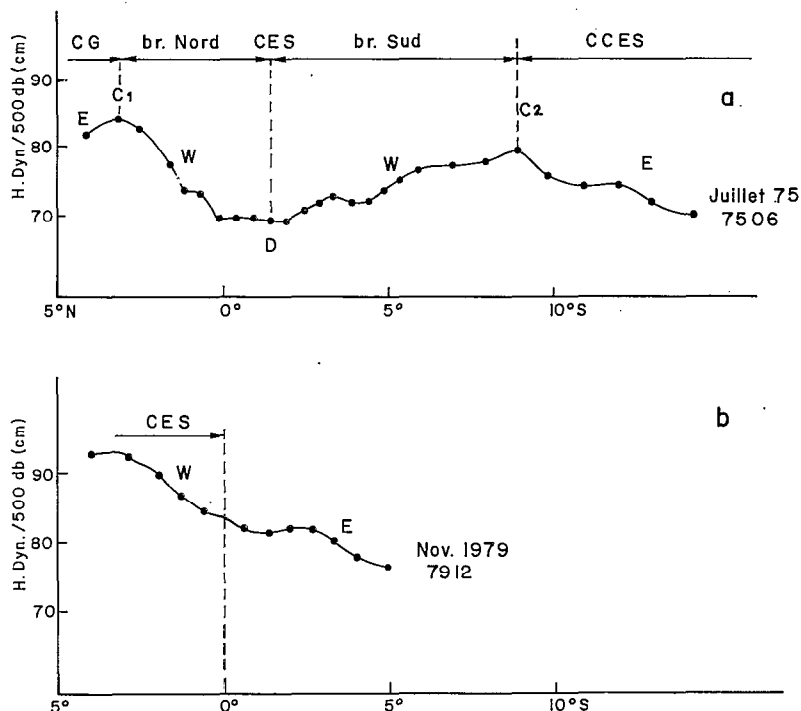


FIG. 3. — Anomalies de hauteur dynamique le long de 4° W en juillet 1975 (a) et novembre 1979 (b). Référence 500 db  
Dynamic height anomalies along 4° W in July 1975 (a) and November 1979 (b). Reference 500 db

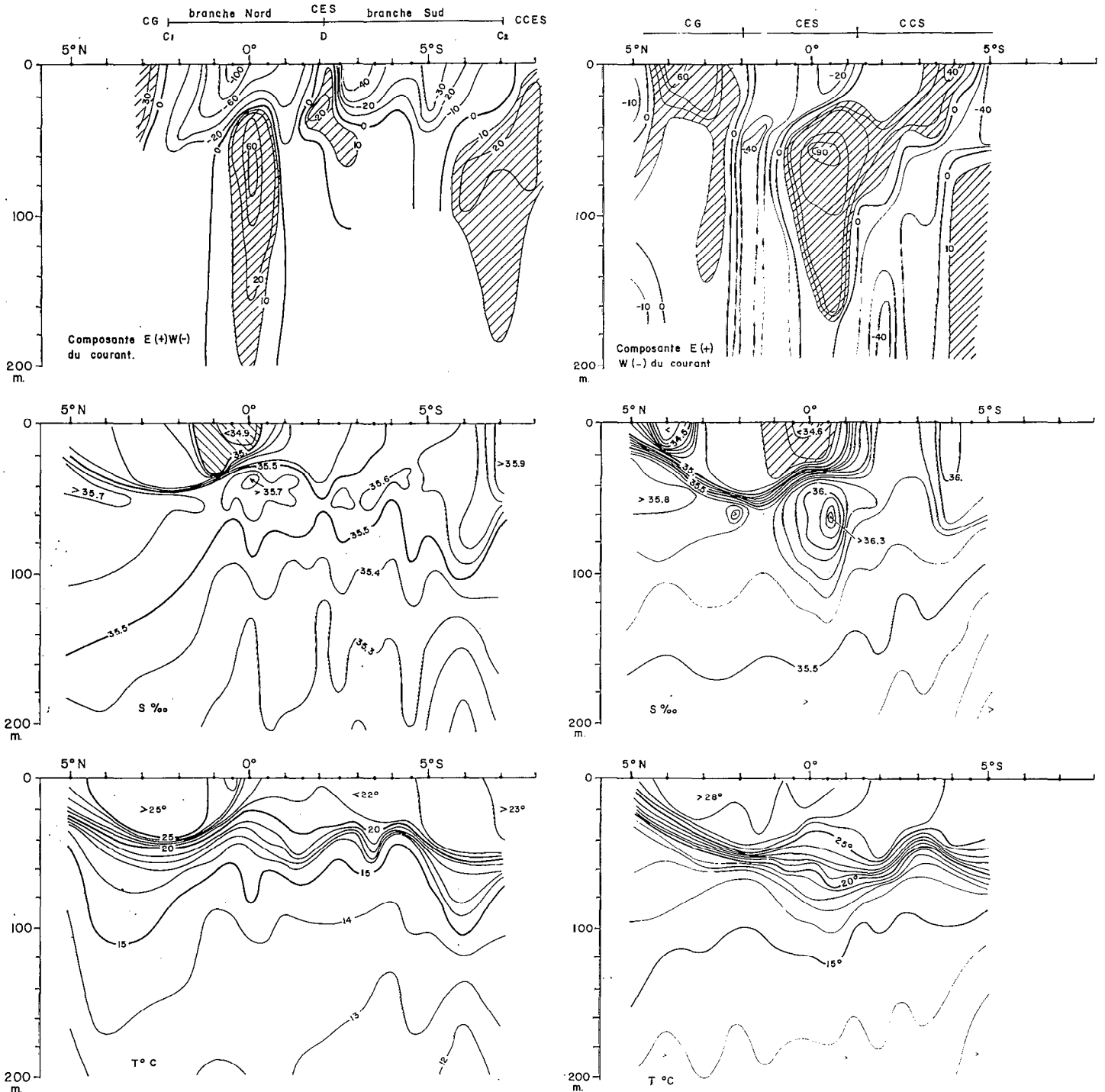


FIG. 4. — Sections à 4° W. A gauche : saison froide août 1978 : composante E-W du courant, salinité, température. A droite : saison chaude janvier 1980 : composante E-W du courant, salinité, température. Les courants portant à l'Est et le minimum équatorial de salinité sont hachurés

*Transects along 4° W. Left : upwelling season in Aug. 1978 : E-W component of the current, salinity, temperature. Right : warm season, Jan. 1980 : E-W component of the current, salinity, temperature. The eastward currents and the equatorial salinity minimum are shaded*

ment ou la disparition du creux dynamique équatorial correspondant à la disparition du minimum thermique au sud de l'équateur. Il s'ensuit que l'on a souvent, à partir de la convergence nord  $C_1$ , vers le Sud une pente quasi continue (fig. 2 et 3) qui, en termes géostrophiques, devrait correspondre, au sud de l'équateur, à la disparition de la branche sud du CES au profit d'un courant portant à l'est.

#### 4. LES MESURES DE COURANT

Elles confirment les conclusions tirées de la topographie dynamique le long de  $4^\circ$  W. La fig. 4 montre les mesures faites le long de ce méridien en août 1978 (CIPREA 1) pour la saison d'upwelling et janvier 1980 (CIPREA 5) pour la saison chaude. Les courants de surface mesurés en saison froide correspondent très bien à la topographie dynamique de la surface présentée dans le paragraphe précédent. Les convergences nord ( $C_1$ ) et sud ( $C_2$ ) de la figure 3 correspondent effectivement aux frontières entre Courant de Guinée et CES d'une part (fig. 4) et entre CES et CGES d'autre part (fig. 4). Le Courant Équatorial Sud occupe toute la partie qui sépare les deux crêtes  $C_1$  et  $C_2$ . On reconnaît en subsurface le Sous-Courant Équatorial dont les variations, en relation avec l'upwelling équatorial, ont été étudiées par ailleurs. Les deux branches du CES apparaissent à l'évidence en août 1978 où elles sont séparées par un faible noyau de courant est à  $2-2^{\circ}30'$  S. Le reste de l'année on retrouve une conformité analogue à celle de saison froide entre topographie et courants mesurés. En particulier, la disparition du creux dynamique équatorial a pour conséquence l'apparition d'un courant portant

vers l'Est au sud de l'équateur à la place de la branche sud du CES (fig. 4). Cette bonne cohérence entre les mesures de courant et la géostrophie est un argument en faveur de la réalité du courant est au sud de l'équateur en dehors de la saison d'upwelling. Son apparition saisonnière et la dissociation des flux (fig. 4) amènent à individualiser ce courant par rapport au Sous-Courant Équatorial Sud visible en subsurface à  $5^\circ$  S et décrit par ailleurs (HISARD *et al.* 1976; VOITURIEZ, 1981 b) et au Contre-Courant Équatorial Sud qui sont tous deux des éléments permanents de la circulation. Nous appellerons ici ce courant le Contre-Courant Saisonnier (CCS sur la fig. 4).

#### 5. PROPRIÉTÉS HYDROLOGIQUES DU COURANT ÉQUATORIAL SUD

Les salinités de surface dans le Golfe de Guinée sont très contrastées en raison de la grande différence qui existe entre les eaux dessalées issues des pluies abondantes et des fleuves et les eaux du maximum de salinité d'origine subtropicale qui se trouvent à faibles profondeurs et émergent en surface dans les sources d'eaux froides que sont l'upwelling équatorial et les upwellings côtiers (VOITURIEZ et HERBLAND, 1982). La carte des salinités moyennes annuelles de surface (NEUMANN *et al.*, 1975) fait apparaître les trois sources d'eaux dessalées (le fleuve Congo, la Baie de Biafra et les côtes de Guinée-Libéria) et aussi le mouvement vers l'Ouest le long de l'équateur des eaux dessalées issues de la Baie de Biafra (fig. 5). Ce contraste fait de la salinité un outil très précieux pour caractériser les courants dans le Golfe de Guinée et particulièrement le Courant Équatorial Sud.

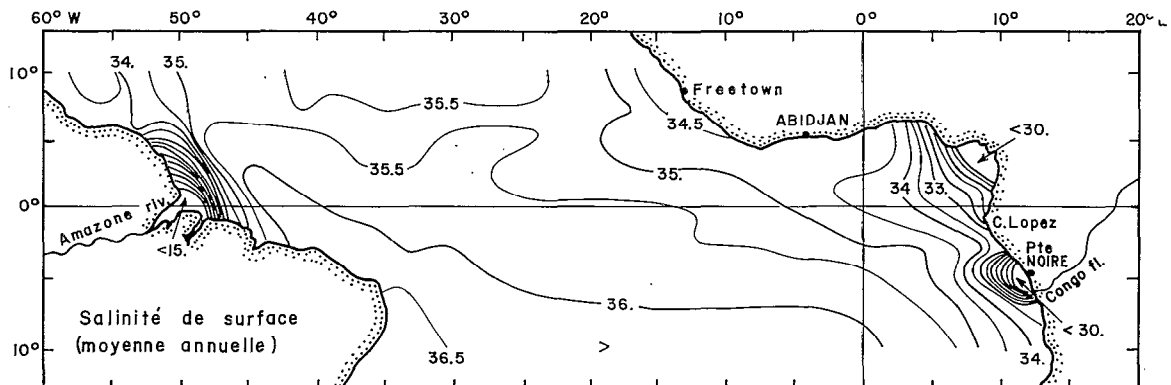


FIG. 5. — Salinité de surface dans l'Atlantique tropical (moyenne annuelle) (NEUMANN *et al.*, 1975)  
Mean annual sea surface salinity in the tropical Atlantic Ocean (NEUMANN *et al.*, 1975)

**En saison froide**

Les longues sections faites en juillet-août 1975 (VOITURIEZ et HERBLAND, 1977) et août 1978 (fig. 4) font apparaître la même situation qui se caractérise par :

- un minimum de salinité proche de l'équateur ( $< 35 \text{ ‰}$ ),
- des fortes salinités ( $> 36 \text{ ‰}$ ) au sud à partir de  $8-10^{\circ} \text{ S}$ ,
- entre ces deux masses d'eau, une vaste zone dont la salinité varie peu dans un plan horizontal comme dans un plan vertical.

La comparaison avec les coupes de courant et les topographies dynamiques des figures 2, 3 établissent les associations suivantes : la branche nord du CES transporte le minimum de salinité équatorial, le Contre-Courant Équatorial Sud correspond aux salinités élevées à partir de  $8-10^{\circ} \text{ S}$  comme l'avaient signalé LEMASSON et RÉBERT (1973) et la branche sud du CES à la zone intermédiaire qui se trouve limitée au nord par le front de salinité marquée qui la sépare du minimum de salinité équatorial et au sud par un autre front qui la sépare du maximum subtropical du CCES. La branche sud recouvre l'essentiel du minimum thermique

qui s'étend au sud de l'équateur entre les deux fronts et qui se trouve centré sur  $2^{\circ} \text{ S}$ .

**En saison chaude**

Les coupes de salinité présentent une plus grande variabilité qu'en saison froide. Cependant certaines structures sont communes aux deux saisons. Ainsi, on retrouve l'association du minimum équatorial de salinité avec la branche nord du CES qui est dans ce cas la branche unique. A la différence de la saison froide, le front de salinité, qui limite au sud les eaux dessalées de la branche nord, se trouve au sud de l'équateur. La répartition méridienne des flux de la figure 4 montre que ce front halin correspond exactement à la limite sud de la branche unique du CES. Le contre-courant saisonnier qui, en cette saison, se substitue au sud du front à la branche sud du CES est caractérisé par des salinités élevées supérieures à  $36 \text{ ‰}$  formant même un maximum de salinité visible sur la figure 4 à  $4^{\circ} \text{ S}$  et que l'on retrouve toujours en saison chaude. Les valeurs de ce maximum de salinité sont recensées dans le tableau I. On a montré par ailleurs que ce maximum était bien séparé de celui du Courant Équatorial Sud (VOITURIEZ, en préparation).

TABLEAU I

Le maximum de salinité du « contre-courant saisonnier » à  $4^{\circ} \text{ W}$   
*Salinity maximum of the « Seasonal counter-current » at  $4^{\circ} \text{ W}$*

Campagne	Date	Maximum de salinité du CCS	Latitude
CAP 7107	Nov 71	36,08	$4^{\circ}30\text{S}$
7501	Jan 75	35,98	$5^{\circ}\text{S}$
7701	Jan 77	35,91	$4^{\circ}\text{S}$
7906	Avr 79	35,89	$4^{\circ}\text{S}$
7912	Nov 79	35,89	$3^{\circ}30\text{S}$
8001	Jan 80	36,10	$4^{\circ}\text{S}$

On retiendra que l'association de fortes salinités dans la couche de surface avec le contre-courant saisonnier au sud de l'équateur authentifie ce courant. Elle corrobore les observations faites précédemment par MAZEIKA (1968), LEMASSON et RÉBERT (1973) et KHANAICHENKO (1974). Mais ces auteurs faisaient de ces fortes salinités une propriété du Sous-Courant Équatorial Sud qui, selon la terminologie adoptée par VOITURIEZ (1981 b), désigne le courant permanent qui coule vers l'Est sous la thermocline autour de  $4-5^{\circ} \text{ S}$  et qui a été décrit à  $4^{\circ} \text{ W}$  par HISARD *et al.* (1976). Au contraire, on voit ici qu'il s'agit d'un phénomène saisonnier superficiel sans rapport avec la permanence du Sous-Courant Équatorial Sud.

**6. CONCLUSIONS ET DISCUSSION**

Des observations présentées dans les paragraphes précédents, on peut tirer les conclusions suivantes concernant le Courant Équatorial Sud.

Le CES est formé de deux branches qui forment en fait deux courants distincts. La branche nord est permanente et constitue un jet équatorial transportant d'Est en Ouest toute l'année un minimum de salinité. Elle constitue en quelque sorte une vidange des eaux dessalées accumulées à l'est du Golfe de Guinée qui proviennent de la Baie de Biafra et du Congo. La branche sud est un phénomène saisonnier qui ne se manifeste qu'en été

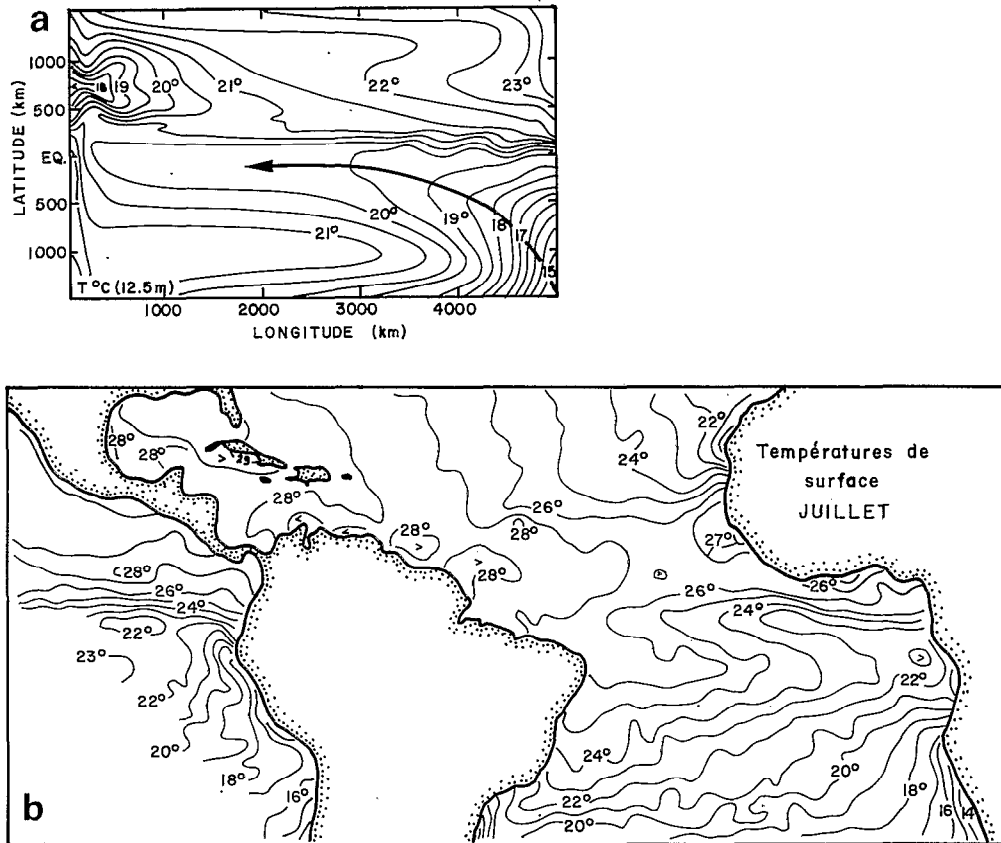


FIG. 6. — Comparaison du champ thermique de surface issu du modèle de PHILANDER et de PACANOWSKI (a) avec celui de l'Atlas d'HASTENRATH et LAMB (1977) (b). Figure tirée de PHILANDER et PACANOWSKI (1981)

Comparison between the SST field from the model by PHILANDER and PACANOWSKI (1981) (a) with that of HASTENRATH and LAMB (1977) (b). See in PHILANDER and PACANOWSKI (1981)

pendant la saison froide, elle transporte les eaux froides du minimum thermique qui apparaît au sud de l'équateur en cette saison. Dans tous les cas, la branche nord permanente est limitée au sud par un front halin qui la sépare, en saison froide, de la branche sud et, en saison chaude, d'un courant est transportant des salinités élevées.

Ces observations doivent être maintenant confrontées aux mécanismes et modèles susceptibles d'expliquer le minimum thermique au sud de l'équateur et faisant intervenir le CES : l'advection, la divergence équatoriale traditionnelle.

### L'advection

Les variations saisonnières de la branche sud du CES sont remarquables et semblent tout à fait cohérentes avec les modèles de circulation océanique tropicale qui, à partir d'un accroissement du vent méridien, génèrent un courant ouest au sud de

l'équateur (MOORE et PHILANDER, 1977; PHILANDER, 1979).

Selon PHILANDER et PACANOWSKI (1981), c'est ce courant transportant des eaux froides issues des upwellings côtiers de la côte d'Afrique qui pourrait être responsable du minimum thermique au sud de l'équateur. Leur modèle fournit d'ailleurs un champ thermique de surfacé très similaire à celui que l'on observe dans l'Atlantique Est en saison froide (fig. 6). L'accroissement du vent méridien entre mai et octobre a été bien mis en évidence dans le Golfe de Guinée (fig. 7) par PHILANDER (1979) d'après les données de BUNKER (1977). Nos observations sur le CES montrent à l'évidence que l'apparition de la branche sud en cette saison peut être la réponse à l'accroissement du vent méridien. Sa coïncidence avec les eaux froides au sud de l'équateur est un argument en faveur de l'advection à partir des upwellings côtiers.



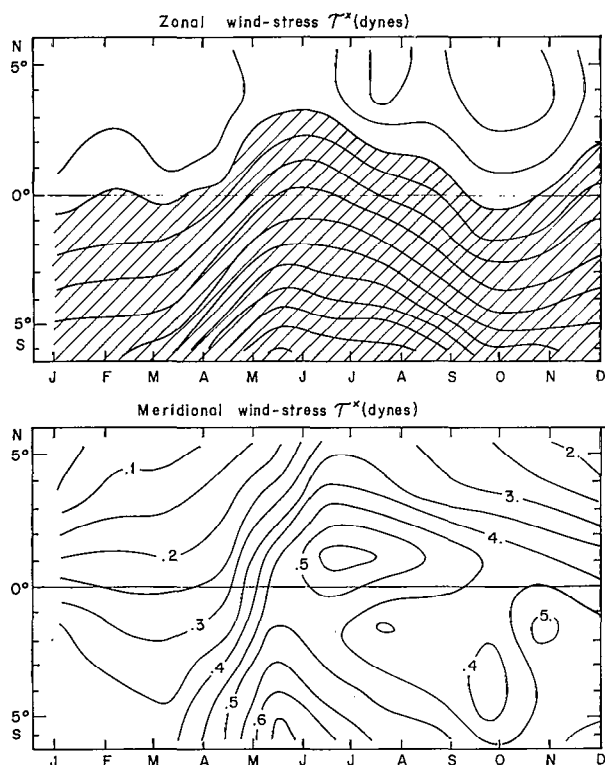


FIG. 7. — Moyenne mensuelle des composantes zonales ( $\tau^x$ ) et méridiennes ( $\tau^y$ ) des tensions de vent le long de  $4^\circ$  W. La partie ombrée indique les tensions vers l'ouest. L'intervalle est 0,05 dynes. D'après BUNKER (1977)  
 Monthly mean zonal ( $\tau^x$ ) and meridional ( $\tau^y$ ) wind stress components along  $4^\circ$  W. The shaded area indicates westward stress. The contain interval is 0.05 dynes. After BUNKER (1977)

**La divergence équatoriale**

Quelle que soit la part de l'advection, elle est insuffisante pour rendre compte complètement de la structure thermique de surface et elle ne permet pas non plus d'expliquer la distribution des sels nutritifs. Le champ thermique dans le Golfe de Guinée, en saison froide, déduit des mesures infrarouge du satellite METEOSAT, montre qu'il y a séparation entre la langue d'eau froide issue des upwellings côtiers et celle qui s'étend vers l'Ouest au sud de l'équateur (CITEAU, comm. pers.). Les sels nutritifs, contrairement à la température, sont d'incontestables indicateurs d'upwelling puisque la seule source possible se trouve sous la thermocline. Ils montrent qu'il y a effectivement upwelling au sud de l'équateur dans le Golfe de Guinée puisque l'on a observé (fig. 8) un enrichissement de la teneur en nitrate de surface d'Est en Ouest dans la branche sud du Courant Équatorial Sud à l'ouest de  $5^\circ$  E (OUDOT, 1983). La seule explication possible est la remontée de nitrate des couches profondes vers la surface au sud de l'équateur. Ceci étant admis, il est logique de penser que les valeurs de nitrate de surface les plus élevées correspondent à la zone de remontée des eaux de subsurface. La comparaison de la distribution le long de  $4^\circ$  W avec celle des paramètres hydrologiques et celle des composantes Est-Ouest et Nord-Sud du courant est tout à fait éloquent (fig. 9). En août 1978, les teneurs maximum de nitrate de surface correspondent au minimum thermique et se situent vers  $2^\circ-2^\circ30'$  S exactement

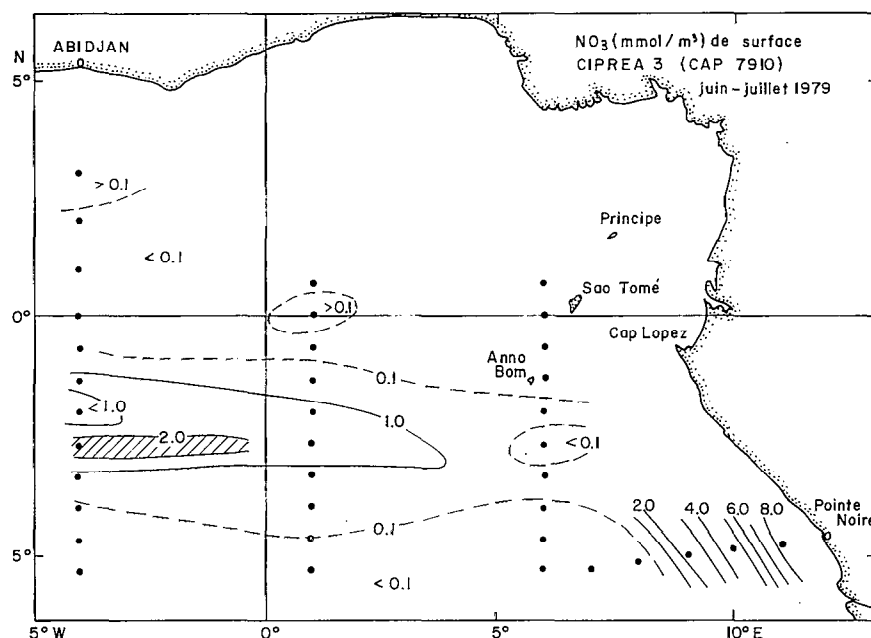


FIG. 8. — Teneur en nitrate de surface en juin-juillet 1979. Campagne CIPREA 3 ( $\mu\text{atg.l}^{-1}$ )  
 Nitrate content of the surface seawater in June-July 1979 during CIPREA 3 ( $\mu\text{atg.l}^{-1}$ )

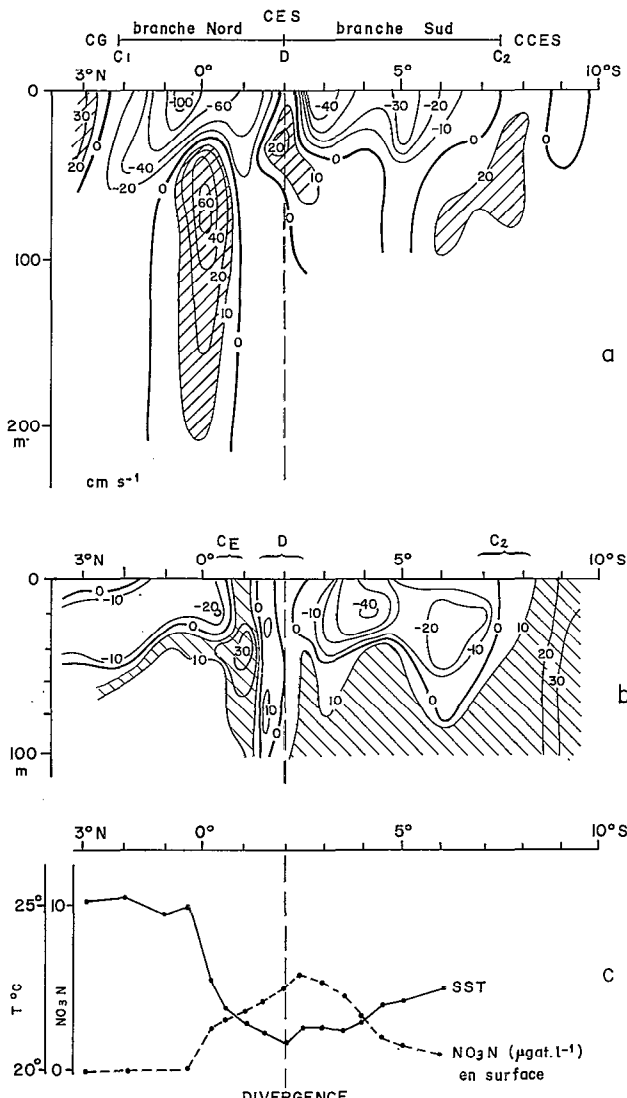


Fig. 9. — Section le long de 4° W en août 1978 (N/O CAPRICORNE) : a — composante E-W du courant. Les courants portant à l'Est sont ombrés ; b — composante N-S du courant (+) : Nord, la composante nord est hachurée, (—) : Sud ; c — température et teneur en nitrate de surface  
*Section along 4° W in August 1978 (R/V CAPRICORNE). a — E-W component of the current (eastward currents are shaded) ; b — N-S component of the current (+) : northward, the northward component is shaded, (—) : southward ; c — SST and surface nitrate concentration (µgnt.l<sup>-1</sup>)*

à la latitude du petit noyau de courant est qui sépare la branche nord de la branche sud du CES. Le cas n'est pas unique : les mêmes observations ont été faites en juillet 1975 (CAP 7506) et juillet 1977) (CAP 7706), ce qui permet de dire avec vraisemblance que la séparation entre les deux

branches du CES en saison froide correspond à une remontée réelle d'eau froide attestée par le minimum de température et le maximum de nitrate que l'on y observe. La position de cette zone de remontée peut donc être définie par le minimum de température ou la teneur maximum en nitrate de surface ou encore le creux dynamique équatorial qui sépare les deux branches du CES. Sur la base de ces critères, on a pu ainsi établir la latitude de cet upwelling au cours des diverses sections faites le long de 4° W :

- juillet 1975 (7506) : 1° S
- juillet 1977 (7706) : 1° S
- août 1978 (7802) : 2° S
- juin 1979 (7906) : 2° S

Le minimum thermique équatorial dans le Golfe de Guinée en saison froide semble donc lié à un upwelling effectif au sud de l'équateur. CROMWELL (1953) a montré qualitativement, dans un schéma simple, que sous l'action d'une composante méridienne des alizés à l'équateur la divergence équatoriale se trouvait déportée au nord ou au sud suivant le sens de cette composante méridienne. Compte tenu de la composante vers le nord du vent dans l'Est de l'Atlantique et de son renforcement de mai à octobre (fig. 7), cet upwelling est compatible avec le schéma de divergence équatoriale de Cromwell.

La circulation méridienne obtenue à partir des courants mesurés à 4° W en août 1978 (fig. 9) présente une cohérence remarquable pour des courants qui sont essentiellement zonaux. On y note à 4° W une zone de courants pratiquement nuls à 2°-2°30' S, une composante méridienne vers le Sud de 3° S à 8° S, une composante vers le Nord de 2° S à 1° S. C'est-à-dire une divergence autour de 2°-2°30' S, une convergence équatoriale entre 0° et 1° S et une convergence vers 7°-8° S. Ce schéma de circulation méridienne rend très bien compte des grands traits de structure évoqués précédemment puisque la divergence définie ici est la divergence équatoriale de la figure 4 qui coïncide avec le creux dynamique de la topographie de surface et la zone de remontée déduite des observations de température et de nitrate ; les zones de convergence correspondent aux fronts de salinité : le front équatorial qui limite le minimum de salinité de la branche nord du CES et celui qui à 7-8° S sépare la branche sud du CES du Contre-Courant Équatorial Sud. Ces deux fronts déterminent les limites géographiques du refroidissement équatorial et de l'enrichissement en sels nutritifs. Ainsi donc les eaux remontant dans la divergence plongent très rapidement au nord sous les eaux dessalées de la branche nord du CES mais sont entraînées dans la branche sud du CES jusqu'à la convergence sud C<sub>2</sub>, expliquant ainsi le faible gradient vertical de salinité que l'on y observe. Les mesures de courant faites simultanément à

9° W par le N/O SUROIT et non représentées ici conduisent exactement au même schéma. Le même type de circulation méridienne avait été également observé en juillet 1977.

Toutes ces observations forment un faisceau d'indices qui tendent à établir qu'il y a réellement au sud de l'équateur, dans le Golfe de Guinée, une divergence induite par le vent local et responsable du minimum thermique de surface observé en cette saison au sud de l'équateur. La remise en cause de ce schéma classique, qui correspond si bien aux observations, vient de ce qu'au niveau des variations interannuelles il a été observé une bien meilleure relation entre les variations de température de surface du Golfe de Guinée et celles du vent à l'ouest de l'Atlantique Équatorial qu'entre les variations de ces mêmes températures de surface et celles du vent local (SERVAIN *et al.*, 1981). D'où l'idée d'une téléaction (« remote forcing ») pour expliquer le minimum thermique équatorial du Golfe de Guinée. Cette relation n'est évidemment pas une preuve qu'il y a un rapport de cause à effet entre le vent à l'ouest de l'Atlantique et la SST du Golfe de Guinée et l'on peut faire à cela deux objections : 1) la température de surface n'est pas un critère absolu d'upwelling. Il peut y avoir des minimums thermiques de surface sans remontée d'eau froide et inversement des mouvements verticaux n'auront de conséquences notables sur la SST que si la thermocline n'est pas trop profonde. 2) Les

anomalies thermiques pluriannuelles positives dans le Golfe de Guinée correspondent à une modification profonde de la circulation que l'examen de la seule température de surface ne permet pas de déceler et que l'étude des variations de la salinité rend particulièrement nette. Pour le montrer nous nous appuyerons sur les observations rapportées dans ce papier et sur celles d'années à forte anomalie positive telles que 1963 et 1968 (voir dans HISARD, 1980, et MERLE, 1980, une étude des anomalies inter-annuelles dans le Golfe de Guinée). En particulier 1963 fut l'année des campagnes Équalant pendant laquelle les manifestations d'un éventuel upwelling équatorial furent très faibles, tant au niveau de la température de surface que de l'enrichissement en sels nutritifs (VOITURIEZ et HERBLAND, 1981). L'anomalie de 1963 se traduit sur la topographie méridienne de la surface, le long de 4° W, en août 1963, par des anomalies de hauteur dynamique particulièrement élevées comparativement aux observations rapportées dans ce papier (fig. 2). On notera particulièrement l'anomalie au niveau de la convergence de 3° N (G<sub>1</sub>), qui sépare le Courant de Guinée de la branche nord du CES, et les fortes pentes vers le nord et vers le sud qui devraient correspondre à un renforcement du Courant de Guinée et de la branche nord du CES et, par conséquent, de la circulation anticyclonique dans le Golfe de Guinée décrite par HISARD (1975). Si l'on se réfère à la hauteur dynamique de la surface au niveau de la

TABLEAU II

Le courant Équatorial Sud : caractéristiques principales  
*The South Equatorial Current: main features*

Campagne	Date	Hauteur dynamique à la convergence nord (G <sub>1</sub> ) cm/500db	ΔH branche nord cm	Flux branche nord $10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	Flux branche sud $10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	Flux total $10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$
CAP 7107	Nov. 1971	88	11			
CAP 7501	Jan. 1975	84,5	5,4			
CAP 7506	Juil. 1975	84	14	8,2	7,4	15,6
CAP 7701	Jan. 1977	84,8	4,3			
CAP 7706	Juil. 1977	77	9,5	8	5	13
CAP 7802	Août 1978	82	11,2	8	3	11
CAP 7906	Avril 1979	89	4,8	4		4
CAP 7910	Juin 1979	89	16,8	9*	4	13*
CAP 7912	Nov. 1979	93	11,5	7		7
CAP 8001	Jan. 1980	90	3,8	3,3		3,3
Equalant 2						
REINE POKOU	Août 1963	94,4	22,8			
CHARCOT	Juin 1968	91	12,5			

\* Le flux est calculé entre la surface et 150 mètres pour les vitesses supérieures à  $20 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$

\* Les valeurs soulignées correspondent à la saison d'upwelling

\* Evaluation par défaut, la limite nord du CES n'ayant pas été atteinte

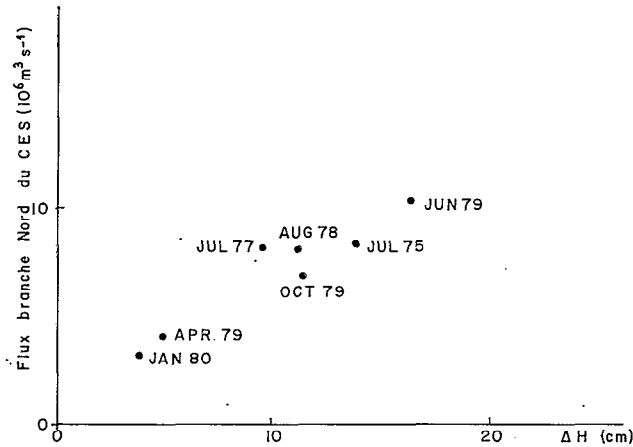


FIG. 10. — Relation entre le flux de la branche nord du CES et la différence de hauteur dynamique associée. En saison froide, cette différence représente l'écart entre la convergence nord ( $C_1$ ) et le creux équatorial (D). En saison chaude, elle représente l'écart entre la crête nord ( $C_1$ ) et la hauteur dynamique au niveau du front de salinité qui limite au sud le CES  
*Relationship between the flux of the northern branch of the South Equatorial Current and the associated dynamic height difference between the dynamic height of the ridge ( $C_1$ ) and that of equatorial trough (D). During the warm season, it is the difference between the dynamic height of the northern ridge ( $C_1$ ) and that of the salinity front which is the southern limit of the South Equatorial Current*

convergence  $C_1$  pour classer les saisons d'upwelling, on notera également que les années 1968 et 1979 se rapprochent de l'année 1963 (tabl. II). Or, ce sont aussi deux années à anomalies thermiques positives à l'équateur donc à upwelling faible (HISARD, 1980; HISARD *et al.*, 1981). Le renforcement du Courant de Guinée pendant ces années a été vérifié par les mesures faites en 1968 (LE FLOCH, 1970; LEMASSON et RÉBERT, 1973). Pour la branche nord du CES, la comparaison des flux mesurés (tabl. II) avec la différence de hauteur dynamique de surface qui leur est associée montre qu'il y a une bonne relation entre ces deux paramètres (fig. 10). La différence de hauteur dynamique  $\Delta H$  a été calculée entre la crête de la convergence nord ( $C_1$ ) et le creux équatorial (divergence D) (fig. 2) pour la saison froide et entre la même crête et le front de salinité qui limite la branche nord du CES en l'absence de divergence. On peut donc considérer que cette différence  $\Delta H$  est représentative du flux de la branche nord du CES. On a porté sur la figure 11 l'évolution saisonnière de la différence  $\Delta H$  : on constate que la branche nord du CES a son flux maximum en période d'upwelling, que l'anomalie de 1963 apparaît de manière remarquable et à un moindre degré celle de 1979. En revanche, l'anomalie

de 1968 n'apparaît guère, peut-être à cause de la date de la section (15-16 juin) en début de période froide. Il est néanmoins vraisemblable que les anomalies positives des années 1963, 1968 et 1979 correspondent effectivement à un accroissement des flux du courant de Guinée et de la branche nord du CES.

L'anomalie de hauteur dynamique, au niveau de la convergence  $3^\circ$  N, est le résultat d'une couche homogène particulièrement épaisse ces années-là (tabl. III). L'origine advective de cette exceptionnelle masse d'eau chaude de la couche homogène peut être déduite des anomalies correspondantes de salinité. En 1963 (fig. 12) et en 1968 (LEMASSON *et al.*, 1969), le long de  $4^\circ$  W, la salinité de la couche homogène, dans la partie nord du Golfe de Guinée, entre la côte et le front de salinité équatorial, est beaucoup plus faible que les autres années. Ainsi en 1963 la salinité  $< 35 \text{ ‰}$  se retrouvait de la côte jusqu'à  $1^\circ$  S descendant même à moins de  $33,9 \text{ ‰}$  dans le minimum équatorial. En 1978, en revanche (fig. 4), les salinités  $< 35 \text{ ‰}$  étaient limitées au minimum équatorial qui ne descendait pas en dessous de  $34,9 \text{ ‰}$ . On peut définir un indice de dessalure  $I_s$  en intégrant la salinité sur 60 mètres (épaisseur

$$\text{maximum de la couche homogène) } I_s = \frac{\sum_0^{60} S}{100} - 20$$

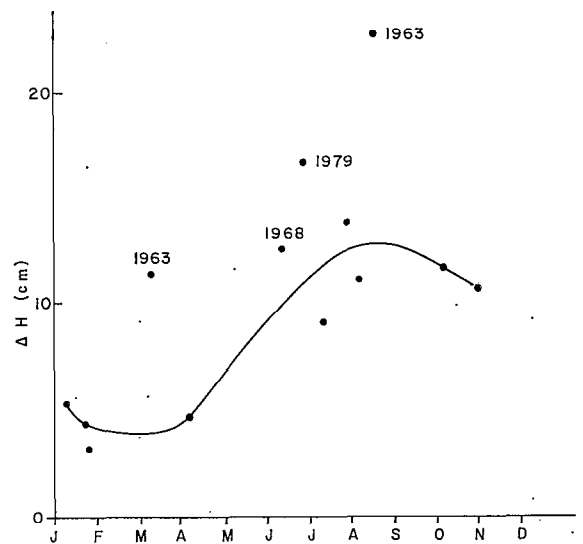


FIG. 11. — Variations saisonnières de la différence de hauteur dynamique de la surface ( $\Delta H$ ) associée à la branche nord du CES. Voir la définition de  $\Delta H$  dans le texte et fig. 10

*Seasonal variations of the difference of dynamic height of the sea surface ( $\Delta H$ ) associated with the northern branch of the South Equatorial Current. See the definition of  $\Delta H$  in the text and fig. 10*

TABLEAU III

Épaisseur et dessalure de la couche homogène en saison froide à la convergence nord  $C_1$ , entre le Courant de Guinée et le CES à  $4^\circ W$   
 Thickness and salinity index of the mixed layer during the cold season at the northern convergence  $C_1$ , between the Current of Guinea and the South Equatorial Current at  $4^\circ W$

Campagne	Date	Epaisseur de la couche homogène (m)	$I_S$ (Indice de dessalure)
7506	Jul. 1975	40	1,20
7706	Jul. 1977	35	1,23
7802	Août 1978	40	1,10
7910	Juin 1979	50	1
Equalant 2	Août 1963	60	0,7
Guinée 1	Juin 1968	60	0,9

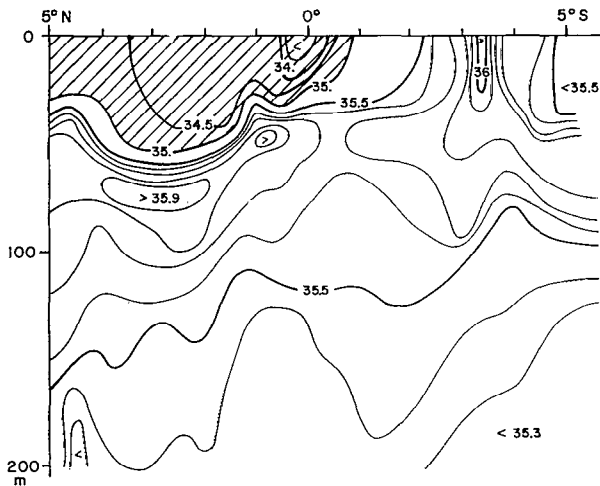


FIG. 12. — La salinité à  $4^\circ W$  en août 1963 (Equalant 2)  
 Salinity along  $4^\circ W$  in August 1963 (Equalant 2)

pour caractériser l'importance de la dessalure du Golfe de Guinée. Cet indice, calculé au niveau de la convergence  $C_1$ , est donné dans le tableau III et sa distribution le long de  $4^\circ W$  en saison froide sur la figure 13. Les anomalies de 1963, 1968, 1979 apparaissent nettement avec des indices faibles surtout à la convergence de  $3^\circ N$ .

Les anomalies thermiques positives dans le Golfe de Guinée correspondent donc à un excès d'eaux chaudes dessalées et à une accélération de la circulation : Courant de Guinée et Courant Équatorial Sud. Ce phénomène est lié à la position de l'ITCZ (voir MERLE *et al.*, 1980) qui reste à une position anormalement sud ces années-là et favorise l'entrée du Contre-Courant Équatorial Nord dans le Golfe de Guinée. Il s'ensuit nécessairement une augmentation du Courant de Guinée et donc du flux de vidange et de la branche nord du CES. Au niveau

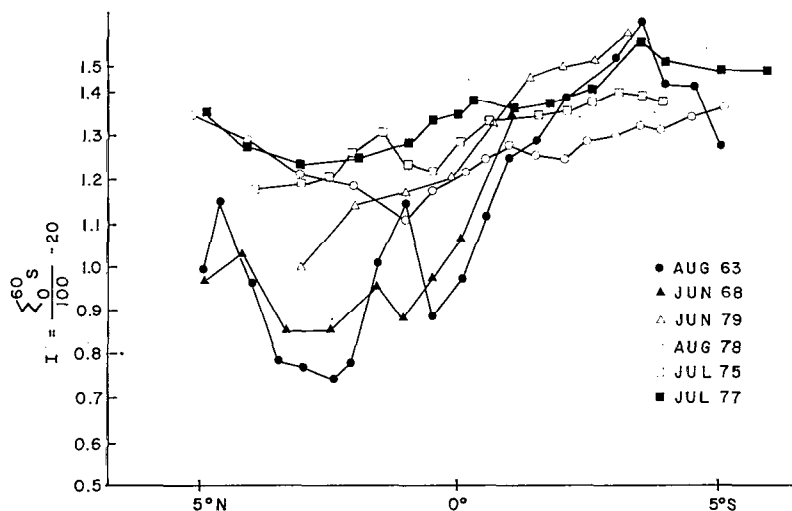


FIG. 13. -- Indice de dessalure  $I_S$  le long de  $4^\circ W$  à diverses époques.  $I_S = \sum_0^{200} \frac{s_i - 35}{100}$   
 Salinity index along  $4^\circ W$ .  $I_S = \sum_0^{200} \frac{s_i - 35}{100}$

du vent, le maintien à une position relativement sud de l'ITCZ a des conséquences différentes dans l'est et dans l'ouest de l'Atlantique équatorial, en raison de l'inclinaison de l'ITCZ par rapport à l'équateur (HASTENRATH et LAMB, 1977). Il provoque une anormale faiblesse du vent dans l'Atlantique équatorial Ouest où l'ITCZ est proche de l'équateur. Au contraire, dans l'Atlantique Est l'ITCZ est beaucoup plus éloigné de l'équateur et les anomalies de sa position se font beaucoup moins sentir sur les vents à l'équateur. Rien ne s'oppose donc à l'existence d'une divergence induite au sud de l'équateur dans le Golfe de Guinée ces années-là. Mais l'excès d'eaux chaudes et dessalées, amenées par le Contre-Courant Équatorial et le Courant de Guinée et les fortes pluies de ces années anormales (HISARD, 1980), atténuent les effets de la divergence

sur la température de surface. En août 1963, à 4° W, un minimum thermique léger ( $T = 24\text{ °C}$ ) à 2°30' S témoignait de l'existence de la divergence. Ainsi, au niveau interannuel, la bonne relation entre les variations du vent à l'ouest de l'Atlantique et de la SST du Golfe de Guinée s'explique par la position sud de l'ITCZ qui, d'un côté, diminue le vent à l'ouest et, de l'autre, favorise un flux d'eaux chaudes et dessalées dans le Golfe de Guinée, mais elle ne remet pas en cause la réalité de la divergence au sud de l'équateur dans le Golfe de Guinée, ni son rôle dans la structure du champ thermique de surface dans l'Atlantique Est.

*Manuscrit reçu au Service des Éditions de l'O.R.S.T.O.M.  
le 1<sup>er</sup> juillet 1983*

## BIBLIOGRAPHIE

- BUNKER (A.), 1977. — Monthly surface winds over the North Atlantic. Unpublished report.
- CROMWELL (T.), 1953. — Circulation in a meridional plane in the central Equatorial Pacific. *J. Mar. Res.*, 12 : 196-213.
- FOFONOFF (N. P.) and MONTGOMERY (R. B.), 1955. — The Equatorial Undercurrent in the light of the vorticity equation. *Tellus*, 7 (4) : 518-521.
- HASTENRATH (S.) and LAMB (P. J.), 1977. — Climatic Atlas of the tropical Atlantic and Eastern Pacific ocean. The University of Wisconsin Press, Madison, 112 p.
- HISARD (P.), 1975. — La circulation superficielle dans la partie occidentale du Golfe de Guinée. *Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, 6 (2) : 41-57.
- HISARD (P.), 1980. — Observation de réponses de type « El Niño » dans l'Atlantique tropical oriental, Golfe de Guinée. *Oceanol. Acta*, 3 (1) : 69-78.
- HISARD (P.), CITEAU (J.) et MORLIÈRE (A.), 1976. — Le système des contre-courants équatoriaux subsurface. Permanence et extension de la branche sud dans l'océan Atlantique. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, vol. XIV, n° 3 : 209-220.
- HISARD (P.), VOITURIEZ (B.) et BRAUN (A.), 1981. — Monitoring equatorial SST in the Atlantic. *Tropic. Ocean Atmos. Newsletters*, 6.
- KATZ (E. J.), 1981. — Dynamic topography of the sea surface in the Equatorial Atlantic. *J. Mar. Res.*, 39 (1) : 53-63.
- KHANAICHENKO (N. K.), 1974. — Le système des contre-courants équatoriaux dans l'océan. *Guidrometeoizdat*, Leningrad, traduction de P. HISARD et H. ROTSCH, 157 p.
- LE FLOCH (J.), 1970. — Mesures différentielles de courant au large de la Côte d'Ivoire. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, vol. XIII, n° 8 : 781-799.
- LEMASSON (L.), NOËL (J.), RÉBERT (J. P.), GÉRARD (R.), MONTEL (Y.), VERGESI (L.), DANDONNEAU (Y.) et MÉNARD (H.), 1969. — Guinée 1, croisière du N/O Jean-Charcot. *Trav. et Doc. de l'O.R.S.T.O.M.*, n° 3.
- LEMASSON (L.) et RÉBERT (J. P.), 1973. — Circulation dans la partie orientale de l'Atlantique Sud. *Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, 4 : 91-214.
- MAZEIKA (P. A.), 1968. — Eastward flow within the South Equatorial Current in the eastern south Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 73 : 5819-5828.
- MERLE (J.), 1980. — Variabilité thermique annuelle et interannuelle de l'océan Atlantique Équatorial Est. L'hypothèse d'un « El Niño » atlantique. *Oceanol. Acta*, 3 (2) : 209-220.
- MERLE (J.), FIEUX (M.) et HISARD (P.), 1980. — Annual signal and interannual anomalies of sea surface temperatures in the eastern equatorial Atlantic ocean. *Deep Sea Res.*, GATE Suppl. II to V, 26, 77-102.
- MOORE (D. W.) and PHILANDER (S. G. H.), 1977. — Modeling of the tropical oceanic circulation. In: *The Sea* vol. 6, Marine modeling. E. D. GOLDBERG, I. N. Mc CAVE, J. J. O'BRIEN and J. H. STEELE (Eds.). Wiley Interscience, New York, pp. 319-361.
- NEUMANN (G. W.), BEATY (III W. H.) and ESCOVITZ (E. C.), 1975. — Seasonal changes of oceanographic and marine climatological conditions in the equatorial Atlantic. City College of the City University of New York, CUNY Institute of Marine and Atmospheric Science, 211 p.

- OU DOT (C.), 1983. --- La distribution des sels nutritifs ( $\text{NO}_3$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{NH}_4$ ,  $\text{PO}_4$ ,  $\text{SiO}_3$ ) dans l'Océan Atlantique inter-tropical oriental (région du Golfe de Guinée). (Dans ce numéro.)
- PHILANDER (S. G. H.), 1979. --- Upwelling in the Gulf of Guinea. *J. Mar. Res.*, 37 : 23-33.
- PHILANDER (S. G. H.) and PACANOWSKI (R. C.), 1981. --- The Oceanic response to cross equatorial winds (with application to coastal upwelling in low latitudes. *Tellus*, 33 : 201-210.
- SERVAIN (J.), PICAUT (J.) et MERLE (J.), 1982. --- Evidence of remote forcing in the Equatorial Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 12 (5) : 457-463.
- VOITURIEZ (B.), 1981a. --- The equatorial upwelling in the eastern Atlantic : Problems and paradoxes. In: *Coastal upwelling research*, F. A. RICHARDS (Ed.), American Geophysical Union : 95-106.
- VOITURIEZ (B.), 1981b. --- Les sous-courants équatoriaux Nord et Sud et la formation des dômes thermiques tropicaux. *Oceanol. Acta*, 4 (4) : 497-506.
- VOITURIEZ (B.), 1983. --- Les variations saisonnières des courants équatoriaux à 4° W et l'upwelling équatorial du Golfe de Guinée. I --- Le Sous-Courant Équatorial. *Rev. Océanogr. trop* 18 (2) : 163-183.
- VOITURIEZ (B.) and HERBLAND (A.), 1981. --- The primary production in the tropical Atlantic ocean mapped from the oxygen value of Equalant 1 et 2 (1963). *Bull. mar. Sci.*, 31 (4) : 853-863.
- VOITURIEZ (B.) et HERBLAND (A.), 1982. --- Comparaison des systèmes productifs de l'Atlantique Tropical Est : dômes thermiques, upwellings côtiers et upwelling équatorial. *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer*, 180 : 114-130.
- VOITURIEZ (B.), HERBLAND (A.) et LE BORGNE (R.), 1982. --- L'upwelling équatorial de l'Atlantique Est pendant l'Expérience Météorologique Mondiale (PEMG). *Oceanol. Acta*, 5 (3) : 301-314.