

# LES CONTRE-COURANTS DANS LE PACIFIQUE TROPICAL SUD-OUEST

JEAN-RENÉ DONGUY, CHRISTIAN HENIN, FRANCIS ROUGERIE

O.R.S.T.O.M., B.P. A 5, Nouméa-Cedex, Nouvelle Calédonie

## RÉSUMÉ

*Un schéma de circulation superficielle plus complexe que la cellule anticyclonique unique couvrant tout le Pacifique sud est proposé. Le contre-courant équatorial sud et le contre-courant tropical sud à l'Ouest de 160° W sont indépendants du contre-courant unique repéré vers 10° S à l'Est de 160° W.*

*Les observations, bien que rares, montrent une grande variabilité de la circulation superficielle.*

## ABSTRACT

*A surface circulation scheme is proposed in the south tropical Pacific. The south equatorial countercurrent and the south tropical countercurrent West of 160° W are independant of the only countercurrent near 10° S East of 160° W.*

*The observations even scarce show the great variability of the circulation.*

## Introduction.

L'existence de flux portant à l'est dans le Pacifique tropical sud-ouest est un sujet de recherche déjà ancien. REID (1961) a le premier signalé la présence possible dans tout le Pacifique, en été austral, vers 10° S, d'un contre-courant géostrophique de surface. BURKOV (1966) ne le fait apparaître qu'à l'ouest de 160° W en février. WOOSTER (1961) signale aussi vers 10° S dans le Pacifique central un flux portant à l'est qui peut être assimilé au contre-courant équatorial sud.

Les études entreprises entre 1965 et 1970 dans le Pacifique tropical sud-ouest, à bord du N. O. CORIOLIS du Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa, ont conduit à l'identification à 170° E (MERLE *et al.*, 1969), de deux flux portant à l'est l'un vers 10° S et l'autre vers 20° S, dénommés contre-courant équatorial sud et contre-courant tropical sud, et à 150° W d'un flux unique par 10° S (DONGUY *et al.*,

1974). Cependant n'étaient établis ni le mécanisme de formation de ces flux, ni leur continuité de 170° E à 150° W.

## Conditions météorologiques liées aux contre-courants.

La formation et le développement des contre-courants de surface sont probablement liés aux conditions météorologiques et en particulier aux vents régnant dans la région. En première approximation, on peut penser que l'écoulement vers l'est est grandement facilité par l'existence dans l'ouest du Pacifique entre 5° S et 17° S, de novembre à avril, de la zone de convergence intertropicale des alizés (ATKINSON et SADLER, 1970) : la présence dans cette région de vents faibles et variables en direction, contrastant avec les alizés, constitue une zone de moindre résistance pour un courant portant à l'est. Cependant, cela ne peut expliquer l'existence de contre-courants dans le Pacifique central où la zone

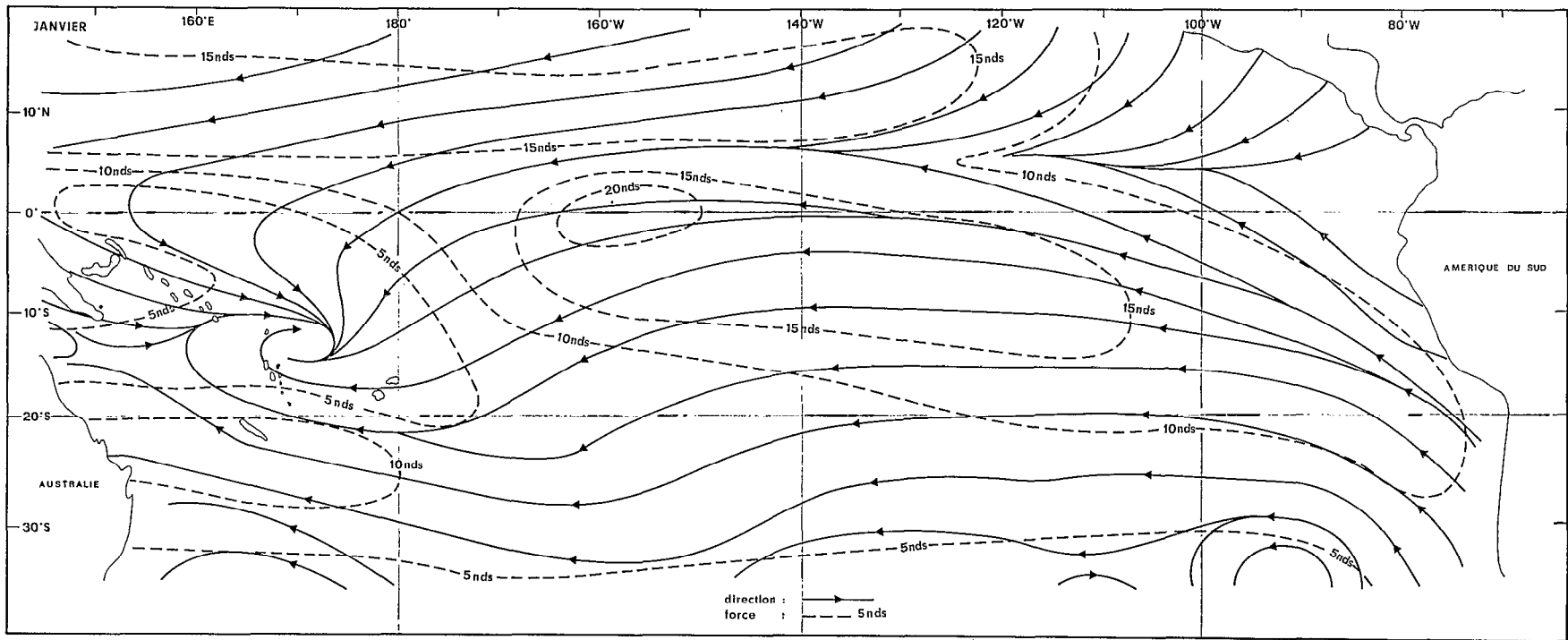


Fig. 1 a. — Vent en janvier. D'après ATKINSON et SADLER (1970).

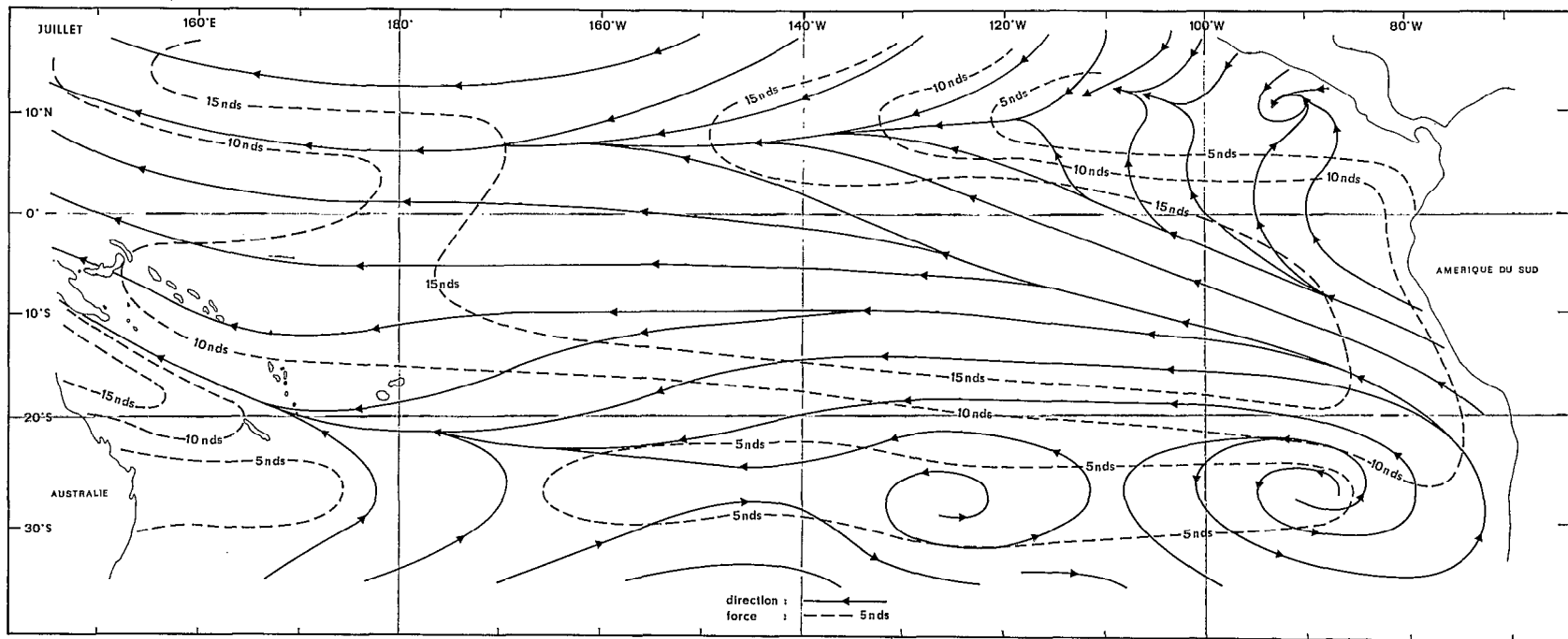


Fig. 1 b. — Vent en juillet. D'après ATKINSON et SADLER (1970).

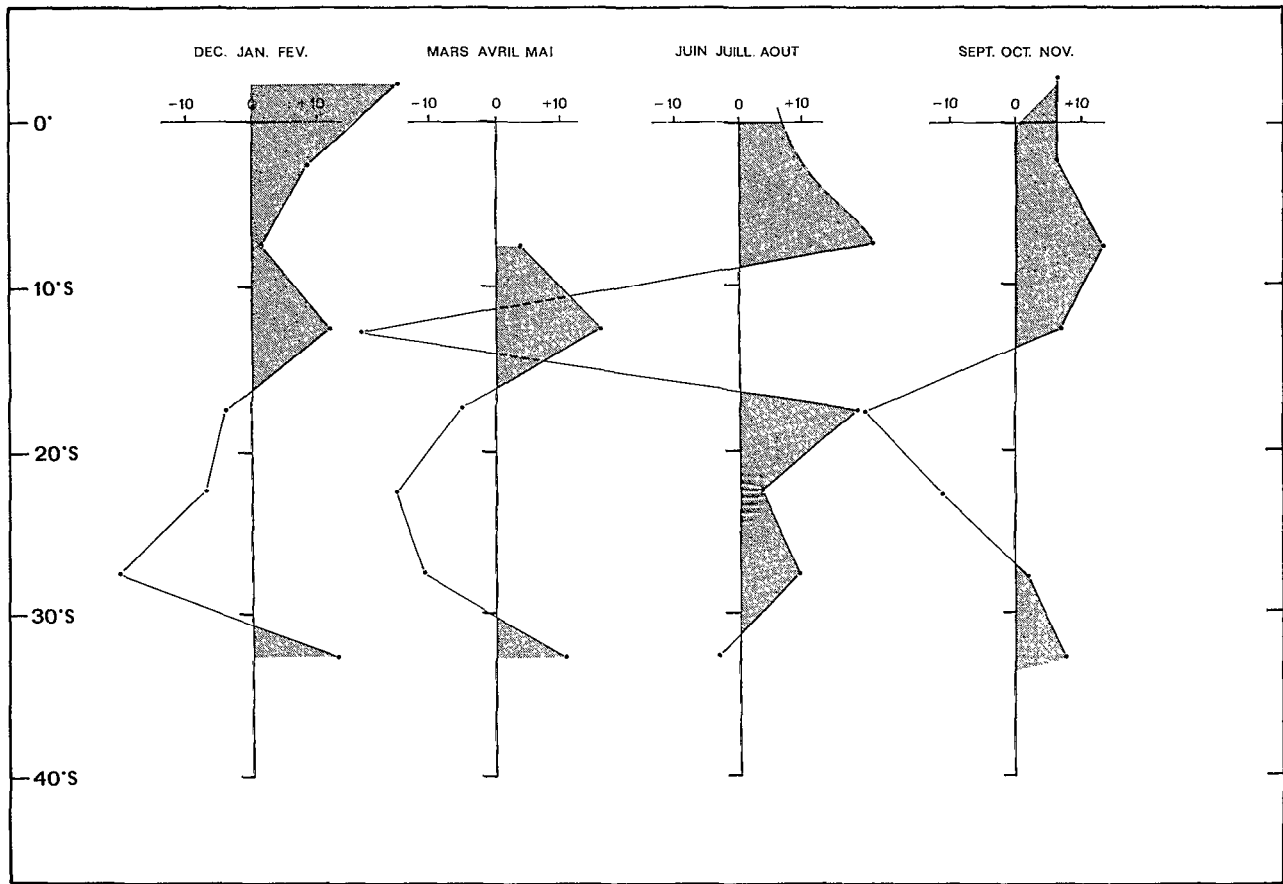


Fig. 2 a. —  $\frac{\Delta(\text{rot } T)}{\Delta y}$  à 170° E (en  $10^{-7}$  dyne/cm<sup>4</sup>).

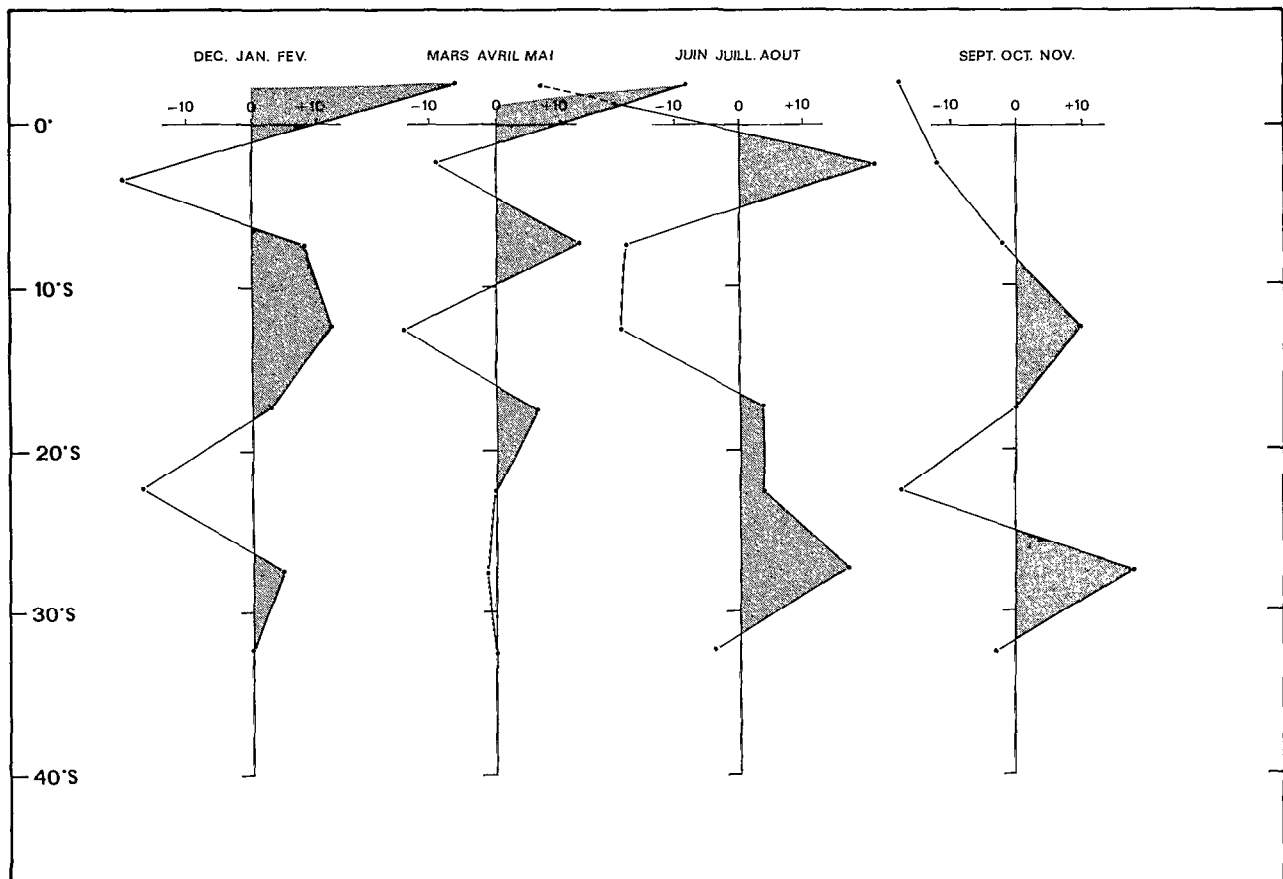


Fig. 2 b. —  $\frac{\Delta(\text{rot } T)}{\Delta y}$  à 150° W (en  $10^{-7}$  dyne/cm<sup>4</sup>).

de convergence est rarement signalée (fig. 1) et où les vents d'Est et Nord-Est prédominent.

YOSHIDA et KIDOKORO (1967) ont remarqué qu'aux flux superficiels portant à l'est correspondent des valeurs positives de la dérivée méridienne du rotationnel de la force d'entraînement des vents  $\Delta(\text{rot } T)$ . Aussi, la valeur et le signe de cette

$\Delta y$  expression ont-ils été calculés à partir des données des Pilot Charts à 170° E et à 150° W (fig. 2). A 170° E,  $\Delta(\text{rot } T)$  est positif en toute saison aux

environs de 10° S, ce qui traduit la possibilité d'observer toute l'année un contre-courant de surface à cette latitude. Entre 15° S et 20° S, il y a la même possibilité, excepté entre septembre et novembre. A 150° W, la valeur de  $\Delta(\text{rot } T)$  est aussi positive

aux environs de 10° S, excepté entre juin et août où elle est positive de 5° S à l'équateur. Il s'ensuit qu'avec des conditions climatiques normales, il y a la plupart du temps possibilité d'observer un contre-courant à 170° E et à 150° W.

#### Discontinuité des flux portant à l'est.

Jusqu'en 1970 s'est posé le problème de la continuité entre le contre-courant observé à 170° E et celui observé à 150° W. Il semble avoir été résolu à la suite de la croisière DANAIDES 1 (juin-juillet

1970) du Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa, qui a permis de compléter la carte de la circulation géostrophique moyenne de surface du Pacifique tropical sud-ouest (fig. 3). Cette carte a été obtenue en évaluant les hauteurs dynamiques de surface le long des méridiens 170° E, 180°, 175° W, 165° W, 153° W, 140° W et 132° W. Elle révèle deux systèmes indépendants de circulation séparés par le méridien 180°. A 170° E, le flux Est à 10° S appartient à une cellule cyclonique limitée à l'est à 180°. A 150° W, il appartient à une cellule anticyclonique différente limitée à l'ouest aux environs de 170° W. Le flux Est à 150° W est donc indépendant du flux Est à 170° E, ce que confirmera l'analyse hydrologique. Ces deux flux Est ont clairement été mis en évidence pendant la croisière DANAIDES 1 entre 164° W et 177° W sur la topographie dynamique de surface relative à 1000 décibars (fig. 4). Au sud de 15° S, on distingue le contre-courant équatorial sud observé à 10° S sur le méridien 170° E et, au nord de 7° S, le contre-courant équatorial à 100° S et 150° W. Quant au contre-courant tropical sud signalé vers 18° S à 170° E, il ne semble pas se prolonger dans l'est plus loin que 175° E (fig. 3).

#### Origine et propriétés des flux Est.

La topographie dynamique moyenne de surface relative à 1000 décibars (fig. 3) limitée à 170° E ne donne pas d'indications sur l'origine des contre-

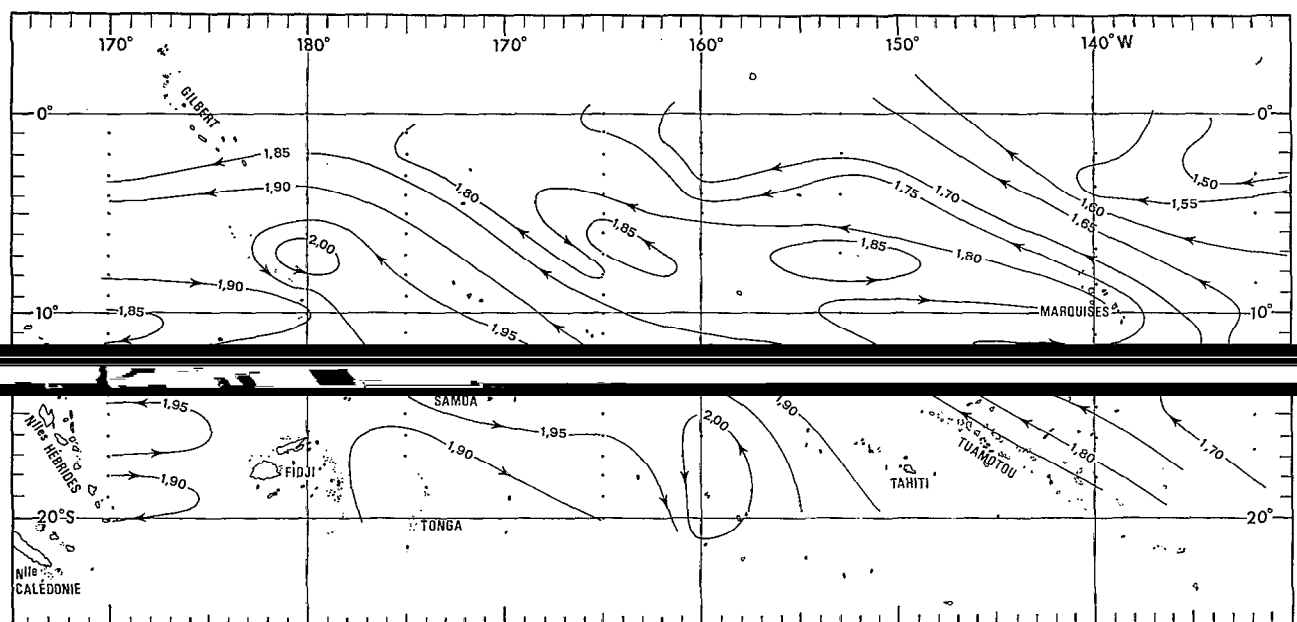


Fig. 3. — Moyenne des hauteurs dynamiques de surface par rapport à 1000 db (en m. dyn.).

courants de la partie occidentale du Pacifique sud-ouest. D'après JARRIGE (1968) et MERLE *et al.*, *op. cit.*, les contre-courants à 170° E sont toujours associés à une faible salinité de surface (fig. 5). DONGUY et HENIN (1975a) ont montré que l'eau dessalée qui marque le contre-courant équatorial sud était originaire de la Mer des Salomon ou du nord de la Mer du Corail, région occupée fréquemment par la zone de convergence des vents; les précipitations qui accompagnent cette zone peuvent renforcer la dessalure originelle du contre-courant équatorial sud. Cependant, le contre-courant tropical sud semble prendre naissance dans la partie occidentale de la Mer du Corail (DONGUY et HENIN, 1975b) et ne semble pas associé, à son origine, à une eau de surface particulièrement dessalée; la faible salinité observée à 170° E serait donc due à la traversée de l'archipel des Nouvelles Hébrides qui est une zone très arrosée.

A 150° W, le contre-courant observé à 10° S (fig. 3) semble dû à une oscillation assez localisée (de 170° W à 130° W) du courant équatorial sud qui porte à l'ouest entre l'équateur et 20° S. Il s'ensuit que les propriétés superficielles du flux Est

et du flux Ouest sont peu différentes. C'est ainsi que pendant la croisière DIADÈME en octobre 1967 à 140° W (fig. 6), le contre-courant à 10° S n'est pas caractérisé par une salinité de surface différente de celle du flux Ouest.

D'après les figures 5 et 6, les contre-courants ne sont pas profonds : à 170° E, la vitesse du contre-courant équatorial sud est inférieure à 10 cm/s au-dessous de 200 mètres de profondeur et celle du contre-courant tropical sud est inférieure à 10 cm/s au-dessous de 100 mètres; à 140° W, la vitesse du flux Est est inférieure à 10 cm/s au-dessous de 100 mètres de profondeur. JARRIGE (1968) attribue cependant une profondeur supérieure à 500 mètres au contre-courant équatorial sud mais avec des vitesses très faibles.

La topographie dynamique de surface relative à 1000 db pendant la croisière DANAIDES 1 (fig. 4) montre qu'à 170° W deux systèmes de circulation sont en présence : au nord de 15° S, la cellule cyclonique à laquelle appartient le contre-courant du Pacifique central (140° W); au sud de 15° S, la cellule anticyclonique à laquelle appartient le contre-courant équatorial sud du Pacifique occidental. A 170° W, la corrélation UAO\*-PO<sub>4</sub>P de la croisière DANAIDES 1 fait aussi apparaître deux systèmes de droites de régression. Le premier

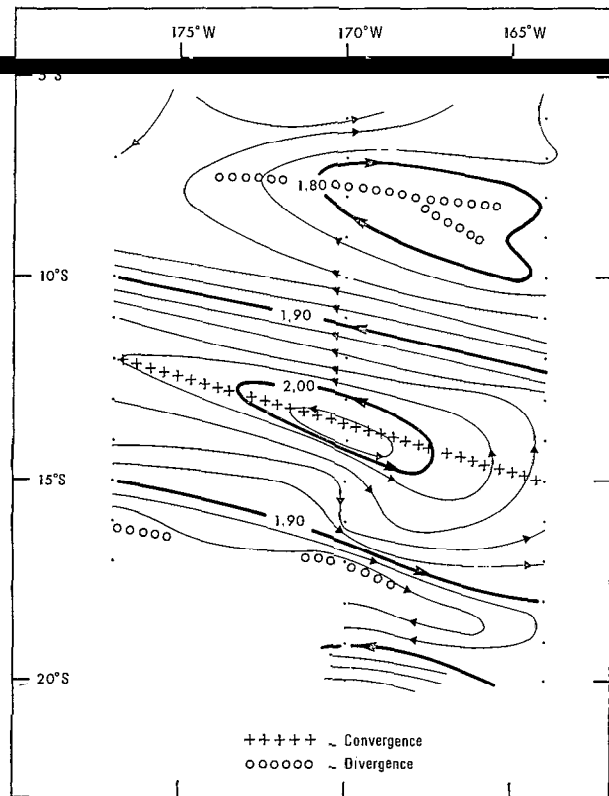


Fig. 4. — Topographie dynamique de surface par rapport à 1000 db (m. dyn.) au cours de la croisière Danaïdes (juillet 1970).

et 11° S dans le courant équatorial sud d'une part, ainsi que de celles à 6° S et 7° S dans le courant Est le plus nord d'autre part; ces deux courants appartiennent donc bien à une cellule fermée de circulation cyclonique. Le second (fig. 7b) est caractéristique des stations à 15° S et 16° S dans le contre-courant équatorial sud d'une part ainsi que de celles à 19° S et 20° S dans le courant Ouest le plus sud d'autre part; ces deux courants appartiennent donc également à la cellule de circulation anticyclonique mise en évidence plus haut. En surface, ces deux cellules sont caractérisées par des valeurs différentes du phosphate préformé 0,25 — 0,30  $\mu\text{atg/l}$  dans la première, 0,15  $\mu\text{atg/l}$  dans la seconde.

#### Flux des contre-courants.

Les flux des contre-courants superficiels généralement calculés relativement à 1000 décibars sont assez variables. D'après JARRIGE (*op. cit.*), le flux du contre-courant équatorial sud à 170° E a varié de 2,2 à  $19,6 \times 10^6$  m<sup>3</sup>/s pendant les croisières du CORIOLIS de 1965 à 1967. Celui du contre-courant tropical sud, pendant les mêmes croisières est passé

\* UAO, utilisation apparente de l'oxygène

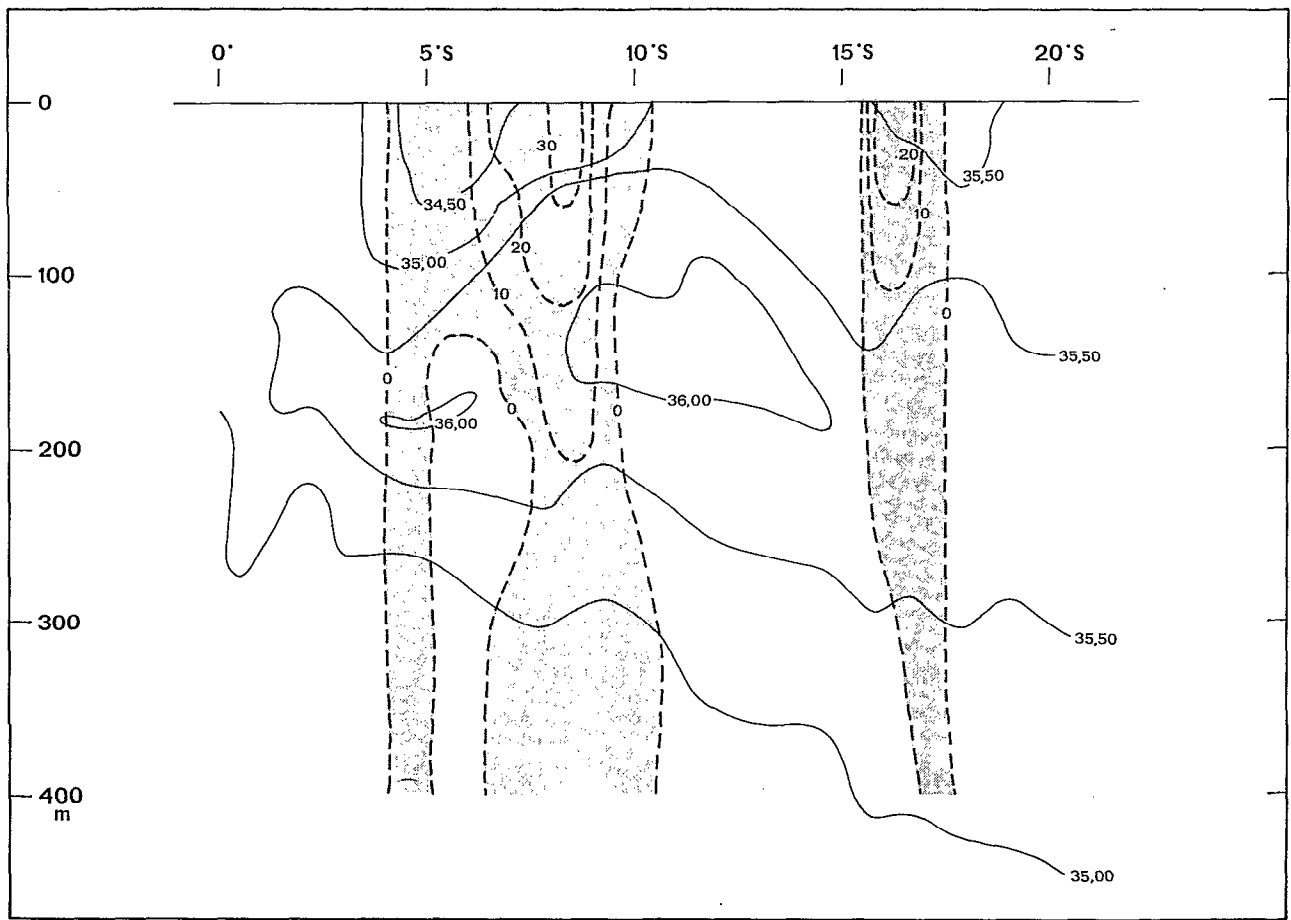


Fig. 5. — Bora 2 (mars 1966 - 170° E) — coupe verticale : salinité et contre-courants (cm/s), par rapport à 1000 db.

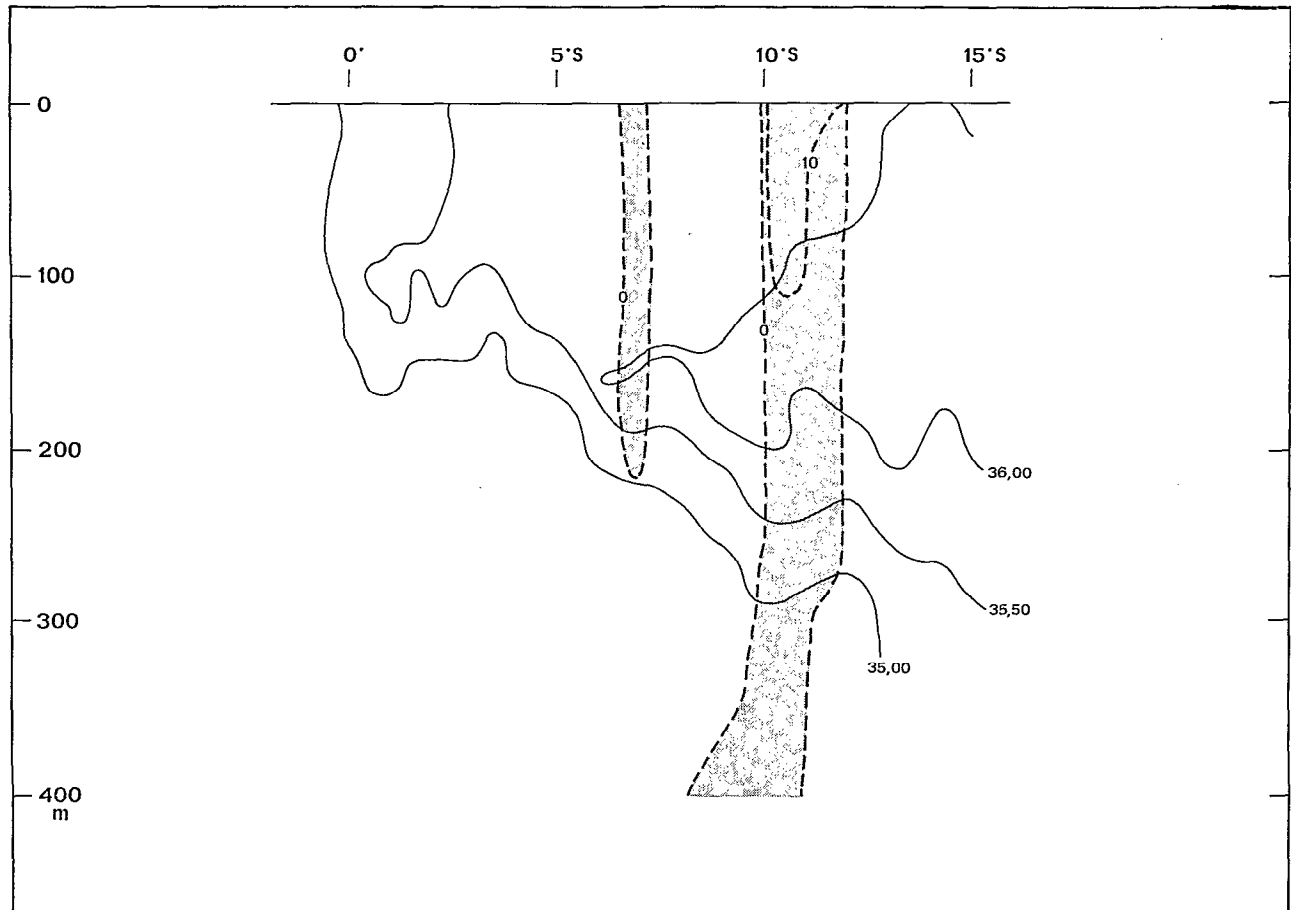


Fig. 6. — Diadème (octobre 1967 - 140° W) — coupe verticale : salinité et contre-courants en cm/s, par rapport à 500 db.

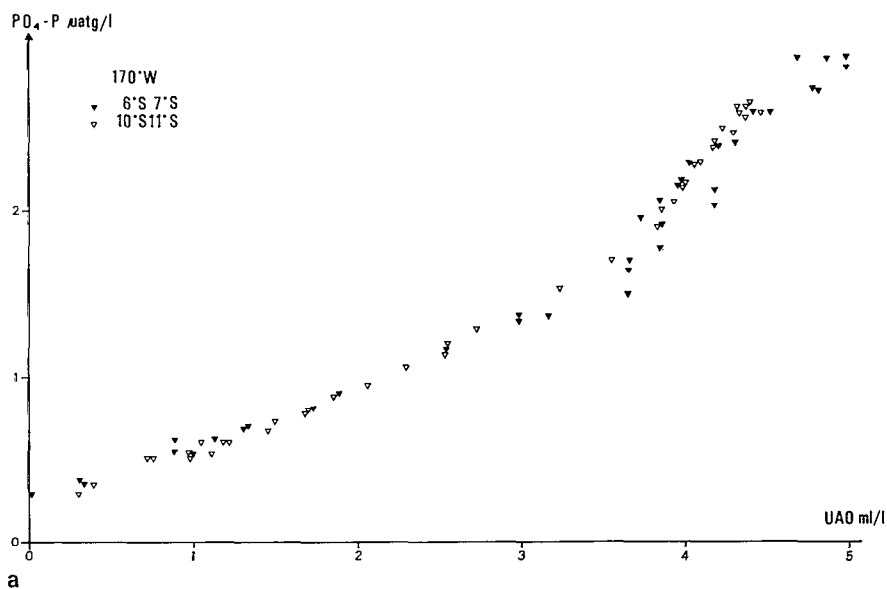


Fig. 7 a. — Diagramme  $PO_4\text{-P/U.A.O.}$  à  $170^\circ$  W de  $6^\circ$  à  $7^\circ$  S et de  $10^\circ$  à  $11^\circ$  S.

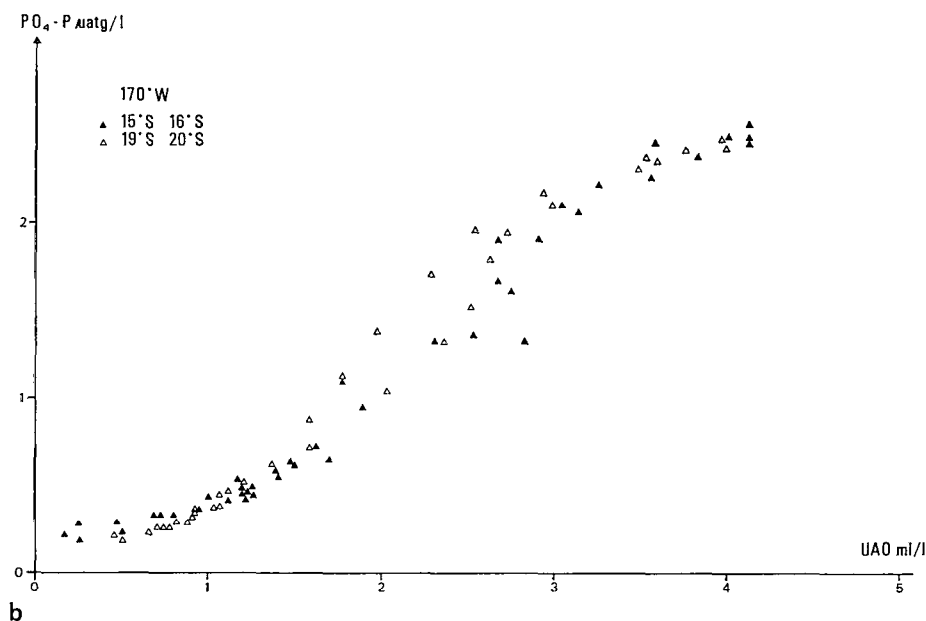
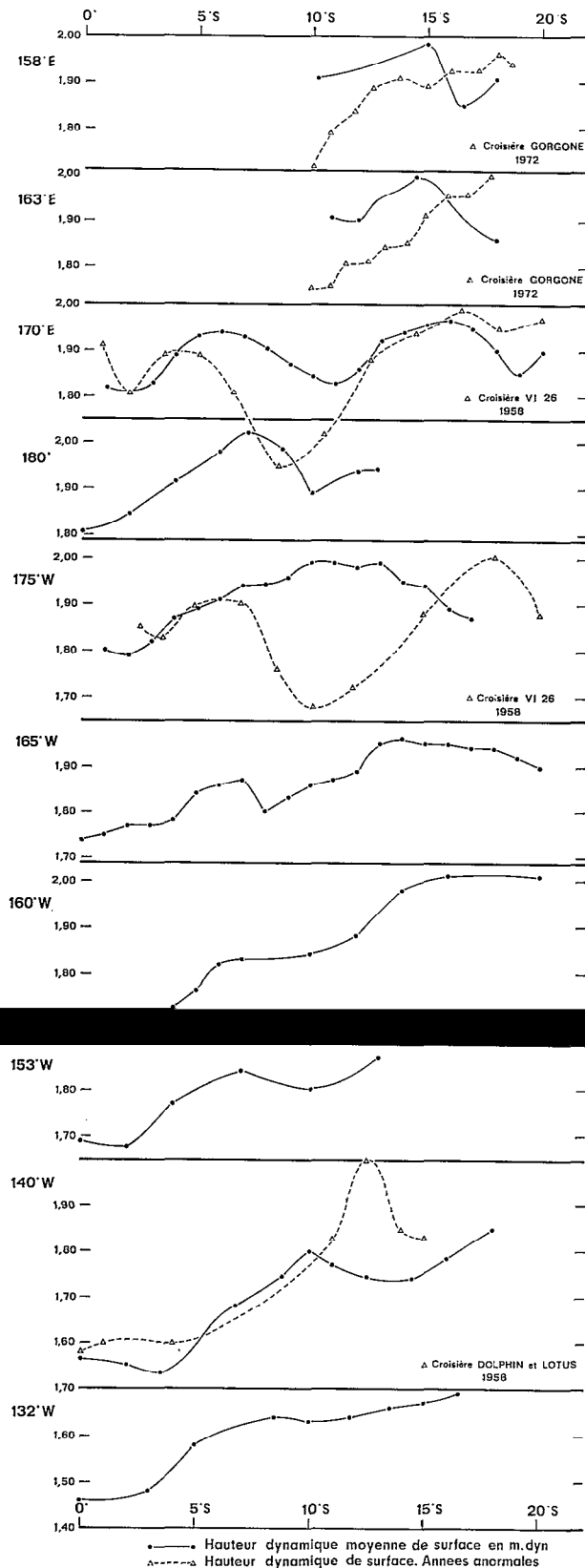


Fig. 7 b. -- Diagramme  $PO_4\text{-P/U.A.O.}$  à  $170^\circ$  W de  $15^\circ$  à  $16^\circ$  S et de  $19^\circ$  à  $20^\circ$  S.

de  $0,5$  à  $14 \times 10^6$   $m^3/s$  (MERLE *et al.*, *op. cit.*). D'après DONGUY et RORSCH (1970), le flux du contre-courant observé dans le Pacifique central pendant les croisières du CORIOLIS de 1967 à 1970 est compris entre  $3$  et  $15 \times 10^6$   $m^3/s$ . Les flux des contre-courants calculés pendant d'autres croisières faites entre 1956

et 1973 sont du même ordre de grandeur (voir tableau), excepté pendant les croisières VI 26 et VI 27 du VITYAZ faites en décembre 1957 et juin 1958 où ils atteignent respectivement  $34,2$  et  $33,0 \times 10^6$   $m^3/s$ . Comme il le sera établi ultérieurement ces croisières ont été faites avec des conditions



météorologiques inhabituelles qui entraînaient l'existence d'un flux Est proche de l'équateur et particulièrement fort.

### Variabilité de la circulation superficielle dans le Pacifique tropical sud-ouest.

DONGUY et HENIN (sous presse) ont montré que la variabilité des conditions de surface dans le Pacifique tropical sud-ouest était importante et qu'elle était liée à celle des conditions météorologiques observées simultanément. Comme la circulation est en grande partie due aux vents, il s'ensuit que le régime des contre-courants dépend lui aussi des conditions météorologiques. En dehors des variations saisonnières encore mal connues, le bouleversement des conditions météorologiques et des conditions de surface pendant les années « anormales » 1957-1958 et 1972-1973 (DONGUY et HENIN sous presse) a été évidemment sensible sur la circulation superficielle.

Sur la figure 8, les hauteurs dynamiques moyennes de surface relatives à 1000 décibars ont été évaluées le long des méridiens 158° E et 163° E entre 10° S et 20° S en Mer du Corail et le long des méridiens 170° E, 180°, 175° W, 165° W, 160° W, 153° W, 140° W et 132° W entre l'équateur et 20° S. Aux valeurs croissantes des hauteurs dynamiques vers le sud correspondent des flux superficiels portant à l'ouest et aux valeurs décroissantes des flux superficiels portant à l'Est. A 150° E et 163° E, en Mer du Corail, le flux porte à l'ouest de 10° S à 15° S et porte à l'est au sud de 15° S ce qui correspond au contre-courant tropical sud qui prend naissance en Mer du Corail, le contre-courant équatorial sud n'existant normalement qu'au nord des îles Salomon.

sud de 5° S à 12° S et le contre-courant tropical sud de 17° S à 20° S. A 180°, le contre-courant équatorial sud existe de 7° S à 10° S mais il n'y a pas de données au sud de 13° S. A 175° W, le contre-courant équatorial sud s'étend de 10° S jusqu'au moins 18° S. A 165° W, le contre-courant équatorial sud n'est marqué qu'au sud de 15° S mais on observe un nouveau courant Est vers 7° S qui est l'amorce du flux Est du Pacifique central. A 160° W, par contre, ce flux n'est pas sensible mais on le reconnaît à 153° W entre 7° S et 9° S et à 140° W entre 10° S et 15° S; il semble disparaître à 132° W.

←

Fig. 8. — Hauteur dynamique moyenne de surface en mètre dynamique à 158° E, 163° E, 170° E, 180°, 175° W, 165° W, 160° W, 153° W, 140° W, 132° W, par rapport à 1000 db.



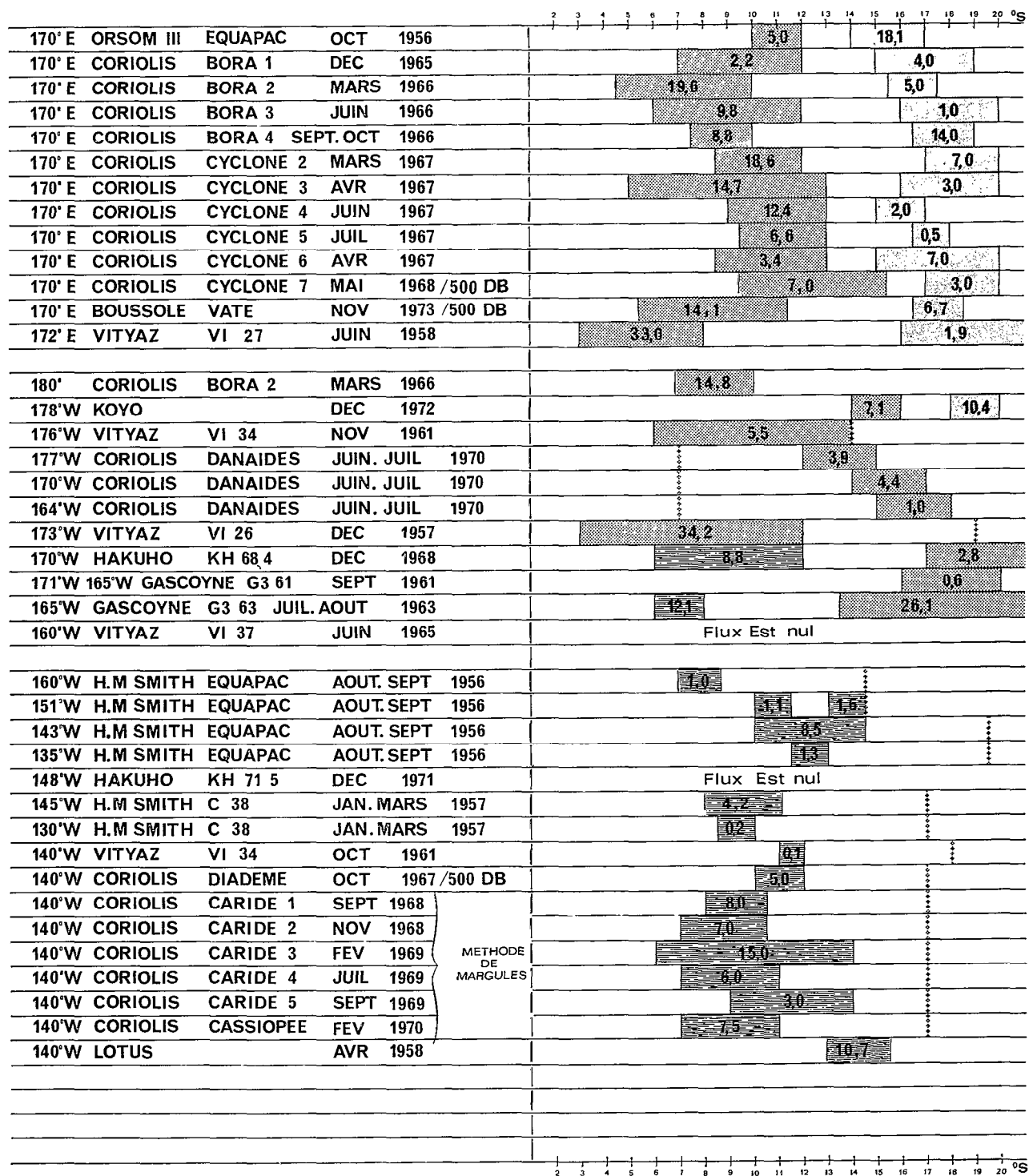


Tableau. — Flux portant à l'Est par rapport à 1000 db en 10<sup>6</sup>m<sup>3</sup>/s.

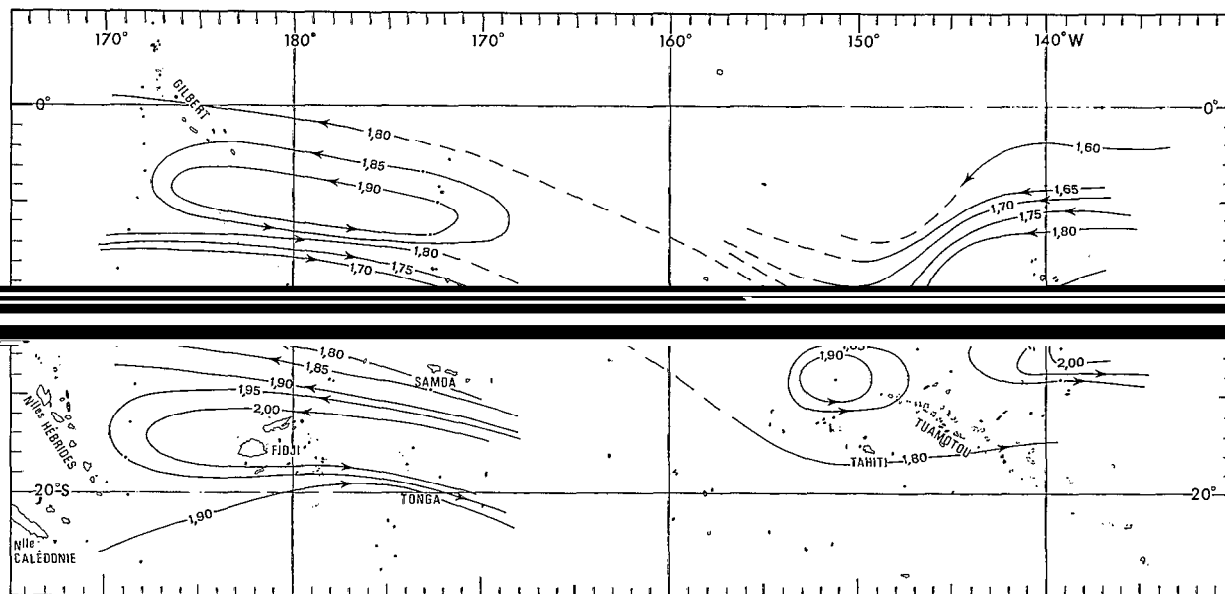


Fig. 9. — Topographie dynamique moyenne de surface relative à 1000 db (en m. dyn.) (début 1958).

En année anormale, le contre-courant tropical sud n'existe pas en Mer du Corail comme le montrent les données de la croisière GORGONE 1 en 1972. En 1957-1958 d'après les données des croisières VI 26 et VI 27, le contre-courant équatorial sud, situé entre  $5^{\circ}$  S et  $10^{\circ}$  S, est plus large qu'en année normale et sa pente dynamique plus forte que la moyenne correspond à un flux plus important (voir tabl. p. 23). De même à  $140^{\circ}$  W, les données des croisières DOLPHIN et LOTUS en 1958 présentent une pente dynamique qui correspond à un flux Est plus important que la moyenne.

La topographie dynamique de surface relative à 1000 db (en m. dyn.) début 1958, année anormale,

et la distribution de la salinité de surface correspondante (fig. 10). Pendant au moins trois mois, un minimum de salinité s'étendait de l'équateur à  $10^{\circ}$  S atteignant à l'est  $150^{\circ}$  W; il était dû à de fortes précipitations amenées par des vents d'ouest. Cette eau dessalée et ce vent d'ouest semblent coïncider avec le contre-courant équatorial sud dont le flux est plus septentrional et plus important qu'en année normale. En Polynésie, également associé à de l'eau dessalée et à du vent d'ouest, un flux Est apparaît entre  $17^{\circ}$  S et  $20^{\circ}$  S à la place d'un flux Ouest en année normale (fig. 3); il semble

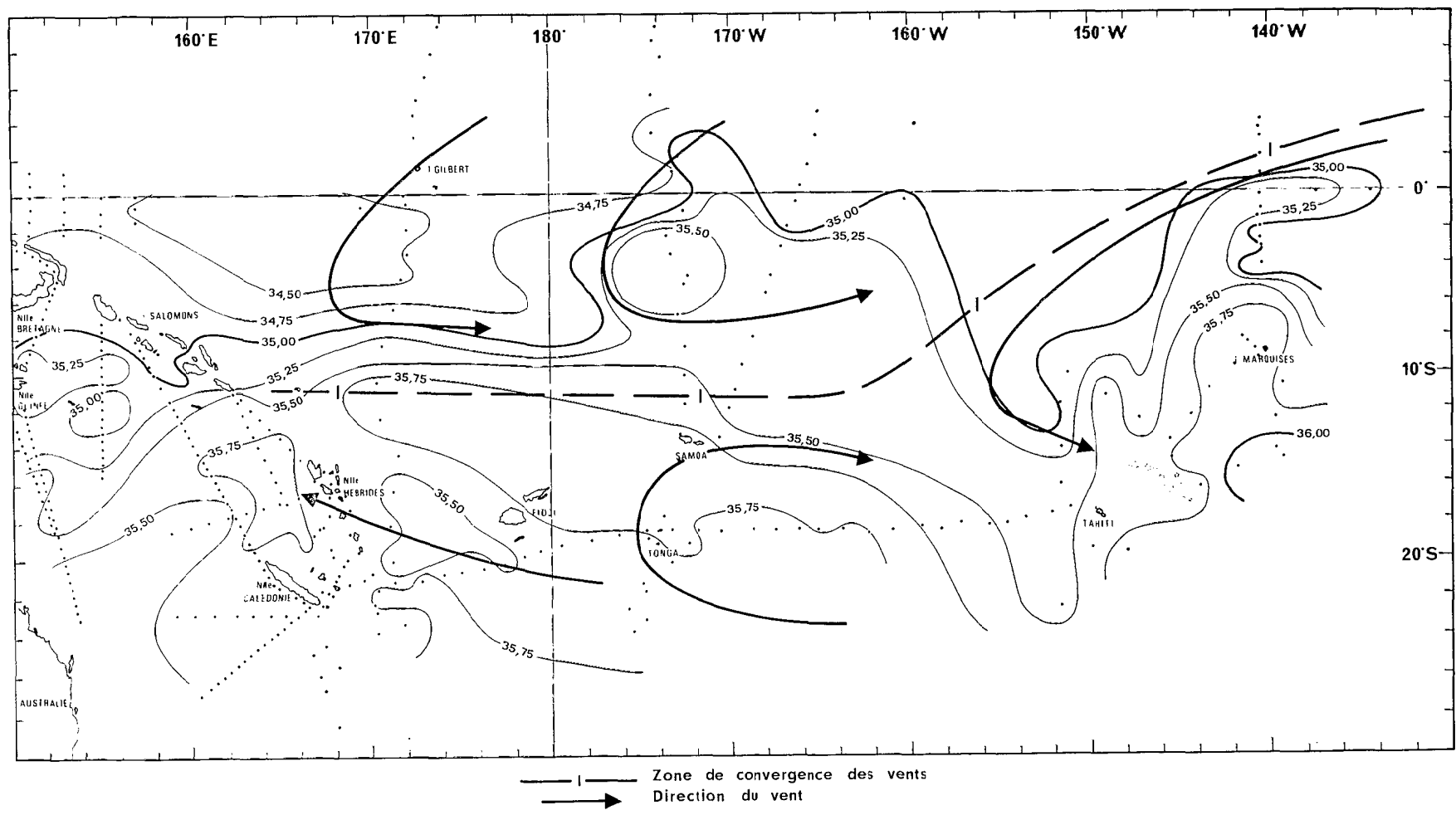
se prolonger à l'est de  $140^{\circ}$  W. Les observations manquant entre  $170^{\circ}$  W et  $155^{\circ}$  W, il n'est pas possible d'établir la continuité entre le flux Est situé à l'ouest de  $170^{\circ}$  W et celui observé en Polynésie. En outre, le contre-courant tropical sud semble plus fort qu'en année normale et se prolonge au moins jusqu'à  $170^{\circ}$  W.

### Conclusion.

Les travaux du Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa ont permis de mettre en évidence dans le Pacifique tropical sud-ouest une circulation superficielle plus complexe que celle qui est habituellement envisagée.

Dans le Pacifique sud, on distingue de l'équateur à  $130^{\circ}$  W deux cellules indépendantes. À l'ouest de  $160^{\circ}$  W deux contre-courants apparaissent : le contre-courant équatorial sud et le contre-courant tropical sud. À l'est de  $160^{\circ}$  W, on n'en distingue plus qu'un seul indépendant des deux premiers. Les caractéristiques de ces contre-courants ont été déterminées mais leurs variations saisonnières et leur influence sur la productivité de la région restent à étudier.

Manuscrit reçu au S.C.D. de l'O.R.S.T.O.M. le 26 décembre 1975.



— | — Zone de convergence des vents  
→ Direction du vent

Fig. 10. — Salinité de surface (début 1958).

## BIBLIOGRAPHIE

- ATKINSON (F. D.), SADLER (J. C.), 1970. — Mean-Cloudiness and Gradient-level wind charts over the tropics. Air Weather Service, United States Air Force.
- BURKOV (V. A.), 1966. — Structure and nomenclature of Pacific Ocean currents. *Oceanology* vol. 6, n° 1 : 1-10 (traduction anglaise).
- DONGUY (J. R.), ROTSCHI (H.), 1970. — Sur un courant Est dans le Pacifique central tropical sud. *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 271 : 869-872.
- DONGUY (J. R.), HENIN (C.), JARRIGE (F.), ROUGERIE (F.), 1974. — Esquisse dynamique et hydrologique du Pacifique central sud. *Cah. O.R.S.T.O.M. sér. Océanogr.*, vol. 12, n° 2 : 129-139.
- DONGUY (J. R.), HENIN (C.), 1975 a. — Surface waters in the north of the Coral Sea. *Aust. J. mar. Freshwat. Res.*, vol. 26, n° 2 : 293-296.
- DONGUY (J. R.), HENIN (C.), 1975 b. — Evidence of the South Tropical Counter-Current in the Coral Sea. *Aust. J. mar. Freshwat Res.*, vol. 26, n° 3 : 405-409.
- DONGUY (J. R.), HENIN (C.), sous presse. — Anomalous navifacial salinities in the Tropical Pacific Océan. *J. Mar. Res.*
- JARRIGE (F.), 1968. — On the eastward flow of water in the western Pacific south of the equator. *J. Mar. Res.*, vol. 26, n° 3 : 281-303.
- MERLE (J.), ROTSCHI (H.), VOITURIEZ (B.), 1969. — Zonal circulation in the tropical western south Pacific. In « Perspectives in Fisheries Oceanography » *Jap. Soc. Fish. Oceanogr. Special Number* : 91-98.
- REID (J. L.), 1961. — On the geostrophic flow at the surface of the Pacific Ocean with respect to the 1000 decibars surface. *Tellus*, vol. XIII : 489-502.
- WOOSTER (W. S.), 1961. — Further evidence of a Pacific south equatorial countercurrent. *Deep Sea Res.*, vol. 8, n° 3/4 : 294-297.
- YOSHIDA (K.), KIDOKORO (T.), 1967. — A subtropical countercurrent — A prediction of eastward flows at lower subtropical latitudes. *J. Oceanogr. Soc. Jap.*, vol. 23, n° 5 : 231-246.