

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

I — Le sous-courant équatorial

Bruno VOITURIEZ (1)

RÉSUMÉ

Les propriétés dynamiques, physiques et chimiques du sous-courant équatorial dans le Golfe de Guinée subissent des variations saisonnières importantes en phase avec celles des températures de surface suggérant qu'il y a un lien entre elles et les mécanismes du refroidissement équatorial en été. L'examen plus particulier des variations de la vitesse, du flux, du maximum de salinité, des teneurs en sels nutritifs et oxygène du sous-courant et de l'étalement thermoclineal qui lui est associé montre que l'on peut les expliquer par une remontée de la structure hydrologique qui s'effectue en été à travers le sous-courant qui reste à la même profondeur. Cette remontée canalisée à l'équateur est en accord avec les modèles qui font du refroidissement équatorial superficiel saisonnier le résultat d'une remontée de la thermocline en réponse à un accroissement du vent dans l'Atlantique Ouest. Dans cette perspective, la disparition du maximum de salinité et son transfert en surface, la diminution du flux et l'atténuation de l'étalement thermoclineal sont autant d'indices d'une remontée de la thermocline. Les relations entre l'étalement de la thermocline d'une part et le flux et la valeur du maximum de salinité du sous-courant d'autre part inclinent à penser que l'étalement thermoclineal est un indice de géostrophie du sous-courant. La remontée de la thermocline en été fait perdre saisonnièrement au sous-courant son caractère géostrophique. Cette interprétation est cohérente avec les observations faites dans le Pacifique central mais sur une base pluriannuelle cette fois : le caractère géostrophique du sous-courant est associé à des périodes d'upwelling équatorial particulièrement faible pendant lesquelles le flux du sous-courant est intense.

MOTS-CLÉS : Golfe de Guinée — Upwelling · Sous-courant équatorial · Mélanges verticaux.

ABSTRACT

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

I — THE EQUATORIAL UNDERCURRENT

The seasonal variations of the dynamical, physical and chemical properties of the equatorial undercurrent in the Gulf of Guinea are in phase with those of the sea surface temperature. This suggests a relationship between them and the processes of the sea surface equatorial cooling in summer. The variations of speed, flux, maximum salinity, nutrient and oxygen concentrations, and thermocline spreading of the equatorial undercurrent are better accounted for by an elevation of the hydrological structures through the undercurrent (which remains at a constant depth) than by an increase of vertical mixing in summer. This vertical motion of the thermocline is in good agreement with the models which explain the equatorial summer surface cooling in the Gulf of Guinea by an answer of the

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

equatorial thermocline of the Atlantic ocean to an increase of the wind in the western Atlantic ocean. The disappearance of the maximum salinity and its transfer to the surface, the decrease of the flux and the thermocline spreading are indexes of an elevation of the thermocline. The relationship between spreading of the thermocline in one hand and flux and value of the maximum salinity of the undercurrent in another hand suggests that the thermocline spreading is an index of geostrophy of the undercurrent. If it is true the undercurrent would be in geostrophic balance during the warm season and not in the upwelling season when the thermocline elevates. That interpretation is in agreement with the observations made in the Pacific ocean, where we find the same opposition geostrophy/upwelling but on a pluriannual basis: the undercurrent is in geostrophic balance the years when the equatorial upwelling is particularly weak like in 1958.

KEY WORDS : Gulf of Guinea — Upwelling — Equatorial undercurrent — Vertical mixing.

1. INTRODUCTION

Le refroidissement équatorial de la surface de la mer, observé en été de l'hémisphère nord, est un phénomène bien connu de l'Atlantique Est. Les processus de ce refroidissement saisonnier superficiel sont actuellement controversés et font de l'upwelling équatorial dans le Golfe de Guinée un problème d'autant plus fascinant que les conséquences de cet upwelling sur la production de matière vivante et sur le bilan thermique du système Océan-Atmosphère peuvent être importantes. L'explication classique par la divergence induite dans le Courant Équatorial Sud sous l'action des alizés, du fait du changement de sens de la force de Coriolis à l'équateur, qui est à la base de la plupart des modèles d'upwelling équatorial proposés dans les années soixante, et qui rend compte du Sous-Courant Équatorial (FOFONOFF et MONTGOMERY, 1955), a été remise en cause en raison de la faiblesse des vents et de leurs variations dans le Golfe de Guinée où, pourtant, dans l'Atlantique, le refroidissement équatorial saisonnier est le plus intense (HISARD *et al.*, 1977; MOORE *et al.*, 1978). D'autres explications ont été recherchées, que l'on peut ramener à trois types de phénomènes : (1) les mélanges verticaux dans le fort gradient vertical de vitesse qui s'établit entre le Courant Équatorial Sud (CES) qui porte à l'Ouest en surface et le Sous-Courant Équatorial (SCE) qui coule vers l'Est dans la thermocline, (2) l'ajustement de l'ensemble de l'Atlantique équatorial en réponse au renforcement du vent dans l'ouest du bassin qui induit à l'Est une remontée de la thermocline (MOORE *et al.*, 1978; O'BRIEN *et al.*, 1978; ADAMEC et O'BRIEN, 1978; PHILANDER et DÜING, 1979), (3) l'advection par le Courant Équatorial Sud d'eaux froides des upwellings côtiers des côtes d'Afrique (PHILANDER et PACANOWSKI, 1981). Il semble en fait que ces divers processus ne s'excluent pas les uns les autres et VOITURIEZ (1981) déduit des observations à 4° W, dans le Golfe de Guinée, que le refroidissement superficiel peut être considéré comme le résultat à la fois de la variation de la pente dynamique le long de l'équateur et de la divergence équatoriale induite localement, au sud de l'équateur, par les alizés de S.-E. PHILANDER (1979)

a montré en outre que les variations d'intensité du vent méridien à l'équateur, dans l'Atlantique Est, pouvaient rendre compte de la structure de l'upwelling équatorial tel qu'il est observé avec un minimum thermique au sud de l'équateur dans le Golfe de Guinée. Tous ces mécanismes font intervenir le CES ou le SCE et l'on doit retrouver dans les variations saisonnières de ces deux courants celles des mécanismes intervenant dans le refroidissement équatorial. Le but de ce premier article est de tirer parti des propriétés du SCE et de leurs variations saisonnières en comparaison avec celles de la température de surface pour faire la part des mécanismes impliquant le SCE et intervenant dans les refroidissements saisonniers. Un deuxième article (dans ce volume) traitera de la même manière le CES. La démarche sera la suivante : les propriétés dont les variations saisonnières ont été expliquées par celles des mélanges verticaux seront passées en revue. Il en résultera un certain nombre de contradictions qui seront à leur tour confrontées à d'autres explications.

Les résultats de cet article ont déjà été partiellement présentés dans un précédent article (VOITURIEZ *et al.*, 1982) pour étayer une étude sur la surprenante faiblesse de la production de l'upwelling équatorial de l'Atlantique Est. Ils sont néanmoins repris ici avec d'autres de manière à traiter globalement les relations entre les variations saisonnières du sous-courant mesuré à 4° W et l'upwelling équatorial du Golfe de Guinée.

2. DONNÉES UTILISÉES

Elles ont été récoltées lors des campagnes du CAPRICORNE dans le Golfe de Guinée, le long du méridien 4° W entre 1971 et 1980 et, notamment, pendant les campagnes CIPREA de 1978-1980. Ces campagnes sont résumées dans le tableau I. Ce jeu de données forme un lot homogène puisqu'elles ont été récoltées et traitées de manière identique. La salinité, la température et l'oxygène ont été mesurés avec la sonde STDO. Les échantillons de sels nutritifs ont été prélevés avec la rosette associée à la sonde et analysés à bord sur auto-analyseur

TABLEAU I

Les campagnes du N/O CAPRICORNE à 4° W
Cruises of the R/V CAPRICORNE along 4° W

Campagnes	Dates	Intervalle de latitude	Mesures de courant	
			Profileur Aanderaa	Autres
CAP 7107 (Ste Hélène)	Novembre 1971	5°N - 24°S		x
CAP 7213	Septembre 1972	3°N - 1°30 S		x
CAP 7302	Janvier 1973	1°N - 1°S		x
CAP 7315	Novembre 1973	2°N - 2°S		x
CAP 7405 (Gate 2)	Juillet-août 1974	4°30 N - 1°S		
CAP 7501	Janvier 1975	4°N - 15°S		x
CAP 7506	Juillet-août 1975	4°N - 15°S		x
CAP 7701	Janvier 1977	5°N - 5°S	x	
CAP 7706	Juillet 1977	5°N - 5°S	x	
CAP 7802 (CIPREA 1)	Août-septembre 1978	5°N - 10°S	x	
CAP 7902 (SOP1 - PEMG)	Janvier-février 1979	5°N - 2°30 S	x	
CAP 7906 (CIPREA 2)	Avril 1979	5°N - 12°S	x	
CAP 7907 (SOP2 - PEMG)	Juin 1979	4°30 N - 1°S	x	
CAP 7910 (CIPREA 3)	Juin 1980	3°N - 5°S	x	
CAP 7912 (CIPREA 4)	Octobre-novembre 1979	3°N - 5°S	x	
CAP 8001 (CIPREA 5)	Janvier 1980	5°N - 5°S	x	

Technicon. Seules les mesures de courant faites avec un courantomètre Aanderaa monté en profileur sont prises en compte. Elles étaient faites navire en dérive et sont exprimées relativement à la profondeur de 500 mètres prise comme couche de mouvement nul.

3. LES VARIATIONS SAISONNIÈRES DU RE-FROIDISSEMENT ÉQUATORIAL ET DU SOUS-COURANT ÉQUATORIAL DANS LE GOLFE DE GUINÉE

Les variations de la température de surface dans l'Atlantique tropical ont été étudiées récemment à partir des données historiques (MERLE et LE FLOCH, 1978; MERLE, 1980; MERLE *et al.*, 1979). Il en ressort que c'est le signal annuel qui prédomine, que son amplitude présente un maximum marqué le long de l'équateur avec des valeurs particulièrement élevées dans le Golfe de Guinée. On peut considérer cette « anomalie » thermique équatoriale comme une signature d'upwelling et en déduire d'abord qu'il est plus intense à l'Est qu'à l'Ouest. En outre, l'évolution des températures de surface à l'équateur dans le Golfe de Guinée (HISARD, 1973; MERLE, 1980) fait apparaître les plus faibles valeurs, donc la saison d'upwelling, entre juin et septembre. Ceci se traduit sur les cartes de température de surface par l'apparition d'un minimum thermique le long de l'équateur à l'Est de 30° W

en juin, juillet et août (HASTENRATH et LAMB, 1977), période que l'on appellera saison d'upwelling ou saison froide.

Ces conclusions sont confirmées par les variations de la distribution des sels nutritifs et plus particulièrement celle des nitrates. Les mesures faites récemment montrent que dans le Golfe de Guinée, les nitrates sont complètement absents de la couche de surface sur une cinquantaine de mètres de profondeur d'octobre à juin (VOITURIEZ *et al.*, 1982) alors qu'ils apparaissent en surface dans la bande équatoriale de juillet à septembre pouvant même atteindre la concentration de $6 \mu\text{atg.l}^{-1}$ en août. Un tel enrichissement n'a jamais été mentionné dans l'Atlantique Ouest et les sections faites le long de 30° W par les N/O « Ernst Haeckel » et « A. Von Humboldt » entre 1970 et 1973 (KAISER et POSTEL, 1979) ne font apparaître aucun contraste saisonnier dans la distribution du nitrate en surface où les concentrations restent pratiquement nulles jusqu'à 50 mètres de profondeur en toute saison. Ceci montre, d'une part, que le refroidissement de surface en été le long de l'équateur dans le Golfe de Guinée, associé à un enrichissement en nitrate, correspond réellement à une remontée d'eaux subsuperficielles qui constituent la seule source possible de nitrate et d'autre part que, vis-à-vis des mécanismes d'enrichissement de la surface, l'Est et l'Ouest de l'Atlantique forment deux entités distinctes. L'évolution saisonnière de l'upwelling équatorial

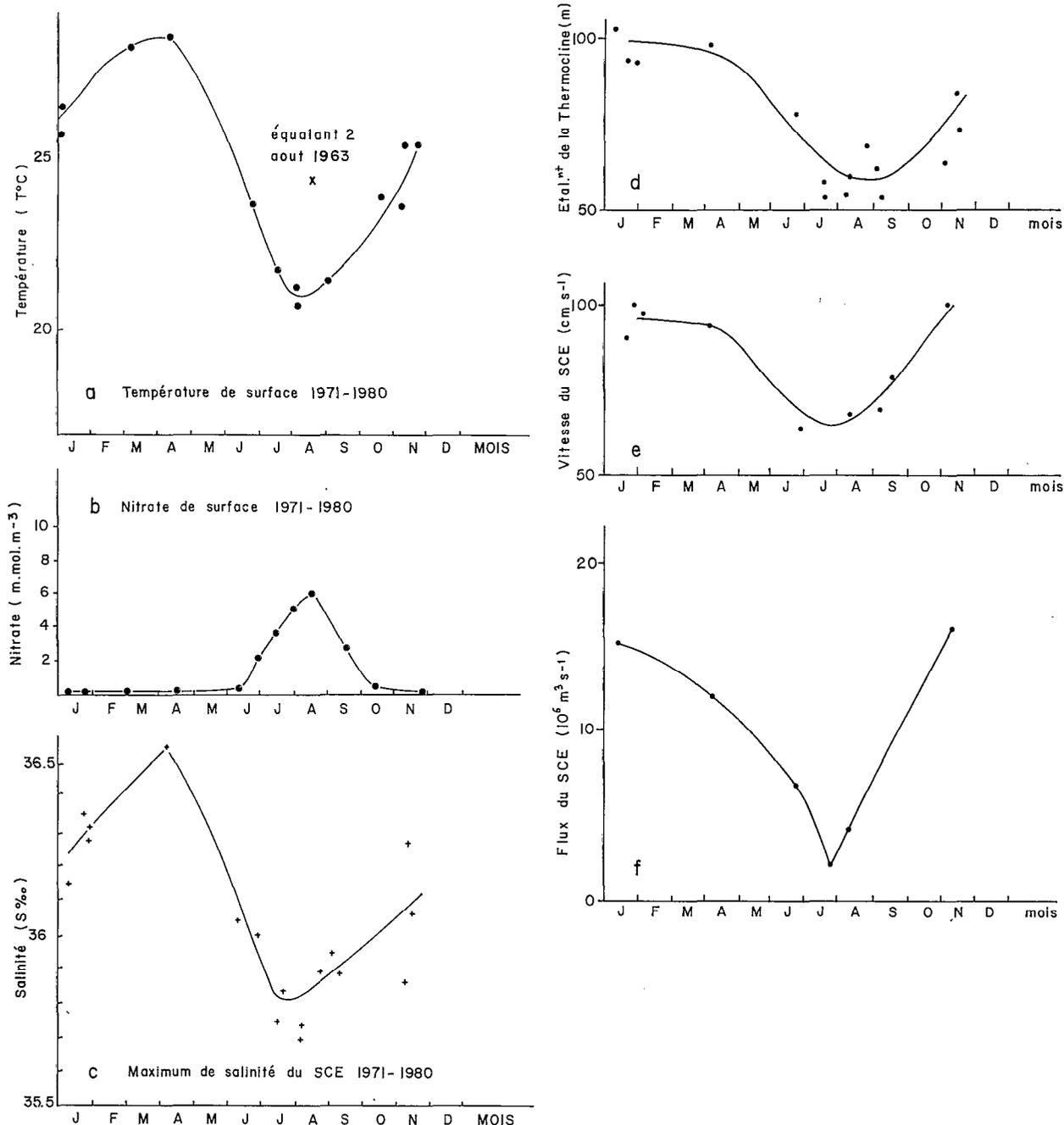


FIG. 1. — Variations saisonnières à 4° W :

- a : température de surface minimum mesurée entre 0 et 5° S ;
- b : teneur maximum en nitrate de la surface entre 0 et 5° S ;
- c : valeur du maximum de salinité du Sous-Courant Équatorial ;
- d : étalement de la thermocline associé au Sous-Courant Équatorial ;
- e : vitesse maximum mesurée du Sous-Courant Équatorial ;
- f : flux du Sous-Courant Équatorial.

• Voir dans le texte la définition de l'étalement de la thermocline

Seasonal variations along 4° W :

- a : minimum sea surface temperature measured between equator and 5° S ;
- b : maximum nitrate concentration in surface between equator and 5° S ;
- c : value of the maximum of salinity of the Equatorial Undercurrent ;
- d : thermocline spreading ;
- e : maximum velocity measured in the Equatorial Undercurrent ;
- f : flux of the Equatorial Undercurrent.

• See the definition of the spreading in the text

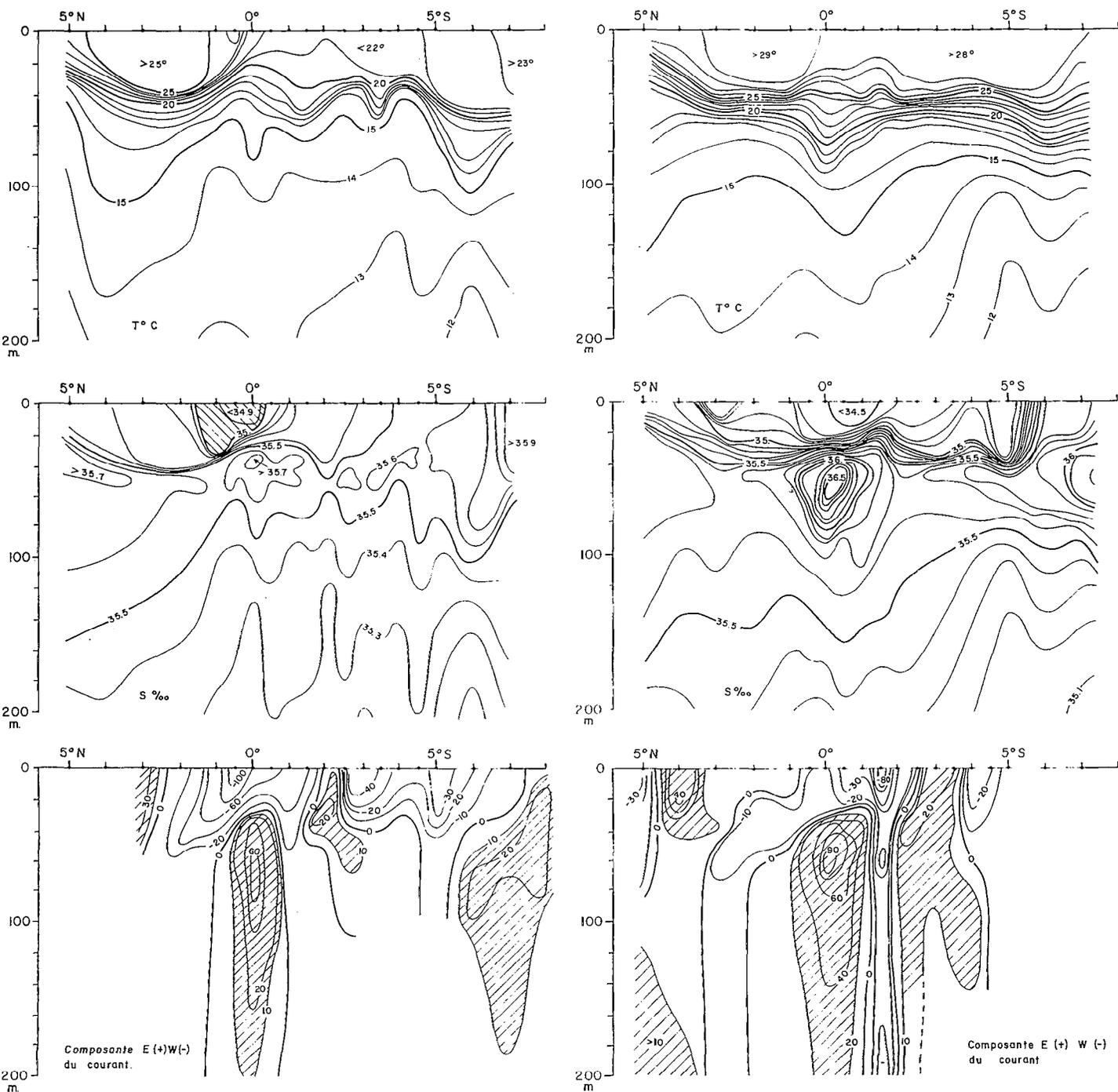


FIG. 2. — Sections le long de 4° W : température, salinité, composante zonale du courant. A gauche, saison froide CIPREA 1 (août 1978). A droite, saison chaude CIPREA 2 (avril 1979)

Transects along 4° W : temperature, salinity, zonal component of the velocity. Left: cold season in August 1978 (CIPREA 1). Right: warm season in April 1979 (CIPREA 2)

TABLEAU II

Les propriétés du Sous-Courant Équatorial à 4° W
Properties of the Equatorial Undercurrent at 4° W

Campagne	St n°	Date	Vitesse maximum (cm.s ⁻¹)	Flux (m ³ .s ⁻¹)	Profondeur de l'inversion de courant (m)	Maximum de salinité	Profondeur Maximum de vitesse Z ₁ (m)	Profondeur Maximum de salinité Z ₂ (m)	Z ₁ - Z ₂
7701	26	Jan 77	98		15	36,14	65	65	0
<u>7706</u>	7	<u>Jul 77</u>	<u>30</u>	<u>1,5.10⁶</u>	<u>27</u>	<u>35,74</u>	<u>50</u>	<u>35</u>	<u>15</u>
<u>7802</u>	7	<u>Août 78</u>	<u>68</u>	<u>4,5.10⁶</u>	<u>28</u>	<u>35,78</u>	<u>65</u>	<u>35</u>	<u>30</u>
7902	48	Jan 79	110		34	36,20	65	60	5
7906	8	Avr 79	96	11,6.10 ⁶	30	36,55	55	55	0
<u>7910</u>	4	<u>Juin 79</u>	<u>64</u>	<u>9.10⁶</u>	<u>35</u>	<u>35,99</u>	<u>60</u>	<u>45</u>	<u>15</u>
7912	82	Nov 74	103	16.10 ⁶	39	36,28	70	65	5
8001	2	Jan 80	110	15.10 ⁶	25	36,33	65	65	0
					Saison d'upwelling		Saison chaude		Δ
					Profondeur moyenne de l'inversion de courant E-W entre courant de surface et Sous-Courant (m)	30	29		1
					Profondeur moyenne du maximum de vitesse du Sous-Courant (m)	58	64		-6
					Profondeur du maximum de salinité (m)	38	62		-24
					Valeur moyenne de l'écart Z ₁ - Z ₂ (m)	20	2		18

- Les valeurs soulignées correspondent à la saison d'upwelling.
- Les flux du SCE sont calculés pour les vitesses ≥ 20 cm.s⁻¹ dans les 200 premiers mètres.

dans le Golfe de Guinée, déduite des mesures de température et de nitrate des campagnes du Capricorne le long de 4° W est représentée sur la figure 1. Le Sous-Courant Équatorial et ses propriétés apparaissent (fig. 2), sur la section faite le long de 4° W en avril 1979. Le Sous-Courant atteignait à ce moment-là plus de 90 cm.s⁻¹ et l'on notera deux propriétés bien connues qui lui sont associées : le noyau isolé de salinité élevée (36,5 ‰ dans le cas présent) et l'étalement de la thermocline qui y correspond. Les variations saisonnières du SCE à 4° W ont déjà été étudiées par HISARD (1973). Elles sont précisées ici (fig. 1) et l'on constate que : la vitesse et le flux du Sous-Courant, la valeur du maximum de salinité et l'étalement de la thermocline varient en phase avec la température et la teneur en nitrate de surface atteignant leur valeur minimum en juillet-août au moment du minimum thermique et du maximum de nitrate. L'amplitude des variations est importante : la salinité passe de 36,55 ‰ à 35,74 ‰ et le flux du SCE décroît de 15 à 1,5 SV (tabl. II). Ce bon accord observé entre les variations saisonnières des propriétés du SCE et celles des températures de surface conduit à penser que les variations du SCE sont en rapport avec celles des mécanismes de refroidissement.

4. LES MÉLANGES VERTICAUX ET LES PROPRIÉTÉS DU SOUS-COURANT ÉQUATORIAL

L'importance de la turbulence induite à l'équateur par le gradient vertical de vitesse entre le CES et le SCE a fait l'objet d'études récentes (CRAWFORD et OSBORN, 1979, 1981; OSBORN et BILODEAU, 1980) et l'on peut considérer comme acquis que les mélanges verticaux sont particulièrement intenses à l'équateur au-dessus du noyau de vitesse du SCE. Cependant, pour expliquer ainsi le refroidissement saisonnier de la surface de l'océan équatorial il faut mettre en évidence des variations saisonnières de ces mélanges, compatibles avec celles des températures de surface. Les arguments présentés en faveur de cette thèse sont les suivants : (1) le renforcement en été du cisaillement sous l'effet de l'accroissement de la vitesse du courant équatorial de surface et de la remontée vers la surface du SCE (HISARD *et al.*, 1977; VOITURIEZ et HERBLAND, 1977), (2) l'érosion du maximum de salinité du Sous-Courant Équatorial en été et l'accroissement parallèle de la salinité de surface (SEDIKH et LOUTOCHKINA, 1971; HISARD, 1973; VOITURIEZ et HERBLAND, 1979), (3) les méandres du Sous-Courant Équatorial qui s'accompagnent de variations parallèles des

conditions de température et de salinité en surface (CORNUS et MEINCKE, 1979), (4) l'étalement de la thermocline (KNAUSS, 1960; LASS et HAGEN, 1980).

Ces divers points seront passés en revue pour analyser la contribution des mélanges verticaux au refroidissement et à l'enrichissement en sels nutritifs de la surface dans la zone équatoriale de l'Atlantique Est.

Le gradient vertical de vitesse entre le CES et le SCE

L'accroissement du gradient vertical de vitesse entre le Courant Équatorial Sud de surface et le Sous-Courant Équatorial est un argument mis en avant par HISARD (1973) pour expliquer les variations de l'enrichissement équatorial observées le long de 4° W. Pour arriver à ces conclusions, il a utilisé les stations réparties entre 0°30' S et 0°45' N ne tenant pas compte des méandres du sous-courant, inconnus à cette époque, et qui influent naturellement sur l'évaluation du gradient vertical de vitesse. Cette idée a été reprise par HISARD *et al.* (1977), qui assimilent le noyau de salinité élevée au noyau de vitesse du sous-courant pour étudier les variations saisonnières de sa profondeur. Ils concluent que le cisaillement et, par conséquent, les mélanges verticaux turbulents maximums en été lorsque le noyau de salinité est le moins profond peuvent expliquer, à 10° W, le refroidissement équatorial observé en été. Or les données récoltées par la suite montrent que le maximum de salinité ne coïncide pas nécessairement avec le maximum de vitesse du Sous-Courant Équatorial et qu'il est nettement au-dessus de lui en saison d'upwelling à 4° W comme le montre le tableau II. Ce point sera discuté dans un paragraphe ultérieur mais on peut déjà conclure que la profondeur du maximum de salinité ne peut être assimilée à celle du maximum de vitesse du Sous-Courant Équatorial. Les mesures faites ces dernières années, le long de 4° W, ne permettent pas de déceler une variation saisonnière significative de la profondeur du sous-courant ni au niveau du maximum de vitesse ni à celui de l'inversion de la composante E-W entre le CES et le SCE (tabl. II). LASS et HAGEN (1980) ont noté le même résultat à 30° W. Cependant VOITURIEZ et HERBLAND (1977) ont confirmé l'hypothèse des mélanges verticaux comme responsable du refroidissement équatorial par la comparaison des nombres de RICHARDSON (R_i) dans le gradient de vitesse au-dessus du maximum du SCE en janvier ($R_i = 5$) et août ($R_i = 0,3$) de l'année 1975 à 4° W. Une telle différence ne se retrouve pas sur la figure 3 qui ne fait pas apparaître de variations saisonnières des gradients verticaux de vitesse et de densité ou du nombre de Richardson (R_i) comparables aux varia-

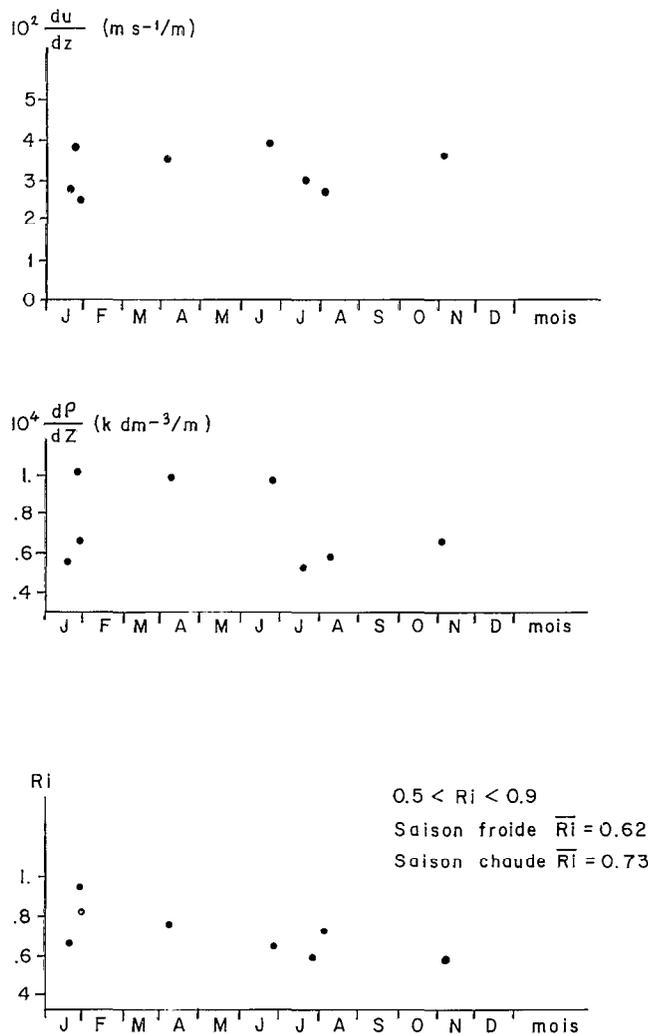


FIG. 3. Variations saisonnières du gradient vertical de la composante zonale de la vitesse (en haut), du gradient vertical de densité (au milieu), du nombre R_i (en bas) au-dessus du maximum de vitesse du SCE

Seasonal variations of the vertical shear of the zonal component of the velocity (up), of the vertical gradient of the density (middle), of the Richardson number (down) above the maximum velocity of the undercurrent

tions saisonnières de la figure 1. Ce résultat infirme les conclusions précédentes de VOITURIEZ et HERBLAND (1977) mais il est raisonnable de faire davantage confiance aux données présentes, qui sont homogènes, ayant toutes été récoltées avec un courantomètre Aanderaa monté en profileur alors que les données de 1975 étaient d'origine disparate : courantomètre Leric monté en profileur pour janvier 1975 et courantomètre Eckman à 10 niveaux en juillet. Ces résultats, qui remettent en question l'influence

des mélanges verticaux sur le refroidissement équatorial dans le Golfe de Guinée, s'opposent à ceux de LASS et HAGEN (1980) qui, à 30° W, trouvent des valeurs de gradient vertical de vitesse et des coefficients de mélange respectivement 2 fois et 6 fois plus élevés en été qu'en hiver. Cet écart peut s'expliquer par les différences de variations de tension de vent entre l'Est et l'Ouest de l'océan Atlantique. Selon LASS et HAGEN (1980), à 30° W, le cycle annuel du coefficient de mélange vertical est déterminé par celui des tensions du vent dont l'amplitude est beaucoup plus importante que dans l'Atlantique Est (HELLERMAN, 1979). Cette remise en cause des variations saisonnières des mélanges verticaux à l'équateur à 4° W doit être confirmée par l'étude des paramètres dont on explique les variations saisonnières par celles des mélanges verticaux.

Le maximum de salinité et les propriétés physico-chimiques du Sous-Courant Équatorial

Le noyau de salinité élevée du Sous-Courant Équatorial de l'Atlantique est un phénomène bien connu illustré sur la figure 2. Les valeurs de ce noyau décroissent d'Ouest en Est et présentent une variation saisonnière particulièrement importante dans l'Atlantique Est (fig. 1) où le noyau de salinité peut disparaître en été, à tel point que l'on a pensé que le Sous-Courant Équatorial s'arrêtait en été entre 0° et 5° W (NEUMANN, 1969). Les observations faites par la suite (tabl. II) dans le Golfe de Guinée ont montré que le Sous-Courant Équatorial, quoique faible en été, existait toute l'année avec des variations saisonnières importantes mais qu'en été il perdait son noyau de salinité, comme l'avaient noté HISARD et MORLIÈRE en 1973. Cette situation est bien illustrée par la figure 4 qui montre l'existence du Sous-Courant Équatorial à 1° E, en juillet 1978, en l'absence de tout noyau de salinité élevée. L'étude de la décroissance de la valeur du noyau de salinité de 28° W à 10° W en juin-juillet 1974, pendant la campagne GATE de l'ATLANTIS II, a permis à KATZ *et al.* (1979) de faire un bilan de sel et de conclure que le mélange vertical avec la couche de surface était le principal mécanisme responsable de la diminution de la valeur du noyau de salinité. L'importance des variations saisonnières du maximum de salinité à 4° W a déjà été montrée par HISARD (1973). Elle sont représentées sur la figure 1 pour les années 1971-1980. En 1978-1979, l'amplitude des variations était de 0,8 ‰, beaucoup plus importante que celle que l'on observe habituellement à l'ouest de 10° W, qui ne dépassait pas 0,4 ‰ en 1963 entre Équalant 1 et Équalant 2 (KATZ *et al.*, 1979), et qui était nulle à 30° W en 1970-1973

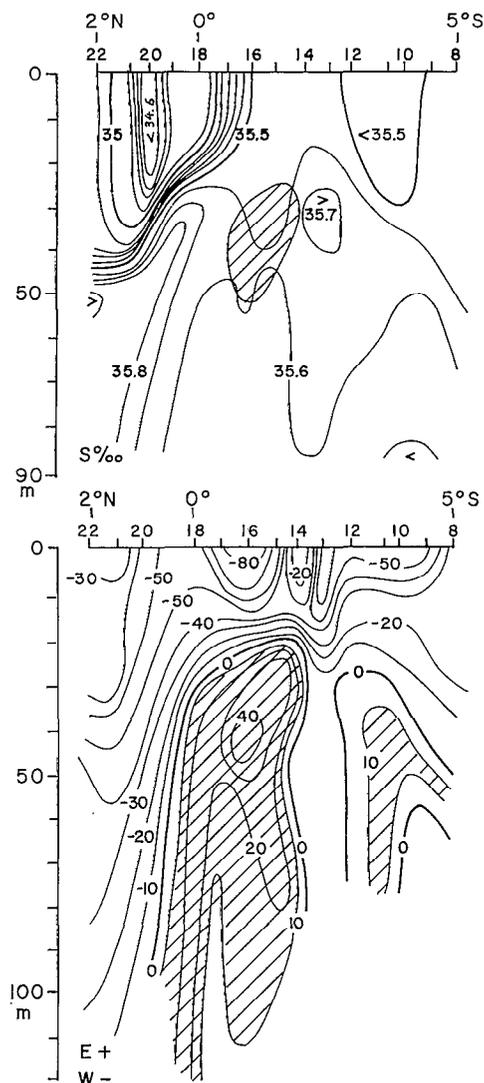


FIG. 4. — Section le long de 1° E du N/O NIZERY en août 1978 : salinité et composante Est-Ouest du courant.

· les courants portant à l'Est sont hachurés ; · la partie hachurée de la coupe de salinité schématise le noyau du SCE (30 cm.s⁻¹)

Transect along 1° E in August 1978 (R/V NIZERY) : salinity and zonal component of the velocity. · eastward currents are shaded ; · the shaded part of the salinity section shows the core (> 30 cm.s⁻¹) of the undercurrent

(LASS et HAGEN, 1980). Cette observation confirme le contraste entre l'est et l'ouest de l'Atlantique, déjà noté au niveau des variations saisonnières de la température et de la teneur en sels nutritifs de la surface. Les variations saisonnières du noyau de salinité sont en phase avec celles des paramètres de surface : température et teneur en nitrate (fig. 1)

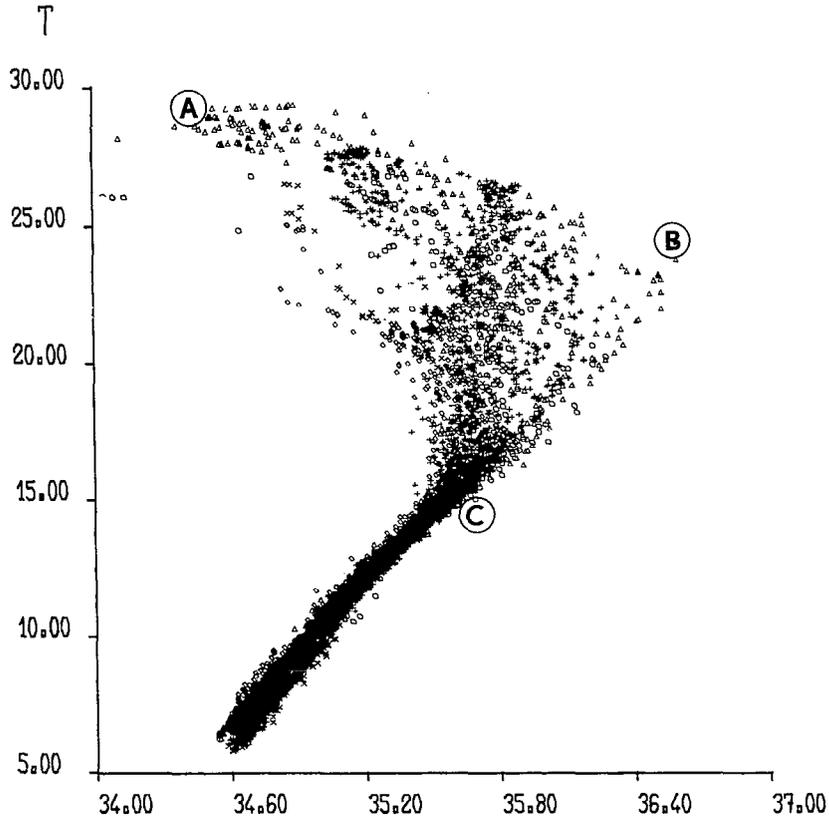


FIG. 5. — Diagramme TS des stations du N/O CAPRICORNE faites de 1971 à 1980 le long de 4° W entre 1° N et 3° S (campagnes 7107, 7501, 7506, 7701, 7706, 7906, 7910, 7912, 8001). Tirée de VOITURIEZ, HERBLAND et LE BORGNE (1982)

TS Diagrams of the stations of R/V CAPRICORNE along 4° W between 1° N and 3° S from 1971 to 1980. From VOITURIEZ, HERBLAND and LE BORGNE (1982)

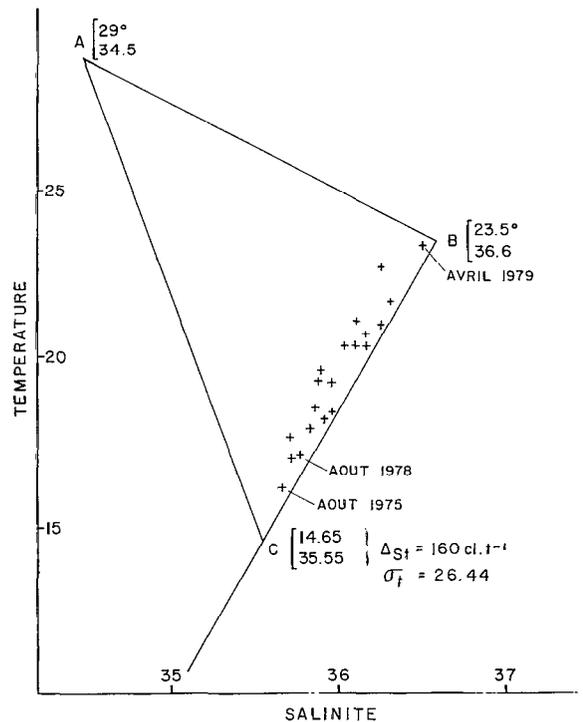


FIG. 6. — Évolution du point TS représentatif du maximum de salinité du Sous-Courant Équatorial dans le diagramme de mélange déduit du diagramme TS de la fig. 5. Tirée de VOITURIEZ, HERBLAND et LE BORGNE (1982)

Evolution of the TS point of the high salinity core of the Equatorial Undercurrent in the mixing diagram inferred from fig. 5

que l'on peut considérer comme indicateurs d'upwelling. Il est donc logique de penser que sa forte diminution en été est liée aux mécanismes concomitants de refroidissement et d'enrichissement en sels nutritifs et d'attribuer les variations saisonnières du maximum de salinité à celles des mélanges verticaux entre le Courant Équatorial de surface et le Sous-Courant Équatorial dans la mesure où l'on tient ces dernières pour responsables du refroidissement saisonnier. S'il en était réellement ainsi les caractéristiques hydrologiques du Sous-Courant Équatorial devraient subir en été la marque d'un mélange accru avec les eaux de surface. L'évolution du point T-S représentatif du maximum de salinité du sous-courant dans le diagramme T-S de l'ensemble des stations faites entre 1° N et 3° S à 4° W montre que le mélange avec les couches de surface intervient très peu dans les variations du maximum de salinité du Sous-Courant Équatorial. On peut considérer la figure 5 comme un diagramme de mélange entre trois types d'eau : l'eau dessalée de surface (A),

celle du maximum de salinité du sous-courant quand il atteint sa valeur maximum (B) et enfin l'eau du point C ($T = 14,65$, $S = 35,55$ ‰, $\sigma_t = 26,44$) qui représente le point au-delà duquel le diagramme T-S reste invariant au moins jusqu'à la température 6 °C. Si l'on se réfère à KATZ, BRUCE et PÉTRIE (1979), il semble que la densité de l'eau C soit sensiblement constante à travers tout l'Atlantique puisqu'ils avaient noté pour elle la valeur de 26,4 de 33° W à 10° W. Le point représentatif du maximum de salinité du sous-courant ne s'écarte que très peu de la droite BC (fig. 6) et les eaux de surface A n'interviennent jamais pour plus de 8 % dans la composition du noyau de salinité élevée. En période d'upwelling elle est très voisine de celle de l'eau C. Ceci montre que la diminution de la salinité du noyau est due à une influence croissante des eaux de la couche subthermoclinale plutôt qu'à celle des eaux dessalées de surface et qu'elle ne peut donc être expliquée par des mélanges verticaux avec ces dernières.

TABLEAU III

Propriétés moyennes du noyau du Sous-Courant Équatorial (vitesse > 50 cm.s⁻¹) à 4° W

Mean properties of the core of the Equatorial Undercurrent (speed > 50 cm.s⁻¹) at 4° W

Campagne	Date	T°C	Salinité ‰	Oxygène ml.l ⁻¹	Nitrate mmol.m ⁻³	Phosphate mmol.m ⁻³
7802	6 août 1978	15,7	35,61	3,50	14	1,12
7906	5 avril 1979	20,4	36,11	3,95	7,5	0,7
	Différence entre août 1978 et avril 1979	-4,7	-0,50	-0,45	6,5	0,42

L'étude de l'évolution des propriétés physico-chimiques du Sous-Courant Équatorial conduit aux mêmes conclusions. Le tableau III montre qu'en saison froide (août 1978) le noyau du sous-courant ($v > 50$ cm.s⁻¹) se refroidit et s'enrichit en sel et que, parallèlement, sa teneur en oxygène diminue et sa teneur en sels nutritifs augmente. La couche de surface constituant un réservoir riche en oxygène et pauvre en sels nutritifs, cette évolution des propriétés du sous-courant ne peut s'expliquer par un mélange du Sous-Courant Équatorial avec les eaux de surface. Elle implique nécessairement un apport dans le sous-courant d'eaux venant soit des couches profondes, soit des couches situées au nord et au sud du sous-courant qui sont aussi riches en sels nutritifs et plus pauvres en oxygène.

Les méandres du Sous-Courant Équatorial

Selon CORNUS et MEINCKE (1979), il y avait, en juillet-août 1974, pendant l'expérience GATE à 28°50' W, un couplage entre le gradient vertical de vitesse au-dessus du sous-courant et l'intensification du mélange vertical dans les couches de surface. Ce couplage se manifestait par la coïncidence de l'étalement de la thermocline, du refroidissement de la couche de surface et de l'accroissement de la salinité de surface d'une part avec les valeurs élevées du gradient vertical de vitesse dans la partie supérieure de la pycnocline d'autre part. Les variations thermiques de la couche homogène avaient une amplitude de 1° et elles étaient en phase avec les méandres du Sous-Courant Équatorial dont la période était de 16 ± 2 jours (DÜING *et al.*, 1975).

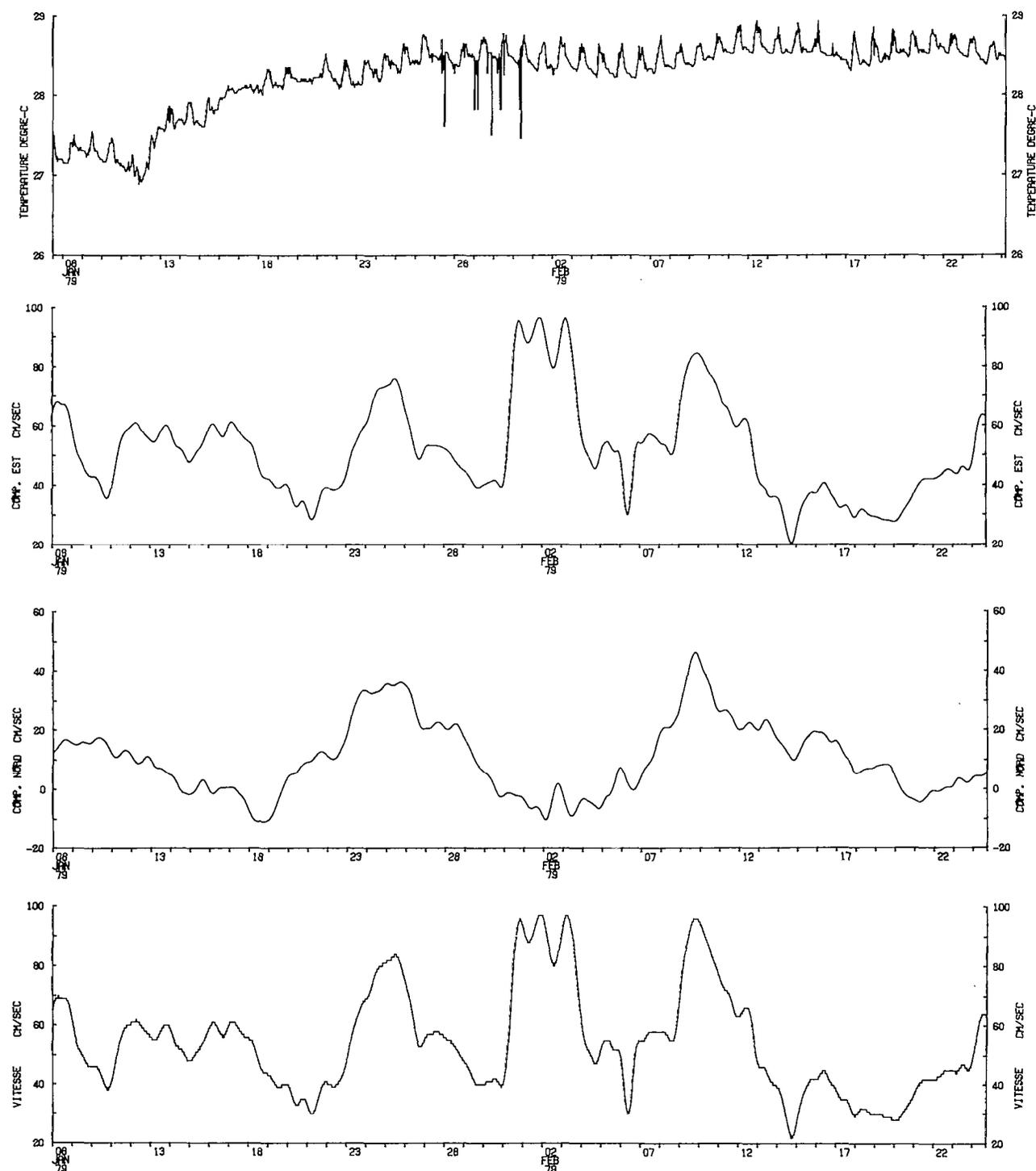


Fig. 7. — Évolution de la température à 15 m, des composantes E-W et N-S et de la vitesse totale du courant à 66 m de profondeur à l'équateur à 4° W en janvier-février 1979

Evolution of temperature at 15 m depth, E|W, N|S components and total speed of the current at the equator at 4° W during Jan.-Feb. 1979

La même période d'oscillation a été trouvée en janvier-février 1979 pendant la période SOP 1 de l'Expérience Météorologique Mondiale à partir des enregistrements obtenus sur un mouillage profond installé à l'équateur et 4° W : la composante méridienne du SCE oscille avec une période de 16 jours et la vitesse totale et la composante E-W avec une période de 8 jours (2 passages à l'équateur par période) (fig. 7). Les mesures faites au profileur et à la sonde STD en vue du mouillage entre le 17 et le 27 janvier 1979 confirment ces variations. Les maximums de vitesse du sous-courant, qui correspondent à son passage à l'équateur les 24-25 janvier, 1-3 février et 9-10 février ne s'accompagnent d'aucune modification sensible de la température et de la salinité de surface. Il n'y a donc pas de lien apparent entre les oscillations du Sous-Courant Équatorial et les conditions thermiques de surface, ce qui signifie entre autres que l'accroissement des mélanges verticaux correspondant au passage du sous-courant à l'équateur a une influence négligeable sur les variations de la température superficielle à 4° W. Il doit en être de même en période d'upwelling puisque, comme on l'a vu, il n'y a pas de variations saisonnières sensibles du cisaillement et de la profondeur du Sous-Courant Équatorial.

L'étalement de la thermocline

L'étalement (« spreading ») de la thermocline à l'équateur est un phénomène que l'on a associé au Sous-Courant Équatorial (KNAUSS, 1960) dès sa redécouverte en 1952 (CROMWELL *et al.*, 1954). On l'a considéré comme le signe de mélanges verticaux intenses, induits par les importants cisaillements que l'on enregistre à l'équateur et susceptibles d'expliquer le refroidissement équatorial des eaux de surface (KNAUSS, 1960). LASS et HAGEN (1980) retiennent ce critère pour discuter et confirmer les variations du coefficient vertical de mélange au-dessus du maximum du Sous-Courant Équatorial. La figure 2 illustre cet étalement thermoclinial à l'équateur et montre que c'est un phénomène d'intensité variable moins marqué en août 1978 pendant la saison d'upwelling qu'en saison chaude (avril 1979). Cette notion est restée jusqu'à présent qualitative. Elle correspond à une diminution dans la zone équatoriale du gradient vertical de température (ou de densité) par rapport à celui que l'on observe au nord et au sud, et à une plus grande épaisseur de la thermocline. Pour étudier ce phénomène nous utiliserons la densité dont la stratification verticale est analogue à celle de la température. La figure 5 de VOITURIEZ et HERBLAND (1977) montre que le gradient vertical maximum de densité

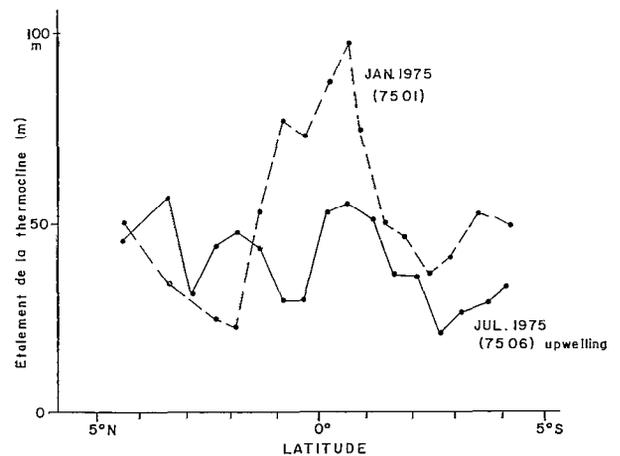


FIG. 8. — Étalement de la thermocline le long de 4° W (m) :
 en janvier 1975 (saison chaude) ;
 en juillet 1975 (saison d'upwelling)
*Spreading of the thermocline along 4° W :
 in January 1975 (warm season) ;
 in July 1975 (upwelling season)*

mesuré dans la zone du Sous-Courant Équatorial en janvier et juillet 1975 était plus de 4 fois plus faible qu'au nord et au sud. L'ensemble des données recueillies le long de 4° W ne fait pas apparaître de variations saisonnières significatives du gradient moyen de densité dans la pycnocline aux stations où le Sous-Courant Équatorial atteint sa vitesse maximum (fig. 3). Les variations saisonnières de l'étalement de la thermocline peuvent donc être représentées par celles de l'épaisseur de la pycnocline (ou de la thermocline) qui sera définie ici comme la couche où le gradient vertical de densité $\frac{d\sigma_t}{dz}$ est supérieur à 0,01 (z en mètres). Le contraste observé entre saison chaude et saison froide, le long de 4° W est représenté sur la figure 8 : l'étalement de la thermocline qui était de 100 mètres en janvier n'était plus que de 55 mètres en juillet. Son évolution saisonnière (fig. 1) montre qu'il varie en phase avec la vitesse, le flux et le maximum de salinité du Sous-Courant Équatorial. Le Sous-Courant Équatorial a son maximum de vitesse et de flux en saison chaude ($\sim 100 \text{ cm.s}^{-1}$ et plus de 10 Sv) et il lui correspond alors les valeurs les plus élevées du noyau de salinité et de l'étalement de la thermocline. Aux plus faibles vitesses du Sous-Courant Équatorial en juillet-août ($\sim 60 \text{ cm.s}^{-1}$ et moins de 5 Sv) correspondent les plus faibles valeurs de l'étalement de la thermocline et du noyau de salinité. Les corrélations entre étalement de la thermocline d'une part et vitesse, flux du Sous-Courant Équato-

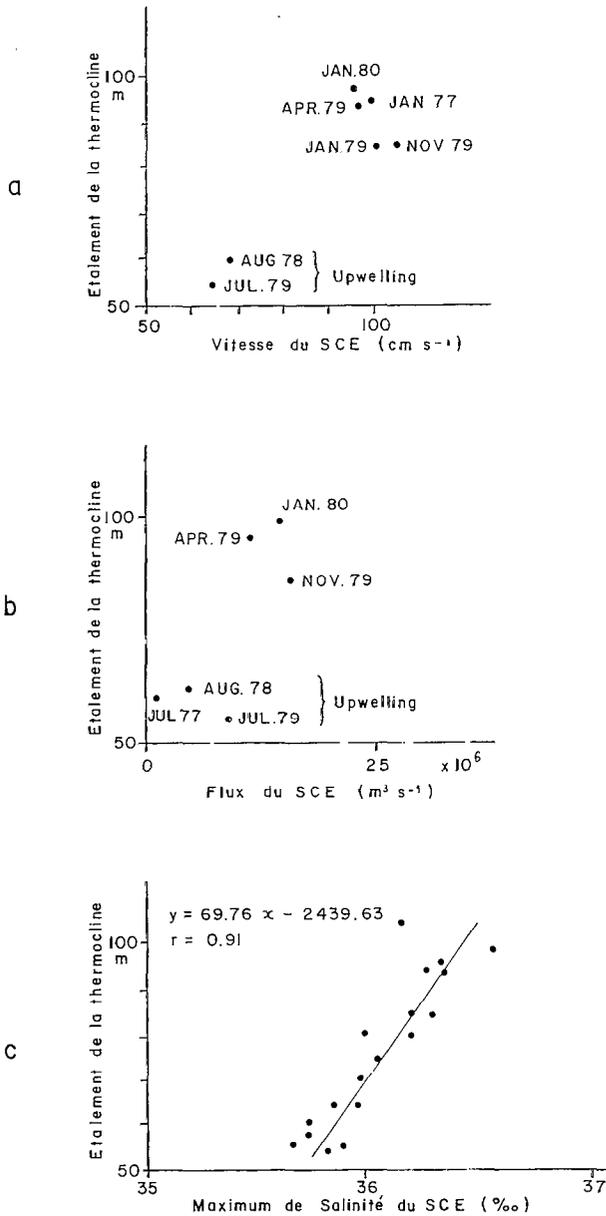


FIG. 9. — a : relation qualitative entre étalement de la thermocline et la vitesse du SCE ; b : relation qualitative entre étalement de la thermocline et flux du SCE ; c : relation quantitative entre étalement de la thermocline et valeur du maximum de salinité du SCE

La valeur de l'étalement de la thermocline correspond au maximum de vitesse du SCE

a : qualitative relationship between thermocline spreading and velocity of the undercurrent ; b : qualitative relationship between thermocline spreading and flux of the undercurrent ; c : quantitative relationship between thermocline spreading and the value of the maximum salinity of the undercurrent

rial et valeur du noyau de salinité d'autre part (fig. 9) suggèrent qu'il y a un lien entre ces paramètres. Ceci montre que si les variations de l'étalement de la thermocline avaient une signification en termes de mélanges verticaux, ces derniers seraient maximums en saison chaude à l'époque où le sous-courant a sa vitesse maximum et son noyau de salinité le plus élevé. C'est peu vraisemblable et en contradiction avec l'hypothèse faite sur le rôle joué par les mélanges verticaux dans les processus de refroidissement en été.

5. DISCUSSION

Les résultats précédents montrent qu'à 4° W les variations saisonnières des mélanges verticaux ne peuvent rendre compte ni de celles des propriétés du SCE ni de celles de la température de surface ou, plus précisément, du refroidissement estival que l'on appelle upwelling équatorial. D'autres phénomènes interviennent donc dans les variations saisonnières importantes des propriétés du Sous-Courant Équatorial. Ces phénomènes sont vraisemblablement liés à l'upwelling équatorial puisque l'on a constaté une bonne concordance entre les variations de ces propriétés (vitesse, noyau de salinité, étalement de la thermocline) et celles de l'upwelling équatorial déduites des températures de surface (fig. 1).

Les mouvements verticaux de la thermocline

On a vu que les variations saisonnières du maximum de salinité du Sous-Courant Équatorial et de ses propriétés chimiques impliquaient un apport d'eau des couches profondes pendant la saison froide. Cet apport semble être le résultat d'une remontée globale de la structure hydrologique à l'équateur en été. Le niveau 160 cl.t⁻¹ ($\sigma_t = 26,44$) correspondant au point C du diagramme T-S des figures 5 et 6 à partir duquel le diagramme T-S reste sensiblement invariant et que l'on suppose, pour cette raison, à l'abri des perturbations de surface, a été choisi pour suivre l'évolution saisonnière des mouvements verticaux de la structure hydrologique. On constate (fig. 10) que le long de 4° W l'amplitude de ces mouvements est maximum à l'équateur où elle atteint 50 mètres dans la région du Sous-Courant Équatorial et qu'elle décroît rapidement de part et d'autre, vers le nord et le sud. Elle est quasiment nulle à partir de 2°-2°30' S. Tout se passe comme si l'on retournait l'isoligne 160 cl.t⁻¹, tel un doigt de gant, en prenant appui sur deux points fixes à 1°30' N et 2° S respectivement, pour la faire passer d'une forme concave à une forme

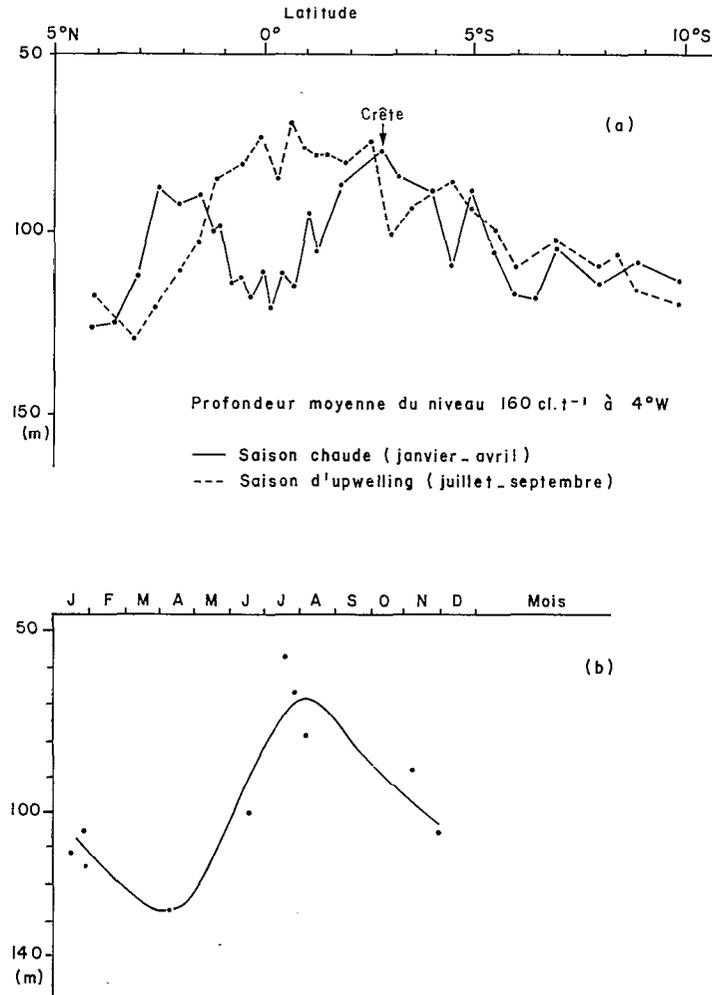


FIG. 10. — a : profondeur moyenne du niveau 160 cl.t⁻¹ à 4° W pendant la saison chaude (janvier-avril) et pendant la saison d'upwelling (juillet-septembre) ; b : variations saisonnières de la profondeur moyenne du niveau 160 cl.t⁻¹ entre 0° 30 N et 0° 30 S à 4° W. Tiré de VOITURIEZ, HERBLAND et LE BORGNE (1982)

a : average depth of the 160 cl.t⁻¹ along 4° W during the warm season (January-April) and the upwelling season (July-September) ; b : seasonal variations of the average depth of the 160 cl.t⁻¹ level between 0° 30 N and 0° 30 S at 4° W. From VOITURIEZ, HERBLAND and LE BORGNE (1982)

convexe. Les variations saisonnières de la profondeur du niveau 160 cl.t⁻¹ à l'équateur (fig. 10) sont cohérentes avec celles des autres propriétés du SCE représentées sur la figure 1. Par comparaison avec la profondeur du SCE (fig. 11) qui, on l'a vu, ne présente pas de variations saisonnières, on remarque qu'en été le niveau 160 cl.t⁻¹ (l'eau C) remonte presque au niveau du maximum de vitesse du sous-courant. Ces résultats montrent qu'il y a une remontée d'eaux froides dans la région équatoriale particulièrement importante à l'équateur *sensu stricto*. La comparaison des structures hydrologiques

observées en août 1978 (CIPREA 1) et avril 1979 (CIPREA 2) illustre très bien ce phénomène (fig. 12). Dans les deux cas le Sous-Courant Équatorial est à la même profondeur, mais le niveau 160 cl.t⁻¹, qui est à la base de la thermocline, passe de 95 m de profondeur en août 1978 à 145 m en avril 1979 si bien que le Sous-Courant Équatorial inclus dans la thermocline en avril 1979 était sous la thermocline en août 1978 en période d'upwelling. Si l'on fait remonter les courbes de température et salinité d'avril 1979 de 50 m, de manière à amener le niveau 160 cl.t⁻¹ à celui d'août 1978 (95 m), on constate que

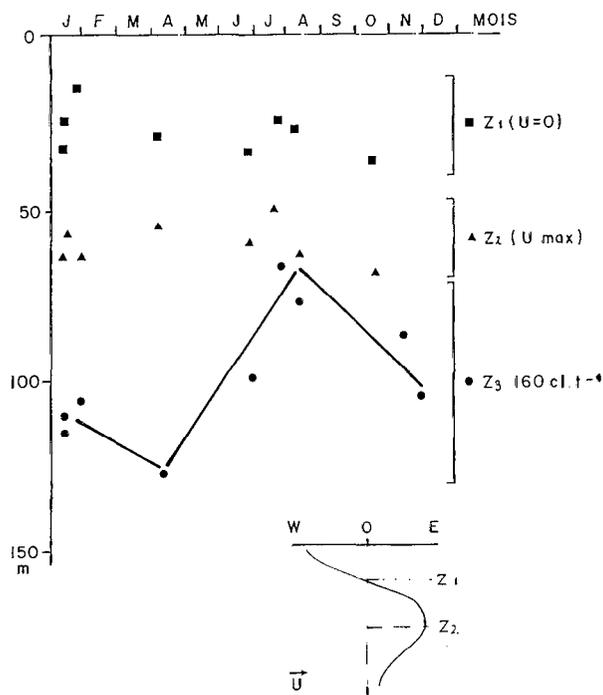


FIG. 11. — Variations saisonnières de : Z_1 : profondeur de l'inversion de la composante Est-Ouest du courant ($U = 0$) entre le Courant Équatorial Sud de surface et le Sous-Courant Équatorial ; Z_2 : profondeur du maximum de vitesse du Sous-Courant Équatorial ; Z_3 : profondeur du niveau 160 cl.l⁻¹ ($\sigma_t = 26,44$)

Seasonal variations of: Z_1 : depth of the inversion of the zonal component of the current ($U = 0$) between the South Equatorial Current and the Undercurrent; Z_2 : depth of the maximum velocity of the undercurrent; Z_3 : depth of the level 160 cl.l⁻¹ ($\sigma_t = 26,44$)

les courbes de température se superposent comme si toute la structure hydrologique était remontée en bloc de 50 mètres à travers le Sous-Courant Équatorial qui reste à la même profondeur mais dont le noyau de vitesse a une température qui passe de 23° à 15,5° C (fig. 13). La même remontée de la courbe de salinité fait passer le maximum de salinité du sous-courant au Courant Équatorial Sud de surface portant à l'Ouest. Le maximum de salinité résiduel, résultat du contraste entre les eaux dessalées de surface et les eaux sous-jacentes, se trouve alors au-dessus du noyau du sous-courant (tabl. II) et disparaît en tant que noyau isolé. Un tel transfert du maximum de salinité vers la surface a été observé à CIPREA 1 en août 1978 (fig. 14). A 9° W, le maximum de salinité (35,95 ‰) est en surface alors qu'exactement en même temps à 4° W le maximum de salinité du sous-courant a pratiquement disparu (35,72 ‰). Ainsi, le maximum de salinité du sous-

courant a-t-il été presque complètement « upwellé » et entraîné dans le Courant Équatorial Sud entre 9° W et 4° W. Le même phénomène avait été observé en août 1974 à 10° W pendant GATE 2 par le N/O CAPRIGORNE. On a observé la même chose en juin à l'extrême est du Golfe de Guinée autour de 6° E comme le montre la figure 15 où, à 4 semaines d'intervalle, on a décelé une remontée d'environ 35 mètres des isolignes de température et de nitrate. On observe parallèlement la même remontée des isolignes de salinité, ce qui fait passer le maximum de salinité du Sous-Courant Équatorial à la surface dans le Courant Équatorial Sud. VOITURIEZ et HERBLAND (en préparation) montrent que dans ce mouvement la relation T/NO_3 est conservée. Ainsi donc il y a réellement dans le Golfe de Guinée à l'équateur en été une remontée globale de la structure hydrologique et les variations saisonnières du noyau de salinité, des propriétés chimiques et du flux du sous-courant, qui sont cohérentes avec celles de la profondeur du niveau 160 cl.l⁻¹ sont probablement plus un indicateur du mouvement vertical que de variations des mélanges verticaux. Ceci se traduit par la grande amplitude des variations du maximum de salinité et du flux du SCE dans le Golfe de Guinée comparée à celle faible que l'on observe dans l'Atlantique Ouest attribuée aux seuls mélanges verticaux (LASS et HAGEN, 1980; KATZ *et al.*, 1979). Cette remontée canalisée à l'équateur et dont l'amplitude décroît symétriquement de part et d'autre est compatible avec les mécanismes qui font de l'équateur un guide d'ondes piégées responsables de l'ajustement de la thermocline en réponse à l'accroissement du vent dans l'ouest du bassin et de l'upwelling dans le Golfe de Guinée, la conséquence de cet ajustement. Cette explication (remote forcing) a été proposée par ADAMEC et O'BRIEN (1978), O'BRIEN *et al.* (1978), MOORE *et al.* (1978) et mise en évidence par l'analyse des variations interannuelles des températures de surface et des tensions de vent dans l'Atlantique équatorial (SERVAIN *et al.*, 1982). Elle trouve une confirmation dans les observations faites ici mais nous verrons qu'elle est insuffisante pour expliquer le champ thermique de surface en saison froide puisque le minimum thermique est observé au sud de l'équateur vers 2° S (voir dans ce numéro la deuxième partie consacrée au GES).

Étalement de la thermocline et géostrophie du Sous-Courant Équatorial

Les variations saisonnières de l'étalement de la thermocline sont à rapprocher de celles des structures hydrologiques verticales évoquées précédemment. En saison chaude, à l'époque de l'étalement maxi-

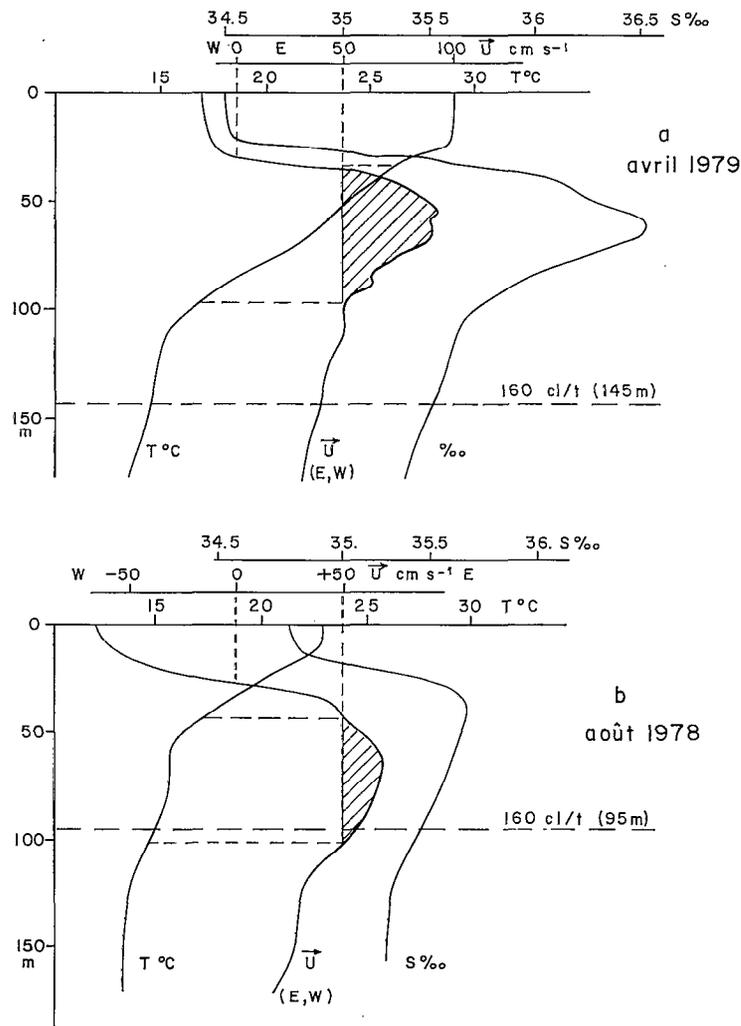


FIG. 12. — Structure hydrologique du Sous-Courant Équatorial à 4° W (T° , vitesse, salinité) ; a : en avril 1979 (saison chaude), St 8 CAP 7906 ; b : en août 1978 (saison d'upwelling), St 7 CAP 7802. La composante est du courant supérieure à 50 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ est hachurée

Hydrological structure of the Equatorial Undercurrent at 4° W (T° C, velocity, salinity) : a : in April 1979 (warm season) ; b : in August 1978 (upwelling season). The eastward component of the current higher than 50 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ is shaded

mum, le sous-courant est inclus dans la thermocline, en saison froide en revanche, période de l'upwelling équatorial, toute la structure hydrologique remonte de 50 mètres environ et, il n'y a plus association aussi nette entre Sous-Courant Équatorial et thermocline. La diminution de l'étalement thermoclinale en été est le résultat de la remontée à travers le sous-courant de la thermocline qui se trouve amputée de sa partie supérieure en atteignant la surface (fig. 12 et 13). On peut interpréter ce phénomène en reprenant les considérations de KNAUSS (1960, 1966) sur le caractère géostrophique du Sous-Courant

Équatorial mesuré en 1958 et 1961. Il avait montré qu'en 1958, le Sous-Courant Équatorial du Pacifique à 140° W semblait en équilibre géostrophique et pensait que le gradient méridien de pression nécessaire à cet équilibre était le résultat du mélange vertical à l'équateur provoquant l'étalement caractéristique de la thermocline. Il est bien évident qu'à l'équateur l'équilibre géostrophique de deux courants superposés, l'un partant à l'Ouest en surface et l'autre à l'Est en subsurface, implique un tel étalement : le courant Ouest de surface correspondant à une remontée des isothermes à l'équateur

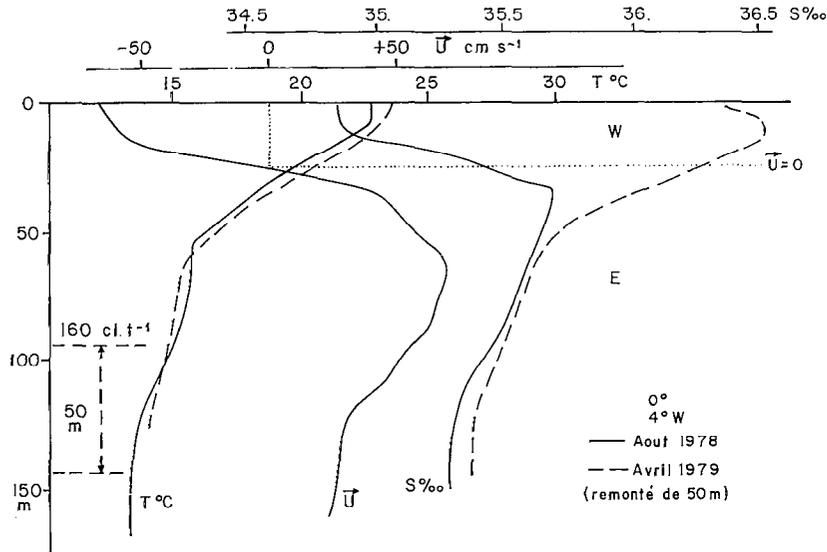


FIG. 13. --- Structure hydrologique du Sous-Courant Équatorial à 4° W. La station 7 de la campagne 7802 d'août 1978 de la figure 12 b est représentée en traits pleins. Les courbes T et S en pointillés représentent les courbes T et S de la figure 12 a (avril 1979) que l'on a remonté de 50 m de manière à ramener le niveau 160 cl.t⁻¹ d'avril (145 m) à celui d'août (95 m). Les courbes de température se superposent exactement. Le maximum de salinité d'avril passe du Sous-Courant Équatorial vers l'Est au courant Ouest de surface. Non représentées sur la figure les courbes de nitrate se superposent comme celles de température.

Hydrological structure of the Equatorial Undercurrent at 4° W. The station 7 of the 7802 cruise (August 1978) on the figure 12 b is shown in full line. The T and S curves in broken lines are the curves of the figure 12 a (April 1979) which have been elevated of 50 m so as to bring the level 160 cl.t⁻¹ of April from its depth (145 m) to the depth of the same level 160 cl.t⁻¹ in August 1978 (95 m). The T curves are superimposed. The maximum of salinity migrates from the eastward undercurrent to the westward surface current

et le sous-courant Est, au contraire, à une plongée. En 1961, en revanche, KNAUSS notait qu'à 140° W le Sous-Courant Équatorial n'était plus en équilibre géostrophique et qu'il n'y correspondait pas d'étalement de la thermocline comparable à celui de 1958. Cette observation suggère que l'étalement de la thermocline est un indice de géostrophie du Sous-Courant Équatorial. Avec cette hypothèse, dans l'océan Atlantique à 4° W, le Sous-Courant Équatorial serait donc en première approximation en équilibre géostrophique en saison chaude alors qu'il ne le serait pas en saison froide ce qui est logique, puisque, comme on l'a vu, le refroidissement d'été s'explique en partie par une réelle remontée à travers le Sous-Courant Équatorial de la structure hydrologique et donc des vitesses verticales plus importantes. C'est l'upwelling qui détruirait le caractère géostrophique du sous-courant et les variations saisonnières de l'étalement thermoclinale au même titre que celles du noyau de salinité ou du flux du SCE seraient des indicateurs de l'upwelling équatorial plutôt que des indices de variation du mélange vertical. Cette hypothèse de l'étalement de la thermocline comme indice de géostrophie du SCE est étayée par la relation qui existe à 4° W entre étalement d'une part et vitesse ou flux du SCE

d'autre part (fig. 9). Elle permet de réinterpréter les observations faites sur le sous-courant dans le Pacifique par KNAUSS (1960, 1966) à 140° W et HISARD *et al.* (1970) à 170° E. On retrouve en effet à 140° W la même antinomie que dans l'Atlantique à 4° W entre l'étalement thermoclinale et géostrophie d'une part et upwelling d'autre part, mais sur un rythme pluriannuel cette fois. La comparaison des situations observées en 1958 et 1961 est à cet égard éloquent. A l'observation, en 1958, d'un sous-courant géostrophique et d'un étalement remarquable de la thermocline (KNAUSS, 1960) correspondait comme à 4° W en saison chaude, un upwelling équatorial très faible attesté par la température de surface élevée (27,5°), la faiblesse ou même l'inexistence du courant équatorial sud portant à l'ouest qui n'avait de vitesses appréciables qu'au sud de 2° S, et l'occurrence cette année-là d'un phénomène El Niño remarquable. A l'inverse, en 1961, à l'observation d'un sous-courant non en équilibre géostrophique et à l'absence d'étalement thermoclinale correspondaient une divergence équatoriale nettement marquée par une température de surface beaucoup plus basse (23° 5'), un courant équatorial vers l'Ouest très développé entre 2° N et 2° S (35 à 120 cm.s⁻¹) au sein duquel le sous-

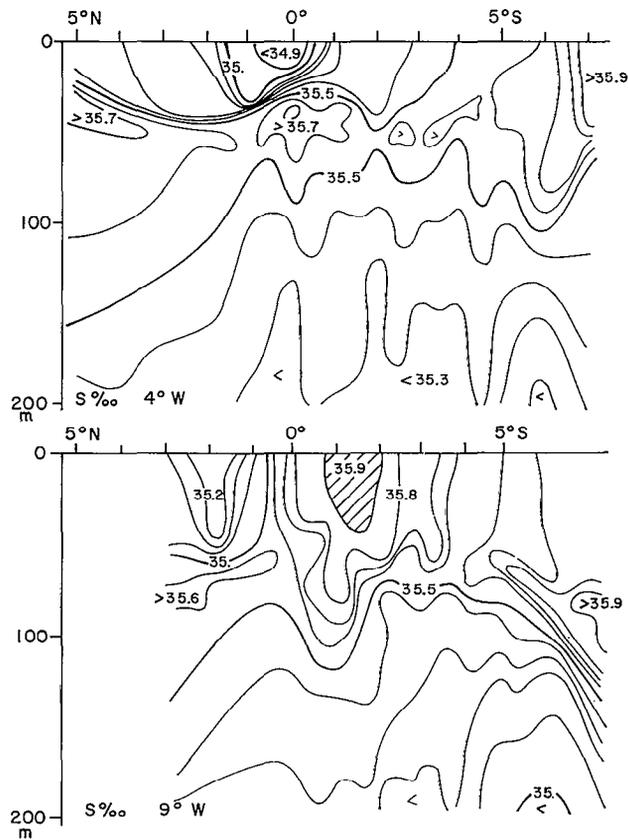


FIG. 14. — Coupes de salinité simultanées à 4° W et 9° W en août 1978 (CIPREA 1). A 9° W le maximum de salinité ($S > 35,9$) est en surface dans le courant vers l'Ouest. A 4° W le maximum résiduel ($S = 35,7$) est au-dessus du maximum de vitesse du sous-courant (fig. 12 b)

Simultaneous sections of salinity along 4° W and 9° W in August 1978 (CIPREA 1). At 9° W the maximum of salinity ($S > 35,9$) is in the westward surface current. At 4° W the maximum ($S = 35,7$) is above the maximum of velocity of the Equatorial Undercurrent (fig. 12 b)

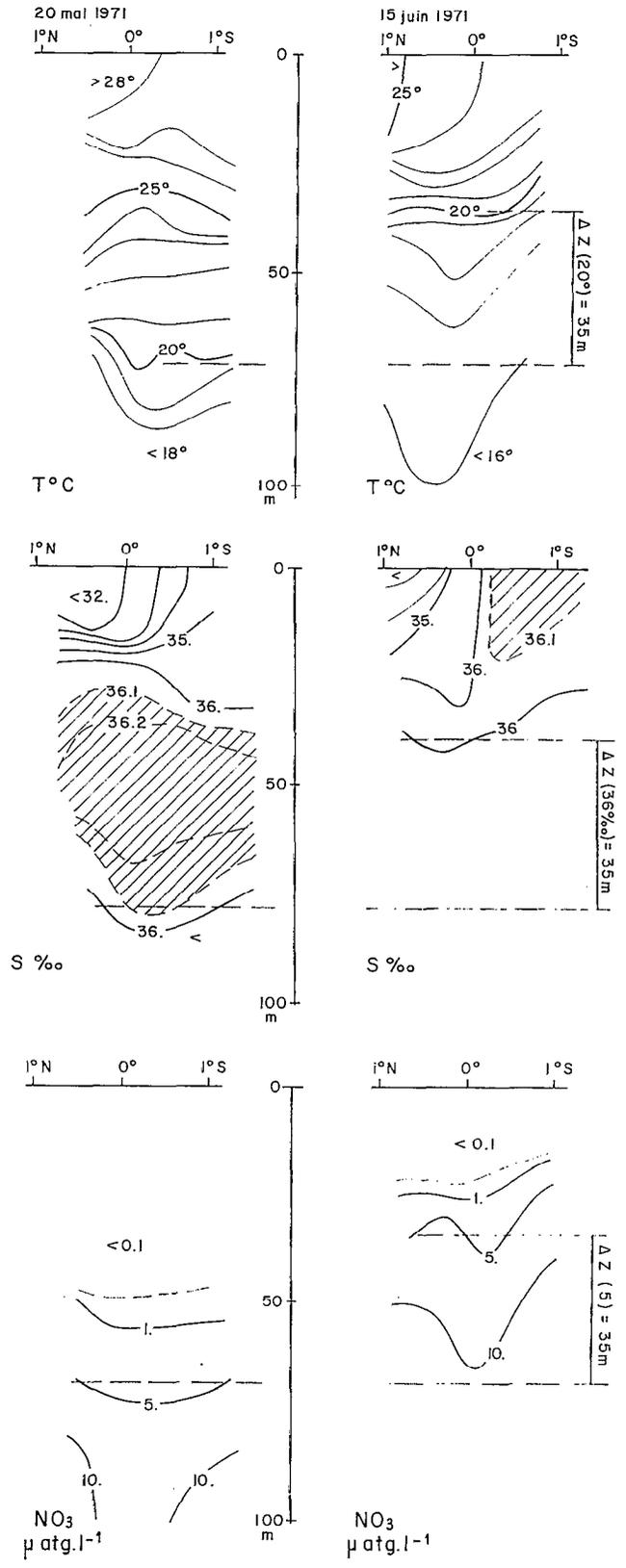


FIG. 15. — Sections le long de 6° E; à gauche : 20 mai 1971 ; à droite : 15 juin 1971. En haut : température, au milieu : salinité, en bas : nitrate
Sections along 6° E; left: 20 May 1971; right: 15 June 1971. Up: temperature, middle: salinity, down: nitrate

courant était complètement inclus comme dans le modèle de divergence équatoriale de FOFONOFF et MONTGOMERY (1955), et une circulation méridienne conforme à ce modèle et qui n'était pas décelable en 1959 (KNAUSS, 1966). La même analogie se retrouve au niveau des flux du Sous-Courant Équatorial. On a vu qu'à 4° W l'upwelling équatorial se traduisait par une diminution très sensible de la vitesse et du flux du sous-courant (fig. 1 et tabl. 2). Il en est de même dans le Pacifique à 140° W où KNAUSS (1966) notait qu'en 1961 le flux du sous-courant était seulement 55 % de celui mesuré en 1958. Ainsi, dans le Pacifique comme dans l'Atlantique, les variations de flux du sous-courant seraient une conséquence directe de celles de l'upwelling équatorial. Dans le Pacifique Occidental, à 170° E. HISARD *et al.* (1970) ont montré l'existence d'un sous-courant équatorial bicellulaire. La cellule supérieure située au-dessus de la thermocline et complètement incluse dans le courant équatorial de surface n'est pas en équilibre géostrophique. Elle est un élément de la circulation superficielle et une conséquence de la divergence équatoriale suivant le modèle de FOFONOFF et MONTGOMERY (1955). Elle est le siège de mouvements verticaux intenses. En l'absence de divergence équatoriale, cette cellule supérieure disparaît, remplacée par un courant Ouest. La cellule inférieure à 200 mètres de profondeur est à 170° E un élément permanent de la circulation thermoclinale associée à l'étalement de la thermocline, toujours en équilibre géostrophique et indépendant de l'occurrence ou non de l'upwelling équatorial. Il n'y a pas contradiction entre le Pacifique Ouest (170° E) et le Pacifique Est (140° W) si l'on considère qu'à 170° E la cellule inférieure permanente est trop profonde pour être altérée par la divergence équatoriale, qu'elle conserve donc son caractère géostrophique en permanence et que la cellule supérieure, conséquence directe de la circulation méridienne associée à la divergence équatoriale, se développe et se distingue très nettement de la cellule inférieure. A 140° W, au contraire, le SCE beaucoup moins profond (100 m) peut être affecté directement par la circulation méridienne associée à la divergence équatoriale lorsqu'elle se produit. La cellule supérieure est alors indiscernable de la cellule profonde mais se manifeste en faisant perdre au sous-courant son caractère géostrophique.

6. CONCLUSIONS

Les variations des propriétés associées au Sous-Courant Équatorial montrent que, dans le Golfe de Guinée, le refroidissement observé saisonnièrement dans la bande équatoriale en été ne saurait être attribuée à une intensification des mélanges verticaux en cette saison entre le Courant Équatorial Sud de surface et le Sous-Courant Équatorial. Elles sont associées à une remontée réelle de la structure hydrologique à l'équateur à travers le Sous-Courant Équatorial, qui reste à la même profondeur, mais qui, dans ce transfert vers la surface de matière et de quantité de mouvement, voit ses caractéristiques profondément modifiées si bien que leurs variations sont autant d'indices d'upwelling : diminution du flux du sous-courant, diminution et même disparition du noyau de salinité, appauvrissement en oxygène, enrichissement en sels nutritifs, disparition du caractère géostrophique dont l'étalement thermoclinale est un indice. On retrouve la même association entre l'évolution des propriétés du sous-courant et l'upwelling équatorial dans le Pacifique à 140° W avec, toutefois, cette différence qu'au rythme saisonnier annuel de l'Atlantique Est se substitue dans le Pacifique un rythme pluriannuel. De la même manière, la bicellularité du Sous-Courant Équatorial, observé à 170° E, s'explique par la grande profondeur de la cellule profonde qui la met à l'abri des perturbations provoquées par la divergence équatoriale et permet au sous-courant induit par cette divergence de se développer au-dessus de la thermocline, séparément de la cellule profonde et sans altérer ses caractéristiques.

La remontée de la structure hydrologique intervenant dans l'évolution des propriétés du sous-courant est un phénomène strictement équatorial limité à la bande 1° N-2° S. Elle est compatible avec les théories qui font de l'upwelling équatorial, dans le Golfe de Guinée, 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. Cependant, ce phénomène ne peut, à lui seul, rendre compte de la structure thermique de surface dans le Golfe de Guinée en saison froide puisque le minimum thermique se situe vers 2-3° S. Ce point sera discuté dans la 2^e partie consacrée au Courant Équatorial de surface dans ce même numéro.

*Manuscrit reçu au Service des Éditions de l'O.R.S.T.O.M.
le 1^{er} juillet 1983*

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMEC (D.) and O'BRIEN (J. J.), 1978. — The seasonal upwelling in the Gulf of Guinea due to remote forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 8 : 1050-1060.
- CORNUS (H. P.) and MEINCKE (J.), 1979. — Observation of near surface layer changes related to the Atlantic Equatorial Undercurrent. *Deep Sea Res.*, 26 A : 1291-1299.
- CRAWFORD (W. R.) and OSBORN (T. R.), 1979. — Microstructure measurements in the Atlantic Equatorial Undercurrent during GATE. *Deep Sea Res.*, 26 (Suppl. 2) : 285-308.
- CRAWFORD (W. R.) and OSBORN (T. R.), 1981. — Control of Equatorial Ocean currents by turbulent dissipation. *Science*, 212 : 539-540.
- CROMWELL (T.), 1953. — Circulation in a meridional plane in the Central Equatorial Pacific. *J. mar. Res.*, 12 : 193-213.
- CROMWELL (T.), MONTGOMERY (R. B.) and STROUP (E. D.), 1954. — Equatorial Undercurrent in Pacific Ocean revealed by new methods. *Science*, 119 : 648-649.
- DÜING (W.), HISARD (P.), KATZ (E. J.), MEINCKE (J.), MILLER (L.), MOROSHKIN (K. V.), PHILANDER (G.), RIBNIKOV (A. A.), VOIGT (K.), WEISBERG (R.), 1975. — Meanders and long waves in Equatorial Atlantic. *Nature*, 257 : 280-284.
- 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.), 1977. — Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans. University of Wisconsin Press, 112 p.
- HELLERMAN (S.), 1979. — Charts of the variability of the wind stress over the Tropical Atlantic. *Deep Sea Res.*, 26 (Suppl. 2) : 63-76.
- HISARD (P.), 1973. — Variations saisonnières à l'équateur dans le Golfe de Guinée. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, 11 (3) : 349-358.
- HISARD (P.), MERLE (J.) and VOITURIEZ (B.), 1970. — The Equatorial Undercurrent at 170° E in March and April 1967. *J. mar. Res.*, 28 (3) : 281-303.
- HISARD (P.) et MORLIÈRE (A.), 1973. — La terminaison du Contre-Courant Equatorial Subsuperficiel Atlantique (Courant de Lomonosov) dans le Golfe de Guinée. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, 11 (4) : 455-465.
- HISARD (P.), CITEAU (J.) and VOITURIEZ (B.), 1977. — Equatorial Undercurrent influence on enrichment processes of upper waters in the Atlantic Ocean. Report of the International Workshop on the Gate Equatorial Experiment Miami, 28 Feb. to March 1977.
- KAISER (W.) and POSTEL (L.), 1979. — Importance of the vertical nutrient flux for biological production in the Equatorial Undercurrent region at 30° W. *Mar. Biol.*, 55 : 23-27.
- KATZ (E. J.), BRUCE (J. G.) and PETRIE (B. A.), 1979. — Salt and mass flux in the Atlantic Equatorial Undercurrent. *Deep Sea Res.*, 26 (Suppl. 2) : 137-160.
- KNAUSS (J. A.), 1960. — Measurements of the Cromwell Current. *Deep Sea Res.*, 6 : 265-285.
- KNAUSS (J. A.), 1966. — Further measurements and observations on the Cromwell Current. *J. mar. Res.*, 24 : 205-240.
- LASS (H. U.) and HAGEN (E.), 1980. — Seasonal variation of the Atlantic Equatorial Undercurrent at 30° W. *Gerlands Beitr. Geophysik*, Leipzig, 89 : 1-14.
- 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.) et LE FLOCH (J.), 1978. — Variations saisonnières de la température dans l'océan Atlantique Inter-tropical. *Oceanol. Acta*, 1 (3) : 271-276.
- MERLE (J.), FIEUX (M.) and HISARD (P.), 1979. — Annual signal and interannual anomalies of sea surface temperature in the Eastern Equatorial Atlantic Ocean. *Deep Sea Res.*, 26 (Suppl. 2) : 77-101.
- MOORE (D.), HISARD (P.), Mc CREARY (J.), O'BRIEN (J.), PICAUT (J.), MERLE (J.), VERSTRAETE (J. M.) and WUNSCH (C.), 1978. — Equatorial adjustment in the Eastern Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 5 : 637-640.
- O'BRIEN (J. J.), ADAMEC (D.) and MOORE (D. W.), 1978. — A simple model of upwelling in the Gulf of Guinea. *Geophysical Research Letters*, 5 : 641-644.
- OSBORN (T. R.) and BILODEAU (L. E.), 1980. — Temperature microstructure in the Equatorial Atlantic. *J. phys. Oceanogr.*, 10 (1) : 66-82.
- PHILANDER (S. G. H.), 1979. — Upwelling in the Gulf of Guinea. *J. Mar. Res.*, 37 : 23-33.
- PHILANDER (S. G. H.) and DÜING (W.), 1979. — The oceanic circulation of the tropical Atlantic and its variability during GATE. *Deep Sea Res.*, 26 (Suppl. 2) : 1-27.
- 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 : 204-210.

- 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. *Trzd. Atlant. NIRO*, Kaliningrad, 37 : 31-80 (trad. M. Rotschi).
- SERVAIN (J.), PICAUT (J.) and MERLE (J.), 1982. — Evidence of Remote forcing in the Equatorial Atlantic Ocean. *J. phys. Oceanogr.*, 12 (5) : 457-463.
- VOITURIEZ (B.), 1981. — 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.) et HERBLAND (A.), 1977. — Étude de la production pélagique de la zone équatoriale de l'Atlantique à 4° W. I — Relations entre la structure hydrologique et la production primaire. *Cahiers O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, 15 : 313-331.
- VOITURIEZ (B.) and HERBLAND (A.), 1979. — The use of the salinity maximum of the Equatorial Undercurrent for estimating nutrient enrichment and primary production in the Gulf of Guinea. *Deep Sea Res.*, 26 A : 77-83.
- 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.