

Océanographie Physique. — *Aspects géostrophiques de la circulation Est-Ouest dans l'océan Pacifique équatorial occidental*. Note (\*) de MM. CHRISTIAN COLIN et HENRI ROTSCHI, présentée par M. André Gougenheim.

Des calculs géostrophiques effectués à partir des valeurs de l'anomalie de hauteur dynamique représentant la moyenne des observations faites au cours de dix croisières le long du méridien  $170^{\circ}$  de longitude Est, rendent compte non seulement des traits permanents de la structure des courants Est-Ouest en zone équatoriale, mais aussi de leur intensité. La partie inférieure du courant de Cromwell, dont le maximum de vitesse est situé vers une profondeur de 200 m, est géostrophique. Il en est de même du courant Ouest qui s'écoule sous le précédent et qui est encadré par deux extensions profondes de ce dernier. En revanche, le régime des vents affecte grandement la circulation entre la surface et le maximum de vitesse du courant de Cromwell.

Les observations directes des courants à l'équateur, dans le Pacifique oriental et central, ont indiqué tantôt que le courant de Cromwell était géostrophique [(<sup>1</sup>), (<sup>2</sup>)], tantôt qu'il ne l'était pas (<sup>3</sup>). Les nombreuses mesures de la température, de la salinité et des courants effectuées à bord du navire océanographique *Coriolis* du Centre ORSTOM de Nouméa, le long du méridien  $170^{\circ}$  Est, permettent la comparaison du champ de vitesse géostrophique et du champ de vitesse observé dans le Pacifique occidental.

Afin d'éliminer les fluctuations à court terme du géopotentiel qui, en surface, peuvent avoir une amplitude de plusieurs centimètres dynamiques (<sup>3</sup>), on a calculé, pour chaque station et pour l'ensemble des croisières présentant les mêmes caractéristiques météorologiques de surface, la moyenne de l'anomalie de hauteur dynamique. On a utilisé les données de dix croisières échelonnées de 1966 à 1968, au cours desquelles les mesures portèrent sur 24 niveaux entre la surface et la profondeur de 500 m, tous les demi-degrés de latitude. Le champ de géopotentiel ainsi obtenu (*fig. 1*) est caractérisé par le changement de concavité des isobares qui apparaît entre les isobares 120 et 140 db et par deux points d'inflexion des isobares profondes, de 280 à 400 db. En termes géostrophiques un tel champ implique un courant Ouest entre la surface et la profondeur de 120-140 m, un courant Est subsuperficiel, localisé sous le précédent et atteignant une profondeur voisine de 280 m et, enfin, un courant Ouest plus profond limité approximativement à  $2^{\circ}$ N et  $2^{\circ}$ S, inclus par conséquent dans une circulation profonde vers l'Est et s'étendant jusqu'à une profondeur supérieure à 400 m.

O. R. S. T. O. M.

Collection de Référence 15 JUN 1971

n° 4742

L'approximation géostrophique,  $u = -(1/f) (\partial D / \partial y)$  ( $x$  et  $u$  positifs vers l'Est et  $y$  vers le Nord) est utilisable jusqu'à un demi-degré de l'équateur [(<sup>4</sup>), (<sup>2</sup>)]; à l'équateur même on peut utiliser [(<sup>4</sup>), (<sup>5</sup>)] la formule approchée  $u = -(R/2\omega) (\partial^2 D / \partial y^2)$ ,  $f$  étant le paramètre de Coriolis,  $D$  l'ano-

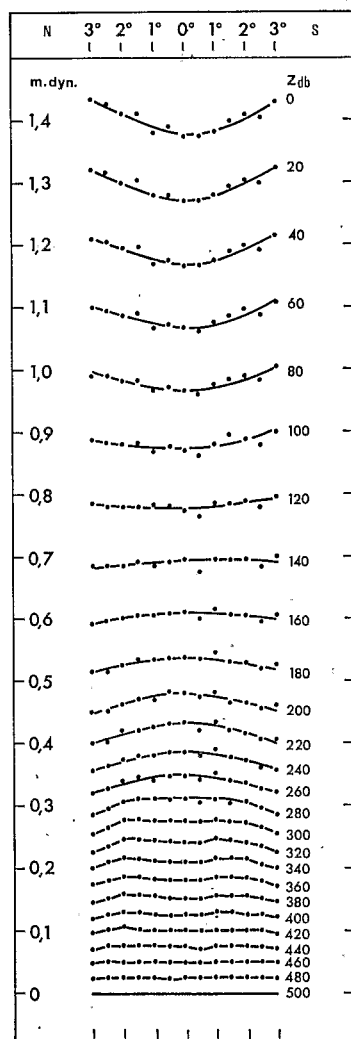


Fig. 1.

Fig. 1. — Champ moyen de l'anomalie de hauteur dynamique par rapport à 500 db à 170°E; mètres dynamiques.

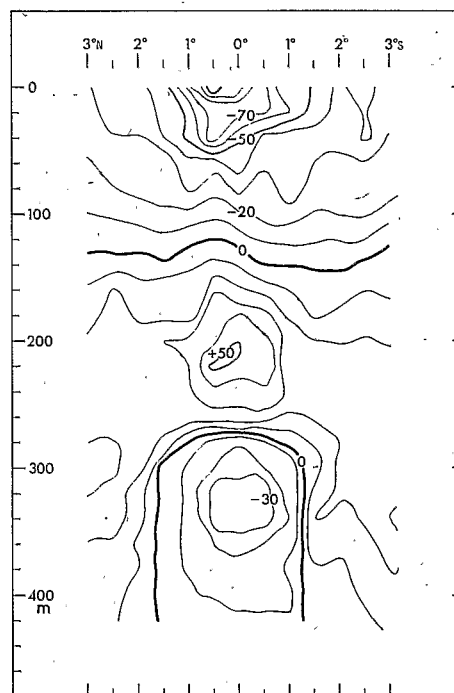


Fig. 2.

Fig. 2. — Champ de vitesse zonale déduit de celui de l'anomalie de hauteur dynamique. Vitesse positive vers l'Est en centimètres par seconde.

malie de hauteur dynamique,  $R$  le rayon terrestre et  $\omega$  la vitesse angulaire de rotation de la Terre. Les courbes lissées à la main, représentant le relief dynamique de chacune des surfaces isobares (*fig. 1*), ont été utilisées pour le calcul des dérivées premières et secondes de l'anomalie de hauteur dynamique selon les formules de Coulmy (<sup>6</sup>).

Le champ de vitesse zonale obtenu par cette méthode (*fig. 2*) comporte un courant subsuperficiel Est avec, vers 200 m de profondeur, un maximum de vitesse de l'ordre de 50 cm/s; il s'écoule sous un courant de surface Ouest et au-dessus d'un courant profond également Ouest.

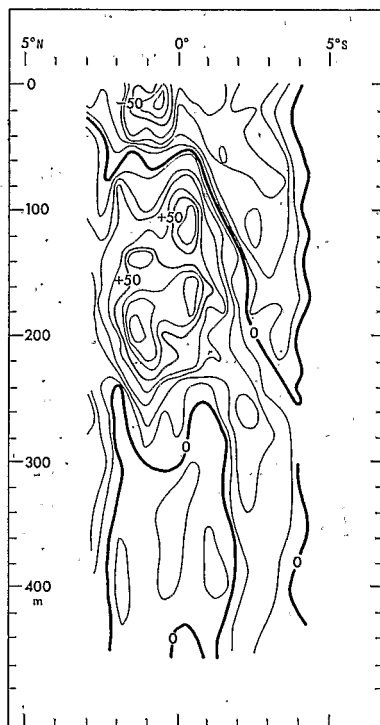


Fig. 3.

Fig. 3. — Composante zonale des courants mesurés au cours de la croisière « Cyclone 5 », juillet 1967. Profondeur de référence : 500 m.

Cette représentation géostrophique moyenne des courants dans le Pacifique occidental rend compte de tous les caractères permanents de la circulation mesurée, c'est-à-dire du maximum de vitesse du courant de Cromwell à 200 m de profondeur, du courant équatorial intermédiaire Ouest antérieurement signalé (<sup>7</sup>), encadré par deux extensions profondes du courant de Cromwell. Elle diffère des mesures réelles par l'absence du maximum secondaire de vitesse du courant de Cromwell à 100 m de profondeur qui a été observé à la plupart des dix croisières du navire océanographique *Coriolis*; ce noyau secondaire n'est donc pas géostrophique, ce que confirme la règle que dans une couche homogène on ne peut pas trouver deux courants opposés en équilibre géostrophique (<sup>8</sup>); néanmoins l'ordre de grandeur des courants calculés est le même que celui des courants observés (*fig. 3*). La comparaison de la topographie dynamique moyenne, de la topographie au cours d'une croisière particulière et de celle qui

découlerait d'un équilibre géostrophique des courants mesurés montre que, lorsque le vent de surface est d'Est, les écarts entre les deux premières sont surtout importants dans les couches supérieures, au Nord de 2° N; ils intéressent donc plus particulièrement la partie supérieure non géostrophique du courant de Cromwell. Il existe en revanche un excellent accord entre les trois topographies à la surface de la mer, au niveau du maximum de vitesse du courant de Cromwell ainsi que dans le courant équatorial intermédiaire.

Il existe donc, en zone équatoriale occidentale du Pacifique, une circulation géostrophique rendant parfaitement compte des structures permanentes, directement indépendantes des vents en surface, de la circulation équatoriale. Cette dernière apparaît en définitive plus complexe qu'on ne l'avait considéré jusqu'à présent et elle impose une révision de la terminologie utilisée pour désigner ces courants. En particulier, le terme « sous-courant équatorial » appliqué au courant de Cromwell devient caduc car il peut aussi bien désigner ce dernier que le courant Ouest au-dessus duquel il s'écoule; si pour diverses raisons <sup>(4)</sup> le nom courant de Cromwell est récusé, la désignation la plus convenable serait « contre-courant équatorial subsuperficiel ». Le courant Ouest de surface serait alors le « courant équatorial » et le courant Ouest identifié entre 300 et 1000 m de profondeur « courant équatorial intermédiaire ».

(\*) Séance du 21 septembre 1970.

(1) J. A. KNAUSS, *Deep Sea Res.*, 6, 1960.

(2) R. B. MONTGOMERY et E. D. STROUP, *The Johns Hopkins Oceanographic Studies*, 1, 1962.

(3) J. A. KNAUSS, *J. Mar. Res.*, 24, 1966.

(4) K. HIDAHA, *Japanese J. Geophys.*, 1, 1955.

(5) M. TSUCHIYA, *Rec. Oceanogr. Works in Japan*, 2, 1955.

(6) G. COULMY, *Exploitation des relevés expérimentaux*, Gauthier-Villars, Paris, 1962 (chap. 5).

(7) PH. HISARD et P. RUAL, *Cah. ORSTOM, Sér. Oceanogr.*, 8, 1970.

(8) N. P. FOFONOFF et R. B. MONTGOMERY, *Tellus*, 7, 1955.

(9) H. ROTSCHI, *Comptes rendus*, 267, série B, 1968, p. 1459.

(10) R. B. MONTGOMERY, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 20th anniv. vol., 1962.

(Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa,  
B. P. n° 4, Nouméa,  
Nouvelle-Calédonie.)