

Etude quantitative de l'upwelling sur le plateau continental ivoirien

Par J. M. Verstraete

R E S U M E

On observe un upwelling induit par le vent sur le plateau continental ivoirien pendant les mois d'été de l'hémisphère nord; l'étude des conditions moyennes des vents montre qu'en régime permanent, la vitesse verticale des masses d'eau ne dépasse pas 70 cm par jour. On estime le flux vertical à $46 \text{ m}^3/\text{s}$ pour un canal de 50 m de profondeur et à $92 \text{ m}^3/\text{s}$ pour un canal de 300m. Cette étude exclue les variations d'inclinaison des isopycnes liées aux variations du courant de Guinée.

S U M M A R Y

A wind-driven upwelling occurs on the continental shelf of Ivory Coast during the northern summer months; by studying the average conditions in the wind field, it has been found that in steady state the vertical speed upwards does not exceed 70cm per day. The vertical flow per km^2 is estimated in $46 \text{ m}^3/\text{s}$ for a channel 50m depth and in $92 \text{ m}^3/\text{s}$ for a channel 300 m depth. This study does not include the inclination of isopycnes in geostrophic adjustment with the variations of the Guinea current.

L'existence d'un upwelling devant la Côte d'Ivoire a été signalée dès 1944 par G. SCHOTT. F. VARLET en 1958 a proposé une explication météorologique et G. R. BERRIT en 1962 a précisé les limites de l'upwelling; toutefois, ces études n'étant basées que sur des observations de surface, l'ensemble du mécanisme n'était pas connu. Par la suite, J. R. DONGUY et M. PRIVE (1964) ont étudié les variations hydrologiques annuelles entre Abidjan et l'équateur et observé la remontée de la thermocline de juillet à octobre jusqu'à une latitude de 3° N .

L'objet de cette étude est de déterminer les vitesses horizontales et verticales des masses d'eau soumises à l'upwelling, en se fondant sur l'étude statistique des vents dominants sur la Côte d'Ivoire. Une estimation du flux vertical sera également donnée.

THEORIE - ETUDE EN REGIME PERMANENT

La théorie d'EKMAN donne l'explication du phénomène d'upwelling près d'une côte. La cause tient à la distribution de la tension de vent dominant sur la surface de la mer. A. DEFANT (1952), K. HIDAKA (1954), K. YOSHIDA (1955), B. SAINT-GUILY (1956) ont fourni des études quantitatives sur les remontées d'eaux froides. La méthode d'HIDAKA ne permet pas de mettre en évidence les paramètres caractéristiques du mouvement. Nous avons donc utilisé la méthode de SAINT-GUILY pour cette étude.

On suppose la turbulence latérale négligeable : $A_h = 0$; et A_v constante. Dans le système de coordonnées : $O(x, y, z)$ les axes sont orientés respectivement Est, Nord, Zénith. La côte est supposée rectiligne, parallèle à Ox , à la distance $y = a$ de l'origine. On part des équations de NAVIER-STOKES par rapport à un repère terrestre, pour un fluide incompressible, en régime turbulent.

On suppose le mouvement permanent, c'est à dire l'upwelling établi : isothermes et isopycnes sont stabilisées après leur mouvement vers le haut. Ceci a lieu entre le début août et la mi-octobre. On néglige les termes rectangles de l'accélération; la pression est la pression hydrostatique; le paramètre de Coriolis $\lambda = 2\Omega \sin \phi$ est constant, ϕ étant la latitude moyenne du domaine envisagé.

On suppose :

que la vitesse est nulle sur le fond et sur les frontières :

$$\left. \begin{array}{l} u \\ v \\ w \end{array} \right|_{z = -h} = 0$$

$$\left. \begin{array}{l} u \\ v \end{array} \right|_{y = 0, a} = 0$$

que le vent n'agit que sur le canal compris entre $y = 0$ et $y = a$; on désigne par $\vec{\tau}$ la force d'entraînement du vent :

$$\tau_x|_{y=0,a} = \tau_y|_{y=0,a} = 0$$

A la surface :

$$w|_{z=0} = 0$$

$$\left| A_v \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{z=0} = \tau_{xz} = \tau \cos \psi$$

$$\left| A_v \frac{\partial v}{\partial z} \right|_{z=0} = \tau_{yz} = \tau \sin \psi$$

ψ étant l'angle que fait le vent avec Ox.

Sous l'action du vent, la surface de la mer a pris une certaine inclinaison α ; si ζ est la dénivellation de la surface libre, on peut supposer que la pente $\frac{d\zeta}{dy} \neq \alpha$ est proportionnelle à la tension du vent : τ

$$\frac{d\zeta}{dy} = \gamma \tau$$

On arrive à l'équation suivante, avec $Z = u + iv$

$$\frac{\partial^2 Z}{\partial z^2} - 2iq^2 Z = \frac{ig\gamma\tau}{A_v} \quad (1)$$

où $2q^2 = \frac{\rho\lambda}{A_v}$; q est lié à la profondeur d'Ekman $D : D = \frac{1}{q}$

L'équation du mouvement, l'équation de continuité, ainsi que les conditions aux limites donnent une solution assez compliquée du problème. On obtient u , v , w , la constante γ , le flux ascendant Φ

$$\Phi = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 w(z) dz$$

On peut déterminer pour quel angle ψ_0 le flux Φ sera maximum. Cet angle est donné par :

$$\operatorname{tg} \psi_0 = - \frac{1^2 - 4B(E-2A)}{HI - 2qh EI + 2(E-2A)^2} \quad (2) \quad (- \text{ car on a choisi le sens } \\ \text{rétrograde pour sens positif})$$

A, B, E, H, I sont des quantités dépendant de $qh = \frac{\pi h}{D}$

Finalement, pour $\psi = \text{Cte}$, le mouvement dépend du paramètre qh . aux faibles profondeurs $qh \ll 1$, la force de Coriolis est négligeable; l'angle provoquant l'upwelling maximum est voisin de 90° .

lorsque $qh \gg 1$, la force de Coriolis est importante; l'angle ψ_0 provoquant l'upwelling maximum est voisin de zéro. On a les relations :

$$U = \frac{\tau}{2Avq} \left[e^{qz} (\cos(qz + \psi_0) + \sin(qz + \psi_0)) - \frac{gY}{q} (1 - e^{-q(h+z)}) \cos q(h+z) \right];$$

$$V = \frac{\tau}{2Avq} \left[e^{qz} (\sin(qz + \psi_0) - \cos(qz + \psi_0)) - \frac{gY}{q} e^{-q(h+z)} \sin q(h+z) \right]; \quad (3)$$

$$W = \frac{d\tau}{dy} \frac{1}{2Avq^2} \left[e^{qz} \cos(qz + \psi_0) - \cos \psi_0 - \frac{gY}{2q} e^{-q(h+z)} (\cos q(h+z) + \sin q(h+z)) \right];$$

$$y = - \frac{2q}{g} \cos \psi$$

Etude de l'angle optimal en fonction de la profondeur h

Pour le calcul de ψ_0 on a besoin de q donc de A_v et de $\lambda = 2\Omega \sin \psi$

Calcul de A_v

La région étudiée se situe à environ $5^\circ N$; à cette latitude, la stratification des eaux est forte; la turbulence verticale est très réduite et par conséquent le coefficient de viscosité verticale turbulente A_v ne doit pas être très élevé. SVERDRUP (1942) et DEFANT (1961) donnent les formules suivantes pour le calcul de A_v ($g \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) :

$$A_v = 1,02 W^3 \quad \text{pour } W < 6 \text{ ms}^{-1}$$

$$A_v = 4,3 W^2 \quad \text{pour } W > 6 \text{ ms}^{-1} \quad \text{où } W \text{ est en } \text{ms}^{-1}$$

Selon G. NEUMANN (1966) on peut exprimer A_v par la relation empirique suivante :

$$A_v = 0,1825 \times 10^{-4}, W^{5/2}, \text{ la vitesse du vent } W \text{ étant en } \text{cms}^{-1}.$$

$W(\text{ms}^{-1})$	1	2	3	4	5	
A_v	1	8	28	65	110	$A_v = 1,02 W^3$
A_v	1,8	10	28	58	101	$A_v = 0,1825 \cdot 10^{-4} W^{5/2}$

l'hypothèse d'un coefficient de viscosité turbulente A_v constant n'est pas exacte. Il faut supposer que dans les couches superficielles frappées par le vent, le coefficient est plus grand que dans les couches plus profondes.

Toutes les estimations montrent que A_v augmente avec la vitesse du vent dans les couches superficielles de l'Océan. L'étude statistique des vitesses moyennes du vent entre 1962 et 1969 montre que celles-ci, dans la région considérée, sont inférieures à 5 ms^{-1} . Les moyennes faites de 1962 à 1969 montrent que la vitesse du vent à la station météorologique d'Abidjan-aéroport est comprise entre $1,4 \text{ ms}^{-1}$ et $3,9 \text{ ms}^{-1}$ pendant les mois de juillet à octobre. A priori, la vitesse du vent sur la mer est plus grande, puisque le frottement est moindre que sur terre; le facteur correctif pour obtenir le vent du gradient serait de l'ordre de 1,7; la vitesse serait alors comprise entre $2,4 \text{ ms}^{-1}$ et $6,6 \text{ ms}^{-1}$.

En réalité, on éprouve de grandes difficultés à trouver des observations faites dans les conditions requises. Ou bien l'anémomètre se trouve à l'intérieur des terres et le vent qui y règne; même à faible distance de la côte, est notablement affecté par le frottement accru de l'air sur le continent; ou bien il est situé sur le rivage (cas de la station de Tabou) mais encore faut-il qu'il soit loin de tout relief. Même dans ces conditions favorables, l'enregistrement n'est pas toujours exactement représentatif du vent qui souffle au large. Or, c'est le vent du large qui est significatif. Pour calculer la vitesse du vent près de la surface de la mer, à la hauteur de référence de 10 mètres, le météorologiste applique à la vitesse du vent du gradient le coefficient de $2/3$ en moyenne (de $3/4$ en cas d'instabilité) ceci enfin de tenir compte du ralentissement dû au frottement. Au total, la vitesse du vent au large serait comprise entre les valeurs : $1,6 < W < 4,5 \text{ m s}^{-1}$

On prendra une vitesse moyenne de 2 ms^{-1} pour la région considérée et pour la période comprise entre juillet et octobre, ce qui donne un coefficient de viscosité turbulente verticale A_v de l'ordre de 10

$$A_v = 10 \text{ g cms}^{-1} \text{ s}^{-1}$$

Calcul de $\lambda = 2\Omega \sin \phi$

Les stations météorologiques sont situées aux latitudes suivantes :

Tabou, $4^{\circ}25'N$

Sassandra, $5^{\circ}05'N$

Port-Bouët, $5^{\circ}15'N$

Adiaké est situé à l'intérieur des terres

La latitude moyenne est de $4^{\circ}45'$ pour la région TABOU - SASSANDRA et de $5^{\circ}05'$ pour la région SASSANDRA-PORT BOUET, ce qui conduit à une valeur de $q = 0,8 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^{-1}$

Variation de ψ_b en fonction de la profondeur h

En utilisant la relation (2) donnant l'angle optimum de vent, on obtient les valeurs suivantes pour différentes profondeurs du plateau continental

$h \text{ (m)}$	0	4	9	19	25	37	56	75	175	300
qh	0	0,3	0,7	1,5	2,0	3,0	4,5	6,0	14,0	24,0
ψ_b	90°	88°	80°	55°	41°	20°	$9^{\circ}30'$	6°	2°	0°

Tableau I

D'après ce tableau, on constate que le vent qui provoque un flux ascendant maximum doit souffler d'autant plus parallèlement à la côte que la profondeur croît.

Pratiquement, à cette latitude de $5^{\circ}N$, le vent qui déclenchera un upwelling puissant doit être, dès que la profondeur moyenne du plateau continental est supérieure à 75 mètres, parallèle à la côte.

APPLICATION DU MODELE AU CAS DU PLATEAU CONTINENTAL IVOIRIEN

Les orientations de la côte

On peut décomposer le littoral ivoirien en quatre régions où la côte est pratiquement rectiligne (fig. 1).

Régions

- | | |
|-----|---|
| I | Tabou - Sassandra, dans le 70 ° |
| II | Sassandra - Port Bouët, dans le 85 ° |
| III | Port-Bouët - Axim, dans le 101 ° |
| IV | Axim - Cap des Trois Pointes, dans le 126 ° |

En considérant l'isobathe 200m, le plateau continental a une largeur moyenne de 25 km (exception faite du Trou sans fond devant Abidjan).

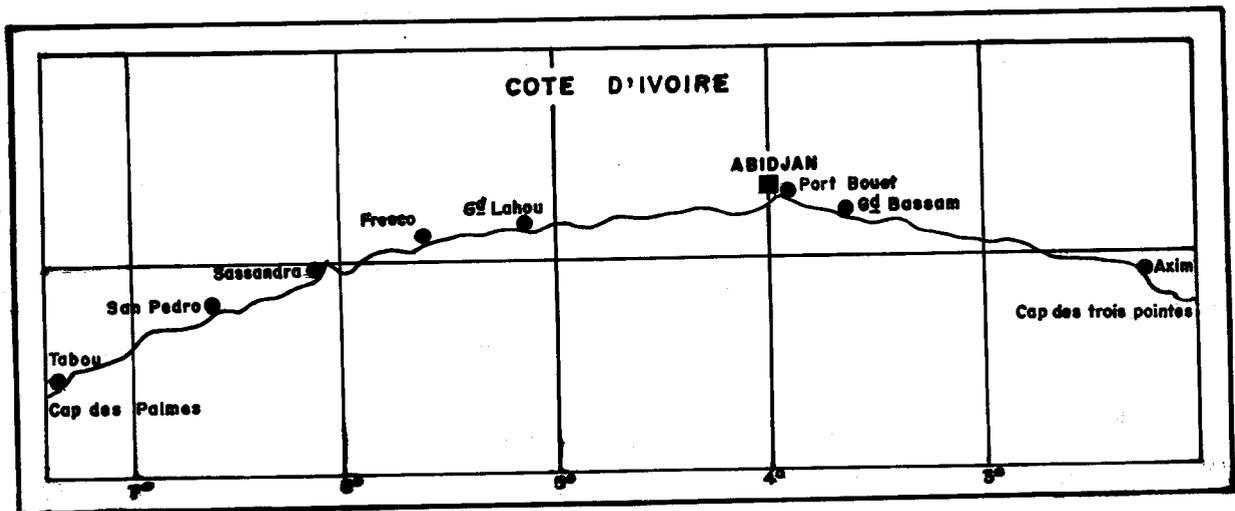


Fig-1

R_0 , le relèvement optimum pour le vent, sera donné par :

$$R_0 = \alpha + \psi_0 + 180^\circ$$

où α est donné dans le tableau ci-dessus.

Le tableau II donne les relèvements optimaux pour des fonds de 19, 75, 175 et 300 mètres.

	h (m)	19	75	175	300
	ψ_0	55°	6°	2°	0°
$\alpha = 70$	R_0	305	256	252	250
$\alpha = 85$	R_0	320	271	267	265
$\alpha = 101$	R_0	336	287	283	281
$\alpha = 126$	R_0	0	312	308	306

Tableau II

Comme dès les fonds de 75 mètres ψ_0 ne varie pratiquement pas, il en est de même des relèvements optimaux pour le vent. Les vents les plus favorables doivent, en gros, souffler parallèlement à la côte, la laissant sur leur gauche. Il faut maintenant comparer les vents réels observés aux diverses stations météorologiques avec ces conditions idéales.

Vue d'ensemble sur le régime général des vents dans le Golfe de Guinée

La région du Golfe de Guinée est située, du point de vue météorologique, entre une dépression centrée sur le Sahara et l'anticyclone de Sainte - Hélène dans l'hémisphère sud. Le centre de cet anticyclone oscille autour du tropique du Capricorne : en janvier, pendant l'été austral, il descend sous le tropique; en juillet, hiver austral, il remonte vers le nord au-dessus du tropique. Les alizés du S. E., créés par cet anticyclone (vitesse moyenne 20 à 30 km/h) franchissent l'équateur et viennent "s'enrouler" sur la dépression centrée sur le Sahara. Le Golfe de Guinée sera donc soumis à des vents dominants du S-W, renforcés pendant l'hiver austral. C'est bien ce que l'on observe aux stations météorologiques côtières de Côte d'Ivoire.

Etude régionale

Région I -

A Tabou comme à Sassandra nous avons pu disposer des observa-

tions météorologiques des 8 dernières années (1962 - 1969). Dans cette région on observe en moyenne des vents du S-W, soit du 225°, extrêmement réguliers en direction. Le vent idéal devant souffler du 250°, nous sommes très près des conditions optimales pour l'upwelling; celui-ci sera sans doute toujours présent au cours de l'année, son intensité dépendant de la force et de la régularité du vent (vitesse moyenne entre 2 et 3,50 ms⁻¹).

Région II -

A l'observatoire de Port-Bouët, nous avons pu obtenir les statistiques des 20 dernières années (1951-1969).

Les fréquences observées entre 1951 et 1960 exprimées en % sont données dans le tableau suivant et illustrées par la figure 2; les figures 3 et 4 donnent les vitesses moyennes et le cap moyen en 1966, 1967, 1968 et 1969.

	SE	S	SW	W	NW	N	
Saison sèche	X 16%	50%	17%	9%	8%		(15 déc/30 avr.; 10 juil/15 oct.)
Saison humide	10%	32%	45%	13%	X	X	(1er mai/10juil.; 15 oct/15 déc.)

Les moyennes mensuelles des 8 dernières années montrent que les vents soufflent du 225° au 250° à Port-Bouët; vitesse moyenne entre 2 et 3 ms⁻¹.

Le vent idéal étant du 265°, l'angle entre le vent idéal et le vent réel varie entre 40° et 5°; l'upwelling sera plus ou moins marqué suivant la période de l'année et la régularité des vents.

Région III -

Il y a un angle de 280° - 225° = 55° entre le vent idéal et les vents réels observés en moyenne. L'upwelling sera donc faible en général sauf en cas de vents d'ouest prolongés.

Région IV -

Les vents dominants du 225° soufflent presque perpendiculairement à la côte ($\psi = -90^\circ$). Le phénomène inverse va donc se produire, à savoir "piling-up" à la côte. Cette accumulation entraîne une plongée d'eau près de la côte et une plongée de la pycnocline. Un petit upwelling

doit se former dans la cuvette au large de cette région d'accumulation.

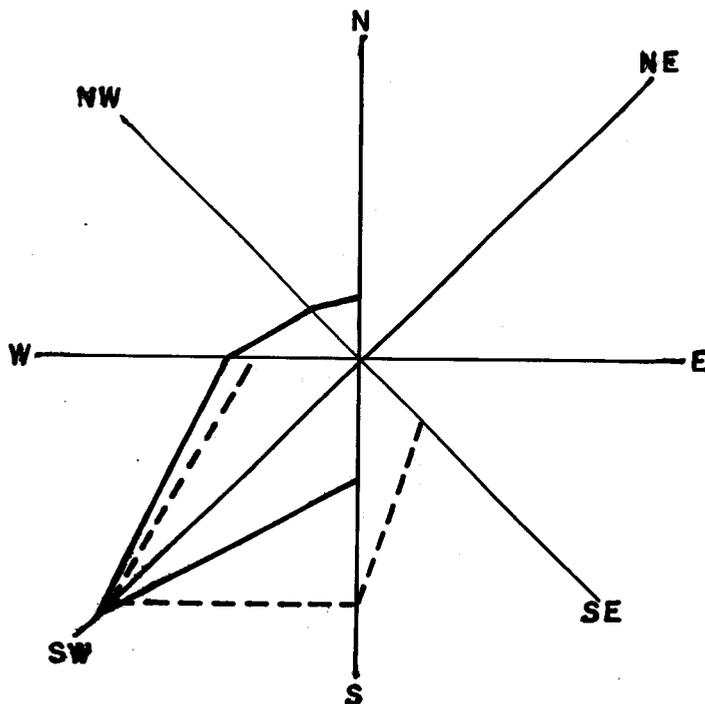


Fig 2 - Abidjan: fréquence du vent pour la période 1951-1960 (1cm = 10%)
———— Saison sèche, calme 30 % (15 déc./30 avril et 10/7 à 15/10)
----- Saison des pluies, calme 20 % (1/5 au 10/7 et 15/10 à 15/12)

COURANTS HORIZONTAUX ET VERTICAUX

Nous avons calculé les vitesses pour les régions I et II où le vent est sensiblement parallèle à la côte; la tension du vent est donnée par :

$$\tau = \tau_0 \sin \frac{\pi y}{\sigma}$$

On ne connaît pas avec une précision suffisante la relation fondamentale entre la tension du vent à l'interface air-mer et la vitesse du vent. Les résultats les plus récents, ceux donnés par DEACON (1961), BROCKS (1961), O. PHILLIPS (1966), H. LACOMBE, J. GONELLA et G. ESKENAZI (1966), ont été utilisés.

Avec un coefficient C_{10} égal à $12 \cdot 10^{-4}$, on a :

$$\tau_0 = 1,50 \cdot 10^{-6} W^2 \quad \text{où } W \text{ est en } \text{cms}^{-1}$$

avec $W = 2 \text{ms}^{-1} = 2 \cdot 10^2 \text{cm}^{-1}$, on a :

$$\tau_0 = 0,06 \text{ g cm}^{-1} \text{s}^{-2}$$

Données numériques

On suppose la densité constante : $\rho = 1$. Pour un vent parallèle à la côte $\psi_0 = 0$, $\gamma = -\frac{2g}{g} \cos \psi$; $\frac{q\gamma}{g} = -2$

On peut appliquer les relations (3).

La largeur du canal sur lequel souffle le vent est d'environ $4^{\circ}50 - 3^{\circ}00$, 110 M soit 200 km

$$a = 2,0 \cdot 10^7 \text{ cm}$$

$$A_v = 10 \text{ g cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$$

$h = 300 \text{ m}$ (profondeur maximum considérée pour le plateau continental).

On calcule u et v au milieu du canal, soit pour $y = \frac{a}{2}$

$$\tau = \tau_0 = 0,06 \text{ g cm}^{-1} \text{s}^{-2}$$

$$q = 0,8 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^{-1}$$

$$qh = 24 \text{ pour } 300 \text{ m} \quad (qh \gg 1)$$

Profondeur d'Ekman, ou profondeur d'influence de frottement :

$$D = \frac{a}{q} = 40 \text{ mètres}$$

Z(m)	u (cm s ⁻¹)	v (cm s ⁻¹)
- 0	11,3	-4
- 10	7,2	-2,4
- 20	6,8	-0,8
- 40	7,4	0
- 60	7,5	0
- 80	7,5	0
- 100	7,5	0
- 120	7,5	0
- 140	7,5	0
- 160	7,5	0
- 180	7,5	0
- 240	7,5	0
- 280	7,5	-1,40
- 290	5,3	+2,4
- 300	0	0

Tableau III

En surface, on a un courant égal à :

$$V_0 = \sqrt{u^2 + v^2} = 12 \text{ cm s}^{-1}$$

$$\text{tg}V = \frac{v}{u} = -0,354 ; \quad V = -19^{\circ}30'$$

Le courant de surface fait un angle de 20° avec la côte, la laissant sur sa gauche (L. LEMASSON, J.P. REBERT, 1968).

Dans les 40 premiers mètres, on observe une composante du courant vers le large ($v < 0$); au contraire, sur le fond, il y a une composante du courant vers la côte ($v > 0$).

Vitesses verticales

$$W = \frac{\pi T_0}{q} \cos \frac{\pi y}{a} \frac{1}{2A_v q^2} \left[\quad \right]; \text{ l'expression entre crochets étant donnée en (3).}$$

Calcul de la constante :

$$\frac{\pi T_0}{a} \frac{1}{2A_v q^2} = \frac{\pi T_0}{a} \frac{1}{\lambda} \simeq 0,8 \cdot 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$$

Au voisinage de la côte : $y \neq a$. Les vitesses verticales sont données dans les tableaux IV et V en cm s⁻¹ et en mètre par jour.

z (m)	0	- 10	- 40	- 80	- 160	- 240	- 280	- 290	- 300
qz	0	-0,8	-3,2	-6,4	-12,8	-18,2	-22,4	-23,2	-24,0
$10^3 w$ (cms^{-1})	0	+0,55	+0,83	+0,80	+0,80	+0,80	+0,96	+0,81	0
$\frac{w}{\text{jour}}$	0	0,47	0,72	0,69	0,69	0,69	0,83	0,70	0

Tableau IV

Nous avons repris les calculs des vitesses verticales dans le cas d'un canal de profondeur faible : $h = 50\text{m}$; $qh = 4$.

z(m)	0	- 5	- 10	-20	-30	-40	-45	-50
qz	0	-0,4	-0,8	-1,6	-2,4	-3,2	-3,6	-4
$10^3 w$ (cms^{-1})	0	0,80	0,58	0,89	1,01	0,82	0,53	0
$\frac{w}{\text{jour}}$	0	0,69	0,50	0,77	0,87	0,70	0,46	0

Tableau V

Les variations de w avec la profondeur sont données sur la figure 5 pour les deux profondeurs de canal.

ESTIMATION DU FLUX ASCENDANT VERTICAL

A travers une section de 1 cm^2 , le flux ascendant Φ sera :

$$\phi = \frac{\rho}{h} \int_{-h}^0 w(z) dz \quad \text{On peut écrire :} \quad \phi = \frac{\rho}{h} \sum_{-h}^0 w(z) \Delta z$$

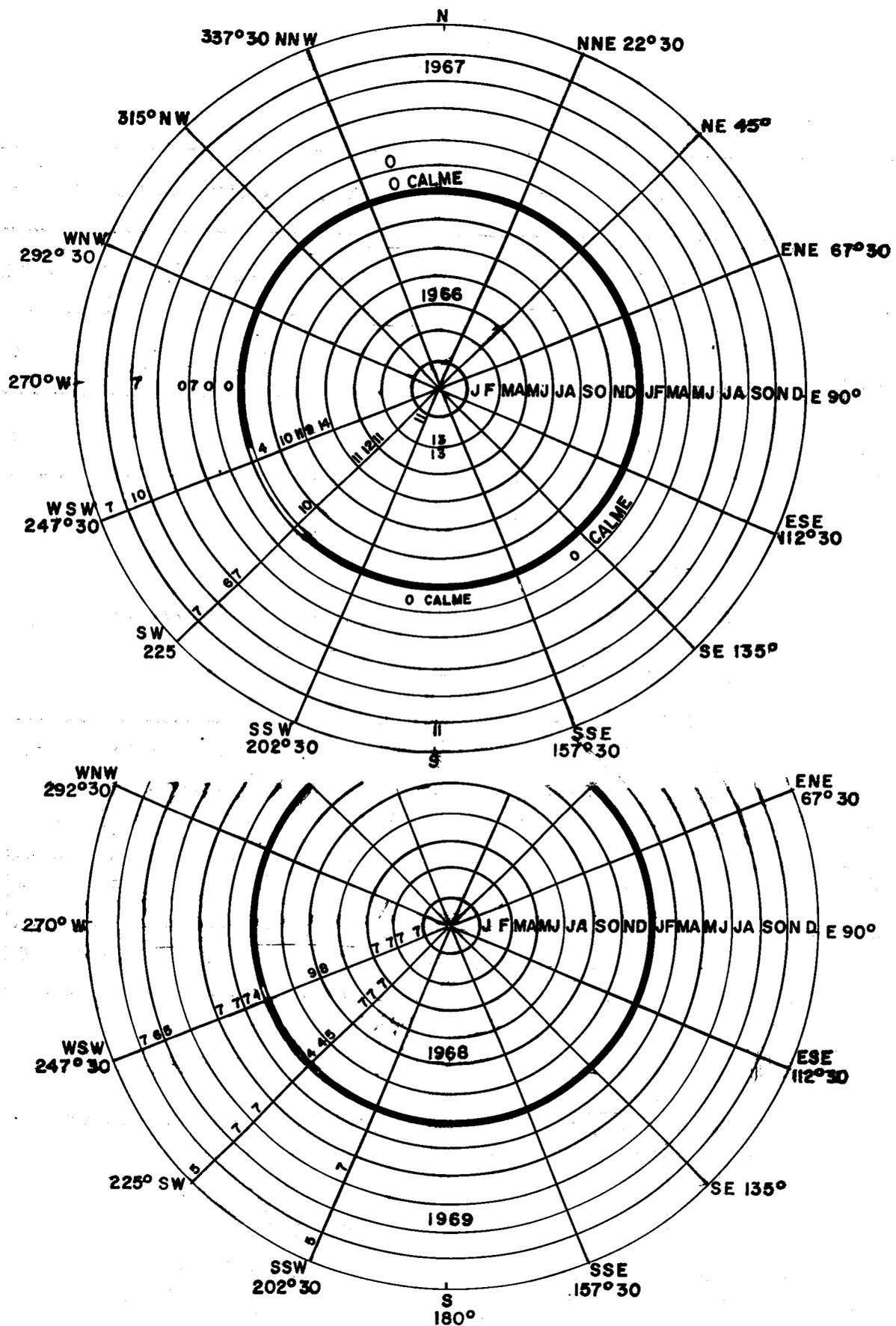


Fig 3 et Fig 4 — Les chiffres indiquent la vitesse moyenne mensuelle dans le secteur dominant (vitesse en Km/h)

Pour $1 \text{ km}^2 = 10^{10} \text{ cm}^2$, le flux sera, en utilisant les tableaux IV et V :

$$\Phi = 92 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ par km}^2 \text{ pour } h = 300 \text{ m}$$

$$\Phi = 46 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ par km}^2 \text{ pour } h = 50 \text{ m}$$

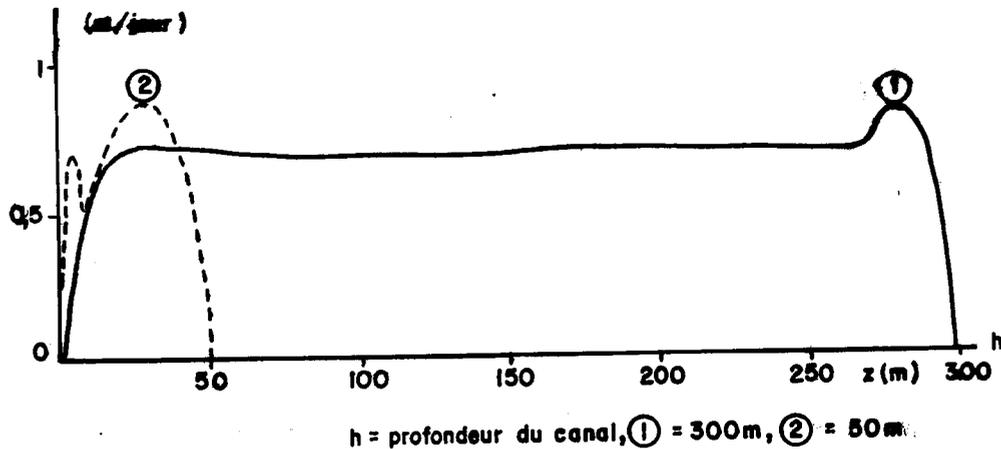


Fig. 5- Vitesse verticale

CONCLUSION

Des campagnes avec des radiales mensuelles effectuées sur le plateau continental ivoirien entre le Cap des Trois Pointes et le Cap des Palmes, montrent que c'est entre le Cap des Palmes et Port-Bouët que l'on observe un upwelling. Pendant la période stationnaire (août - septembre) de l'upwelling observé sur le plateau continental de Côte d'Ivoire, la vitesse verticale des masses d'eau vers le haut est faible, de l'ordre de 70 cm/jour. Le courant de dérive de surface s'écoule à environ 20° à droite du lit du vent. La discordance observée sur la vitesse du courant de Guinée s'explique facilement : l'hypothèse $\rho = \text{Cte}$ élimine le courant géostrophique qui se superpose au courant de dérive. Selon DONGUY et PRIVE, la surface de la mer monte depuis la côte jusqu'à un maximum de hauteur dynamique situé entre 2° et $3^\circ 30' \text{N}$, puis redescend ensuite vers l'équateur.

Le modèle théorique utilisé est un modèle permanent, qu'on ne peut appliquer à la phase transitoire pendant laquelle s'établit l'upwelling. Une étude ultérieure sera nécessaire pour connaître le mouvement vers le haut de la thermocline et de la pycnocline : étant donné la faiblesse des vents, il faudra étudier les mouvements d'inclinaison des isopycnes associés aux variations des courants géostrophiques.

Je remercie vivement M. HAUDECOEUR, directeur du service météorologique à la SNECMA qui m'a donné accès aux archives et M. le Professeur SAINT-GUILY pour ses critiques instructives.

BIBLIOGRAPHIE

- BERRIT, G. R. (1962) - Observations de surface le long des lignes de navigation. Cah. Océanogr., 14, 9, pp. 633-643
- BROCKS, K. et DEACON, E. L. (1962) - Momentum transfer and the wind-profile. The Sea, 1, Ed. by M. N. Hill, Interscience Publishers, New-York, pp. 49-65
- DEFANT, A. (1961) - The shearing stress of the wind and piling up of water caused by the wind. Physical Oceanography, 1, Pergamon Press, pp. 419-423
- DONGUY, J. R. et PRIVE, M. (1964) - Les conditions de l'Atlantique entre Abidjan et l'Equateur. Cah. Océanogr., 16, 5, pp. 393-398
- HIDAKA, K. (1954) - A contribution to the theory of upwelling and coastal currents. Trans. Amer. Geoph. Un., 35, 3, pp. 431-444
- LACOMBE, H., GONELLA, J. et ESKENAZI, G. (1966) - Détermination de la force de frottement exercée par le vent sur la surface de la mer par grandes profondeurs. C. R. Acad. Sc., Paris, E, 263, pp. 320-323
- LEMASSON, L. et REBERT, J. P. (1968) - Observations de courants sur le plateau continental ivoirien - Mise en évidence d'un sous-courant. Doc. Scient. Prov. Centre Rech. Océanogr. Abidjan, 22, 66 p.
- NEUMANN, G. et PIERSON, W. J. (Jr.) (1966) - Surface velocity and wind stress. Principles of physical oceanography, Prentice Hall, pp. 208-211
- PHILLIPS, O. (1966) - The air flow over the sea. The dynamics of the upper ocean, Cambridge University Press, pp. 139-145
- SAINT-GUILY, B (1956) - Etude quantitative des remontées d'eaux froides. Ann. Inst. Océanogr., 33, 1, pp. 48-62

SCHOTT, G. (1944) - Geographie des atlantischen Ozeans, Hamburg

SVERDRUP, H. U. , JOHNSON, M. W. et FLEMING, R. H. (1946) - The stress of the wind. The Oceans, pp. 489-496

VARLET, F. (1958) - Le régime de l'Atlantique près d'Abidjan. Etudes Eburnéennes, 7, pp. 97-222

YOSHIDA, K. (1955) - Coastal upwelling off the California coast. Geophys. Notes, 8, 2, pp. 431-443