



MERS REGIONALES

PROGRAMME DES NATIONS UNIES POUR L'ENVIRONNEMENT

B. Wauthy:

L'environnement océanique physique dans la zone de la CPS

PNUE : rapports et études des mers régionales n° 83

Préparé avec la collaboration de



CPS



SPEC



CESAP

PNUE 1986

Na.86-6660

Note: Le présent document a été préparé par M. B. Wauthy pour la Commission du Pacifique Sud (CPS), le Bureau de coopération économique du Pacifique Sud (SPEC), la Commission économique et sociale pour l'Asie et le Pacifique de l'ONU (CESAP) et le Programme des Nations Unies pour l'environnement (PNUE) dans le cadre des projets FP/5102-82-14 et FP/5102-85-05 comme contribution au Programme régional pour l'environnement du Pacifique Sud.

Les appellations employées dans ce document et la présentation des données qui y figurent n'impliquent de la part du PNUE, de la CESAP, du SPEC ou de la CPS aucune prise de position quant au statut juridique des Etats, territoires, villes ou zones ou de leurs autorités, ni quant au tracé de leurs frontières ou limites. Le document exprime les opinions de l'auteur et ne reflète pas nécessairement les vues du PNUE, de la CESAP, du SPEC ou de la CPS.

A des fins bibliographiques le présent document peut être cité comme suit:

B. Wauthy: L'environnement océanique physique dans la zone de la CPS. Rapports et études du PNUE sur les mers régionales No. 83. PNUE, 1986.



MERS REGIONALES

PROGRAMME DES NATIONS UNIES POUR L'ENVIRONNEMENT

B. Wauthy:
*L'environnement océanique
physique dans la zone de la CPS*

PNUE : rapports et études des mers régionales n° 83

Préparé avec la collaboration de



CPS



SPEC



CESAP

PREFACE

Il y a quatorze ans que la Conférence des Nations Unies sur l'environnement (Stockholm, 5-16 juin 1972) adoptait le Plan d'action pour l'environnement, y compris les Principes généraux pour évaluer et combattre la pollution des mers. Se fondant sur les conclusions de la Conférence de Stockholm, l'Assemblée générale des Nations Unies a décidé de créer le Programme des Nations Unies pour l'environnement (PNUE), dont la fonction devait être "d'assurer la coordination des programmes relatifs à l'environnement dans le cadre des organismes des Nations Unies" (résolution 2997(XXVII) de l'Assemblée générale, en date du 15 décembre 1972). L'Assemblée invitait les organismes des Nations Unies à "adopter les mesures qui pourraient être nécessaires pour mettre en oeuvre des programmes concertés et coordonnés en ce qui concerne les problèmes internationaux d'environnement", et elle invitait également les "organisations intergouvernementales et les organisations non gouvernementales qui s'intéressent à l'environnement à apporter leur appui sans réserve et leur collaboration à l'Organisation des Nations Unies, en vue de réaliser une coopération et une coordination aussi étendues que possible". Par la suite, le Conseil d'administration du PNUE a choisi "les océans" comme l'un des domaines prioritaires dans lesquels il concentrerait ses efforts pour s'acquitter de son rôle de catalyseur et de coordonnateur.

Le Programme pour les mers régionales a été inauguré par le PNUE en 1974. Depuis lors, le Conseil d'administration du PNUE a approuvé à plusieurs reprises une approche régionale pour la lutte contre la pollution des mers et pour la gestion des ressources marines et côtières et a demandé la mise au point de plans d'action régionaux.

Le Programme pour les mers régionales porte actuellement sur dix régions^{1/}, et plus de 120 Etats côtiers y participent. Il est conçu comme un programme d'action qui concerne non seulement les conséquences de la dégradation de l'environnement mais aussi ses causes et qui comporte une approche générale de la lutte menée pour résoudre les problèmes de l'environnement au moyen de la gestion du milieu marin et des zones côtières. Chaque plan d'action régional est formulé en fonction des besoins de la région, tels que les conçoivent les gouvernements intéressés. Il doit associer une évaluation de la qualité du milieu marin et des causes de sa dégradation à des activités de gestion et de mise en valeur du milieu marin et des zones côtières. Les plans d'action encouragent la mise au point simultanée d'instruments juridiques régionaux et de programmes d'activités concrètes^{2/}.

L'idée d'un programme régional pour la gestion de l'environnement dans le Pacifique Sud est née au sein de la Commission du Pacifique Sud (CPS) en 1974. Des consultations entre la CPS et le PNUE ont abouti en 1975 à la suggestion d'organiser une conférence de l'environnement océanien. Le Bureau de coopération économique du Pacifique Sud (SPEC) et la Commission économique et sociale pour l'Asie et le Pacifique (CESAP) se sont associés à l'initiative de la CPS. Le PNUE a apporté son soutien à l'élaboration du programme qui a pris le nom de Programme régional océanien de l'environnement dans le cadre de son Programme pour les mers régionales.

^{1/} Méditerranée, Plan d'action de Koweït, Afrique de l'Ouest et du Centre, Région des Caraïbes, Asie de l'Est, Pacifique de Sud-Est, Pacifique Sud, Mer Rouge et Golfe d'Aden, Afrique de l'Est et Asie du Sud.

^{2/} PNUE: Réalisations et projets d'extension du Programme du PNUE pour les mers régionales et des programmes comparables relevant d'autres organismes. Rapports et études du PNUE sur les mers régionales No. 1. PNUE, 1982.

Un Plan d'action pour le Programme régional océanien de l'environnement (SPREP) a été adopté par la Conférence de l'environnement océanien dans le Pacifique Sud à Rarotonga, Iles Cook, 8-11 mars 1982 et a été approuvé sept mois plus tard par la Conférence du Pacifique Sud et le Forum du Pacifique Sud^{3/}.

Ce document a été préparé par M. Bruno Wauthy de l'ORSTOM (Office de la recherche scientifique et technique outre-mer) comme contribution au Programme régional océanien de l'environnement. Les commanditaires de cette étude aimeraient exprimer leur reconnaissance à l'auteur et à l'ORSTOM.

^{3/} Plan d'Action pour la gestion des ressources naturelles et de l'environnement du Pacifique Sud. Rapports et études du PNUE sur les mers régionales No. 29. PNUE, 1983.

TABLE DES MATIERES

	<u>Pages</u>
PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE CPS	1
Extension géographique	1
Les terres émergées	1
Le fond de l'océan	2
METEOROLOGIE	4
Circulation atmosphérique	4
Couverture nuageuse	7
Les précipitations en mer	8
Variabilité interannuelle	10
OCEANOLOGIE	10
Notions d'océanographie	11
Hydrologie du Pacifique intertropical.	19
La circulation dans la zone CPS	35
CONCLUSION: L'ENVIRONNEMENT OCEANIQUE DANS LA ZONE CPS	40
Pauvreté des eaux	40
Contenu thermique élevé	41
REFERENCES	43
LISTE DE FIGURES	49
FIGURES	53

PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE CPS

Extension géographique

La zone d'action de la CPS (Fig. 1B) s'étire du 130°W au 130°E, de part et d'autre de la ligne de changement de date, entre les deux tropiques; elle est inégalement répartie en latitude, deux tiers de sa surface dans l'hémisphère sud, un tiers dans l'hémisphère nord; sa partie orientale correspond en gros au Pacifique Central Sud, sa partie occidentale au Pacifique Ouest à l'exclusion des parties de la mer du Corail au sud et de la mer des Philippines au nord qui baignent les côtes australiennes et philippines.

La surface intéressée est approximativement de $27,5 \times 10^6 \text{ km}^2$; elle représente 4/10 du Pacifique intertropical (Fig. 1A) et près du 1/5 des océans de la ceinture terrestre entre les tropiques.

Les distances en jeu sont considérables: il y a 8 000 km de Guam à Tahiti, 11 000 km de Pitcairn à Palau, 5 500 km du nord des Mariannes à Nouméa, 3 600 de Christmas à Rapa; au départ de Papeete (Tahiti), la prochaine escale continentale peut être au choix: Sydney à 6 000 km, San Francisco à 6 600 km, la Terre Adélie à 7 000 km, Vladivostok à 7 500 km, Valparaiso à 7 700 km ou Panama à 8 200 km.

La zone CPS est donc avant tout un très grand espace océanique qui englobe la majeure partie de l'OCEANIE des géographes.

Les terres émergées

Les terres émergées se présentent comme une multitude (poly) d'îles (nesos) de petite taille (micro) émiettées dans l'immensité océanique, le plus souvent groupées en archipels qui forment la Micronésie au nord-ouest et la Polynésie dans l'est. Elles contrastent avec les îles plus grandes de la Mélanésie qui, des Fidji à la Nouvelle-Guinée, se rattachent à l'ensemble structural du continent australien.

On a rassemblé dans le Tableau I:

- les superficies des îles ou des archipels (d'après "Le million", vol XV OCEANIE, Ed. Grange Batelière, Paris) groupés en Micronésie, Polynésie et Mélanésie, avec, pour cette dernière, la Papouasie-Nouvelle-Guinée à part compte-tenu de son caractère nettement continental.
- les surfaces océaniques occupées par ces grandes provinces, estimées d'après la dispersion géographique des archipels.
- des valeurs d'un "indice d'insularité" exprimées en %, calculées d'après le rapport des surfaces émergées à la surface océanique.

Le caractère d'insularité est extrême en Micronésie où les îles ne représentent qu'une fraction infime de la surface océane; il est très marqué en Polynésie où l'éloignement des continents accentue l'impression d'isolement; il s'estompe pour la "Mélanésie des îles" où l'on trouve, relativement, près de 100 fois plus de terres qu'en Micronésie.

Dans l'ensemble de la zone CPS, l'insularité reste cependant le caractère dominant, puisqu'on n'y trouve que 2 pourcent de terres pour 98 pourcent d'eau. La figure 1A, qui pourrait être une "vue d'artiste de la Terre à partir de l'espace à la verticale de l'île Jarvis" illustre bien ce point.

Tableau I: Superficies et insularité dans la zone CPS

	TERRES (km ²)	OCEAN (10 ⁶ km ²)	INSULARITE
Mariannes	404		
Marshall	181		
Palau	478		
Ponape	334		
Yap	216		
Truk	104		
Guam	549		
Nauru	21		
Kiribati	931		
MICRONESIE	3 218	8,8	0,036 %
Tuvalu	26		
Wallis et Futuna	255		
Samoa occidentales	2 842		
Samoa américaines	197		
Tonga	699		
Tokelau	10		
Cook	445		
Niue	259		
Société	1 647		
Marquises	1 274		
Australes	164		
Tuamotu-Gambier	915		
POLYNESIE	8 733	13,2	0,066 %
Nouvelle-Bretagne	36 519		
Nouvelle-Irlande	8 651		
Manus - Amirauté	2 072		
Bougainville-Buka	10 500		
Salomon	28 446		
Fidji	18 272		
Vanuatu	14 763		
Nouvelle-Calédonie	19 058		
MELANESIE	138 281	5,5	2,51 %
Papouasie-Nouvelle-Guinée	403 950		
Total MELANESIE	542 231	5,5	9,85 %
TOTAL ZONE CPS	554 182	27,5	2,01 %

Si la présence des petites îles n'a qu'une incidence marginale sur les caractéristiques de l'environnement océanique, l'importance des grandes îles de la Mélanésie dont certaines sont très hautes (chaîne avec des sommets à plus de 4 000 m en Nouvelle-Guinée) tient au fait que les fortes précipitations y provoquent toute l'année une érosion importante qui draine des quantités considérables d'éléments minéraux solubles (sels nutritifs et oligo-éléments), propres à accroître la fertilité des eaux océaniques qui les baignent; les taux les plus élevés de lessivage chimique des roches sont en effet observés dans la zone équatoriale humide où l'on trouve une température élevée et des pluies abondantes (Strakhov - 1960).

Le fond de l'océan (Fig. 2)

Le relief du fond de l'océan est très accidenté dans la partie occidentale de la zone, où se trouvent les marges continentales.

La plate-forme continentale définie par l'isobathe 200 m délimite le continent proprement dit; elle montre à l'évidence que la Nouvelle-Guinée se rattache directement à l'Australie; on trouve moins de 100 m de profondeur dans la majeure partie de la mer d'Arafura et moins de 20 m au détroit de Torrès.

La zone marginale s'étend du continent jusqu'aux arcs insulaires formant à l'est une guirlande quasi-continue d'îles ou de hauts-fonds de la Nouvelle-Zélande au Japon, en passant par les Tonga, les Salomon, l'archipel Bismarck, Palau et les Mariannes: c'est le domaine des mers bordières telles la mer de Tasman, la mer du Corail, la mer des Salomon ou la mer des Philippines; à l'intérieur de la zone marginale, des hauts reliefs portent des archipels comme les Fidji, le Vanuatu, la Nouvelle-Calédonie, les Loyauté, tandis que les rides à moins de 2 000 m, (ride de Lord Howe, ride de Norfolk, ride de Lau) isolent des plateaux où la profondeur excède 2 000 m (Fidji nord et Chesterfield) et même 4 000 m (bassin de Nouvelle-Guinée, bassin des Salomon, bassins des Nouvelles-Hébrides, bassin des Fidji, bassin de la mer du Corail).

Les arcs insulaires sont bordés à l'est par des fosses profondes dont les plus caractéristiques sont la fosse des Mariannes (10 915 m), la fosse de Palau (8 050 m), la fosse de Bougainville (9 103 m), la fosse des Nouvelles-Hébrides (9 165 m), la fosse des Tonga (10 882 m), la fosse de Kermadec (10 047 m); les versants de ces fosses forment souvent un système de gradins échelonnés.

À l'est des arcs insulaires, le relief est moins accentué; la profondeur est en moyenne supérieure à 4 000 m; des hauts reliefs en forme de croupes océaniques s'allongent sur de grandes distances; leur largeur est de 200 à 500 km; ils sont plus ou moins parallèles, de direction NO.SE et peuvent servir de soubassement à des atolls (Carolines, Marshall, Ellice et Gilbert, Tokelau-Cook, îles de la Ligne, Tuamotu-Gambier); avec quelques plateaux transversaux de direction E.O, ils délimitent des bassins plus ou moins grands (bassin des Carolines, bassin des Marshall, bassin du S.O., bassin central, bassin du N.O.) et quelques fosses profondes. D'autres reliefs de moindre extension, dus à l'activité volcanique, portent des groupes d'îles plus isolées (îles de la Société, Samoa, Marquises, Hawaï).

La bathymétrie présentée dans la figure 2 montre que la mer du Corail et la mer des Salomon sont relativement isolées:

- à l'ouest par la masse continentale de l'Australie et de la Nouvelle-Guinée qui forme une barrière quasi-continue,
- à l'est et au nord par les arcs insulaires des Nouvelles-Hébrides, des Santa-Cruz, des Salomon et la Nouvelle-Bretagne,
- au sud par des seuils entre la Nouvelle-Calédonie et la Grande Barrière en passant par le plateau des Chesterfield qui interdisent pratiquement tout échange avec la mer de Tasman à des profondeurs supérieures à 3 000 m.

METEOROLOGIE

Circulation atmosphérique

La pression atmosphérique au sol et le régime des vents dans les basses couches

La réponse différente des continents et des océans au facteur thermique saisonnier du rayonnement solaire commande la répartition des pressions ramenées au niveau de la mer (Fig. 3 - Queney, 1974).

Dans l'hémisphère sud, l'effet de latitude domine: les isobares sont approximativement zonales; la ceinture des hautes pressions subtropicales est pratiquement continue, avec cependant une augmentation de la pression en hiver austral sur l'Australie, tandis qu'en été le nord de ce continent est envahi par les basses pressions équatoriales indonésiennes.

Dans l'hémisphère nord, c'est l'effet continental qui domine aux saisons extrêmes: en été boréal, la dépression thermique continentale indo-asiatique se creuse, tandis qu'un anticyclone envahit tout le Pacifique Nord: en hiver, par contre, un vaste et puissant anticyclone se forme sur l'Asie, centré sur le massif de l'Himalaya, alors que la vaste zone dépressionnaire des Aléoutiennes repousse l'anticyclone océanique subtropical dans la partie orientale du Pacifique Nord.

Ce champ de pression organise les vents des basses couches.

Dans le Pacifique Central, la permanence des hautes pressions subtropicales (anticyclone d'Hawaï, anticyclone de l'île de Pâques) entretient en toutes saisons un régime d'alizés régulier soufflant en direction de la zone de basse pression proche-équatoriale.

Dans le Pacifique Occidental, l'influence de l'Asie impose un régime saisonnier de moussons qui soufflent des hautes pressions de l'hémisphère d'hiver vers les basses pressions continentales de l'hémisphère d'été; ainsi sur les Philippines, la Nouvelle-Guinée et le nord de l'Australie, on observe une alternance de vents du secteur nord à nord-ouest en hiver boréal, et de vents du secteur sud à sud-est en hiver austral.

Tout au long d'"une année normale", la zone équatoriale englobant l'Indonésie est occupée par des pressions relativement basses, si bien qu'il existe habituellement un gradient de pression décroissant le long de l'équateur entre le Pacifique Oriental et le Pacifique Occidental, induisant une circulation zonale baptisée "cellule de Walker", constituée d'une branche inférieure qui serait le flux d'alizés, d'une branche ascendante sur l'Indonésie, d'une branche supérieure de retour en altitude alimentant l'air subsident dans le Pacifique Oriental.

Le champ de vent dans les basses couches

La connaissance du champ de vent à la surface de l'océan est primordiale pour les marins, les océanologues et les climatologues. La mise en mouvement de l'océan étant, pour l'essentiel, due à l'entraînement du vent par friction sur la surface, le champ de vent moyen (vitesse, direction) est utilisé par les océanographes pour calculer un certain nombre de grandeurs dérivées (force d'entraînement, tourbillon du vent) nécessaires pour les modèles de circulation océanique. Les échanges océan-atmosphère, qui conditionnent en grande partie la météorologie, dépendent également de la vitesse du vent.

Le champ de vent peut être décrit à partir des observations réalisées aux stations météorologiques établies sur les îles ou à partir des observations faites en mer par les navires. Les vents observés à terre, surtout à partir des îles hautes, peuvent n'être que peu représentatifs du vent du large (Hyrтки and Meyers, 1975); les vitesses des vents géostrophiques calculées à partir

des différences de pression atmosphérique entre les îles dans la bande 20°N - 20°S ne donnent pas une bonne estimation de la force des alizés; en conséquence, le champ de vent est établi plutôt à partir des observations des navires (Hidaka, 1958, Helleman, 1967, Myrski et Meyers, 1975, Kutsuwada et Sakurai, 1982).

Le champ de vent dans la zone intertropicale du Pacifique est caractérisé par les alizés; la stabilité de ces vents fait qu'on peut calculer une valeur moyenne de la force d'entraînement τ (en $N.m^{-2}$) du vent sur la surface océanique, suivant la formule $\tau = \rho a C_D W^2$, où ρa est la densité de l'air (à peu près constante, voisine de $1,2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), C_D un coefficient de friction et W la vitesse du vent en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

En traitant environ cinq millions d'observations de vent rassemblées au Environmental Data Service, Asheville, N.C. dans le Marine Deck (Tape Data Family - 11), Myrski et Meyers ont publié pour le Pacifique intertropical des cartes mensuelles présentant un vecteur vent moyen (vitesse et direction) et un vecteur force d'entraînement moyen (Fig. 4), et des cartes bimestrielles de grandeurs dérivées comme le rotationnel de cette force d'entraînement ou la divergence du vent (grille 2° lat. x 10° long.) (Fig. 5).

La permanence du système des alizés apparaît nettement dans la figure 4.

Alizés de N.E.

Les alizés de N.E. sont forts de novembre à mai; ils soufflent alors à travers tout le Pacifique jusqu'en Asie où ils renforcent la mousson d'hiver de nord-est sur la mer de Chine; ils atteignent 5°N dans le Pacifique Ouest.

Les alizés de N.E. sont faibles de juin à octobre, surtout dans le Pacifique Ouest, où la force d'entraînement du vent diminue de moitié; la mousson du sud-ouest qui souffle près de l'Asie en été affecte la direction des vents jusqu'à 170°E.

Alizés de S.E.

Les alizés de S.E. sont forts de juin à octobre avec un maximum en juillet; ils sont plus faibles de décembre à mai, surtout dans le Pacifique Ouest qui est alors envahi par les calmes équatoriaux.

Au sud d'une ligne îles Salomon - îles de la Société, l'alizé est dirigé par des hautes pressions centrées aux environs des îles Kermadec, dues à des anticyclones mobiles qui n'apparaissent pas sur les cartes de pression moyenne mais représentent un élément constant de la dynamique atmosphérique, au jour le jour, de cette région.

Divergence du champ de vent

La divergence ou la convergence des vents horizontaux en surface sont à l'origine des mouvements verticaux dans la basse troposphère; la divergence est calculée à partir du champ de vent moyen par la formule:

$$\text{div } \bar{W} = \frac{\delta W_x}{\delta x} + \frac{\delta W_y}{\delta y}$$

W_x et W_y étant les composantes du vecteur vitesse du vent moyen \bar{W} dans un système de coordonnées rectangulaires x et y comptées positivement vers l'est et vers le nord respectivement.

La répartition moyenne annuelle de cette propriété est présentée dans la figure 5A; les isolignes correspondent à des intervalles de $4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$; les traits remarquables sont:

- Une bande transpacifique zonale entre 5°N et 10°N où la convergence est maximale; c'est la Zone Intertropicale de Convergence (ZITC) entre les alizés de l'hémisphère nord et les alizés de l'hémisphère sud qui ont franchi l'équateur.
- Une bande, en écharpe, partant de l'équateur dans le Pacifique Ouest pour rejoindre le Pacifique Central au niveau du tropique sud où la convergence se fait entre l'alizé d'E.N.E. alimenté par de l'air tropicalisé dirigé par l'anticyclone de l'île de Pâques et l'alizé d'E.S.E. alimenté par de l'air polaire évolué dirigé par les hautes pressions de la région des îles Kermadec: c'est la Zone de Convergence du Pacifique Sud (ZCPS) (C. Cauchard et J. Inchauspe, 1976).
- Une région où la divergence est positive, entre ces deux zones de convergence; elle couvre tout le Pacifique Oriental de 30°S à 5°N et intéresse l'équateur jusqu'à 170°E.

La circulation verticale dans la troposphère (ascendante dans les bandes de convergence et descendante dans les régions de divergence) est en relation directe avec les formations nuageuses dispensatrices de pluie.

Rotationnel de la force d'entraînement du vent

Cette propriété est importante pour calculer les transports océaniques dans les modèles de circulation et aussi pour déterminer la topographie de la thermocline dans le système des courants équatoriaux, le rotationnel du vent étant directement lié à la divergence des courants de surface, donc à la circulation verticale océanique.

Elle est calculée à partir des composantes \bar{u} et \bar{v} (comptées positivement vers l'est et vers le nord respectivement) de la force d'entraînement du vent par la formule:

$$\text{rot. } \bar{v} = \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$$

et sa répartition moyenne annuelle est présentée dans la figure 5B où les isolignes correspondent à des intervalles de $4 \times 10^{-8} \text{ N.m}^{-3}$.

Dans l'hémisphère nord, la région des alizés de N.E. est divisée en deux bandes zonales, l'une à rotationnel négatif, l'autre à rotationnel positif, au nord et au sud de 15°N, respectivement; les valeurs maximales positives sont trouvées dans le Pacifique Central, dans la ZITC et à la bordure nord de la zone des calmes équatoriaux dans le Pacifique Occidental.

Dans l'hémisphère sud, la région des alizés de S.E. du Pacifique Oriental est de même divisée en deux bandes, l'une de valeurs négatives, l'autre de valeurs positives, respectivement au nord et au sud de 18°S; dans le Pacifique Occidental, un maximum de valeurs négatives du rotationnel s'étend de la Nouvelle-Guinée vers les îles de la Société correspondant à la ZCPS.

Précisons que la divergence des eaux de surface et la remontée d'eau subsuperficielle sont associées aux valeurs positives du rotationnel du vent dans l'hémisphère nord et aux valeurs négatives dans l'hémisphère sud.

Aucune des répartitions annuelles moyennes présentées dans la figure 5 ne donne une idée très réaliste des variations réelles considérables dans le temps et l'espace qui devront être recherchées dans les illustrations bimestrielles de la publication de référence (Myrtyki et Meyers, 1974).

Couverture nuageuse

La circulation verticale ascendante dans les bandes de convergence maximale ZITC et ZCPS porte en altitude de l'air chaud et humide de basse couche; cet air se refroidit par détente adiabatique et la vapeur d'eau qu'il contenait au départ condense sous forme de fines gouttelettes visibles qui restent en suspension et constituent les formations nuageuses: dans certaines conditions, elles peuvent grossir et tomber en chute libre, donnant les précipitations.

Pour observer la répartition de ces formations nuageuses éphémères sur l'immensité océanique, les satellites constituent un outil révolutionnaire. Depuis le lancement de TIROS I en 1960, les analyses de nuages (néphanalyses) ont été des "produits" d'intérêt pour les spécialistes de l'environnement; dès TIROS IX (1965), une vue de la structure nuageuse pour tout le globe terrestre était obtenue.

Sadler *et al.* (1976) ont utilisé les catégories du code d'estimation de la nébulosité du NESS (National Environmental Satellite Service) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Department of Commerce, Washington DC, USA), pour la période 1966-1973 (Satellites TIROS IX et X; ESSA 1, 3, 5 et 7; ITOS 1; NOAA 1 et 2); une table d'équivalence entre ces catégories et la couverture nuageuse exprimée en "octas" leur a permis d'intégrer les valeurs pour chaque maille d'une grille de 2,5 degrés d'intervalle (en latitude et en longitude): le produit final se présente sous forme de cartes mensuelles de couverture nuageuse pour l'océan Pacifique du 30°S à 60°N: celles de février et d'août sont proposées dans la figure 6.

Les nuages ne sont pas distribués au hasard; ils s'organisent en formations très cohérentes qui sont en relation avec les vents des basses couches et la température de l'océan; leur persistance tout au long de l'année et leurs faibles déplacements saisonniers rendent compte de l'organisation de l'espace en régions à nébulosité minimale et en régions à nébulosité maximale assez bien définies géographiquement.

Maxima de couverture nuageuse

Si l'on s'en tient à la bande 30°N - 30°S, les traits remarquables sont:

- Les accumulations stratiformes du Pacifique Oriental au large de la Californie et du Pérou; ce sont des nuages "inférieurs" qui correspondent à l'inversion d'alizé qui se développe sur la bordure orientale des cellules anticyclonique d'Hawaï et de l'île de Pâques: ce sont des stratus et des stratocumulus qui n'amènent pas de pluie.
- Une bande zonale transocéanique proche-équatoriale entre 5°N et 10°N; elle est formée surtout par des cumulonimbus, nuages à grand développement vertical générateurs de fortes précipitations, en relation avec la ZITC; elle connaît à ses extrémités des variations dues aux influences continentales;
 - A l'est de 120°W: elle passe d'un minimum vers 5°N de décembre à mars, à un maximum vers 10°N de juin à août.
 - A l'ouest de 150°E: on la trouve de juin à octobre quand le flux de basse couche est une extension de la mousson asiatique d'été et elle varie en phase avec cette mousson; d'une bande étroite 5°N - 10°N en juin, elle s'étale en latitude jusqu'à 20°N en juillet-août pour diminuer ensuite et revenir à 5°N en octobre.
 - Dans la partie centrale, entre 150°E et 120°W: elle se trouve toute l'année entre 5°N et 10°N, très marquée; (entre 125°W et 140°W, la couverture excède 5 octas pour chaque mois sauf avril).

- Une bande dans le Pacifique Ouest-Sud; elle correspond à des cumulo-nimbus de la convection profonde; elle s'étire toute l'année entre la Nouvelle-Guinée et les îles Salomon avec des valeurs supérieures à 4,5 octas et des plages à 5 octas sur le relief (effet orographique); pendant l'été de l'hémisphère sud, elle s'intensifie et s'étend vers le S.E. en association avec la mousson d'hiver asiatique (décembre-février); elle peut alors atteindre les îles de la Société où elle se raccorde au sud avec un maximum de couverture nuageuse dû à une accumulation de stratiformes sur le bord oriental des hautes pressions subtropicales des îles Kermadec; cette bande est en relation avec la ZCPS.

Minima de couverture nuageuse

Ils correspondent aux régions où l'air est subsident et interdit pratiquement toute précipitation;

- C'est le cas du continent australien en hiver austral, où de juillet à septembre on trouve moins de 2 octas entre 25°S et 5°S.
- C'est le cas des ceintures des hautes pressions subtropicales où se forment les maxima de salinité des eaux superficielles.
- C'est le cas de la bande équatoriale refroidie par upwelling centrée sur 2°S entre 130°W et 160°W qui correspond à la branche descendante de la "cellule de Walker"; l'extension vers l'ouest de ce minimum de nébulosité est très nette en août-septembre-octobre où les valeurs inférieures à 4 octas atteignent 145°E, en relation avec le régime des vents d'est; à cette bande équatoriale refroidie où l'air est subsident, correspond la zone d'aridité du Pacifique Central.

Les précipitations en mer

Les mesures directes de la hauteur de pluie tombée en mer pendant un temps donné sont très délicates à faire à bord d'un navire du fait de l'instabilité de la plate-forme, de l'interférence des embruns, de la turbulence due aux super-structures; aussi sont-elles extrêmement rares (Reed et Elliot, 1977) et il faut s'en remettre à des méthodes indirectes pour estimer ce paramètre.

Extrapolation de la pluviométrie à terre

La plus simple des méthodes, et la plus anciennement utilisée, est d'extrapoler à partir des mesures effectuées par la méthode directe dans les stations d'observations météorologiques à terre dans les régions côtières limitrophes ou, mieux, dans les îles; tirant parti du nombre élevé des îles dans le Pacifique Central et Occidental, Taylor (1973) a publié des cartes mensuelles de répartition des pluies dans le Pacifique intertropical, à partir des observations de 200 stations météo sélectionnées; nous présentons dans la figure 7 les cartes de février, d'août et de la moyenne annuelle. Deux zones de maximum de précipitations sont repérées toute l'année:

- Une zone est-ouest entre 5 et 10°N
- Une bande s'étendant des Salomon à Pitcairn.

Séparant ces deux zones, on trouve la zone équatoriale de sécheresse; des zones de faible précipitation sont également remarquées au niveau des ceintures des hautes pressions subtropicales (air subsident).

Estimation à partir des observations météorologiques en mer

C'est la méthode de Tucker (1961); elle consiste à assigner des quantités données de précipitations aux quelques 100 états du temps retenus dans la liste du code synoptique international et à sommer ces quantités en fonction des observations faites par les navires dans

l'espace et dans le temps. Ainsi, Dorman et Bourke (1979) ont établi des cartes trimestrielles de précipitations pour le Pacifique de 30°S à 60°N, en appliquant cette méthode à des surfaces de 2° latitude x 5° longitude avec une correction prenant en compte la température de l'air local. Les deux bandes de maximum de précipitations correspondant aux zones de convergence (ITCZ et SPCZ) sont clairement mises en évidence, ainsi que l'extension jusqu'au 180° de la zone équatoriale d'aridité; dans l'hémisphère sud, la forte pluviosité sur la partie occidentale contraste avec la sécheresse relative de la partie orientale. Le trimestre mars-avril-mai est le moins pluvieux pour l'ensemble de la zone intertropicale; dans l'hémisphère sud, décembre-janvier-février est le trimestre le plus arrosé; dans l'hémisphère nord, entre l'équateur et le tropique, juin-juillet-août et septembre-octobre-novembre sont les trimestres des pluies maximales.

Estimation à partir des satellites

Des "nephanalyses", ou analyses de couverture nuageuse, sont faites en routine à partir des observations des satellites dans divers canaux.

L'utilisation judicieuse de la couverture nuageuse très bien observée par les satellites peut être d'un grand secours pour la détermination des grands traits climatologiques et des hauteurs de pluie relatives sur les régions tropicales et équatoriales où elles sont surtout d'origine convective (Taylor, 1973).

Une corrélation entre les hauteurs de pluie mensuelles mesurées sur des atolls et la nébulosité sur la surface de 2,5° correspondant, a été calculée par Sadler et al. (1976); le coefficient trouvé de 0,54 est hautement significatif au niveau 1 pourcent; ce résultat est excellent si l'on rappelle que les nuages sont observés à un instant donné et moyennés sur 57 000 km², alors que la pluie, surtout due à la convection dans des cumulus, n'est mesurée qu'en un seul point, une fois par 24 heures.

Précipitations dans la zone CPS

Les cartes de la figure 7 tirées de Taylor (1973) illustrent un certain nombre de faits climatiques:

- Sur l'ensemble de l'année, l'abondance des pluies dans la partie occidentale (Micronésie et Mélanésie) contraste avec une indigence relative dans la partie orientale (Polynésie) qui va en s'aggravant vers l'est; la bande d'aridité équatoriale s'étend jusqu'à 180° et intéresse donc directement les îles de la Ligne et les Gilbert.
- Le régime des pluies est assez classique, marqué par un maximum de précipitations pendant l'été dans chaque hémisphère et un minimum en hiver; ce cycle est peu marqué dans le Pacifique Occidental entre 15°S et 10°N, à l'exception de la région à l'ouest de 135°E où l'alternance des moussons se fait sentir; il est plus net vers les tropiques (Mariannes, Nouvelle-Calédonie, Fidji); dans le Pacifique Central, le renforcement des hautes pressions subtropicales en hiver impose un minimum des pluies très accentué sauf dans une bande zonale centrée sur 10°S où l'on a un maximum relatif en juin (exemple des Marquises); l'aridité de la bande équatoriale du Pacifique central est surtout marquée par la pauvreté des pluies d'août à décembre, en relation avec la force des alizés de S.E. et l'intensité de l'upwelling.

Variabilité interannuelle

La présentation faite jusque-là des répartitions dans l'espace et dans le temps des facteurs météorologiques conduisant aux précipitations peut donner une impression d'immuabilité dans les caractéristiques climatiques des régions du Pacifique intertropical, d'autant plus que les variations saisonnières sont peu marquées dans la bande équatoriale, en dehors de la partie occidentale soumise à l'alternance des moussons. Mais la réalité est toute autre car les

variations interannuelles sont très importantes: certaines années, les hautes pressions subtropicales de l'anticyclone de Pâques s'effondrent, les alizés de S.E. s'affaiblissent, l'upwelling équatorial disparaît, le Pacifique Oriental se réchauffe, la circulation de Walker se décale vers l'est, la ZITC franchit l'équateur, la ZPCS migre vers l'est, les basses pressions s'installent dans le Pacifique Central, il pleut averse dans la "zone d'aridité" équatoriale, tandis qu'une sécheresse exceptionnelle sévit sur l'Australie et l'Indonésie, et que le déluge s'abat sur le Pérou.

Tous ces éléments de l'interaction océan-atmosphère sont pris en considération par les recherches sur "l'hydroclimat" que nous évoquerons après avoir décrit les caractéristiques de la couche de surface du milieu océanique.

OCEANOLOGIE

La présentation géographique de la zone CPS a établi qu'elle est, essentiellement, un grand morceau du Pacifique intertropical. Comment, dès lors, aborder la description de cet environnement océanique?

Faire le point des connaissances actuelles nécessiterait un travail encyclopédique qui dépasse notre compétence; exposer les résultats dans le jargon océanographique serait indigeste pour les non-initiés; dresser une liste bibliographique des écrits scientifiques intéressant la zone dans sa définition topographique restrictive sans avoir accès directement aux publications japonaises et russes privilégierait injustement le rôle des autres nationalités.

Nous avons donc choisi d'essayer de répondre à quelques questions simples:

- Quel genre d'eau peut-on s'attendre à trouver en un lieu donné, de la surface au fond?
- D'où vient cette eau?
- Quelle influence les caractéristiques physiques et chimiques de la couche superficielle ont-elles sur l'environnement biologique et atmosphérique?

L'océan est un milieu continu et mouvant; il ne connaît ni frontières, ni repos; sa mobilité s'organise de façon cohérente dans une structure stratifiée si bien que l'on peut suivre une eau dans sa trajectoire à travers des régions contiguës. Les eaux de la couche superficielle se déplacent rapidement sous l'action de la circulation atmosphérique; elles étaient donc il y a peu de temps dans des régions voisines où des conditions météorologiques spécifiques ont pu leur imposer leur marque. Les eaux dans les couches profondes se déplacent plus lentement; celles trouvées dans la ceinture intertropicale prennent naissance dans des régions éloignées; jusqu'au lieu d'observation elles peuvent avoir subi des transformations lors de leur long passage à travers d'autres régions où se produisent des phénomènes particuliers.

L'environnement océanique de la zone CPS ne peut donc pas être traité isolément; les eaux superficielles seront décrites comme une partie de la ceinture intertropicale Pacifique; les eaux profondes seront replacées dans l'ensemble du bassin Pacifique. Dans une première partie, nous exposons quelques notions concernant l'océanographie, aussi bien sur le travail de récolte des données en mer que sur les processus physiques moteurs de la circulation océanique. La seconde partie traitera de l'hydrologie des eaux^{de} surface, des eaux intermédiaires et des eaux profondes. Une troisième partie rassemblera des informations se rapportant plus particulièrement à la zone CPS, telles que le niveau de l'océan, l'upwelling équatorial et les transports des courants équatoriaux. En conclusion, nous aborderons deux domaines où les caractéristiques des eaux trouvées en surface dans la zone CPS jouent un rôle prépondérant:

- La productivité liée aux teneurs en sels nutritifs,
- L'hydroclimat lié au contenu thermique élevé de la partie occidentale.

Notions d'océanographie

Collecte des données

La tenue de stations océanographiques reste le procédé de base pour la collecte des caractéristiques du milieu océanique. Les moyens nécessaires à la réussite de l'entreprise sont:

- Un navire adapté aux conditions de mer rencontrées pour se rendre au point géographique de la station (longueur, déplacement, autonomie, qualités marines, moyens de navigation) et au travail à effectuer (stabilité, manoeuvrabilité, absence de vibrations, laboratoires fonctionnels, etc.).
- Des treuils avec des milliers de mètres de câbles d'acier souples, résistants à la corrosion, non contaminants, nécessaires pour descendre les engins de prélèvement et de mesure aux profondeurs voulues ou sur le fond, en route ou à l'arrêt, et les remonter à bord.
- Les engins eux-mêmes (préleveurs, échantillonneurs, filets, dragues, chaluts, pompes, appareils de mesure, etc.).

Station hydrologique

Elle peut être définie comme l'ensemble des opérations aboutissant à la mesure de la température in situ et à la collecte d'échantillons d'eau de mer (à des fins d'analyses physico-chimiques ultérieures) à des profondeurs précises réparties de la surface au fond, en un point de l'océan géographiquement repéré.

Pour atteindre ces objectifs, un treuil et une potence permettent de dérouler par dessus bord à 100-200 m/mn quelques milliers de mètres d'un câble d'acier de 4 à 5 mm de diamètre entraîné par un poids de 25 à 50 kgs, après passage dans une poulie compteuse de "longueur filée" et un dispositif "amortisseur-récupérateur de mou"; on interrompt le déroulement du câble pour y fixer par serrage, à intervalles repérés, des bouteilles de prélèvement "en position ouverte" équipées de thermomètres; les "bouteilles" sont des cylindres creux allongés maintenus verticaux où l'eau circule librement aussi longtemps que des clapets mobiles ne viennent pas obturer les sections ouvertes de chaque extrémité; lorsque la dernière bouteille accrochée sur le câble est immergée juste sous la surface (à 1 m environ) la "palanquée de bouteilles" se présente comme un immense chapelet suspendu sous le navire qui manoeuvre pour garder le câble aussi proche de la verticale qu'il est possible compte tenu du vent et des courants éventuels; après quelques minutes d'attente pour permettre un bon équilibre thermique des thermomètres avec les températures in situ plus basses en profondeur, on lâche un "messenger" de 300 à 500 grammes: c'est un poids profilé qui peut glisser facilement le long du câble dont il reste solidaire et qui atteint dans l'eau une vitesse limite de chute libre de 100 à 200 m/mn, qui dépend de la forme et de la masse du messenger, de l'état du câble et de l'angle qu'il faut avec la verticale; le messenger frappe le dispositif mécanique de la première bouteille qui déclenche la fermeture des clapets, le renversement des thermomètres et le lâcher d'un autre messenger, retenu jusqu'alors sous cette bouteille, qui descend ensuite le long du câble pour aller percuter le dispositif de déclenchement de la bouteille suivante; ainsi, tout au long du câble, de proche en proche, à partir de la surface, à chaque profondeur présélectionnée, s'effectuent les prélèvements d'eau et les mesures thermométriques; à la "remontée", les bouteilles "en position fermée" sont enlevées du câble et disposées sur un râtelier dans un "laboratoire humide" où l'on peut effectuer dans de bonnes conditions de soutirage des échantillons d'eau destinés aux diverses analyses physiques et chimiques et la lecture des thermomètres; les analyses sont souvent faites immédiatement à bord dans les laboratoires "secs" équipés en conséquence; certaines peuvent être différées et faites à

terre sur des échantillons stockés; les analyses les plus courantes concernent les gaz dissous (oxygène, gaz carbonique, azote, ...), le pH, la turbidité, les sels "nutritifs" dissous (phosphore, composés azotés, silice, ...).

La durée d'une station hydrologique dépend bien entendu de la profondeur atteinte et du nombre d'échantillons prélevés: ainsi une station jusqu'à 1 000 m avec 24 bouteilles sur le câble dure à peu près une heure; mais pour des profondeurs importantes, le temps de descente et de remontée du câble devient impressionnant, d'autant qu'il faut en plus envoyer un message et attendre qu'il ait effectué sa descente.

Ce mode opératoire pour une "station hydrologique" est resté à peu près inchangé pendant un siècle, les améliorations portant uniquement sur les matériaux (alliages inoxydables, matières plastiques évitant la corrosion, etc.); depuis une dizaine d'années, les navires océanographiques sont équipés de sondes CTDO (Conductivity, Temperature, Depth, Oxygen) avec "rosette"; il s'agit d'un ensemble de télémétrie et de prélèvement suspendu à un câble "porteur-conducteur" que l'on peut descendre *in situ*; des "senseurs" donnent en continu l'information concernant la salinité, la température, la profondeur et l'oxygène; le traitement en temps réel par des moyens informatiques embarqués permet d'exploiter cette information à la descente et de choisir dans la structure océanique ainsi décrite les profondeurs les plus intéressantes où l'on opère des prélèvements d'eau par des bouteilles couplées à fermeture commandée par un signal lors de la remontée.

Autres travaux en station

Nous ne citerons que pour mémoire tous les travaux qui nécessitent des prélèvements au fond de l'océan (par carottages, bennes à sédiment, préleveurs de nodules, etc.) ou la pose d'appareils près du fond; les difficultés avec les câbles sont telles qu'on a souvent recours à des dispositifs dits "libres" qui "coulent" avec un corps mort, atteignent le fond, effectuent le prélèvement ou la mesure, larguent le corps mort (qui est perdu) et remontent à la surface où ils sont localisés et récupérés par le navire. Que ce soit "avec câble ou sans câble" ces opérations sont toujours très longues par grands fonds.

Par contre, il n'est pas inutile d'indiquer comment on obtient les informations sur la répartition en mer des organismes vivants. Tout le problème consiste à les attraper et les moyens utilisés sont différents suivant leur taille et leur agilité.

Pour les plus petits qui "errent" au gré des flots et sont baptisés "plancton", ils peuvent être prélevés par les "bouteilles" en même temps que leur milieu, l'eau de mer: ce sera le cas des cellules du "phytoplancton" (de 1 à 100 μ) dont on peut apprécier la masse par mesure des pigments chlorophylliens après filtration; ce peut être le cas du petit "zooplancton" (0,2 à 2 mm) dont on peut mesurer le poids ou le volume après filtration.

Pour les plus grands qui sont capables de "nager" et sont baptisés "necton", il faut utiliser de véritables engins de capture auxquels ils ne puissent pas échapper; les plus courants sont des engins filtrants traînés au bout d'un câble par le navire; les plus petits s'appellent des filets, les plus grands des chaluts; les dimensions de l'ouverture, la maille de la nappe filtrante, la vitesse de trait sont d'autant plus grandes que l'organisme à capturer est de grande taille et de grande agilité; des treuils spéciaux et des appareils de mise à l'eau permettent de manoeuvrer ces engins; des appareils sont prévus pour contrôler les profondeurs prospectées et les volumes filtrés (sondeurs, profondimètres, volumètres). La capture des plus grands organismes du necton, qui sont souvent des espèces commercialisables, relève des techniques de la pêche professionnelle.

Bien d'autres mesures peuvent être entreprises en station avec des appareils suspendus ou libres; mesures optiques, acoustiques, magnétiques, etc. Cela suppose des équipes nombreuses, des équipements sophistiqués, donc de grands navires: cette option a été celle des grandes

campagnes d'exploration; pour des opérations plus routinières, la tendance est à la spécialisation au niveau du type de navire ou, au moins, au niveau de la campagne avec un navire polyvalent.

Quoiqu'il en soit, le temps consacré à la station est choisi au détriment de la route parcourue, donc de la surface océanique étudiée dans un temps donné.

Mesures en route

Dans certaines conditions (navires militaires en opération, bateaux marchands, etc.) il peut être indispensable ou intéressant de ne pas interrompre le déplacement du moyen navigant pour récolter des échantillons ou faire des mesures dans la couche superficielle; parmi les nombreux engins mis au point dans ce but, les plus utilisés en routine sont les "bathythermographes" (BT) qui permettent d'obtenir la température en fonction de la profondeur; de 1940 à 1970, ils ont été "mécaniques", sous la forme d'une torpille traînée au bout d'un câble et descendue ou remontée avec un treuil; depuis, on a mis au point un BT à tête perdue (XBT, expendable BT) reliée au navire par un fil de cuivre fin comme un cheveu qui transmet l'information à bord pour enregistrement tant qu'il n'est pas rompu; certains XBT peuvent être largués par avion et l'information est acquise par radio à partir d'une petite bouée-émetteur qui reste en surface et est perdue également (AXBT, airborne XBT).

Après avoir décrit de façon succincte comment se tient une station océanographique, et plus précisément une station hydrologique, voyons comment on mesure les trois paramètres principaux qui définissent physiquement un échantillon d'eau de mer: la température, la profondeur et la salinité; leur importance vient de ce qu'ils permettent de calculer la densité de l'eau in situ qui détermine la structure hydrologique des océans et une bonne partie de leur circulation.

La température

La température en un point de l'océan à une profondeur approximativement choisie est obtenue à l'aide d'un thermomètre à mercure spécial que l'on descend in situ placé dans un cadre fixé aux bouteilles de prélèvement; soustrait, par une enveloppe de verre, à la compression due à la pression, ce thermomètre dit "protégé" permet de mesurer le volume de mercure qui occupait in situ le réservoir de capacité connue et qui avait été isolé par rupture de la colonne de mercure en un point précis à la suite du renversement cul par dessus tête de l'ensemble déclenché par l'arrivée du message; ce volume est fonction de la température in situ et des coefficients de dilatation thermique différents du mercure et du verre; il est déterminé, après que le thermomètre ait été remonté à bord, par lecture dans une colonne graduée; la précision atteinte avec un thermomètre de ce type de bonne construction et bien étalonné est de 0,01°C.

La profondeur

La profondeur du prélèvement d'eau et de la mesure in situ de la température est calculée d'après les indications d'un autre thermomètre, mis en oeuvre simultanément, de construction et de fonctionnement semblables au précédent à ceci près qu'il est "non protégé", c'est-à-dire exposé aux effets de la pression hydrostatique; la compression de son réservoir fait qu'il indique une température apparente supérieure à la température in situ, la différence est fonction de la profondeur que l'on peut ainsi déterminer avec une précision de ± 5 m jusqu'à 1 000 m et de $\pm 0,5$ % au-delà.

La salinité

L'eau de mer est une solution complexe de différents sels; les principaux ions s'y trouvent dans des proportions relativement constantes les uns par rapport aux autres mais la quantité totale de sels dissous varie d'un endroit à l'autre dans les océans, autour d'une valeur moyenne de 34,7 grammes par litre.

On pense que tous les éléments connus doivent être trouvés en solution dans l'eau de mer, mais six d'entre eux, appelés constituants majeurs rendent compte de 99,3 pourcent du total dissous: ce sont le chlore, le sodium, le magnésium, le soufre (sous forme de sulfates), le calcium et le potassium; le restant est dû à des constituants mineurs tels le brome, le carbone, le strontium, le bore, la silice et le fluor, à des concentrations supérieures à une part pour un million, et à des éléments traces comme l'azote, le phosphore, l'iode ou le fer, à des concentrations inférieures à ce seuil.

Le terme retenu pour décrire cet état de solution de substances solides connues est "salinité", tant il est vrai que le "sel de cuisine", NaCl, représente le constituant principal (85 pourcent de la quantité totale dissoute).

La salinité est définie comme la quantité totale de matière solide dissoute dans un kilogramme d'eau de mer. Bien sûr, il n'est pas question de doser tous les constituants; les proportions relatives restent constantes, on se contente de doser le chlore qui est le constituant principal; on mesure donc la "chlorinité" par titration au nitrate d'argent et on en déduit la salinité:

$$\text{Salinité } \text{‰} = 1,80655 \times \text{chlorinité } \text{‰}.$$

C'est du moins ce que l'on a fait pendant longtemps, jusqu'à ce que la technique permette (vers 1960) de mesurer directement la conductivité électrique de cette solution salée à l'aide d'un "salinomètre": on atteint alors à la salinité avec une précision meilleure que 0,01 ‰.

La densité de l'eau de mer

Elle est définie comme une masse par unité de volume (g/cm^3). C'est une quantité $\rho_{s,t,p}$ qui est fonction de la salinité, de la température et de la pression. Elle augmente quand la pression et la salinité croissent et quand la température diminue, suivant des relations qui ont été calculées et dont les résultats sont publiés sous forme de tables, par exemple les "Tables for sea water density" US. Naval Hydrographic Office, Pub. 615 (1952); $\rho_{s,t,p}$ est la "densité in situ". Elle peut varier au large de 1,022 à 1,028. Une quantité plus pratique à écrire a été introduite:

$\sigma_{s,t,p} = (\rho_{s,t,p} - 1) \times 10^3$ et plus particulièrement $\sigma_t = (\rho_{s,t,0} - 1) \times 10^3$ donnant des valeurs à la pression atmosphérique, exprimées en g/l (grammes par litres).

L'inverse de la densité est le volume spécifique in situ

$$\alpha_{s,t,p} = \frac{1}{\rho_{s,t,p}}$$

il peut être décomposé en deux éléments d'après $\alpha_{s,t,p} = \alpha_{35,0,p} + \delta$ où δ est une anomalie de volume spécifique par rapport à un océan standard de salinité 35 ‰ à la température de 0°C. On utilise une valeur approchée de δ , δT qui est directement fonction de σ_t et s'exprime en cl/t (centilitres par tonne).

Ainsi pour un échantillon d'eau de mer, connaissant sa température in situ, sa salinité et la profondeur du prélèvement, on peut calculer sa "densité" et l'exprimer par son σ_t en g/l ou par son δT en cl/t.

Le tableau II donne l'équivalence entre ces deux expressions pour des valeurs sélectionnées.

Analyse isentropique

Dans l'océan, tous les échantillons d'eau ayant la même densité in situ (ou le même σ_t , ou la même anomalie thermostérique T) peuvent être considérés comme définissant une "surface isanostérique" sur laquelle les déplacements des différentes masses d'eau et leurs mélanges éventuels se font facilement avec un minimum de changement d'énergie potentielle ou d'entropie: ces surfaces sont dites "quasi-isentropiques".

Sur une "surface isanotérique", on peut calculer le flux géostrophique à partir du gradient d'accélération potentielle par rapport à une surface de référence plus profonde (Montgomery, 1937; 1938), et, en suivant les répartitions des paramètres caractéristiques d'une masse d'eau, on peut se faire une idée de la façon dont elle se déplace à partir de sa source et des transformations ou des mélanges qu'elle subit pendant ce déplacement.

Sur une "surface isanostérique", la température et la salinité sont des variables liées; le tableau II indique pour quelques surfaces choisies les valeurs de la température qui correspondent aux isolignes de la répartition de la salinité que l'on choisit souvent de présenter car les masses d'eau sont caractérisées par des extrêmes de ce paramètre.

TABLEAU II

S ‰	TEMPERATURE °C						T c1/t t g/l
	80	125	160	200	300	400	
	27,28	26,81	26,44	26,02	24,97	23,92	
34,0	0,72	5,82			16,1		
34,2	2,86	7,02	9,5	11,8	16,8		
34,3	3,71	7,58	9,9			21,2	
34,4	4,47	8,14	10,4	12,6	17,5	21,5	
34,5	5,16	8,62	10,8				
34,6		9,11	11,2	13,4	18,1	22,1	
34,7		9,52	11,7				
34,8		10,05	12,1	14,2	18,7	22,6	
34,9			12,5		19,0		
35,0			12,9	14,9	19,3	23,1	
35,2				15,6	19,9	23,7	
35,4					20,5	24,2	
35,6					21,0	24,7	
35,8					21,6	25,2	
36,0					22,1	25,7	
36,2					22,6	26,1	
36,4					23,2		

Circulation océanique

Elle est décrite par les courants qui sont des masses d'eau en mouvement. Ce mouvement peut être dû à la force d'entraînement du vent (courants de dérive) ou à des réajustements dans le champ de densité (circulation thermohaline):

Circulation horizontale

Spirale d'Ekman (Fig. 8A)

Par friction sur la pellicule de surface, le vent exerce une "force d'entraînement" qui met en mouvement la couche superficielle à une vitesse de quelques pour cent de celle du vent, suivant une direction à 45° [à droite (à gauche) dans l'hémisphère Nord (Sud)] de la direction vers laquelle souffle le vent - déviation qui est un effet de la force de Coriolis due à la rotation de

la Terre - ; par viscosité la première couche entraîne la couche qui est dessous, à une vitesse moindre et avec une déviation supplémentaire; de proche en proche, le mouvement se transmet donc vers le bas jusqu'à une profondeur D de l'ordre de 100 m (50 à 200m), où il devient négligeable; le transport d'eau intégré dans toute l'épaisseur de la couche entre la surface et cette profondeur se fait suivant une direction à 90° de celle du vent. Ce résultat obtenu théoriquement par le physicien Ekman est assez bien vérifié au large, par grand fond, dans un océan sans stratification trop marquée (pas de couche de discontinuité trop près de la surface); dans la plupart des cas, les déviations observées sont inférieures aux valeurs théoriques, en particulier dans les régions côtières où la direction du courant peut être très proche de celle du vent et sa rotation avec la profondeur très peu marquée.

Gyre océanique - Courant géostrophique (Fig. 8B)

Ainsi les vents alizés réguliers de S.E. ou de N.E. engendrent des courants équatoriaux est-ouest qui butent sur les continents le long desquels ils sont déviés en direction des pôles, pour rejoindre entre 40 et 60° de latitude la circulation due aux vents d'ouest; ces derniers créent une dérive des eaux de surface vers l'Est où elles sont déviées vers l'Equateur le long des continents et alimentent les courants équatoriaux; on trouve donc dans les bassins océaniques une grande circulation anticyclonique fermée par hémisphère que l'on a baptisée "gyre"; la rotation de la Terre provoque un transport d'eau vers le centre du gyre où son accumulation tend à élever le niveau en formant une immense "colline" de faible pente (l'apex d'une telle colline peut se trouver un mètre plus haut que la périphérie dans un gyre dont la plus grande dimension est de plusieurs milliers de km); l'eau s'accumule jusqu'à ce que la force de gravité, qui tend à faire descendre les particules d'eau suivant la plus grande pente, soit exactement équilibrée par la force de Coriolis qui tend à les faire monter; à ce moment, le mouvement sans accélération des particules se fait suivant des trajectoires "à flanc de colline" sur des lignes de niveau perpendiculaires à la pente; on a un courant "géostrophique".

La "colline" formée à l'intérieur d'un "gyre" n'a pas son apex au centre; à cause du sens de la rotation de la Terre, il est décalé près du bord occidental où la pente plus forte implique une vitesse plus élevée du courant géostrophique.

Topographie dynamique

Une méthode indirecte pour déterminer la vitesse des courants dans les couches de surface consiste à déterminer le champ de pression à partir des mesures de densité des échantillons prélevés aux stations hydrologiques; on calcule les densités moyennes des colonnes d'eau des différentes stations entre la surface et un niveau profond de référence où l'on fait l'hypothèse qu'il n'y a ni courant, ni gradient horizontal de pression; si cette hypothèse est correcte, toutes les colonnes d'eau des stations au-dessus de la profondeur de référence doivent avoir la même masse; mais, pour ce faire, une colonne d'eau qui a une densité moyenne faible devra avoir un volume plus grand et donc être plus haute qu'une colonne où la densité moyenne est forte; en calculant la hauteur de colonne nécessaire à chaque station pour obtenir un gradient de pression horizontal nul à la profondeur de référence, on peut déterminer une topographie pour la surface de l'océan (ou pour n'importe quelle autre surface isobare intermédiaire); cette topographie est dite "dynamique" car elle est en relation avec les vecteurs des "courants géostrophiques"; plus la pente est forte, plus leur vitesse sera élevée et leur direction est en général parallèle aux lignes d'égale hauteur par rapport à la profondeur de référence de mouvement nul. La figure 8C présente un cas simple de cinq stations; la topographie de la surface montre que l'apex de la "colline" doit se trouver près de la station 2.

Circulation verticale

Dans la couche superficielle, la circulation horizontale due au vent peut engendrer localement une circulation verticale, qui est alors dite "induite par le vent".

A une toute autre échelle, des conditions atmosphériques particulières à certaines régions océaniques y altèrent la température et/ou la salinité de l'eau de surface à un point tel que sa densité fortement accrue l'oblige à s'enfoncer: cette circulation verticale est dite "thermohaline".

Circulation induite par le vent

Lorsque le flux horizontal de la circulation de surface engendrée par le vent est divergent, "une remontée d'eau profonde" vers la surface s'établit en compensation: cette circulation verticale est un "upwelling".

- Upwelling équatorial (Fig. 8D)

Par l'effet de la rotation de la Terre, un courant portant à l'ouest dans la couche de surface d'une bande zonale équatoriale voit la partie de son flux qui se trouve dans l'hémisphère nord déviée vers le nord (à droite), tandis que la partie qui se trouve dans l'hémisphère sud est déviée vers le sud (à gauche); pour remplacer l'eau de surface qui tend à s'écarter de l'Equateur, il s'établit une "remontée d'eau profonde" vers la surface.

- Upwelling côtier (Fig. 8E)

Dans les régions océaniques où un courant côtier coule en surface vers l'Equateur, le long du bord ouest d'un continent, la déviation du flux par la force de Coriolis emmène vers le large l'eau côtière superficielle qui est remplacée par une remontée d'eau profonde à la côte.

- Circulation de Langmuir (Fig. 8F)

Le centre des grands gyres océaniques subtropicaux correspond aux zones de hautes pressions où les vents sont en général faibles mais stables en direction; dans ces conditions, on observe à la surface de l'océan des grandes bandes étroites parallèles, à peu près dans le lit du vent, où le flux est alternativement convergent et divergent si bien que des cellules de circulation s'organisent, transversales au courant avec des branches verticales ascendantes et descendantes; ces cellules ont reçu le nom de Langmuir qui, le premier, a observé, en 1938, dans la mer des Sargasses, des accumulations d'algues dans les lignes de convergence.

Cette circulation verticale induite par le vent local n'intéresse que la couche superficielle de l'océan jusqu'à un maximum de 200 m (couche d'Ekman).

Circulation thermohaline

La circulation verticale au sein des océans est le résultat de changements importants de densité que subissent les eaux de surface de certaines régions où les conditions climatiques sont extrêmes.

Sur le plateau continental antarctique en mer de Weddell, l'eau de surface voit sa température diminuer par suite du refroidissement hivernal et sa salinité augmenter à cause de la formation de glace, caractéristiques qui lui confèrent une densité très élevée ($-1,9^{\circ}\text{C}$; $34,62\%$; $\sigma_t = 27,89$); elle descend alors le long du talus continental en se mélangeant avec l'Eau antarctique circumpolaire plus chaude ($0,5^{\circ}\text{C}$; $34,68\%$; $\sigma_t = 27,84$), pour donner, arrivée vers 4 000 m l'Eau de fond Antarctique ($-0,4^{\circ}\text{C}$; $34,66\%$; $\sigma_t = 27,86$), qui se répand, en suivant le fond, dans la majeure partie des océans où l'on peut l'identifier, mélangée à l'Eau de fond Nord-Atlantique, elle-même formée en hiver, en surface, au large du Groenland, d'où elle a plongé et coulé vers le sud.

Dans les régions centrales des grands gyres océaniques subtropicaux, l'évaporation l'emporte nettement sur les précipitations, si bien que la salinité en surface de cette eau piégée augmente progressivement et il en va de même pour sa densité; cette eau très salée, dense, qui est

produite en surface de façon continue, a tendance à couler et à s'accumuler dans la pycnocline où elle se répand à un niveau correspondant à la densité acquise en surface.

Stratification du milieu océanique

Dans la bande zonale 30°N - 30°S, le bilan énergétique à la surface de l'océan est globalement excédentaire, c'est-à-dire que l'énergie solaire absorbée l'emporte sur les pertes par rayonnement vers l'espace et par conduction et évaporation vers l'atmosphère; la température de la couche océanique superficielle a donc tendance à augmenter et on trouve effectivement les températures les plus élevées à proximité de l'Equateur où les variations saisonnières de rayonnement solaire sont les moins marquées; cette augmentation est cependant limitée par la circulation océanique qui transfère de la chaleur vers les latitudes élevées où le bilan est déficitaire.

Cet échauffement n'intéresse directement que la pellicule superficielle; la turbulence engendrée par les vagues et les courants dûs au vent mélange ensuite peu à peu cette eau plus chaude à celle de la couche sous-jacente si bien que l'épaisseur de la couche de surface réchauffée croît; mais l'augmentation de la température diminue la densité et la stabilité gravitationnelle de l'équilibre des couches devient de plus en plus grande; la turbulence qui décroît elle-même avec la profondeur est donc de moins en moins efficace pour propager la chaleur vers le bas.

Il en est de même en zone intertropicale des changements importants de salinité que les précipitations abondantes ou une évaporation élevée peuvent imposer à une eau superficielle chaude: ils n'intéresseront qu'une "couche de mélange" relativement limitée.

La situation est toute différente dans les régions de latitude élevée où le bilan énergétique est déficitaire; le refroidissement permanent par rayonnement de la couche de surface produit une eau de forte densité qui a tendance à couler par suite de l'instabilité hydrostatique ainsi créée: le "froid" peut donc se propager vers le bas, en l'absence de toute turbulence provoquée par des forces externes; en conséquence, la température varie très peu de la surface au fond et des variations de salinité de l'eau de surface (diminution par précipitations, fonte des glaces ou au contraire augmentation par prise en glace) peuvent avoir une action appréciable sur la densité. Ces eaux froides et denses qui coulent se propagent ensuite vers les basses latitudes où on les retrouve en profondeur sous les eaux chaudes et légères de la couche de surface.

La Figure 8G présente les profils verticaux de la densité, de la température et de la salinité pour trois régions océaniques classées par latitude :

1. Equateur
2. Tropique (20-25°)
3. Hautes latitudes (50-60°)

Pour des raisons de stabilité, la densité croît généralement avec la profondeur: dans la bande intertropicale, une mince couche d'eau de surface de faible densité est séparée de l'eau profonde de densité élevée par une couche où la densité augmente rapidement avec la profondeur, baptisée "pycnocline"; la pycnocline est peu marquée aux latitudes plus élevées et peut même être complètement absente dans certaines de ces régions où le mélange vertical est alors possible.

La "pycnocline" est principalement la conséquence de la décroissance rapide de la température avec la profondeur dans une couche appelée "thermocline" qui est surtout très marquée dans les basses latitudes; la variation rapide de la salinité dans une couche nommée "halocline" peut également affecter la densité; la "halocline" représente généralement une décroissance de la salinité avec la profondeur dans les basses latitudes mais elle peut au contraire correspondre à une croissance de la salinité dans certaines régions des hautes latitudes.

Ainsi, l'action du facteur thermique a pour résultat la très forte structuration verticale de l'espace océanique intertropical qui se présente comme une superposition en couches

quasi-horizontales de différentes masses d'eau de densité croissante avec la profondeur; ce gradient de densité confère une grande stabilité à cette disposition en rendant difficiles et lents les échanges verticaux entre ces différentes eaux si bien qu'elles conservent longtemps au cours de leurs déplacements horizontaux les caractéristiques acquises lors de leur formation en surface.

Dans la zone 30°N - 30°S du Pacifique, on distingue:

- les eaux de la couche supérieure formées à l'intérieur même de cette zone; cette couche comprend aussi bien la couche de mélange superficielle que la partie supérieure de la thermocline;
- les eaux intermédiaires formées vers 50-60° dans chaque hémisphère, qui occupent la partie inférieure de la thermocline;
- les eaux profondes formées essentiellement aux latitudes élevées à proximité du continent antarctique: elles sont situées sous la thermocline jusqu'au fond; elles sont caractérisées par une grande homogénéité.

Hydrologie du Pacifique Intertropical

Connaissance du milieu océanique

Ce que nous savons actuellement des océans est le résultat d'une lente accumulation patiente des observations, des mesures et des récoltes effectuées par des navires armés par les grandes nations maritimes; c'est le fait de la communauté scientifique internationale dans son ensemble car, en dépit des ambitions rivales qui motivaient souvent les premières expéditions, une soif de savoir et un besoin de communiquer se sont fait jour très tôt et ont subsisté jusqu'à maintenant.

L'immensité océanique rend en effet indispensable la collaboration de plusieurs navires pour effectuer un programme d'exploration; aussi aux campagnes transocéaniques prestigieuses comme celles du H.M.S. Challenger (1872-1876) autour du monde et du Meteor (1925-1927) dans l'Atlantique, ont succédé des expéditions conjointes internationales ou des études régionales.

Ainsi pour le Pacifique, l'effort océanographique international, qui s'est surtout développé après la seconde guerre mondiale, a pour noms MORPAC (collaboration U.S.A., JAPON en 1955, 20 navires, étude transpacifique au nord de 20°N) et EQUAPAC (collaboration U.S.A. - JAPON - U.R.S.S. - AUSTRALIE - FRANCE en 1956, 10 navires, étude de la zone équatoriale 15°S, 20°N, à l'ouest de 135°W).

Ainsi la Pacific Oceanic Fishery Investigations (POFI) de l'U.S. Fish and Wildlife Service qui étudiait depuis 1950 le Pacifique Central équatorial a organisé en 1955 EASTROPIC (collaboration U.S.A. - Pérou, 5 navires, étude de la zone 20°N - 10°S, de 160°W aux côtes américaines).

L'activité océanographique de chaque nation s'exerce préférentiellement dans les régions océaniques limitrophes; pour les U.S.A. le Pacifique Oriental dans son ensemble a vu croiser les bateaux de l'U.S. Navy Oceanographic Office, de l'U.S. Coast Guard et des deux grands centres océanographiques, la Scripps Institution of Oceanography (sise à La Jolla, Californie) et la Woods Hole Oceanographic Institution (sise dans le Massachusetts); le Japon déploie de l'autre côté du Pacifique une flotte impressionnante armée par la Maritime Safety Agency, la Meteorological Agency et plusieurs universités, qui croise des îles Kouriles (50°N) à l'équateur; la mer du Corail et la mer de Tasman font partie des mers bordières de l'Australie où s'est exercé depuis longtemps l'effort du CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization of Australia) surtout sur des navires de l'Australian Navy; la Nouvelle-Zélande est bien sûr présente dans sa zone océanique proche par l'activité du N.Z. Oceanographic Institute (Wellington) et du Defence Scientific Establishment (Auckland) à bord des navires de la N.Z. Navy. A partir

des territoires français du Pacifique, essentiellement la Nouvelle-Calédonie et accessoirement la Polynésie Française, l'ORSTOM (l'Office de la recherche scientifique et technique outre-mer) a fait un certain nombre de campagnes à partir de 1956, mais surtout de 1966 à 1976, à bord de navires de la Marine nationale et du CNEXO (Centre national pour l'exploitation des océans); l'U.R.S.S. a gardé une tradition de grandes campagnes transocéaniques sur des navires comme le Vityaz ou l'Ob effectuées par l'Institut d'océanologie ou l'Académie des sciences.

Les données d'hydrologie de toutes ces campagnes ont été rassemblées dans des "banques" à l'échelle mondiale (World Data Center A et World Data Center B) ou nationale (National Oceanographic Data Center à Washington (USA), Banque nationale des Données océanographiques à Brest (France par exemple) où elles sont disponibles sans restrictions.

C'est à partir de ces données qu'ont été établies les cartes et coupes présentées par Reid (1965) et Tsuchiya (1968) que nous utilisons pour décrire l'hydrologie à l'échelle océanique.

En ce qui concerne la description de la zone CPS, les illustrations ont été choisies pour souligner l'effort international: la coupe le long de 160°W, due essentiellement aux navires U.S., H.M. Smith, Stranger, S.F. Baird entre autres, porte témoignage de l'activité prépondérante de cette nation dans le Pacifique Central; la coupe le long du 137°E de l'équateur à 30°N du Ryofu Maru rend hommage aux multiples campagnes de tous les bateaux japonais entre le Japon et la Nouvelle-Guinée auxquelles on doit l'essentiel de nos connaissances en zone micronésienne; la coupe le long du 170°E de l'équateur à 20°S du N.O. Coriolis témoigne de la contribution importante de la France dans l'exploration du Pacifique Sud tropical de la Mélanésie à la Polynésie. (Cf. Annexe).

Les eaux de la couche supérieure

La couche superficielle

Circulation

Les Pilot Charts

L'essentiel de nos connaissances sur les courants marins en surface vient des observations des navires marchands et militaires; les décalages entre leurs points estimés et les positions réelles recalées sur des repères géographiques sont attribués à l'action des courants. Ces renseignements sont collectés et présentés sous forme de cartes de courants à l'usage des navigateurs, par des services spécialisés des grandes nations maritimes. Quelques exemples: les Pilot Charts publiées par le Air Ministry of United Kingdom (1939), celles du Japanese Hydrographic Department (données de 1924 à 1934), celles du Koninklijk Nederlands Meteorologisch Institut (1949), celles des Instructions nautiques du Service hydrographique et océanographique de la Marine, Paris, ou les plus récentes, les U.S. Pilot Charts for the Pacific Ocean (U.S. Defense Mapping Agency Hydrographic Center, 1966, 1974) que l'on peut voir dans Tabata (1975). Ces cartes ont deux inconvénients: elles ne font pas très bien la distinction entre les effets du vent et les effets du courant sur les routes des navires et elles ne couvrent bien que les routes maritimes fréquentées.

Il n'est donc pas étonnant de retrouver, dans les U.S. Pilot Charts, les grands traits de la circulation des vents de surface qui forme dans chaque hémisphère un "gyre anticyclonique" entraîné par le couple alizés-vents d'ouest; le gyre anticyclonique de l'hémisphère nord y est présenté comme étant dédoublé toute l'année en deux cellules centrées sur 25°N, l'une vers 150°E, l'autre vers 150°W; le gyre anticyclonique de l'hémisphère sud est lui-même composé d'une cellule stable autour de l'île de Pâques et de cellules variables dans la partie occidentale de la ceinture des hautes pressions subtropicales, dont l'une peut être repérée, en hiver austral, centrée en moyenne sur les îles Kermadec.

En ce qui concerne la zone CPS, la consultation des Instructions nautiques série K, Vol. VIII et Vol. IX du SHOM, Paris montre à quel point les courants dans les archipels sont tributaires de la météo locale, des particularités hydrographiques (remplissage des lagons par les houles et les marées) et de l'importance des reliefs; sans entrer dans les détails, nous retiendrons donc que ces Pilot Charts présentent essentiellement deux courants équatoriaux zonaux dirigés vers l'Ouest; le Courant Equatorial Nord au nord de 10°N, le Courant Equatorial Sud au sud de 5°N, encadrant un courant dirigé vers l'Est, le Contre-courant Equatorial Nord entre 5°N et 10°N; nous retiendrons également la renverse du courant au nord de la Nouvelle-Guinée et des Salomon qui porte vers le S.E. en hiver boréal.

Les courants décrits sont plus fiables et plus détaillés en vue des côtes où les amers sont nombreux.

Les courants géostrophiques

Ces courants sont calculés par la "méthode dynamique" établie en 1898 par le Norvégien Bjerknes dans le domaine météorologique, et transposée à l'océanographie par B. Helland, Hansen et Sandstrom en 1903; cette méthode ne prend en compte que la répartition des densités et la force de Coriolis; le courant est supposé permanent, horizontal, sans accélération; avec ces hypothèses, les équations générales de l'hydrodynamique se simplifient et expriment qu'il y a, pour une particule d'eau, équilibre entre la composante horizontale de la force de pression et la force de Coriolis suscitée par le mouvement même; le mouvement permanent n'est possible que selon les lignes de niveau de la surface isobare; la vitesse du courant est proportionnelle à la pente de la surface isobare; on a vu comment on pouvait, d'après les seules mesures de température et de salinité, déterminer les distances dynamiques entre les surfaces isobares sur les verticales de diverses stations hydrologiques, et, par conséquent, les "topographies" d'une surface isobare quelconque, par rapport à une surface isobare de référence - sur laquelle on suppose les courants nuls - que l'on choisit le plus profond possible, car des considérations multiples nous laissent penser que les courants sont très faibles en profondeur.

A l'échelle du Pacifique, les courants géostrophiques ont été calculés par rapport à la surface de référence 1 000 décibar (qui correspond à peu près à une profondeur de 990 m), puisque la plupart des stations océanographiques utilisées ne vont pas au-delà de cette profondeur. Reid (1961), Reid et Arthur (1975), Wyrтки (1975) ont présenté des cartes de la topographie dynamique de la surface. (Fig. 9).

Les unités sont le mètre dynamique ou le cm-dyn, ou encore le Joule/kilogram; $1 \text{ J/kg} = 0,1 \text{ dyn-m}$; les isolignes sont des lignes de courants et les vitesses de ces courants sont proportionnelles aux pentes de cette topographie, suivant une relation qui varie avec la latitude; les vitesses croissent quand on se rapproche de l'Equateur; une pente de $0,1 \text{ dyn-m}$ pour 1° de latitude donnera des vitesses géostrophiques de 8, 10, 12, 18, 36 et 72 cm/sec aux latitudes 50°, 40°, 30°, 20°, 10° et 5° respectivement.

Comme pour les courants de dérive, la circulation géostrophique s'organise, elle aussi, autour d'un grand gyre anticyclonique par hémisphère; les grands courants équatoriaux apparaissent clairement: le Courant Equatorial Nord, le Courant Equatorial Sud et le Contre-courant Equatorial Nord.

Des contre-courants nouveaux sont décrits:

- Le Contre-courant Equatorial Sud vers 10°S, au nord des Salomon, surtout marqué en mars-avril (Wyrтки, 1975), qui coule vers l'est de décembre à avril et peut atteindre Tahiti.
- Le Contre-courant Subtropical Nord (Wyrтки, 1975; Yoshida et Kidokoro, 1967) qui coule vers l'est, un peu au nord du 20°N.

- Le Contre-courant Subtropical Sud: entre la Nouvelle-Zélande et la Nouvelle-Calédonie, l'essentiel du flux est vers l'est, alimenté, semble-t-il, par le Courant Est australien qui remonte vers le nord en mer de Tasman.

M e s u r e s d i r e c t e s

Les mesures directes de courants en mer sont effectués suivant deux grandes méthodes:

- Dans la première, la masse d'eau est "marquée" par un objet immergé en son sein qui suit "passivement" ses déplacements; on détermine la trajectoire de cet objet par rapport à des repères géographiques ou astronomiques;
- Dans la seconde, on mesure la quantité d'eau qui "défile" le long d'une plate-forme plus ou moins immobile par rapport au fond (mesures absolues) ou par rapport à des couches profondes dont le mouvement est faible ou connu.

Un bon exemple de la première méthode est fourni par l'exploitation des carnets de bord des bateaux de pêche qui utilisent la "longue ligne"; ces immenses (plusieurs kilomètres) palangres flottant dans la couche de surface sont d'excellents marqueurs; et l'étude de leur dérive pendant la pêche permet d'atteindre la circulation océanique de surface au large; à l'actif de cette méthode, il faut porter la découverte du sous-courant équatorial (courant de Cromwell) au début des années 1950 dans le Pacifique équatorial; à partir des données des pêcheurs japonais de 1949 à 1969, Yamanaka (1973) a étudié la circulation de surface du Pacifique Ouest à différentes saisons; nous présentons dans la fig. 10 son schéma de la circulation saisonnière équatoriale dans la zone CPS à l'ouest de 180°; l'importance du Contre-courant Equatorial Nord apparaît clairement.

Des exemples de la seconde méthode qui sont des mesures par courantomètres à partir d'un bateau océanographique qui manoeuvre pour rester à peu près immobile par rapport aux couches profondes seront donnés par la suite (Figs. 27 et 30).

Un courantomètre peut être fixé à un câble et descendu à différentes profondeurs où on l'immobilise le temps de la mesure, ou bien laissé libre de descendre le long du câble à faible vitesse en mesurant en continu le profil du courant en fonction de la profondeur ("current-profiler").

S c h é m a d e c i r c u l a t i o n

Nous présentons dans la figure 11 un schéma de circulation pour la couche superficielle de l'Océan Pacifique adapté de Tabata (1975); les flèches en trait plein indiquent le sens des courants généraux en surface, identifiés par des nombres; des flèches en trait interrompu indiquent des courants subsuperficiels (à l'équateur, on trouve le Courant de Cromwell du nord de la Nouvelle-Guinée aux Galapagos; le long du continent américain, on trouve vers le nord le Sous-courant de Californie, et vers le sud le Sous-courant du Pérou). Les courants de surface indiqués sont:

1. Courant Equatorial Nord CEN.
2. Kuroshio
3. Courant du Pacifique Nord
4. Courant de Californie
5. Courants du gyre subarctique
6. Contre-courant Equatorial Nord CCEN.
7. Courant Equatorial C.E.
8. Courant Equatorial Sud CES.
9. Courant Est-australien
10. Courant Tasmanien
11. Courant du Pacifique Sud

12. Courant du Pérou
13. Courant Antarctique circumpolaire
14. Contre-courant Equatorial Sud CCES.

Propriétés de la couche superficielle

A. Température, salinité et densité de la couche superficielle

Les propriétés de la couche de surface océanique directement en contact avec l'atmosphère sont susceptibles de variations importantes tant annuelles qu'interannuelles.

R é p a r t i t i o n s m o y e n n e s s a i s o n n i è r e s

Pour illustrer les distributions moyennes en hiver et en été pour une année "normale", nous emprunterons à Reid (1969) des cartes établies à partir de plus de 2 500 stations hydrographiques pour chaque saison, stations effectuées de 1875 à 1968 par des dizaines de navires armés par les grandes nations maritimes (Reid, 1965).

L a t e m p é r a t u r e (Figs. 12 et 13)

La zone CPS est caractérisée en surface par la présence d'eaux très chaudes à faible amplitude thermique annuelle.

En effet, la température sur sa limite sud ne descend qu'à 22°C en hiver austral au sud de la Nouvelle-Calédonie ou à proximité des Australes et reste supérieure à 24°C en hiver boréal au nord des Mariannes; la température est supérieure à 28°C sur l'ensemble de la zone dans l'hémisphère nord en été boréal et supérieure à 26°C sur l'ensemble de la zone au sud de l'équateur en été austral; des températures supérieures à 29°C sont trouvées sur près de la moitié de la zone CPS. dans chaque hémisphère lors de l'été correspondant, ce qui représente sur une épaisseur moyenne de couche de mélange de l'ordre de 100 m le plus formidable réservoir de chaleur stockée à la surface de la planète.

Un refroidissement est sensible toute l'année dans une bande équatoriale à l'est de la ligne de changement de date; il est dû principalement à l'upwelling équatorial et dans une moindre mesure à d'advection vers l'ouest par le Courant Equatorial des eaux plus froides du Pacifique Oriental.

D'après Wyrski (1965) qui a soumis les données des bateaux marchands de 1947 à 1960 dans le Pacifique au nord de 20°S à l'analyse harmonique, l'amplitude de la variation annuelle est minimale dans la partie du Pacifique Ouest la plus chaude qui correspond en gros à la zone CPS (inférieure à 0,5°C entre 5°N et 5°S, inférieure à 1°C entre 10°N et 10°S, inférieure à 2°C entre 20°N et 20°S) et l'amplitude de la variation semi-annuelle y est négligeable. Cette faible variabilité annuelle est confirmée par White, Meyers et Hasunuma (1982) pour le Pacifique Nord-Ouest; dans la zone CPS, ils ont utilisé des stations hydrologiques le long de 137°E occupées chaque hiver entre le Japon et l'équateur par le R.V. Ryofu Maru de la Japan Meteorological Agency entre 1967 et 1974 et de nombreuses coupes méridiennes entre 30°N et l'équateur de 125°E à 180° entre 1968 et 1973 effectuées avec des bathythermographes mécaniques (MBT) par les navires des Japanese Far Seas Fisheries; de l'équateur à 17°N la variation annuelle est très faible comme l'avaient déjà montré White et Wylie (1977).

L a s a l i n i t é (Figs. 12 et 13)

Les eaux de surface de la zone CPS sont par contre très contrastées en salinité:

Dans la partie centrale, on trouve toute l'année, l'Eau Tropicale Sud caractérisée par un maximum de salinité supérieure à 36 ‰ qui se forme dans le quadrant N.E. du gyre subtropical où

une évaporation intense l'emporte sur des précipitations modestes; cette eau a tendance à s'accumuler dans l'axe du gyre, un peu à l'est de la Polynésie Française (Rougérie, Marec, Picard 1982).

Dans la partie occidentale par contre, des précipitations abondantes bien supérieures à l'évaporation sont responsables de la formation à longueur d'année d'une eau dessalée, l'Eau Equatoriale; la plus faible salinité, inférieure à 34 ‰, est trouvée en été boréal en Micronésie; des valeurs inférieures à 34,5 ‰ sont courantes en été austral dans une zone s'étendant du nord de la Nouvelle-Guinée et des Salomon jusqu'aux Fidji; ces faibles salinités correspondent aux zones de convergence et aux précipitations décrites dans la présentation des traits météorologiques; la dessalure dans le Pacifique Ouest est en effet due essentiellement aux pluies locales (Donguy et Henin - 1976) et accessoirement à l'advection par les contre-courants (Jarrige - 1968).

Dans le nord de la zone CPS, aux environs des îles Mariannes, on trouve en hiver des salinités supérieures à 35 ‰; cet archipel est en effet dans la partie la plus proche de l'axe du gyre subtropical nord où s'accumule l'Eau Tropicale Nord caractérisée par un maximum de salinité qui dépasse 35,5 ‰ en cette saison; ce maximum se forme dans la zone de faibles précipitations centrée sur 20°N, 170°E (cf. Fig. 7).

L'Eau Tropicale Sud étend son influence dans l'hémisphère nord; l'isoline 35 ‰ traverse l'équateur entre 140°W et 140°E; cette extension est en rapport avec la circulation équatoriale (advection et upwelling).

L a d e n s i t é (Figs. 12 et 13)

Le paramètre utilisé dans les cartes est $\sigma_t - 10^3$ ($\rho_{\text{sto}} - 1$).

Les eaux les plus légères ($\sigma_t = 21,5$) résultant de la conjonction d'une température élevée et d'une dessalure poussée sont trouvées dans les régions océaniques de la bande intertropicale intéressées par la ZITC et la ZCPS. Le long de l'équateur, la densité décroît de façon monotone d'est en ouest de $\sigma_t = 25,0$ à $\sigma_t = 22,0$.

Dans la zone CPS, des eaux légères ($\sigma_t < 23,0$) occupent la partie ouest en toutes saisons, les densités les plus faibles étant observées dans chaque hémisphère lors de l'été correspondant; des eaux de plus en plus denses sont rencontrées en allant vers l'est dans le Pacifique central; le signal saisonnier est faible.

Variabilité interannuelle

Southern Oscillation et EL NINO

Les répartitions moyennes que nous venons de présenter pour le Pacifique Intertropical correspondent aux conditions météorologiques les plus courantes: une situation où un anticyclone de Pâques puissant et des basses pressions équatoriales bien marquées sur l'Indonésie induisent une cellule de Walker forte; les eaux chaudes, légères, sont maintenues dans l'ouest par des alizés bien établis; elles y sont dessalées par des précipitations abondantes.

Certaines années, cependant, une autre situation se présente où les hautes pressions de l'anticyclone de Pâques s'affaiblissent ou s'effondrent pendant que les basses pressions indonésiennes se combent: cette alternance entre ces deux situations de pression relative entre le Pacifique Sud et l'Indonésie est la "Southern Oscillation" (S.O.); sa périodicité, voisine de 3 ans, n'est pas régulière.

Dans les situations de faiblesse relative de l'anticyclone de Pâques, les alizés de S.E. faiblissent et ne peuvent plus maintenir les eaux chaudes légères dans l'ouest où le niveau de l'océan baisse; ces eaux ont tendance à revenir vers l'est où le niveau de l'océan s'élève; la

cellule de Walker est moins forte et moins étendue; les zones de convergence sont déplacées: l'ITCZ se rapproche de l'équateur et la ZCPS est déplacée vers le Pacifique Central; les fortes précipitations se déplacent de l'Indonésie vers le Pacifique Central; au Pérou, les eaux froides très productives de l'upwelling côtier habituel sont remplacées par des eaux chaudes pauvres d'origine équatoriale qui s'étendent loin vers le sud, avec des conséquences catastrophiques pour la faune (mortalité élevée), la pêche (effondrement des stocks d'anchois) et l'économie du pays dans son ensemble (pluies diluviennes, glissements de terrain, inondations, ...); ce phénomène est connu localement sous le nom de EL NIÑO (E.N.) (Wyrski, 1982); J. Berknes (1966) fut le premier à se rendre compte que ce phénomène local péruvien se rattachait à des anomalies météorologiques observées dans tout le Pacifique liées à la S.O.

Si depuis longtemps l'habitude était prise de parler d'années EL NIÑO (par exemple, 1957-58, 1965, 1972, 1976, ...) pour désigner les anomalies climatiques les plus marquées dans le Pacifique tropical, la tendance actuelle est à l'étude du phénomène à l'échelle du Pacifique, ou même à l'échelle de la planète, dans toute la complexité des échanges océan-atmosphère, phénomène que l'on baptise ENSO (El Niño, Southern Oscillation).

Variabilité interannuelle dans la zone CPS

Dans le Pacifique Ouest-Nord, les observations du Nankai Regional Fisheries Research Laboratory à bord du Shunyo Maru de 1958 à 1964 (Yamanaka, Anraku et Morita, 1965), celles du Kagoshima-maru en 1958 pour l'Année géophysique internationale (Takahashi, Chaen et Ueda, 1960), celles de la Japan Meteorological Agency de 1967 à 1974 à bord du Ryofu Maru le long du 137°E (Masuzawa et Nagasaka, 1975), celles des Japanese Far Seas Fisheries de 1968 à 1973, auxquelles s'ajoutent les observations des minéraliers japonais entre le Japon et la Nouvelle-Calédonie entre 1969 et 1978 (Henin C. et Donguy J.R., 1979) fournissent matière à la description des situations annuelles plus ou moins conformes à la "normale" ou s'en écartant notablement.

Dans le Pacifique Ouest-Sud et le Pacifique Central, les campagnes du centre ORSTOM de Nouméa depuis 1956, et surtout les observations du réseau de collecte par les navires marchands au départ de Nouméa, ont permis de suivre de mieux en mieux les variations de la température et de la salinité dans le temps; pour la salinité, à des cartes semestrielles, ont succédé des cartes trimestrielles, puis, à partir de 1975, des cartes mensuelles (Donguy J.R., Henin C., 1978, 1976).

Toutes les analyses établissent que la variabilité interannuelle est très forte, en relation avec la météorologie, et que les anomalies ont été particulièrement marquées en 1957-58, 1965-66, 1972-73 et 1976-77 qui sont des années à EL NIÑO.

En particulier, le contenu thermique maximum habituellement rencontré à l'ouest de 170°E se déplace vers le Pacifique Central sud après un EL NIÑO; ce déplacement serait dû à des variations dans la profondeur de la couche de mélange qui diminue à l'ouest, à une augmentation de la température au centre par disparition de l'upwelling équatorial et à l'advection des eaux chaudes de l'ouest vers le centre de l'océan (Henin C. and Donguy J.R., 1980), (Donguy et al., 1982).

Des anomalies remarquables apparaissent aussi dans la répartition des salinités en année EL NIÑO; l'apparition de vents de secteur ouest à l'ouest de 160°W provoque une convergence à l'équateur d'eaux dessalées qui prennent la place de l'eau salée de l'upwelling équatorial habituel; le décalage des précipitations vers le Pacifique Central supprime la dessalure habituelle au nord des Salomon et des Hébrides qui sont envahies par de l'eau salée tropicale, entraînée par les vents de S.E. dirigés par l'anticyclone australien resté relativement fort (Donguy J.R. and Henin C., 1976).

B. Oxygène dissous et sels nutritifs dans la couche superficielle

Tous les gaz constituant l'air se retrouvent en solution dans la couche océanique en contact avec l'atmosphère. En première approximation, ils sont dissous dans des quantités telles que leur

pression partielle correspondante soit en équilibre avec leur pression partielle dans l'air; des échanges océan-atmosphère se font éventuellement dans le sens nécessaire au rétablissement de cet équilibre.

Parmi ces gaz, les plus étudiés sont l'oxygène et le gaz carbonique car ils participent aux cycles de la physiologie des organismes vivants; pendant la photosynthèse, le gaz carbonique dissous est utilisé et de l'oxygène est produit; tous les organismes vivants consomment en permanence de l'oxygène et rejettent du CO_2 pour leur respiration; la "minéralisation" de toute matière organique inerte consomme de l'oxygène et produit du CO_2 .

Cycle de la matière organique

Le phénomène de la "photosynthèse" est à la base de la "production primaire"; il permet aux "plantes" d'utiliser l'énergie solaire pour faire la synthèse de leur matière vivante à partir des éléments minéraux disponibles dans le milieu ambiant; le carbone vient du gaz carbonique, l'hydrogène de l'eau, le phosphore d'un phosphate, l'azote de diverses formes oxydées dont la plus abondante est le nitrate, et le silicium d'un silicate; la synthèse se fait grâce à la participation d'une molécule organique complexe, la chlorophylle, qui est spécifique du règne végétal.

Dans l'océan, l'essentiel de la production primaire est le fait du "phytoplancton", constitué de minuscules algues qui utilisent dans la couche superficielle où l'énergie solaire est suffisante (couche euphotique) les sels minéraux dits "nutritifs"; elles sont "autotrophes". Le sort de la "matière vivante" végétale ainsi synthétisée est d'être ingérée par des "herbivores" (production secondaire) qui eux-mêmes peuvent servir de nourriture à des "carnivores" (production tertiaire), etc.; elle entre donc dans un réseau complexe dit "réseau trophique" constitué d'organismes "hétérotrophes", c'est-à-dire dont le métabolisme repose sur l'utilisation obligatoire de matière organique déjà synthétisée.

La matière organique dans l'océan se trouve sous trois formes: vivante (organismes vivants, de la baleine à la bactérie), détritique (cadavres ou débris d'organismes excrétés après digestion partielle) et dissoute (particules plus petites que $0,45\mu$).

L'utilisation de la matière organique par les organismes hétérotrophes conduit à une dégradation progressive des molécules pour aboutir, en fin de processus, aux formes les plus oxydées des éléments constitutifs; on retrouve l'eau, le gaz carbonique, et les sels nutritifs qui ont servi lors de la photosynthèse.

Ce processus de "minéralisation de la matière organique" est très largement le fait de l'activité bactérienne et aboutit à la restitution des éléments au milieu dans des rapports assez constants en fonction de l'oxygène consommé (rapports en atomes 276/106/16/1 pour O/C/N/P).

La photosynthèse est cantonnée à la couche superficielle "euphotique" où l'énergie lumineuse est suffisante.

La respiration intéresse toutes les profondeurs à l'exception des eaux "anoxiques" où les organismes vivants supérieurs ne peuvent pas vivre.

La minéralisation de la matière organique détritique qui se poursuit pendant sa sédimentation est largement répandue de la surface au fond; dans la couche euphotique, les produits de la minéralisation sont réutilisés par la photosynthèse; dans les couches intermédiaires et profondes, les produits s'accumulent.

Oxygène dissous

Les teneurs trouvées en surface dans la zone intertropicale correspondent en général au maximum de la solubilité dans une eau au contact d'un air standard saturé en vapeur d'eau à une pression voisine de une atmosphère pour la température et la salinité locales.

C'est la température qui l'emporte sur tous les autres paramètres pour déterminer cette solubilité; les teneurs de la couche de mélange varieront peu entre 34 et 36 ‰ et seront entre 5,0 ml/l à 23°C et 4,5 ml/l à 30°C.

Dans la couche de mélange, à peu près isotherme, à toute profondeur, on trouve une eau qui était récemment en contact avec l'atmosphère; de plus l'oxygène produit par la photosynthèse l'emporte sur l'oxygène consommé in situ; les teneurs en oxygène dissous sont donc généralement à saturation ou même en légère sursaturation dans les eaux les plus productives.

En dessous de la couche de mélange et à fortiori en-dessous de la couche euphotique, il y a consommation nette d'oxygène et les teneurs sont inférieures à la saturation correspondante à la température in situ.

Dans la zone CPS, les teneurs en oxygène de la couche superficielle sont conformes à la description précédente.

S e l s n u t r i t i f s

Les figures 14 empruntées à Reid (1962) présentent la répartition du phosphore pour le Pacifique, en surface et à 100 m. Cette répartition est commandée par la circulation comme l'établit immédiatement un rapprochement avec la figure 9; dans les gyres anticycloniques subtropicaux nord et sud, la couche de surface est pratiquement dépourvue de sels nutritifs sur une épaisseur supérieure à 100 m; dans le Pacifique Intertropical, la richesse de la partie orientale contraste avec la pauvreté de la partie occidentale où l'on ne trouve en surface des teneurs supérieures à 0,25 mmole/m³ que dans une bande équatoriale qui s'amincit vers l'ouest; cet enrichissement relatif est dû à l'upwelling équatorial dont l'efficacité diminue à l'ouest de 160°W; la remontée de la thermocline d'ouest en est dans la bande équatoriale se manifeste dans les teneurs à 100 m croissantes vers l'est; les contre-courants creusent des minima relatifs dans les teneurs à 100 m plus élevées de la partie orientale.

Sels nutritifs de la couche de mélange dans la zone CPS

La pauvreté de la couche de mélange dans la majeure partie de la zone CPS a été attestée par toutes les campagnes océanographiques. Pour illustrer ce point, nous renvoyons:

- dans le Pacifique Central à la coupe de PO₄-P le long de 160°W (Fig. 16),
- dans le Pacifique Ouest,
 - au nord, aux coupes PO₄-P, NO₃-N, Si. le long du 137°E (Fig. 32) (Yoshimura, 1972, Masuzawa et al., 1970)
 - au sud, aux coupes le long du 170°E (Fig. 29) (Rotschi, Hisard, Jarrige, 1972).

En surface et sur une épaisseur moyenne de 100 m, on peut s'attendre à trouver dans toute la zone CPS des teneurs en mmole/m³ inférieures à 0,25 en phosphate, 0,5 en nitrate, 2,0 en silicate; dans une bande équatoriale étroite 3°N - 3°S l'upwelling équatorial peut enrichir l'eau de surface (par exemple à 170°E : 0,40, 2,0, 2,5 pour P.N. Si).

Divers auteurs ont insisté sur cet épuisement en sels nutritifs (Rotschi et Wauthy, 1973; Donguy, Henin, Jarrige, Rougérie, 1974).

Variabilité

En dehors des eaux côtières où des apports continentaux peuvent provoquer des enrichissements locaux passagers, l'upwelling équatorial est le plus important des mécanismes susceptibles d'amener en surface de l'eau subsuperficielle plus riche; la variabilité de l'enrichissement

équatorial est liée à celle des vents locaux; par vents établis du secteur est, d'avril à octobre, l'upwelling est présent à l'ouest de 180° et particulièrement marqué en juin-juillet-août (Figs. 28 et 29); par vents faibles ou vents du secteur ouest (mousson de NW) de novembre à mars, les eaux chaudes peu salées et pauvres sont trouvées en couche épaisse (100 m) à l'équateur même (Figs. 31 et 32).

Les eaux de la thermocline supérieure

La description de la répartition des masses d'eau dans la thermocline supérieure de la zone CPS est illustrée par des cartes empruntées à Tsuchiya (1968) qui couvrent la bande intertropicale Pacifique 20°N - 20°S. Ces cartes présentent les distributions de la profondeur, du potentiel d'accélération, de la salinité et de la teneur en oxygène sur quatre surfaces d'anomalie thermostérique constante ainsi que celle de l'épaisseur de la couche correspondant à 5 cl/t au-dessus et en-dessous de la valeur nominale.

Les surfaces choisies sont 160, 200, 300 et 400 cl/t; leur position dans la thermocline peut être repérée dans les coupes des figures 15 et 28; 625 stations océanographiques effectuées de 1952 à 1961 par la communauté internationale en diverses saisons ont été utilisées (Fig. 17, Fig. 18, Fig. 19, Fig. 20).

La profondeur

L'absence de la surface 400 cl/t en surface à l'est de la zone CPS au sud de l'équateur montre bien l'opposition dans l'hémisphère sud entre les eaux légères du Pacifique Ouest et les eaux denses de la partie orientale, l'épaisseur de ces eaux légères de la couche superficielle est de l'ordre de 100 m.

Pour toutes les surfaces, la profondeur croissant de l'est à l'ouest dans la bande équatoriale traduit la remontée vers l'est de la thermocline.

Pour les surfaces 300 cl/t, 200 cl/t et 160 cl/t, l'augmentation de leur profondeur de l'équateur vers les tropiques dans la partie occidentale indique l'enfoncement de la thermocline à l'intérieur des gyres subtropicaux.

Dans la bande équatoriale, la topographie de chaque surface montre une alternance de lignes de crête (profondeurs minimales) et de thalwegs (profondeurs maximales) due au réajustement du champ de densité en fonction des courants et contre-courants juxtaposés du système équatorial.

Le flux géostrophique

La distribution du potentiel d'accélération calculé par rapport à 500 db (1 000 db pour la surface 160 cl/t) révèle clairement les courants équatoriaux.

Les plus évidents sont les courants vers l'ouest des marges équatoriales des gyres subtropicaux.

Le Courant Equatorial Nord (CEN) est présent sur toutes les surfaces à l'ouest de 120°W; sa limite sud, proche de 10°N à 120°W, se rapproche de l'équateur dans la partie occidentale et on la trouve vers 5°N au nord de la Nouvelle-Guinée.

Au sud de l'équateur, l'essentiel du flux porte vers l'ouest sur toutes les surfaces: c'est le domaine du Courant Equatorial Sud (CES).

Des contre-courants sont identifiables par des flux vers l'est dans la bande 10°N - 10°S.

Le CCEN est le plus évident; on le trouve sur toutes les surfaces; limité au nord par le CEN., il coule à travers tout le Pacifique, d'Halmahera au golfe de Panama.

Le CCES est plus discret, il apparaît surtout sous forme de petites circulations tourbillonnaires vers 10°S dans le Pacifique Ouest; il est assez bien marqué au nord des Salomon.

Le Sous-Courant Equatorial: c'est un contre-courant strictement subsuperficiel; il apparaît ici comme un flux étroit, large au plus de quelques degrés, exactement centré sur l'équateur, individualisé essentiellement dans le Pacifique Central entre 180° et 140°W.

La salinité

La masse d'eau la plus importante est sans contredit l'Eau Tropicale Sud caractérisée par les salinités les plus élevées de tout le Pacifique; elle intéresse, en subsurface, la totalité de l'hémisphère sud dans la bande 30°S - équateur et son influence déborde dans l'hémisphère nord dans la partie occidentale.

Vers 20°S - 130°W, à l'est de la Polynésie Française, l'eau de surface qui s'accumule dans l'axe du gyre anticyclonique subtropical sud est soumise à une évaporation qui l'emporte sur des précipitations indigentes; la salinité augmente et peut atteindre plus de 36,5 ‰; l'augmentation de densité qui en découle fait que par endroits une circulation par convection se déclenche; l'eau plus dense coule et s'accumule à la profondeur correspondant à sa nouvelle densité. Ainsi se forme de façon continue une immense lentille d'eau très salée saturée en oxygène et épuisée en sels nutritifs qui constitue l'Eau Tropicale Sud.

Nous voyons sur les surfaces 400 cl/t et 300 cl/t que l'Eau Tropicale Sud participe, en subsurface, à la circulation du gyre anticyclonique correspondant au CES; elle est entraînée vers l'ouest et elle se rapproche peu à peu de l'équateur qu'elle atteint au nord des Salomon et de la Nouvelle-Guinée.

Dans la partie centrale du gyre subtropical nord, une autre masse d'eau salée se forme en surface dans des conditions météorologiques moins extrêmes qu'au sud: c'est l'Eau Tropicale Nord qui atteint 35,5 ‰; elle coule, s'accumule en subsurface et participe à la circulation anticyclonique; on voit très bien son intrusion à l'est de 20°N - 150°W dans le CEN sur 300 cl/t et surtout sur 400 cl/t où des salinités supérieures à 35 ‰ atteignent les Philippines vers 10°N.

Contrastant avec les salinités élevées des eaux tropicales, une troisième masse d'eau importante est identifiable dans la thermocline supérieure au nord de l'équateur; il s'agit d'une eau dessalée que l'on trouve en surface au large de la Californie et qui est entraînée par le Courant de Californie qui rejoint le CEN. Cette "Eau du Courant de Californie" est bien repérée, sur les surfaces 400 et 300 cl/t où elle constitue le bord équatorial du CEN, par un minimum de salinité qui s'étend vers l'ouest jusqu'au Passage des Molluques un peu au sud de 10°N.

Le CCEN est à son extrémité occidentale alimenté surtout par le CEN (Courant de Mindanao); cependant la participation assez importante de l'Eau Tropicale Sud qui traverse largement l'équateur sur 400 cl/t à l'ouest de 180° confère au CCEN des salinités moyennes dans la partie occidentale mais qui apparaissent comme un maximum de salinité sur son bord sud à l'est de 160°W; sur les autres surfaces isanostériques, le CCEN n'est pas marqué par un extrême en salinité.

Le CCES n'est pratiquement pas marqué en salinité dans la thermocline d'après ces données.

Le Sous-Courant Equatorial ou Courant de Cromwell est, par contre, parfaitement mis en évidence sur toutes ces surfaces par un maximum de salinité étroit, très près de l'équateur, qui se traduit par une succession de petites langues dans les isohalines, dirigées vers l'est; de l'Eau Tropicale Sud est en effet injectée dans ce sous-courant au nord de la Nouvelle-Guinée et, transportée vers l'est, elle apparaît comme un maximum dans les eaux relativement dessalées de la partie orientale; ce transport continu d'eau salée par le Courant de Cromwell est responsable du maximum de salinité subsuperficiel que l'on trouve entre 100 et 200 m dans toute la zone intertropicale orientale entre le Mexique et le Pérou.

L'oxygène dissous

Le contraste est grand entre les eaux très pauvres en oxygène de la partie orientale et celles, relativement riches, de la partie occidentale.

On trouve en effet des eaux pratiquement anoxiques en-dessous de 100 m entre 20°N et 10°S des côtes américaines au Pacifique Central; on voit bien sur 200 et 300 cl/t que cette zone très pauvre correspond à la région océanique non concernée par les circulations des gyres subtropicaux nord et sud; la disposition relative des gyres et des continents fait que la surface "bipassée" est plus grande au nord de l'équateur qu'au sud.

L'oxygène dans la thermocline est consommé par la respiration des organismes et surtout par la minéralisation des particules organiques (excreta, débris, cadavres) qui s'y accumulent par sédimentation à partir de la couche superficielle très productive de cette partie de l'océan; l'oxygène est renouvelé par mélange latéral avec des eaux plus riches c'est-à-dire plus "récentes", qui étaient en surface il y a moins longtemps.

Sur toutes les surfaces, les courants équatoriaux apparaissent comme des maxima d'oxygène, surtout le CEN alimenté par le Courant de Californie: ce sont les "pourvoyeurs" d'oxygène de la thermocline. Il s'établit donc un gradient d'oxygène croissant d'est en ouest dans la zone équatoriale.

Les contre-courants transportant des eaux à contre-gradient sont marqués par des maxima relatifs qui entament en fin de parcours la masse anoxique orientale.

Le CCEN apparaît ainsi plus ou moins nettement sur toutes les surfaces isanostériques.

Le CCES peut être décelé au nord des Salomon sur les surfaces 400 cl/t et 300 cl/t.

Le Courant de Cromwell est parfaitement identifié sur 200 cl/t et 160 cl/t par un maximum d'oxygène étroit sur l'équateur qui s'étire de façon continue de la Nouvelle-Guinée aux côtes américaines; sur 160 cl/t, il est évident que l'alimentation du Courant de Cromwell se fait à travers l'arc insulaire des Salomon et de l'archipel Bismarck par de l'Eau Tropicale Sud qui a transité par la Mer du Corail.

L'épaisseur des couches

Elle peut tout d'abord être interprétée en termes d'intensité de la thermocline:

- les valeurs élevées trouvées vers 20°N et 20°S montrent que la thermocline à proximité des centres des gyres subtropicaux est moins marquée que celle de la zone proche équatoriale où sont rencontrées les valeurs minimales;
- sur 400 et 300 cl/t, les épaisseurs ont tendance à diminuer de l'ouest vers l'est dans la zone équatoriale; la thermocline est donc plus marquée dans la partie orientale;
- un maximum relatif de l'épaisseur est trouvé sur chaque surface dans une bande étroite centrée sur l'équateur; sur 400 cl/t, cette bande traduit l'éclatement de la thermocline vers le haut dans la partie supérieure du noyau de vitesse du sous-courant équatorial; sur 200 cl/t et 160 cl/t, à l'ouest de 150°W, c'est, à l'inverse, l'éclatement de la thermocline vers le bas dans la partie inférieure de ce même courant, que montre la bande d'épaisseur maximale équatoriale;
- les valeurs très fortes trouvées sur 400 cl/t à l'équateur entre 135°W et 140°W montrent que la couche de mélange a été atteinte;

L'épaisseur des couches peut également s'interpréter en termes de volume d'eau ayant certaines caractéristiques; ainsi les valeurs élevées trouvées dans la bande équatoriale à l'est de 150°W

et dans la partie orientale sur 160 cl/t indiquent que s'accumule là une quantité considérable d'une eau de caractéristiques voisines de 12,5°C et 34,9 ‰ produite par le Courant de Cromwell en fin de parcours (Montgomery and Stroup, 1962).

Les eaux intermédiaires (Reid, 1965)

Les eaux de surface dans les hautes latitudes du Pacifique sont froides et leur teneur en oxygène dissous élevée; les précipitations l'emportent sur l'évaporation et la salinité est basse; en conséquence, ces propriétés, basse température, faible salinité et haute teneur en oxygène, caractérisent les eaux de toute la couche de mélange à ces latitudes élevées.

Etant donné que cette caractéristique de salinité minimale se retrouve partout dans les latitudes moyennes et basses à des profondeurs intermédiaires, les masses d'eau qui possèdent les valeurs extrêmes de cette caractéristique ont été appelées Eaux Intermédiaires.

Ainsi, sur les coupes méridiennes le long du 160°W, (Figs. 15 et 16) on voit que l'extension du minimum de salinité repéré en surface vers 60°S aux couches intermédiaires du Pacifique Sud se fait un peu au-dessus de l'isostère 80 cl/t; c'est sur la surface définie par cette valeur que l'on suivra le mieux l'évolution de l'Eau Intermédiaire du Pacifique Sud (EIPS) dans son périple.

De même, l'extension des faibles valeurs de salinité repérées dans la couche de mélange vers 150 m à 50°N aux couches intermédiaires du Pacifique Nord se fait suivant l'isostère 125 cl/t : c'est sur la surface définie par cette valeur que l'on peut suivre au mieux l'évolution de l'Eau Intermédiaire du Pacifique Nord (EIPN)

C i r c u l a t i o n

Les courants géostrophiques sur les surfaces 125 cl/t et 80 cl/t (Figs. 22 et 24) montrent que l'on retrouve aux profondeurs intermédiaires les grands gyres anticycloniques de la circulation due à l'entraînement des vents dans les couches plus superficielles; leurs grands axes sont décalés vers les pôles avec la profondeur; on retrouve également les courants équatoriaux nord et sud sur 125 cl/t, le CCEN d'un bout à l'autre du Pacifique, le CCES dans la partie occidentale vers 10°S et, entre eux deux, à cheval sur l'équateur, un courant vers l'ouest (Courant Equatorial Intermédiaire, Rual 1969).

S a l i n i t é s e t p r o f o n d e u r s (Figs. 21, 22, 23, 24)

Deux grandes langues de faible salinité originaires des latitudes élevées, sont entraînées par cette circulation dans les profondeurs intermédiaires en direction de l'équateur.

L'Eau Intermédiaire du Pacifique Nord

L'EIPN est formée en subsurface, vers 150-200 m, entre 45 et 50°N, au large des Aléoutiennes, par mélange latéral dans la pycnocline avec les eaux du gyre cyclonique subarctique; l'effet de ce mélange latéral est de réduire la salinité et la température et d'augmenter la teneur en oxygène de l'eau à 125 cl/t du gyre anticyclonique subtropical du Pacifique Nord; (EIPN: 33,80 ‰, 4,5°C, 4 ml/l O₂).

L'EIPN ainsi formée est entraînée dans le gyre subtropical; par mélange vertical avec les eaux plus salées des couches de surface et des couches profondes, sa salinité augmente au cours de son périple vers l'équateur suivant le Courant Equatorial Nord; elle est repérée par un minimum de salinité dans le Pacifique tropical occidental à des profondeurs variant de 300 m au niveau du CCEN à 700 m vers 25°N (Fig. 22).

Sur 125 cl/t, une bande zonale transpacifique centrée sur 5°S est marquée par un maximum relatif de salinité qui atteint 34,75 ‰ (Fig. 21): on pense qu'il résulte d'un mélange vertical intense au niveau d'un contre-courant subsuperficiel.

Sur 80 cl/t, l'extension de l'EIPN est clairement visible dans le gyre subtropical nord (Fig. 23).

L'Eau Intermédiaire du Pacifique Sud

L'EIPS est formée en surface vers 60°S; les conditions climatiques lui imposent des caractéristiques variables suivant la saison (embâcle, débâcle, précipitations, hiver, été,...) et suivant la longitude dans une fourchette au-dessus du point de congélation (33,87 ‰; - 1,845°C à 34,20 ‰; + 3°C); cette eau plonge à la convergence antarctique (vers 55°S), comme l'indique la figure 24 donnant les profondeurs de la surface 80 cl/t, et elle est entraînée dans la circulation anticyclonique du Pacifique Sud où l'on peut suivre sur la surface 80 cl/t son minimum de salinité caractéristique qui pénètre vers 55°S - 90°W dans le gyre subtropical (Fig. 23); identifié à des profondeurs croissantes de la surface à 1 000 m sur la bordure orientale où il atteint 34,40 ‰, ce minimum de salinité est ensuite entraîné vers l'ouest; on le retrouve sur 20°S au sud des Fidji et il pénètre en mer du Corail (34,50 ‰; 5,2°C à 1 000 m) au niveau de la Nouvelle-Calédonie; le flux d'EIPS se scinde alors en deux branches (d'après la fig. 24 des courants géostrophiques), l'une dirigée vers le sud le long du continent australien, l'autre vers le nord à travers l'arc des Salomon jusqu'à l'équateur, atteint avec les caractéristiques 5,3°C et 34,52 ‰ à une profondeur de 800 m; sur la surface 80 cl/t, dans le flux essentiellement zonal de la zone intertropicale, les isolignes de salinité et (donc) de température s'étendent d'est en ouest; dans la bande zonale 5°S - 12°N dans l'ouest et 15°S - 20°N à l'est, les valeurs de ces paramètres sont relativement uniformes, proches des 34,55 ‰ et 5,5°C qui caractérisent le minimum de salinité de l'Eau Equatoriale du Pacifique (Sverdrup *et al.*, 1942).

Sur 125 cl/t, la progression du minimum de salinité de l'EIPS est aussi facile à suivre que sur 80 cl/t; même pénétration dans le gyre sur le méridien 90°W, même plongée dans le Pacifique Oriental jusque vers 500 m et même parcours vers l'ouest à cette profondeur pour pénétrer en mer du Corail entre les Salomon et le Vanuatu.

Teneurs en oxygène (Fig. 21 et 23)

Dans sa région de formation, au contact de l'atmosphère, l'EIPS se sature en oxygène et sa teneur est voisine de 7 ml/l.

L'EIPN n'est pas formée directement en surface mais par mélange latéral avec les eaux du gyre cyclonique subarctique qui impose sa marque au gyre anticyclonique subtropical au sud des Aléoutiennes; à la dessalure à 33,80 ‰ est associé un enrichissement en oxygène à 4,0 ml/l (Fig. 21) sur 125 cl/t.

Ainsi, lors de leur départ, les eaux intermédiaires sont riches en oxygène; au cours de leur déplacement, cet oxygène sera consommé par la respiration des organismes vivants et surtout par la minéralisation de la matière organique, qu'elle ait été emportée dès la plongée d'origine ou qu'elle soit acquise en cours de route par sédimentation de particules originaires de la production des couches de surface. La teneur en oxygène est donc d'autant plus réduite que le parcours des eaux intermédiaires est plus long; nous avons vu (Fig. 22 et 24) que les eaux intermédiaires suivent d'abord les gyres subtropicaux pour rejoindre l'équateur dans la partie occidentale et ensuite seulement gagnent la partie orientale par un parcours transpacifique équatorial; nous trouvons donc les teneurs minimales en oxygène (moins de 0,25 ml/l) dans les régions atteintes seulement en fin de parcours par les eaux intermédiaires, c'est-à-dire dans la partie orientale du Pacifique intertropical qui est "bipassée" par les gyres anticycloniques subtropicaux et qui comprend, en outre, les régions où la production primaire dans la couche euphotique est la plus élevée (upwelling côtier de Californie au nord, dôme de Costa-Rica près de l'équateur, upwelling côtier du Pérou au sud). Sur 80 cl/t, on voit que l'EIPN participe peu au renouvellement en oxygène de cette couche, et que l'essentiel est dû à l'EIPS qui traverse l'équateur après transit par la Mer du Corail et rejoint la circulation de l'hémisphère nord le long des arcs insulaires Philippines, Formose, Japon (Fig. 23).

Dans le système équatorial, les contre-courants transportent vers l'est des eaux relativement plus riches en oxygène et leurs parcours sont marqués par des maxima relatifs qui entament la masse quasi anoxique orientale dont les plus faibles teneurs sont trouvées dans toute la couche entre 125 cl/t et 80 cl/t au large de la côte mexicaine.

Teneurs en sels nutritifs (Figs. 21 et 23)

- Teneurs en phosphate

L'EIPS a une teneur voisine de 2 mmole/m³ lors de son incorporation au gyre anticyclonique subtropical sud à l'intérieur duquel elle s'appauvrit par mélange vertical avec les eaux superficielles; une tendance à une augmentation légère marque son périple vers l'équateur qu'elle franchit au nord des Salomon; son intrusion dans l'hémisphère nord plus riche, est cependant marquée par un minimum relatif que l'on peut suivre dans le gyre du nord jusqu'à 170°W; les valeurs maximales supérieures à 3 mmoles/m³ sont trouvées dans la partie orientale de cet hémisphère.

Dans l'ensemble, la répartition en phosphate est l'image inversée de celle de l'oxygène dissous.

- Teneurs en nitrate

Il existe dans une masse d'eau une corrélation très significative entre les teneurs en phosphate et les teneurs en nitrate qui proviennent tous deux de la minéralisation de la matière organique dont la composition est relativement constante; le rapport atome à atome pour N/P est ainsi compris entre 12 et 15. On peut donc dire que les distributions du nitrate seraient pratiquement identiques à celles montrées pour le phosphate.

- Teneurs en silicate

La silice est constitutive du squelette de certaines petites formes du plancton, les diatomées et les radiolaires; mais la plupart des organismes n'en contiennent pas ou peu. Les pièces siliceuses de ces squelettes sédimentent plus rapidement que les autres débris organiques, si bien que la remise en solution de la silice se fait à des profondeurs et dans des sites différents de ceux où s'effectue la minéralisation de l'azote et du phosphore. Une concentration maximum de silice de 180 mmole/m³ est ainsi trouvée dans les couches plus profondes entre 2 000 et 3 000 m dans la partie orientale du Pacifique; dans les eaux intermédiaires les teneurs croissent donc avec la profondeur et on peut s'attendre à trouver des valeurs assez uniformes de 40-50 mmole/m³ sur 125 cl/t à 120-140 mmole/m³ sur 80 cl/t.

Caractéristiques des eaux intermédiaires dans la zone CPS

Dans la zone CPS, les eaux intermédiaires occupent la partie inférieure de la thermocline.

A partir des différentes cartes présentées et des commentaires précédents sur les sels nutritifs, les caractéristiques suivantes peuvent être avancées:

	Sur 125 cl/t	Sur 80 cl/t
T°C	7 - 10	4,15 - 5,15
S ‰	34,20 - 34,80	34,35 - 34,50
O ₂ ml/l	0,5 - 4,0	1,0 - 4,0
PO ₄ -P mmole/m ³	1,0 - 2,5	1,5 - 3,0
NO ₃ -N mmole/m ³	12 - 30	18 - 36
SiO ₃ -Si mmole/m ³	40 - 50	120 - 140

Les eaux profondes

Elles emplissent la totalité du bassin Pacifique sous les eaux intermédiaires qui occupent comme nous l'avons vu, la partie inférieure de la thermocline.

C i r c u l a t i o n

Les figures de la coupe transpacifique Antarctique-Alaska (Figs. 15 et 16) montrent déjà que l'origine de l'eau de fond (en-dessous de 3 000 - 4 000 m) à haute teneur en oxygène doit être recherchée dans l'Antarctique alors que les teneurs plus faibles en oxygène sont, à l'évidence, à rattacher à des conditions existant dans l'hémisphère nord. Mais il est difficile d'en déduire grand chose concernant la circulation.

Une carte de l'ensemble du bassin montrant la répartition de la température *in situ* à 4 500 m, empruntée à Knauss (1962), est beaucoup plus explicite (Fig. 25); la température croît lentement de façon monotone du sud vers le nord; l'eau la plus froide pénètre le bassin par le sud et se déplace vers le nord en longeant son bord occidental, non pas le long de l'Australie puisque la mer de Tasman est fermée au nord, mais le long de la Nouvelle-Zélande et de l'arc Tonga-Kermadec.

Les coupes hydrographiques transpacifiques le long des parallèles 43°S et 28°S, effectuées par l'USNS Eltanin lors de l'expédition SCORPIO en 1967, ont éclairé d'un jour nouveau la réalité de ce courant profond prédit par la théorie.

Les coupes de température et de salinité le long de 28°S, empruntées à Warren (1970) (Fig. 26), mettent en évidence l'intrusion entre 3 000 et 4 000 m le long de la dorsale Tonga-Kermadec d'une eau plus salée (salinité supérieure à 34,72 ‰ avec noyau à 34,73 ‰) se déplaçant vers le nord (plongée des isothermes vers l'est de quelques centaines de mètres sur une largeur de 900 km environ): cette eau est la dernière trace de l'eau profonde de l'Atlantique Nord transportée vers l'est autour de l'Antarctique par le Courant Circumpolaire en même temps que l'eau de fond Antarctique (Mantyla et Reid 1983); elle est repérable sur la coupe à 43°S, entre 3 000 et 4 000 m, de 160°W à 170°W, contre la dorsale de Chatham, par un maximum de salinité à 34,73 ‰.

A 28°S, avec ces données, une estimation géostrophique de ce courant profond, par rapport à la surface horizontale à 2 500 m supposée immobile, donne en intégrant de 2 500 m jusqu'au fond, un transport de 17 Sv. (l'unité de transport est le Sverdrup: 1 Sv. = $10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Ce transport vers le nord d'eau profonde caractérisée par un maximum de salinité et un maximum d'oxygène doit gagner l'hémisphère nord par une voie assez directe puisque la trace de ces extrêmes a été retrouvée dans la fosse des Mariannes vers 12°N - 144°E (Mantyla et Reid, 1978) et sur une coupe Japon-Californie le long de 35°N vers 165°E (Kenyon K.E., 1983) lors de l'expédition INDOPAC effectuée par le R.V. Thomas Washington de la SCRIPPS entre 1976 et 1977. Le passage au nord-est des Samoa est relativement étroit (200 km à 4 000 m et 50 km à 5 000 m) et un courant moyen de 15 cm/sec avec des pointes à 20 cm/sec, portant au nord-nord-est, y a été mesuré à 4 800 m (Reid, 1969).

Caractéristiques des eaux profondes dans la zone CPS

Les eaux profondes sont relativement homogènes car elles sont situées en-dessous de la thermocline et des extrêmes des Eaux Intermédiaires.

Entre 2 000 m et le fond, les gradients sont très faibles, aussi bien horizontalement que verticalement; de plus, ils sont pratiquement monotones, la source salée froide oxygénée étant profonde dans l'hémisphère sud et la source dessalée pauvre en oxygène et riche en sels nutritifs étant subsuperficielle dans l'hémisphère nord.

Les caractéristiques seront donc dans les fourchettes suivantes: (entre 2 000 m et 6 000 m):

Température <u>in situ</u>	2,5°C	-	1°C
Salinité	34,60 ‰	-	34,72 ‰
Oxygène	2,0 ml/l	-	4,5 ml/l
Phosphate	3,0 mmole/m ³	-	2,2 mmole/m ³
Nitrate	43 mmole/m ³	-	33 mmole/m ³
Silicate	180 mmole/m ³	-	140 mmole/m ³

La circulation dans la zone CPS

Après avoir décrit, au plan qualitatif, les masses d'eau rencontrées à différents niveaux et leurs mouvements respectifs, nous voulons aborder ici la circulation océanique dans la zone CPS au plan quantitatif.

Nous traiterons brièvement du niveau de l'océan qui permet de surveiller les courants dans la couche supérieure de l'océan; nous commenterons un peu plus longuement les mesures courantométriques dans la bande équatoriale à 150°W et à 170°E; enfin, nous donnerons un bilan schématique des transports de la circulation équatoriale dans la zone CPS.

Le niveau de l'océan

La température de la couche de mélange superficielle et la pression atmosphérique sont les deux paramètres qui ont le plus d'influence sur la variation annuelle du niveau moyen de l'océan; dans toute la zone CPS, l'amplitude de la variation annuelle est modeste, en général inférieure à 50 mm, sauf en mer du Corail et en Micronésie orientale où elle dépasse cette valeur à cause des variations saisonnières de la pression sur les continents; le niveau maximum est atteint à la fin de l'été dans chaque hémisphère; à l'équateur entre 160°W et 170°E, le niveau maximum est atteint en septembre, octobre, quand l'upwelling est moins marqué.

Dans le Pacifique Ouest, des anomalies importantes du niveau de l'océan ont été observées en relation avec les événements EL NIÑO (Myrtki et Leslie, 1980). Etudiant le niveau à Truk Island, Meyers (1982) a montré que des baisses importantes atteignant 20 cm avaient été observées dans le Pacifique Ouest-Nord, en phase avec les EL NIÑO du Pacifique Oriental en 1953, 1957, 1963, 1965, 1969, 1972 et 1976; l'épisode de baisse dure un an, d'avril à avril, le minimum étant atteint en décembre en phase avec le EL NIÑO correspondant sur les côtes de l'Equateur et du Pérou; la baisse du niveau est associée à une remontée de la thermocline suivant une oscillation en relation avec le champ de vent.

En comparant les variations saisonnières de la topographie dynamique de la surface par rapport à 500 db dans le Pacifique Occidental aux fluctuations saisonnières du niveau océanique mesuré dans une dizaine d'îles, Myrtki (1974) a montré qu'elles étaient en relation étroite. La "surveillance" (monitoring) en temps réel des différences de niveau entre ces archipels permet de suivre les transports par les courants et d'évaluer l'advection du contenu thermique de la couche supérieure de l'océan tropical (Myrtki, 1978). Le niveau de l'océan est suivi actuellement par tout un réseau de marégraphes installés sur de nombreuses îles du Pacifique Central et du Pacifique Ouest (la plupart depuis 1974 dans le cadre de NORPAX (North Pacific experiment of the International Decade of Ocean Exploration) sur fonds de la National Science Foundation).

La circulation équatoriale

P a c i f i q u e C e n t r a l

Dans la partie orientale de la zone CPS la circulation équatoriale a été étudiée dès 1950.

Au cours d'Eastropic en 1955 (Austin 1960), des sections par le Hugh. M. Smith le long de 140°W et 155°W montraient qu'à l'équateur et vers 10°N la thermocline se rapprochait de la surface.

A l'équateur, la divergence dans le flux vers l'ouest du courant équatorial en surface provoque un "upwelling" ou remontée d'eau subsurface plus froide et plus riche en sels nutritifs qui se mélange à l'eau de surface; des températures inférieures à 24°C et des teneurs en PO_4-P supérieures à 1,2 mmole/m³ ont été observées en surface (cf. aussi Figs. 15 et 16); il y a éclatement vers le haut de la partie supérieure de la thermocline (au-dessus de l'isotherme 20° C qui reste pratiquement horizontal), indice d'une circulation verticale dans la couche de surface (Fig. 27).

Vers 10°N, la circulation impose une structure barocline (les surfaces isanostères sont inclinées par rapport aux surfaces horizontales) telle qu'à la limite entre le CEN et le CCEN la thermocline remonte et on trouve l'isotherme 22°C à moins de 50 m sous la surface où la température est cependant de 27°C et la teneur en PO_4-P faible, 0,4 mmole/m³ ou moins; cette structure en forme de crête est dite "ridging"; elle diffère de l'upwelling en ce sens qu'il n'y a pas d'éclatement vers le haut de la thermocline; tous les isothermes remontent mais on ne décèle en surface ni refroidissement notable ni enrichissement durable; il n'y a pas de circulation verticale dans la couche de surface.

L'upwelling est en rapport avec la circulation méridienne (Cromwell 1953); il y a convergence à l'équateur en subsurface alimentant la remontée d'eau vers la surface; l'eau "remontée" en surface s'écarte de l'équateur jusque vers 2-3°N ou S où elle plonge sous les eaux latérales plus chaudes le long de lignes de "convergence" zonales; la ligne de convergence au nord est très marquée et prend souvent l'allure d'un "front" séparant des eaux aux caractéristiques très différentes.

Le trait le plus original de la circulation équatoriale est le "Sous-courant Equatorial" ou Courant de Cromwell; c'est un contre-courant vers l'est en forme de ruban mince (400 km de large, 200 m d'épaisseur) que l'on trouve en subsurface, symétrique par rapport à l'équateur, où les vitesses sont supérieures à 25 cm/s et peuvent atteindre 150 cm/s dans la veine centrale; le transport est de l'ordre de 40 Sv. Ce contre-courant est enchâssé dans la thermocline, au sein du courant équatorial coulant vers l'ouest; il suit la remontée de la thermocline d'ouest en est; il pourrait être engendré par des courants géostrophiques convergents vers l'équateur dans le haut de la thermocline dus à la force de pression de la pente de la surface de l'océan montante d'est en ouest (Knauss, 1963).

Dans une étude quantitative de l'upwelling équatorial dans le Pacifique, Wyrki (1981) chiffre à 50 Sv. le transport vertical dû à l'upwelling entre 100°W et 170°E, correspondant à une vitesse verticale moyenne de l'ordre de 1m/jour; le budget thermique montre que si l'advection horizontale par le Courant Equatorial participe bien au maintien de la langue d'eau froide équatoriale particulièrement marqué d'août à octobre, c'est à l'upwelling que l'on doit attribuer la contribution principale.

Le "Hawaii to Tahiti Shuttle Experiment", dans le cadre de NORPAX, s'est déroulé dans le Pacifique Central de 1979 à 1980; son but était l'étude de la variabilité de l'upwelling équatorial dans le temps et dans l'espace; c'était un ensemble d'opérations concertées comprenant 15 coupes hydrologiques ainsi que des mesures de courant au "profilier" (Firing *et al.*, 1981) le long des méridiens 150, 153 et 158°W (Taft et Kovala, 1981), 35 coupes thermiques entre Honolulu et Papeete faites par avion (AXBT) (Stroup *et al.*, 1981) et des enregistrements en continu de la température, de la salinité et du courant à l'équateur par trois mouillages profonds vers 153°W

(Knox et Halpern, 1981); dans le même temps les vents étaient enregistrés à ces mouillages et à l'île de Jarvis (à 160°W sur l'équateur); d'après Wyrski et Eldin (1982), cinq événements majeurs d'upwelling ont pu être identifiés en 18 mois; chacun d'eux a été provoqué par une intensification de l'alizé d'une durée de 10 à 20 jours et s'est traduit par une baisse du niveau de l'océan (de l'ordre de 10 cm), un refroidissement en surface (de 28°C à 26°C) et une remontée des isothermes de plusieurs dizaines de mètres; la vitesse verticale à l'équateur est alors de l'ordre de 3 m par jour; quand le vent décroît, l'upwelling cesse, la structure thermique s'affaisse, les isothermes soulevés retournent en profondeur; les événements d'upwelling sont donc considérés comme la réponse locale à des vents de durée limitée; au plan climatologique, le refroidissement équatorial intéresserait une bande de 400-500 km de large, aurait une grande cohérence dans son extension en longitude sur des milliers de km dans le Pacifique Central mais décroîtrait rapidement vers l'ouest à partir de 180° par suite de l'augmentation de l'épaisseur de la couche de mélange.

Des mesures de courant au profiler de 5°S à 5°N (Firing *et al.*, 1981) ont décrit un Courant de Cromwell centré à l'équateur, avec vers 120 m un noyau de vitesse de 80 cm/s, en moyenne et atteignant 140 cm/s; défini par une vitesse supérieure à 20 cm/s, l'épaisseur est de 200 m en moyenne et la largeur de 1°30 N et 1°30 S; le transport varie de 20 à 65 Sv., la moyenne étant très proche de 40 Sv. (Fig. 27).

P a c i f i q u e O c c i d e n t a l

Dans cette partie de la zone CPS, la circulation équatoriale a surtout été étudiée par l'ORSTOM au cours de 10 campagnes (Bora et Cyclone), le long du 170°E 20° à 4°N entre 1965 et 1968 à bord du N.O. Coriolis (Rotschi, Hisard et Jarrige, 1972); lors de chaque campagne une coupe hydrologique et des mesures d'oxygène dissous, de sels nutritifs et de chlorophylle étaient faites entre 20°S et 4°N; entre 4°S et 4°N des mesures directes de courant étaient réalisées à différentes profondeurs avec des courantomètres enregistreurs à rotor de Savonius (Hydro-Products) suspendus à un câble maintenu vertical par une manoeuvre continue du navire contre le courant de surface; les mesures étaient faites dans la couche 0-500 m par rapport aux indications d'un courantomètre fixé 1 000 m plus bas (la référence était donc la couche 1 000 - 1 500) (Magnier *et al.*, 1973); les figures 28, 29 et 30 présentent les résultats obtenus lors de la campagne Cyclone 6 (18 août-27 août 67).

- L'upwelling

Ces campagnes ont montré que l'upwelling existait bien à 170°E la plupart du temps quand le vent était du secteur est à l'équateur; qu'il y avait un éclatement de la thermocline vers le haut et vers le bas intéressant une épaisseur considérable (de la surface à 400 m); que la remontée des isothermes vers la surface s'accompagnait d'un refroidissement modeste de l'ordre de 1°C par rapport aux eaux adjacentes au nord et au sud; qu'un enrichissement était alors décelable en sels nutritifs et en chlorophylle dans la bande 3°N - 3°S.

Par vent d'ouest, on assistait à une convergence des eaux chaudes vers l'équateur où l'on trouvait une couche d'eau isotherme épuisée en sels nutritifs de plus de 100 m d'épaisseur; l'éclatement de la thermocline avait alors disparu dans sa partie supérieure.

Un exemple de cette situation de convergence est celle rencontrée à 137°E en janvier 1970 par le Ryofu Maru (Figs. 31 et 32); on n'observe aucune remontée des isothermes vers la surface à l'équateur où se trouve en surface une eau chaude, relativement dessalée et pauvre en sels nutritifs; à cette longitude et à cette saison, c'est une situation normale compte tenu de la mousson de nord-ouest.

- Le Courant de Cromwell

Ces campagnes ont établi que le Courant de Cromwell était bien présent à 170°E; on le trouvait en subsurface de 50 m à 300 m sur une largeur de l'ordre de 2°30 N - 2°30 S; il est

composé de deux cellules de courant, l'une centrée vers 100 m (30-40 cm/s), l'autre sur 200 m (50 cm/s) séparées par une couche où le flux a une forte composante méridienne; des extensions profondes du contre-courant vers l'est étaient présentes vers 3°N et 3°S; le Courant de Cromwell se rattachait au CCEN par un pont vers 200 m à 3-4°N.

Par vent de secteur ouest, un courant équatorial en surface vers l'est a été observé (campagne Cyclone 3, avril 67) entre 2°N et 2°S sur 60 m d'épaisseur; la cellule supérieure du Courant de Cromwell avait disparu et était remplacée par une cellule vers l'ouest; la cellule inférieure subsistait, inchangée.

Ainsi, les croisières le long du 170°E ont montré que la circulation à l'équateur (et partant, la structure thermique) dans la couche 0-100 m était sous la dépendance du régime des vents.

De 1970 à 1976, les campagnes Eponite et Minepo ont contribué à l'interprétation du rôle de l'upwelling dans la circulation méridienne de la zone équatoriale 160-175°E (Oudot et Wauthy, 1976) (Oudot *et al.* 1979); la validité du schéma de circulation de T. Cromwell (1953) dans le Pacifique Central a été établie pour cette partie occidentale; l'intensité de l'upwelling est fonction de celle des vents de secteur est à l'équateur; par vent de sud-est, la divergence de surface est trouvée légèrement au sud de l'équateur et l'eau "upwellée" froide, salée et riche en sels nutritifs est advectée vers le nord jusque vers 3°N où elle plonge sous l'épaisse couche de surface chaude et dessalée pour aller se répandre et s'accumuler dans la thermocline à une profondeur correspondant à sa densité; par vent de nord-est, la divergence est trouvée au nord de l'équateur et la zone frontale au sud; par vent d'est une situation plus symétrique peut être rencontrée, avec divergence à l'équateur et plongée vers 3°N et 3°S: l'upwelling est alimenté par une convergence à l'équateur des eaux du sommet de la thermocline avec une contribution des cellules de circulation méridienne qui permettent le recyclage de la matière organique. On a le cycle suivant: eau upwellée, photosynthèse dans la couche euphotique pendant la phase d'advection, plongée le long du front, stockage dans la thermocline et minéralisation de la matière organique planctonique entraînée, alimentation de l'upwelling en sels nutritifs. Les campagnes Eponite et Minepo ont également montré que vers 10°S, à la limite sud du CCES, la thermocline remontait et permettait à des eaux plus riches d'accéder à la zone euphotique; sous une couche de surface chaude, dessalée et épuisée en sels nutritifs mais d'épaisseur réduite, on trouvait une accumulation de biomasse végétale dans le haut de la thermocline, indice d'une production primaire stimulée; ce trait de structure est tout à fait comparable à celui trouvé à 10°N, à la limite nord du CCEN.

- Zone de formation du Courant de Cromwell

L'étude des eaux de la thermocline supérieure a montré que l'alimentation du Courant de Cromwell se faisait en majeure partie par de l'Eau Tropicale Sud transitant par la mer du Corail (Fig. 18). Sur les coupes méridiennes le long de 137°E du Ryofu Maru (Fig. 31) on voit parfaitement l'intrusion à l'équateur, en subsurface vers 200 m, d'une eau salée ($S > 35,5\%$) et riche en oxygène ($O_2 > 3,5$ ml/l) de l'hémisphère sud et plus précisément de la mer du Corail; sa présence au nord de la Nouvelle-Guinée implique un passage à travers l'arc insulaire des Salomon.

Transport des courants équatoriaux

Le Courant Equatorial Nord (vitesse 5-15 $cm.s^{-1}$): Alimenté dans l'est par le Courant de Californie et le flux de retour du Contre-Courant Equatorial Nord, il est renforcé dans le Pacifique Central par une branche du Courant Nord Pacifique; c'est un courant large et puissant qui occupe à l'ouest de 180° une bande zonale entre 8-10°N et le Tropique du Cancer et transporte plus de 100 Sv. quand il arrive au large des Philippines (Masuzawa, 1964).

Le Courant Equatorial Sud (vitesse 5-10 $cm.s^{-1}$): Il se présente également comme un courant large entre le Tropique du Capricorne et 10°S; son transport est très mal connu mais pourrait, par comparaison avec le CCEN, atteindre 60 Sv.

Le Courant Equatorial (vitesse 20-40 cm.s⁻¹): Il coule entre 5°N et 5°S et transporterait vers l'ouest jusqu'à 63 Sv. (Montgomery et Stroup, 1962; Hisard *et.al.*, 1970; Magnier *et.al.*, 1973); il est dû à la force d'entraînement des vents d'est originaires de l'hémisphère sud qui atteignent l'équateur (essentiellement alizé de l'anticyclone de Pâques). En inclusion dans ce flux vers l'ouest, on trouve, centré sur l'équateur et coulant vers l'est le courant-jet subsuperficiel découvert en 1952, dit "Courant de Cromwell" ou "Sous-courant Equatorial";

A l'ouest de 180°, son noyau est trouvé vers 200 m de profondeur; sur une largeur de 2°N à 2°S et une épaisseur de plus de 200 m il atteint des vitesses de 40 à 50 cm.s⁻¹ (Fig. 30); à 170°E son transport varie de 12 à 43 Sv. (Rotschi, Hisard et Jarrige, 1972);

A 150°W son noyau est trouvé vers 120 m où la vitesse peut atteindre 180 cm.s⁻¹; sur 200 m d'épaisseur la vitesse peut dépasser 40 cm.s⁻¹ (Wyrski et Kilonsky, 1982); son transport varie de 20 à 65 Sv., estimé à partir des mesures "au profiler" entre 5°N et 5°S (Firing *et.al.*, 1981).

A ce transport vers l'est en subsurface, s'ajoutent ceux des deux Contre-courants Equatoriaux observables en surface.

Le Contre-courant Equatorial Nord (vitesse 20-40 cm.s⁻¹): C'est le plus important par sa permanence et son extension d'un bout à l'autre du bassin Pacifique; il occupe une bande zonale relativement étroite entre 3°N et 8°N et son transport varie de 12 à 61 Sv. (Montgomery et Stroup, 1962; Knauss, 1961; Wyrski et Kendall, 1967).

Le Contre-courant Equatorial Sud (vitesse 5-10 cm.s⁻¹): Il est plus modeste et n'a été signalé pour la première fois, qu'en 1959 (Reid, 1959) (Wooster, 1961); son existence a été confirmée par de nombreuses campagnes du M.O. Coriolis à partir de Nouméa; il est identifiable en permanence au nord des Salomon; son transport est très variable, de 2 à 20 Sv. à 170°E (Jarrige, 1968); son extension vers l'est a été étudiée (Donguy, Henin et Rougérie, 1976) et son transport à 140°W serait de 10 Sv.; son existence à l'est de 130°W est douteuse, si bien que dans le Pacifique Oriental, le CES et le CE pourraient former un courant unique de 20°S à 4°N.

La figure 33 présente un schéma de circulation simplifié et un bilan possible des transports maxima dans la zone CPS; les flèches indiquent le sens des flux et les nombres des quantités transportées en Sv.; les échanges probables avec les mers intérieures du sud-est asiatique à travers l'archipel des Philippines, que l'on peut supposer faibles (Soegiarto et Birowo, 1975) ont été négligés.

Ainsi, dans la zone CPS, les courants équatoriaux amèneraient 220 Sv. en provenance de l'est (100 CEN + 60 CE + 60 CES); les contre-courants retourneraient 120 Sv. vers l'est (60 CCEN + 40 C.Cromwell + 20 CCES); la différence, 100 Sv., alimenterait à parts égales le Kuroshio (Worthington et Kawai, 1972) par le courant de Luzon (Nitani, 1972) et le courant est australien (Hamon, 1970) par une circulation complexe en mer du Corail; la participation de l'hémisphère sud à l'alimentation du CCEN serait faible; le Sous-courant de Cromwell transporterait surtout des eaux de l'hémisphère sud.

La bonne ordonnance de ce bilan des transports ne doit pas faire oublier que ces courants sont très variables, encore mal connus, et que seul le Courant de Cromwell a fait l'objet de mesurer par courantométrie directe, les autres étant estimés par la méthode géostrophique; pour bien éclairer la situation, nous ferons remarquer qu'avant la découverte du Courant de Cromwell en 1952, le bilan présenté pour le système équatorial était tout aussi satisfaisant!...

Des flèches sans transport précisé ont été ajoutées sur la figure 33 vers 20-25° de latitude dans chaque hémisphère; ce sont les flux des contre-courants subtropicaux dont Yoshida et Kidokoro (1967) ont prédit l'existence d'après le rotationnel de la force d'entraînement du vent; ces courants ont depuis été observés dans l'hémisphère nord (Uda et Hasunuma, 1969) et dans l'hémisphère sud (Merle, Rotschi et Voituriez, 1969; Rotschi, 1973; Denham *et al.*, 1981) mais doivent cependant être confirmés dans leur permanence.

CONCLUSION: L'ENVIRONNEMENT OCEANIQUE DANS LA ZONE CPS

Nous venons de voir quel genre d'eau on peut trouver, à toutes profondeurs, dans la zone CPS. Pour les eaux profondes, la constance des conditions climatiques extrêmes des régions des hautes latitudes où elles sont formées, la lenteur de leurs déplacements et l'épaisseur importante de la couche qui les isole des influences de la surface dans le reste du bassin, expliquent leur homogénéité et leur pérennité; on a trouvé les mêmes caractéristiques dans une même région à des décennies d'intervalle.

Pour les eaux de la couche supérieure au contact direct avec l'atmosphère, il en va tout autrement; les échanges océan-atmosphère s'effectuent bien selon des processus connus dans des régions géographiquement définies, mais la variabilité météorologique est telle qu'ils subissent des anomalies dans l'espace et dans le temps qui se répercutent dans les caractéristiques de l'eau en surface; l'inertie océanique jouant, ces caractéristiques "anormales" peuvent subsister longtemps sur des étendues plus ou moins importantes et être "transportées" par les courants dans des régions plus ou moins lointaines où elles pourront, à leur tour, influencer sur les conditions climatiques. Et ce sont bien ces eaux de surface où l'homme exerce la plus grande partie de ses activités de pêche, de communication ou de loisirs qui constituent au premier chef son environnement immédiat.

Nous avons vu que dans la zone CPS l'océan se présente, en surface, comme une épaisse couche d'eau chaude très pauvre se déplaçant vers l'ouest; ces caractéristiques exercent sur l'environnement biologique et climatologique une influence directe que nous voulons commenter en conclusion de cette présentation.

Pauvreté des eaux

Les eaux que l'on trouve dans la couche de surface de la zone CPS sont entrées dans l'immense noria de la circulation intertropicale transpacifique sur les façades orientales des deux gyres anticycloniques subtropicaux où les upwellings côtiers de Californie et du Pérou apportent un certain enrichissement par injection d'eau subsuperficielle (Figs. 11 et 14); une production primaire par photosynthèse assez importante se développe alors dans ces eaux à la naissance des Courants Equatoriaux Nord et Sud; ces eaux vont se réchauffer peu à peu dans leur périple d'est en ouest et resteront toujours en surface, étant constamment les plus légères de la colonne d'eau en un lieu donné; ce réchauffement ayant tendance à se propager, avec difficulté, vers le bas, une couche de mélange chaude se forme et s'épaissit, de mieux en mieux isolée des couches plus profondes par une thermocline bien formée; très vite la couche de surface s'appauvrit par consommation des éléments nutritifs par photosynthèse et exportation de la matière organique particulée qui sédimente; il ne subsiste bientôt qu'une production primaire de plus en plus faible qui "fonctionne" à partir de la reminéralisation partielle *in situ* dans la couche isolée; vers le centre des gyres, le temps de résidence croît, les eaux épuisées ont tendance à s'accumuler et à plonger en masse: dans cette zone de "subsidence", aucune remontée d'eau subsuperficielle plus riche n'est possible et l'on y rencontre les conditions les plus extrêmes d'"oligotrophie" (oligotrophie = état d'un milieu dans lequel les taux des éléments nutritifs sont peu élevés et la production organique faible); c'est le domaine des "déserts océaniques": eau très claire par suite de la rareté des particules en suspension (Lisitzin A.P., 1970), donc très bleue (bleu outre-mer, profond), où les organismes vivants sont rares et dispersés; on n'y rencontre guère que des animaux grands migrateurs le plus souvent dans des phases de reproduction.

L'eau tropicale très salée qui, formée au centre d'un gyre s'enfonce et s'intègre à la circulation dans le sommet de la thermocline, forme dans toute la zone intertropicale un "plancher" où le gradient de densité est très marqué: c'est un dispositif très efficace pour freiner les particules organiques dans leur sédimentation et "piéger" en quelque sorte les éléments nutritifs produits par leur minéralisation. Ainsi, dans leur périple, les eaux tropicales en subsurface récupèrent des éléments nutritifs et les amènent vers l'équateur où l'upwelling peut les porter en surface pour recyclage par la photosynthèse.

L'upwelling est en effet l'un des mécanismes capables de contrecarrer la pauvreté intrinsèque des eaux tropicales; dans la zone CPS, on a vu qu'on le rencontre à l'équateur; un autre mécanisme, d'extension transocéanique, est la remontée de la thermocline vers 10°N et 10°S à la limite des contre-courants équatoriaux qui met des éléments nutritifs à la disposition du phytoplancton dans la couche euphotique (Fig. 14 montrant les maxima relatifs de PO_4-P à 100 m vers 10°N, 10°S); enfin, un troisième mécanisme d'apport d'éléments nutritifs dans les eaux océaniques de surface résulte de la chaîne altération des roches - lessivage par les pluies - collecte par le réseau hydrologique, qui joue un rôle très localisé autour des petites îles hautes isolées de Polynésie, mais n'a d'importance réelle à l'échelle océanique que dans la région mélanésienne où les terres hautes sont nombreuses et la pluviosité très forte. La figure 34 rend très bien compte de la dominance des facteurs physiques (bilan thermique, circulation) sur la production organique du Pacifique; les deux immenses gyres subtropicaux sont désertiques; la bande équatoriale 10°N-10°S a une production plus élevée qui diminue cependant d'est en ouest; les eaux côtières, y compris celles qui baignent l'arc mélanésien, sont plus productives que celles du grand large. Cette répartition de la production subsiste bien sûr aux maillons suivants dans la chaîne alimentaire comme en témoigne la figure 35 qui présente la distribution du zooplancton récolté au filet dans la couche 0-150 m (Reid, 1962); la plupart des traits (1 335 traits sur un total de 2 005) ont été effectués entre 1950 et 1960, avec un filet de 1 m d'ouverture, de 5 m de long et de mailles 0,25 et 0,55 mm pendant les campagnes internationales NORPAC, TRANSPAC, EQUAPAC et EASTROPIC; dans la zone CPS seule la région équatoriale, surtout au nord de la Nouvelle-Guinée, échappe à la pauvreté généralisée des gyres subtropicaux.

Contenu thermique élevé

Les facteurs physiques (bilan thermique, circulation atmosphérique et océanique) sont responsables de l'accumulation dans la zone CPS à l'ouest de 180° d'une grande quantité d'eau chaude dans une épaisse couche de surface; nous avons déjà remarqué que cela constitue le plus grand réservoir de chaleur de la planète.

Une grande quantité de chaleur est transférée en permanence à l'atmosphère dans cette région, entretenant une circulation verticale ascendante alimentée en grande partie par les vents alizés du Pacifique (circulation de Walker); nous avons là une belle illustration des interactions océan-atmosphère: le champ thermique océanique en surface entretient le champ de pression dans les basses couches atmosphériques qui pour sa part commande le champ de vent; les alizés déterminent en partie le champ thermique océanique dans la zone intertropicale (refroidissement par l'upwelling équatorial dans la partie orientale; force d'entraînement du vent sur la surface maintenant l'eau chaude accumulée dans la partie occidentale); on n'a pas encore réussi, à supposer que ce soit possible, à démêler cet écheveau des interactions pour en tirer une ligne continue et claire de relations de causalité parfaitement définies; on se contentera donc de dire simplement que le contenu thermique élevé de la couche de surface dans la partie occidentale de la zone CPS est une des composantes du système climatique du Pacifique intertropical "en année normale", tel que nous l'avons déjà présenté dans ses grandes lignes.

Ce contenu thermique élevé de la couche océanique explique en particulier que la zone CPS soit une des régions les plus fameuses pour la fréquence et la violence des perturbations appelées cyclones tropicaux; c'est en effet la première des conditions nécessaires, mais non suffisantes, qui doivent être remplies simultanément pour que puissent se former, et en tout état de cause se développer, ces phénomènes météorologiques dévastateurs; il est en effet admis qu'une température océanique supérieure à 27°C en surface est nécessaire pour qu'un cyclone tropical puisse se produire; l'influence du contenu thermique océanique a été confirmée par les nombreuses études concernant le type le plus achevé de ces météores, les cyclones RD (RD: rapidly deepening) qui sont définis par une vitesse de creusement de la dépression très élevée, dépassant 42 mb en moins de 24 heures; elles ont permis de conclure que la présence d'une couche d'eau océanique d'au moins 30 m à plus de 28°C était une condition nécessaire à leur formation (Holliday and Thompson, 1979); la seconde condition nécessaire à la formation de cyclones tropicaux pourrait être l'existence d'une convergence à tendance cyclonique dans les basses couches, condition que l'on

rencontre dans le Pacifique tropical ouest sur la ligne de cisaillement entre les vents équatoriaux d'ouest (la mousson) et les alizés (Gray, 1977) dans chaque hémisphère pendant l'été correspondant.

Ainsi, d'après l'Annual Typhoon Report publié par le Joint Typhoon Warning Center (JTWC) à Guam, on a dénombré 385 cyclones de 1956 à 1976 dans le Pacifique Nord-ouest, soit en moyenne 18 par an; on les trouve principalement de juin à novembre, avec un maximum en août-septembre; ils se forment en Micronésie, surtout au nord de 10°N, à l'ouest de 170°E; ils se développent en mer des Philippines et peuvent atteindre les côtes asiatiques, du Vietnam au Japon.

Dans le Pacifique Sud-ouest, les cyclones se rencontrent de décembre à mars, avec une fréquence moindre, en moyenne de 4 par an (Ramage, 1970), principalement au sud de 10°S; la plupart se développent en mer du Corail; la limite est de formation des cyclones peut être fixée, en "année normale", à 160°W, longitude des îles Cook, et la Polynésie n'est alors exposée que dans ses îles les plus au sud (australes) qui sont sur les trajectoires de ces perturbations lorsqu'elles rejoignent vers le sud-est le courant perturbé des latitudes moyennes.

Les années où se manifeste le phénomène ENSO, la zone à contenu thermique maximal se déplace vers le Pacifique Central et on la trouve à l'est de 180°; on observe en même temps un déplacement vers l'est de la zone de formation des cyclones: ainsi dans le Pacifique Sud, entre 1956 et 1978, pendant les 17 saisons chaudes considérées comme "normales" (présence de l'upwelling équatorial à l'ouest de 180°) sur les 176 cyclones et dépressions tropicaux dénombrés, 16 pourcent seulement ont pris naissance à l'est de 180°, contre 31 pourcent sur les 51 pendant les 5 saisons "anormales" (57-58; 65-66; 72-73; 76-77; 77-78) (Donguy *et al.*, 1979). Remarquons que la fréquence des cyclones ne semble pas être plus élevée dans les années à EL NIÑO (Ramage and Hori, 1981).

Cette extension de la zone à risque cyclonique au Pacifique Central sud en "année anormale" a été malheureusement illustrée pendant la saison chaude 1982-1983 (Toan - No. 16, Feb 83); cinq cyclones nés vers 10°S à l'est des Marquises (140°W) ont ravagé la Polynésie Française où il faut remonter à la période 1903-1906 pour trouver des cataclysmes comparables; il est vrai que les anomalies thermiques océaniques positives de cet ENSO exceptionnel ont atteint des valeurs record (5°C dans la zone équatoriale vers 140°W, 10°C sur les côtes du Pérou) bouleversant totalement le champ de pression et le champ de vent dans le Pacifique intertropical et entraînant dans toute la ceinture tropicale de la planète des déséquilibres climatiques qui se sont même étendus par la suite aux latitudes tempérées.

C'est justement pour surveiller le champ thermique océanique que le programme TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere) a été lancé; pour cette "surveillance" (monitoring), seuls les satellites sont capables de faire des mesures en "temps réel" sur les immenses étendues océaniques (par exemple les cartes hebdomadaires GOSSTCOMP à l'échelle du globe (Global Operational Sea Surface Temperature Computation du NCESS de la NOAA); mais limitées, pour le moment, à la surface et handicapées par des contraintes d'absorption atmosphériques (Barnett *et al.*, 1979), ces mesures à partir de l'espace sont grandement valorisées par celles des navires qui fournissent la "vérité-mer" pour l'étalonnage ou le recalage et sont en outre capables d'enregistrer, en route, le profil thermique en un point jusqu'à des profondeurs importantes (500 m) à l'aide de bathythermographes à tête perdue (XBT).

Une convention ORSTOM/CNEXO/SIO a permis depuis 1980 d'équiper une dizaine de navires de réseau organisé par le Centre ORSTOM de Nouméa qui depuis 1969 recueille mesures et échantillons sur les lignes transocéaniques vers le Pacifique sud-ouest (Australie, Nouvelle-Zélande), vers l'Asie (Singapour, Japon) et l'Amérique (Californie, Panama) via le Pacifique Central (Tahiti, Hawaii). Ainsi, les programmes SURTROPAC (Surveillance tropicale Pacifique) et SURTROPOL (Surveillance tropicale en Polynésie) du réseau ORSTOM dans le Pacifique deviennent une part importante du programme TOGA.

REFERENCES

- Austin, T.S. (1960). Oceanography of the East Central Equatorial Pacific as observed during Expedition Eastropic - Fishery Bulletin 168 - Vol. 60 - PP 257/82.
- Barnett, T.P., W.C. Patzert, S.C. Webb, B.R. Bean (1979). Climatological Usefulness of Satellite Determined Seas Surface Temperatures in the Tropical Pacific - Bulletin of the American Meteorological Society - Vol. 60 - No. 3 - PP 197-205.
- Bjerknes, J. (1966). Survey of EL NINO 1957-58 in its Relation to Tropical Pacific Meteorology - Inter-american Tropical Tuna Commission - 12 (2), 1, 1966.
- Cromwell, T. (1953). Circulation in a Meridional Plane in the Central Equatorial Pacific - J. Mar. Res. 12, PP 196-213.
- Denham, R.N., R.W. Bannister, K.M. Guthrie, D.G. Browning, F.G. Crook (1981) Some Hydrological Features of the South Fiji Bassin - New-Zealand Journal of Marine and Freshwater Research - Vol. 15 - PP 299-306.
- Donguy, J.R., S. Begaud, R. Ebstein, B. Calvez (1979). La température de la mer et la formation des dépressions tropicales dans le Pacifique Sud - Met-mar No. 103.
- Donguy, J.R., C. Henin, F. Rougérie (1976). Les contre-courants dans le Pacifique Tropical Sud-Ouest - Cah. ORSTOM. Ser., Oceanogr., Vol. 14, No. 1, PP 15-26.
- Donguy, J.R., C. Henin (1976). Anomalous Navifacial Salinities in the Tropical Pacific Ocean - Extrait "Journal of Marine Research", Vol. 34 - 3 - PP 335-64.
- Donguy, J.R., C. Henin (1976). Relations entre les précipitations et la salinité de surface dans l'océan Pacifique tropical Sud-Ouest basées sur un échantillonnage de surface de 1956 à 1973 - Annales hydrographiques 5ème série, Vol. 4, No. 2 - PP 53-9.
- Donguy, J.R., C. Henin (1978). Surface Salinity Fluctuations between 1956 and 1973 in the Western South Pacific Ocean - Journal of Physical Oceanography - Vol. 8, No. 6 - PP 1132-4.
- Donguy, J.R., C. Henin, F. Jarrige, F. Rougérie (1974). Esquisse dynamique et hydrologique du Pacifique central Sud - Cah. ORSTOM - Sér., Oceanogr. - Vol. XII, No. 2 - PP 129-139.
- Donguy, J.R., C. Henin, A. Morlière, J.P. Rebert (1982). Thermal Changes in the Western Tropical Pacific in Relation to the Wind Field - Deep-Sea Research - Vol. 29, No. 7A - PP 869 to 882.
- Dorman, C.E., R.H. Bourke (1979). Precipitation over the Pacific Ocean 30°S to 60°N - Month. Weath. Rev. - Vol. 107, July - PP 897-910.
- Firing, E., C. Fenander, J. Miller (1981). Profiling Current Meter Measurements from the NORPAX Hawaii to Tahiti Shuttle Experiment - Hawaii Institute of Geophysics HIG. PP 81-2.
- Gray, W.M. (1977). Tropical Cyclone Genesis in the Western North Pacific J. Meteor., Soc., Japan (ser. II), 55, PP 465-482.
- Hamon, B.U. (1970). Western Boundary Currents in the South Pacific - Scient. Explor. of the South Pacific - PP 50-9.
- Hellerman, S. (1967). An updated Estimate of the Wind Stress on the World Ocean - Monthly Weather Review - Vol. 95, No. 9 - PP 607-614.

- Henin, C., J.R. Donguy (1979). Sea Surface Salinity and Temperature Anomalies between New Caledonia and Japan (1969-78) - PP 321-31 (ORSTOM/NOUMEA).
- Henin, C., J.R. Donguy (1980). Heat Content Changes within the Mixed Layer of the Equatorial Pacific Ocean - Extrait "Journal of Marine Research" - Vol. 38-4 - PP 767-79 - ORSTOM/NOUMEA.
- Hidaka, K. (1958). Computation of the Wind Stresses over the Oceans - Rec. Oceanogr. Works Japan - Vol. 4, No. 2 - PP 77-123.
- Hisard, P., J. Merle, B. Voituriez (1970). The Equatorial Under-current at 170°E in March and April, 1967 - J. Mar. Res., 28, PP 281-303.
- Holliday, C.R., A.H. Thompson (1979). Climatological Characteristics of rapidly intensifying Typhoons - Month. Weath. Rev. - Vol. 107, No. 8, - PP 1022-1034.
- Jarrige, F. (1968). On the eastward Flow of Water in the Western Pacific South of the Equator - J. Mar. Res., 26, PP 286-289.
- Kenyon, K.E. (1983). Sections along 35°N in the Pacific - Deep-Sea Research - Vol. 30, No. 4A - PP 349-69.
- Knauss, J.A. (1961). The Structure of the Pacific Equatorial Countercurrent - J. Geophys. Res. 67, PP 3943-3954.
- Knauss, J.A. (1962). On some Aspects of the Deep Circulation of the Pacific - J. Geophys. Res. 67 (10), PP 3943-3954.
- Knauss, J.A. (1963). Equatorial Current Systems. The Sea - Vol. 2 - M.N. Hill Ed.; John Wiley and Sons, London.
- Knox, R.A., Halpern (1981). Variability of Winds and Upper Ocean Currents near 0°, 152°W during the Shuttle Experiment - E.O.S. 62, 890.
- Kutsuwada, K., K. Sakurai (1982). Climatological Maps of Wind Stress Field over the North Pacific Ocean - The Oceanographical Magazine - Vol. 32, No. 1-2 - PP 25-48.
- Lisitzin, A.P. (1970). Sedimentation and Geochemical Considerations, in: "Scient. Explor. of the South Pacific" National Academy of Sciences Washington, D.C. - PP 89-132.
- Magnier, Y., H. Rotschi, P. Rual, C. Colin (1973). Equatorial Circulation in the Western Pacific (170°E) - Progress in Oceanography, B.A. Warren ed. - Vol. 6, 1973 : PP 29-46.
- Mantyla, A.W., J.L. Reid (1978). Measurements of Water Characteristics at Depths greater than 10 km in the Marianas Trench - Deep-Sea Research - Vol. 25 - PP 169-73.
- Mantyla, A.W., J.L. Reid (1983). Abyssal Characteristics of the World Ocean Waters - Deep-Sea Res. - Vol. 30, No. 8A, PP 805-833.
- Masuzawa, J. (1964). Flux and Water Characteristics of the Pacific North Equatorial Current - Studies on oceanography, Yoshida D. ed. Univ. of Wash. Press, PP 121-128.
- Masuzawa, J., Akiyama, Kawarada, Sawara (1970). Preliminary Report of the Ryofu Maru Cruise Ry7001 in January-March 1970 - The Oceanographical Magazine - Vol. 22, No. 1 - PP 1 à 25 - Japan Meteorological Agency.
- Masuzawa, J., K. Nagasaka (1975). The 137°E Oceanographic Section - Journal of Marine Research Supplement - Vol. 33 - PP 109-16.

- Merle, J., H. Rotschi, B. Voituriez (1969). Zonal Circulation in the Tropical Western South Pacific at 170°E. - Bulletin of the Japanese Society of Fisheries Oceanography - Special Number - PP 91-98.
- Meyers, G. (1982). Interannual Variation in Sea Level near Truk Island - A bimodal seasonal Cycle - Journal of Physical Oceanography - Vol. 12, No. 11 - PP. 1161-8 American Meteorological Society.
- Montgomery, R.B. (1937). A suggested Method for representing Gradient Flow on Isentropic Surfaces - Bull. Amer. Met. Soc., 18, PP 210-12.
- Montgomery, R.B., E.D. Stroup (1962). Equatorial Waters and Currents at 150 W in July-August 1952 - Studies, no. 1, the John's Hopkin's Press.
- Nitani, H. (1972). Beginning of the Kuroshio - Kuroshio, its physical Aspects - Univ. Tokyo Press, Tokyo, 517 PP 129-163.
- Oudot, C., B. Wauthy (1976). Upwelling et dôme dans le Pacifique tropical occidental: distributions physico-chimiques et biomasse végétale - Cah. ORSTOM - Sér. Océanogr. - Vol. XIV, No. 1, PP 27-48.
- Oudot, C., P. Rual, B. Wauthy (1979). Upwelling équatorial du Pacifique Ouest; distributions physico-chimiques et biomasse végétale durant une poursuite de drogue dérivante - Cahiers de l'Indo-Pacifique - Vol. 1, No. 1, PP 39-81.
- Queney, P. (1974). Eléments de météorologie. Masson et Cie. (Ed.) PARIS.
- Ramage, C.S. (1970). Meteorology of the South Pacific Tropical and Middle Latitudes - Scientif. Explor. of the South Pacific - PP 16-29.
- Ramage, C.S., A.M. Hori (1981). Meteorological Aspects of EL NINO - Monthly Weather Review - Vol. 109, No. 9 - PP 1827-35.
- Reed, R.K., W.P. Elliott (1977). A Comparison of Oceanic Precipitations as measured by Gauge and assessed from Weather Reports - J. Appl. Meteor., 16, PP 983-986.
- Reid, J.L. (1959). Evidence of a South Equatorial Countercurrent in the Pacific Ocean - Nature, 184, PP 209-210.
- Reid Jr., J.L. (1962). On Circulation, Phosphate-phosphores Content, and Zooplankton Volumes in the Upper Part of the Pacific Ocean - Limnology and Oceanography - No. 7 - PP 287-306.
- Reid Jr., J.L. (1965). Intermediate Water of the Pacific Ocean - The John's Hopkin's Press Baltimore.
- Reid, J.L. (1969). Sea Surface Temperature, Salinity and Density of the Pacific Ocean in Summer and in Winter - Deep-Sea. Res. Supp. - Vol. 16 - PP 215-224.
- Reid, J.L. (1969). Preliminary Results of the Measurement of Deep Currents in the Pacific Ocean Nature, 221 (5183), 843 PP.
- Reid, J.L., R.S. Arthur (1975). Interpretation of Maps geopotential Anomaly for the Deep Pacific Ocean - Journal of Marine Research Supplement - Vol. 33 - PP 37-52.
- Rotschi, H. (1973). Hydrology at 170°E in the South Pacific - Oceanography of the South Pacific 1972 comp. R. Fraser - New-Zealand Natl. Commission for UNESCO - PP 113-28.

- Rotschi, H., Ph. Hisard, F. Jarrige (1972). Les eaux du Pacifique occidental à 170°E entre 20°S et 4°N - Travaux et documents de l'ORSTOM, No. 19.
- Rotschi, H., B. Wauthy (1973). Hydrologie et dynamique dans le Pacifique occidental tropical en relation avec les mécanismes de fertilisation. Bull. Mus. Nat. Hist. Nat. - PARIS - 3^e série - No. 147 Eco. Gen. 3.
- Rougérie, F. (1981). Evaporation and Salinity Survey in French Polynesia - Tropical Ocean Atmosphere Newsletter - No. 7 July 81.
- Rougérie, F., L. Marec, E.P. Picard (1982). Caractéristiques hydroclimatiques de la zone marine polynésienne pendant l'année 1981 - ORSTOM/Polynésie française océanographie notes et documents No. 18.
- Rual, P. (1969). Courants équatoriaux profonds - Deep-Sea Res., Vol. 16 - PP 387-390.
- Sadler, J.C., L. Oda, B.J. Kilonsky (1976). Pacific Ocean Cloudiness from Satellite Observations - University of Hawaii - UHMET 76-01.
- Soegiarto, A., S. Birowo (1975). Oceanography Atlas of Indonesia and its adjacent Waters - Lembaga Oceanologi Nasional, Jakarta.
- Stanton, B.R. (1975) Bibliography of the physical Oceanography of the Tasman and Coral Seas to 1974 - Misc. Pub. 66 N.Z. Ocean Inst. DSIR Wellington.
- Strakhov, N.M. (1960) Principles of the Theory of Lithogenesis - Izd. Akad. Nauk, Moscow.
- Stroup, E.D., B.J. Kilonsky, K. Wyrski (1981). AXBT Observations during the Hawaii/Tahiti Shuttle Experiments - University of Hawaii, Rep. UHMET 81-05 - 54 PP.
- Sverdrup, H.U, M.W. Johnson, R.H. Fleming (1942). The Oceans, their Physics, Chemistry and General Biology - Prentice Hall, Inc. - New York.
- Tabata, S. (1975). The General Circulation of the Pacific Ocean and a brief Account of the Oceanographic Structure of the North Pacific Ocean - Part 1 - Circulation and Volume Transports - Atmosphere Vol. 13 - n°4 - PP 133-168.
- Taft, B.A., P. Kovala (1981). Vertical Section of Temperature, Salinity Thermocline Anomaly and Zonal Geostrophy Velocity from NORPAX Shuttle Experiment, Part I - NOAA Data Report ERL - PMEL-3, 98 PP.
- Takahashi, T., M. Chaen, S. Ueda (1960). Report of the Kagoshima-maru IGY CRUISE - (1958) - "Memories of the Faculty of Fisheries Kaposime University" - Vol. 8 - PP 82-6.
- Taylor, R.C. (1973). An Atlas of Pacific Islands Rainfall - Document of "Office of Naval Research" - H16-73-9.
- Thurman, H.V. (1973). Introductory Oceanography C.E. Merrill Publishing Company Columbus, Ohio, U.S.A.
- T.O.A.N. Tropical Ocean Atmosphere Newsletter - Published bimonthly since 1980 by Univ. of Washington Joint Institute for the study of the atmosphere and ocean (JISAO) AK-40, Seattle, WA 98195 U.S.A.
- Tschiya, M. (1968). Upper Waters of the Intertropical Pacific Ocean - The John's Hopkin's Press - Baltimore.

- Uda, M., K. Hasunuma (1969). The eastward Subtropical Countercurrent in the Western North Pacific Ocean - J. Oceanogr. Soc. Japan, 25, PP 201-210
- Warren, B.A. (1970) General Circulation of the South Pacific. In: "Scientific Explor. of the South Pacific" - PP 33-49 - National Academy of Sciences, Washington D.C.
- White, W.B., R. Wylie (1977). Annual and Seasonal Maps of residual Temperature in the Upper Waters of the Western North Pacific from (1954-1974 - Scripps Inst. Oceanogr., La Jolla, Calif. SIO Ref. 77-28.
- White, W.B., G. Meyers (1982). Space/Time Statistics of short term Climatic Variability in the Western North Pacific - Journal of Geophysical Research - Vol. 87, n°C3 - PP 1979-1989.
- Wooster, W.S. (1961). Further Evidence of a Pacific South Equatorial Countercurrent - Deep-Sea Res., 8, PP 294-297.
- Worthington, L.V., H. Kawai (1972). Comparison between deep Sections across the Kuroshio and the Florida Current and Gulf Stream - Kuroshio, its physical aspects - Univ. Tokyo Press, 517, PP 371-385.
- Wyrski, K. (1965). The annual and semi annual Variation of Sea Surface Temperature in the North Pacific Ocean - Limnology and Oceanography - Vol. X, n°3 - PP 307-13.
- Wyrski, K. (1974). Sea Level and the seasonal Fluctuations of the Equatorial Currents in the Western Pacific Ocean - Extrait "Journal of Physical Oceanography" - Vol. 4 - n°1 - PP 91-103 - American meteorological Society.
- Wyrski, K. (1975). Fluctuations of the dynamic Topography in the Pacific Ocean - J. Phys. Oceanogr., 5, PP 450-459.
- Wyrski, K. (1978). Monitoring the Strength of Equatorial Currents from XBT Sections and Sea Level - Journal of Geophysical Research - Vol. 83, n°C4 - PP 1935-40.
- Wyrski, K. (1981). An Estimate of Equatorial Upwelling in the Pacific - Extrait "Journal of Physical Oceanography" - Vol. 11, n°9 - PP 1205-14 - American Meteorological Society.
- Wyrski, K. (1982). The Southern Oscillation, Ocean-atmosphere Interaction and EL NINO - Marine Technology Society Journal - Vol. 16 - n°1.
- Wyrski, K., G. Eldin (1982). Equatorial Upwelling Events in the Central Pacific - Journal of Physical Oceanography - Vol. 12, n°9 - PP 984-8 - American Meteorological Society.
- Wyrski, K., R. Kendall (1967). Transports of the Pacific Equatorial Countercurrent - J. Geophys. Res., 72, PP 2073-2076.
- Wyrski, K., B. Kilonski (1982). Transequatorial Water Structure during the Hawaii to Tahiti Shuttle Experiment - Hawaii Institute of Geophysics - HIG - 825.
- Wyrski, K., W.G. Leslie (1980). The Mean Annual Variation of Sea Level in the Pacific Ocean - Hawaii Institute of Geophysics - HIG - PP 80-5.
- Wyrski, K., G. Meyers (1975). The Trade Wind Field and the Mean Annual Variation (Part. 1) - The Mean Field and the Mean Annual Variation - National Science Foundation and Office of Naval Research HIG 75-1 - Hawaii Institute of Geophysics - Univ. of Hawaii.

Yamanaka, H., Anraku, Morita (1965). Seasonal and long-term Variation in Oceanographic Conditions in the Western North Pacific Ocean - Nankai Regional Fisheries Research Laboratory, n°22.

Yamanaka, H. (1973). Surface Currents in the Western Pacific Ocean as seen from the Drift of Tuna Longline Gear - Bulletin 9 - Nov. 73 - Far Seas Fish. Resea. Lab. Shimizu 424, Japan.

Yoshida, K., T. Kidokoro (1967). A Subtropical Countercurrent - A prediction of eastward Flows at lower subtropical Latitudes - J. Oceanogr. Soc. Japan, 23, PP 231-246.

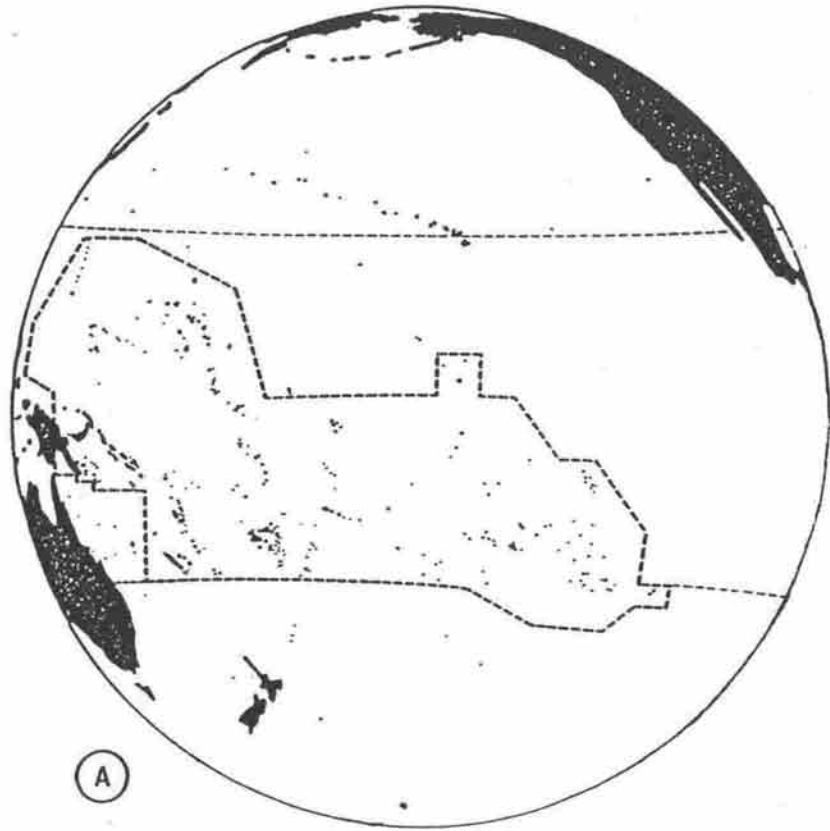
Yoshimura, H. (1972). On the Distribution of Phosphorus along 170°W Longitude in the Pacific and Antarctic Oceans - The Oceanographical Magazine - Vol. 24, n°1 - PP 65-79.

FIGURES

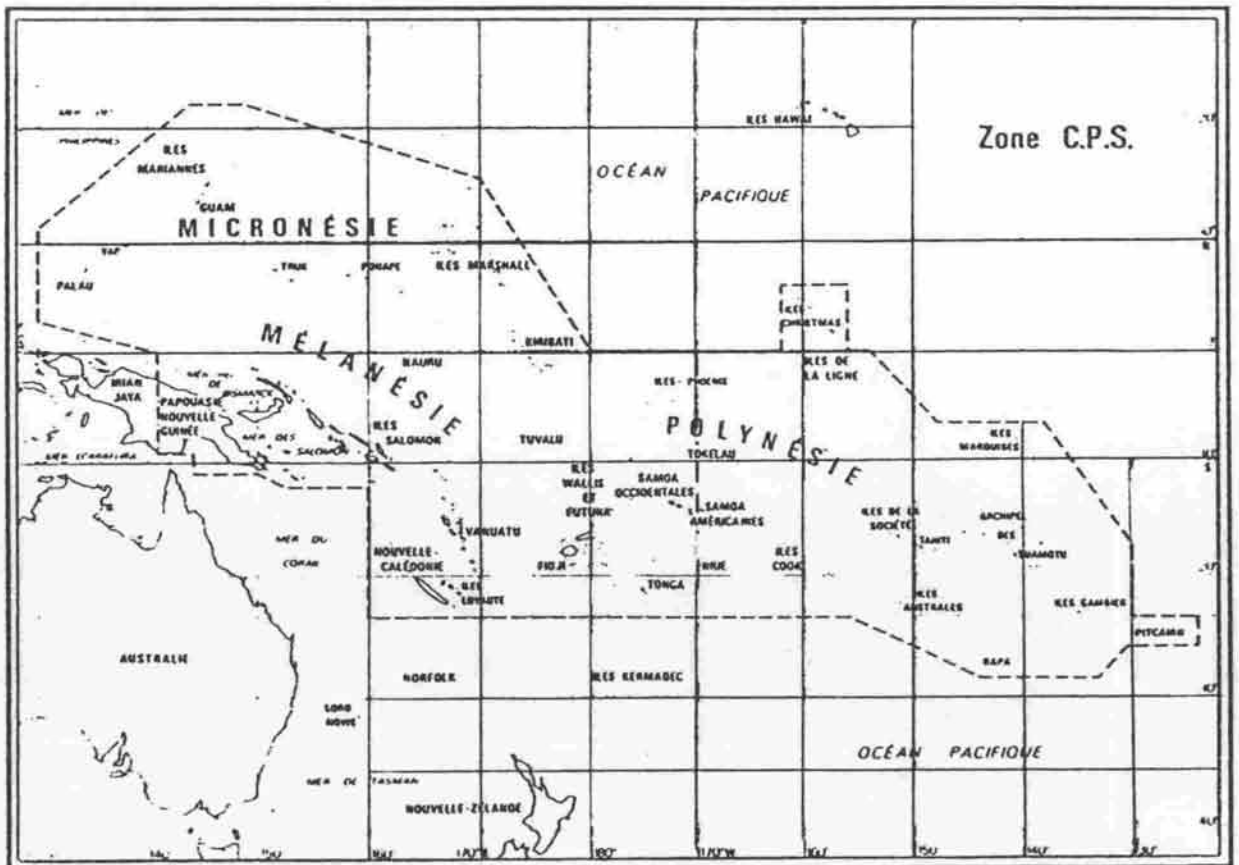
- FIG. 1 A La zone CPS vue de l'espace.
 B Limites géographiques de la zone d'action de la CPS.
- FIG. 2 Carte bathymétrique du Pacifique Ouest.
- FIG. 3 Pression moyenne au niveau de la mer (en mb) et vents réguliers en janvier et en juillet d'après Queney (1974).
- FIG. 4 Force d'entraînement du vent à la surface de l'océan (en $N.m^{-2}$) en novembre, février, mai et août, d'après Wyrcki et Meyers (1975).
- FIG. 5 A Divergence du vent moyen annuel; intervalle entre isolignes de $4 \times 10^{-6} s^{-1}$.
 B Rotationnel de la force d'entraînement moyenne annuelle du vent; intervalle entre isolignes de $4 \times 10^{-8} N.m^{-3}$, d'après WYRTKI et MEYERS (1975).
- FIG. 6 Couverture nuageuse moyenne (en octas) en février et en août, d'après Sadler *et al.*, (1976).
- FIG. 7 Précipitations (en mm); moyenne en février; moyenne en août, moyenne annuelle; d'après Taylor (1973).
- FIG. 8 Circulation océanique; adapté de Thurman (1973).
- A Spirale d'Ekman.
 B Courant géostrophique dans un gyre.
 C Topographie dynamique de la surface océanique.
 D Upwelling équatorial.
 E Upwelling côtier.
 F Cellules de Langmuir.
 G Densité, température et salinité en fonction de la profondeur: 1° à l'équateur - 2° en zone tropicale (20° - 25°) - 3° aux latitudes élevées (50° - 60°).
- FIG. 9 Topographies dynamiques moyennes de la surface de l'océan par rapport à 1 000 db; pour la période mars-avril; pour la période novembre-décembre; pour l'année; d'après Wyrcki (1975).
- FIG. 10 Représentation schématique des courants équatoriaux dans la zone CPS occidentale (dérives de longue-lignes)
- les limites du CCEN sont indiquées
 - la ligne en pointillé est la limite de la zone de transition tourbillonnaire
 - les grandes flèches indiquent des courants supérieurs à 1,6 nautiques, d'après Yamanaka (1973).
- FIG. 11 Schéma de circulation superficielle (voir texte pour les nombres identificateurs); adapté de Tabata (1975).
- FIG. 12 Température, salinité et densité en surface dans le Pacifique en hiver (décembre, janvier, février); d'après Reid (1969).

- FIG. 13 Température, salinité et densité en surface dans le Pacifique en été (juin, juillet, août); d'après Reid (1969).
- FIG. 14 Phosphate en surface et à 100 m dans le Pacifique; d'après Reid (1962).
- FIG. 15 Coupes transpacifiques le long de 160°W; anomalie thermostérique, température, salinité; d'après Reid (1965).
- FIG. 16 Coupes transpacifiques le long de 160°W; oxygène; phosphate; d'après Reid (1965).
- FIG. 17 Profondeur, accélération potentielle, salinité, oxygène et épaisseur de la couche entre 395 cl/t et 405 cl/t pour le Pacifique Intertropical; d'après Tsuchiya (1968).
- FIG. 18 Profondeur, accélération potentielle, salinité, oxygène et épaisseur de la couche entre 295 cl/t et 305 cl/t pour le Pacifique Intertropical; d'après Tsuchiya (1968).
- FIG. 19 Profondeur, accélération potentielle, salinité, oxygène et épaisseur de la couche entre 195 cl/t et 205 cl/t pour le Pacifique Intertropical; d'après Tsuchiya (1968).
- FIG. 20 Profondeur, accélération potentielle, salinité, oxygène et épaisseur de la couche entre 155 cl/t et 165 cl/t pour le Pacifique Intertropical; d'après Tsuchiya (1968).
- FIG. 21 Salinité, oxygène, phosphate dans le Pacifique sur 125 cl/t; d'après Reid (1965).
- FIG. 22 Profondeur et topographie dynamique dans le Pacifique sur 125 cl/t; d'après Reid (1965).
- FIG. 23 Salinité, oxygène, phosphate dans le Pacifique sur 80 cl/t; d'après Reid (1965).
- FIG. 24 Profondeur et topographie dynamique dans le Pacifique sur 80 cl/t; d'après Reid (1965).
- FIG. 25 Température in situ à 4 500 m dans le Pacifique; d'après Knauss (1962).
- FIG. 26 Coupes de salinité et de température le long de 28°S dans le Pacifique, à l'est de 180°; d'après Warren (1970).
- FIG. 27 Coupes équatoriales à 150°W de la température et des courants en juillet-août 1979 (NORPAX).
- FIG. 28 Coupes de 20°S à 5°N à 170°E de l'anomalie thermostérique, de la température et de la salinité en août 1967 (Cyclone 6).
- FIG. 29 Coupes de 20°S à 5°N à 170°E de l'oxygène, du phosphate et du nitrate en août 1967 (Cyclone 6).
- FIG. 30 Coupes équatoriales à 170°E des courants entre 0 et 500 m en août 1967 (Cyclone 6).

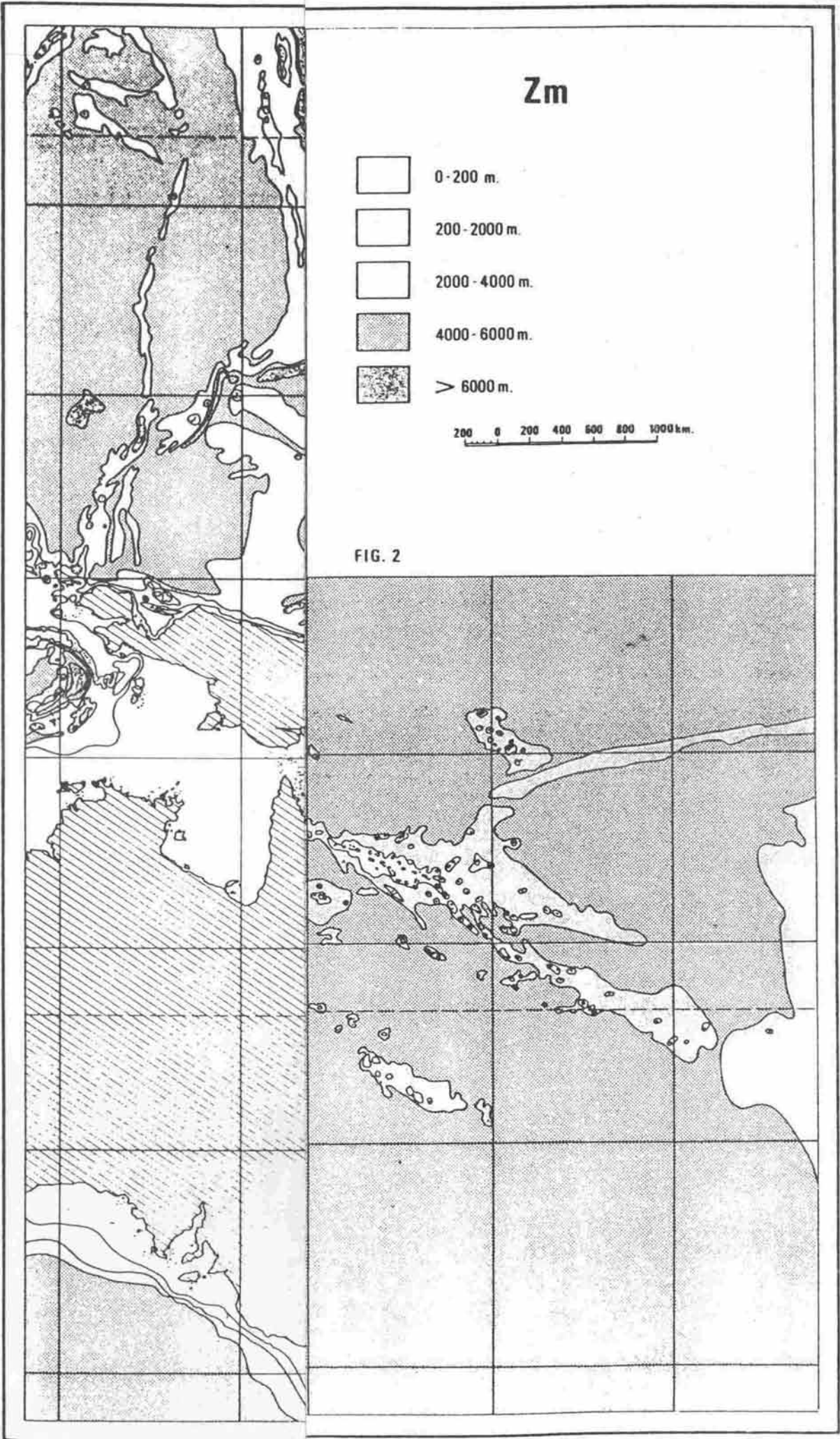
- FIG. 31 Coupes de 30°N à 2°S à 137°E de la température, de la salinité et de l'oxygène en janvier 1970 (Ryofu Maru); d'après Masuzawa et. al., (1970).
- FIG. 32 Coupes de 30°N à l'équateur du phosphate, du nitrate et du silicate à 137°E en janvier 1970 (Ryofu Maru); d'après Masuzawa et.al., (1970).
- FIG. 33 Schéma des transports possibles en sverdrups ($1 \text{ Sv.} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) des courants dans la zone CPS.
- FIG. 34 Production primaire dans le Pacifique ($\text{gC/m}^2/\text{an}$).
- FIG. 35 Répartition du zooplancton dans le Pacifique (0-150 m; mm^3/m^3); d'après Reid (1962).



A



B



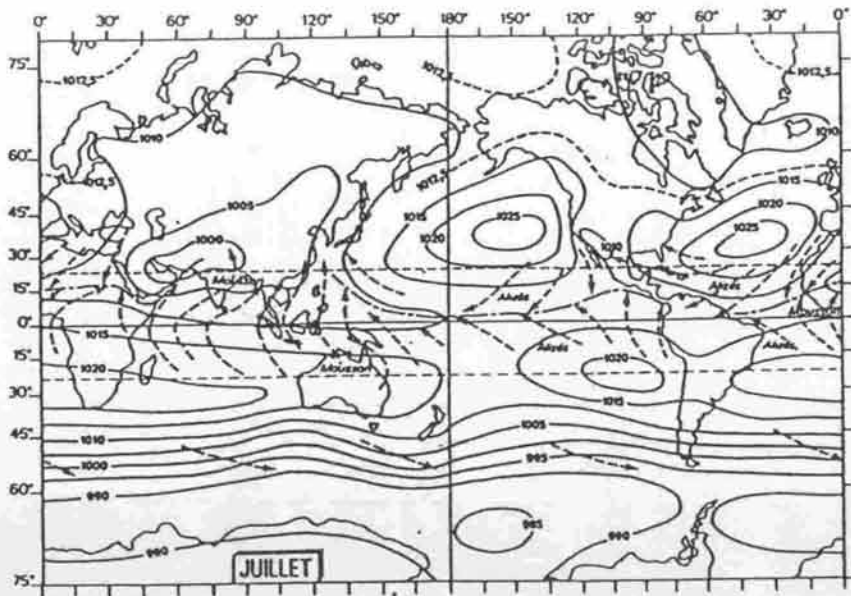
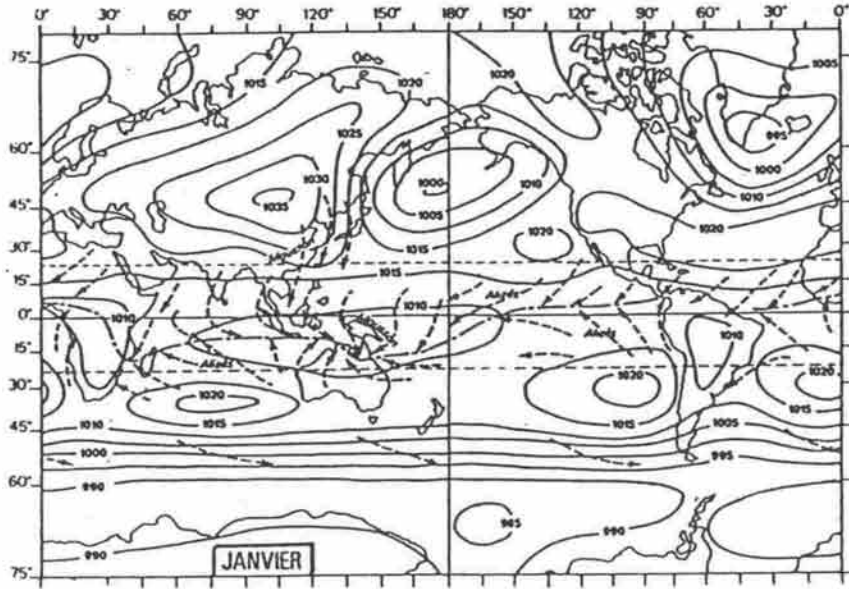


FIG. 3

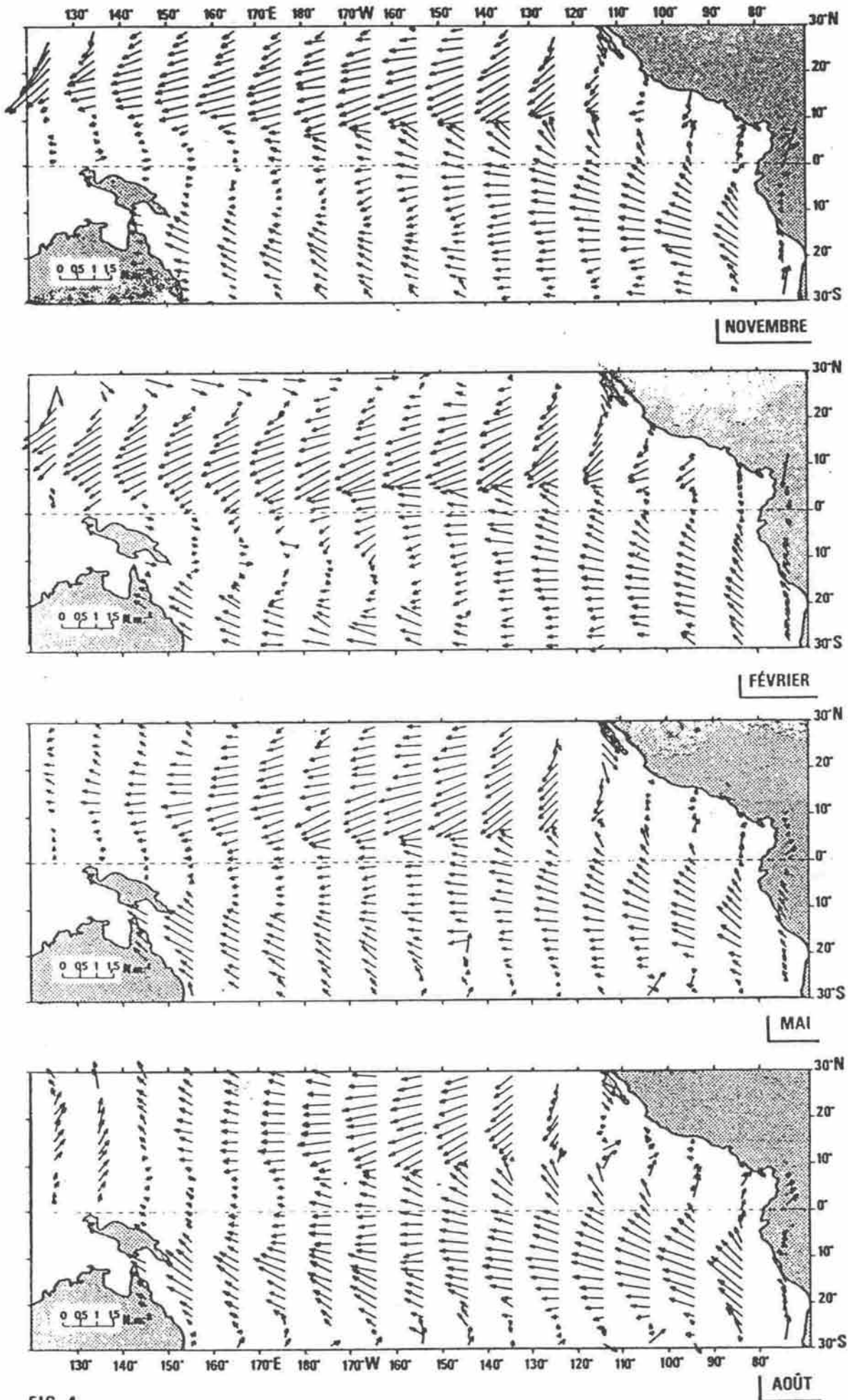


FIG. 4

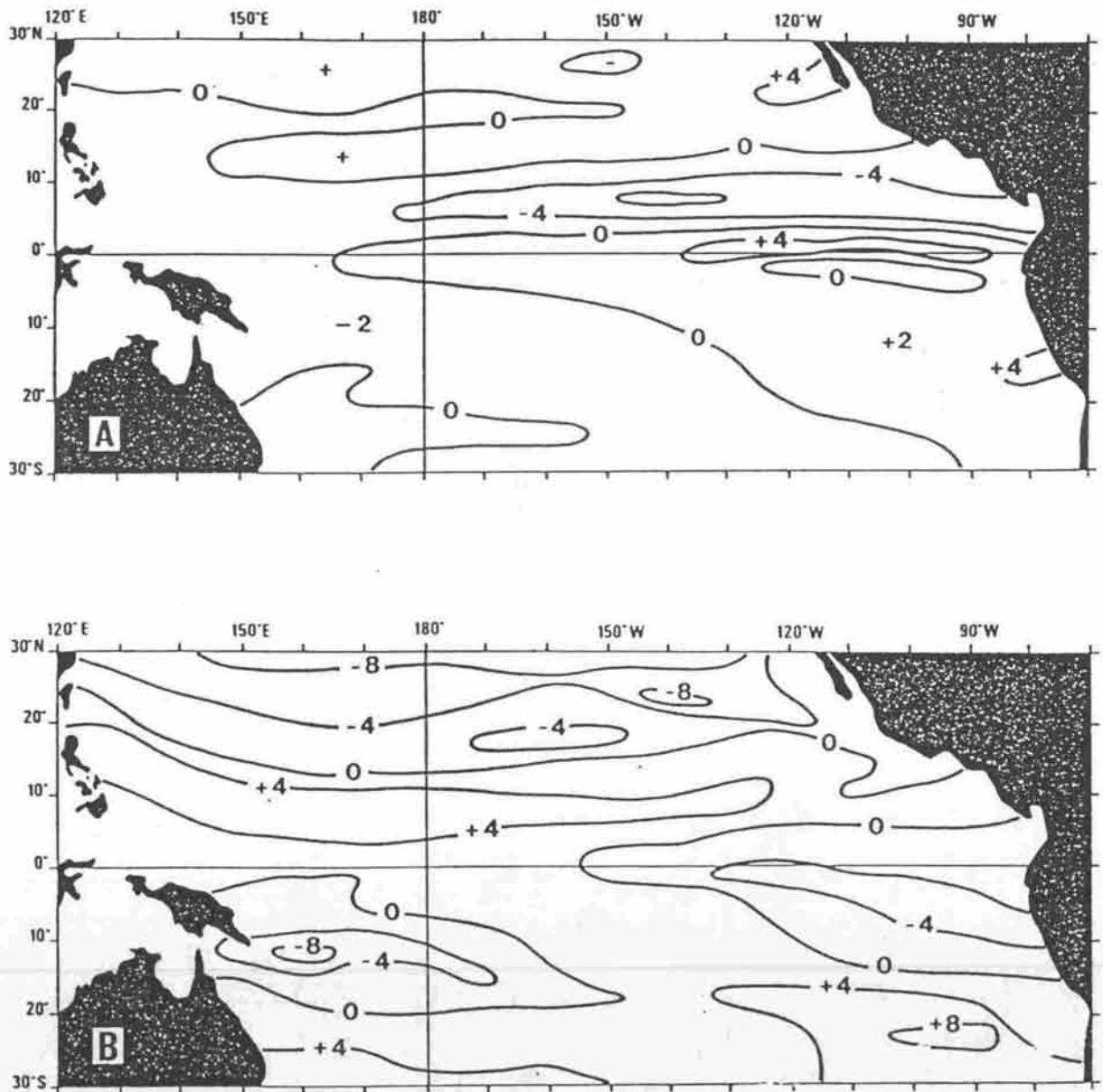


FIG. 5

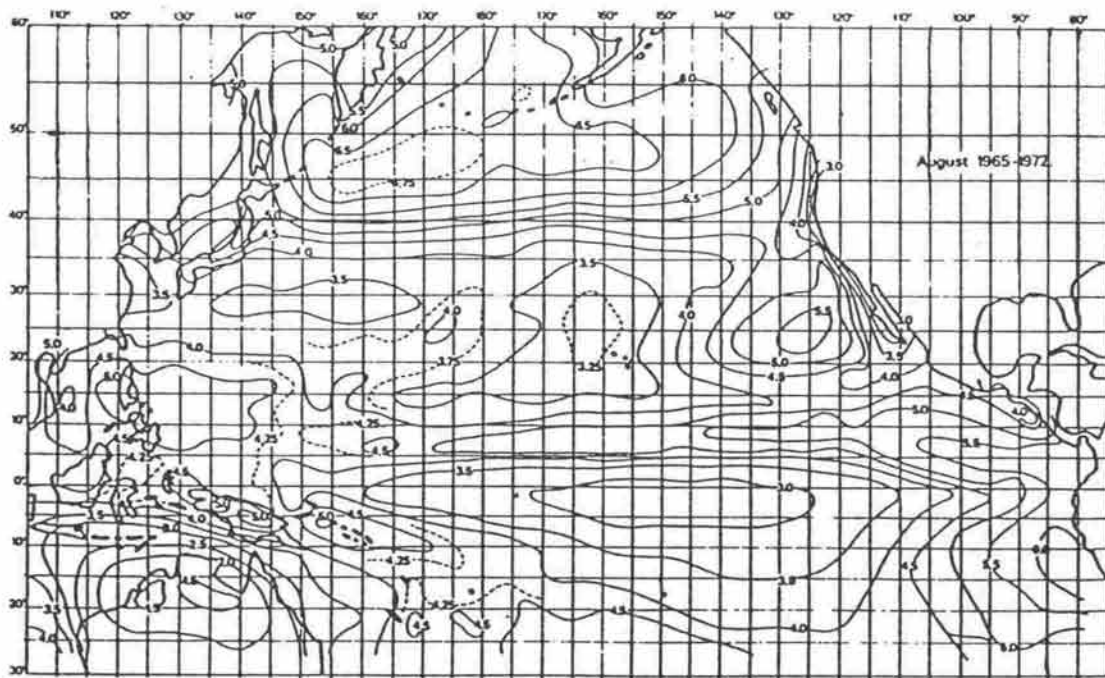
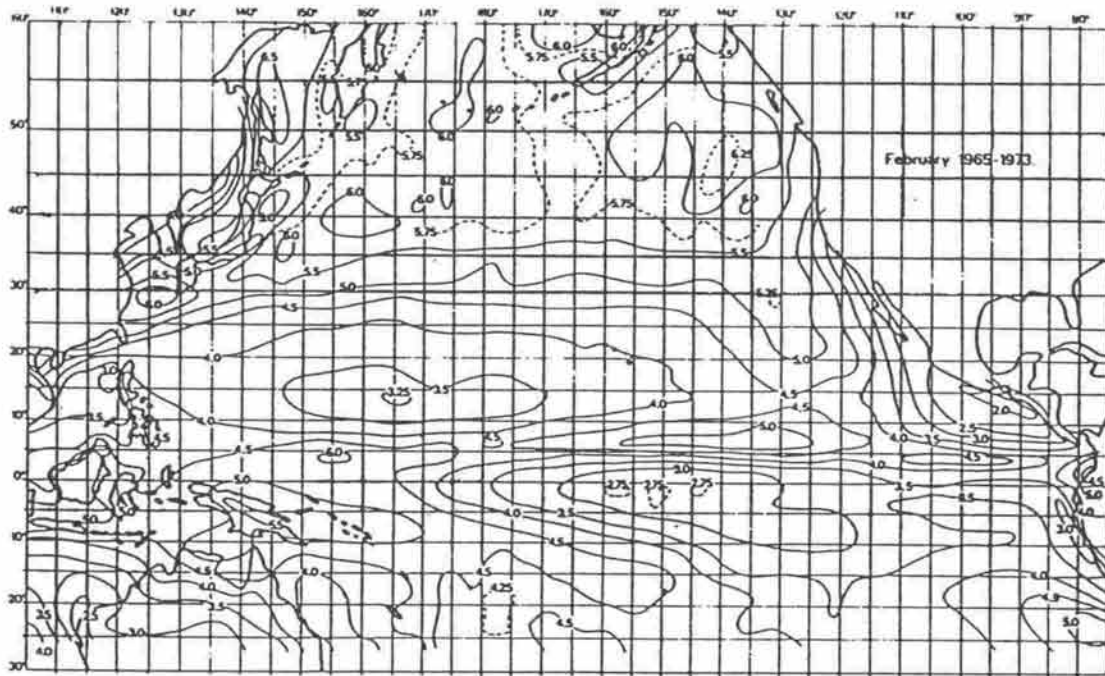
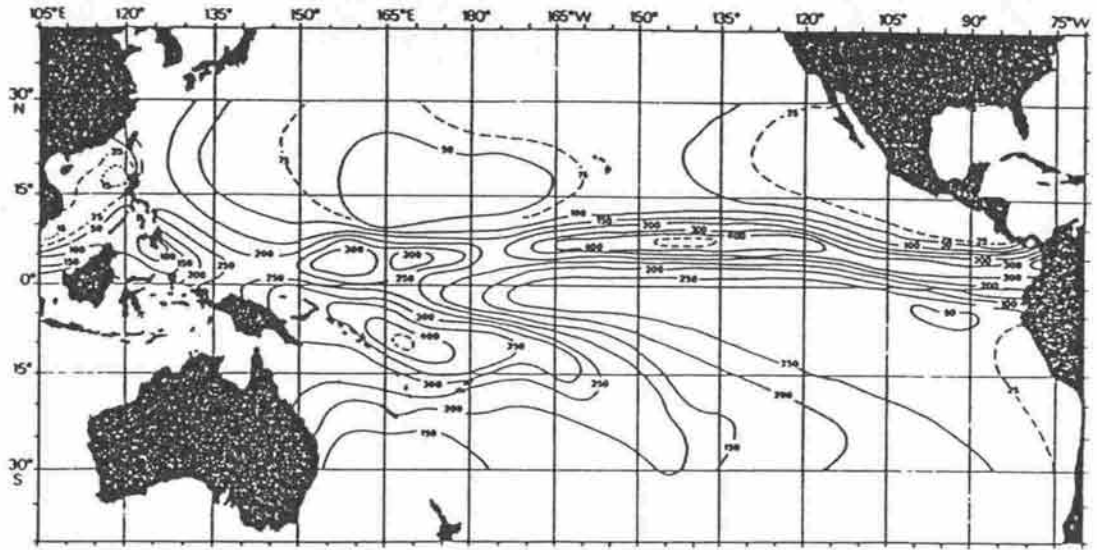
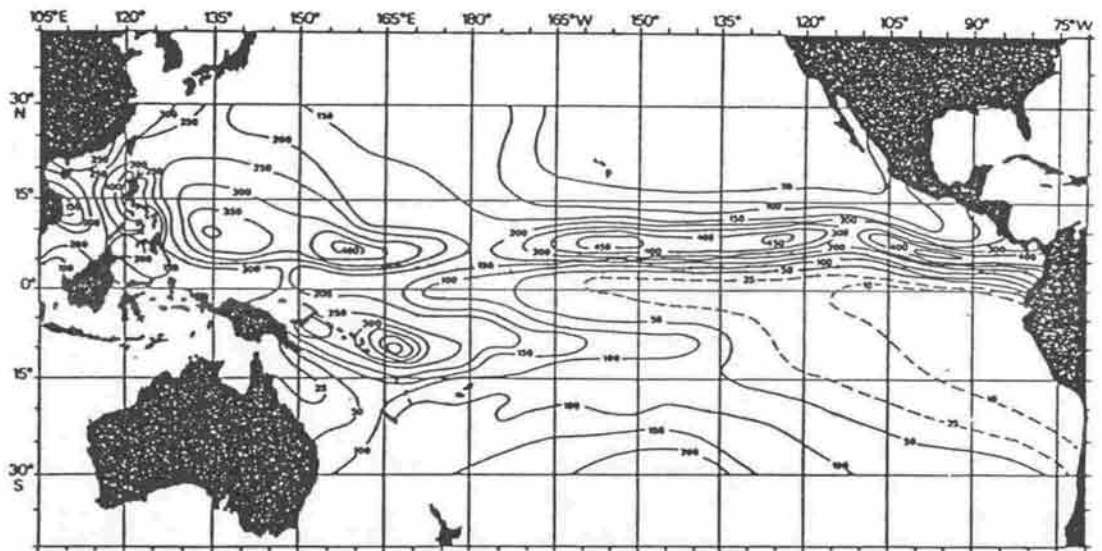


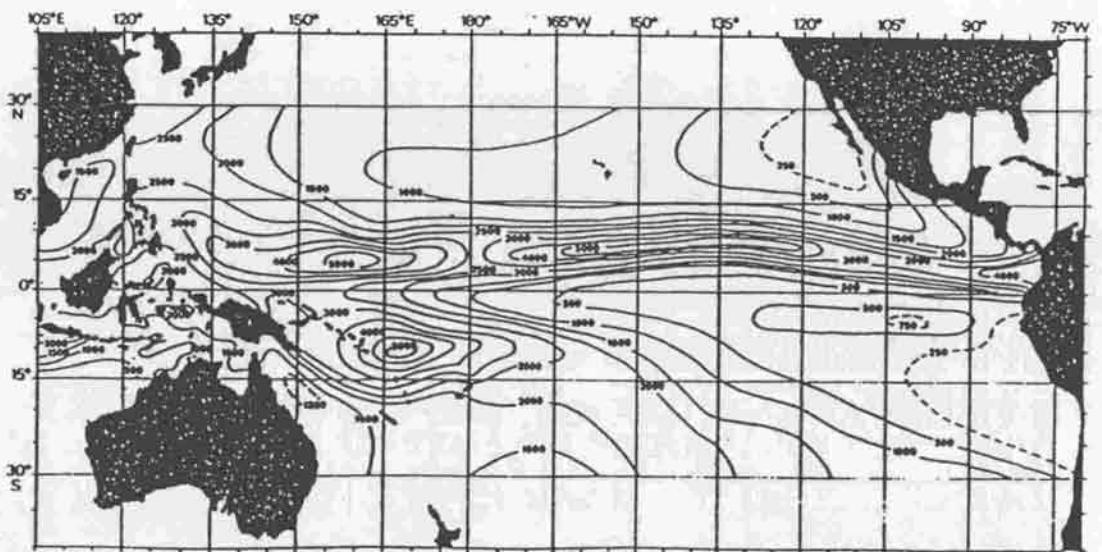
FIG. 6



Feb (mm)



Aug (mm)



An (mm)

FIG. 7

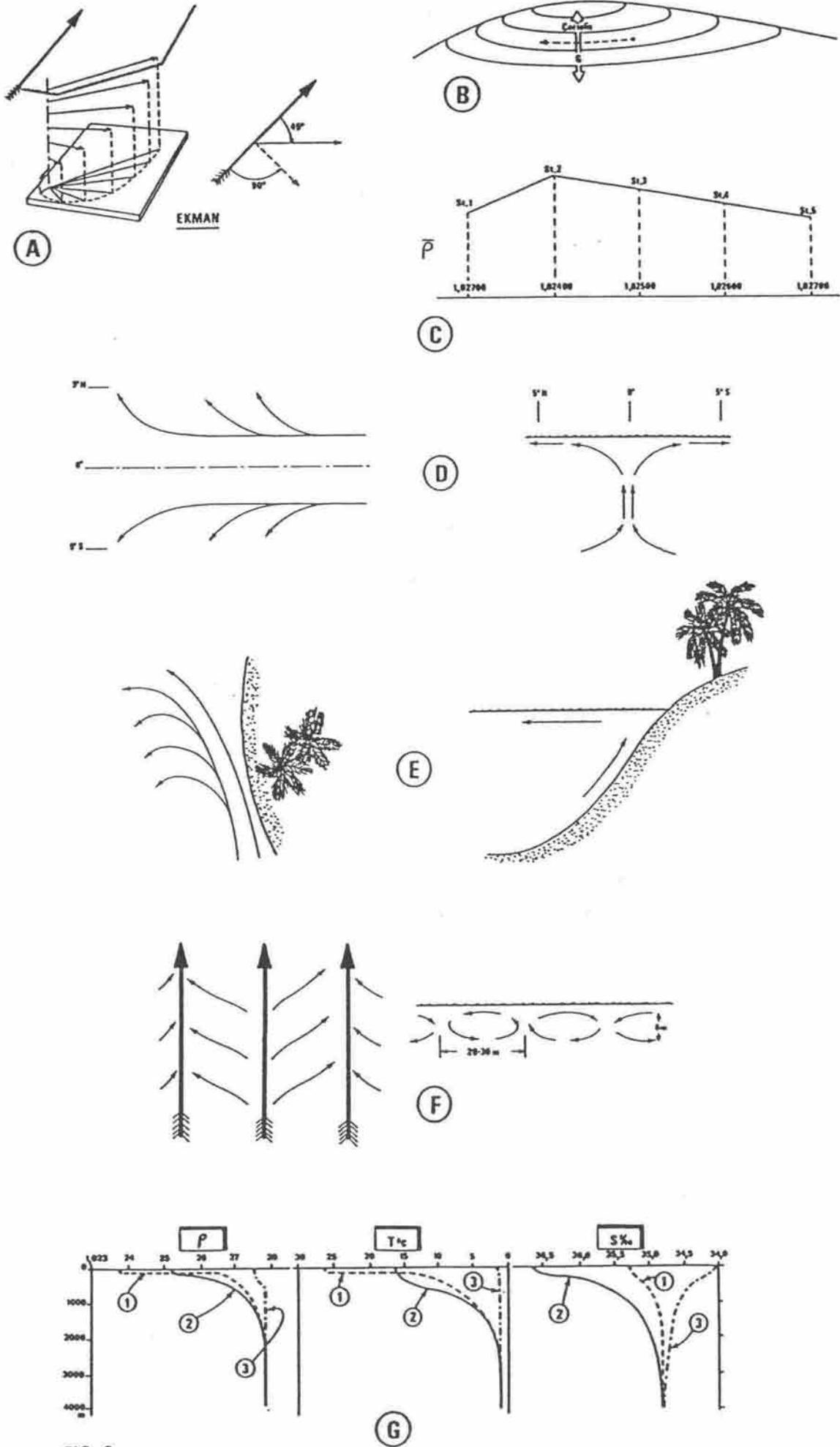
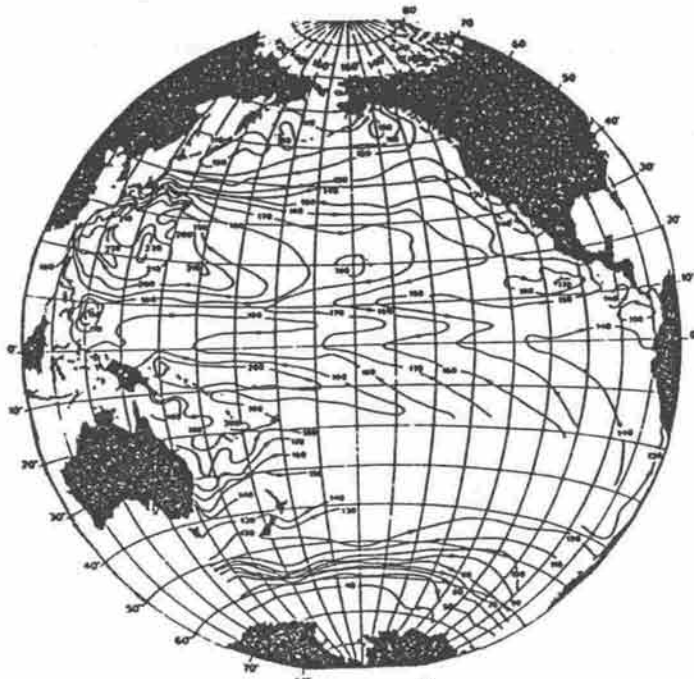


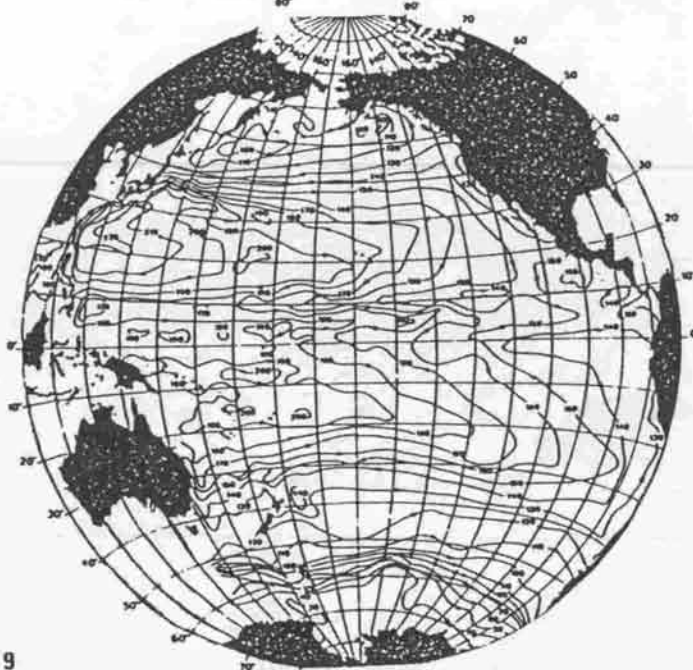
FIG. 8



Mar.-Apr. $\overline{\text{dyn. cm. } 0/1000 \text{ db.}}$



Nov.-Dec. $\overline{\text{dyn. cm. } 0/1000 \text{ db.}}$



An $\overline{\text{dyn. cm. } 0/1000 \text{ db.}}$

FIG 9

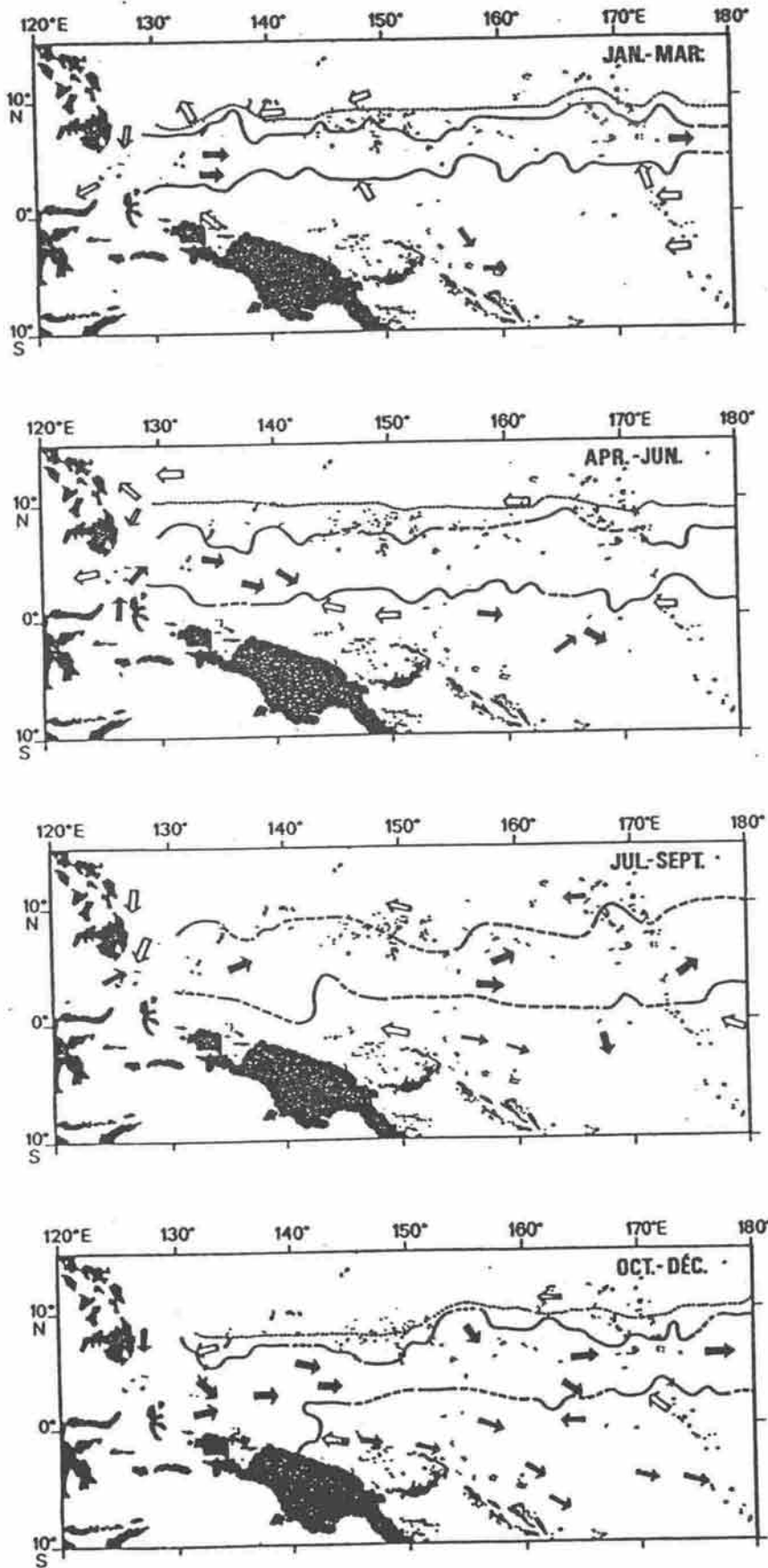


FIG. 10

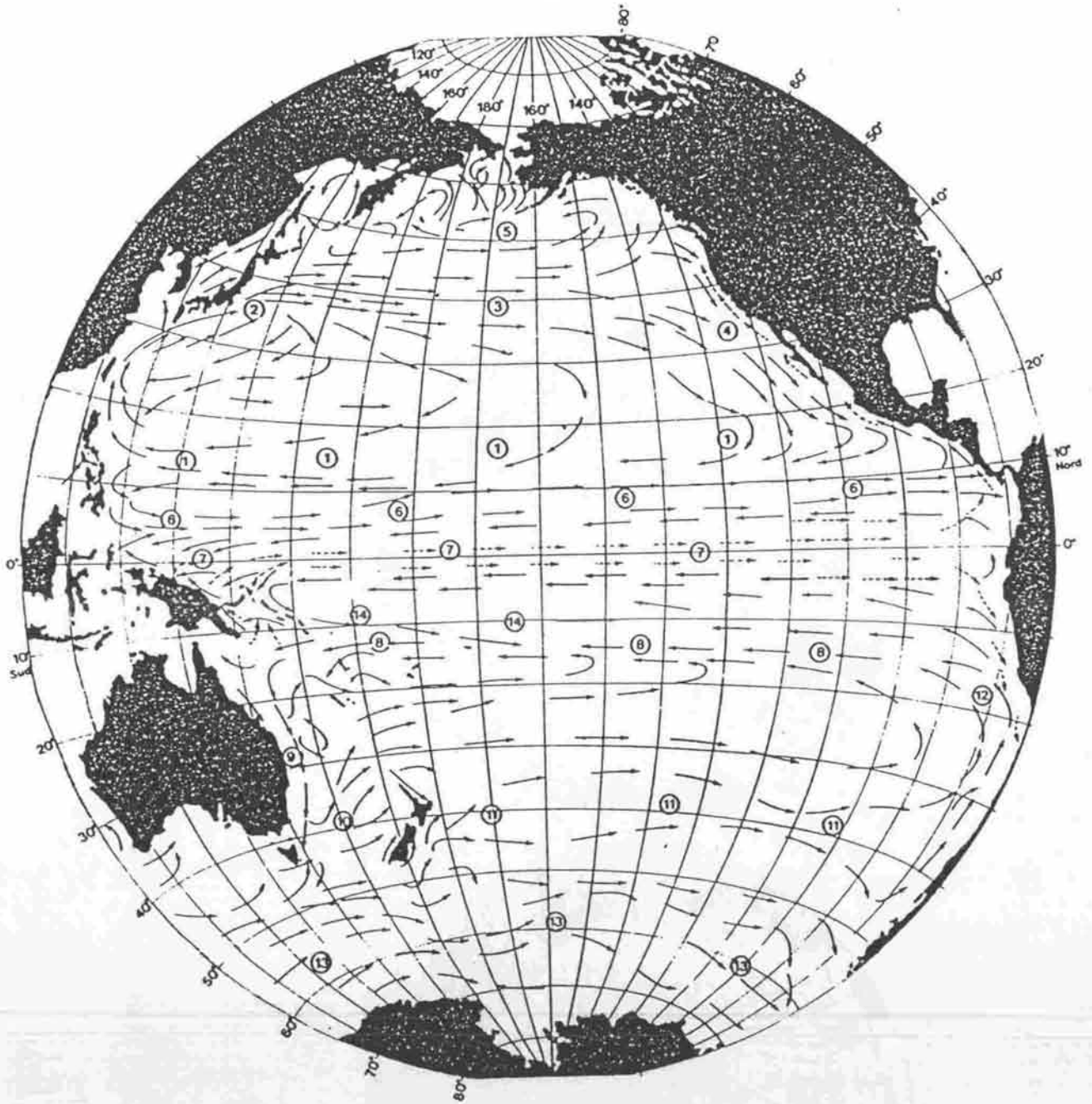
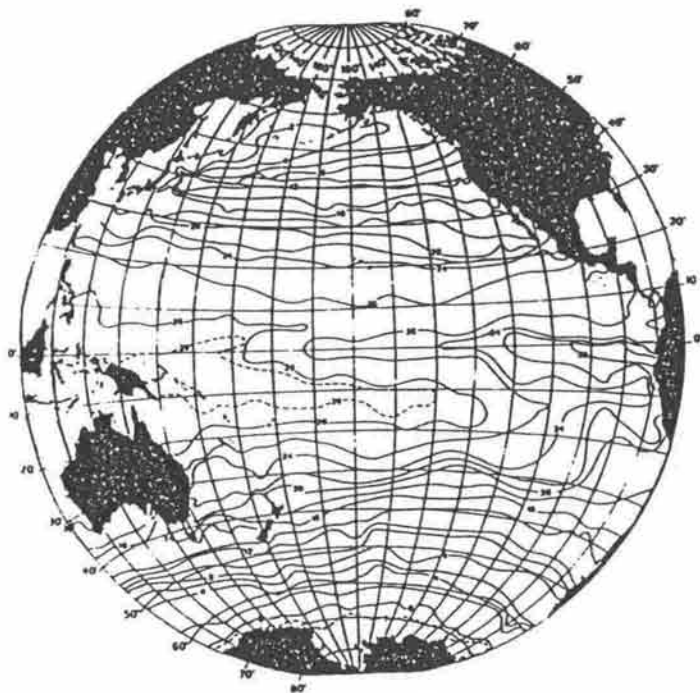
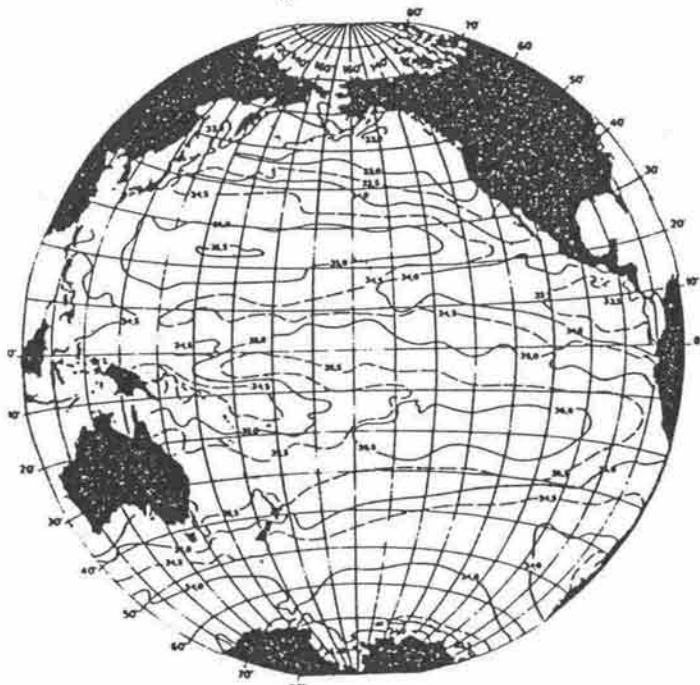


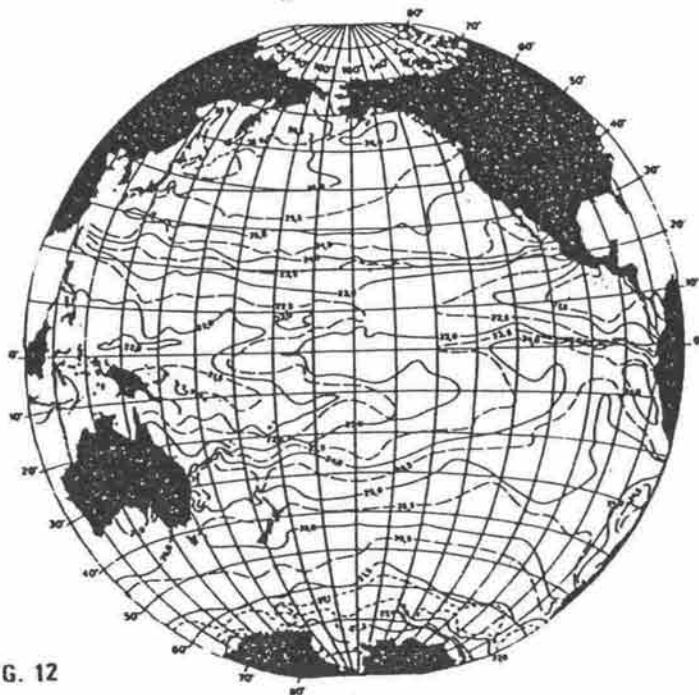
FIG. 11



T °C
D.J.F.

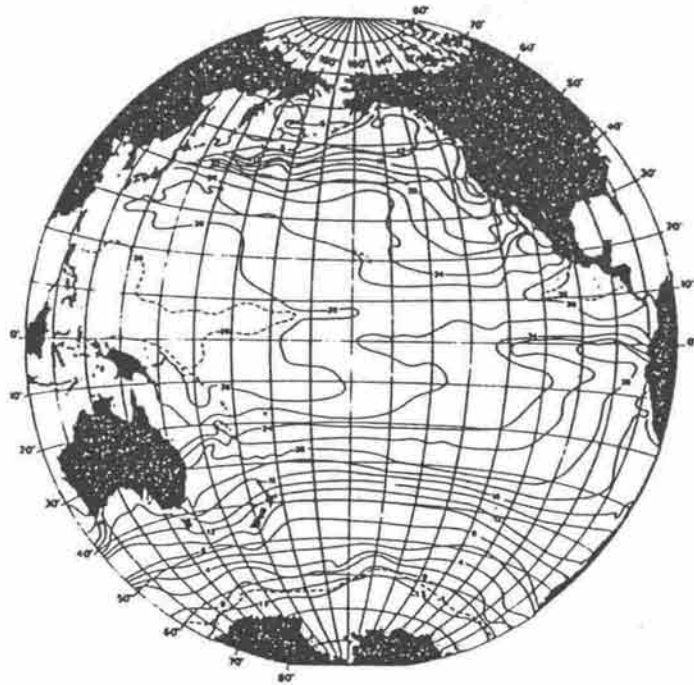


S ‰
D.J.F.



σ_t
D.J.F.

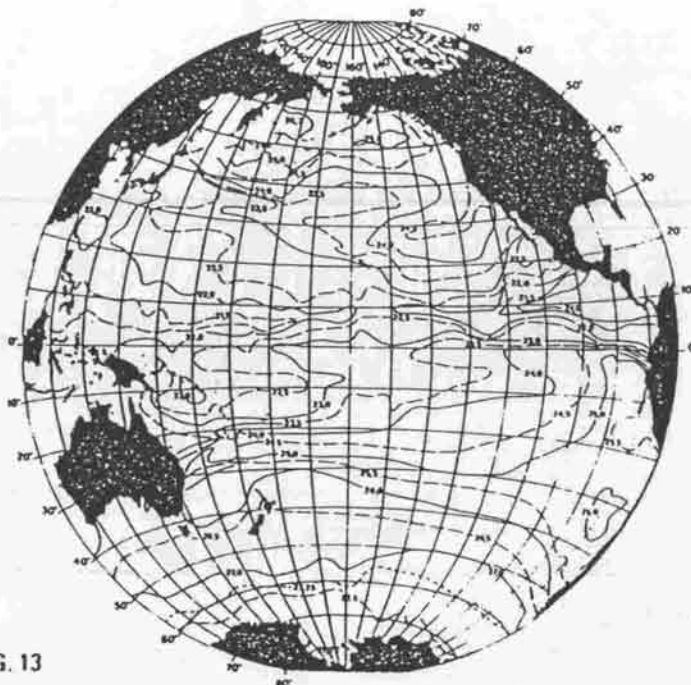
FIG. 12



T °C
JJA



S %₀₀
JJA



G_t
JJA

FIG. 13

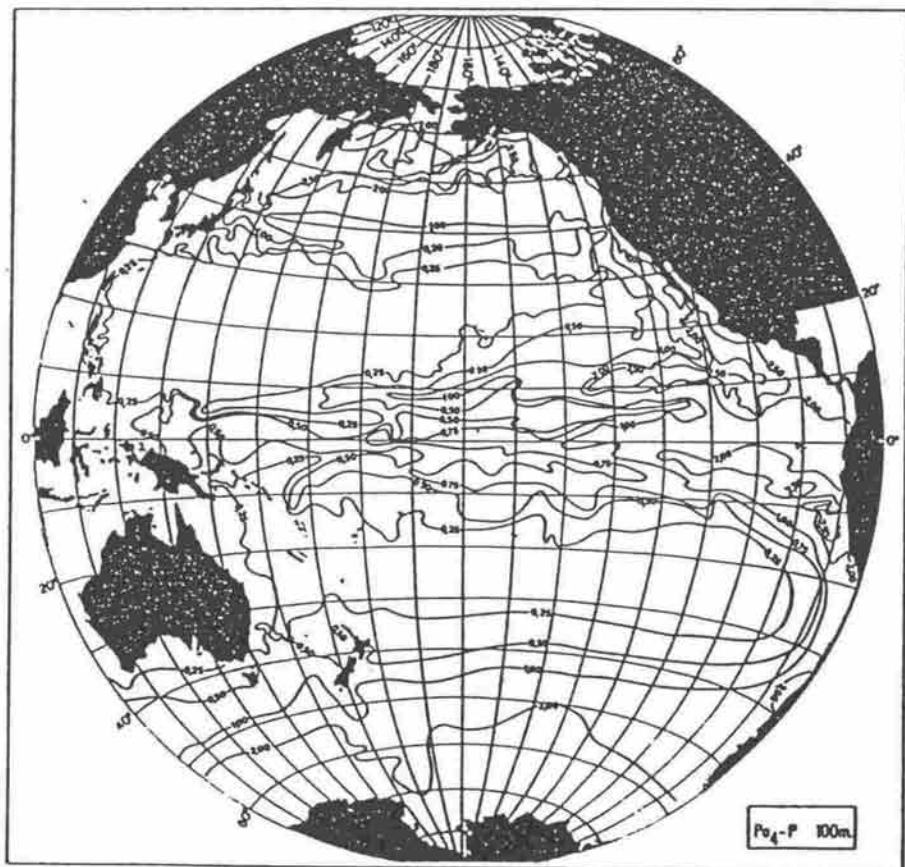
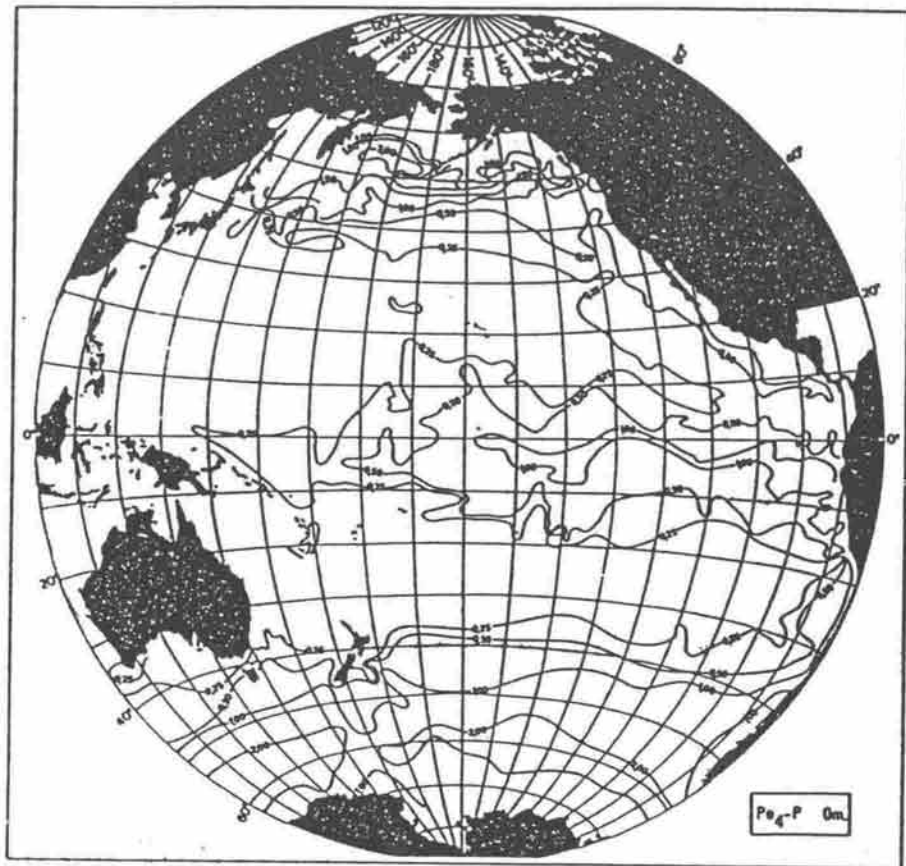


FIG. 14

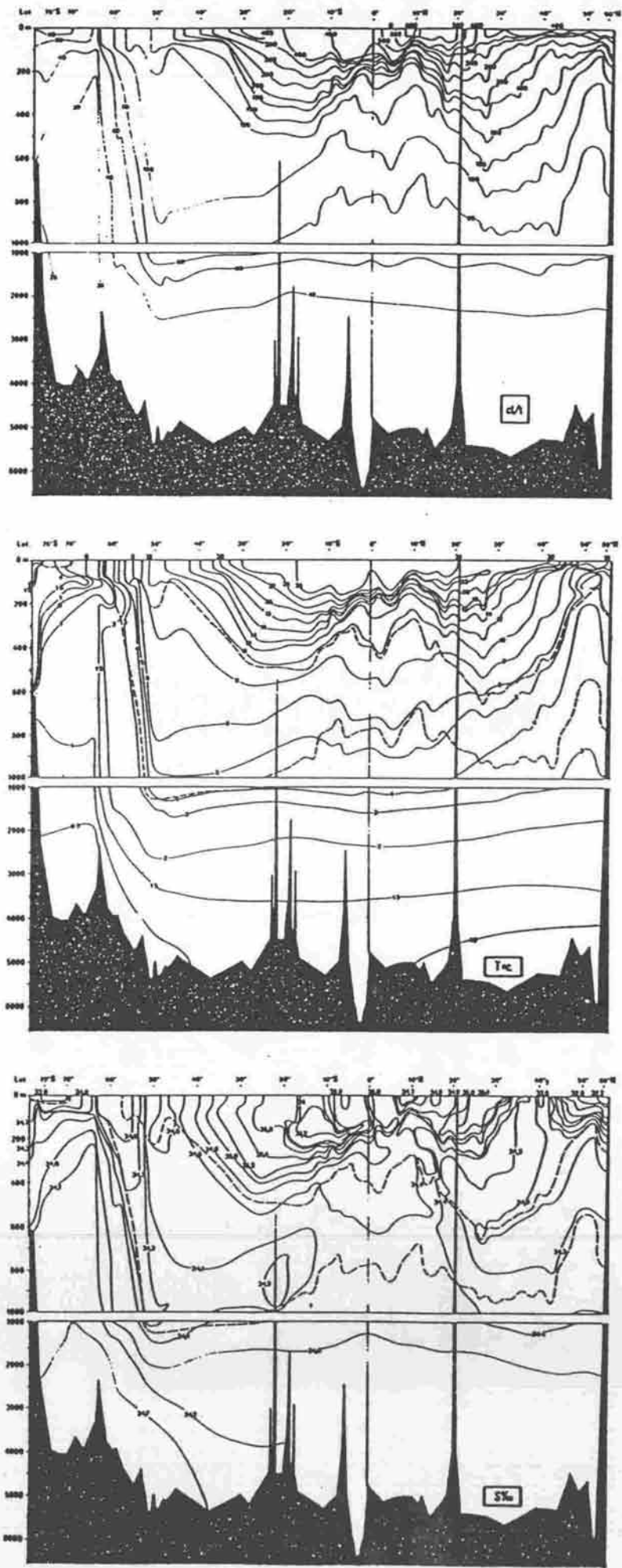


FIG. 15

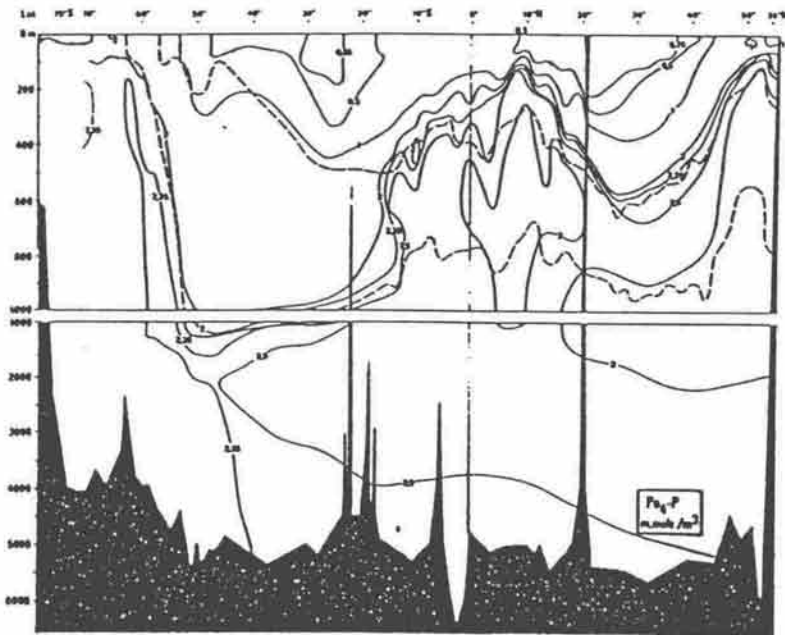
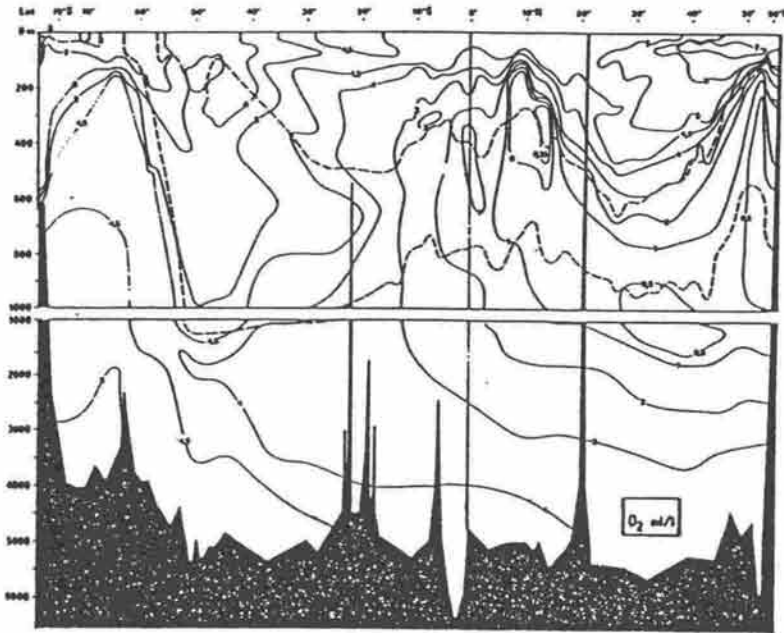


FIG. 16

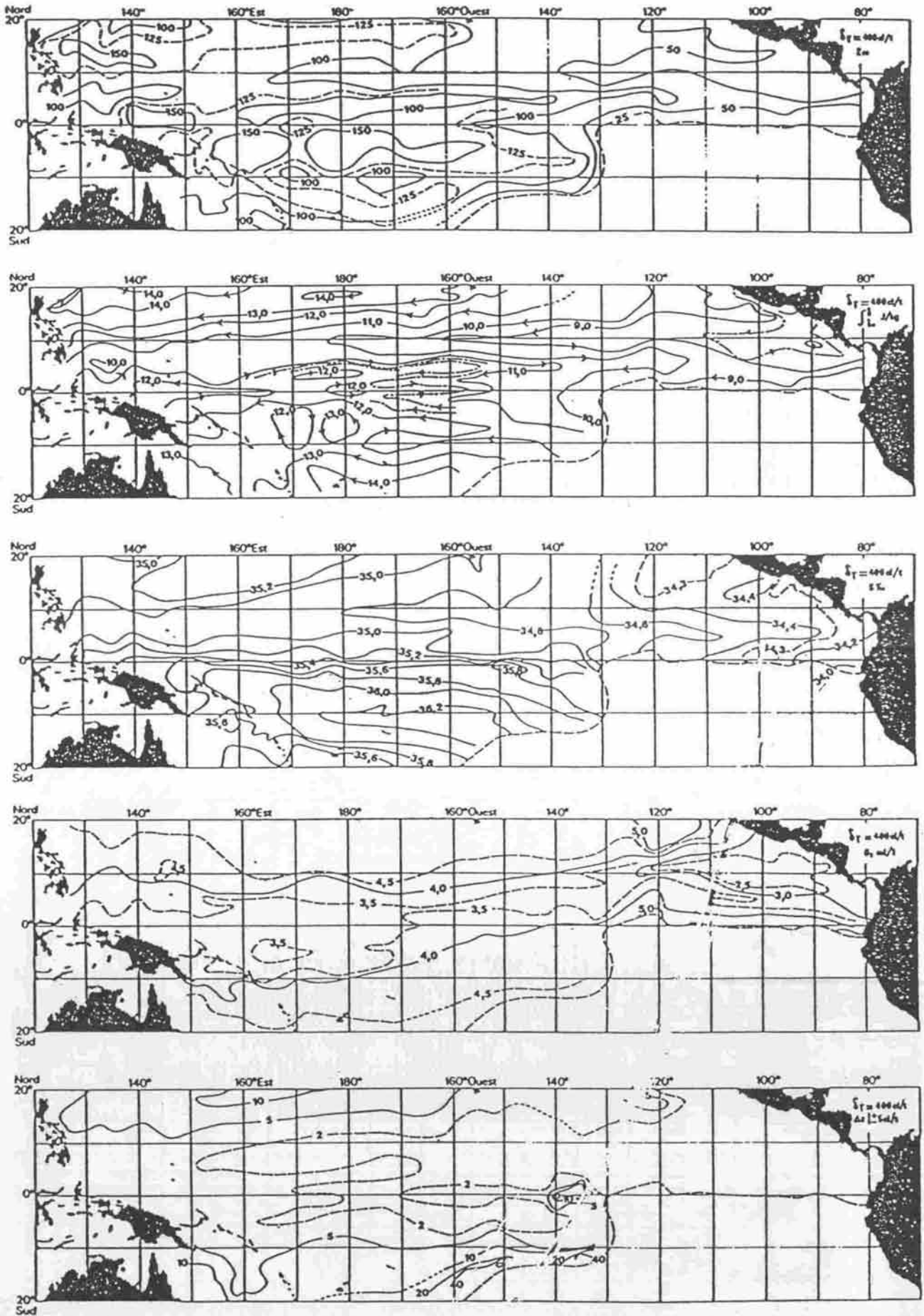


FIG. 17

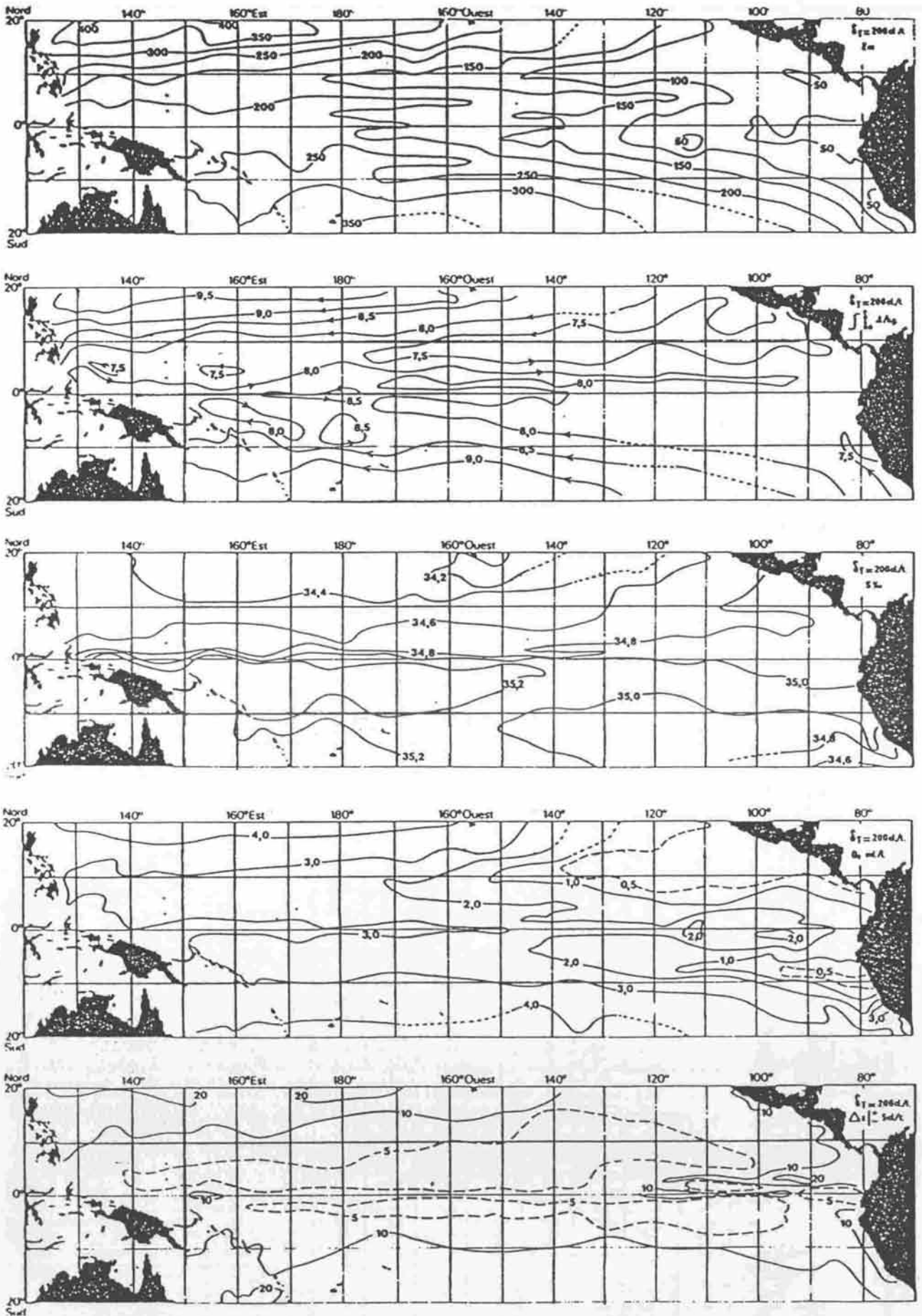


FIG. 19

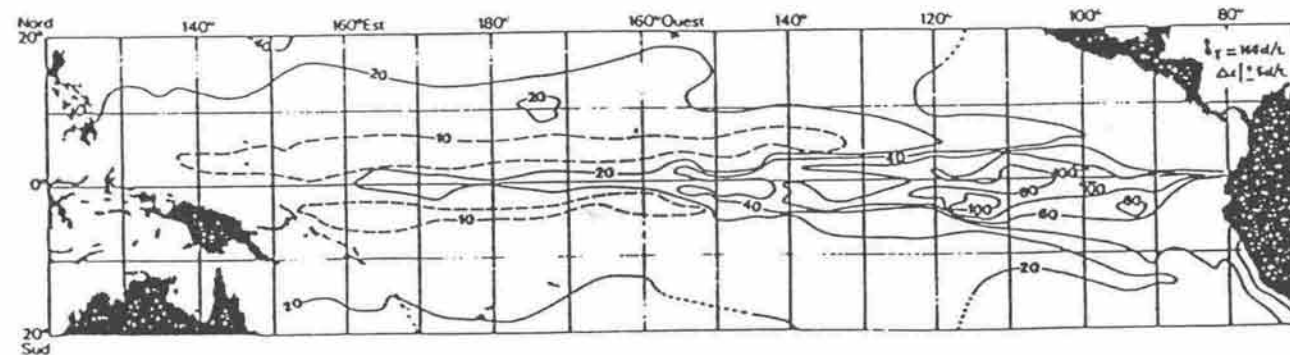
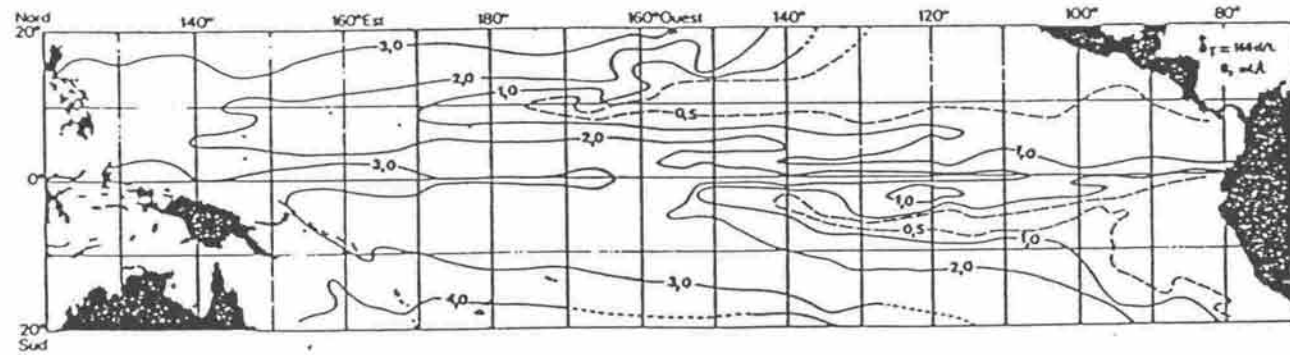
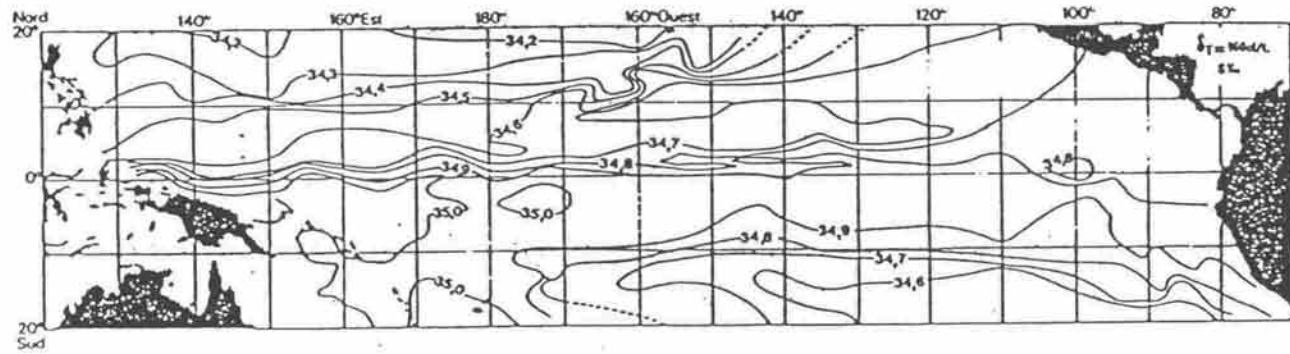
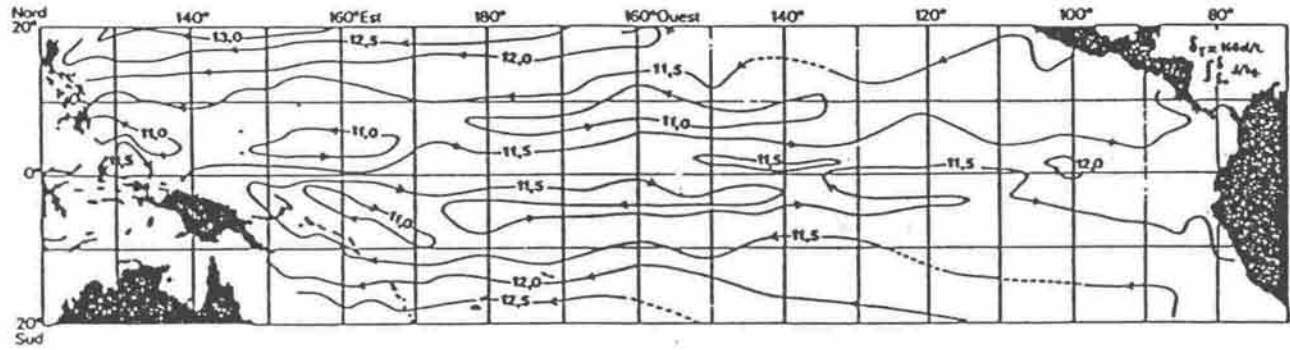
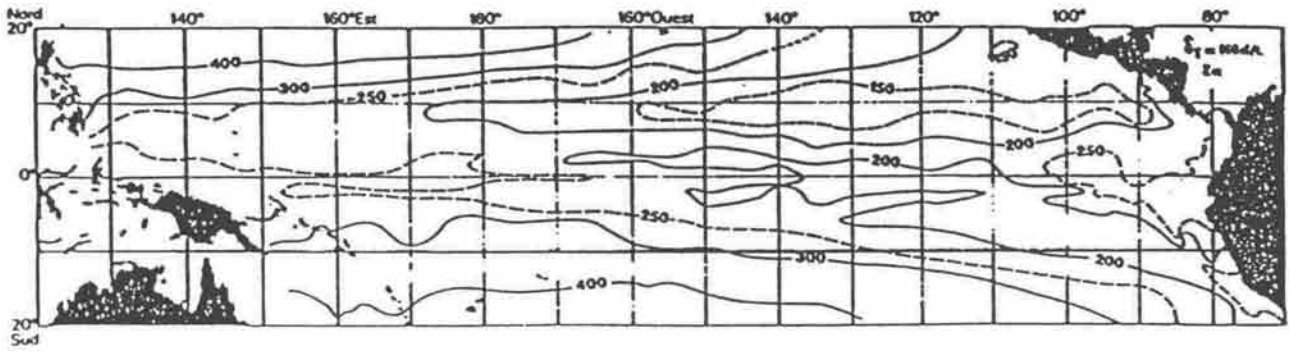


FIG. 20

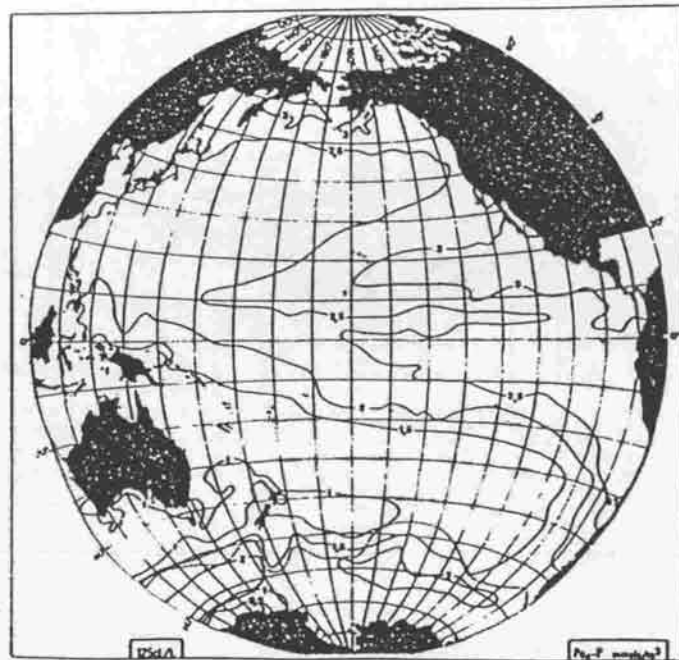
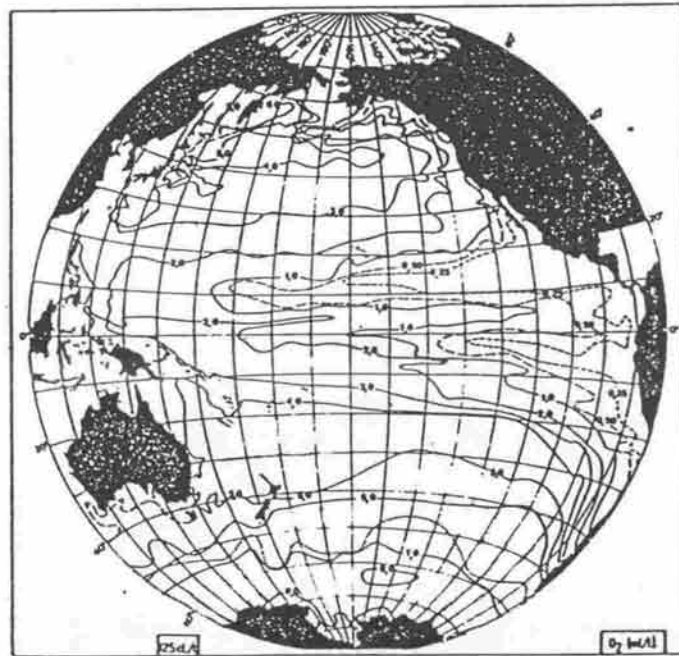
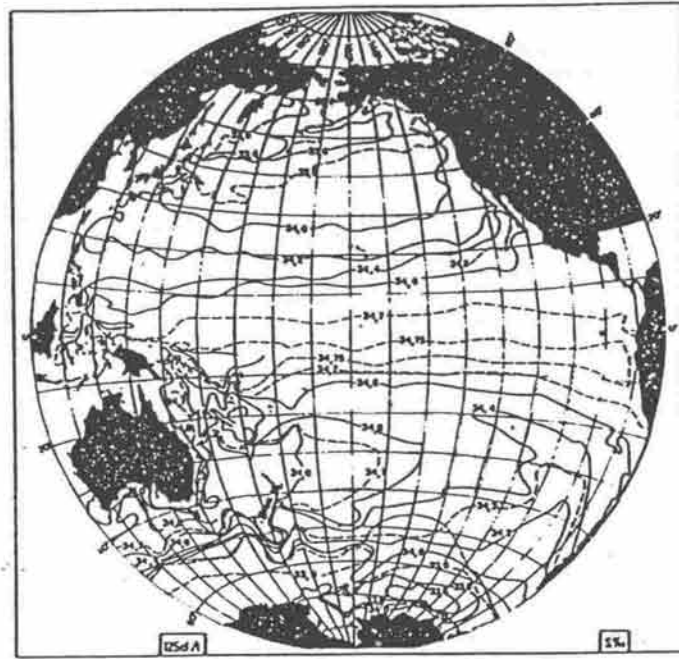


FIG. 21

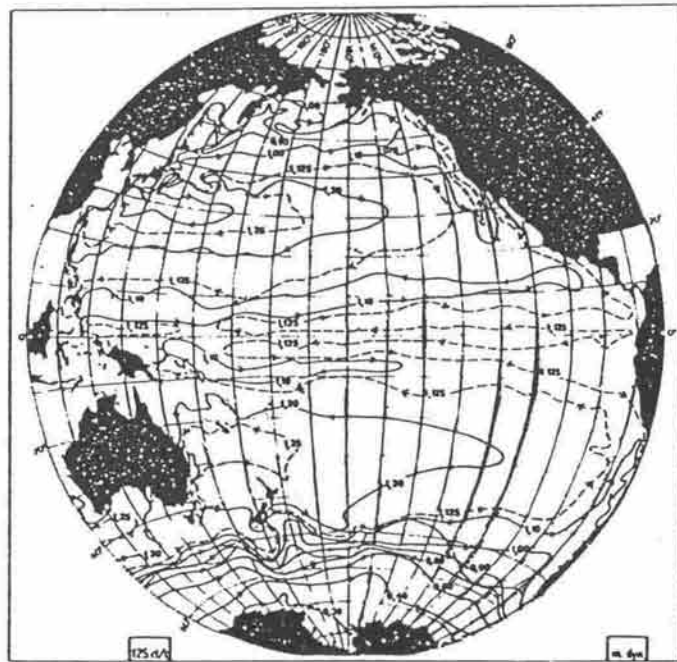
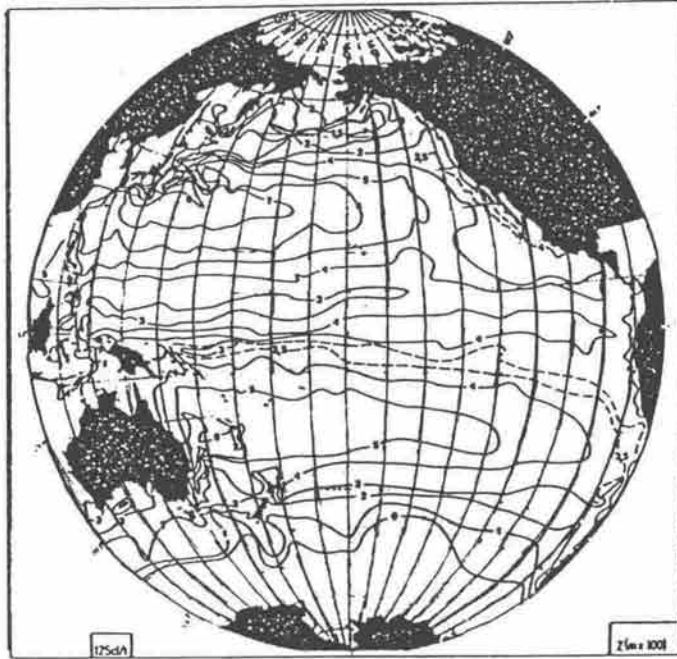


FIG. 22

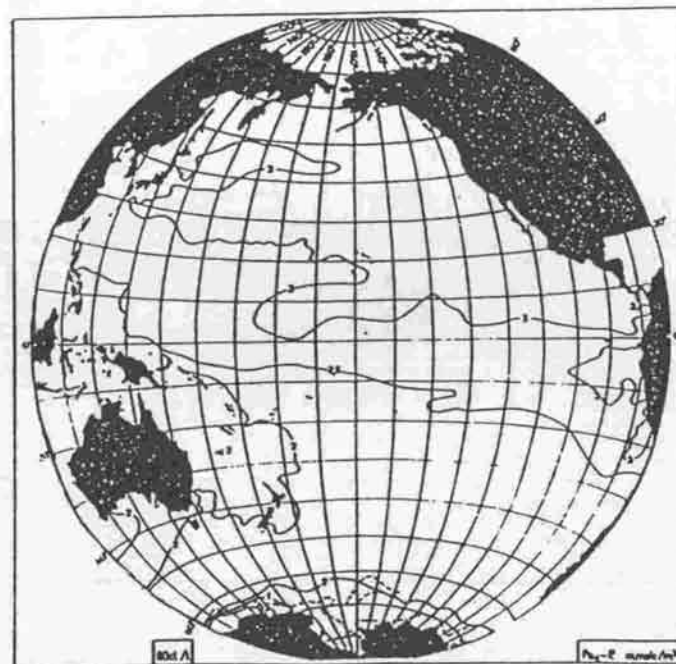
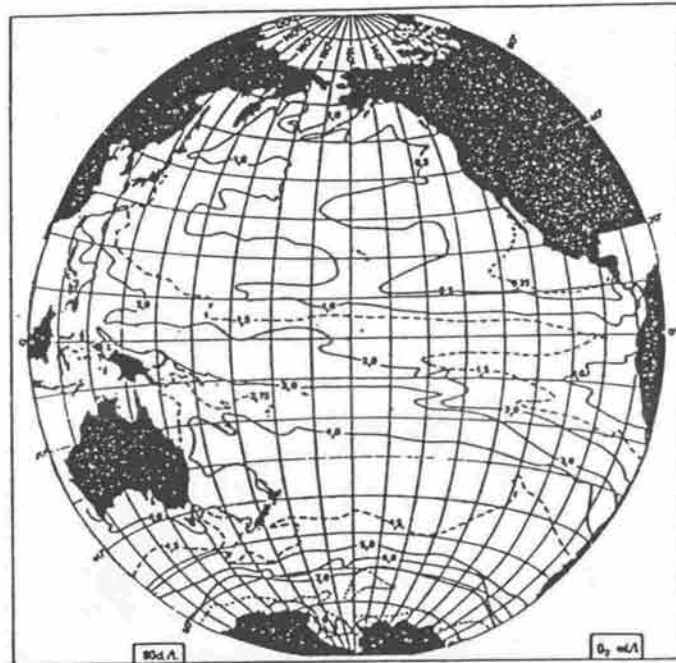
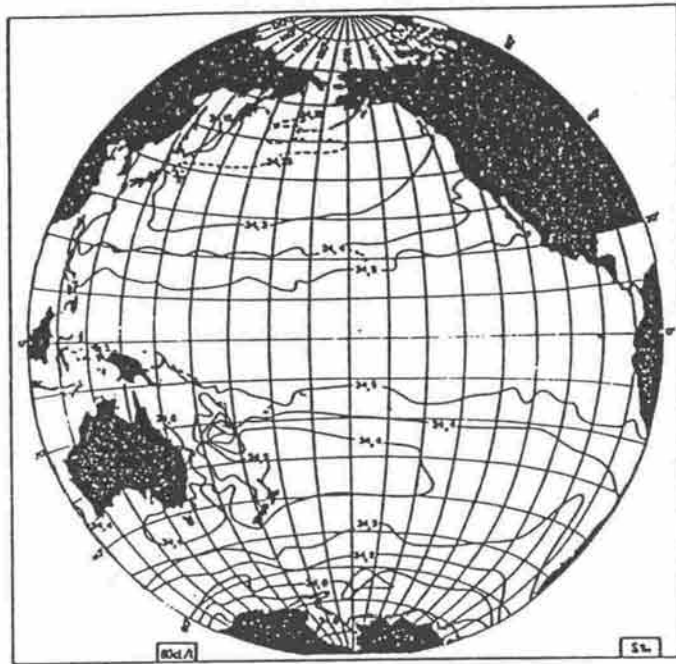


FIG. 23

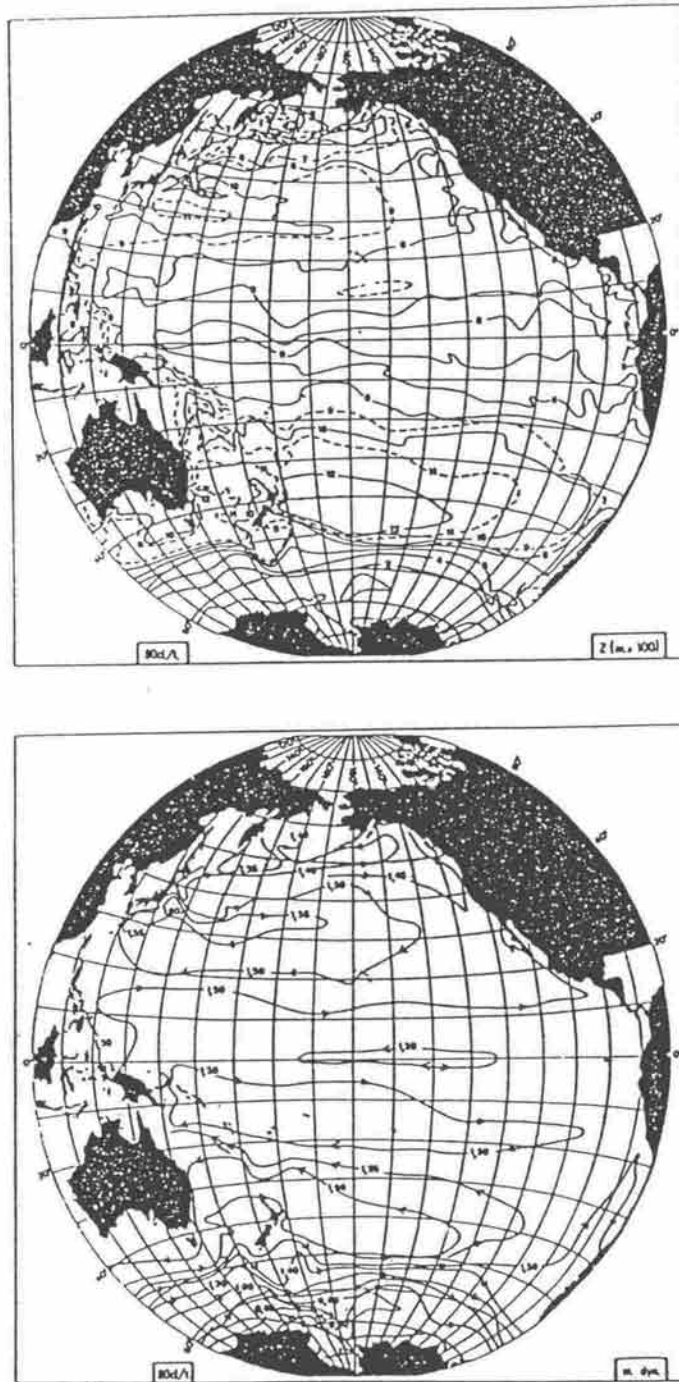


FIG. 24



FIG. 25

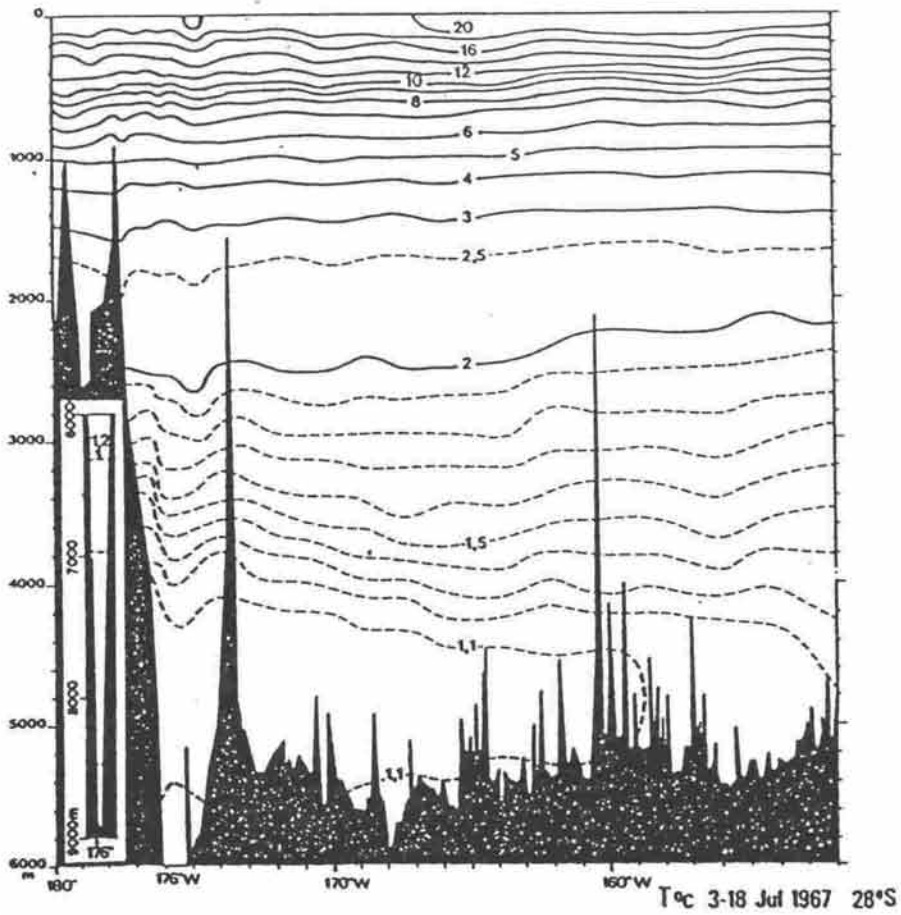
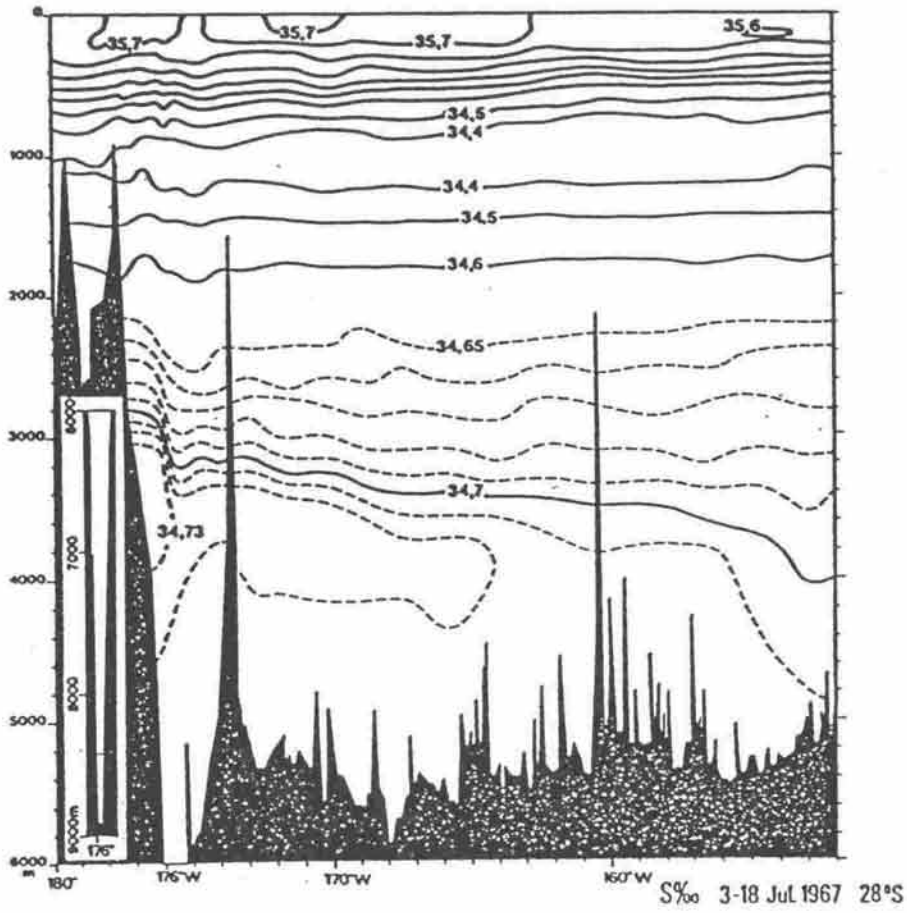


FIG. 26

NORPAX HAWAII TAHITI SHUTTLE 23.VII-11.VIII-1979

LEG 6 150W

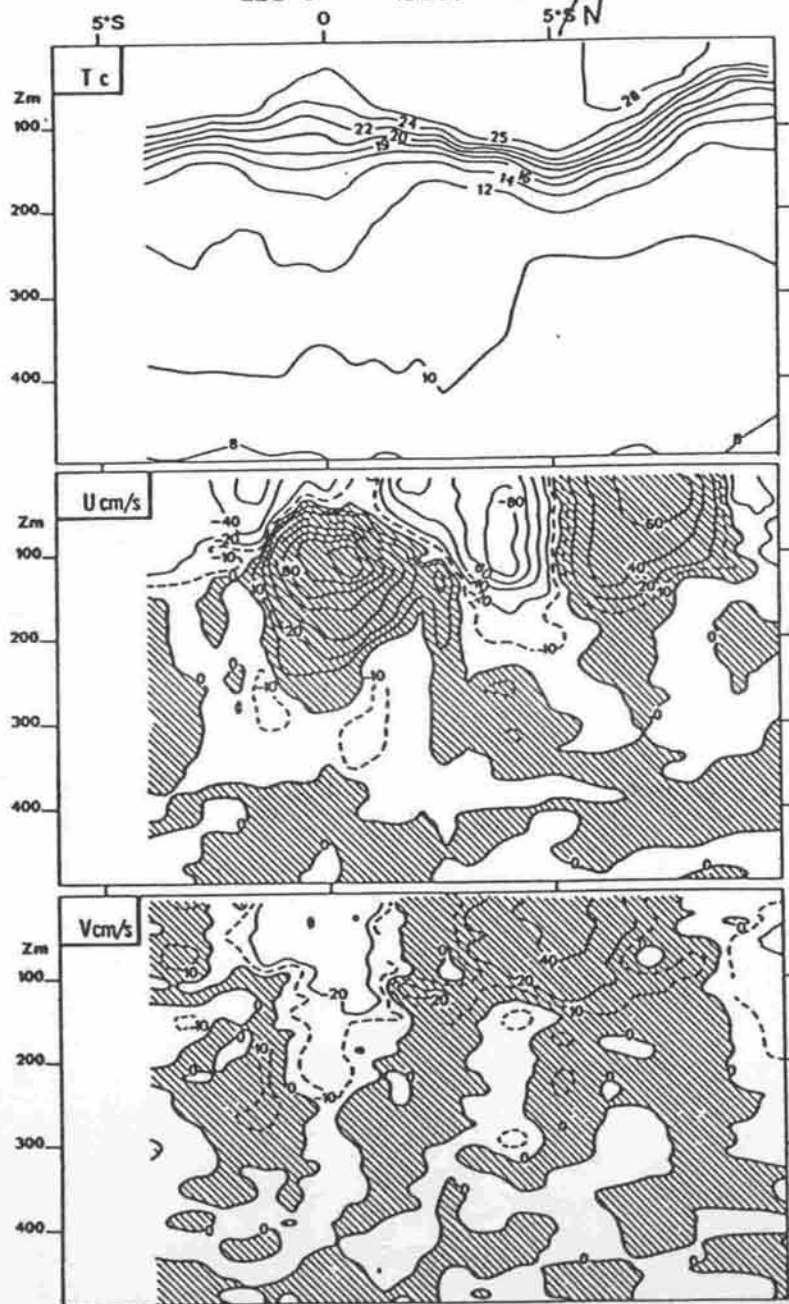


FIG. 27

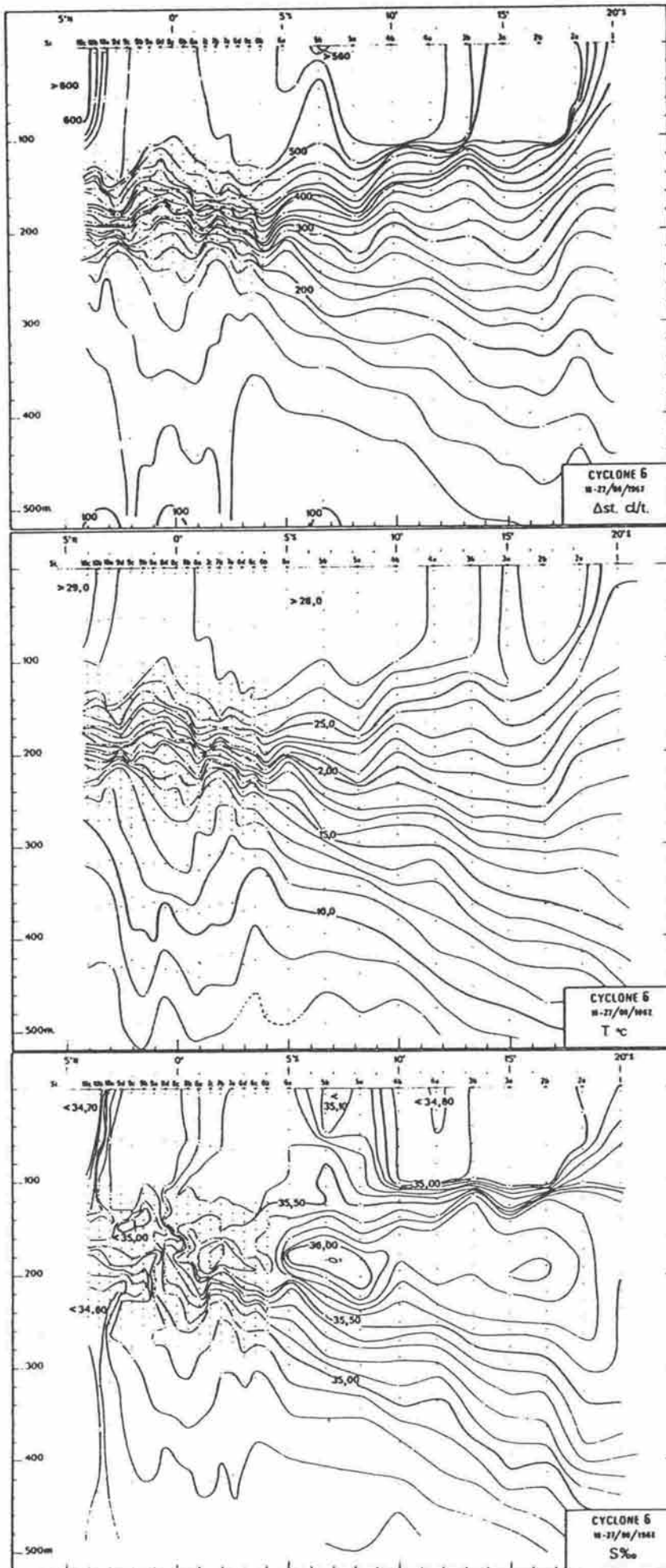


FIG. 28

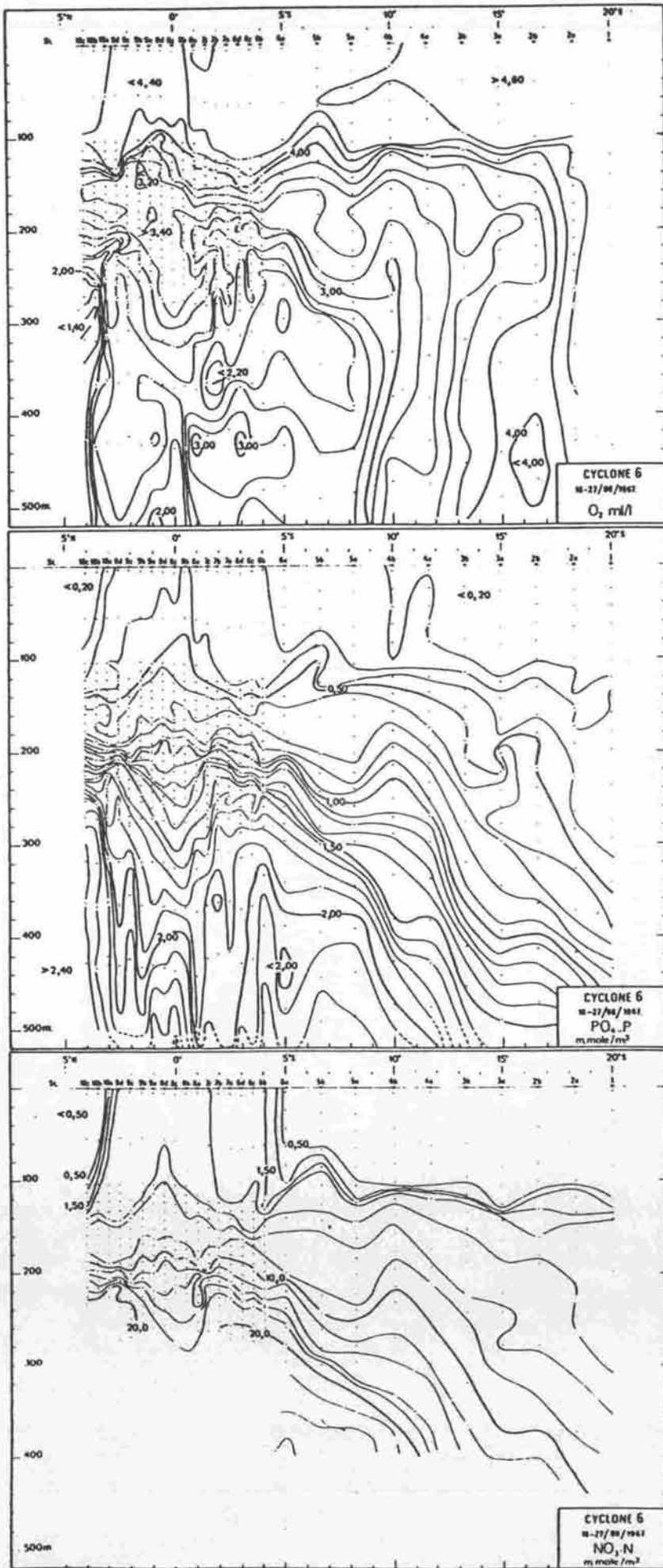


FIG. 29

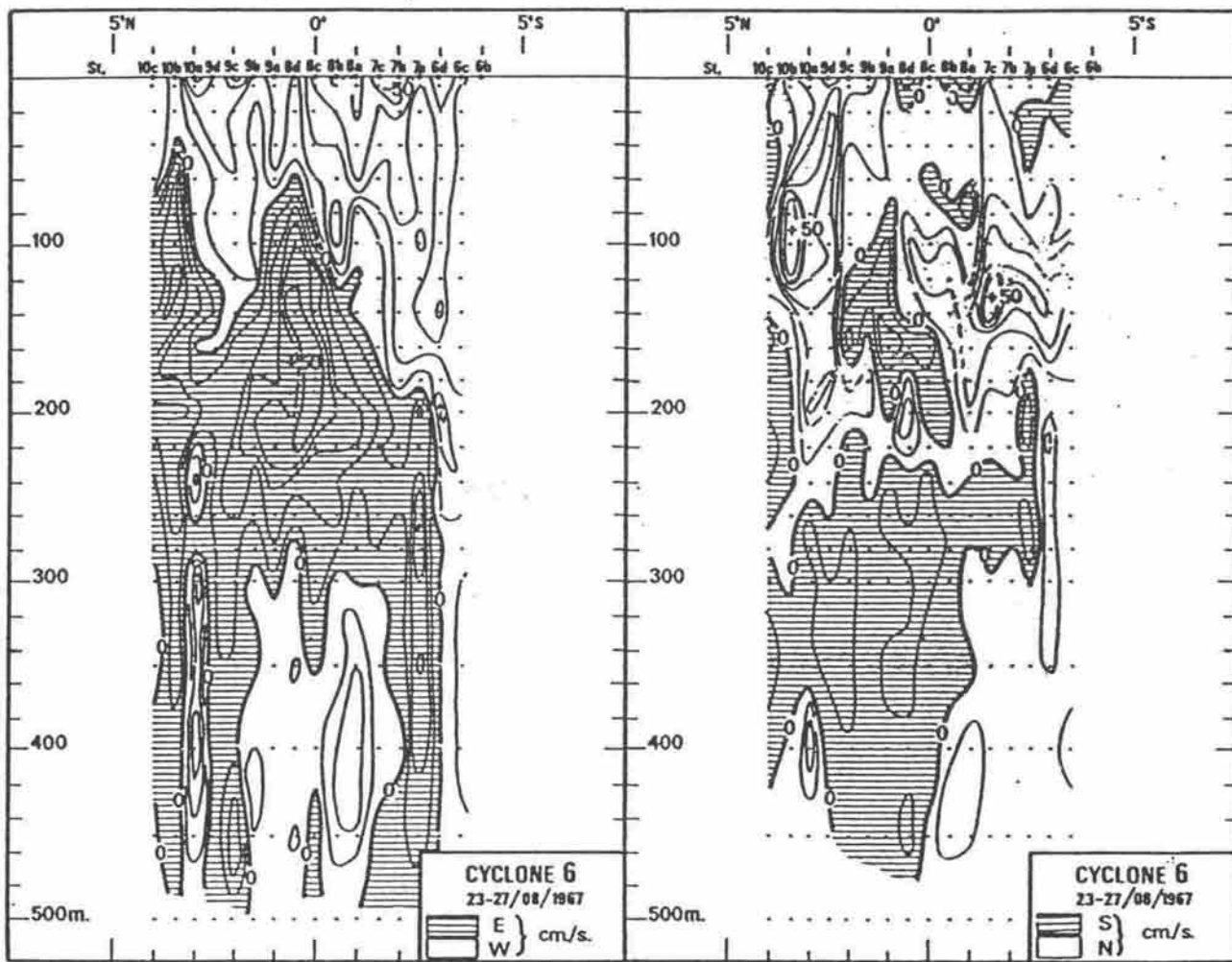
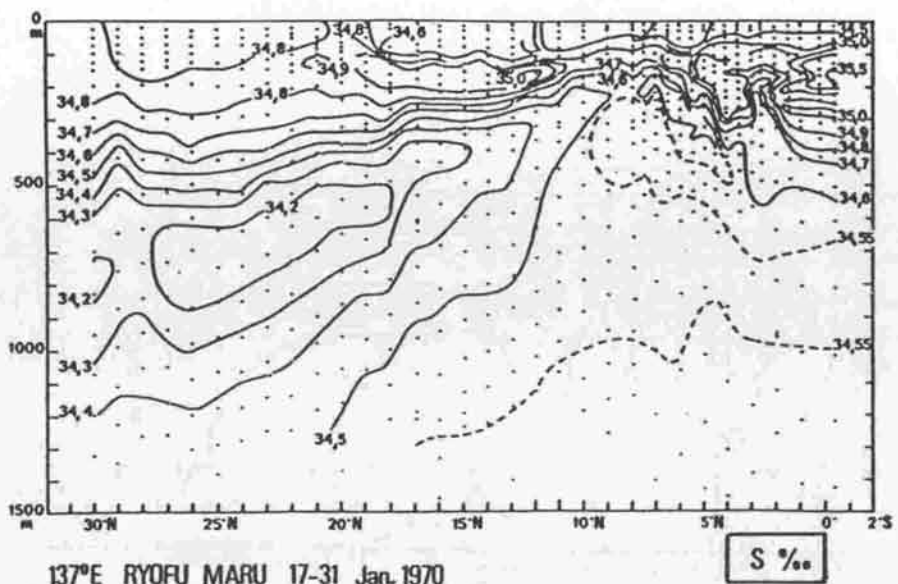
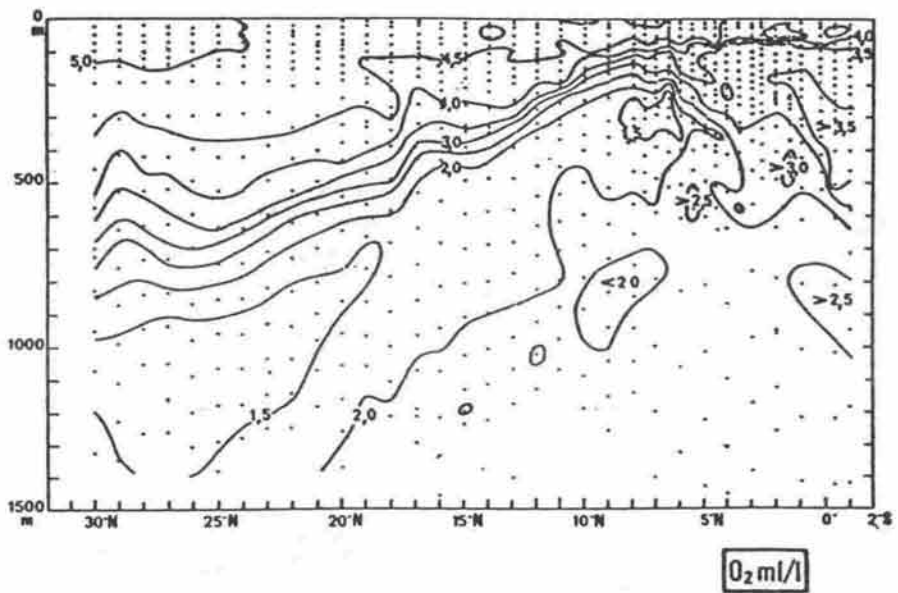
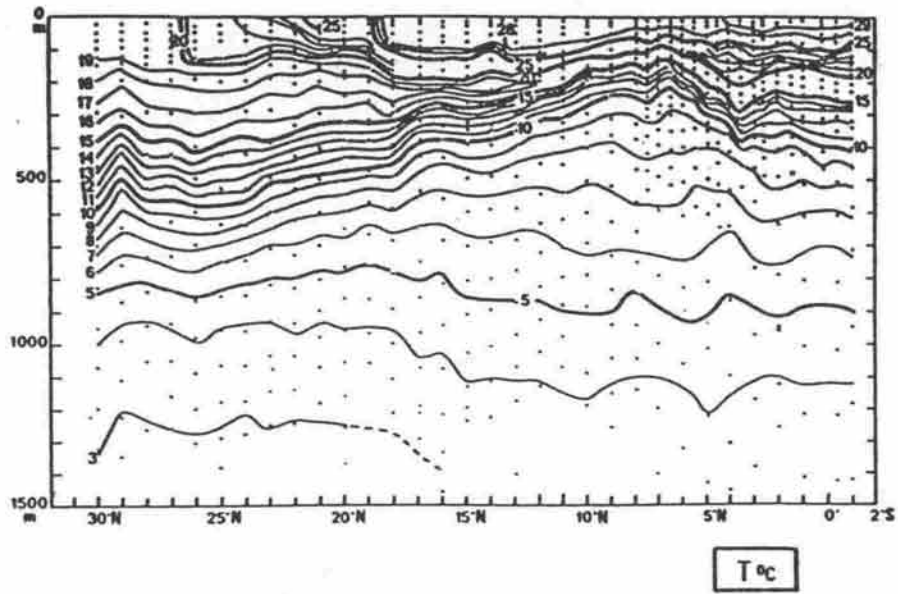
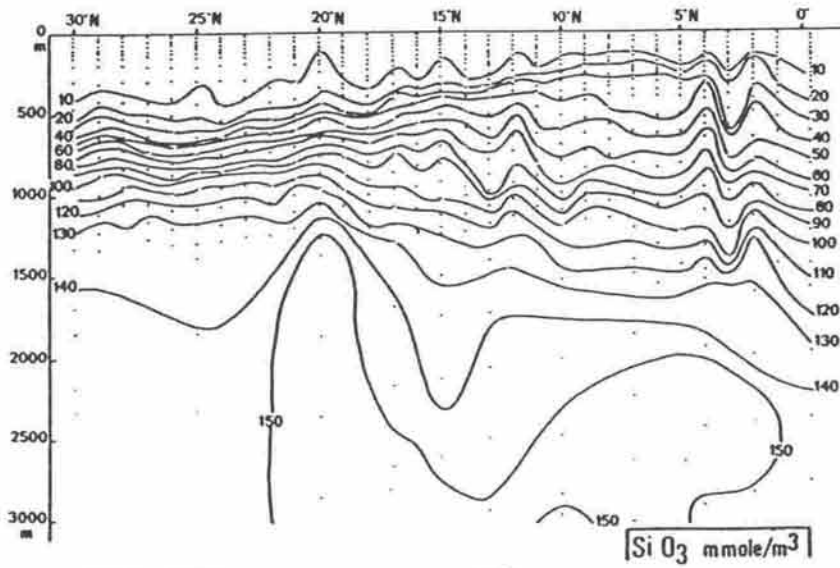
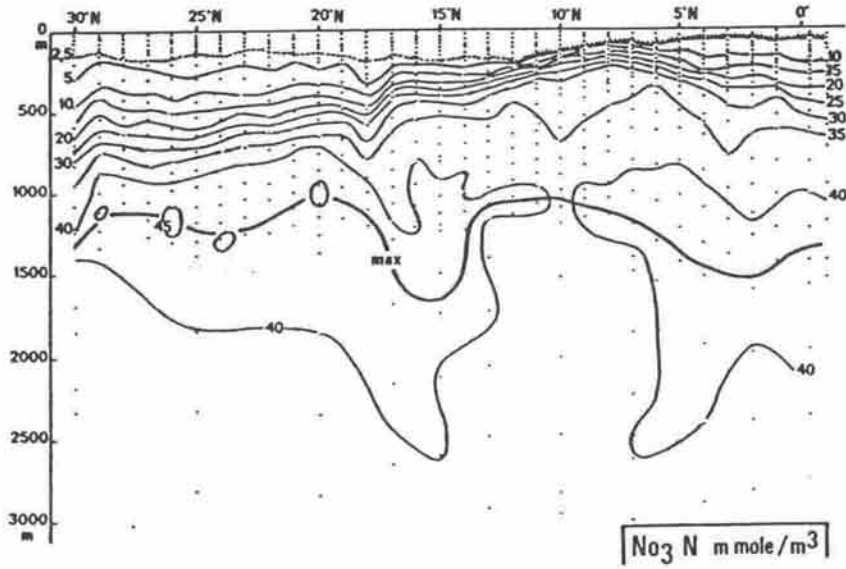
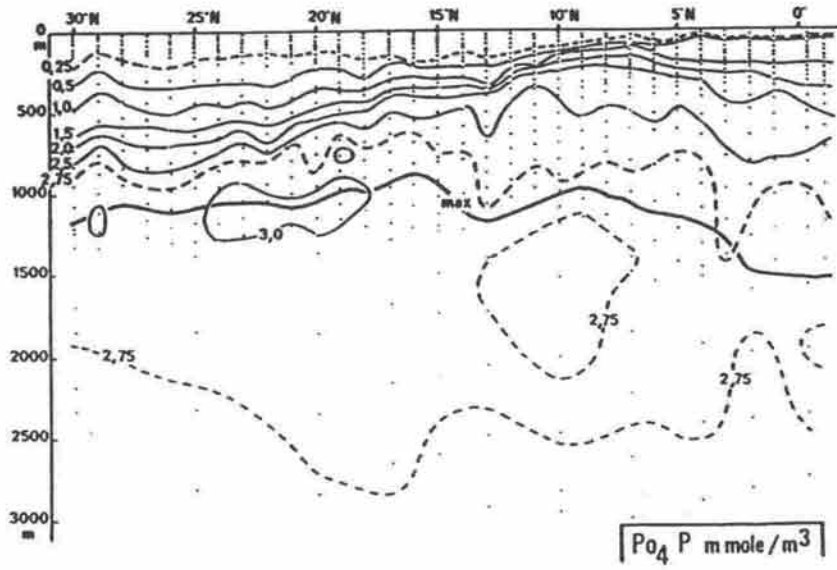


FIG. 30



137°E RYOFU MARU 17-31 Jan. 1970

FIG. 31



137°E RYOFU MARU 17-31 Jan. 1970

FIG. 32

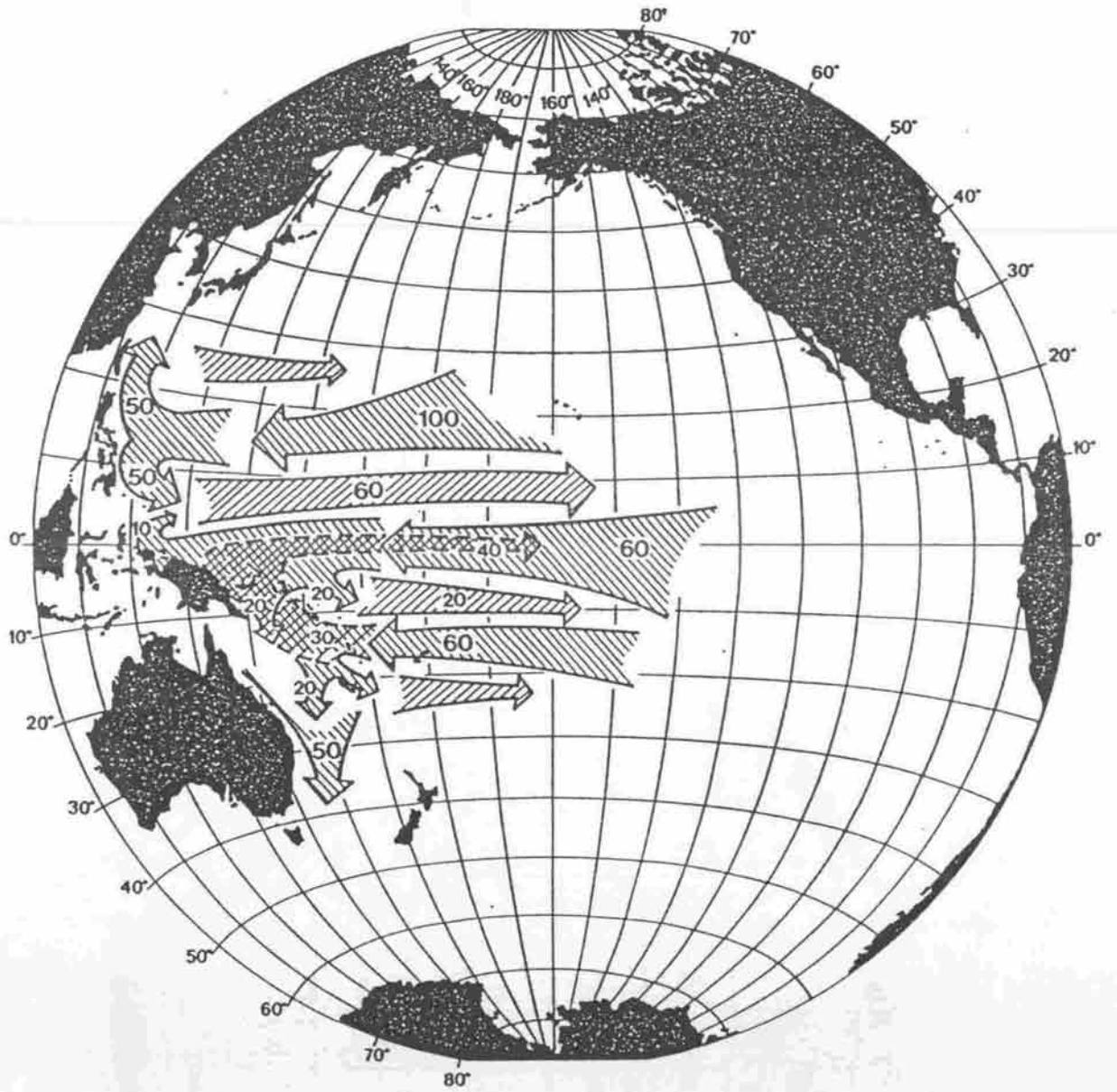
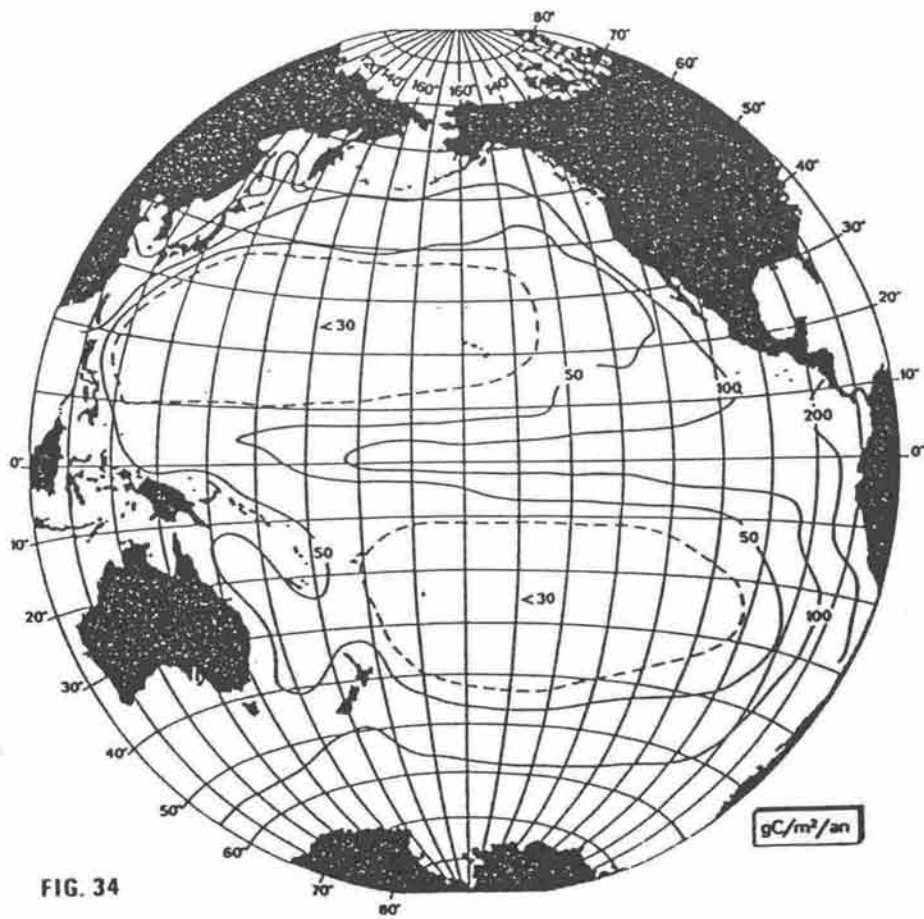
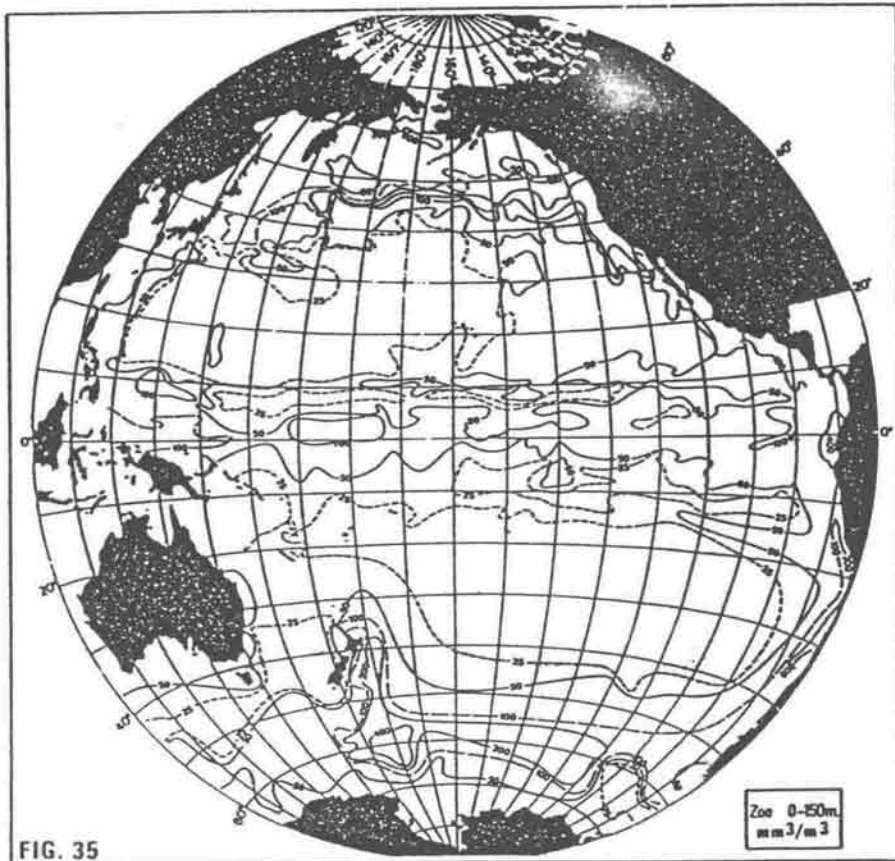


FIG. 33



PUBLICATIONS DE LA SERIE DES RAPPORTS ET ETUDES DU PNUE
SUR LES MERS REGIONALES

- No. 1 PNUE: Réalisations et projets d'extension du programme du PNUE pour les mers régionales et des programmes comparables relevant d'autres organismes. (1982)
- No. 2 ONUDI/PNUE: Etudes de polluants marins provenant de sources industrielles dans la région de l'Afrique de l'Ouest et du Centre. (1982)
- No. 3 UNESCO/PNUE: Les apports de polluants par les fleuves dans les eaux côtières de l'Afrique de l'Ouest et du Centre. (1982)
- No. 4 OMCI/PNUE: La pollution par les hydrocarbures dans la région de l'Afrique de l'Ouest et du Centre : état actuel et mesures à prendre. (1982)
- No. 5 IAEA/UNEP: Survey of tar, oil, chlorinated hydrocarbons and trace metal pollution in coastal waters of the Sultanate of Oman. (1982) (anglais seulement)
- No. 6 ONU/UNESCO/PNUE: Mise en valeur du milieu marin et des zones côtières dans la région de l'Afrique de l'Est. (1982)
- No. 7 ONUDI/PNUE: Sources industrielles de pollution des mers et des côtes dans la région de l'Afrique de l'Est. (1982)
- No. 8 FAO/PNUE: La pollution des mers dans la région de l'Afrique de l'Est. (1982)
- No. 9 OMS/PNUE: Problèmes de santé publique dans la zone côtière de la région de l'Afrique de l'Est. (1982)
- No. 10 OMI/PNUE: Lutte contre la pollution par les hydrocarbures dans la région de l'Afrique de l'Est. (1982)
- No. 11 UICN/PNUE: Conservation des écosystèmes et des ressources biologiques des mers et des côtes dans la région de l'Afrique de l'Est. (1982)
- No. 12 PNUE: Problèmes de l'environnement qui se posent dans la région de l'Afrique de l'Est. (1982)
- No. 13 UNEP: Pollution and the marine environment in the Indian Ocean. (1982) (anglais seulement)
- No. 14 PNUE/CEPAL: Développement et environnement dans la région des Caraïbes: une synthèse. (1982)
- No. 15 UNEP: Guidelines and principles for the preparation and implementation of comprehensive action plans for the protection and development of marine and coastal areas of regional seas. (1982) (anglais seulement)
- No. 16 GESAMP: The health of the oceans. (1982) (anglais seulement)
- No. 17 UNEP: Regional Seas Programme: Legislative authority. (1985) (anglais seulement)
- No. 18 UNEP: Regional Seas Programme: Workplan. (1982) (anglais seulement)
- No. 19 Rev. 2. UNEP: UNEP Oceans Programme: Compendium of projects. (1985) (anglais seulement)

- No. 20 CPPS/UNEP: Action Plan for the protection of the marine environment and coastal areas of the South-East Pacific. (1982) (anglais et espagnol seulement)
- No. 21 CPPS/PNUMA: Fuentes, niveles y efectos de la contaminación marina en el Pacífico Sudeste. (1982) (espagnol seulement)
- No. 22 Rev. 2. PNUE: Programme pour les mers régionales en Amérique Latine et dans la région des Caraïbes. (1985)
- No. 23 FAO/UNESCO/IOC/WMO/WMO/IAEA/UNEP: Co-ordinated Mediterranean Pollution Monitoring and Research Programme (MED POL) - Phase I: Programme Description. (1983) (anglais seulement)
- No. 24 UNEP: Action Plan for the protection and development of the marine and coastal areas of the East Asian Region. (1983) (anglais seulement)
- No. 25 PNUE: Pollution marine. (1984)
- No. 26 PNUE: Plan d'action pour le programme d'environnement des Caraïbes. (1983)
- No. 27 PNUE: Plan d'action pour la protection et la mise en valeur du milieu marin et des zones côtières de la Région de l'Afrique de l'Ouest et du Centre. (1983)
- No. 28 PNUE: Programme à long terme de surveillance continue et de recherche relatif au Plan d'action pour la Méditerranée (MED POL - Phase II). (1983)
- No. 29 CPS/SPEC/CESAP/PNUE: Plan d'action pour la gestion des ressources naturelles et de l'environnement du Pacifique Sud. (1983)
- No. 30 ONU-DAESI/PNUE: Potentiel énergétique de l'océan dans la région de l'Afrique de l'Ouest et du Centre. (1983)
- No. 31 A. L. Dahl et I. L. Baumgart: L'état de l'environnement dans le Pacifique Sud. (1983)
- No. 32 PNUE/CEE/ONUDI/FAO/UNESCO/OMS/AIEA: Les polluants d'origine tellurique en Méditerranée. (1984)
- No. 33 ONU-DAESI/PNUE: L'impact côtier des opérations d'exploitation du pétrole et du gaz en mer dans la région de l'Afrique de l'Ouest et du Centre. (1984)
- No. 34 PNUE: Plan d'action pour la protection et le développement de la région Méditerranéenne. (1984)
- No. 35 UNEP: Action Plan for the protection of the marine environment and the coastal areas of Bahrain, Iran, Iraq, Kuwait, Oman, Qatar, Saudi Arabia and the United Arab Emirates. (1983) (anglais seulement)
- No. 36 PNUE/CEPAL: L'état de la pollution marine dans la région des Caraïbes. (1984)
- No. 37 ONU-DAESI/PNUE: Problèmes de gestion de l'environnement liés à l'utilisation des ressources et inventaire des ressources de la région de l'Afrique de l'Ouest et du Centre. (1984)
- No. 38 FAO/PNUE: Aspects juridiques de la protection et de la gestion du milieu marin et côtier de la région de l'Afrique de l'Est. (1983)
- No. 39 PNUE: Conservation marine et côtière dans la région de l'Afrique de l'Est. (1984)

- No. 40 CPS/SPEC/CESAP/PNUE: Radioactivité dans le Pacifique du Sud. (1984)
- No. 41 PNUE: L'impact potentiel des activités socio-économiques sur l'environnement marin et côtier de la région de l'Afrique de l'Est. (1984)
- No. 42 GESAMP: Principles for developing coastal water quality criteria. (1984) (anglais seulement)
- No. 43 CPPS/UNEP: Contingency plan to combat oil pollution in the South-East Pacific in cases of emergency. (1984) (anglais et espagnol seulement)
- No. 44 IMO/ROPME/UNEP: Combating oil pollution in the Kuwait Action Plan region. (1984) (anglais seulement)
- No. 45 GESAMP: Thermal discharges in the marine environment. (1984) (anglais seulement)
- No. 46 UNEP: The marine and coastal environment of the West and Central African region and its state of pollution. (1984) (anglais seulement)
- No. 47 UNEP: Prospects for global ocean pollution monitoring. (1984) (anglais seulement)
- No. 48 CPS/SPEC/CESAP/PNUE: Le stockage et l'élimination des déchets dangereux dans le Pacifique Sud. (1984)
- No. 48/ Appendices SPC/SPEC/ESCAP/UNEP: Hazardous waste storage and disposal in the South Pacific. (1984) (anglais seulement)
- No. 49 FAO/PNUE: Aspects juridiques de la protection et de la gestion du milieu marin et côtier de la région de l'Afrique de l'Est : Rapports nationaux. (1984) (en langues originales, anglais et français)
- No. 50 UICN/PNUE: Conservation marine et côtière dans la région de l'Afrique de l'Est : Rapports nationaux. (1984) (en langues originales, anglais et français)
- No. 51 PNUE: L'impact potentiel des activités socio-économiques sur l'environnement marin et côtier de la région de l'Afrique de l'Est : Rapports nationaux. (1984) (en langues originales, anglais et français)
- No. 52 UNEP: Arab co-operation for the protection and development of the marine environment and coastal areas resources of the Mediterranean. (1984) (anglais seulement)
- No. 53 PNUE: Programme pour les mers régionales du PNUE : le cas de l'Afrique Orientale. (1984)
- No. 54 ONUDI/PNUE: Plans d'intervention en cas d'accidents industriels dans la région de l'Afrique de l'Ouest et du Centre. (1985)
- No. 55 FAO/PNUE: Mammifères marins: plan d'action mondial. (1985)
- No. 55/ Annex FAO/IUCN/IWC/UNEP: Marine mammals: global plan of action. (1985) (anglais seulement)
- No. 56 GESAMP: Cadmium, lead and tin in the marine environment. (1985) (anglais seulement)
- No. 57 OMI/PNUE: Pollution par pétrole et nettoyage du littoral des côtes de l'Afrique orientale. (1985)

- No. 58 UNEP: Co-operative programmes sponsored by UNEP for the protection of the marine and coastal environment in the wider Indian Ocean region. (anglais seulement) (1985)
- No. 59 UNEP: Environmental problems of the marine and coastal area of India: National Report. (1985) (anglais seulement)
- No. 60 UICN/PNUE: Gestion et conservation des ressources marines renouvelables dans la région de l'Océan Indien. (1985)
- No. 61 PNUE: Plan d'action pour la protection, la gestion et la mise en valeur du milieu marin et des zones côtières de la région de l'Afrique orientale. (1985)
- No. 62 UICN/PNUE: Management and conservation of renewable marine resources in the South Asian Seas region. (1985) (anglais seulement)
- No. 63 IUCN/UNEP: Management and conservation of renewable marine resources in the Kuwait Action Plan region. (1985) (anglais seulement)
- No. 64 IUCN/UNEP: Management and conservation of renewable marine resources in the Red Sea and Gulf of Aden region. (1985) (anglais seulement)
- No. 65 IUCN/UNEP: Management and conservation of renewable marine resources in the East Asian Seas region. (1985) (anglais seulement)
- No. 66 UICN/PNUE: Gestion et conservation des ressources marines renouvelables dans la région de l'Afrique Orientale. (1985)
- No. 67 ONU/PNUE: Erosion côtière en Afrique de l'Ouest et du Centre. (1985)
- No. 68 GESAMP: Atmospheric transport of contaminants into the Mediterranean region. (1985) (anglais seulement)
- No. 69 UNEP: Environment and resources in the Pacific. (1985) (anglais seulement)
- No. 70 UNESCO/ROPME/UPM/UNEP: Proceedings of the Symposium/Workshop on oceanographic modelling of the Kuwait Action Plan (KAP) region. (1985) (anglais seulement)
- No. 71 IUCN/ROPME/UNEP: An ecological study of the rocky shores on the southern coast of Oman. (1985) (anglais seulement)
- No. 72 IUCN/ROPME/UNEP: An ecological study of sites on the coast of Bahrain. (1985) (anglais seulement)
- No. 73 SPC/SPEC/ESCAP/UNEP: Ecological interactions between tropical coastal ecosystems. (1985) (anglais seulement)
- No. 74 UNEP: Environmental problems of the marine and coastal area of Sri Lanka; National Report. (1986) (anglais seulement)
- No. 75 UNEP: Environmental problems of the marine and coastal area of Bangladesh; National Report. (1986) (anglais seulement)
- No. 76 UNEP: Environmental problems of the marine and coastal area of Maldives; National Report. (1986) (anglais seulement)
- No. 77 UNEP: Environmental problems of the marine and coastal area of Pakistan; National Report. (1986) (anglais seulement)

- No. 78 GESAMP: Organosilicons in the marine environment. (1986) (anglais seulement)
- No. 79 H.I. SHUVAL: Thalassogenic diseases. (1986) (anglais seulement)
- No. 80 GESAMP: Environmental capacity: an approach to marine pollution prevention. (1986) (anglais seulement)
- No. 81 UNEP: Action Plan for the conservation of the marine environment and coastal areas of the Red Sea and Gulf of Aden. (1986) (anglais seulement)
- No. 82 UNEP: Environmental problems of the South Asian Seas region: An overview. (1986) (anglais seulement)
- No. 83 CPS/SPEC/CESAP/PNUE: B. Wauthy: L'environnement océanique physique dans la zone de la CPS. (1986)

Publié et imprimé par:



Centre d'activité du programme pour les océans
et les zones côtières
Programme des Nations Unies pour l'environnement

Des exemplaires de ce document ainsi que d'autres
publications du Centre d'activité du programme pour les
océans et les zones côtières du PNUÉ peuvent être obtenus du:

Centre d'activité du programme pour les océans
et les zones côtières
Programme des Nations Unies pour l'environnement
B.P. 30552
NAIROBI
Kenya

