

# L'environnement océanique de l'archipel des Tuamotu (Polynésie Française)

Atoll  
Gyre  
Hydroclimat  
Oligotrophie  
Nutrients

Atoll  
Gyre  
Hydroclimate  
Oligotrophy  
Nutrients

Jacques RANCHER<sup>a</sup> et Francis ROUGERIE<sup>b</sup>

<sup>a</sup> SMSRB (CEA/DIRCEN), B.P. 208, 91311 Montlhéry Cedex, France.

<sup>b</sup> ORSTOM, B.P. 529, Papeete, Tahiti, Polynésie Française.

Reçu le 6/09/94, révisé le 8/12/94, accepté le 13/12/94.

## RÉSUMÉ

Les atolls de l'archipel des Tuamotu (Pacifique tropical central sud) sont situés dans la partie centrale du grand tourbillon (gyre) anticyclonique du Pacifique sud où la subsidence de l'air entretient un climat aride et une évaporation prépondérante. Le régime bi-modal d'alizés créé par le double système de hautes pressions subtropicales (Iles de Pâques-Iles Kermadec) entraîne en zone tropicale une dérive générale des eaux vers l'ouest, le Courant Equatorial Sud (CES), dont la vitesse ne dépasse pas  $10 \text{ cm.s}^{-1}$ . La Zone de Convergence des alizés du Pacifique Sud (ZCPS) à forte variabilité saisonnière en position et intensité, favorise une contre-circulation vers l'est, le Contre-Courant Equatorial Sud (CCES). En période d'anomalie ENSO, la contre-circulation est dominante entre l'équateur et  $15^\circ \text{ S}$  et le contenu thermique excédentaire favorise une cyclogenèse active sur la Polynésie. Le champ thermo-halin moyen est caractéristique d'un système à deux couches : une couche superficielle de mélange (0-150 m) chaude et salée (Eau Tropicale Sud) au-dessus de l'Eau Antarctique Intermédiaire (EAI) à salinité minimale, dont elle est séparée par une pycnocline permanente. Dans la partie centrale convergente du gyre ( $12^\circ \text{ S}$ - $30^\circ \text{ S}$ ) la couche de mélange est quasiment dépourvue de nutriments : ceux-ci apparaissent à partir de 200 mètres de profondeur avec de forts gradients verticaux jusqu'au riche réservoir constitué par l'EAI. La forte oligotrophie de la couche euphotique se maintient à proximité immédiate des atolls, du fait de la profondeur et de l'épaisseur des barrières pycnocline-nutricline qui s'opposent de façon permanente à tout échange diapycnal vers la couche de surface à partir de l'EAI. Les eaux baignant les Tuamotu constituent ainsi un système tamponné à très faible variabilité interannuelle, et aux propriétés extrêmes en termes d'oligotrophie et de limpidité.

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° :

42 813

Cpte :

B

Ex 1

p 10

M

## ABSTRACT

The oceanic environment of the Tuamotu archipelago (French Polynesia).

The atolls of the Tuamotu archipelago (South Tropical Central Pacific) are located in the central part of the great anticyclonic gyre where air subsidence leads to an arid climate with high evaporation. The bi-modal system of trade winds created by the existence of dual subtropical high pressure centres (Easter Island and Kermadec Island) drives a global westward drift, the South Equatorial Current,

ORSTOM Documentation



010000764

13 NOV. 1995

with a speed of  $10 \text{ cm.s}^{-1}$ . The zone where the two south trade winds converge (SPCZ) has a strong seasonal variability in position and intensity and controls the eastward counter circulation. During abnormal ENSO events, the counter-circulation is dominant between the equator and  $15^\circ \text{ S}$ , and the elevated heat content favours active cyclogenesis in French Polynesia. The average thermal field is characteristic of a two-layered system : (i) a warm surface mixing layer (0-150 m), with a high salinity core, ( $> 36.3$ ), South Tropical Water (STW); and (ii) Antarctic Intermediate Water (AIW) with a salinity minimum (34.5). They are separated by a permanent pycnocline. In the central convergent part of the gyre ( $12^\circ \text{ S}$ - $30^\circ \text{ S}$ ), the surface mixing layer is depleted in nutrients; they occur below 200 m with strong vertical gradients in the vicinity of the nutrient-rich AIW. The strong oligotrophy of the euphotic layer is preserved even close to atolls, due to the great depth of the pycnocline-nutricline barriers, which impedes any diapycnal exchange from AIW toward surface layers. Oceanic waters surrounding the Tuamotu atolls constitute a buffered system with very low interannual variability and extreme oligotrophy and clarity.

*Oceanologica Acta*, 1995, 18, 1, 43-60.

Dans l'immense bassin océanique de l'océan Pacifique sud où la Polynésie occupe une place centrale, la Zone Economique Exclusive des 200 milles centrée autour de cinq archipels atteint une superficie de l'ordre de  $5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  (fig. 1). Dans cet ensemble, l'archipel des Tuamotu s'étire sur 1600 km, depuis l'atoll de Mataïva à l'extrémité nord-ouest ( $15^\circ \text{ S}$ - $148^\circ \text{ W}$ ) jusqu'aux îles Gambier-atoll de Temoe, à l'extrémité sud-est ( $23^\circ 30' \text{ S}$ - $134^\circ 3' \text{ W}$ ). Cet archipel se trouve ainsi dans la partie centrale du grand tourbillon (ou gyre) tropical du Pacifique Sud (cf. fig. 4), selon la définition classique (Wauthy, 1986 ; Tomczak et Godfrey, 1994).

#### LE GRAND GYRE ANTICYCLONIQUE SUD

Situé à plus de 5000 km des façades continentales sud-américaines, australiennes et antarctiques, le Pacifique central sud constitue une province essentiellement maritime dont l'hydroclimat est étroitement lié aux interactions atmosphère-océan.

#### a) Hydroclimat du Pacifique central sud

Le trait de structure prépondérant du Pacifique tropical sud est constitué à l'est par une ceinture de hautes pressions, centrée sur la zone de l'île de Pâques ( $27^\circ \text{ S}$ - $109^\circ \text{ W}$ ) où les pressions d'hiver austral atteignent 1030 hPa. Cette ceinture s'étire vers l'ouest jusqu'à RAPA ( $27^\circ 6' \text{ S}$ - $144^\circ 3' \text{ W}$ ) puis aux latitudes subtropicales ( $25^\circ$ - $35^\circ \text{ S}$ ) jusqu'aux îles Kermadec ( $30^\circ \text{ S}$ - $173^\circ \text{ W}$ ) (Trenberth, 1976). A l'inverse, la zone équatoriale centrale et occidentale est caractérisée par un système dépressionnaire quasi-permanent, qui atteint ses plus basses valeurs dans la zone australo-indonésienne pendant l'été austral (1000 hPa en moyenne à Darwin,  $12^\circ 30' \text{ S}$ ,  $131^\circ \text{ E}$ , Australie). Cette différence de pression qui existe entre le sud-est du Pacifique et l'équateur

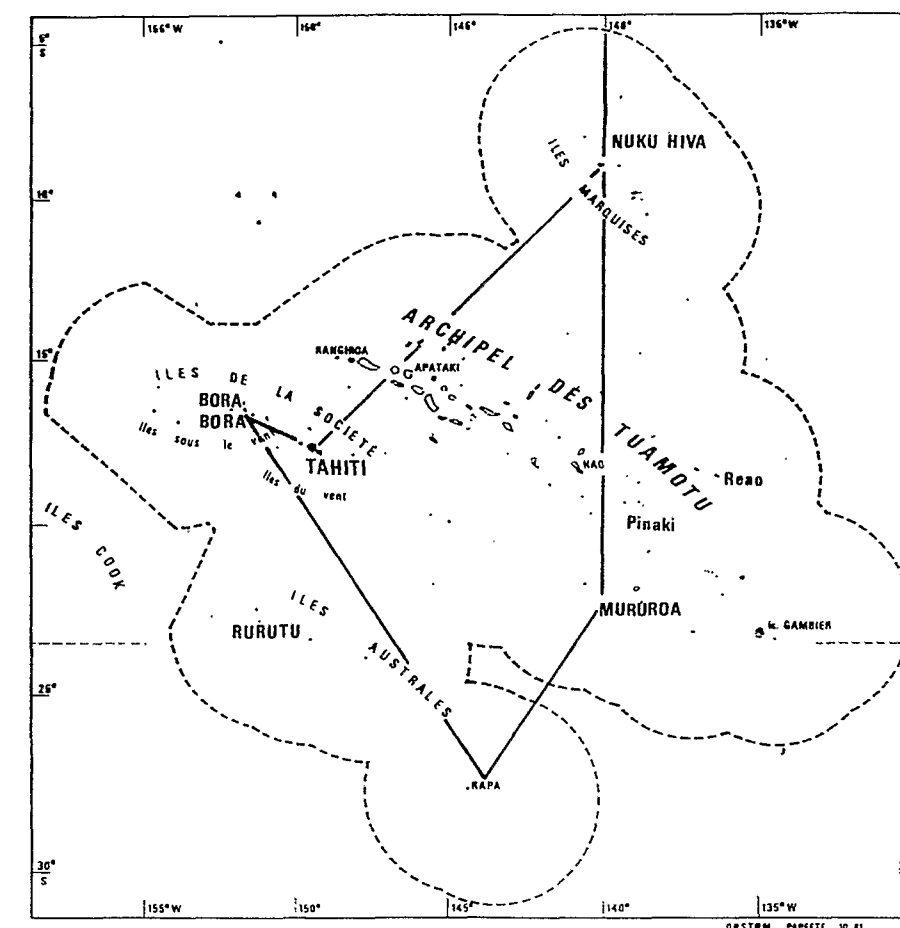
occidental tend à être comblée par un transport advectif matérialisé par le champ d'alizés, conformément au modèle de circulation global de Walker (Walker et Bliss, 1932).

L'hydroclimat du Pacifique tropical est marqué par l'affrontement de deux systèmes principaux : la mousson d'été australe et les vents alizés. La mousson affecte essentiellement l'ouest du bassin pendant l'été austral, en réaction au système de basse pression centré sur l'Australie. Cette mousson est en opposition de phase avec la mousson asiatique d'été boréal et se traduit, dans le Pacifique sud-ouest, par un régime perturbé de vents d'ouest (Ramage, 1975 ; Rasmusson et Carpenter, 1982). Du fait de la prédominance du champ de pression austral par rapport au champ de pression boréal, les alizés qui soufflent en zone tropicale sud atteignent le nord de la zone équatoriale (jusqu'à  $4^\circ \text{ N}$ ) alors que les alizés du Pacifique nord s'estompent au sud de  $8^\circ \text{ N}$ . Cette zone  $4$ - $8^\circ \text{ N}$  où convergent les alizés des deux hémisphères est donc une zone de vent faible à nul appelée Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) (fig. 2a). De fortes condensations y ont lieu, ce qui déclenche des précipitations qui peuvent dépasser 4 m/an : c'est le fameux « pot au noir » des navigateurs. Dans l'hémisphère sud, il existe une deuxième ligne de convergence appelée Zone de Convergence des alizés du Pacifique Sud (ZCPS) qui s'étire en diagonale depuis les îles Salomon jusqu'au sud-est de la Polynésie. Cette ZCPS visualise le front de convergence entre les deux types d'alizés engendrés par les deux cellules de hautes pressions du Pacifique sud : alizés d'est/nord-est dépendant de l'anticyclone de l'île de Pâques, et alizés de sud-est prépondérant en hiver austral. Au nord de la ZCPS règne, tant dans l'air que dans l'eau, une circulation dominante d'est en ouest. Au sud du tropique sud, on pénètre progressivement dans la grande circulation subtropicale et polaire, caractérisée par un puissant régime de vent d'ouest et une advection océanique vers l'est (Sadler, 1969 ; Cauchard, 1985). Les deux zones de convergence, ZCPS et ZCIT migrent avec la saison (Rasmusson et Carpenter, 1982 ; Horel, 1982) :

Figure 1

Position de l'archipel des Tuamotu-Gambier au sein de la zone économique exclusive de Polynésie française ( $5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ ). Trajet type des missions HYDROPOL du N.O. Marara (8 missions en 1985-1989).

Situation of the Tuamotu-Gambier Archipelago inside the French Polynesian Exclusive Zone ( $5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ ). Track of the HYDROPOL cruises made by R.V. Marara (8 cruises in 1985-1989).



– En été austral, les alizés sont faibles dans le Pacifique central et ouest : la ZCPS est caractérisée par une circulation cyclonique convergente, associée à un système dépressionnaire de coups de vent d'ouest et de fortes précipitations.

– En hiver austral, le fait marquant est l'affaiblissement de l'anticyclone du Pacifique nord associé à un renforcement concomitant des hautes pressions de l'hémisphère sud. La ZCIT est repoussée de plusieurs degrés de latitude et se stabilise vers  $10^\circ \text{ N}$ . La ZCPS est peu marquée et sa partie ouest proche de l'équateur.

Les précipitations sont généralement inversement corrélées au champ de pression et donc renforcées par la mousson d'été austral (Oberhuber, 1988). La présence de la ZCPS au-dessus des archipels polynésiens conditionne la vigueur de la saison des pluies, entre novembre et avril, en particulier en bordure ouest de l'archipel des Tuamotu. Plus à l'est, dans la zone de hautes pressions de l'île de Pâques, l'air subsident très sec entretient une aridité permanente et une faible nébulosité. Les pluies sont faibles, de l'ordre de 1 m/an et l'évaporation importante peut dépasser 2 m/an. L'archipel des Tuamotu est, surtout dans sa partie sud-est, strictement soumis à ce régime d'aridité. La différence Evaporation-Précipitation (E-P) est toujours fortement positive : E-P est de l'ordre de + 80 cm/an autour de l'atoll de Mururoa ( $21^\circ 50' \text{ S}$ - $139^\circ \text{ W}$ ) et de + 40 cm/an autour de l'atoll de Rangiroa ( $15^\circ \text{ S}$ - $148^\circ \text{ W}$ ) (Cauchard, 1993). Ce régime hydroclimatique qui reflète l'état d'équilibre moyen atmosphère-océan peut cependant subir des variations interannuelles à la fois profondes et

apériodiques (Philander, 1990). La plus notable est constituée par l'oscillation de pression entre l'anticyclone de l'île de Pâques et la ceinture de basse pression australo-indonésienne et baptisée Oscillation Australe (Southern Oscillation) (Walker et Bliss, 1932). Une baisse de pression de l'anticyclone, accompagnée d'une hausse concomitante des pressions équatoriales, révèle l'installation d'une anomalie hydroclimatique majeure dans le Pacifique sud (fig. 3) : le champ d'alizés faiblit ou disparaît, la circulation océanique vers l'est (contre-courants) se renforce et un courant chaud (El Niño) atteint les côtes du Pérou-Chili, d'où le sigle ENSO (El Niño - Southern Oscillation) donné à cette anomalie. Des épisodes ENSO ont été observés en 1982-1983 (très fort), 1987 (moyen), 1991-1993 (fort). Un épisode ENSO peut durer de 8 à plus de 36 mois et s'accompagne d'une migration de la ZCIT vers le sud : la bande équateur- $10^\circ \text{ S}$  est alors touchée par de très fortes pluies (fig. 2b). Un épisode ENSO correspond à un décalage et à une tendance à l'inversion de la cellule de Walker : une subsidence d'air s'installe en zone équatoriale ouest alors qu'une forte convection affecte le Pacifique central où les deux zones de convergence du Pacifique se fondent en une seule. En situation ENSO, la zone polynésienne peut être touchée, et ce jusqu'au Tuamotu du centre et de l'est, par des cyclones favorisés par les eaux chaudes ( $T > 30^\circ \text{ C}$ ) d'origine équatoriale ouest, et par le renforcement des vents d'ouest. La sécheresse sévit dans le sud Polynésien (Iles Australes) alors que l'archipel des Marquises enregistre d'énormes excédents pluviométriques (6 m en 1992 pour une moyenne annuelle de 1,2 m). (Rougerie et Wauthy, 1983).

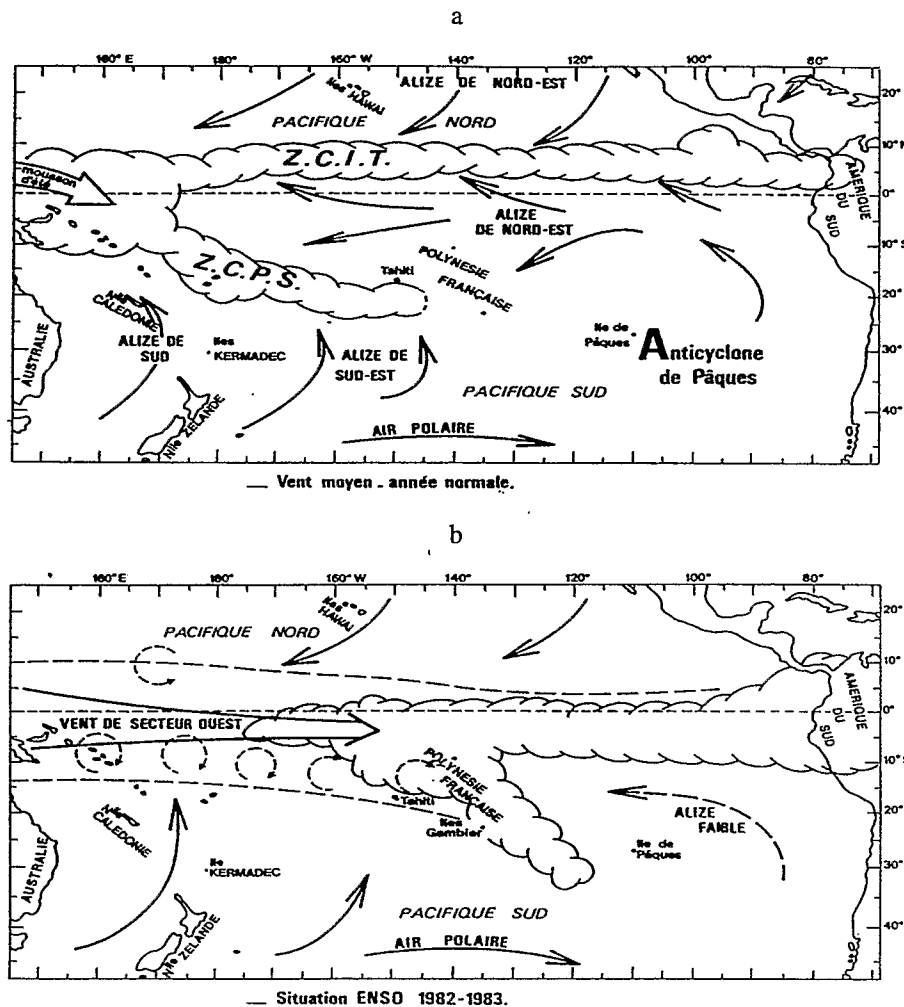


Figure 2  
Carte générale de la circulation en basse troposphère dans l'océan Pacifique.  
a) en situation normale avec un régime bi-modal d'alizés dominants ;  
b) en situation d'anomalie ENSO où un régime d'ouest peut déclencher une cyclogenèse en Polynésie.  
Global scheme of the tropospheric circulation in the Pacific Ocean.  
a) normal period with bi-modal trade winds;  
b) abnormal ENSO period when westerly winds can trigger cyclones in Polynesia.

b) Circulation océanique du Pacifique central sud

Aux vents alizés des deux hémisphères correspondent des circulations océaniques anticycloniques à grande échelle (gyre) qui se manifestent par deux grands courants portant à l'ouest : le Courant Equatorial Nord (CEN) entre 20 et 10° N, et le Courant Equatorial Sud (CES), entre 4° N et 20° S (fig. 4). Entre ces deux courants, coule vers l'est le Contre-Courant Equatorial Nord (CCEN), centré vers 5°-8° N, (Tabata, 1975 ; Philander, 1990). Dans la zone tropicale occidentale, le Contre-Courant Equatorial Sud (CCES), plus faible et moins constant, s'écoule de la mer des Salomon jusqu'en zone polynésienne, et serait centré en hiver austral, à la latitude des Îles Marquises. La force de Coriolis se traduit, dans l'hémisphère sud, par une déviation vers la gauche des courants et l'existence d'un grand gyre anticyclonique, dont la partie centrale se situe dans le secteur Polynésie-île de Pâques (dôme de haute pression) et la limite occidentale en bordure ouest du bassin (fig. 4). La branche nord du gyre est constitué par le CES dont le flux est soumis à l'équateur aux deux composantes de Coriolis : déviation vers la gauche au sud, vers la droite au nord. Il en résulte une divergence des eaux de surface et une compensation dans le plan vertical ou pompage d'Ekman, ce qui se traduit par une montée vers la surface d'eaux subsuperficielles plus froides (upwelling). La zone directement sous l'influence de l'upwelling s'étend en moyenne sur 200 à 300 km de part et d'autre de

l'équateur (Poulain, 1993), et s'identifie facilement par une anomalie négative de température, de l'ordre de 2 à 5°C par rapport aux eaux tropicales limitrophes (fig. 5). La vigueur de l'upwelling et du refroidissement associé sont directement tributaires de l'intensité du couple d'entraînement alizés-CES, et donc étroitement dépendant de la valeur du champ de pression austral. Lors d'anomalies ENSO, on note un remaniement important de la circulation et de la dynamique océanique, et en particulier une disparition complète ou partielle de la divergence équatoriale. Ainsi à 140° W, l'upwelling a disparu de juillet 1982 à mai 1983, l'anomalie de vent d'ouest ayant conduit à une inversion vers l'est de la dérive de surface, puis à une convergence d'eaux chaudes sur l'axe équatorial (Donguy et al., 1989).

Les données recueillies pendant les missions du N.O. Marara entre 1985 et 1989 (Rancher et Rougerie, 1992) montrent que les veines de flux vers l'ouest qui représentent le CES ont une variabilité importante. En mars 1987 (fig. 6a), la zone tropicale centrale sud est caractérisée par une alternance de flux vers l'ouest (CES) et vers l'est (contre-courant) où les vitesses ne dépassent pas 10 cm.s<sup>-1</sup> ; en octobre 1987 (fig. 6b) en fin d'une période ENSO d'intensité moyenne, la contre-circulation (vers l'est) est dominante de la latitude des Marquises au sud des Tuamotu : c'est donc dans une situation de ce type que le contre-courant des Marquises (Donguy et al., 1974) mérite réellement son nom. Dans la partie ouest des Tuamotu et aux

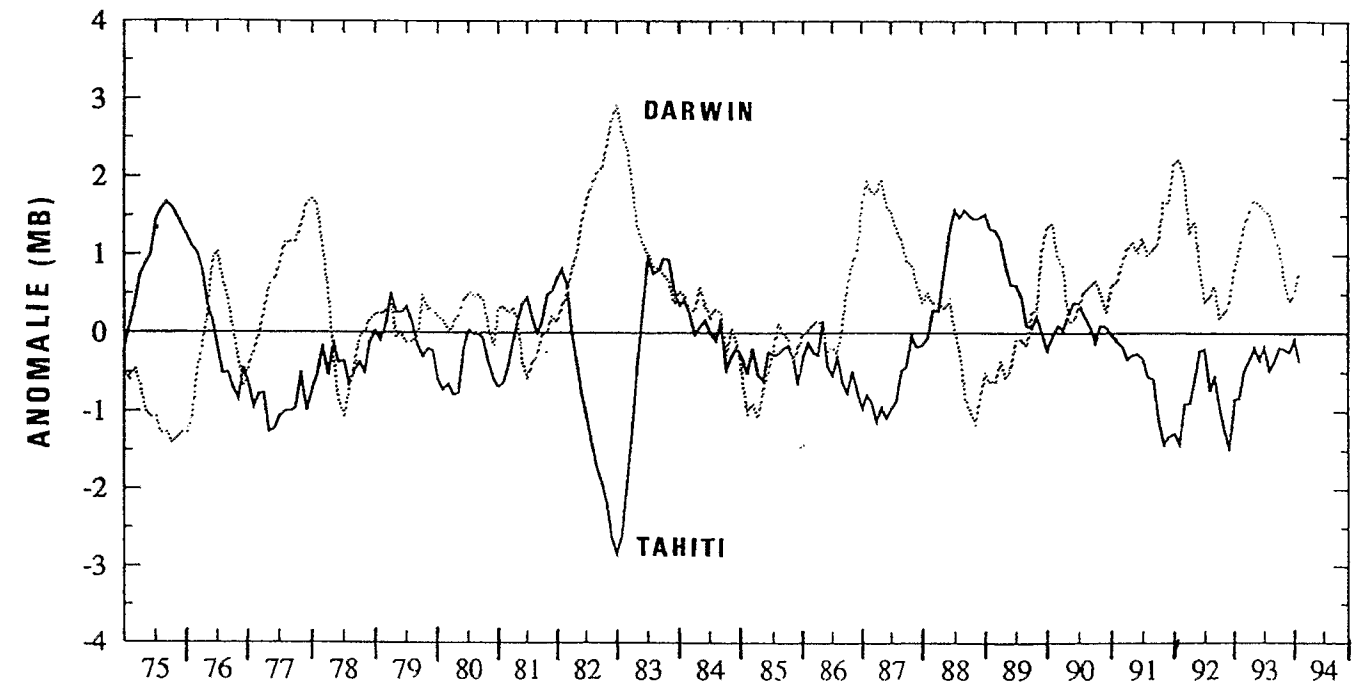


Figure 3  
Anomalies de pression (au niveau de l'océan) à Tahiti (17°30 S-150° W) et Darwin (12°30 S-131° E) (en mbar ou hPa). Les valeurs négatives (à Tahiti), positives à Darwin correspondent à une anomalie ENSO, très forte (1982-83), moyenne (1987) ou forte (1991-1992). (Origine : Climate Diagnostic Bulletin, NOAA/NWS/NMC, Washington).  
Sea level pressure anomalies (mbar or hPa) at Tahiti and Darwin (Australia). Negative values in Tahiti, positive in Darwin are for ENSO period : 1982-83 (very strong), 1987 (mean), 1991-92 (strong) (from Climate Diagnostic Bulletin, NOAA/NWS/NMC, Washington).

îles de la Société, le CES a une forte composante sud à sud-est (composantes méridiennes, non publiées) qui illustre la déviation de Coriolis. Cette rotation du CES tend ainsi à alimenter la branche sud du gyre au sud du tropique (courant du Pacifique sud). La zone subtropicale située

au sud de l'archipel des Australes est peu connue mais a fait l'objet de campagnes du Marara et du Coriolis entre 1979 et 1982 (Rougerie et al., 1982a). Les données montrent entre 38° et 41° S une succession de fronts thermiques actifs marquant la présence de la convergence subtropi-

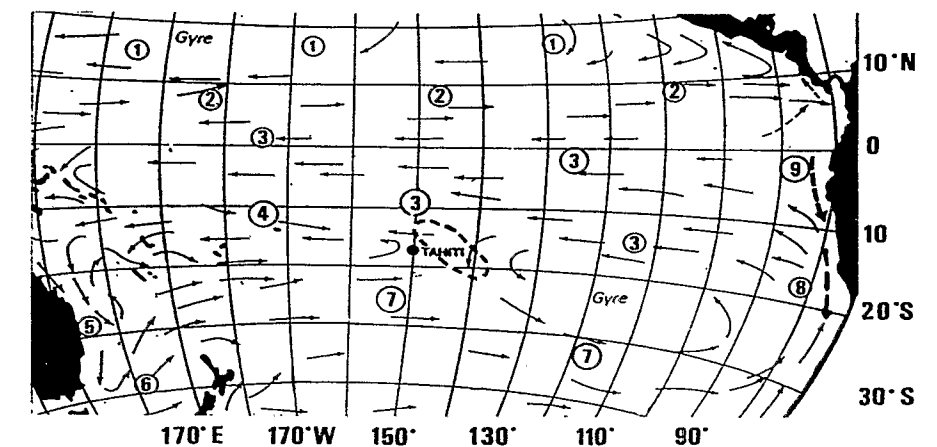


Figure 4  
Circulation océanique moyenne en surface et nomenclature des courants et contre-courants du Pacifique intertropical (d'après Wauthy, 1986). Seule la partie centrale du gyre est représentée.  
1. Courant Equatorial Nord (C.E.N.) ; 2. Contre-Courant Equatorial Nord (C.C.E.N.) ; 3. Courant Equatorial Sud (C.E.S.) ; 4. Contre-Courant Equatorial Sud (C.C.E.S.) ; 5. Courant Est-Australien ; 6. Courant Tasmanien ; 7. Courant du Pacifique Sud ; 8. Courant du Pérou ; 9. El Niño (non permanent).  
Mean surface oceanic circulation and nomenclature of currents and counter-currents in the intertropical South Pacific (from Wauthy, 1986).  
1. North Equatorial Current ; 2. North Equatorial Counter-Current ; 3. South Equatorial Current ; 4. South Equatorial Counter-Current ; 5. East-Australian Current ; 6. Tasmanian Current ; 7. South Pacific Current ; 8. Peru Current ; 9. El Niño (non-permanent).

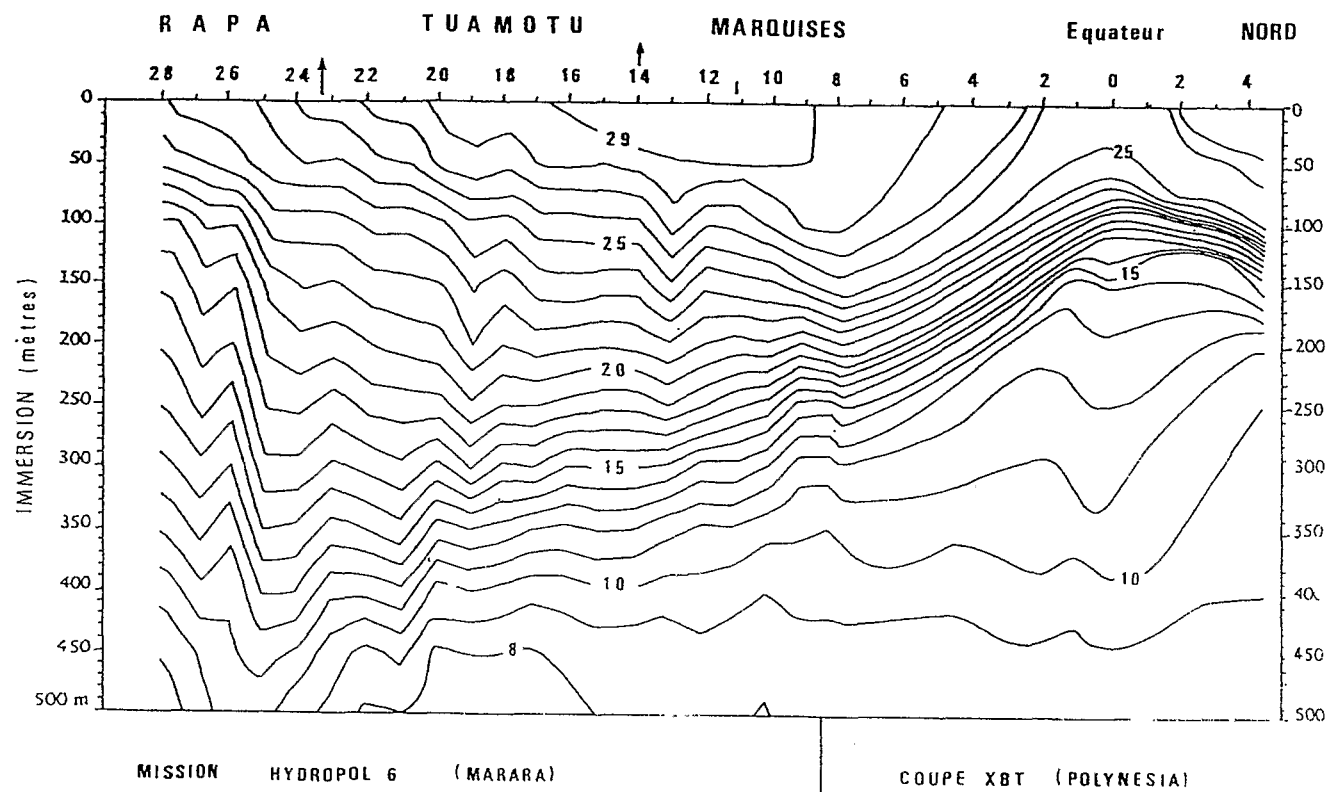


Figure 5

Coupe verticale de la température océanique (°C) en mars 1988 dans la bande méridienne 140-145° W. (Mission Hydropol 6 et Coupe XBT du navire marchand Polynesia.) La zone équatoriale se trouve en situation de divergence/pompage d'Ekman (upwelling) avec une thermocline serrée et peu profonde (entre 50 et 150 m). En zone tropicale, la thermocline est à l'inverse étalée et profonde (convergence et downwelling). La variabilité interannuelle est forte en zone équatoriale, très faible dans la zone 13-28° S.

Vertical cross-section of oceanic temperature (°C) in March 1988 in the longitudinal band 140-145° W. (Hydropol 6 cruise and XBT recording by the merchant ship Polynesia.) The equatorial zone has, between 50 and 150 m, a shallow and tightened thermocline due to surface divergence and Ekman pumping (upwelling). In the tropical zone the thermocline is deep and extensive, as a consequence of surface water convergence and downwelling. The interannual variability is important in the equatorial zone, very weak between 13-28° S.

cale, frontière entre l'extension la plus sud des eaux tropicales ( $T > 20^\circ\text{C}$ ) et les eaux tempérées ( $T < 18^\circ\text{C}$ ). Dans le cadre des campagnes HYDROPOL, des bouées dérivantes simples ou instrumentées ont été lancées à partir de l'atoll de Mururoa, de 1986 à 1993 (opérations menées par le Service Mixte de Surveillance Radiologique et Biologique de l'homme et de l'environnement). Bien que le nombre de bouées lancées (12) soit insuffisant pour une approche statistique (Le Traon, 1990), les trajectoires observées, qui dessinent des enroulements complexes, permettent de visualiser les grands traits de la circulation dans la zone centrale sud (Boullanger *et al.*, 1993). Les vitesses de déplacement sont assez faibles (de 5 à 10  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ) et les dérives zonales, alternativement vers l'est ou vers l'ouest, tendent à masquer toute résultante significative. Ce « confinement » statistique des bouées autour de la zone de lâcher est cependant rompu par une accélération de la dérive vers l'ouest/nord-ouest lorsque les alizés d'hiver sont bien établis, et à l'inverse vers le sud/sud-est en système dépressionnaire d'été. Les trajectoires de ces bouées matérialisent ainsi l'existence de tourbillons secondaires couplés à la circulation d'ensemble du gyre, en réponse à des forçages locaux ou régionaux des paramètres de contrôle du champ hydroclimatique moyen.

### c) Masses d'eau et propriétés physico-chimiques

#### - Champ thermo-halin moyen

La figure 7 présente la distribution moyenne en surface pour l'année 1981 (année normale), de la température, de la différence Evaporation-Précipitation (E-P) et de la salinité (Rougerie *et al.*, 1982b). Le champ thermique est caractérisé par des températures inférieures à 24 °C dans le secteur sud-est, et par des températures supérieures à 28 °C dans le secteur nord-ouest. L'évaporation est prépondérante partout ( $E-P > 0$ ) mais plus forte sur la bande de latitude 15-20° S. La salinité est directement corrélée à la valeur régionale de l'évaporation : les salinités supérieures à 36 (unité pratique de salinité, ups) sont localisées à l'est de Tahiti et sur les Tuamotu, celles inférieures à 35,7 à l'ouest du méridien 150° W et en zone équatoriale (Wyrski et Kilonski, 1984). Ces caractéristiques moyennes (Levitus, 1982) sont perturbées lors des anomalies aperiodiques ENSO. Le secteur nord-ouest polynésien est alors envahi par des eaux à fort contenu thermique ( $T > 29^\circ\text{C}$ ) originaire de la « poche chaude » du Pacifique occidental équatorial (Donguy *et al.*, 1989) ; les salinités faiblissent du fait de ce transport advectif et à cause des précipitations exceptionnelles liées à la migration vers le sud (0-10° S) de la ZCIT (Rougerie *et al.*, 1982b, 1985). En revanche, la

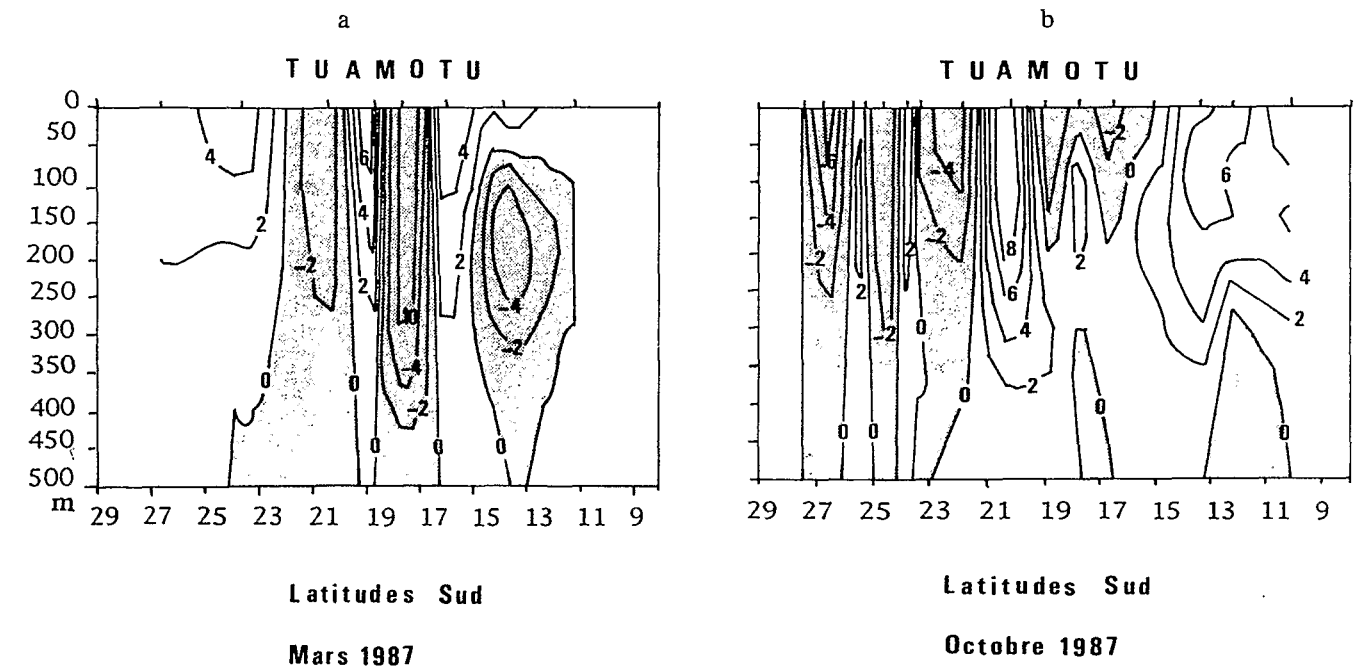


Figure 6

Coupe des courants zonaux (en  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ) dans le plan vertical 0-500 m dans la bande méridienne 140°-145° W. - Courant vers l'ouest : signe négatif (grisé) - Contre-courant vers l'est : signe positif. Mesures avec profileur de courant.

a) Hydropol 4 - mars 1987 ; b) Hydropol 5 - octobre 1987.

En mars, le Courant Equatorial Sud (composante-) possède trois veines principales dont la plus rapide ne dépasse pas 10  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ . En octobre, en fin d'anomalie ENSO (moyenne), la contre circulation (composante +) est dominante des Marquises au sud des Tuamotu.

Cross-section of zonal currents (in  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ) through 0-500 m in the longitudinal zone 140-145° W.

- Westward flow : negative sign (shadow) - Eastward flow : positive sign. Measurements with current profiler.

a) Hydropol 4 cruise (March 1987) ; b) Hydropol 5 cruise (October 1987).

In March, the South Equatorial Current (negative sign) has three main streams, the most rapid not exceeding 10  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ . In October, with an ENSO anomaly waning, the counter-circulation (positive sign) is dominant from Marquesas to the south of Tuamotu archipelago.

salinité de la zone 20-30° S conserve ou renforce ses valeurs élevées (Delcroix et Henin, 1991).

### d) Campagnes HYDROPOL : Méthodes et données

Huit campagnes océanographiques HYDROPOL ont été effectuées à bord du N.O. Marara de 1985 à 1989 pour étudier la dynamique et les propriétés physico-chimiques de l'océan Polynésien (Rancher et Rougerie, 1992). Les techniques suivantes ont été utilisées : - bathysonde CTD MORS SLS57 calibrée et contrôlée pendant les campagnes pour la mesure de la conductivité, de la température et de la pression (la précision des mesures étant respectivement : 0,15 mmho, 0,02 °C et 0,1 bar) - Photo-colorimètre Technicon II pour la mesure à bord des sels nutritifs dissous, nitrites, nitrates, silicates et phosphates ; (limite de détection analytique de 0,02 ; 0,1 ; 0,1 et 0,05  $\mu\text{M}$ ) - Titroprocesseur METROHM 672, pour doser l'oxygène dissous (précision analytique de la méthode de Winkler  $\pm 0,03 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$ ) - Fluorimètre TURNER 111 pour mesurer la chlorophylle-a ( $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) - pH mètre ORION couplé à une électrode combinée de type ROSS (précision de  $\pm 0,01$ ) - Courantographe AANDERAA RCM4 utilisé en profileur de courant sur bouée autonome (précision 1  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  en relatif) - Transmissomètre Zaneveld, couplé à une bathysonde 2040 Bisset-Berman, mesurant l'atténuation lumineuse à 660 nm pour

l'évaluation de la charge particulaire totale en  $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ . Des équipements et techniques similaires avaient été utilisés à bord des N.O. Tainui (1980-1983) et Coriolis (1982 et 1985).

La figure 8 donne la distribution de certains paramètres (T, S,  $\sigma_t$ , V) mesurés pendant la mission HYDROPOL 3 (octobre 1986) dans la bande méridienne 140-145° W qui traverse la partie centrale des Tuamotu. Le champ thermique vertical est caractérisé par les fortes valeurs de la température de la couche superficielle de mélange (0-150 m), et ce jusqu'au tropique sud. La thermocline est profonde (200-450 m) avec un gradient peu marqué. La salinité est supérieure à 36 dans la zone 21°-12° S, inférieure à 36 au nord des Marquises et au sud du tropique. La distribution des densités indique une forte stratification verticale due à la présence d'une pycnocline étalée entre 200 et 500 mètres de profondeur où  $\sigma_t$  passe de 25 à 28. En zone centrale (22°-15° S), la couche 0-150 mètres est isohaline autour de 36,3 + 0,2, ce qui illustre la formation en surface de cette eau salée et sa plongée jusqu'à l'équilibre hydrostatique ( $\sigma_t = 25 \pm 0,5$ ) atteint vers 150-200 mètres. Cette eau type qui se forme dans la zone d'aridité des Tuamotu de l'est (entre 140° et 125° W) est appelée Eau Tropicale Sud (ETS) : c'est la plus salée du Pacifique et sa circulation en subsurface vers l'ouest/nord-ouest (fig. 8d) l'amène jusqu'en zone équatoriale occidentale, où elle est partiellement incluse dans le flux de retour du sous-courant équatorial

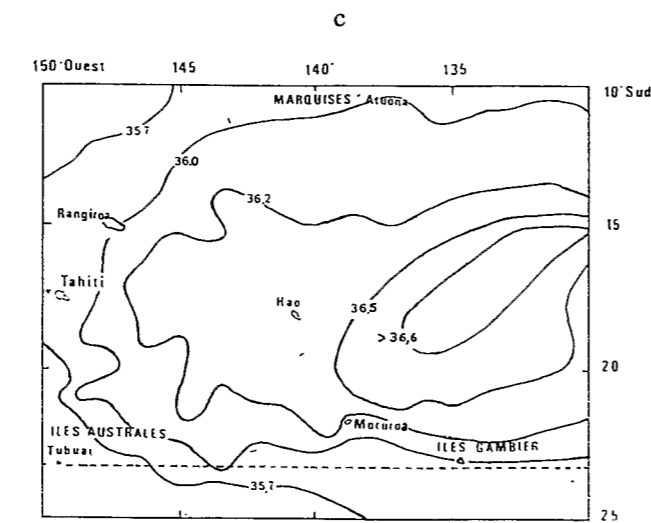
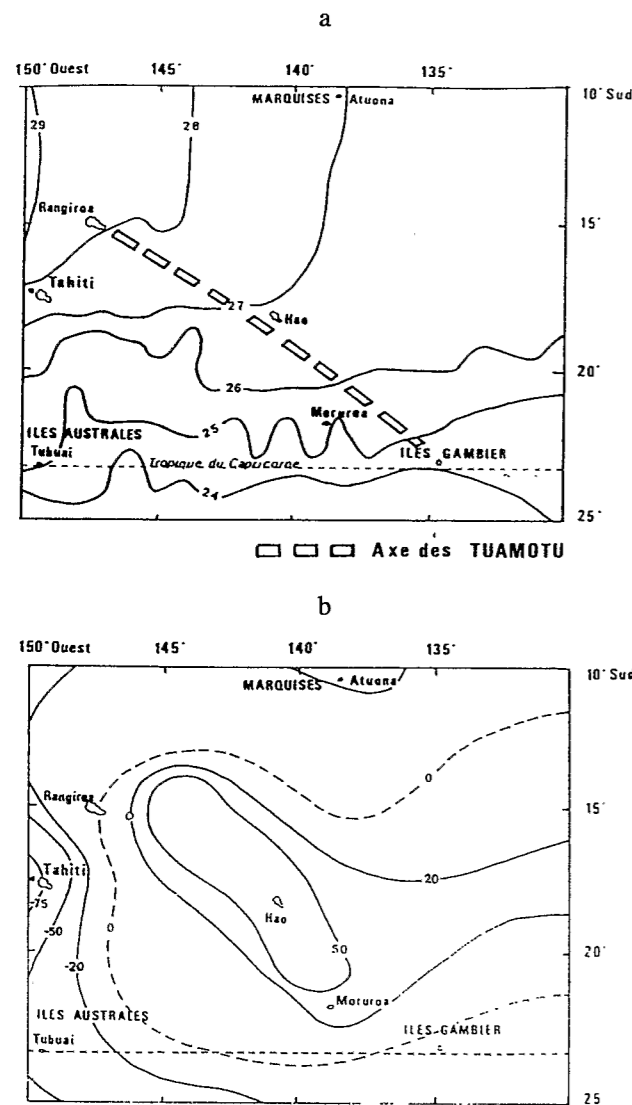


Figure 7  
Distribution en surface pour l'année 1981 (Moyenne des situations mensuelles) (Rougerie *et al.*, 1982b).  
a) Température (°C) ; b) Evaporation - Précipitation (E-P en cm/an) ; c) Salinité (unité pratique de salinité, ups.)  
Balayé par les vents alizés d'Est, l'archipel des Tuamotu (des atolls de Rangiroa, Hao, Mururoa au presqu'atoll des Gambier) est une zone chaude et aride où l'évaporation est prépondérante (E-P = 20 à 80 cm en moyenne annuelle). C'est dans cette zone que se forme en surface l'eau la plus salée du Pacifique (Eau Tropicale Sud, S > 36,4) qui tend à s'enfoncer jusqu'à 150-200 m.

Mean annual surface distribution, drawn from monthly mean (year 1981).  
a) Temperature (°C) ; b) Evaporation-Precipitation (E-P in cm/year) ; c) Salinity (practical salinity unit, psu).  
The Tuamotu archipelago (from the atolls of Rangiroa, Hao, Mururoa towards the Gambier semi-atoll) is swept by warm trade winds and has positive E-P values (20 to 80 cm in yearly mean). Dominant evaporation drives the formation of the South Tropical water (> 36.4) which downwells to 150-200 m.

(Wauthy, 1986 ; Tsuchiya *et al.*, 1989 ; Delcroix et Henin, 1991). A partir de 500 mètres de profondeur, un minimum de salinité à 34,5 caractérise l'Eau Antarctique Intermédiaire (EAI). L'EAI (température < 6°C et épaisseur de 1 à 1,5 km) est originaire du grand sud où elle plonge au niveau des convergences sub-antarctiques localisées entre 50° et 60° S. Sa progression se fait vers le nord (branche directe) et vers l'ouest (Levitus, 1982 ; Tomczak et Godfrey, 1994).

- Sels nutritifs, gaz dissous et charge particulaire

La figure 9 présente la distribution verticale des paramètres de contrôle de la productivité primaire (sels nutritifs, O<sub>2</sub>, pH) de la même mission HYDROPOL 3 (octobre 1986). On constate qu'au sud du parallèle 12° S, les isoplèthes de phosphate, nitrate et silicate s'enfoncent profondément, révélant la présence d'une couche océanique 0-250 mètres très pauvre en sels nutritifs (PO<sub>4</sub> < 0,1, NO<sub>3</sub> < 0,1 et SiO<sub>4</sub> < 0,4 en μM). Les autres paramètres hydrologiques, oxygène dissous et pH ont en revanche des valeurs très élevées : teneur entre 4,5 et 5,5 ml.l<sup>-1</sup> en oxygène dissous (> 100 % de saturation) et pH = 8,3. Ces valeurs ne fléchissent qu'à partir de 250 mètres de profondeur lorsque de forts gradients verticaux en sels nutritifs témoignent de l'apparition d'une nutricline qui se dévelop-

pe au contact des niveaux supérieurs de l'EAI riche en nutriments (PO<sub>4</sub> > 1,5, NO<sub>3</sub> > 12, SiO<sub>4</sub> > 10). La couche superficielle de mélange, relativement isotherme et isohaline, atteint dans la zone des Tuamotu une épaisseur de 150 à 200 mètres, ce qui englobe donc la totalité de la couche euphotique. L'oligotrophie de cette couche est une conséquence directe de la stratification thermique permanente et de la pycnocline profonde qui l'isolent efficacement des niveaux supérieurs de l'EAI, unique réservoir potentiel en nutriments. Le découplage entre ces deux couches atteint son optimum au niveau du tropique : la formation de l'ETS et sa plongée (downwelling) constituent un processus dynamique qui tend à accroître l'oligotrophie du système superficiel puisque les organismes planctoniques détritiques sont entraînés en profondeur et échappent aux processus d'oxydation-reminéralisation au sein de la couche euphotique. La distribution méridienne des nitrites est liée à la dynamique de cette zone : mesurables en subsurface (NO<sub>2</sub> > 0,8 μM) au nord de 14° S, les teneurs s'annulent au sud, indiquant une absence quasi-totale de reminéralisation de matières organiques azotées, ce qui est confirmé par le maintien de fortes valeurs en oxygène dissous. La distribution de la charge particulaire totale (seston) révèle de fortes valeurs (> 300 mg.m<sup>-3</sup>) dans la partie nord de l'archipel des Marquises (fig. 10a).

Au sud de 14° S et jusqu'à 28° S, les teneurs sont inférieures à 60 mg.m<sup>-3</sup>, ce qui témoigne de l'extrême limpidité de ces eaux océaniques. La distribution de la chlorophylle-a (fig. 10b) est conforme à celle du seston : valeurs élevées à proximité des îles Marquises, très basses valeurs

(< 0,05 mg.m<sup>-3</sup>) au sud de 15° S. L'ensemble de ces données indique que les eaux du gyre tropical baignant la zone Tuamotu-Australes sont parmi les plus oligotrophes, les moins riches en particules et en phytoplancton et donc les plus limpides de l'océan Pacifique.

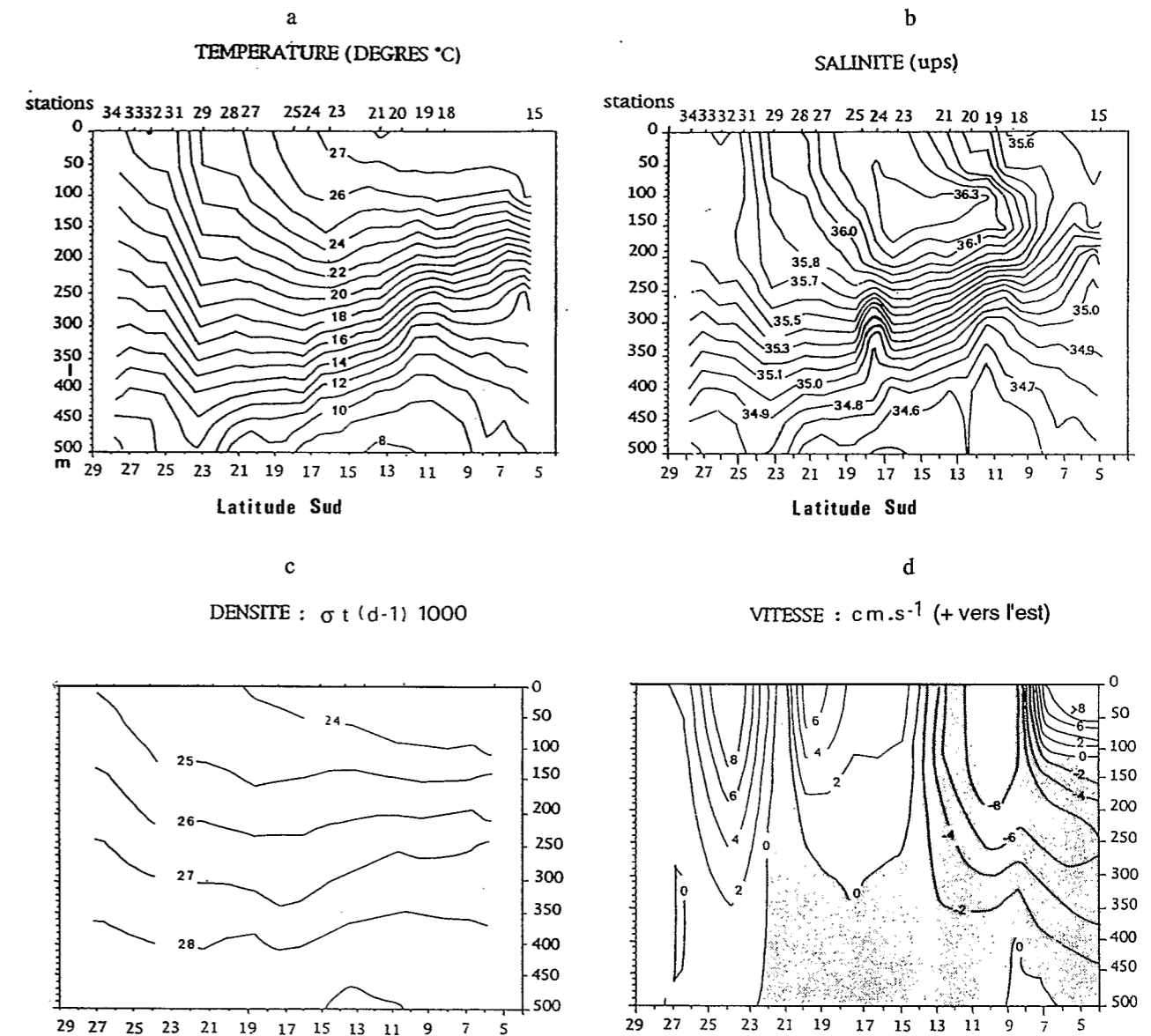


Figure 8  
Distribution verticale le long des méridiens 140-145° W traversant la zone centrale de l'archipel des Tuamotu (Données Hydropol 3, octobre 1986).  
a) Température (°C) ; b) Salinité (psu) ; c) Densité :  $\sigma_t = (d-1)1000$  ; d) Courants zonaux calculés (cm.s<sup>-1</sup>) ; (signe négatif = grisé).  
L'Eau Tropicale Sud, révélée par la poche de salinité > 36, se forme en surface entre les latitudes 13 et 21° S. La stratification thermo-haline s'exprime par un fort gradient vertical de densité (de 24 pour la couche superficielle à 28 en profondeur). La circulation zonale est peu active et inversée entre le nord et le sud de l'archipel. Les stations faites à proximité immédiate de certains atolls (stations, 18, 21, 23, 25, 27, 29) n'indiquent aucune perturbation du champ océanique.  
Cross-sections along the longitudinal band 140-145° W (across the central zone of Tuamotu). Data from Hydropol 3 cruise, October 1986.  
a) temperature (°C) ; b) salinity (psu) ; c) density :  $\sigma_t = (d-1)1000$  ; d) calculated zonal currents (cm.s<sup>-1</sup>) ; SEC with negative sign, (shadow).  
The pocket of salinity above 36 shows the zone where the South Tropical Water is formed between latitudes 13 and 21° S. The thermo-haline stratification is expressed by the strong vertical gradient of density (from 24 in surface to 28 at depth). The zonal circulation is weak and in an opposite direction from one border of the archipelago to the other. Hydrologic data sets in close proximity to atolls (number 18, 21, 23, 25, 27, 29) do not indicate any perturbation of the oceanic field.

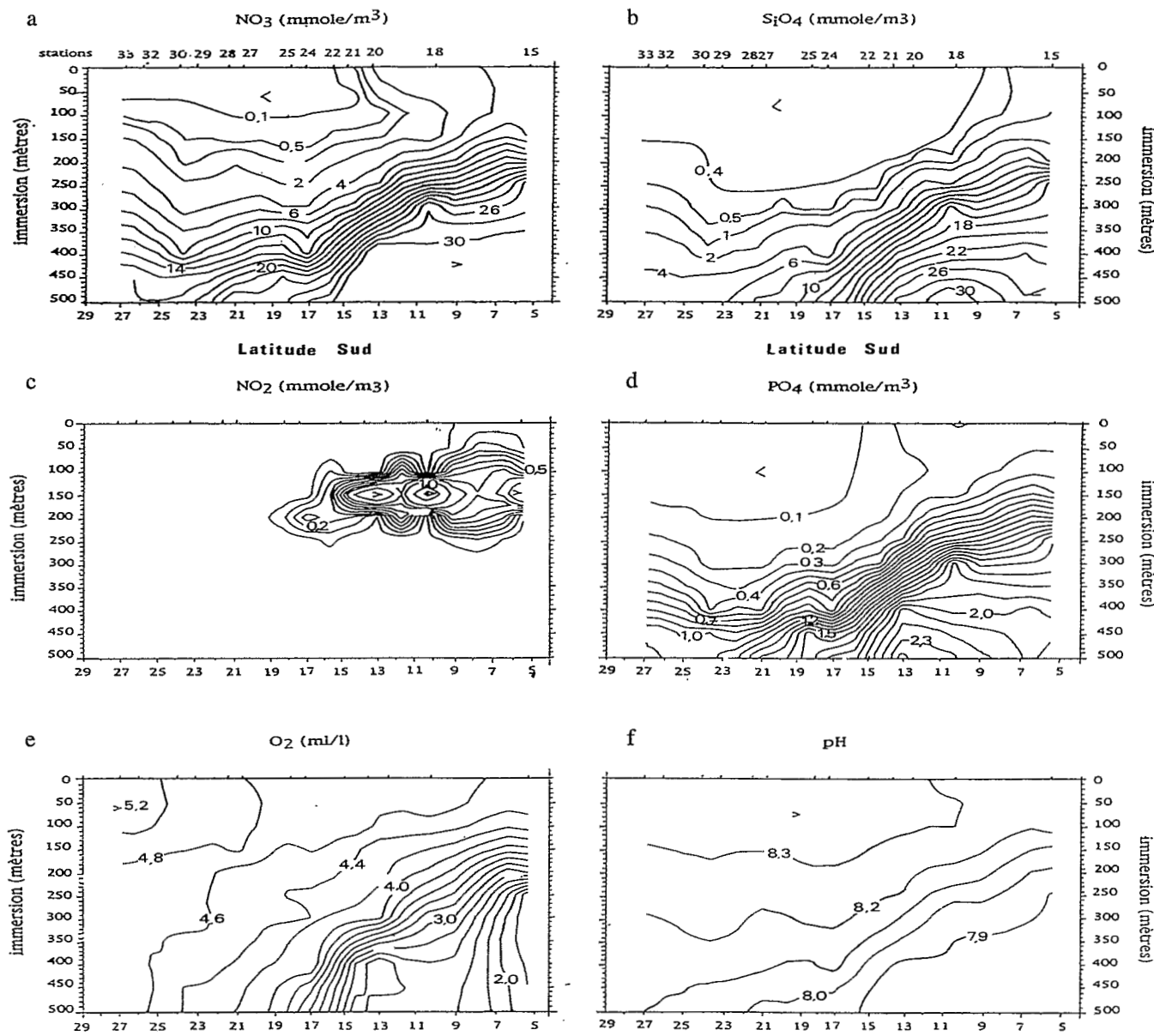


Figure 9  
Distribution verticale, le long des méridiens 140-145° W, des sels nutritifs dissous (a-d) de l'oxygène dissous (e) et du pH (f). (Mission Hydropol 3, octobre 1986). La zone tropicale au sud de 15° S est caractérisée par une quasi absence de nutriments dissous dans la couche euphotique ( $NO_3$  et  $PO_4 < 0,1 \mu M$ ,  $SiO_4 < 0,4 \mu M$ ) et de fortes valeurs en oxygène dissous (saturation) et en pH ; cette forte oligotrophie tend à disparaître au nord des Marquises (8° S) du fait de l'enrichissement de la zone équatoriale par un upwelling semi-permanent

Cross-sections along the longitudinal band 140-145° W. Hydropol cruise 3, October 1986. a to d, dissolved inorganic nutrient in  $\mu M$  ( $mmole.m^{-3}$ ) ; 9e) dissolved oxygen ( $ml.l^{-1}$ ) ; f) pH (unit). The tropical zone south of 15° S is characterized by a complete absence of nutrients in the euphotic layer ( $NO_3$  and  $PO_4 < 0.1 \mu M$ ,  $SiO_4 < 0.4 \mu M$ ) and by high values in dissolved oxygen (saturation) and pH. That strong oligotrophy tends to disappear in the north of Marquesas archipelago (8° S) due to the enrichment process driven by the equatorial upwelling.

LA ZONE DE CONTACT OCEAN-ATOLLS

Les atolls constituent dans le champ océanique des obstacles ponctuels de faibles dimensions : seuls deux atolls des Tuamotu (Rangiroa, 1640 km<sup>2</sup> ; Fakarava, 1121 km<sup>2</sup>) dépassent 1000 km<sup>2</sup> dans leur partie sommitale affleurante (lagon + barrière récifale + îlots émergés) ; cinquante d'entre eux n'atteignent pas 100 km<sup>2</sup>, et neuf ont entre 2 et 7 km<sup>2</sup> (Bonvallot *et al.*, 1994). Tous ces atolls ont cependant des caractéristiques géomorphologiques similaires :

limite externe côté océan constituée par un récif barrière édifié par un écosystème corallien vivant (entre 0 et 70 m), prolongé en profondeur par une pente détritique de sédiments calcaires biocimentés, appelée tablier imperméable. Cette pente externe à 45° d'angle en moyenne atteint le soubassement basaltique de l'atoll à une profondeur qui dans l'archipel des Tuamotu, est comprise entre 1 et 3 km. Les abords des atolls sont donc extrêmement accores, et ne sont pas accompagnés par des variations de couleur ou de limpidité de l'océan, d'où la crainte qu'ils inspirent aux

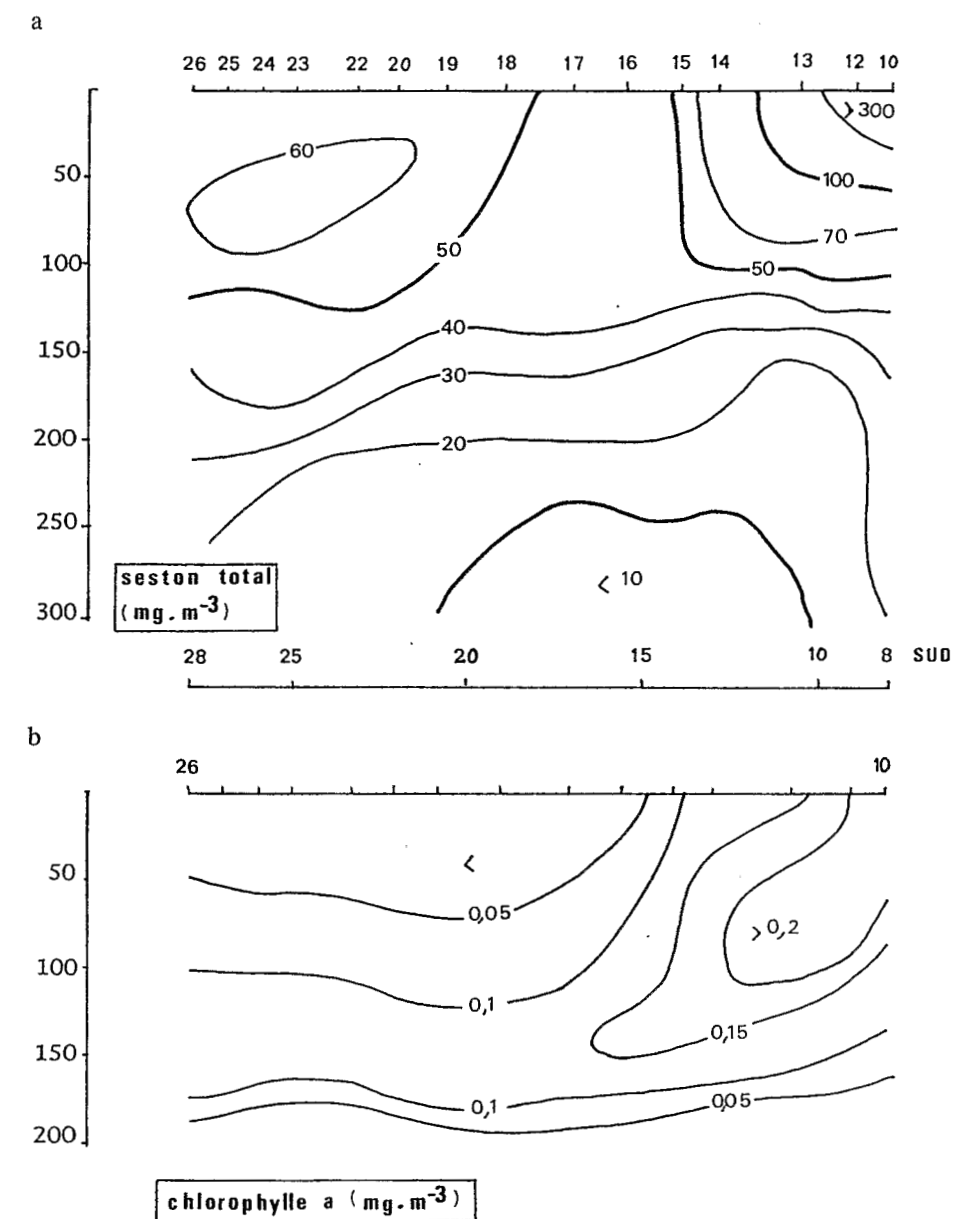
Figure 10

a) Distribution verticale du seston en avril 1986 (Hydropol 2) à partir des données du transmissomètre *in situ* Zaneveld (charge particulaire en  $mg.m^{-3}$ ). La richesse de la zone au nord des Marquises s'oppose à la pauvreté et à la limpidité des eaux du sud de 14° S.

b) Distribution verticale de la chlorophylle-a en avril 1986 (Hydropol 2) (en  $mg.m^{-3}$ ), révélant la très grande pauvreté en pigments et donc en phytoplancton au sud de 14° S.

Total particulate load (seston) in  $mg.m^{-3}$ . April 1986 (Hydropol cruise 2). Data are from *in situ* Zaneveld transmissometer. High values north of Marquesas islands contrast with very low values and high clarity of waters south of 14° S.

Chlorophyll-a distribution in April 1986 (Hydropol cruise 2) (unit in  $mg.m^{-3}$ ). The zone south of 14° S is very poor in pigments and thus in phytoplankton.



navigateurs d'autrefois qui avaient qualifié les Tuamotu « d'archipel dangereux ».

a) La colonne d'eau autour des récifs (Interface océan-récif)

De nombreuses mesures ont été effectuées autour des atolls des Tuamotu au cours de la dernière décennie, en particulier avec les N.O. *Tainui*, *Coriolis* et *Marara*. Des stations hydrologiques ont été consacrées à la colonne d'eau située au-dessus de la pente récifale, à partir de 10-20 m et jusqu'à 1 km de profondeur, *i.e.*, de la barrière récifale à 3 km au large. Ces stations ont permis de tester l'hypothèse d'une éventuelle influence de la topographie de l'atoll sur la distribution verticale des paramètres hydrologiques et physico-chimiques. La figure 11 présente une situation type selon le transect océan-passe-lagon à partir de données recueillies en novembre 1985 à proximité de trois atolls avec passes : on note que les eaux océa-

niques conservent leur forte stratification thermohaline jusque sur les flancs des atolls. En période de jusant, les effets de la décharge d'eaux lagunaires, plus chaudes ( $\Delta t = + 1^\circ C$ ) et donc légèrement moins denses ( $\sigma_t = 22,9$  pour  $t = 23,1$  en surface océanique), ne sont sensibles qu'à proximité immédiate de la passe. La distribution des sels nutritifs dissous confirme le maintien le long des flancs de l'atoll de l'oligotrophie de la couche océanique de mélange : couche 0-200 mètres dépourvue de phosphates et de nitrates, (concentrations  $< 0,1 \mu M$ ) et début de la nutricline à partir de 250 mètres, au-dessous de la couche de salinité maximale ( $> 36,1$ ) de l'Eau Tropicale Sud, et donc au-delà de la couche euphotique. L'eau lagunaire est légèrement moins pauvre en nutriments que la couche euphotique océanique et se caractérise aussi par une plus grande variabilité de ces teneurs :  $0,2 \pm 0,1 \mu M$  en phosphates et nitrates dissous. La colonne d'eau océanique autour des atolls conserve également ses fortes teneurs en oxygène dissous,  $4,4 ml.l^{-1}$  en moyenne au sein de la couche euphotique, valeur équivalente à la saturation. L'eau lagunaire est également bien oxygénée avec des valeurs oscillant entre 100

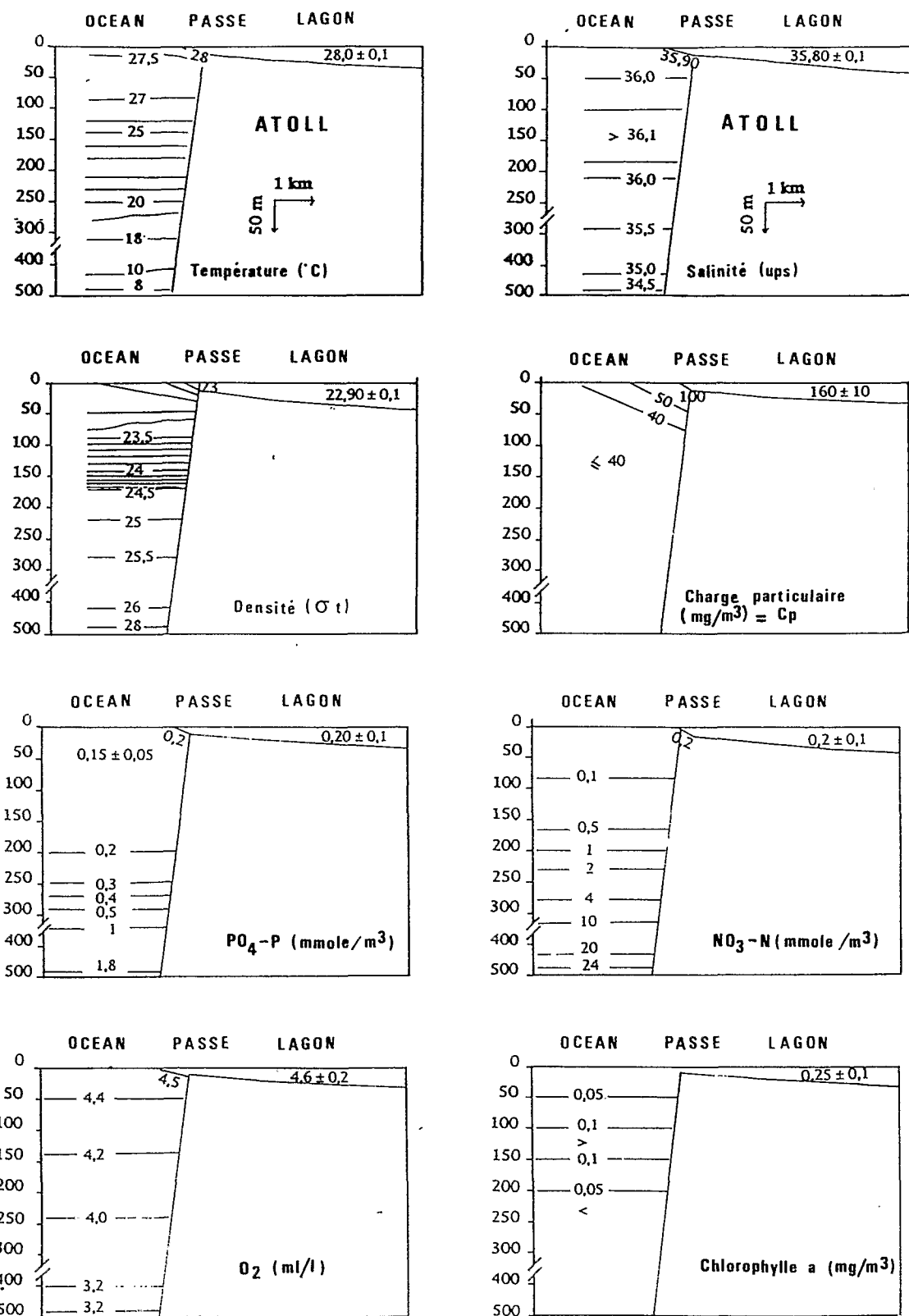


Figure 11  
Transect océan-atoll (avec passe) - lagon - Moyenne de cinq stations océaniques et de dix stations lagonaires dans la zone 15-16° S et 150-146° W incluant les atolls de Tikehau, Rangiroa et Toau. (Données de la campagne TATU du N.O. Coriolis de novembre 1985). Densité  $\sigma_t$ ; charge particulaire  $C_p = \text{mg.m}^{-3}$ ; nutriments en  $\mu\text{M}$  (ou  $\text{mmole/m}^3$ ) -O<sub>2</sub> en  $\text{ml.l}^{-1}$ ; chlorophylle en  $\text{mg.m}^{-3}$ . L'océan baignant le flanc de ces atolls reste stratifié et oligotrophe. Les lagons sont un peu moins pauvres en nitrates et phosphates, quatre fois plus riches en particules et cinq fois plus riches en chlorophylle-a que la colonne océanique de même niveau (0 à 30 mètres).

Cross-section ocean-atoll (through pass) - lagoon. Average of five oceanic sets and ten lagoonal sets in the zone 15-16° S and 150-146° W surrounding the atolls of Tikehau, Rangiroa and Toau. (Cruise TATU of R.V. Coriolis, November 1985). The oceanic system around these atolls keeps its stratification and oligotrophy. Lagoons are slightly less depleted in nitrate and phosphate, four times richer in particulate matter and five times richer in chlorophyll-a than the oceanic layer (0-30 metres).

et 120 % de saturation. Les teneurs en chlorophylle-a sont plus élevées dans le lagon que dans l'océan, mais la quantité intégrée par m<sup>2</sup> sur la colonne d'eau, fournit un chiffre équivalent : 15  $\text{mg.m}^{-2}$  sur les 200 premiers mètres océaniques pour 12  $\text{mg.m}^{-2}$  dans un lagon de 40 mètres de profondeur. La charge particulaire totale (seston) est significativement plus importante dans les lagons ( $C_p = 160 \pm 10 \text{ mg.m}^{-3}$ ) que dans l'océan ( $C_p = 40$ ) où le panache de sortie d'eau lagonaire se traduit par des valeurs comprises entre 100 et 50  $\text{mg.m}^{-3}$ .

Autour des atolls du sud-est et malgré un refroidissement hivernal plus marqué, la stratification thermique reste importante : la figure 12 montre le parallélisme étroit entre le profil thermique vertical et celui du césium-137 à proximité de l'atoll de Mururoa (Bourlat *et al.*, 1991). La température et la concentration en Cs 137 sont relativement constantes dans la couche 0-200 m qui se trouve séparée du niveau antarctique intermédiaire (au-delà de 500 m) par des gradients bien marqués. La pérennité de cette barrière thermique est donc confirmée par la distribution du césium, (marqueur anthropique dû au retombées atmosphériques des essais nucléaires des années 60-70), ce qui prouve qu'aucun processus d'advection verticale ne vient, au contact des atolls, perturber la stratification du champ océanique. Les profils verticaux de nutriments sur les flancs de l'atoll de Mururoa (fig. 13), confirment l'absence de tout processus d'enrichissement diapycnal à travers la zone euphotique, dont l'oligotrophie reste extrême. Les profils verticaux d'hélium-3 et de CFC (F12) effectués dans la zone nord-ouest des Tuamotu (Reverdin *et al.*, 1991) sont bien révélateurs du découplage entre la couche de mélange, riche en CFC d'origine atmosphérique, et la couche intermédiaire qui n'en possède pas (Feely *et al.*, 1987). A l'inverse, l'hélium-3, originaire de l'hydrothermalisme profond du rift du Pacifique oriental (Lupton et Craig, 1981), est un bon marqueur de l'EAI (Jean-Baptiste *et al.*, 1988) et est absent des couches supérieures (fig. 14).

L'ensemble des données traitées indique qu'aucun phénomène turbulent de type « sillage d'île », susceptible de faire remonter la pycnocline, ne peut être mis en évidence à proximité de ces atolls, ou d'ailleurs de n'importe quelle autre barrière récifale d'île haute polynésienne (Rougerie et Rancher, 1994). Cette conclusion est conforme à la valeur du nombre de Reynolds (rapport de l'inertie à la viscosité) qui reste faible dans ce type d'océan très stratifié à circulation modérée à faible. Ce nombre de Reynolds devrait dépasser 50 pour que, par fort courant ( $> 50 \text{ cm.s}^{-1}$ ), un système tourbillonnaire puisse être engendré aux abords des îles ou des atolls (Andrews et Pickard, 1990). C'est ainsi que par situation extrême (tempête dépressionnaire, coup de vent d'ouest ou cyclones), des accélérations importantes des courants ont été notées aux abords des atolls, rendant probable la formation de vortex ou de tourbillons à petite échelle. Il faut cependant noter que ces forçages turbulents se développent dans l'épaisse couche de mélange oligotrophe qui s'étale jusqu'à la pycnocline. Pour qu'ils aient une incidence sur la productivité primaire, il faudrait qu'ils puissent atteindre la nutricline et la déformer vers la surface, afin d'injecter des nutriments neufs dans la couche euphotique. Aucune observation ou mesure ne permet, dans la zone des Tuamotu-Australes, d'étayer cette

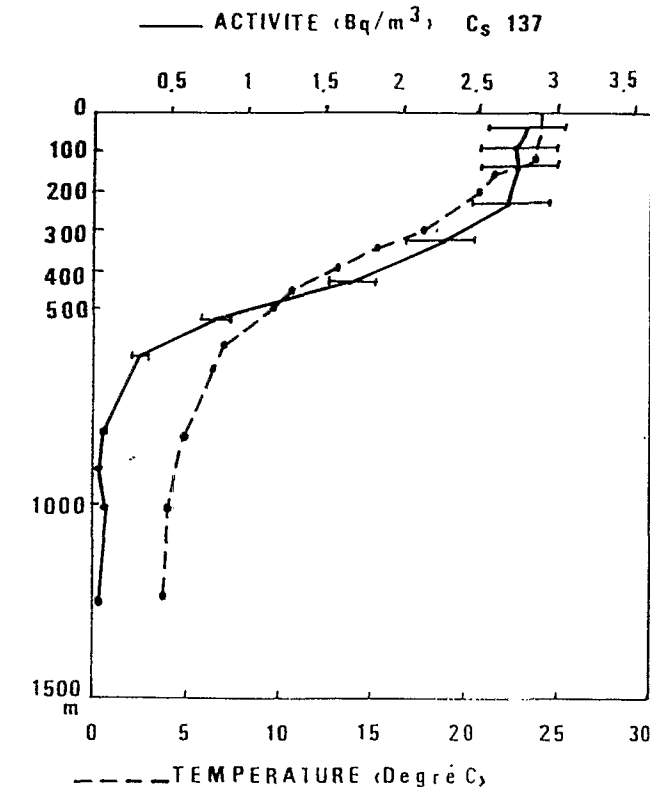


Figure 12  
Profils verticaux de température (°C) et de l'activité en Cesium 137 (Cs 137) à proximité de l'atoll de Mururoa (22° S, 139° W) (d'après Bourlat *et al.*, 1991). Le profil thermique montre la séparation (thermocline) entre la couche de surface (25-22°C) et le système intermédiaire (< 8°C). Cette caractéristique apparaît également dans le profil de Cs 137, élément anthropique. Ce traceur artificiel confirme le découplage entre le système de surface et le système intermédiaire, ce qui exclut tout processus vertical et diapycnal de remontée d'eau, de type upwelling côtier ou doming.

Vertical profiles for temperature (°C) and Cesium 137 activity (Cs 137) in close proximity to Mururoa atoll (from Bourlat *et al.*, 1991). The thermal profile shows the steep gradient (thermocline) between the surface layer (25-22°C) and the Intermediate Water (< 8°C). This feature exists also in the profile of the Cesium. The anthropic-artificial tracer permits confirmation of the divide (cline) between the surface system (mixed layer) and the Intermediate system (AIW); the cline excludes any vertical or diapycnal intrusion, such as coastal upwelling or doming.

hypothèse, conclusion similaire à celle faite par Heywood *et al.* (1990) autour d'atolls de l'océan Indien. La seule exception, mais notable, concerne l'archipel des Marquises où les abords et baies de ces îles hautes sont significativement plus riches en nutriments et plancton que l'océan : nous avons proposé que cet effet d'île soit lié à l'existence, par 95 mètres de profondeur, d'un récif-barrière fossile (Rougerie *et al.*, 1992a).

**b) Les gradients méridiens et zonaux**

La chaîne des atolls des Tuamotu est prolongée vers le nord-ouest par des atolls (autrefois Îles de la Ligne, actuellement sous la souveraineté de l'état du Kiribati) qui s'étirent de 10° S à la zone équatoriale. L'environnement océa-

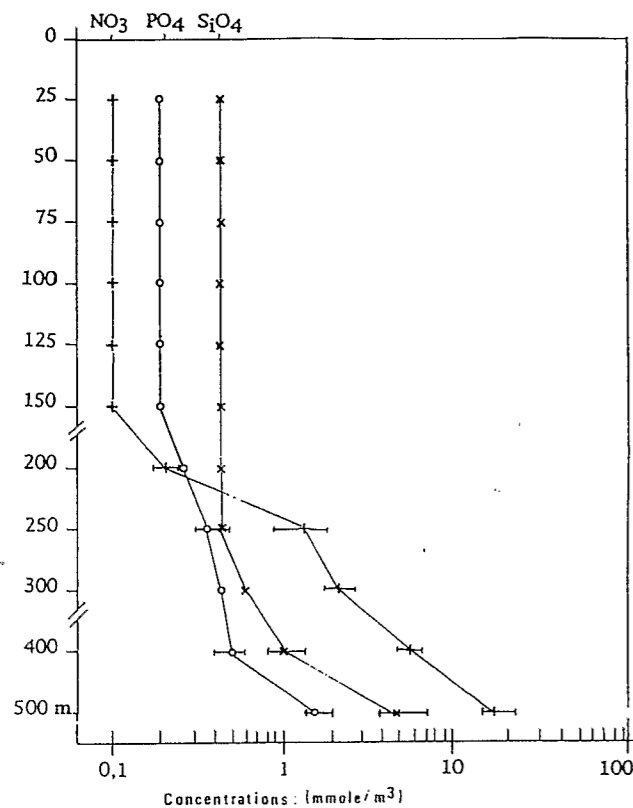


Figure 13

Profil verticals moyens de  $\text{NO}_3$ ,  $\text{PO}_4$  et  $\text{SiO}_4$  à proximité immédiate (< 0,5 km) de l'atoll de Mururoa ( $22^\circ \text{S}$ - $139^\circ \text{W}$ ) (10 stations du 1 au 8 octobre 1991). Les teneurs en nutriments ( $\text{mmole.m}^{-3}$  ou  $\mu\text{M}$ ) de la couche euphotique sont à la limite de la détection analytique. La nutricline apparaît à partir de 200 mètres de profondeur et se développe jusqu'au niveau de l'Eau Antarctique Intermédiaire (> 500 m).

Mean vertical profiles for  $\text{NO}_3$ ,  $\text{PO}_4$  and  $\text{SiO}_4$  in close proximity (< 0,5 km) to Mururoa atoll ( $22^\circ \text{S}$ ,  $139^\circ \text{W}$ ); 10 sets of data (1 to 8 October 1991). Nutrient amounts ( $\text{mmole.m}^{-3}$  or  $\mu\text{M}$ ) in the euphotic layer are at the level of analytical detection. The nutricline begins below 200 m depth to reach the level of Antarctic Intermediate Water (> 500 m).

rique de ces atolls tend à se différencier de celui des Tuamotu du fait du basculement des isoléthés vers la surface et des conditions mésotrophes qui apparaissent lorsqu'on se rapproche de l'équateur (Pena *et al.*, 1992). Ce brutal changement de la nature des eaux est une conséquence directe de l'upwelling présent en zone équatoriale qui entraîne, par pompage d'Ekman, une déformation et une migration vers la surface des barrières de densité, de nutriments, etc. (Wyrski, 1981). C'est ainsi que les isolignes  $20^\circ \text{C}$  et  $2 \mu\text{M}$  de nitrate sont vers 250 m de profondeur à  $20^\circ \text{S}$ , remontent vers 100 m à  $10^\circ \text{S}$  et atteignent la couche 0-50 m en zone équatoriale. Il en résulte que les atolls Malden ( $4^\circ \text{S}$ ), Jarvis ( $0^\circ$ ) et Christmas ( $2^\circ \text{N}$ ), situés entre les longitudes  $155^\circ$  et  $160^\circ \text{W}$ , sont entourés par des eaux superficielles « upwellées » et riches en nutriments. L'existence d'un gradient négatif de nutriments entre l'équateur et le tropique est donc le trait de structure essentiel de la couche euphotique du Pacifique central sud. Un second gradient négatif, propre à la zone équatoriale, existe entre l'est et l'ouest du Pacifique, du fait d'une diminution vers l'ouest de l'intensité de l'upwelling : la disponibilité en

nitrate pour la couche 0-100 m passe de  $10 \mu\text{M}$  au niveau des îles Galapagos ( $90^\circ \text{W}$ ) à  $6-8 \mu\text{M}$  à  $140^\circ \text{W}$  (nord des Marquises) et tombe à  $1 \mu\text{M}$  à l'ouest de  $170^\circ \text{E}$  (Le Bouiteiller et Blanchot, 1991). Les teneurs en chlorophylle-*a* sont pour l'ensemble de cette bande équatoriale centrées autour de  $0,25 \text{ mg.m}^{-3}$ , avec des pics à  $0,4 \text{ mg.m}^{-3}$ , et sont donc cinq à dix fois plus élevées que dans la zone tropicale. Il en découle une turbidité notable (Eppley *et al.*, 1992). La cessation de l'upwelling équatorial trans-Pacifique en période d'anomalie ENSO tend évidemment à faire disparaître ces gradients méridiens et zonaux : le système équatorial devient alors convergent, et aussi chaud et oligotrophe que les systèmes tropicaux adjacents, ce qui entraîne un effondrement de sa productivité primaire.

Le fait que des atolls du Kiribati soient situés en zone équatoriale aux eaux « verdies » par un upwelling semi-permanent permet, par comparaison avec ceux des Tuamotu, de tester l'impact de la présence de sels nutritifs et de plancton sur les bioconstructions coralliennes et récifales : on constate ainsi que les récifs de la zone équatoriale abritent en

abondance des algues et des organismes benthiques filtreurs (octocoralliaires, éponges, alcyonaires) dont le développement se fait au détriment des coraux bâtisseurs. En zone tropicale oligotrophe, la carence planctonique entraîne une rarefaction des espèces filtreuses alors que l'irradiation solaire nécessaire au développement des micro-algues symbiontes des coraux (hexacoralliaires) est optimale. On aboutit donc à une situation contrastée et paradoxale où les récifs coralliens sont d'autant plus vigoureux et productifs que les eaux sont plus oligotrophes, et réciproquement (Rougerie *et al.*, 1992b). Cette antinomie entre la fertilité océanique des zones d'upwelling et le développement de récifs coralliens est une constante de l'océan tropical et à fait l'objet d'investigations approfondies (Hallock et Schlager, 1986 ; Hallock, 1988). Du fait de leur pouvoir d'enrichissement de la zone éclairée (qui devient eutrophe), du refroidissement, de la turbidité, et du développement de macro-algues qui étouffent les coraux, les upwellings sont donc des tueurs de récifs. Tout au contraire, récifs et atolls naissent, se développent et prospèrent sur le long terme ( $10^6$  à  $5.10^7$  années) en zone tropicale oligotrophe. Ils peuvent cependant être éliminés à cause de la dérive des plaques tectoniques :

- soit parce qu'ils pénètrent en zone subtropicale froide au-delà de la limite thermique létale des coraux ( $18^\circ \text{C}$ ), appelée limite de Darwin (vers  $30^\circ$  de latitude) ;
- soit parce qu'ils pénètrent en zone de subduction ;
- soit parce qu'ils pénètrent en zone d'upwelling, d'intensité moyenne à forte.

Avec une dérive de  $10 \text{ cm/an}$  vers le nord-ouest, les atolls équatoriaux du Kiribati étaient donc probablement au sud de  $5^\circ \text{S}$  il y a 5 à 10 millions d'années et devraient entrer dans les eaux tropicales nord dans un laps de temps identique. Le fait que leurs coraux bâtisseurs aient pour l'instant résisté aux conséquences néfastes de l'upwelling équatorial provient de la faible efficacité de celui-ci, eu égard à la quantité de nutriments injectés en surface (Price *et al.*, 1994) : l'importante fraction des nutriments présents en surface et en attente d'être métabolisée par le phytoplancton suggère en effet la présence d'un facteur limitant la production primaire : ce pourrait être le fer, (Martin *et al.*, 1991) comme une récente expérimentation *in situ* au large des Galapagos tend à le prouver (Wells, 1994). De plus, à l'ouest de  $150^\circ \text{W}$ , cet upwelling s'estompe par vent d'ouest et situation ENSO moyenne : on constate que depuis 1982, les périodes ENSO (1982-83, 1987, 1991-1993) ont égalé en temps les périodes normales. Il découle de ces diverses constatations que les eaux équatoriales centrales et ouest se situent le plus souvent à un niveau trophique oligotrophe ou mésotrophe, ce qui permet la survie des atolls situés dans cette zone. Dans les zones d'upwelling oriental et le long des côtes américaines (Pérou, Equateur, Californie) l'intensité de l'eutrophisation (Copin-Montégut et Raimbault, 1994) empêche tout développement de récif corallien.

#### UN ARCHIPEL PÉLAGIQUE DANS UN GYRE OLIGOTROPHE

L'hydroclimat du Pacifique central tropical sud exprime un état d'équilibre à faible variabilité saisonnière du fait

d'une empreinte maritime optimale et de l'éloignement des façades continentales. Le champ d'alizés bi-modal engendré par le double système de haute pressions contrôle la position de la ZCPS, qui oscille entre sa position la plus sud en été austral (îles de la Société et îles Australes) et celle vers  $10^\circ \text{S}$  (Marquises) en hiver. Le balayage saisonnier de la ZCPS entre ces deux positions extrêmes se traduit par une courte et erratique saison des pluies sur l'archipel des Tuamotu, où l'évaporation est à l'échelle annuelle fortement prépondérante. L'intensité de la dépression barométrique et des précipitations associées à la ZCPS est sous la dépendance de la mousson d'été australe (Australie-Pacifique occidental). En période ENSO (Lukas *et al.*, 1984) la tendance à l'inversion du gradient barométrique, entre l'anticyclone de Pâques qui faiblit et le système équatorial qui se renforce, conduit à un effondrement du champ d'alizés et à l'extension jusqu'en Polynésie d'un système dépressionnaire avec vents d'ouest convergents. La ZCPS migre alors vers le nord et se fond avec la ZCIT qui s'établit entre l'équateur et  $10^\circ \text{S}$ . Une cyclogenèse active peut se développer en Polynésie (cinq cyclones au 1<sup>er</sup> semestre 1983, un cyclone fin 1991), entretenue par le contenu thermique excédentaire de la couche de mélange océanique. La contre-circulation océanique (vers l'est) devient prépondérante de l'équateur à  $15^\circ \text{S}$ , repoussant au sud du tropique la partie centrale du gyre (Wyrski, 1984). L'anomalie aperiodique ENSO constitue ainsi la perturbation majeure de l'hydroclimat Polynésien au nord de  $15^\circ \text{S}$  où, évaluée en terme d'écart thermique, elle donne une variabilité interannuelle de  $0,4$  à  $1^\circ \text{C}$  (Delcroix, 1993). Dans la bande zonale occupée par l'archipel des Tuamotu ( $14^\circ \text{S}$ - $24^\circ \text{S}$ ) la variabilité interannuelle est faible (<  $0,4^\circ \text{C}$ ) et constitue un minimum pour l'ensemble du Pacifique tropical. Cet effet de tampon thermique est assuré par la permanence du grand gyre convergent au sein duquel se forment les eaux à salinité maximale (ETS) : la plongée (downwelling) de ces eaux salées ( $36,4 \pm 0,1$ ) assure l'homogénéisation de la couche de mélange superficielle (0-150 m) et aggrave la perte en particules planctoniques vers les couches plus profondes. Cette tendance à la désertification des eaux qui baignent les archipels des Tuamotu et des Australes conduit à maintenir la couche euphotique aux plus bas niveaux en nutriments dissous, seston et chlorophylle-*a* de l'océan Pacifique (Wauthy, 1986).

La branche nord du gyre, constituée par le CES, possède une dynamique faible, de l'ordre de  $10 \text{ cm.s}^{-1}$  entre les Tuamotu et les Marquises. Dans la zone équatoriale, ce courant peut atteindre  $50 \text{ cm.s}^{-1}$  et déclenche par pompage d'Ekman, un upwelling qui se traduit, entre  $3^\circ \text{N}$  et  $3^\circ \text{S}$ , par une anomalie thermique négative et de fortes valeurs de nutriments. Le Pacifique central sud est donc caractérisé, en ce qui concerne la structure thermo-haline et la profondeur de la pycnocline, par une remontée-divergence dans la bande équatoriale, et par une plongée-convergence entre  $13^\circ \text{S}$  et  $28^\circ \text{S}$  (Delcroix et Henin, 1989) (fig. 15).

Les données recueillies à proximité immédiate des atolls et récifs-barrières ne révèlent aucune perturbation locale ou régionale du champ thermohalin et ce malgré les accélérations

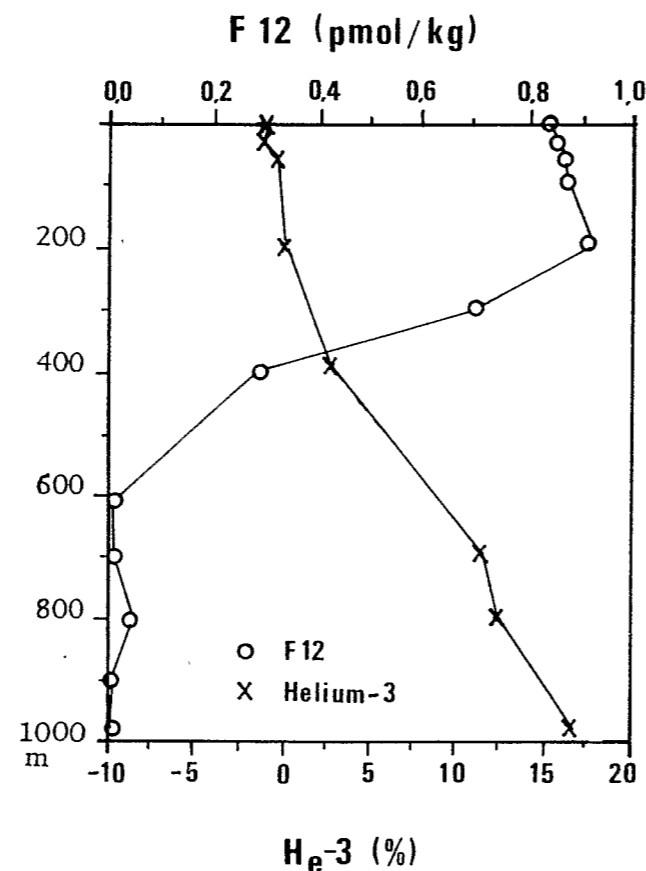


Figure 14

Distribution verticale de l'anomalie d'hélium-3 (en %) et de la concentration en CFC-F12 (en  $\text{pmol.kg}^{-1}$ ) dans la zone océanique des Tuamotu du nord-ouest ( $15^\circ \text{S}$ ,  $150^\circ \text{W}$ ). Il y a découplage entre les valeurs de la couche de surface et les valeurs au-delà de 400-500 m (EAI).

Vertical distribution of He-3 anomaly (in %) and CFC-F12 content in the oceanic zone north-west of Tuamotu archipelago ( $15^\circ \text{S}$ - $150^\circ \text{W}$ ). There is no linkage between values in the surface layer and values beyond 400-500 m (AIW).



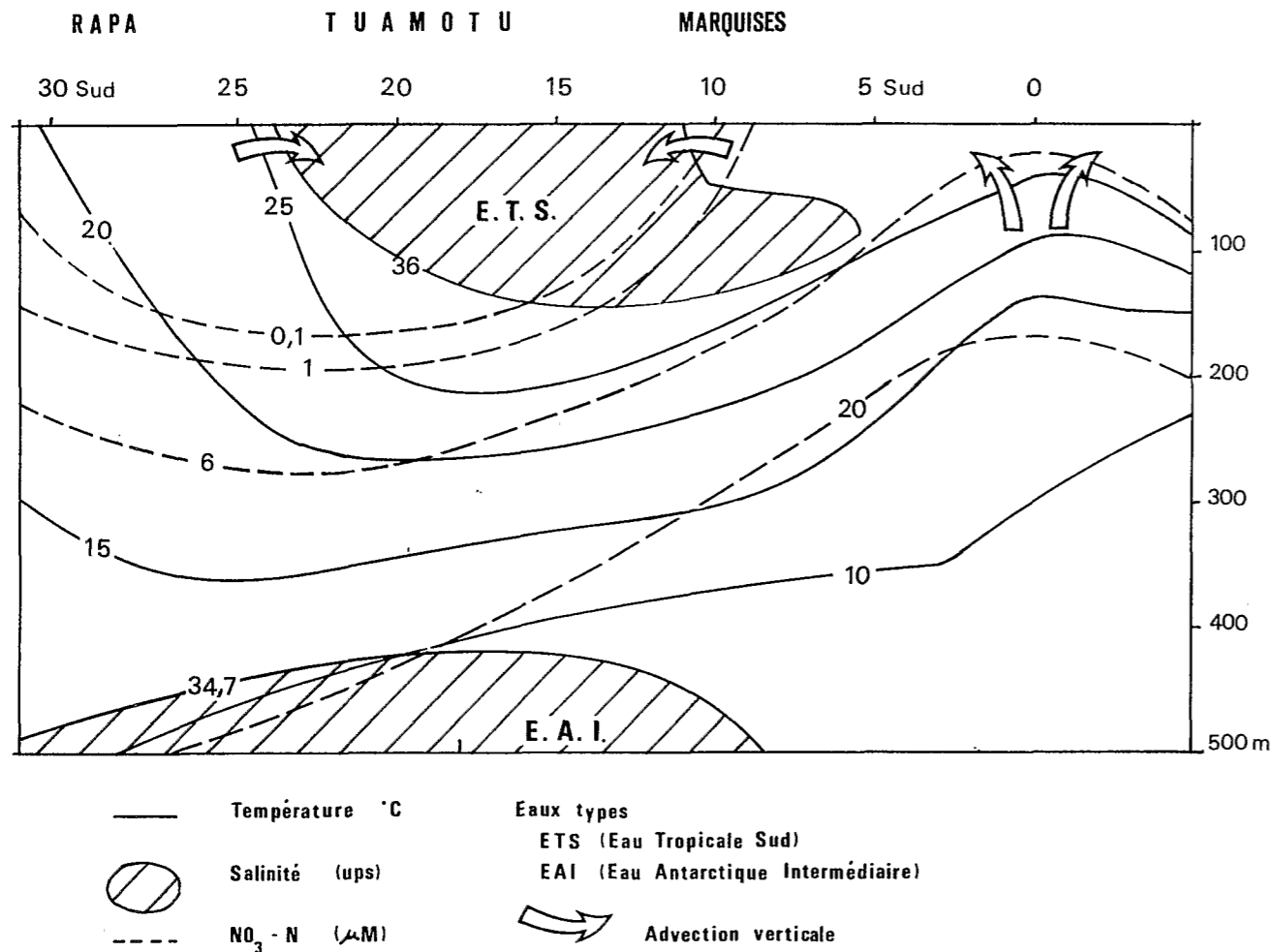


Figure 15

Schéma de synthèse équateur - 30° S, le long de la bande méridienne 135-150° W. Situation moyenne établie à partir des données des missions des N.O. *Marara* (1980-1990), du *Coriolis* (1982 et 1985) et du *Tainui* (1980-1983). En situation normale (alizés d'est, CES) le système équatorial est divergent (upwelling). La convergence (downwelling) du système tropical 12-30° S est entretenue par la circulation anticyclonique au sein du gyre.

Scheme of average pattern along a cross-section equator - 30° S, in the longitudinal band 135-150° W. Averaged values established with data from cruises performed by R.V. *Marara* (1980-1990), *Coriolis* (1982 and 1985) and *Tainui* (1980-1983). In a normal year, with trade winds and westward South Equatorial Current, the equatorial system is divergent (upwelling). The convergence (downwelling) of the tropical system (12-30° S) is maintained by the anticyclonic circulation of the gyre.

tions de courant et les turbulences créées par des épisodes de haute énergie : la grande profondeur des barrières pycnocline-nutricline atteste de l'absence de mélange diapycnal entre l'eau antarctique intermédiaire (EAI) riche en nutriments et la couche de surface, ce qui est caractéristique des systèmes tropicaux (Ledwell *et al.*, 1993). Ce découplage couche euphotique oligotrophe/EAI constitue ainsi le trait de structure essentiel et permanent de cette zone océanique, jusque et y compris au sud de la zone sub-tropicale où le refroidissement saisonnier commence à exercer une influence sur la position de la nutricline (Longhurst, 1993). L'isolement de la couche de surface du gyre se traduit par une charge sestonique très faible et donc une limpidité exceptionnelle des eaux, le fameux bleu des mers du sud. L'énergie lumineuse reçue par les micro-algues symbiontes des coraux est ainsi optimale. Le bilan nutritif de cet écosystème pose cependant un problème redoutable puisque la productivité récifale brute est dix à cinquante

fois plus élevée que celle de la couche océanique : ce paradoxe (dit de Darwin) d'oasis récifaux pélagiques très productifs au milieu d'un désert océanique, fait l'objet d'un article (même volume) consacré au fonctionnement des atolls des Tuamotu.

#### Remerciements

Aux équipages et commandants des N.O. *Tainui*, *Coriolis* et *Marara*, aux chimistes J-L. Cremoux et M. Thouard pour les analyses à bord et aux nombreux collaborateurs, stagiaires et techniciens qui ont participé aux missions dans la ZEE polynésienne. L'utilisation des moyens naviguants résulte d'une collaboration entre la DIRCEN, l'IFREMER et l'ORSTOM. Les soutiens financiers et logistiques ont été apportés par le département TOA de l'ORSTOM (Paris) et par le SMSRB (Montlhéry).

#### RÉFÉRENCES

- Andrews J., Pickard G. (1990). The physical oceanography of coral reef systems. In "Ecosystems of the world 25" : *Coral Reefs*. Eds Z. Dubinsky, Elsevier, Amsterdam, 11-48.
- Bjerknes J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.* **97**, 163-172.
- Bonvalot J., Laboute P., Rougerie F., Vigneron E. (1994). Les atolls des Tuamotu. Editions de l'ORSTOM, Paris, 296 p.
- Boulangier J.P., Rancher J., Kartavtseff A. (1993). Etude des trajectoires des bouées dérivantes lancées depuis les atolls de Mururoa et de Fangataufa. Rapport SMSR n° 149, 20 p.
- Boulat Y., Millies-Lacroix J.C., Rancher J. (1991). 239+240 Pu, 137 Cs, 90 Sr contents in seawater in the vicinity of Mururoa and Fangataufa atolls in French Polynesia. Inter. Symp. on Radionuclides in the study of Marine Processes. Abstract RADSTOMP, UK.
- Copin-Montégut C., Raimbault P. (1994). The Peruvian upwelling near 15° S in August 1986. Results of continuous measurements of physical and chemical properties between 0 and 200 m depth. *Deep Sea Res.* vol. 41, n° 3, 439-467.
- Cauchard G. (1985). Le climat. In "Encyclopédie de la Polynésie". Eds. Gleizal Multipresse Tahiti, vol. 1, n° 4, 57-72.
- Cauchard G. (1993). Climatologie dynamique. In "Atlas de la Polynésie Française". Editions ORSTOM Paris, planche 22.
- Delcroix T. (1993). Seasonal and interannual variability of sea surface temperatures in the tropical Pacific, 1969-1991. *Deep Sea Res.* vol. 40, n° 11/12, 2217-2228.
- Delcroix T., Henin C. (1989). Mechanisms of subsurface thermal structure and sea surface thermohaline variabilities in the southwestern tropical Pacific during 1975-1985. *J. Mar. Res.* **47**, 777-812.
- Delcroix T., Henin C. (1991). Seasonal and interannual variations of sea surface salinity in the tropical Pacific Ocean. *J. geophys. Res.* **96**, 22135-22150.
- Donguy J.R., Dessier A., DuPenhoat Y. (1989). Abnormal content displacement in the Pacific during the 1982-1983 ENSO event. *Oceanologica Acta* **12**(3), 149-157.
- Donguy J.R., Henin C., Jarrige F., Rougerie F. (1974). Esquisse dynamique et hydrologique du Pacifique Central Sud. Cahiers ORSTOM, Ser. *Oceanogr.* **12**, 129-139.
- Eppley R., Chavez F., Barber R. (1992). Standing stocks of particulate carbon and nitrogen in the equatorial Pacific at 15° W. *J. geophys. Res.* **97**, 655-661.
- Feely *et al.* (1987). Distribution of chemical tracers in the Eastern equatorial Pacific during and after the 1982-83 El Niño. *J. geophys. Res.* **92** (C6), 6545-6558.
- Hallock P. (1988). The role of nutrient availability in bioerosion: consequence to carbonate buildup. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **63**, 275-291.
- Hallock P., Schlager W. (1986). Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms - *Palaios* - **1**, 389-398.
- Heywood, K., Barton E., Simpson J. (1990). The effects of flow disturbance by an oceanic island. *J. mar. Res.* **48**, 55-73.
- Horel J. (1982). On the annual cycle of the tropical Pacific atmosphere and ocean. *Mon. Weath. Rev.* **110**, 1863-1878.
- Jean-Baptiste P., Andrié C., Lelu M. (1988). A tool for oceanography. In "Radionuclides". Elsevier, London, 45-54.
- Le Bouteiller A., Blanchot J. (1991). Size distribution and abundance of phytoplankton in the Pacific equatorial upwelling. *La Mer* **29**, 175-179.
- Ledwell J., Watson A., Law C. (1993). Evidence of slow mixing across the pycnocline from an open ocean tracer release experiment. *Nature* **364**, 701-703.
- Le Traon P.Y. (1990). Apport des flotteurs de surface suivis par ARGOS à l'étude de la circulation océanique. Comparaison et combinaison avec des données altimétriques, hydrologiques et de flotteurs profonds. Doctorat de l'Université P. Sabatier, Toulouse, 150 p.
- Levitus S. (1982). Climatological atlas of the world ocean. NOAA Prof. Pap. US Govert. Print Office Washington DC, **13**, 173 p.
- Longhurst A. (1993). Seasonal cooling and blooming in tropical oceans. *Deep Sea Res.* vol. 40, n° 11/12, 2145-2165.
- Lukas R., Hayes S.P., Wyrki K. (1984). Equatorial sea level response during the 1982-1983 El Niño. *J. Geophys. Res.* **89** (C6), 10425-10430.
- Lupton J., Craig H. (1981). A major helium-3, source at 15° S on the East Pacific Rise, *Science* **214**, 13-18.
- Martin J., Gordon M., Fitzwater S. (1991). The case for iron. *Limnol. Oceanogr.* **36**, 1793-1802.
- Oberhuber J.M. (1988). An atlas based on the "COADS" data set : the budget of heat, buoyancy and turbulent kinetic energy at the surface of the global ocean. Max Planck Institut Rep., **15**, 20 p.
- Pena M., Harrison W., Lewis M. (1992). New production in the central equatorial Pacific. *Mar. Ecol.-Prog. Ser.* vol. **80**, 265-274.
- Philander S.G. (1990). El Niño, La Niña and the southern Oscillation. Academic Press, San Diego, 200 p.
- Poulain P.M. (1993). Estimates of horizontal divergence and vertical velocity in the Equatorial Pacific. *J. phys. Oceanogr.* 601-607.
- Price N., Ahner B., Morel F. (1994). The equatorial Pacific ocean : Grazer-controlled phytoplankton populations in an iron - limited ecosystem - *Limnol. Oceanogr.* **39**(3), 520-534.
- Ramage C.S. (1975). Meteorology of the South Pacific Tropical and middle latitudes. *Scient. Explor. of the South Pacific, Hawaï*, 16-29.
- Rancher J., Rougerie F. (1992). HYDROPOL : Situations océaniques du Pacifique Central Sud. Eds. SMSR/CEA Montlhéry, 91 p.
- Rasmusson E.M., Carpenter T.H. (1982). Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.* **110**, 354-384.
- Reverdin G., Morlière A., Eldin A. (1991). ALIZE 2, Campagne océanographique transpacifique (janvier-mars 1991). Recueil des données, rapport LODYC **91**, 13 p.
- Rougerie F., Lebeau A., Gouriou Y., Raymond A. (1982a). Relevés océanographiques du BCB MARARA dans le sud polynésien en 1979, 1980, 1981. Rapport CEA R 1555, 43 p.
- Rougerie F., Marec L., Picard E. (1982b). Caractéristiques hydroclimatiques de la zone marine polynésienne pendant l'année 1981. Notes et Doc. ORSTOM, **18**, Tahiti, 74 p.
- Rougerie F., Wauthy B. (1983). Anomalies de l'hydroclimat et cyclogénèse en Polynésie en 1982-83. MET-MAR., n° **121**, 26-40.
- Rougerie F., Marec L., Wauthy B. (1985). Caractéristiques hydroclimatiques de la zone marine polynésienne en 1982 et 1983. ORSTOM, Notes et Documents, n° **27**, 112 p.
- Rougerie F., Wauthy B., Rancher J. (1992a). Le récif-barrière ennoyé des îles Marquises et l'effet d'île par endo-upwelling, *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. **315**, Série II, 677-682.
- Rougerie F., Fagerstrom J., Andrié C. (1992b). Geothermal endo-upwelling : a solution to the reef nutrient paradox. *Continental Shelf Res.* vol. **12**, n° **718**, 785-798.
- Rougerie F., Rancher J. (1994). The polynesian south ocean : features and circulation. *Mar. Pollut. Bull.* vol. **29**, n°s 1-3, 14-25.
- Sadler J.C. (1969). Average cloudiness in the tropics from satellite observations. International Indian Ocean Expedition Meteor., n° **2**, East-West Center Press, 22 p.
- Tabata S. (1975). The general circulation of the Pacific Ocean. Part 1 : Circulation and Volume. *Transport Atmosphere*, vol. **13**, n° 4, 133-168.
- Tomczak M., Godfrey J. (1994). Regional oceanography : an introduction. Pergamon, London, 422 p.
- Trenberth K.E. (1976). Spatial and temporal variations in the Southern Oscillation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **102**, 639-653.
- Tsuchiya M., Lucas R., Fine R.A., Firing E., Lindstrom E. (1989). Source waters of the Pacific Equatorial Undercurrent. *Prog. Oceanogr.* vol. **23**, 101-147.