

Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr., vol. VII, n° 2, 1969.

APERÇU DES CONDITIONS HYDROLOGIQUES DE LA PARTIE NORD DU CANAL DE MOZAMBIQUE

par J. R. DONGUY* et B. PITON**

RÉSUMÉ

En 1966 et 1967, le navire de recherche « VAUBAN » du Centre O.R.S.T.O.M. de Nossi-Bé (Madagascar) a occupé 25 fois la même station au large de la côte nord-ouest de Madagascar et a effectué plusieurs croisières dans la partie nord du Canal de Mozambique, de 16° S à 7° S ; ce travail permet de décrire les caractéristiques hydrologiques et physico-chimiques des eaux superficielles, intermédiaires et profondes, et d'étudier la circulation dans la région : en saison chaude, un mouvement tourbillonnaire anticyclonique s'installe autour des Comores ; en saison fraîche, un flux d'eau de surface semble provenir de la partie sud du Canal de Mozambique.

SUMMARY

During 1966 and 1967, the R/V « VAUBAN » of the Centre O.R.S.T.O.M. of Nossi-Bé (Madagascar), has occupied the same station off the north western coast of Madagascar 25 times, and has carried out several cruises in the northern part of the Mozambique Channel, from 16° S to 7° S. This work leads to a description of the hydrographic and chemical properties of the superficial, intermediate and deep waters and of the circulation in the area : during the warm season, an anticyclonic vortex is setting around the Comorian Islands ; during the cold season, a superficial water flow is coming from the southern part of the Mozambique Channel.

I. INTRODUCTION

Avant 1960, l'Océan Indien était très mal connu. Quelques grandes expéditions y avaient lieu, à des intervalles parfois très grands. Dans l'ouest de l'Océan Indien, nous pouvons citer celles du « DANA » (1929-1930), du « MABAHISS » (JOHN MURRAY EXPEDITION, 1933-34), du « DISCOVERY II » (1935), du « COMMANDANT-CHARCOT » (1948 et 1950). Pendant l'Année Géophysique Internationale, le « COMMANDANT-ROBERT-GIRAUD » (MENACHE, 1963) a effectué, en octobre-novembre 1957, une première campagne dans le Canal de Mozambique, tandis que l'« ORSOM I » (ANON. 1958, ANON. 1959) occupait plusieurs fois une station de coordonnées 13°30 S et 47°43 E.

Après 1960, pendant l'Expédition Internationale de l'Océan Indien, de nombreux navires ont travaillé dans la partie occidentale de l'Océan Indien : le « VITYAZ » (1960), le « COMMAN-

* Océanographe physicien, Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa.

** Océanographe physicien, Centre O.R.S.T.O.M. de Nossi-Bé.

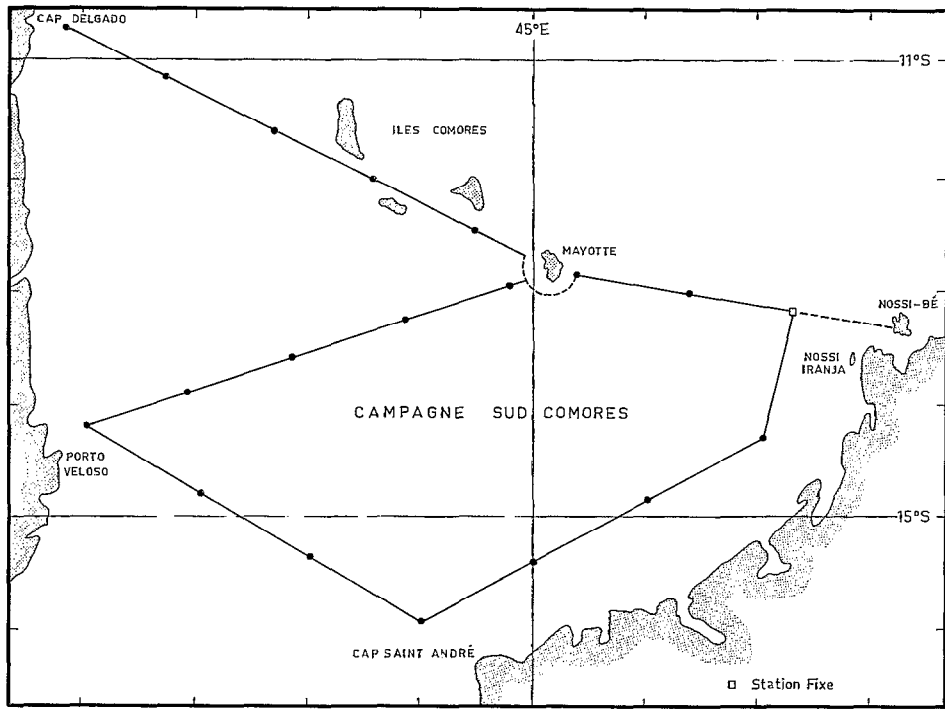


Fig. 1. — Campagne Sud-Comores et radiale Nossi-Bé-Cap Delgado.

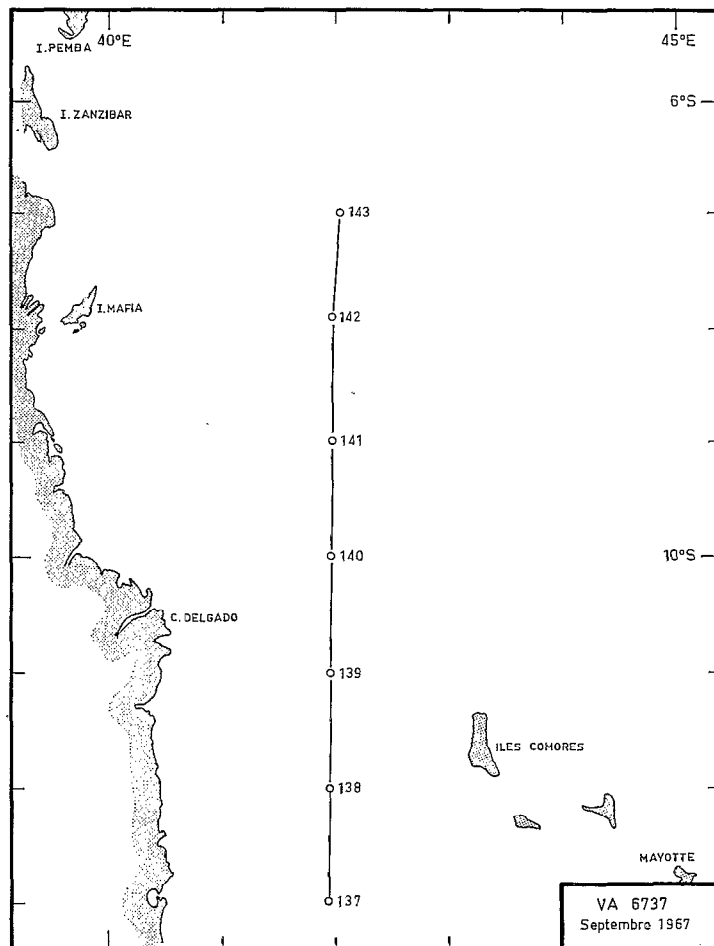


Fig. 2. — Radiale 13°S-7°S.

DANT-ROBERT-GIRAUD » (1960-1962), l'« ARGO » (1962-1963), l'« ANTON-BRUUN » (1964), l'« ALMIRANTE-LACERDA » (1964), l'« ATLANTIS II » (1965), le « METEOR » (1964-1965). Le « COMMANDANT-ROBERT-GIRAUD » et l'« ALMIRANTE-LACERDA » ont porté une grande partie de leurs efforts sur le Canal de Mozambique.

En 1966, le Centre O.R.S.T.O.M. de Nossi-Bé a été doté du navire de recherche « VAUBAN ». Le programme de ce navire comportait l'étude dynamique et physico-chimique de la partie nord du Canal de Mozambique, de 16° S à 7° S. De juin 1966 à octobre 1967, le « VAUBAN » a occupé une station fixe le plus fréquemment possible et effectué plusieurs croisières dans cette région.

II. MÉTHODES D'ANALYSE

L'eau de mer a été prélevée à 21 immersions en 3 palanquées de la surface à 2500 mètres de profondeur, à l'aide de bouteilles NISKIN entièrement en matière plastique (NISKIN, 1964) d'une contenance de 1,7 litre.

Des thermomètres RICHTER et WIESE et YOSHINO ont été utilisés. Chaque bouteille était équipée de deux thermomètres protégés avec un thermomètre non protégé au-dessous de 100 mètres de profondeur. La température in situ était obtenue avec une précision de $\pm 0^{\circ} 02$ C, au niveau de probabilité 95 %.

La salinité a été mesurée à l'aide d'un salinomètre à induction I.M.E. (BROWN et HAMON, 1961) avec une précision de $\pm 0,01\text{‰}$ (une seule analyse par prélèvement).

La concentration de l'oxygène dissous a été déterminée par la méthode de WINKLER. Le point d'équivalence était obtenu par la méthode « dead stop » à l'aide d'un titriscope METROHM (FOULK et BAWDEN, 1926 ; ANGOT et GERARD, 1966). La précision relative du dosage titrimétrique était de $\pm 0,05$ ml/l au niveau de probabilité 95 % (une seule analyse par prélèvement).

La concentration en phosphate minéral a été mesurée par la méthode MURPHY et RILEY (1962), modifiée par TRAGANZA (1964) en vue d'obtenir une très grande stabilité de la couleur. L'extinction a été déterminée à l'aide d'un spectrophotocolorimètre BECKMAN DU. La précision relative de l'ensemble de la mesure était de 5 à 10 % (une seule analyse par prélèvement).

Les calculs de σ_t , Δst , hauteurs dynamiques et les interpolations ont été faits par le National Oceanographic Data Center de Washington où les données sont disponibles. L'utilisation appa-
rente de l'oxygène (UAO) a été calculée d'après la table de GREEN et CARRITT (1967).

III. TRAVAUX EFFECTUÉS

Les principales croisières se sont déroulées le long de deux itinéraires (fig. 1). L'un constituait la croisière Sud-Comores, l'autre la radiale Nossi-Bé-Comores-Cap Delgado.

En vue de suivre l'évolution saisonnière des propriétés physico-chimiques des eaux superficielles et de contrôler la permanence des caractéristiques des eaux intermédiaires, la station fixe a été occupée le plus fréquemment possible. De coordonnées 13°15' S et 47°23' E (fig. 1), elle est située à 56 milles dans l'ouest de Nossi-Bé et à 33 milles dans le nord-ouest de Nossi-Iranja. De juin 1966 à septembre 1967, 25 stations ont été occupées, soit en moyenne une station tous les 18 jours.

La croisière Sud-Comores (fig. 1) comportait 14 à 16 stations, espacées de 60 milles. La surface étudiée s'étend de Madagascar à la côte d'Afrique, de 13° S à 16° S. Cette croisière a été faite trois fois : VA6630, du 3 au 12 octobre 1966, comportant 14 stations ; VA6704, du 31 janvier au 9 février 1967, comportant 14 stations ; VA6729, du 25 juillet au 4 août 1967, comportant 16 stations.

La radiale Nossi-Bé-Comores-Cap Delgado comporte 10 à 11 stations espacées de 60 milles (fig. 1), de Madagascar à la côte d'Afrique, de 13° S à 11° S. Cette radiale a été faite deux fois :

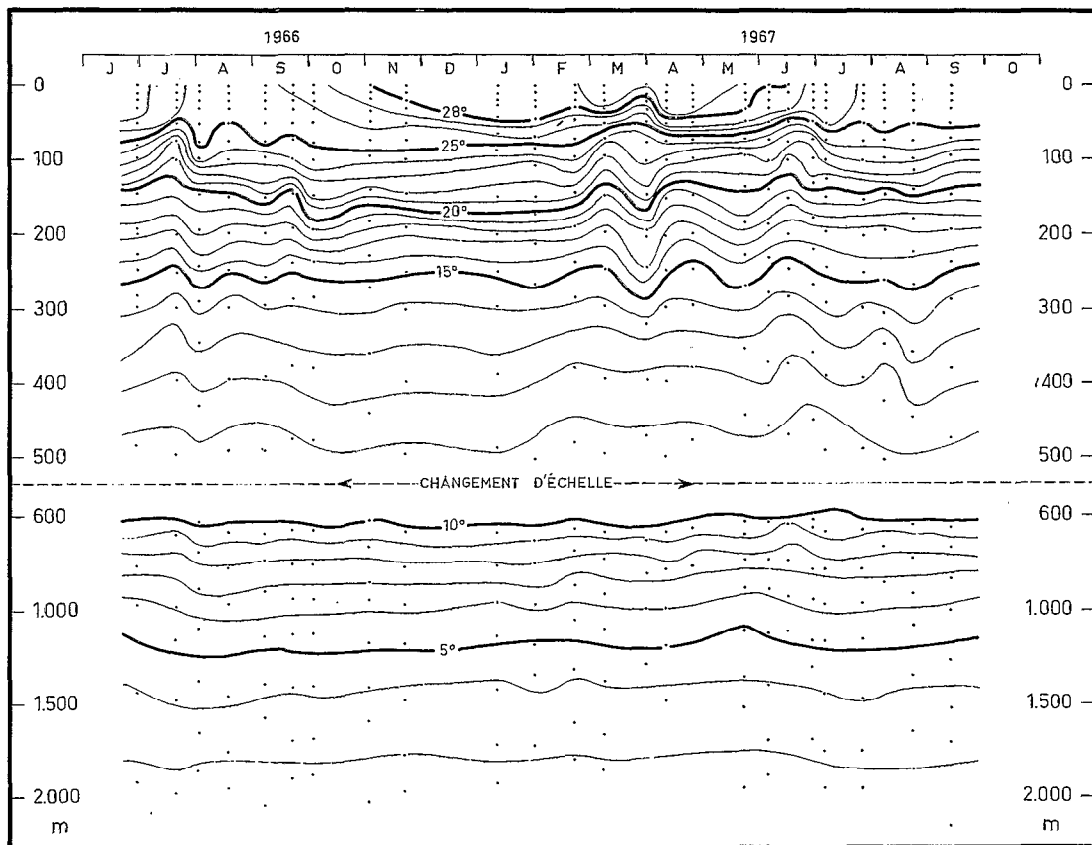


Fig. 3. — Répartition verticale de la température, à la station fixe.

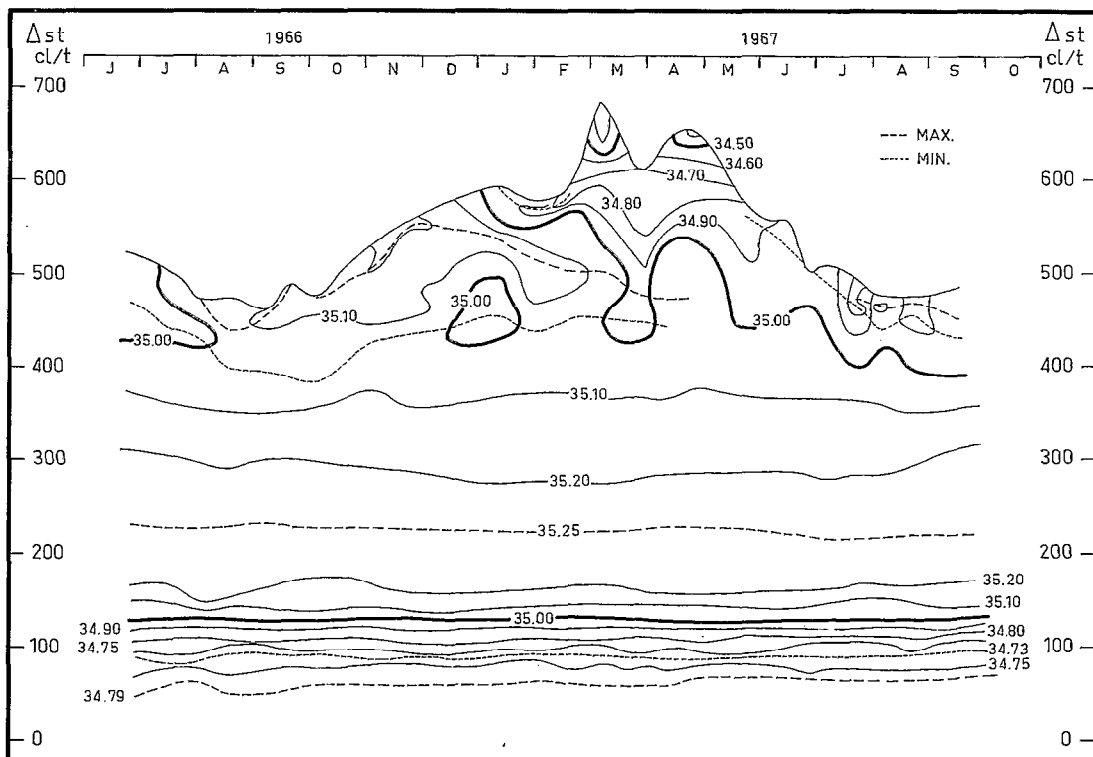


Fig. 4. — Distribution de la salinité en fonction de l'anomalie thermostérique à la station fixe.

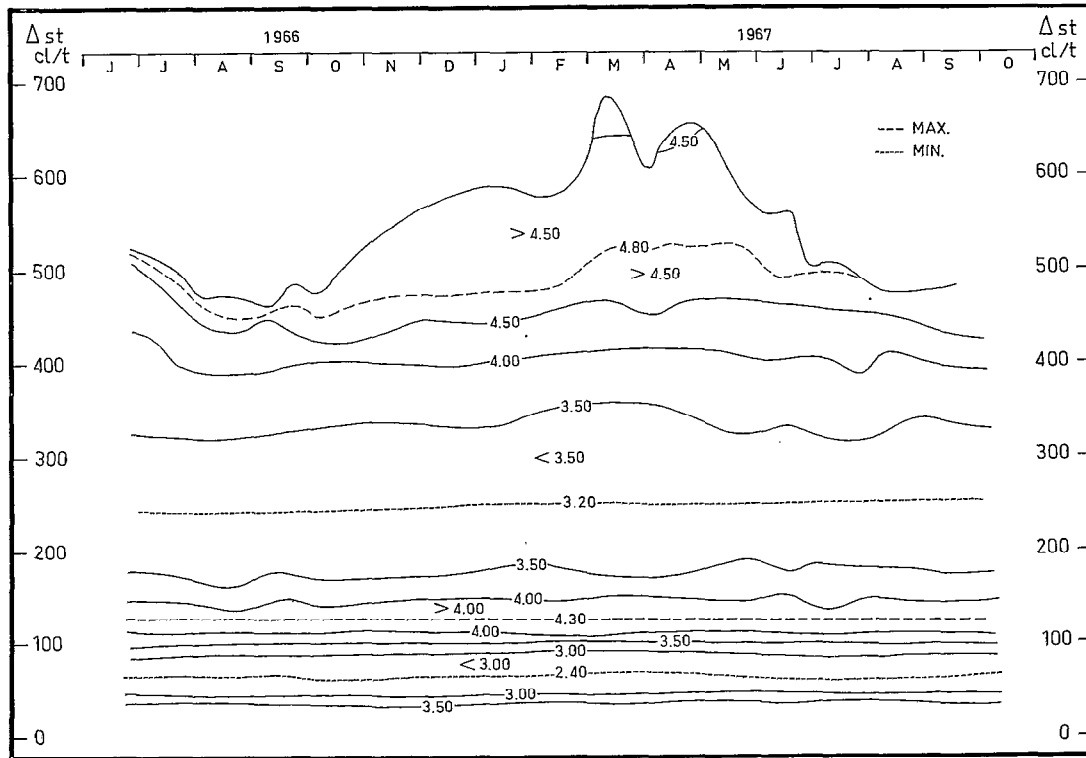


Fig. 5. — Distribution de la concentration en oxygène en fonction de l'anomalie thermostérique, à la station fixe.

VA6635, du 23 novembre au 1^{er} décembre 1966, comportant 11 stations; VA6726, du 27 juin au 6 juillet 1967, comportant 10 stations.

La campagne VA6737 (fig. 2) a été faite pour étudier la divergence sud-équatoriale, située vers 11° S. Elle s'est déroulée en septembre 1967, c'est-à-dire à la fin de la saison fraîche et de la mousson de SW. Elle a comporté 7 stations, espacées de 60 milles, qui ont toutes, sauf une, atteint 800 mètres de profondeur. Ces stations étaient alignées suivant 42° E, de 13° S à 7° S.

IV. LA STATION FIXE

Distribution verticale des principales propriétés.

D'après ANGOT (1965), dans la région proche de Nossi-Bé, en 1963, la saison fraîche, définie par une température de surface inférieure à 28 °C a commencé en mai et s'est terminée en novembre*. Au large (fig. 3), en 1966, la saison fraîche s'est terminée en novembre et, en 1967, elle a commencé en juin. Les changements de saison sont marqués par l'apparition d'un gradient vertical de température dans les eaux superficielles; une saison bien établie est caractérisée par une couche homogène isotherme: en saison fraîche, l'épaisseur de cette couche atteint 50 mètres environ. A une profondeur plus grande, la température décroît régulièrement avec la profondeur, sans que l'on puisse noter de variations saisonnières.

La représentation de la salinité en fonction de l'anomalie thermostérique Δst (fig. 4) montre, de mai à novembre, une augmentation de la salinité des eaux superficielles et, de décembre à

* Le climat de la côte nord-ouest de Madagascar est caractérisé par l'existence d'une saison fraîche et sèche de juin à novembre et d'une saison chaude et humide de décembre à mai.

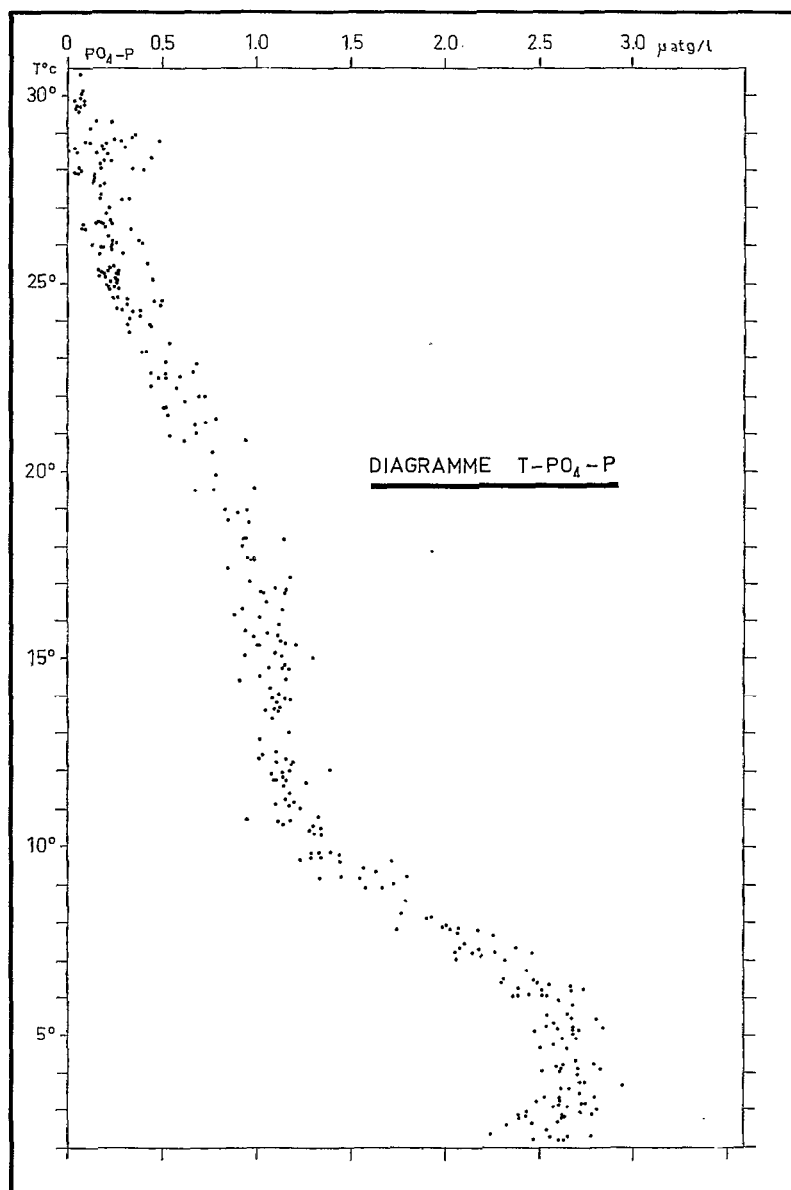


Fig. 6. — Diagramme T-PO₄-P à la station fixe.

avril, une diminution de cette salinité. Il semble se former sur place un minimum et un maximum subsuperficiels : le minimum se forme en juin-juillet, le maximum en novembre. Ces deux extrema semblent disparaître en avril-mai. Le maximum a un Δst de 500 cl/t environ et le minimum un Δst de 420 cl/t. A une profondeur plus grande, un maximum de salinité de 35,25‰ environ a un Δst de 220 cl/t vers 220 mètres de profondeur, un minimum de 34,73 ‰ a un Δst de 90 cl/t vers 800 mètres de profondeur et un maximum de 34,79 ‰ un Δst de 65 cl/t vers 1100 mètres de profondeur.

La représentation de la concentration de l'oxygène dissous en fonction de l'anomalie thermométrique Δst (fig. 5) montre un premier maximum subsuperficiel de 4,80 ml/l environ dont le Δst est 470 cl/t : en saison fraîche il est proche de la surface ; sa profondeur augmente en saison

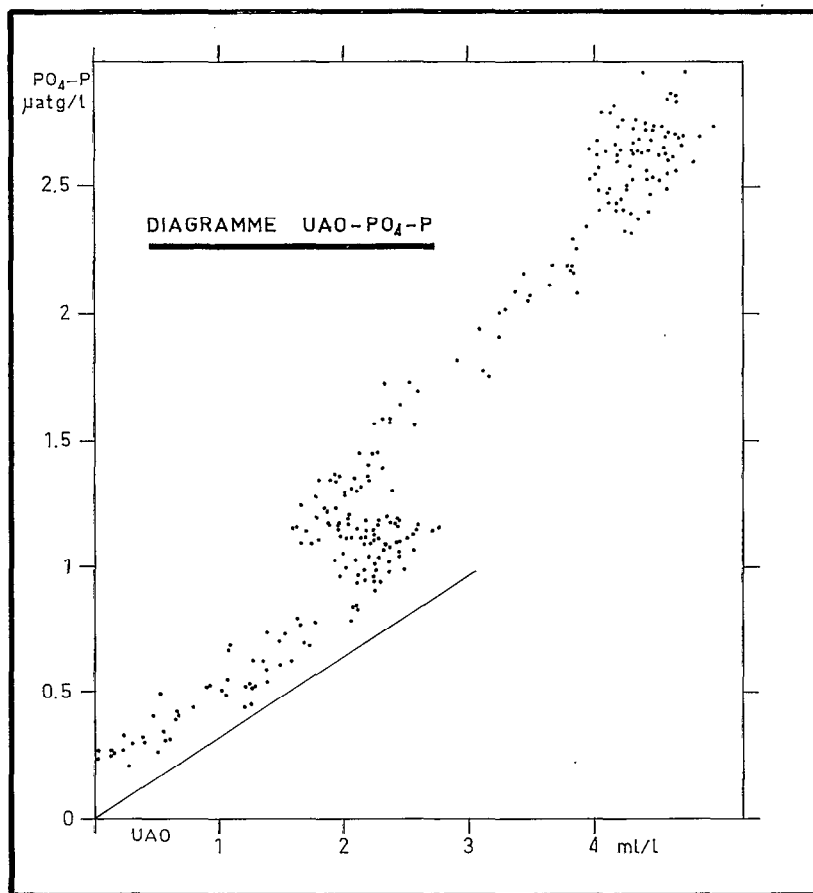


Fig. 7. — Diagramme UAO-PO₄-P à la station fixe.

chaude. A une profondeur plus grande, un minimum d'oxygène de 3,20 ml/l environ a un Δ st de 250 cl/t vers 200 mètres de profondeur, un maximum de 4,30 ml/l a un Δ st de 124 cl/t vers 500 mètres de profondeur et un minimum de 2,40 ml/l un Δ st de 68 cl/t vers 1100 mètres de profondeur.

Le diagramme T-PO₄ (fig. 6) montre que les eaux superficielles, de la surface à la température 25 °C, sont très pauvres en phosphate (0,20 µatg/l environ). De 25 °C à 17 °C, la concentration en phosphate augmente jusqu'à 1,10 µatg/l. De 17 °C à 11 °C, elle reste constante et approximativement égale à 1,10 µatg/l. De 11 °C à 5 °C, elle augmente jusqu'à un maximum de 2,6 µatg/l environ.

Le diagramme utilisation apparente de l'oxygène (UAO) — phosphate minéral dissous (fig. 7), de la surface au premier minimum d'oxygène, est en accord avec la valeur trouvée par REDFIELD, KETCHUM, RICHARDS (1963) (276 atg d'oxygène pour 1 atg de phosphate).

Masses d'eau.

L'examen des diagrammes T-S (fig. 8) et T-O₂ (fig. 9) de l'ensemble des données de la station fixe a permis, avec l'aide de travaux antérieurs, de définir et de caractériser les différentes masses d'eau mises en évidence. Le diagramme T-S montre une grande variabilité de la salinité des eaux superficielles (T > 22 °C) et une grande stabilité de la salinité des eaux intermédiaires et profondes.

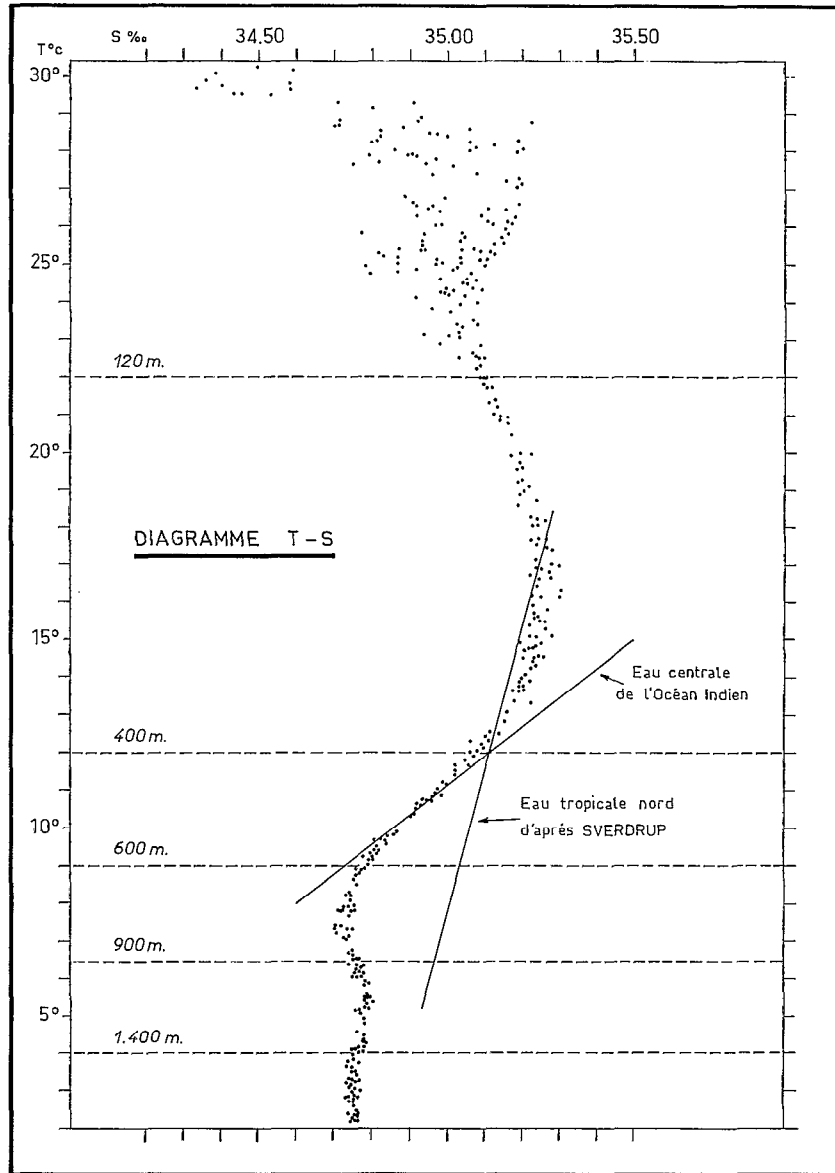


Fig. 8. — Diagramme T-S à la station fixe.

Les eaux superficielles ont une température supérieure à 22 °C, une salinité inférieure à 35,20 ‰ et une concentration en oxygène dissous supérieure à 3,60 ml/l. Dans l'année, on peut distinguer (fig. 10) deux types de distribution verticale de salinité : de juillet à janvier, il y a une grande homogénéité verticale jusqu'à 80 mètres de profondeur environ et la salinité de surface est supérieure à 35,00 ‰ atteignant 35,20 ‰ en novembre. Cette période correspond à peu près à la saison sèche. De janvier à juillet, le gradient vertical de salinité est important de la surface à l'isohaline 35,00 ‰ et la salinité de surface, minimum en février, est inférieure à 35,00 ‰. Il y a un décalage d'un mois environ entre l'établissement de la saison fraîche (fig. 3) et celle de la salinité de surface supérieure à 35 ‰, ainsi qu'entre l'établissement de la saison chaude et celle de la salinité de surface inférieure à 35 ‰.

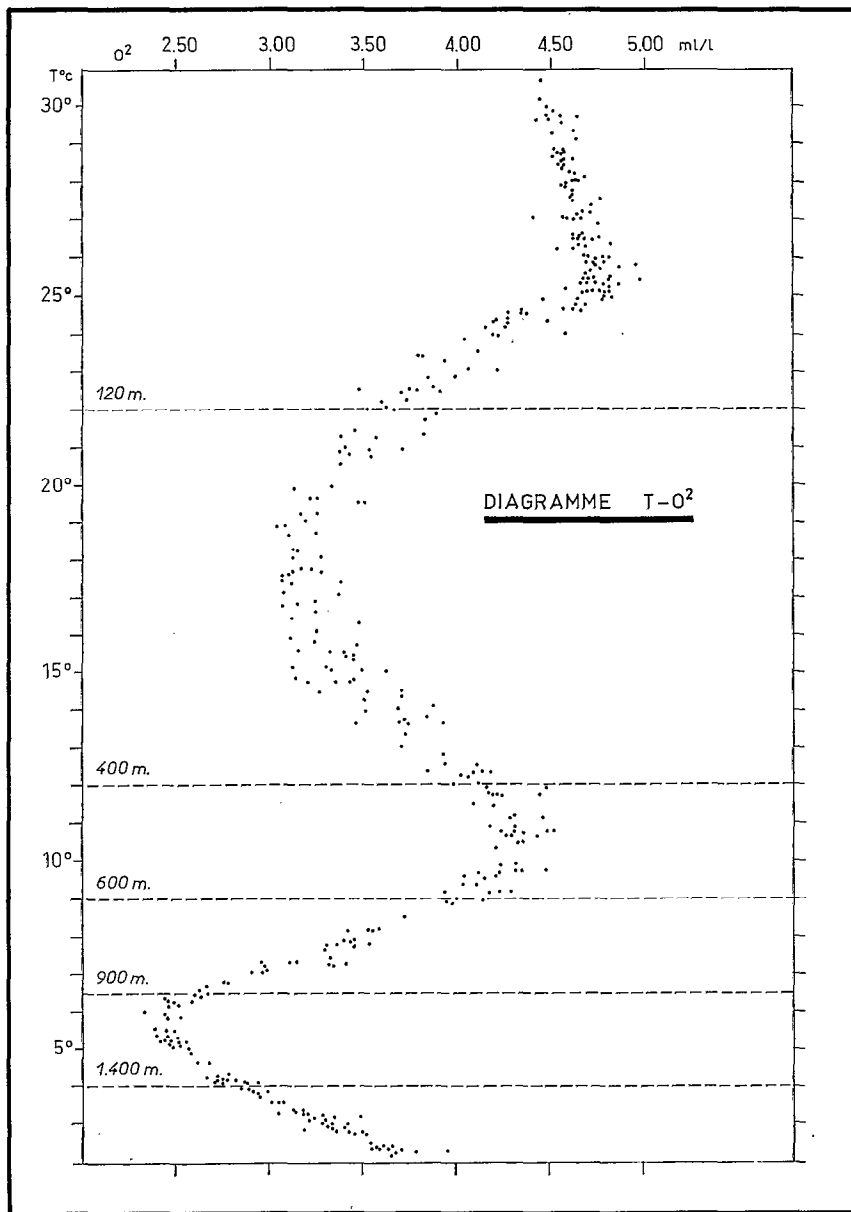


Fig. 9. — Diagramme T-O₂ à la station fixe. (Dans la figure lire T-O₂ et non T-O²).

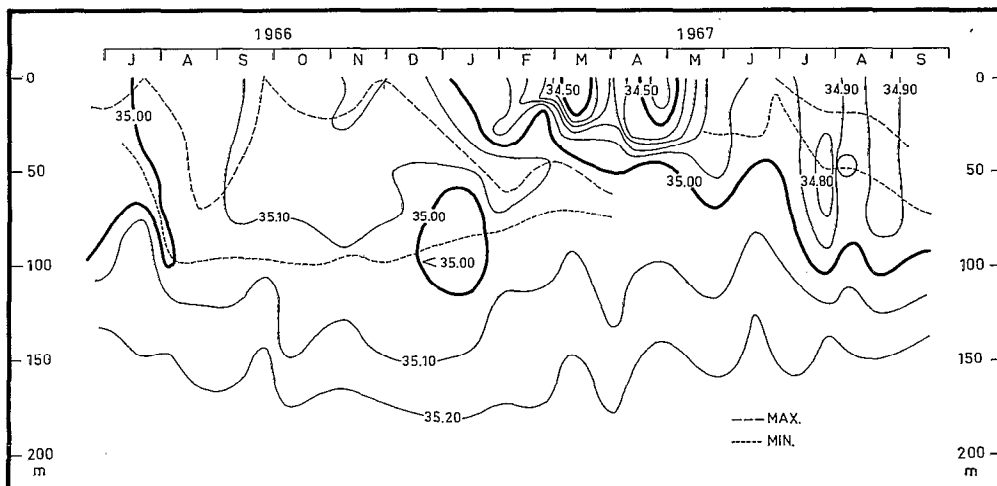


Fig. 10. — Distribution verticale de la salinité dans les eaux superficielles.

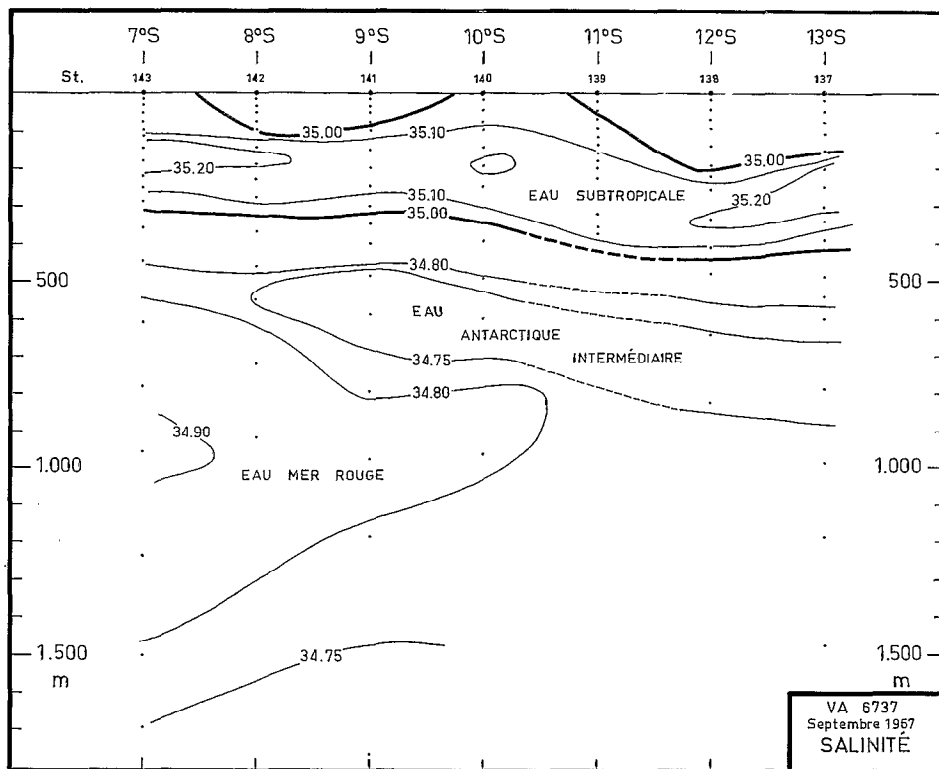


Fig. 11. — Coupe verticale de salinité.

L'épaisseur maximum des eaux superficielles est de 140 mètres en novembre et leur épaisseur minimum de 90 mètres en juin. Leur température moyenne est minimum ($24^{\circ}5$ C) en août et maximum ($26^{\circ}9$ C) en avril-mai. Le réchauffement est donc lent (8 mois) et le refroidissement rapide (4 mois). La salinité moyenne est maximum ($35,14$ ‰) en septembre-octobre, et minimum ($34,88$ ‰) en avril-mai. La salinité moyenne est cependant influencée par les précipitations qui peuvent être anormales (juillet 1967). Les variations de la concentration moyenne en oxygène dissous sont semblables à celles de la salinité : maximum $4,53$ ml/l en septembre-octobre, minimum $4,40$ ml/l en avril-mai.

L'eau du maximum subtropical de salinité, entre 120 et 400 mètres de profondeur, a une température comprise entre 22 °C et 12 °C, une salinité supérieure à $35,10$ ‰ formant un maximum de $35,25$ ‰ environ et une concentration en oxygène dissous inférieure à $3,60$ ml/l formant un minimum de $3,20$ ml/l. Le maximum de salinité ne peut provenir que d'une convergence subtropicale située, soit dans l'hémisphère boréal, soit dans l'hémisphère austral.

Le principal argument en faveur de l'origine boréale est la présence, au nord de l'équateur, sous la thermocline, d'un minimum de concentration en oxygène (RYTHER, MENZEL, 1964), associé avec le maximum de salinité (VINOGRADOV, VORONIMA, 1962). ROCHFORD (1964), à partir de données du « VITYAZ » (1960), dont certaines ont été obtenues à proximité de la station fixe, démontre que ce maximum de salinité provient du nord de la Mer d'Arabie ou du Golfe Persique. Pour MENACHE (1961), l'eau qui remplit le Canal de Mozambique jusqu'à 24° S proviendrait exclusivement du nord. En revanche, TCHERNIA, LACOMBE, LE FLOCH (1951), travaillant sur une coupe faite par le « CHARCOT » le long de 50° E et TCHERNIA, LACOMBE, GUIBOUT (1958), travaillant sur une coupe faite par le « NORSEL » le long de 55° E, notent vers 6° S une divergence empêchant l'arrivée des eaux salées superficielles venant du nord ; cependant, ces

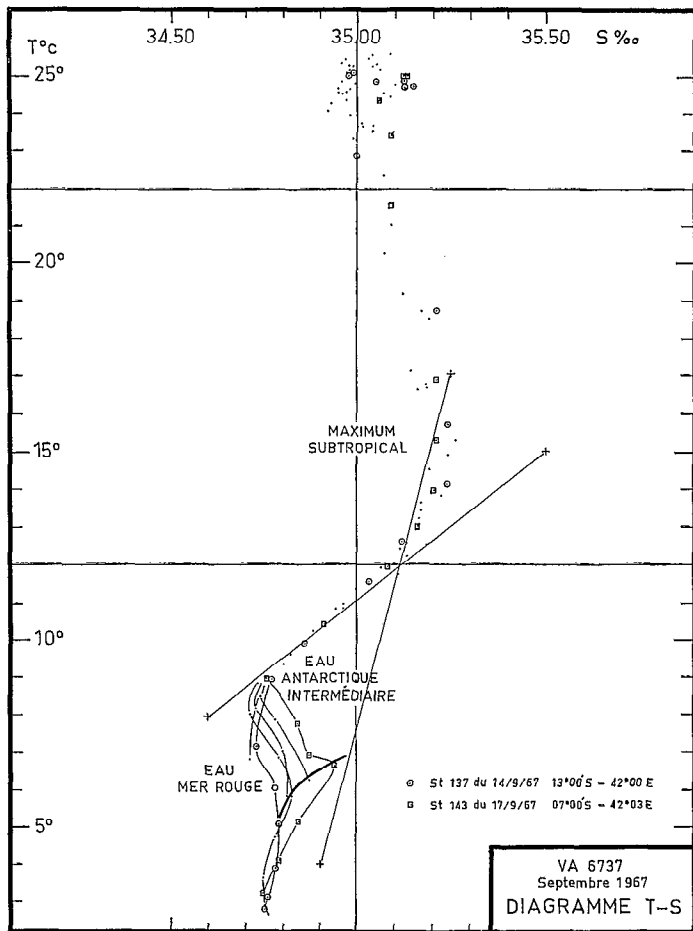


Fig. 12. — Diagramme T-S.

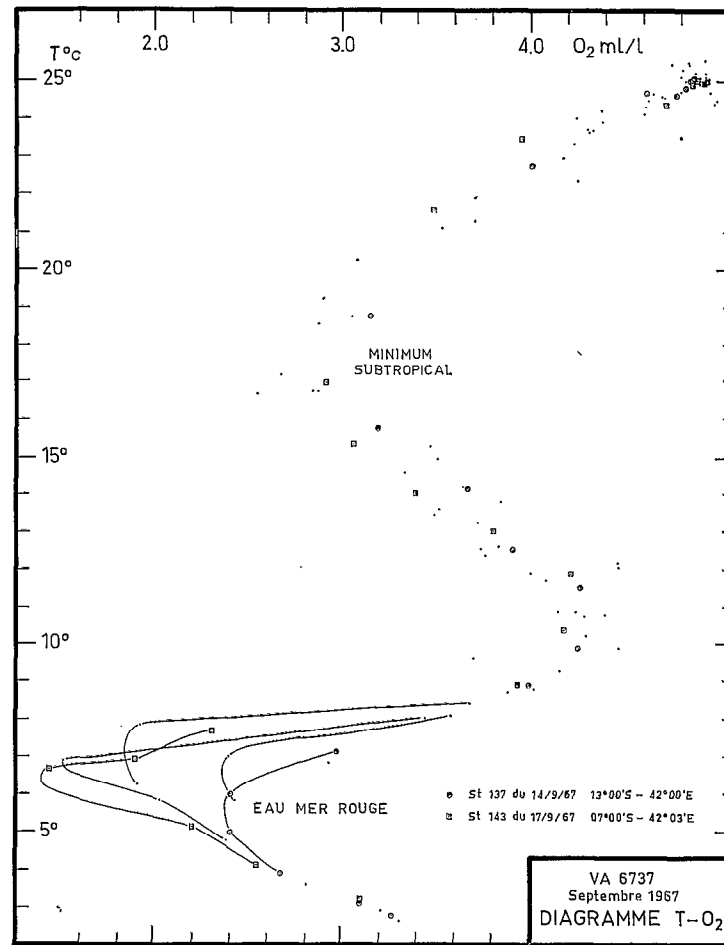


Fig. 13. — Diagramme T-O₂.

coupes sont à l'est de la zone étudiée et la barrière semble s'amenuiser d'est en ouest (TCHERNIA, LACOMBE, LE FLOCH, 1951). La coupe faite pendant VA6737 (fig. 11) le long de 42° E, de 13° S à 7° S, montre en effet vers 11° S une remontée des isolignes de 100 mètres environ et suggère vers 10° S une divergence amenant vers la surface l'eau venant du nord et celle venant du sud. Cependant il n'y a pas de différences majeures entre les diagrammes T-S (fig. 12) et T-O₂ (fig. 13) des stations situées de part et d'autres de cette remontée et l'espacement des mesures empêche toute conclusion à ce sujet.

Mais il est possible aussi que l'eau du maximum subtropical de salinité provienne de la convergence sud-tropicale située vers 20° S. D'après ORREN (1963), cette eau s'enfonce avec les caractéristiques suivantes : S = 35,7 ‰, T = 20 °C et O₂ = 5,3 ml/l et se dirige ensuite vers le nord, tandis que sa salinité et sa concentration en oxygène diminuent. Les valeurs qui caractérisent, à la station fixe, le maximum de salinité ne sont pas incompatibles avec celles-là. DUING et KOSKE (1967), travaillant sur les résultats du « METEOR » (1964-1965), montrent que l'eau venant du sud peut parvenir jusqu'à 4°00' N le long de la côte d'Afrique. DUING et SCHWILL (1967), à l'aide de résultats obtenus pendant l'Expédition Internationale de l'Océan Indien limitent l'extension des eaux de la Mer Rouge et de la Mer d'Arabie à 5° N, ce qui contredit CLOWES et DEACON (1935) et les observations du « VAUBAN », particulièrement en ce qui concerne les eaux de la Mer Rouge.

Sur les diagrammes T-S (fig. 8) de l'ensemble des données à la station fixe, on peut tracer d'une part la droite caractéristique des eaux originaires du nord de l'équateur définie par T = 4 °C, S = 34,90 ‰ et T = 17 °C, S = 35,25 ‰, d'autre part la droite caractéristique de l'eau centrale T = 8 °C, S = 34,60 ‰ et T = 15 °C, S = 35,50 ‰ (SVERDRUP et al., 1942). Les points déduits des observations du « VAUBAN » pour une température supérieure à 12 °C sont plus proches de la droite caractéristique des eaux originaires du nord de l'équateur que de l'autre. En revanche, les points déduits des observations des navires ayant travaillé dans la région : « VITYAZ » (croisière 31, 1960), « COMMANDANT-ROBERT-GIRAUD » (croisière 2, 1960), « ALMIRANTE-LACERDA » (croisière 2, 1964), « ANTON-BRUUN » (croisière 8, 1964), « ATLANTIS II » (croisière 15, 1965), sont à égale distance des deux droites. Les diagrammes T-O₂ de la plupart de ces navires présentent des minima de concentration en oxygène moins marqués que ceux de nos observations. Il est possible que la masse d'eau reconnue par ces navires soit le mélange d'eau originaire du nord de l'équateur et d'eau centrale et soit différente de celle reconnue par le « VAUBAN ». Cette dernière serait constituée d'une plus grande quantité d'eau originaire du nord de l'équateur que d'eau centrale.

L'eau centrale, entre 400 et 600 mètres de profondeur, a une température comprise entre 12 °C et 9 °C, une salinité comprise entre 35,10 ‰ et 34,80 ‰ et une concentration en oxygène dissous supérieure à 4 ml/l, formant un maximum de 4,30 ml/l environ. SVERDRUP et al. (1942) appellent cette eau « eau centrale » et admettent que les points caractéristiques de cette eau s'alignent sur le diagramme T-S selon une droite définie par T = 8 °C, S = 34,60 ‰ et T = 15 °C, S = 35,50 ‰. Une telle droite indique un mélange entre l'eau du maximum subtropical de salinité et l'eau antarctique intermédiaire (minimum de salinité). Le diagramme T-S de la station fixe ne coupe cette droite qu'au point T = 11 °C, S = 35 ‰ et s'en écarte légèrement ailleurs, formant un point d'inflexion. Le maximum d'oxygène coïncide avec ce point d'inflexion. ROCHFORD (1966) pense qu'il est formé par le mélange de l'eau antarctique intermédiaire, riche en oxygène se dirigeant vers le nord et de l'eau de la Mer d'Arabie, pauvre en oxygène, se dirigeant vers le sud. WYRTKI (1961) signale la présence, dans l'est de l'Océan Indien, vers 500 mètres de profondeur, d'un maximum d'oxygène venant du sud et moins profond que l'eau antarctique intermédiaire.

L'eau antarctique intermédiaire, entre 600 et 900 mètres de profondeur, a une température comprise entre 9 °C et 6,5 °C, une salinité inférieure à 34,80 ‰ formant un minimum de 34,73 ‰ environ et une concentration en oxygène dissous comprise entre 3,0 ml/l et 4,0 ml/l. CLOWES et DEACON (1935), avec les données du « DISCOVERY II », ont montré clairement la progression

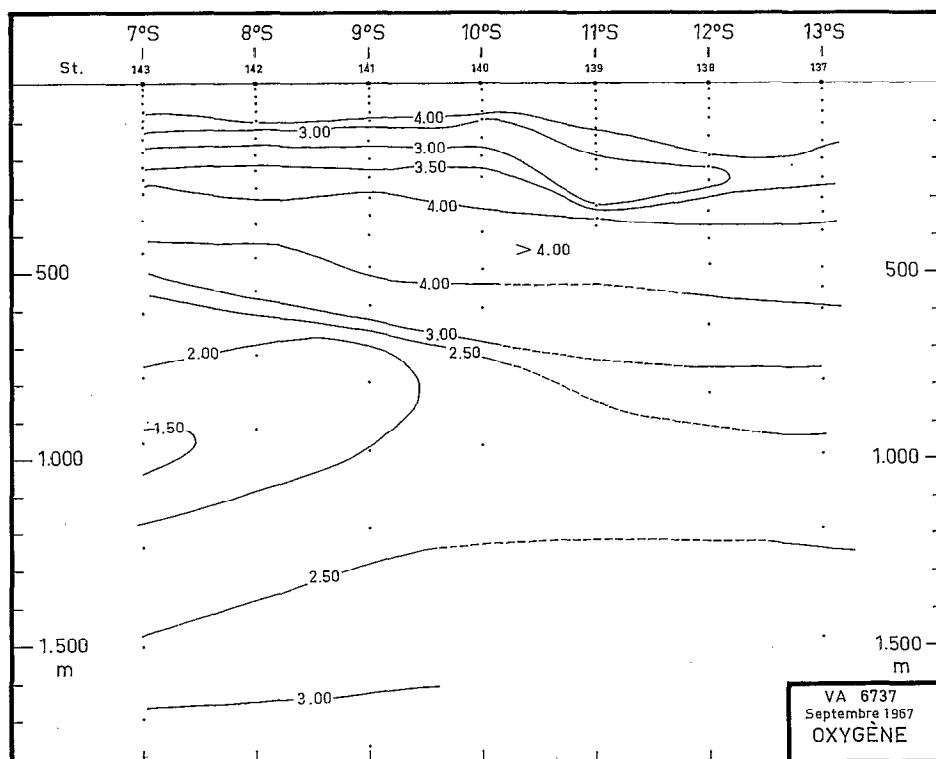


Fig. 14. — Coupe verticale de concentration en oxygène.

de l'eau antarctique intermédiaire, passant de 1000 mètres à 800 mètres de profondeur, du sud au nord du Canal de Mozambique. D'après la coupe faite pendant VA6737 (fig. 11) le long de 42° E, de 13° S à 7° S, l'eau antarctique intermédiaire a une salinité inférieure à 34,75 ‰. La profondeur de cette eau passe de 800 mètres par 13° S à 500 mètres par 8° S. Son épaisseur semble aussi diminuer, de 200 mètres par 13° S à 100 mètres par 8° S. L'eau antarctique intermédiaire est formée à la convergence antarctique vers 50° S. Elle est alors saturée en oxygène ; au nord du Canal de Mozambique, ce maximum d'oxygène ne coïncide plus avec le minimum de salinité mais il est situé à une profondeur inférieure, vers 500 mètres.

L'eau de la Mer Rouge, entre 900 et 1400 mètres de profondeur a une température comprise entre 6,5 °C et 4 °C, une salinité supérieure à 34,75 ‰ formant un maximum de 34,79 ‰ environ et une concentration en oxygène dissous inférieure à 3,0 ml/l formant un minimum de 2,40 ml/l environ. Pendant VA6737, l'eau de la Mer Rouge a une salinité supérieure à 34,80 ‰, le maximum de salinité atteint 34,94 ‰ (fig. 12) et le minimum d'oxygène 1,45 ml/l (fig. 13). Sur les coupes de salinité (fig. 11) et de concentration en oxygène (fig. 14), la progression de l'eau de la Mer Rouge vers le sud est claire : sa salinité diminue et sa concentration en oxygène augmente. Son épaisseur passe de 1000 mètres par 7° S à 500 mètres par 13° S.

CLOWES et DEACON (1935) ont déjà montré la progression de cette eau vers le sud du Canal de Mozambique et l'appellent « eau profonde du nord de l'Océan Indien » (North Indian Deep Water). SVERDRUP et al. (1942) l'appellent « eau de la Mer Rouge ». ROCHFORD (1964) à l'aide des observations du « VITYAZ » (1960), conclut que cette eau provient bien de la Mer Rouge. Par contre SCHOTT (1935) lui donne le nom d'« eau de la Mer d'Arabie ». De même TCHERNIA (1957), à l'aide des données du « NORSEL » (1955-1956) et de celles du « MABAHISS » (1933-1934), propose d'utiliser l'expression « eaux de la Mer d'Arabie » pour toutes les eaux salées en provenance du nord-ouest de l'Océan Indien.

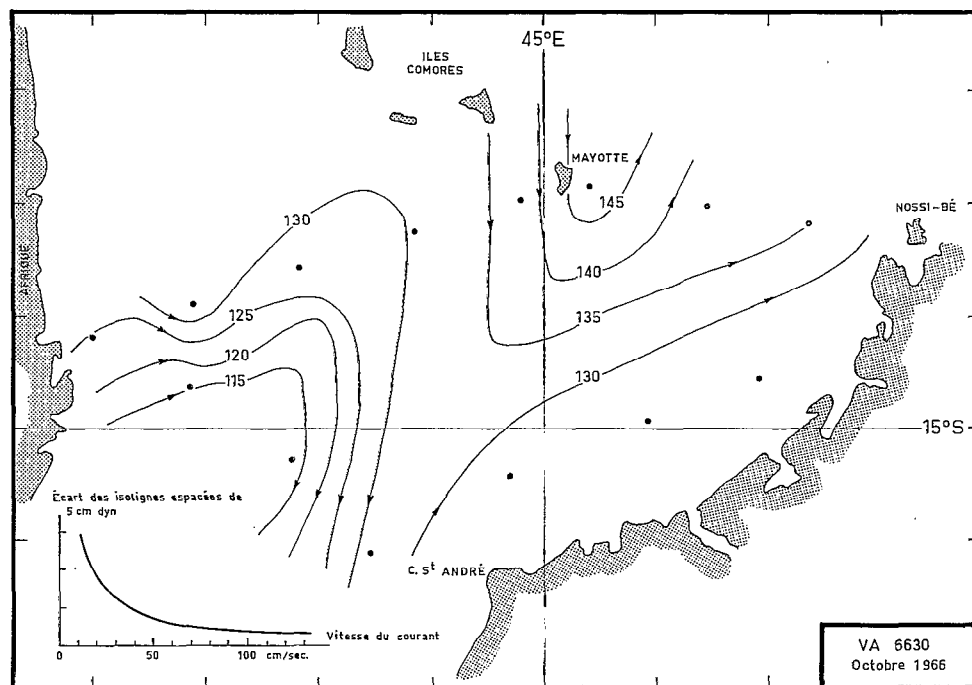


Fig. 15. — Topographie dynamique de la surface de la mer relative à 500 db en centimètres dynamiques.

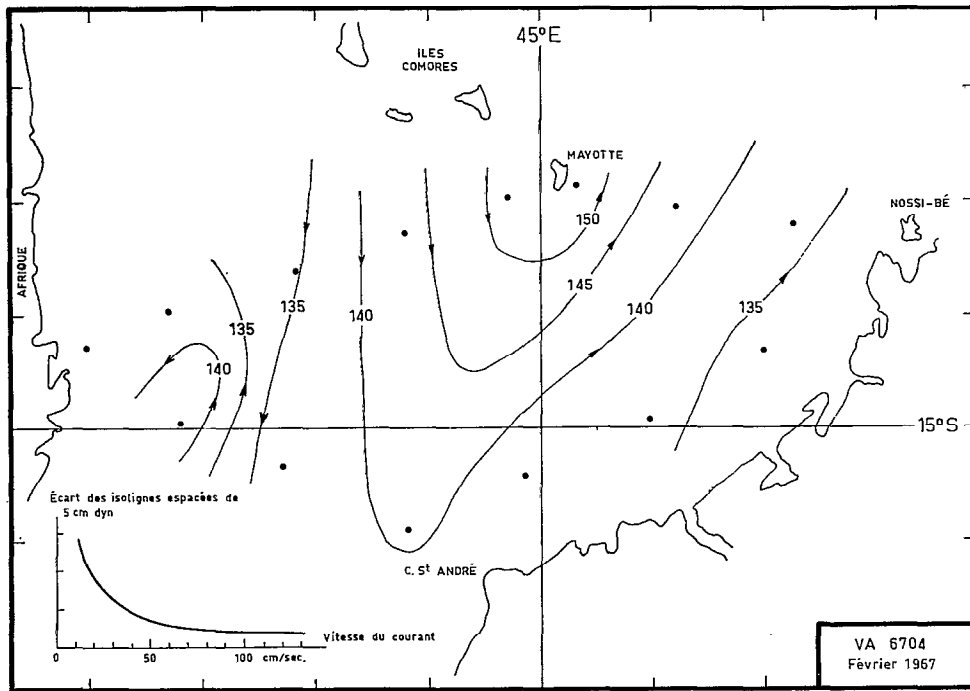
L'eau profonde, à une profondeur supérieure à 1400 mètres, a une température inférieure à 4 °C, une salinité comprise entre 34,73 ‰ et 34,76 ‰ et une concentration en oxygène dissous supérieure à 3,0 ml/l. Cette eau ne semble pas provenir de la partie sud du Canal de Mozambique : d'après CLOWES et DEACON (1935), l'eau atlantique profonde est arrêtée par un seuil vers 20° S. THOMSEN (1933) pense que l'eau présente vers 2500 mètres de profondeur est un mélange entre l'eau de la Mer Rouge et l'eau de fond. SVERDRUP et al. (1942) donnent une valeur constante de 34,76 ‰ à la salinité de l'eau profonde : c'est aussi la valeur de la salinité de l'eau présente à la station fixe à une profondeur supérieure à 2000 mètres.

ROCHFORD (1965) a proposé un classement des eaux profondes de l'Océan Indien. D'après ses critères (salinité, oxygène, phosphate minéral dissous) il semble que l'eau profonde observée à la station fixe soit un mélange de l'eau de la Mer Rouge et de l'eau de fond antarctique. Cette théorie explique mal la présence d'un minimum secondaire de salinité observé à de nombreuses stations entre 1400 mètres et 1900 mètres de profondeur. Ce minimum est compris entre 34,75 ‰ et 34,73 ‰. D'après ROCHFORD (1966), il serait dû à l'eau intermédiaire de la Mer de Banda.

V. DYNAMIQUE DE LA PARTIE NORD DU CANAL DE MOZAMBIQUE

Les figures 15, 16 et 17 représentent la topographie dynamique de la surface de la mer des croisières Sud Comores VA6630, VA6704, VA6729, relative à 500 db qui est le niveau de référence choisi par ZAKLINSKII (1964). L'espace marin étudié semble pouvoir être divisé en deux parties séparées par le méridien 43° E. A l'est, il y a une zone de hauteurs dynamiques élevées, près de l'île Mayotte, observée pendant VA6630 et VA6704 ; à l'ouest, une zone de hauteurs dynamiques élevées, près de la côte d'Afrique, a été observée pendant VA6704 et VA6729.

Dans la partie orientale, la circulation superficielle est caractérisée par un mouvement tourbillonnaire autour de l'île Mayotte, anticyclonique pendant VA6630 et VA6704 et



16

Fig. 16. — Topographie dynamique de la surface de la mer relative à 500 db en centimètres dynamiques.

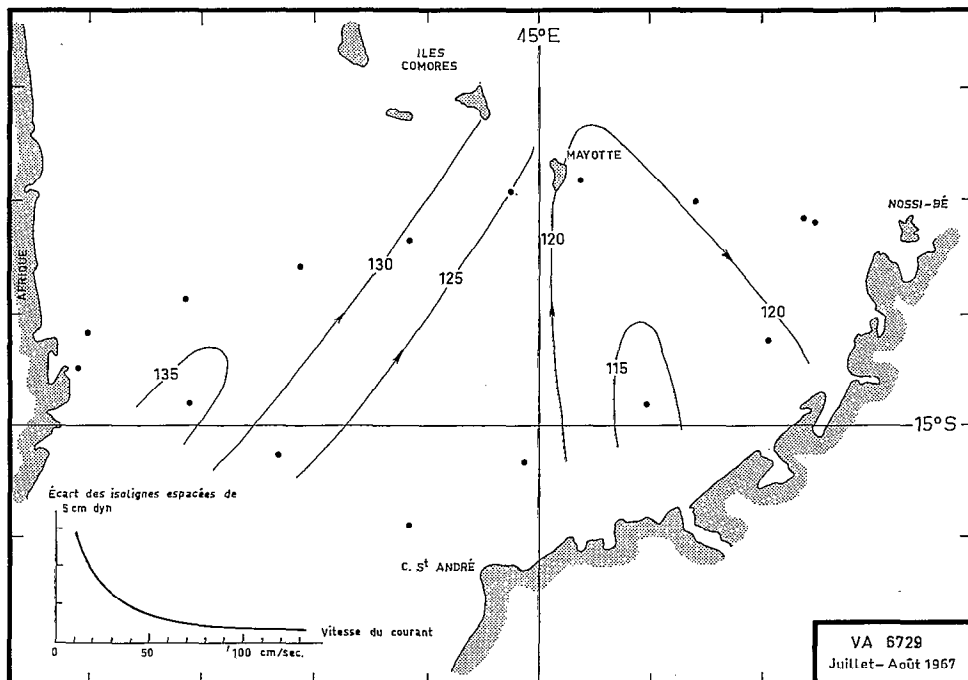


Fig. 17. — Topographie dynamique de la surface de la mer relative à 500 db en centimètres dynamiques.

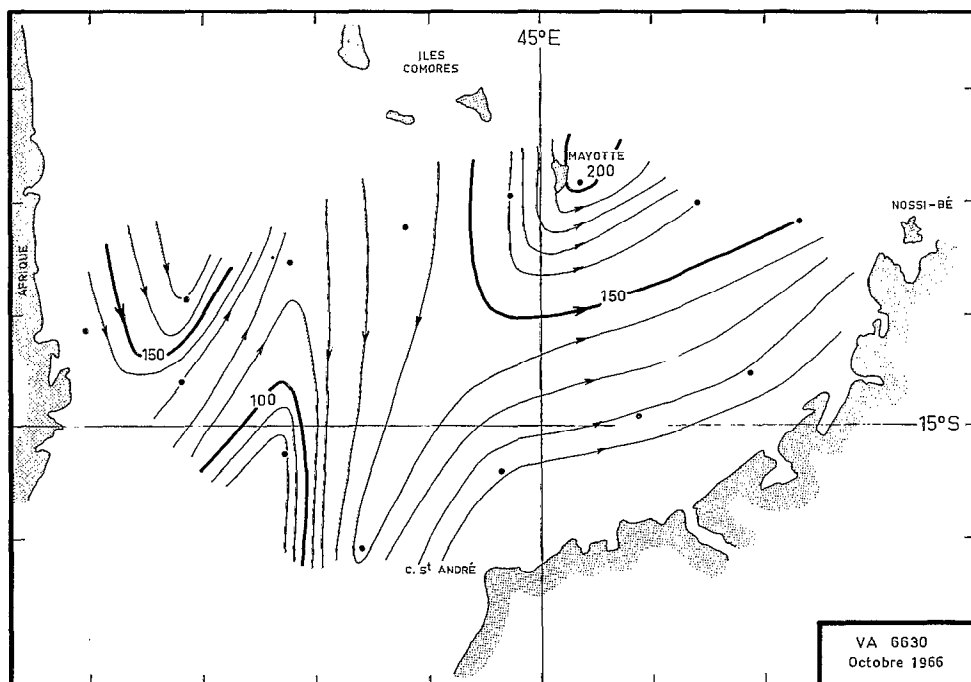


Fig. 18. — Profondeur de l'isotherme 22 °C en mètres.

cyclonique pendant VA6729. Dans la partie occidentale, elle est caractérisée par un mouvement tourbillonnaire, anticyclonique pendant VA6704 et VA6729, cyclonique pendant VA6630. L'interprétation, dans la partie occidentale, est cependant plus dicutable puisque plusieurs stations n'ont pas atteint 500 mètres de profondeur. Il faut cependant souligner que la topographie dynamique de surface relative à 200 db est en bon accord avec celle relative à 500 db.

La thermocline n'est pas toujours très nette et il semble difficile d'utiliser la profondeur de son point supérieur pour la détermination de l'épaisseur de la couche superficielle. En revanche, nous avons vu que la température 22 °C à la station fixe marque la limite entre des eaux superficielles aux propriétés variables avec la saison et des eaux subsuperficielles mieux définies dans le temps. Il peut être intéressant d'étudier la topographie de l'isotherme 22 °C (fig. 18, 19, 20) pour les campagnes VA6630, VA6704 et VA6729. L'espace marin paraît être divisé en deux parties séparées par le méridien 43° E. A l'est, la profondeur de l'isotherme 22 °C est maximale près de l'île Mayotte pendant les trois campagnes ; à l'ouest, elle l'est par 14° S et 42° E. Entre ces deux points, vers 43° E, elle diminue.

La forte ressemblance des topographies de l'isotherme 22 °C, pendant les trois campagnes Sud-Comores, conduit à tracer une topographie moyenne de cette isotherme (fig. 21). Si l'on y ajoute les renseignements donnés par VA6635, VA6726 et VA6737 (en pointillé), l'on peut en déduire l'allure possible de la circulation moyenne dans l'espace marin étudié. D'ouest en est, de la côte d'Afrique à la côte nord-ouest de Madagascar, l'on distingue : une zone située vers 14° S et 42° E, où la profondeur de l'isotherme 22 °C est grande (160 m) et où la circulation est anticyclonique ; une zone, située vers 15° S et 43° E, où la profondeur de l'isotherme 22 °C est plus faible (100 m) et où la circulation est cyclonique ; une zone, située vers 13° S et 45°30' E à l'est de l'île Mayotte, où la profondeur de l'isotherme 22 °C est grande (170 m) et où la circulation est anticyclonique.

Les coupes dynamiques, relatives à 500 db, de Nossi-Bé au Cap Delgado (fig. 22 et 23) et de Nossi-Bé à Porto Veloso (fig. 24 et 25) ont certaines analogies avec la coupe de l'« ATLANTIS II »

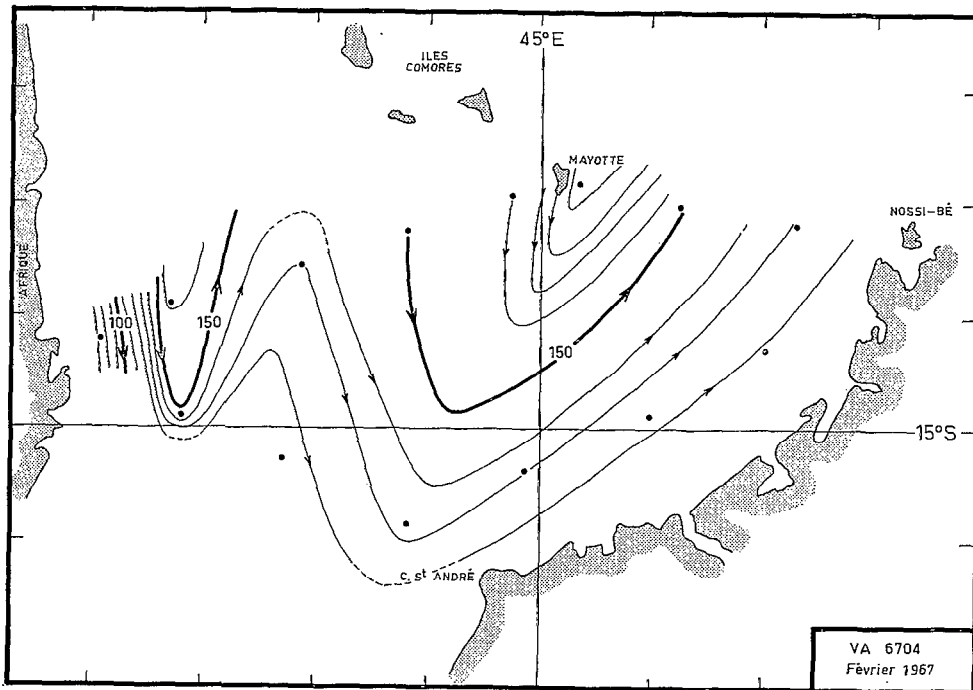


Fig. 19. — Profondeur de l'isotherme 22 °C en mètres.

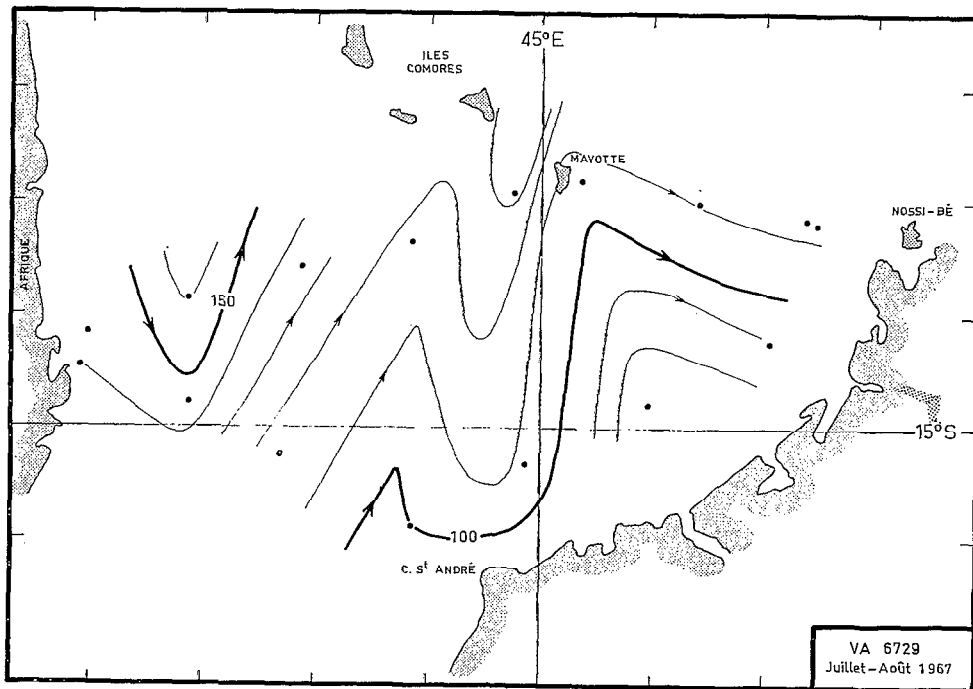


Fig. 20. — Profondeur de l'isotherme 22 °C en mètres.

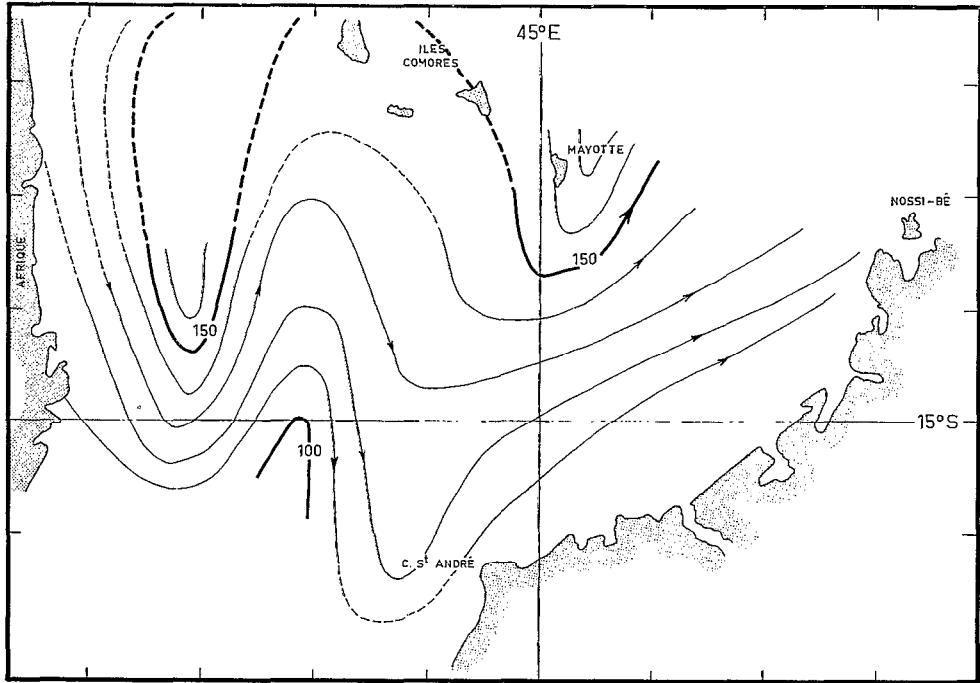


Fig. 21. — Profondeur moyenne de l'isotherme 22 °C en mètres.

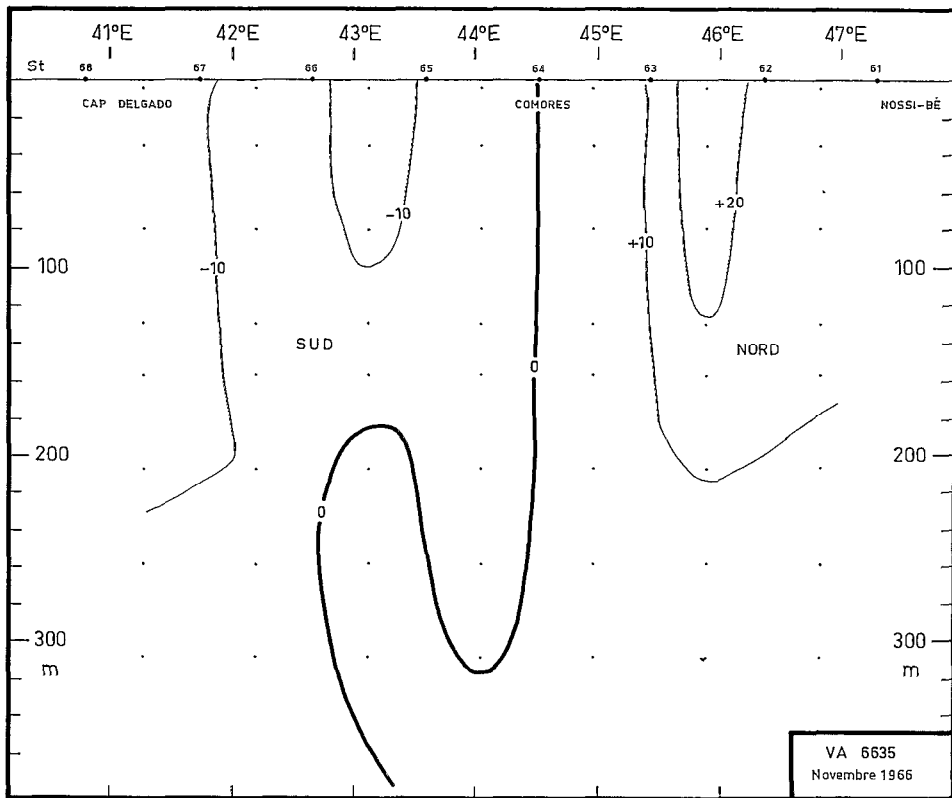


Fig. 22. — Coupe dynamique relative à 500 db. — Vitesse du courant en centimètres par seconde.

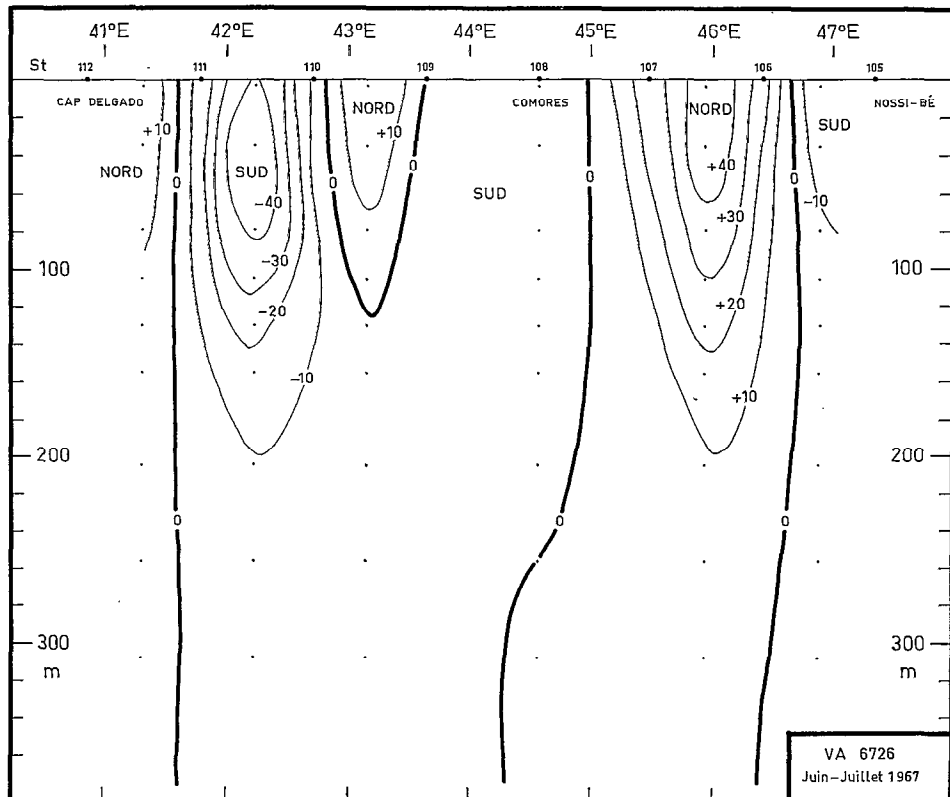


Fig. 23. — Coupe dynamique relative à 500 db. — Vitesse du courant en centimètres par seconde.

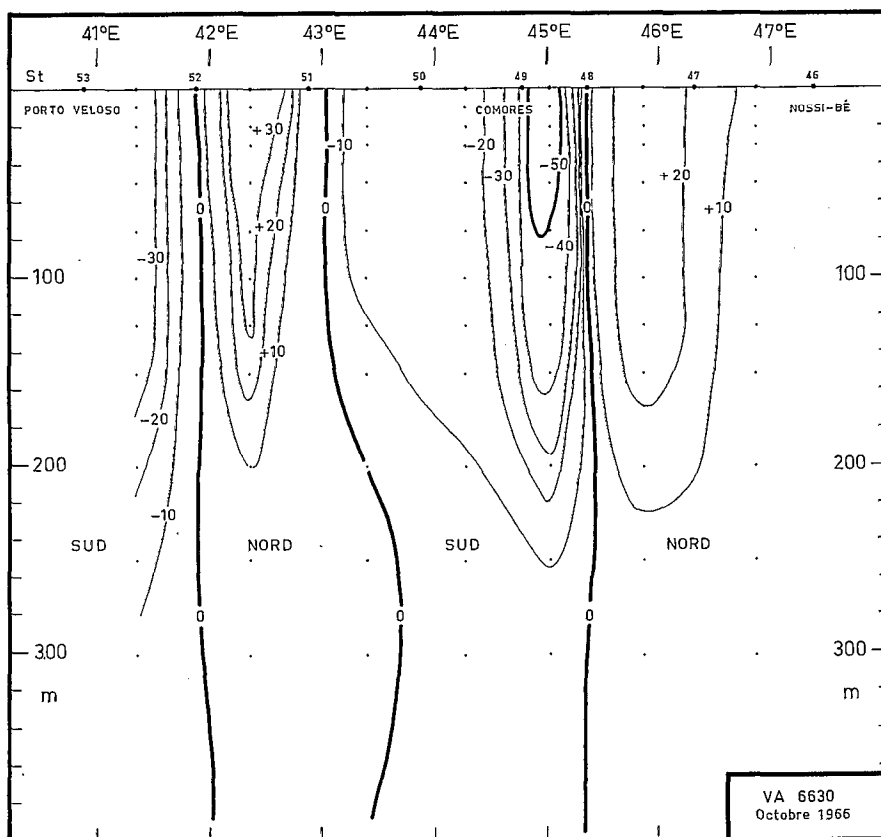


Fig. 24. — Coupe dynamique relative à 500 db. — Vitesse du courant en centimètres par seconde.

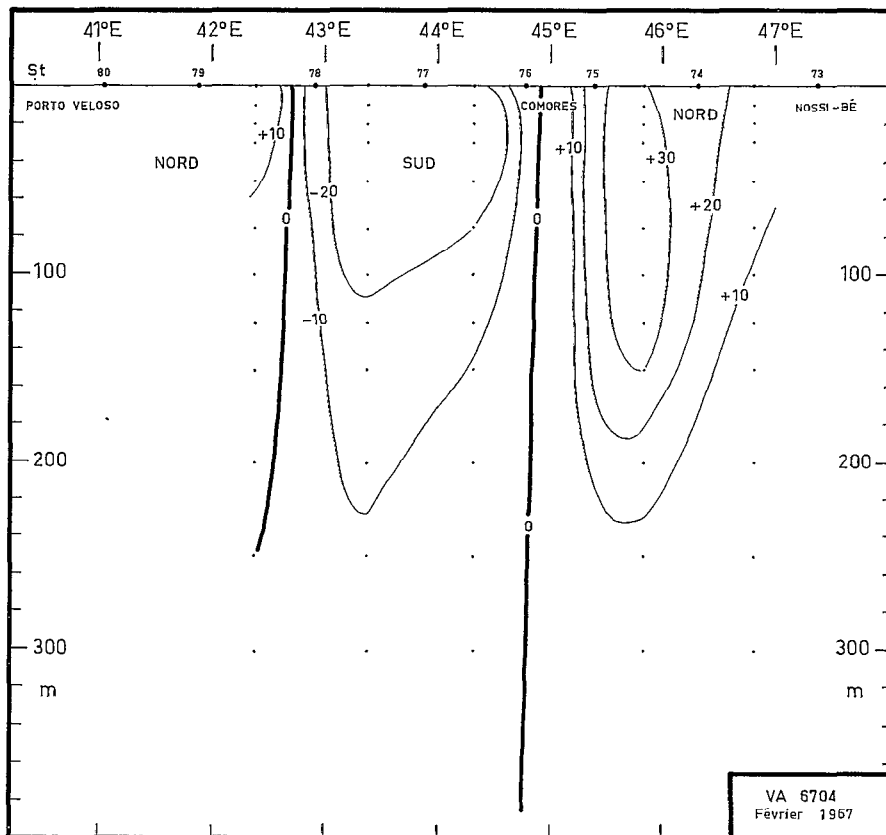


Fig. 25. — Coupe dynamique relative à 500 db. — Vitesse du courant en centimètres par seconde.

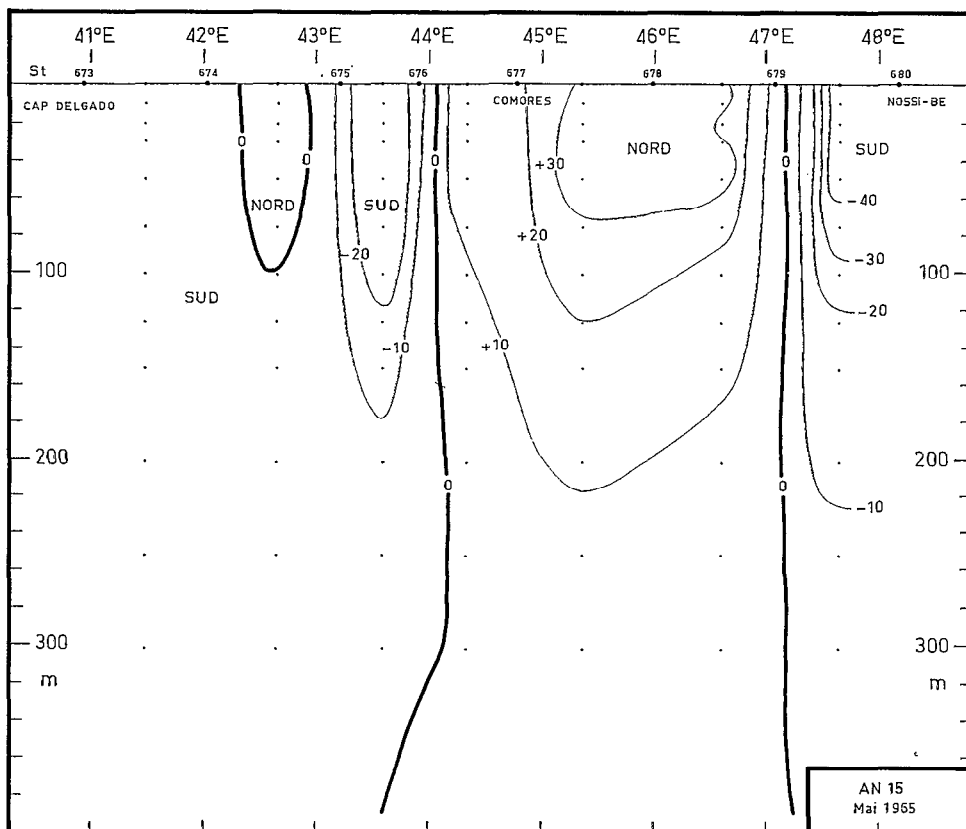


Fig. 26. — Coupe dynamique relative à 500 db. — Vitesse du courant en centimètres par seconde.

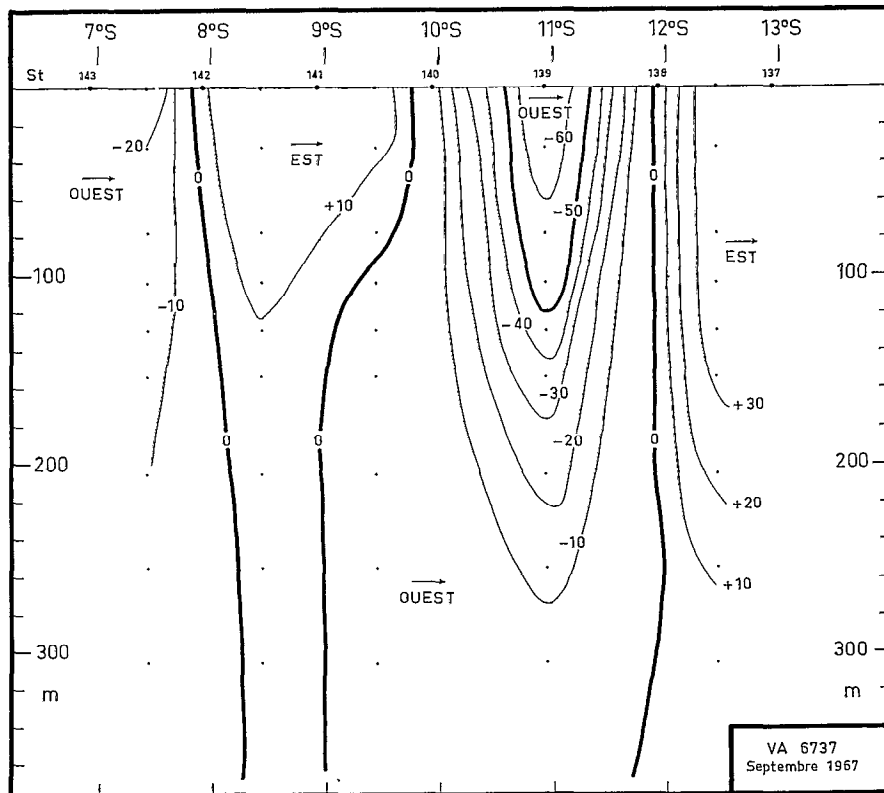


Fig. 27. — Coupe dynamique relative à 500 db. — Vitesse du courant en centimètres par seconde.

(croisière AN 15) (fig. 26). Elles montrent toutes, d'une part, entre les Comores et Madagascar, un courant dominant portant au nord, d'autre part, entre les Comores et l'Afrique, un courant dominant portant au sud. Pour ce qui est des croisières VA6630 (fig. 24) VA6635 (fig. 22) et VA6704 (fig. 25), la séparation entre le courant portant au sud et celui portant au nord est située près de Mayotte. De plus, pendant VA6630 et VA6704, on distingue successivement de Madagascar à la Côte d'Afrique : une veine de courant portant au nord, une veine portant au sud, une veine portant au nord et, près de la côte d'Afrique, pendant VA6630, une veine portant au sud. Ces trois croisières ont été faites en saison chaude. De même, les croisières VA6726 (fig. 23) et AN 15 (fig. 26) ont aussi de grandes analogies : la veine principale portant au nord est décalée vers le milieu du Canal de Mozambique. De chaque côté, on distingue une veine portant au sud. Ces croisières ont été faites en saison fraîche.

La mousson* est probablement la cause de la différence entre le régime du courant en saison fraîche et le régime du courant en saison chaude. En effet, la mousson de NE (saison chaude), refoulant le courant sud-équatorial vers le sud, provoque probablement l'établissement d'un mouvement tourbillonnaire autour des Comores. La mousson de SW (saison fraîche), aspirant l'eau du courant sud-équatorial vers le nord, non seulement ne permet plus l'établissement de ce mouvement tourbillonnaire, mais entraîne vers le nord l'eau du Canal de Mozambique.

Une coupe dynamique relative à 500 db (fig. 27) a été dressée pour la campagne VA6737. Elle montre un fort courant (62 cm/s en surface) portant à l'ouest entre 12° S et 10° S. De part

* Le climat de la partie occidentale de l'Océan Indien est caractérisé par la mousson : le vent souffle de SW de juin à octobre et de NE de novembre à mai. Le vent de SW est en général plus fort que le vent de NE. La partie nord du Canal de Mozambique n'est pas directement intéressée par ce régime dont l'influence s'arrête à 4°00' N. Aux Iles Comores, le vent est en général faible et mal orienté d'octobre à mars. Il souffle du quartier SE le reste de l'année.

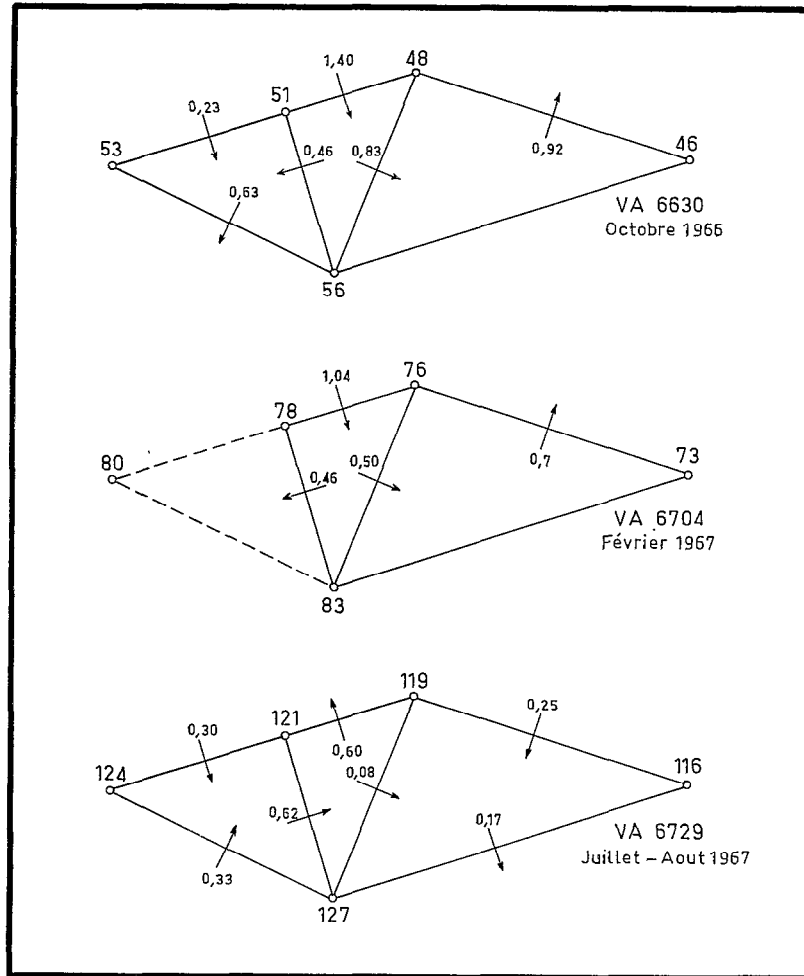


Fig. 28. — Flux relatif à 500 db en $10^6 \text{m}^3/\text{sec}$.

et d'autre, entre 12°S et 13°S , puis entre 10°S et 8°S , le courant porte à l'est. Il porte à l'ouest entre 8°S et 7°S . Il est possible que la veine principale du courant sud-équatorial passe entre 12°S et 10°S .

Le flux entre Madagascar et Mayotte a été calculé, relativement à 500 db, entre la station fixe ($13^\circ 15' \text{S} - 47^\circ 23' \text{E}$), située au large de la côte nord-ouest de Madagascar, et Mayotte. Les résultats sont les suivants :

VA6613	28 juin-1 ^{er} juillet 1966	$0,04 \cdot 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ vers le nord.
VA6618	2-5 août 1966	$0,48 \cdot 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ vers le nord.
VA6624	6-10 septembre 1966	$0,05 \cdot 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ vers le sud.
VA6630	3-12 octobre 1966	$0,92 \cdot 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ vers le nord.
VA6635	23 novembre-1 ^{er} décembre 1966	$1,03 \cdot 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ vers le nord.
VA6704	31 janvier-9 février 1967	$0,70 \cdot 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ vers le nord.
VA6726	27 juin-6 juillet 1967	$0,50 \cdot 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ vers le nord.
VA6729	25 juillet-4 août 1967	$0,25 \cdot 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ vers le sud.

En première approximation, le flux vers le nord est important en saison chaude, plus faible, et dirigé vers le nord ou le sud, en saison fraîche.

Le flux entre Mayotte et la côte d'Afrique a été calculé, relativement à 500 db, pour VA6635 et VA6726 entre Mayotte et le Cap Delgado, pour VA6630 et VA6729 entre Mayotte et Porto

Veloso. Les résultats comparés aux flux déjà calculés entre Madagascar et Mayotte sont les suivants :

Croisière	Date	Flux	
		Madagascar-Mayotte	Mayotte-Afrique
VA6635	nov.-déc. 66	1,03-10 ⁶ m ³ /s nord	1,10-10 ⁶ m ³ /s sud
VA6726	juin-juil. 67	0,50-10 ⁶ m ³ /s nord	0,58-10 ⁶ m ³ /s sud
VA6630	oct. 66	0,92-10 ⁶ m ³ /s nord	1,63-10 ⁶ m ³ /s sud
VA6729	juil.-août 67	0,25-10 ⁶ m ³ /s sud	0,30-10 ⁶ m ³ /s nord

Excepté pour VA6630, il semble que les flux Mayotte-Afrique soient comparables aux flux Madagascar-Mayotte.

Les croisières Sud-Comores (fig. 1) ont été divisées en un certain nombre de mailles (fig. 28) et le flux entrant et sortant a été calculé relativement à 500 db. L'on ne peut pas s'attendre à un bilan rigoureux, chaque campagne durant environ 10 jours. Cependant les résultats sont homogènes. En ce qui concerne les croisières VA6630, VA6729 et partiellement VA6704, à travers le Canal de Mozambique, il semble qu'il y ait, entre le Cap Saint André et la côte d'Afrique, un flux dirigé vers le sud pendant VA6630 (saison chaude) et vers le nord pendant VA6729 (saison fraîche). Pendant VA6704 (saison chaude), le calcul relatif à 200 db montre aussi un flux dirigé vers le sud.

Les calculs de flux entre 7° S et 13° S ont été faits relativement à 500 db et relativement à 800 db. Relativement à 500 db, les résultats sont les suivants :

- de 13° S à 12° S 0,91-10⁶m³/s vers l'est.
- 12° S à 10° S 2,20-10⁶m³/s vers l'ouest.
- 10° S à 7° S 0,23-10⁶m³/s vers l'ouest.

Relativement à 800 db, les résultats sont les suivants :

- de 13° S à 12° S 2,20-10⁶m³/s vers l'est.
- 12° S à 10° S 4,00-10⁶m³/s vers l'ouest.
- 10° S à 8° S 2,10-10⁶m³/s vers l'ouest.

Dans les deux cas, il est possible que le flux principal du courant sud-équatorial passe entre 10° S et 12° S. Il faut aussi admettre que, dans cette région, le niveau de référence, a une importance considérable.

VI. CONCLUSION

Cette étude est le bilan du travail au large effectué en 1966 et 1967 par le Centre O.R.S.T.O.M. de Nossi-Bé qui a permis d'esquisser l'évolution saisonnière des propriétés physico-chimiques des eaux superficielles, de définir les caractéristiques des masses d'eau profonde au large de la côte nord-ouest de Madagascar et de reconnaître les grandes lignes de la circulation au nord du canal de Mozambique de 16° S à 7° S : en saison chaude, un mouvement tourbillonnaire anticyclonique s'installe autour des Comores ; en saison fraîche, un flux d'eau de surface semble provenir de la partie sud du Canal de Mozambique. Cependant tous les problèmes de cette région sont loin d'être résolus : l'origine de certaines masses d'eau n'a pas été établie et les causes de certains phénomènes superficiels sont encore ignorées. Dans les années à venir, il conviendrait donc d'agrandir la zone prospectée vers le nord et vers le sud.

REMERCIEMENTS.

Les auteurs adressent leurs remerciements à Michel PRIVE et Azizaly TERAY, assistants au Centre O.R.S.T.O.M. de Nossi-Bé, qui ont rendu possible cette publication.

BIBLIOGRAPHIE

- ANGOT (M.), 1965. — Cycle annuel de l'hydrologie dans la région proche de Nossi-Bé. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, III (1) : 55-56.
- ANGOT (M.), GERARD (R.), 1966. — Hydrologie et phytoplancton de l'eau de surface en avril 1965 à Nossi-Bé. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.* IV (1) : 95-136.
- ANONYME, 1958. — Observations hydrologiques de la station AGI de Madagascar. *Bull. Inf. COEC X* (8) : 511-514.
- ANONYME, 1959. — Observations hydrologiques de la station AGI de Madagascar. *Cah. Océanogr.* XI (5) : 323-331.
- BROWN (N. L.), HAMON (B. V.), 1961. — An inductive salinometer. *Deep Sea Res.*, Vol. 8 (1) : 65-75.
- CLOWES (A. J.), DEACON (G. E. R.), 1935. — The deep water circulation of the Indian Ocean. *Nature*, Vol. 136 déc. 1935 : 936-938.
- DUING (W.), KOSKE (P. H.), 1967. — Hydrographische Beobachtungen um Arabischen Meer während der Zeit des Nordostmonsuns 1964-1965. « *Meteor* » *Forsch. Erg.*, Reihe A, 3 : 1-43.
- DUING (W.), SCHWILL (W. D.), 1967. — Ausbreitung und Vermischung des salzreichen Wassers aus dem roten Meer und aus dem Persischen Golf. « *Meteor* » *Forsch. Erg.*, Reihe A, 3 : 44-46.
- FOULK (C. W.), BAWDEN (A. T.), 1926. — A new type of end point in electrometric titration and its application to iodometry. *J. Americ. Chem. Soc.* 48 : 2045-2051.
- GREEN (E. J.), CARRITT (D. E.), 1967. — New tables for oxygen saturation of sea water. *J. mar. Res.*, 25 (1) : 140-147.
- MENACHE (M.), 1961. — Découverte d'un phénomène de remontée d'eaux profondes au sud du Canal de Mozambique. *Mem. Inst. Sci. de Madagascar, Série F IV* : 167-173.
- MENACHE (M.), 1963. — Première campagne océanographique du « COMMANDANT-ROBERT-GIRAUD » dans le Canal de Mozambique. *Cah. Océanogr.* XV (4) : 244-285.
- MURPHY (J.), RILEY (J. P.), 1962. — A modified single solution for the determination of phosphate in natural waters. *Anal. Chim. Acta.* 26 : 31-36.
- NISKIN (S. J.), 1964. — A reversing-thermometer mechanism for attachment to oceanographic devices. *Limnol. and Oceanogr.*, Vol 9 (4) : 591-594.
- ORREN (M. J.), 1963. — Hydrological observations in the south-west Indian Ocean. Division of Sea Fisheries. *Invest. Rep. n° 45.* Cape Town. 61 p.
- REDFIELD (A. C.), KETCHUM (B. H.), RICHARDS (F. A.), 1963. — The influence of organisms on the composition of sea water. The Sea. MN Hill Interscience. New-York and London : 26-27.
- ROCHFORD (D. J.), 1964. — Salinity maxima in the upper 1000 meters of the North Indian Ocean. *Austral. J. Mar. Freshwat. Res.* Vol. 15 (1) : 1-24.
- ROCHFORD (D. J.), 1965. — Rapid changes in the characteristics of the deep salinity maximum of the south east Indian Ocean. *Austral. J. Mar. Freshwat. Res.* Vol. 16 (2) : 129-149.
- ROCHFORD (D. J.), 1966. — Sources regions of oxygen maxima in intermediate depths of the Arabian Sea. *Austral. J. Mar. Freshwat. Res.* Vol. 17 (1) : 1-30.
- ROCHFORD (D. J.), 1966. — Distribution of Banda Intermediate water in the Indian Ocean. *Austral. J. Mar. Freshwat. Res.* Vol. 17 (1) : 61-76.
- RYTHER (J. H.), MENZEL (D. W.), 1964. — On the production, composition and distribution of organic matter in the western Arabian Sea. *Deep Sea Res.* Vol. 11 : 757-765.
- SCHOTT (G.), 1935. — Géographie des Indischen und Stillen Ozeans. Hambourg. Verlag von C. Boysen, 413 p.
- SVERDRUP (H. V.), JOHNSON (M. W.), FLEMING (R. H.), 1942. — The Oceans. Prentice Hall. Englewood Cliffs, N. J., 1087 p.
- TCHERNIA (P.), LACOMBE (H.), LE FLOCH (J.), 1951. — Contribution à l'étude de l'Océan Indien et du secteur adjacent de l'Océan Antarctique. *Bull. Inf. COEC III* (10) : 414-479.
- TCHERNIA (P.), 1957. — Sur l'origine des eaux salées profondes du nord ouest de l'Océan Indien. *Bull. Inf. COEC IX* (10) : 545-550.
- TCHERNIA (P.), LACOMBE (H.), GUIBOUT (P.), 1958. — Sur quelques nouvelles observations hydrologiques relatives à la région équatoriale de l'Océan Indien. *Bull. Inf. COEC X* (3) : 115-143.
- THOMSEN (H.), 1933. — The circulation in the depths of the Indian Ocean. *Cons. perm. Internation. Explor. Mer. J. Cons.* VIII : 73-79.
- TRAGANZA (E. D.), 1964. — The photometric determination of inorganic phosphate-phosphorus in sea water. *Inst. mar. Sci.*, Miami, 6 p. multigr.
- VINOGRADOV (M.), VORONIMA (N. M.), 1962. — Influence of the oxygen deficit on the distribution of plankton in the Arabian Sea. *Deep Sea Res.* Vol. 9 : 523-530.
- WYRTKI (K.), 1961. — Scientific results of marine investigations of the South China Sea and the Gulf of Thailand. 1959-1961. Physical Oceanography of the south-east asian waters. *Naga Report.* Vol. 2, Scripps Instn Oceanogr., 195 p.
- ZAKLINSKII (G. R.), 1964. — Deep circulation of water in the Indian Ocean. *Deep Sea Res.* Vol. 11 (2) : 286-292.