

RAPPORT DU CONTRAT IFREMER
n° 92 1 430051 du 14/04/92
Convention ORSTOM / IFREMER n° 292

**Étude du bilan de chaleur de la couche mélangée et de la
dynamique des courants de l'Océan Pacifique Équatorial.**

Responsable Scientifique : Yves du Penhoat**

avec la collaboration de :

Gérard Eldin, Maurice du Chaffaut*, Annie Kartavtseff*,
Gilles Reverdin^, Nadine Teisseyre+ et Jean-François Vignaux+**

***LODYC, Université Pierre et Marie Curie, Paris**

****ORSTOM, Centre de Nouméa**

^LDGO, Université Columbia , Palisades, New York, USA

+Ecole Nationale de la Météorologie de Toulouse-Mirail

Octobre 1993

I- Introduction

Le présent contrat couvre la phase de déploiement des 16 bouées dérivantes de surface construites pendant la période du précédent contrat IFREMER n° 91 1430012. Il couvre aussi la phase de construction d'une nouvelle série de 13 bouées et de leur déploiement pendant la Période d'Observations Intensives (POI) de l'expérience TOGA/COARE dans le Pacifique tropical occidental. Rappelons que les bouées BODEGA sont du même type que celles développées conjointement par l'IFREMER et le LODYC et la fabrication est confiée à la société SERPE-IESM de Guidel (56). Ces bouées dérivantes de surface sont positionnées par le système ARGOS et sont équipées d'une minichaîne à thermistance qui mesure la température à 5 niveaux sous la surface (entre 2 mètres et 20 mètres). Une ancre flottante de type réflecteur radar permet d'assurer que la dérive de la bouée est représentative, à 3cm/s près, du courant à 15 mètres d'immersion.

Le programme BODEGA de déploiement de bouées dérivantes de surface est partie intégrante du programme TOGA/COARE et du programme TOGA/WOCE Surface Velocity Program.

Dans ce rapport de contrat, je présenterai d'abord un bilan de fonctionnement du matériel avant de présenter les résultats scientifiques obtenus à l'aide des mesures des bouées dérivantes. Ces résultats - un article qui sera soumis prochainement, un résumé d'une communication à une réunion sur les bouées dérivantes et un rapport de stage - sont présentés en annexe.

II - Fonctionnement du matériel

Depuis fin 1990, toutes les données des bouées BODEGA sont transmises sur le SMT, après contrôle par Pierre Blouch du Centre de Météo Marine, IFREMER, Brest. Le décodage des bandes mensuelles envoyées par ARGOS, les premières vérifications et traitements sont effectués au LODYC, Paris, par Annie Kartavtseff.

La série de 16 bouées du précédent contrat est arrivée à Nouméa en juin 1992 (série 2675 à 2680). 12 de ces bouées ont été déployées à partir du N.O. Le Noroît pendant les campagnes SURTROPAC 17, le long de 165°E, et COARE156-3, le long de 156°E. Les 4 autres ont été déployées en janvier 1993 lors de la campagne COARE-POI, le long de 156°E. L'une d'entre elle a été endommagée à la mise à l'eau à cause du SEASOR Anglais dont la manipulation semblait être délicate. Les responsables du SEASOR n'ont pas voulu le remonter avant largage de la bouée, celle-ci s'est alors pris dans le SEASOR, a été endommagée et a coulé. L'étalonnage des chaînes de thermistance

en bain isotherme a été effectué par le constructeur IESM à Guidel, avec la participation d'un représentant de l'IFREMER et de l'ORSTOM. Cependant, les conditions de l'étalonnage en janvier 92 n'étaient pas parfaites, la température du bain évoluant de façon trop importante, et il nous est apparu nécessaire de refaire cet étalonnage, en partie à Nouméa, en partie à bord du N.O Le Noroît avant déploiement.

Les 13 bouées commandées fin juin 92 (série 17617 à 17629) sont du même type que la série précédente avec une seule modification importante effectuée par Maurice du Chaffaut. Les bouées dérivantes émettent en continu pendant les deux premiers mois à partir de la mise à l'eau, puis passent en mode économique, c'est à dire une émission 1 jour sur 3. Cette modification a été décidée afin de profiter au maximum des mesures de températures et de flux effectuées par d'autres plates-formes pendant la Période d'Observations Intensives de l'expérience TOGA/COARE (novembre 1992 - Février 1993). J'ai effectué fin novembre 1992 l'étalonnage des capteurs des chaînes à l'arrivée du matériel à Nouméa. Il a été détecté sur la bouée 17622 une défaillance de l'émetteur ARGOS. Le constructeur nous a alors envoyé un émetteur de rechange et l'échange standard a eu lieu sur Le Noroît en janvier 93. On peut souligner l'intérêt de la nouvelle bouée de surface boulonnée (cf rapport convention 91) qui évite un reconditionnement de la bouée de surface, ce qui était le cas avec les séries plus anciennes dont les deux hémisphères composant la bouée étaient soudés. Il ne semble pas qu'il y ait eu de problèmes directement liés à cette nouvelle fermeture de la bouée de surface. Une autre anomalie constatée lors de l'étalonnage a été un offset excessif d'un capteur de la chaîne 71, de 1,17°C. Il semble que ce capteur ait eu un défaut de fabrication et son comportement à la mer n'est pas satisfaisant car cet offset de température augmente presque constamment par rapport aux autres capteurs de la chaîne.

La bouée 17617 n'a pas eu d'émission après sa mise à l'eau. On suspecte une entrée d'eau car l'orifice du connecteur de la chaîne de thermistance laissait apparaître un surplus de mousse expansée utilisée dans la bouée de surface, qu'il a fallu gratter pour arriver au branchement. Lors des tests à Nouméa et à la mise en marche avant déploiement, la bouée fonctionnait de façon satisfaisante.

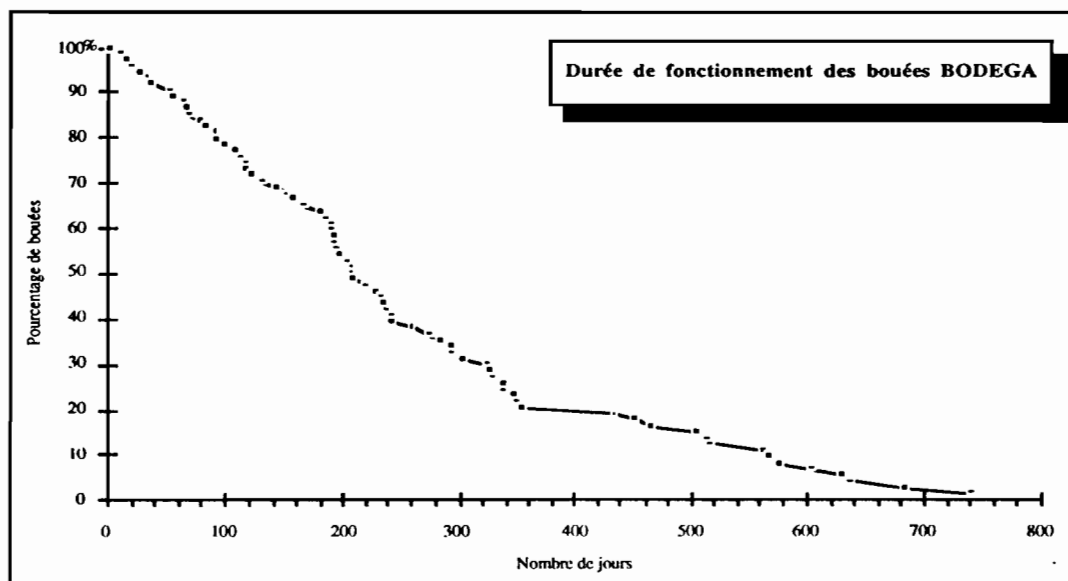
Le tableau 1 récapitule les conditions de fonctionnement et les caractéristiques des déploiements de toutes les bouées BODEGA au 31/07/93. La figure 1 présente la durée de bon fonctionnement des bouées au 31/07/93. On peut noter que la durée de vie des bouées dérivantes déployées dans le Pacifique est ou central est plus importante que dans le Pacifique ouest où les risques d'échouage sur les îles et atolls sont plus importants.

Tableau 1

N° de bouée		Date et position de déploiement					date fin de vie			Durée
ARGOS	OMM	M	J	An	Latitude	Longitude	M	J	An	Jours
6650	0	10	17	89	-5.32	-144.50	1	8	90	83
6651	0	10	4	89	-5.05	-140.47	8	3	90	303
6652	0	10	5	89	-0.02	-140.07	3	3	91	514
6653	0	10	5	89	-2.01	-140.17	6	23	90	261
6654	0	10	4	89	-2.84	-140.25	3	5	91	517
6656	0	10	6	89	1.02	-140.09	4	26	91	567
12078	0	12	9	89	-0.50	169.13	8	9	90	243
12079	0	12	10	89	1.54	169.02	9	30	90	294
12080	0	4	8	90	-8.04	164.40	9	21	90	166
12081	0	4	9	90	-5.01	163.00	12	2	90	237
12082	0	4	11	90	-2.10	161.49	8	6	90	117
12083	0	4	12	90	-0.04	160.08	3	17	91	339
12084	0	4	13	90	1.99	158.54	12	9	90	240
12086	0	4	13	90	4.12	157.35	3	4	91	325
12087	0	4	17	90	10.02	152.74	3	10	91	327
12088	0	4	16	90	11.93	151.43	7	27	90	102
1610	0	8	23	90	1.49	-140.14	9	7	90	15
1611	0	8	23	90	0.41	-140.51	9	13	90	21
1612	51886	8	22	90	-2.90	-140.74	3	20	92	576
1613	51887	8	23	90	2.36	-140.58	9	2	92	741
1615	0	8	21	90	-5.03	-140.60	1	12	91	144
1616	0	8	25	90	-2.26	-140.76	11	3	91	435
1617	0	8	21	90	-7.10	-140.49	9	17	90	27
1618	0	1	20	91	0.09	-114.94	12	25	91	339
1619	51889	1	15	91	-0.21	-108.42	9	12	92	606
1620	51890	1	10	91	0.01	-95.27	10	1	92	630
1621	51891	2	16	91	-0.97	-151.52	8	31	92	562
1622	0	1	25	91	-0.13	-128.72	11	15	91	294
1623	0	2	25	91	-0.04	177.14	9	5	91	192
1624	0	1	22	91	0.17	-120.41	12	18	91	330
1625	0	1	28	91	0.81	-139.99	5	8	92	466
1626	52881	2	15	91	-0.04	-160.84	5	13	92	453
1627	51893	2	22	91	-0.11	-170.18	2	11	92	354
1628	0	1	23	91	-0.09	-124.37	12	7	92	684
1630	0	1	12	91	0.38	-98.23	6	2	92	507
12085	51894	7	27	91	5.01	165.11	2	16	92	204
12089	51895	7	30	91	2.86	166.88	3	17	92	231
12090	0	7	25	91	0.01	165.03	8	27	91	33

Tableau 1

ARGOS	OMM	Date et position de déploiement					date fin de vie			Durée Jours
		M	J	An	Latitude	Longitude	M	J	An	
12091	0	3	29	91	1.91	164.52	6	30	91	93
12092	51897	7	25	91	-1.96	164.85	2	17	92	207
12093	51898	7	25	91	-0.99	165.00	5	5	92	285
12094	0	3	29	91	0.05	164.91	11	27	91	243
12095	0	3	31	91	-1.82	164.63	7	23	91	114
12097	0	7	28	91	6.09	165.12	11	5	91	100
12099	0	7	28	91	5	165.01	8	27	91	31
96650	52882	3	5	92	-1.42	152.39	6	30	92	117
96651	52883	3	5	92	2.30	153.39	6	21	92	108
2675	0	8	13	92	-0.01	165.83	10	30	92	78
2676	52891	8	24	92	-0.96	164.76	5	27	93	276
2677	52892	8	21	92	4.02	165.00	9	27	92	37
2678	52889	8	15	92	4.05	165.16	7	29	93	348
2679	52890	8	14	92	2.01	165.04	7	31	93	351
2680	52893	8	22	92	1.01	164.91	4	13	93	234
2681	52894	9	26	92	-0.47	155.94	10	9	92	13
2682	52895	9	26	92	0.62	155.88	12	1	92	66
2683	52586	1	22	93	-1.83	155.92	3	30	93	67
2684	52571	9	24	92	3.03	156.03	2	25	93	154
2685	52572	9	23	92	4.51	156.10	11	17	92	55
2686	52573	9	23	92	5.99	156.04	2	1	93	131
2687	52574	9	26	92	1.62	155.96	11	19	92	54
2688	52587	1	22	93	2.02	156.11	3	29	93	67
2689	0	1	22	93	0	156	-	-	-	0
2690	52588	1	25	93	2.96	155.57	7	30	93	186
17617	0	12	19	92	-1.92	156.13	12	21	92	2
17618	52575	12	19	92	0.00	156.07	6	19	93	182
17619	52580	1	1	93	2.00	156.03	7	29	93	209
17620	52581	1	3	93	-0.04	156.74	7	29	93	207
17621	52583	1	19	93	-1.00	156.10	7	31	93	193
17622	52589	3	2	93	0.13	154.19	7	3	93	123
17623	52576	12	20	92	2.00	156.06	7	5	93	197
17624	52577	12	20	92	3.99	156.01	7	29	93	221
17625	52578	12	22	92	1.05	156.09	3	23	93	91
17626	52584	1	18	93	0.99	156.01	7	31	93	194
17627	52582	1	2	93	-2.03	156.16	6	8	93	157
17628	52585	1	19	93	-2.48	156.09	7	29	93	191
17629	52579	12	22	92	-0.99	156.31	7	1	93	191



III Résultats scientifiques

Les études présentées en annexes A et B utilisent toutes les données de bouées dérivantes de surface disponibles dans le cadre de l'expérience TOGA Surface Velocity Program (SVP). Les bouées sont principalement américaines, japonaises et françaises. En annexe C est présentée une étude n'utilisant que les bouées dérivantes BODEGA.

En annexe A, on présente une analyse de la variabilité saisonnière des courants dans l'océan Pacifique tropical à partir des données des bouées dérivantes et des données des quelques mouillages courantométriques le long de l'équateur entre janvier 1987 et avril 1992. Des comparaisons entre les courants déduits des bouées dérivantes et ceux des mouillages courantométriques suggèrent une surestimation des courants de surface mais cette différence est faible comparée aux importantes fluctuations pluri-annuelles des courants. Une climatologie saisonnière est alors construite en utilisant ces deux jeux de données à l'aide d'une méthode d'analyse optimale. Enfin les résultats sont comparés aux courants de surface calculés à partir des dérives des bateaux marchands.

En annexe B, est décrite l'évolution de la circulation de surface pendant la Période d'Observations Intensive (POI) de l'expérience TOGA/COARE. (Novembre 1992 - Février 1993). La zone tropicale du Pacifique occidental présente des variations intra-saisonnières très importantes, au moins de même amplitude que les variations saisonnières. On décrit ainsi les variations de la circulation de surface lors des 2 coups de vent d'ouest et d'une période d'alizé soutenus observés pendant la POI. On montre la différence de réponse pour les différents forçages atmosphériques (suivant leur symétrie par rapport à l'équateur). L'évolution de la température de surface est analysée pour ces différents événements. Il est noté d'importantes variations de la température de surface

lors du coup de vent d'ouest en décembre, de l'ordre de 1°C sur une large région en 10 jours. On note que l'advection horizontale, pour cet événement, joue un rôle mineur et que le refroidissement des couches de surface est lié principalement au refroidissement par évaporation et à l'importante activité convective atmosphérique pendant cette période. Ce travail, effectué en collaboration avec G. Eldin, a été présenté au meeting TOGA/WOCE SVP 6 en septembre 93 à Honolulu.

L'étude systématique des températures des chaînes de thermistance de toutes les bouées BODEGA, jusqu'en avril 92, est présentée en annexe C. Elle a été réalisée par deux étudiants de l'École de la Météorologie de Toulouse lors d'un stage de fin d'études de 6 mois effectué à Nouméa (décembre 92- juin 93). Tous les cycles diurnes des capteurs ont été analysés, validés et corrigés quand nécessaire. Des critères descriptifs ont alors permis de classer les cycles en différentes classes et de les relier à des conditions atmosphériques particulières. Cependant, la recherche de liaisons statistiques entre les paramètres atmosphériques moyennés sur une journée et les critères descriptifs des cycles est délicate car la variabilité des conditions météorologiques sur une journée est prédominante. L'adaptation d'un modèle de couche mélangée aux conditions particulières du Pacifique tropical occidental a permis de montrer l'importance des précipitations sur l'évolution de la température (et de la salinité) de la couche convective diurne.

ANNEXE A

A climatology of the seasonal currents in the equatorial Pacific

Gilles Reverdin^{1,2}, Claude Frankignoul², Elodie Kestenare² and Michael J. McPhaden³

Draft September 20 1993.

1: Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, Palisades, N.Y. 10964

2: Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie, Université Paris VI, Paris, France

3: Pacific Marine environmental Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration, Seattle, Washington.

Abstract

An analysis of the seasonal variability of the equatorial Pacific Ocean currents at a depth of 15 meters is presented, based on buoy drifts and current meter records between January 1987 and April 1992. A comparison between buoy drifts and current meter data suggests that the buoy drifts might be overestimating the currents, but that the difference is small compared to their large low frequency interannual variability. Thus, the two data sets are merged and analyzed using a function fitting algorithm. The analysis does not smooth the meridional structure and captures a large seasonal variability of the currents within 15° of the equator. The North Equatorial Countercurrent which is continuous across the basin in this analysis disappears seasonally in April, at a time when the South Equatorial current is maximum in the western Pacific near the equator and in the central Pacific off the equator and there is a strip of eastward current along the equator in the eastern Pacific. This is also the time when the South Equatorial Countercurrent in the western Pacific is further south. In the eastern and western Pacific, the North Equatorial Current also experiences large seasonal changes with maximum velocity early in the year.

Some of these features are not found in an analysis of the ship drifts. However, a large part of the difference can be explained by a combination of the meridional smoothing involved in the ship drifts and of the shear in the upper ocean. Remaining differences, in particular the more eastward currents that we find near the date line within a few degrees of the equator, might result from a residual of interannual or interdecadal variability in the surface currents.

1. Introduction

Puls (1895) provided a quantitative climatology of the seasonal surface currents in the equatorial Pacific Ocean. This analysis as well as most subsequent studies (Schott, 1939, Wyrki, 1965; Richardson, 1989) were based on ship drifts, a large share of which were collected during the 1920-1941 period. Each ship drift consists of the vector difference between the velocity of a ship determined from two position fixes and the average estimated velocity of the ship through the water during the same time interval, usually between successive noons. Most merchant ship routes cross meridionally the major currents in the equatorial Pacific and the ship drifts therefore smooth the currents. Sampling is very sparse between 150°E and 170°W as well as between 140°W and 110°W (Richardson, 1989). Despite these limitations, the ship drifts have long been the only data set which provides the seasonal cycle over the whole equatorial Pacific Ocean.

The large scale seasonal currents have been better sampled during recent years, both by direct current measurements and indirectly from models of the surface currents based on observed dynamic height topography and winds. From observations of the sea level (Wyrki, 1974, 1985) and of the upper-ocean thermal structure (Gill, 1983; Meyers and Donguy, 1984), it has been shown that a zonal and meridional redistribution of the equatorial Pacific surface water takes place on seasonal and interannual time scales. Long time series of current have been obtained at a few mooring sites located on the equator, in particular at 110°W (since 1980) and 140°W (since 1983) showing a strong seasonal cycle in zonal velocity (Halpern, 1987; McPhaden and Taft, 1988; McPhaden and McCarty, 1992). Superposed on it are deviations related to the interannual variability, for example at 110°W, the seasonal currents had less seasonal variations in 1982 than during other years of the record.

Drifting buoys have also been deployed in the tropical Pacific Ocean since the late 1970s, and the seasonal surface circulation in the eastern Pacific has been analyzed on a fine scale using buoy drifts. Poulain (1993) investigates the meridional structure of the currents near the equator on a scale of 110 km or less, and concludes that the zonally averaged equatorial divergence is concentrated in a narrow 20 km band centered on the equator; also it experiences a seasonal cycle with at least a factor 2 in amplitude. On a slightly coarser grid (2°x10° latitude x longitude grid), Poulain et al. (1993) investigate the spatial structure of the seasonal cycle in the eastern equatorial Pacific based on buoy drifts in 1979-1991. This analysis suggests that the seasonal cycle has a large zonal coherence scale and has a large

amplitude with fluctuations comparable to the mean flow near the equator as well as in the North Equatorial Counter current.

In the present paper, we combine buoy drifts and currents from current-meter moorings to investigate the mean seasonal variability of the circulation in 1987-early 1992. Using a function fitting algorithm, we will construct monthly maps of the mean seasonal current variations on a $1^\circ \times 5^\circ$ grid, and we shall estimate the full error covariance matrix of the analyzed fields. We will present the analysis of the interannual variability in a forthcoming paper. Although the data distribution does not always resolve the interannual variability, the analysis of the seasonal cycle is statistical, in the sense that we consider different years within the period 1987-1992 as different realisations of an average seasonal cycle.

Most drifters deployed in the Pacific Ocean have been designed to follow the currents at a depth of 15m, and therefore this is the level where we will analyze the currents. At night, this level is within the mixed layer, even in the western Pacific Ocean where there is often a pycnocline within the warm upper layer (Lukas and Lindstrom, 1991). Santiago-Mandujano and Firing (1990) have investigated the near surface vertical shear in the central tropical Pacific Ocean between 3°N and 2°S , suggesting that the surface shear is in the direction of the wind with maximum value near the surface of the order of 0.01 s^{-1} , nearly independently of the wind intensity. A near surface shear in the direction of the wind is also found on current meter moorings (Hayes and Halpern, 1984) and in current profilers in the eastern Pacific (Wilson and Leetmaa, 1988). This suggests that one can extrapolate the analysis of the currents at 15 meters to other levels within the near surface layer.

An issue in constructing fields of Eulerian currents is that the currents estimated from the drifters differ from the Eulerian currents when the drifter distribution is inhomogeneous (Davis, 1983). The drifter distribution (Fig.1) is not homogeneous as deployments were not distributed homogeneously and the mean current has an average divergence near the equator (Poulain, 1993), which tends to create data void regions. Furthermore, some causes of drifter death (wrecks on islands or coasts, collection by fishing vessels) are not distributed homogeneously. The characteristics of the eddy field also vary spatially and seasonally with two maxima of eddy activity related to large eddies: the first one is near the equator, and is discussed in Hansen and Paul (1984), the second one is in the north-east equatorial Pacific, and is discussed in Hansen and Maul (1991). The Lagrangian biases in the present data set have been estimated in Poulain et al. (1992) who found that they are larger for v (maximum value close to 5 cm/s , north of the equator) than for u . Another approach to estimate the

Eulerian field by random homogenization of the drifter distribution which suggests that the maximum bias of the zonal velocity is of the order of 2 cm/s, north of the equator (Poulain et al., 1993).

The drifter distribution as well as the characteristics of the eddy field vary seasonally and from year to year, and it is difficult to account for these biases on a seasonal basis. We will not attempt to correct this unfortunate Lagrangian effect, and will consider it as an error on the analysis. Another potential bias which has not been addressed is that the perfect current-followers could sample more readily certain features, for example, convergent jets in the vicinity of fronts or one particular part of a Langmuir cell. It is only by comparison with other simultaneous data sets that one can hope to evaluate whether this is a problem. McPhaden et al. (1992) indicate that 15 independent drifter-days are needed for estimating u with an error of 5-10 cm s^{-1} . The density of buoy drifts near the equator is not large (Poulain et al., 1993) and this will result in large errors on seasonal averages. To reduce these errors, we complement the drifter data with mooring current meter measurements. These data are available during a large part of the period investigated at four sites along the equator (165°E, 168°W, 140°W and 110°W) as well as at 7°N, 140°W.

In the next section, we will first present the buoy drifts and the mooring currents and discuss whether they can be merged. Then, we describe the analysis scheme and how the errors are estimated. Finally, the analyzed seasonal cycle is presented and the differences with earlier analyses of the currents from ship drifts are discussed.

2. Data

2.a 15m-currents from drifters

In the equatorial Pacific, deployments of satellite tracked buoys have been initiated in 1977, and since 1979 the drifters are equipped with an ARGOS transmitter. During the period which we consider (1987-April 1992), most buoys were designed to follow the current at 15m (730 buoys drifted for more than 5 days during this period, with a total of xxxx days). These buoys typically have a surface float linked by a loose tether to a drogue centered most commonly at 15m which is designed to minimize the drift in the surface waves and windage effects. The present analysis is based on all available drifters, with the objective of reducing the sampling noise by having a large data set. The question is whether all drifters are comparable and whether the differences with respect to the currents at 15m can be corrected.

The different buoy types were compared during calibration experiments, where the current and current shear were precisely measured (Niiler et al., 1987; Bitterman and Hansen, 1986, Niiler et al., 1993). The calibration experiments suggest that the drifts of drogued buoys are within a few cm/s of the currents at 15m, and that the difference can be modelled knowing the buoy characteristics, the wind and the current shear. In shear conditions characteristics of the California current and for a drogued buoy typical of the ones deployed since 1987, Niiler et al. (1987) show that this error can be modelled as $0.003 W$, where W is the wind. We adopt this correction, estimating W from the average monthly pseudo-stress fields produced from ships-of-opportunity measurements (Legler and O'Brien, 1985). Typically, the correction does not exceed 3 cm/s.

Most buoys in recent years are also equipped with a drogue-loss sensor, whose information is included in the satellite transmitted message. When the drogue is lost, we expect an additional drift of the order of 10 cm s^{-1} (Hansen and Paul, 1987). In practice, however, some of the drogue loss reports are uncertain. For example, forty-one buoys in the western Pacific for which the information was not provided were reported as having lost their drogue. Altogether, nearly 30% of the drifter data considered here were reported as having lost the drogue (Fig.2). The proportion is less near the equator (10%), and larger poleward of 10°N , 10°S . In our standard analysis, we did not correct the data for this effect (although Fig.10a attempts to take it into consideration). This introduces an average error in the analysis in the wind direction varying between 1 cm/s near the equator and 5 cm/s poleward of 10°N . Near the equator, where the shear is $O(0.01 \text{ s}^{-1})$, this is equivalent to a depth difference of about one meter, which is within the range of drogue center deviation from its nominal depth. Error estimates on the seasonal analysis of the currents due to sampling is usually larger than 3 cm/s, and we were not able to distinguish the analysis with all the buoys included from the one excluding buoys reported without their drogues (a similar conclusion is reached by Poulain et al., 1993).

Six-hourly time series of the position and the velocity components u and v were constructed by a kriging algorithm applied to the satellite fixes of the buoy positions (Hansen and Herman, 1987). There are typically 5 to 8 fixes during 24 hours of buoy emission. During the January 1987-April 1992 period, a large proportion of the buoys were only emitting one day out of 3 days, and the interpolation is known to have some flaws with this sampling. Therefore, we use daily averaged velocities reported at the mid-day positions. The number of drift-days increases greatly after mid-1988 (Fig.3). Some areas remained poorly sampled in all seasons, in particular in the south-west (south of 10°S and west of

180°W) and north of 13°N, except in the central part between 160°W and 120°W. Other areas are mostly sampled during one season: for example, near the equator in the eastern Pacific (Poulain, 1993) where density is very small in March-May, in the central equatorial Pacific where buoys were only found in December through May or near 5°N in the eastern Pacific where the peak density is during June through December. It is actually characteristic for individual buoys to drift there eastward in the NECC until December-January when they turn north-westward in the North Equatorial Current (early examples from 1979-1980 are presented in Poulain et al., 1992).

The variance of the high (intra-monthly) and low (interannual variability) frequencies are derived from this set, as described in App. A. These statistics are important to compute error estimates for the seasonal cycle. The high frequency variance exhibits complex patterns which are well substantiated by other studies. However, because of the insufficient data, the error patterns for the low frequencies are ill-defined, although there is a tendency for a decrease in variance from the equator towards higher latitudes. The effective number of independent samples in a month can be estimated from an integral time scale derived from the buoy drifts time series. Near the equator, the integral time scale is of the order of 3 days (Poulain et al., 1993) or 6 days (Hansen and Paul, 1987). Hansen and Herman (1991) 1989 indicate time scales of the order of 15 days for u and 5 days for v based on the structure functions of the Lagrangian time series of velocity components, but these longer time scales are caused by the changes in the mean currents that the buoys encounter during their drifts and are not relevant for the intra-monthly variability.

2.b 15m currents from current-meter moorings

Currents from moorings are used to complement the data set and also to provide some information on the statistical properties of the deviations from the seasonal cycle, which will be used to estimate uncertainties associated to the sampling by the drifters. In particular, we will derive a lag correlation for the low frequency fluctuations (App.A) and an integral time scale for the high frequencies.

Daily moored current meter measurements were available at 4 sites along the equator (at 110°W and 140°W for the whole period, at 168°W from May 1988 until January 1992 and at 165°E until February 1992) and one site at 7°N, 140°W (June 1988 until April 1991). The (0°, 110°W) and (0°, 140°W) moored data are presented in various reports (Freitag et al., 1987; Halpern, 1987; McPhaden and Hayes, 1990; McPhaden et al., 1992) and the (0, 165°E) mooring in McCarty and McPhaden (1993). The (0°, 168°W) mooring is an upward-

looking Doppler profiler placed at a depth of 250 meters, and the data originate from the upper bin (Weisberg and Hayes, 1993).

The daily averaged currents are interpolated at a depth of 15 m current by linear interpolation between the two closest levels (10m to 25m in some cases, but also 3m to 25m, 10m to 45m or 50m). Some times, data are only available from one level. When the missing piece is longer than 3 months, we correct these data by adding the average shear between that level and 15m (at $(0^\circ, 165^\circ\text{E})$ before May 1988 where the shallowest current-meter is at 50m; or between May and October 1988 at $(0^\circ, 140^\circ\text{W})$ where measurements were at 25m. Otherwise, we add the shear interpolated linearly between the two end-pieces of the missing segment. According to tests made on other parts of the record, this should not introduce an error larger than 2 or 3 cm/s when considering monthly or longer time scale. Typically, the difference between the current at 15m and that at the closest measured level does not exceed 10 cm/s, and more usually 5 to 10 cm/s. It is larger at $(0^\circ, 110^\circ\text{W})$ and at $(0^\circ, 140^\circ\text{W})$ in 1990-91. At 170°W , the shallowest level available is at 20m (Weisberg and Hayes, 1993). There, we add the 5m-shear estimated from simultaneous measurements at 140°W and 165°E .

In characterizing the deviations from the seasonal cycle, we distinguish high frequencies (sub-monthly) and the lower frequencies by a Hanning window (25 days flat and two cosine-tapers of 5 days on the sides) to mimic the monthly binning of the buoy data. The lower frequencies include the average seasonal cycle (1987- April 1992 when data are available) and the low-frequency interannual variability (Fig.4). The latter has a standard deviation of the order of 5 cm/s for v at all sites, but more variable values for u with largest values at $(0^\circ, 165^\circ\text{E})$ (Table 1). For the meridional velocity, the high frequencies have a larger variance than the low frequencies with typical rms values of 15 cm/s. However, at $(0^\circ, 140^\circ\text{W})$ the rms value is 24 cm/s and at $(0^\circ, 110^\circ\text{W})$ it is 28 cm/s, because of instability waves (Hansen and Paul, 1984). For the zonal component, the high frequency rms value is also of the order of 15 cm/s, except at $(0^\circ, 140^\circ\text{W})$ where it is 19 cm/s and $(0^\circ, 110^\circ\text{W})$ where it is 26 cm/s. Thus, it is larger than the interannual low-frequency rms, except at $(0^\circ, 165^\circ\text{E})$. These variances are in the range of the ones found in the buoy data set.

In general, the interannual variability has a time scale of a few months. Fig.4 shows the time series at the $(0^\circ, 165^\circ\text{E})$ mooring. An additional filtering (1/4,1/2,1/4) has been done on the monthly time series which filters some of the very energetic subseasonal variability at this site (in u). This filtered time series shows year-to-year variability of a comparable

magnitude to the seasonal cycle with deviations of the same sign for more than a year. However, subseasonal variability reduces the correlation of the initial low-passed time series with an exponential decay of the covariance function after 63 and 28 days respectively for u and v . Other equatorial sites which also have less interannual variance have also smaller time scales, a possible result of aliasing of subseasonal or near-monthly variability. The subseasonal variability is related to the wind variability in the western and central Pacific Ocean and is trapped near the equator (Johnson and McPhaden, 1993) and along the eastern boundary. Expectingly, the time scales in zonal velocity at the (7°N , 140°W) mooring is longer (80 days).

The first 0 of the autocorrelation function of the high frequencies is typically near 6 or 7 days. The number of degrees of freedom in a series is estimated by dividing the length by twice the integral time scale, which is given by:

$$T = \frac{1}{\text{COV}_{\text{HF}}(0)} \int_0^{45 \text{ days}} \text{cov}(\tau) d\tau, \text{ where } \text{cov}_{\text{HF}}(0) \text{ is the high frequency variance (notice}$$

that the integral is not sensitive to the choice of the upper boundary of the integral, as long as it is longer than the filter length). The u -time scale is a little smaller at the 7°N mooring, but otherwise results are similar at the mooring sites. These integral time scales, less than 3 days for u and 2 days for v , are not too different from the Lagrangian estimates, although they tend to be shorter. In other words, this gives "independent" realizations of the high frequencies every 5-days in u and every 3-days in v .

2.c Combining mooring and drifter 15m currents

Before combining the two data sets, we need to ascertain whether close-by currents from moorings and from drifters are comparable. We will show in this section that there might be a systematic bias with stronger drifter currents, but this difference which should usually be less than 10 cm/s is often small compared to the sampling error, and the data sets will be merged into the analysis without further correction.

Near the equatorial mooring sites, the average seasonal cycle over the 1987-1992 period can be quite different when constructed from the buoy drifts or the mooring currents, because of the numerous periods without drifters and the resulting aliasing of subseasonal and interannual variability. When drifter sampling is inadequate, as at 110°W , the differences are large. However, the agreement with the relatively well sampled buoy time series is much closer for (0° , 165°E), as shown in Fig.5. There, the mooring seasonal cycle is quite irregular, because of the large intraseasonal variability (McPhaden et al., 1992), but,

when this time series is filtered by keeping only the annual and semi-annual harmonics, which retains 51% of the variance, differences become compatible with the sampling error estimates. This conclusion is also reached in the comparisons of the seasonal cycle presented in McPhaden et al. (1991). However, because of the sampling errors, it is not possible to conclude whether there are no large systematic biases between the two current data sets.

McPhaden et al. (1992) present examples when the buoy drifts are comparable with close-by mooring measurements (0°N , 165°E). We investigate this further by systematically comparing daily drifts of the buoys with the daily currents from the moorings interpolated at the 15 meters level. The scatter plots for the (0° , 165°E) (Fig.6) typical of the equatorial moorings shows a relatively tight relationship with rms differences between daily mooring currents and buoy drifts of 16 cm/s in u and 12 cm/s in v . There is a slight tendency for the zonal velocity to be larger in the drifts than in the mooring currents. Although the difference is only marginally significant, it is supported by separate comparisons for the situations when the average of the buoy and mooring velocities is positive (+) or negative (-). For (+), in 4 out of 5 moorings, the average drifter velocity is more eastward and for (-), in 4 out of 5 moorings, the drifter velocity is more westward than the mooring velocity. If we assume all pairs of daily velocity (mooring, buoy) to be equivalent, we have an average difference buoy-mooring of 5.8 ± 1.2 cm/s in case (+) (for 188 pairs with average velocity 31 cm/s) and in case (-) the average difference is -4.2 ± 1.4 cm/s (for 137 pairs with average velocity -29 cm/s).

This difference is of the order of 15% of the velocity. Of course, the equator is a very peculiar site for the currents and small scale gradients can be expected which might contribute to the scatter in Fig. 6, as in the eastern Pacific where the average v changes by 5 cm/s in 20 km from the equator (Poulain, 1993). However, these equatorial current moorings do not present large differences, and the largest differences are at (7°N , 140°W) where they average 11 ± 1.9 cm/s for 77 pairs. Perhaps, these drifters sample more favorably veins of stronger currents associated to fronts. Except for this last site, the differences are not large compared to the magnitude of interannual variability deviations (Table 1), which suggests that the mooring records and the drifter data should be combined to reduce the sampling errors.

3. Analysis of the currents

The first step is to average the daily currents in year-month bins. The currents have a much longer zonal than meridional scale, except near continents, and we retain $1^{\circ} \times 5^{\circ}$ latitude*longitude grid boxes. The grid resolution is a compromise between resolving well the scale of the currents, which would suggest a finer grid (10 km) as in Poulain (1993), and having enough data to limit the sampling uncertainty on the seasonal cycle. The grid is not appropriate for resolving boundary currents which have a finer zonal scale, in particular near New-Guinea or Mindanao (Wooding et al., 1990), but is adequate otherwise. The grid extends from 20°N and 20°S (the equator is a boundary between grid boxes to better represent the meridional current structure). Because of the sparsity of buoy data within 1° of the equator (Fig.2) which is linked to the equatorial divergence, we felt compelled to extend the influence of the moorings zonally and meridionally. Since all moorings are at a corner between grid boxes, this was achieved by distributing the data equally on the 4 neighbouring grid boxes and by designing the analysis so that every equatorial grid box between 150°E and 95°W are influenced by this data (notice however that the different moorings do not extend over the same period).

The raw gridded data are highly variable, in particular near the equator. This is not surprising, considering the small number of days usually contained in the near-equatorial averages. The noise on the gridded data is estimated according to App. A. The following analysis will provide some smoothing of this noise, while retaining the large scale, low frequency signal.

3.a The function fitting algorithm

The average seasonal cycle of the two current components is analyzed by an optimal function fitting (Bretherton et al., 1984). The technique is a least square fit of the data to a set of prescribed functions (in space and time), given estimated variances of the signal and of the noise (we also take into account a correlation of the noise signal between different data). Except near the boundaries, the gridded currents have much longer zonal than meridional scales, so that it is more appropriate to smooth the currents zonally than meridionally. For each grid box we use the gridded values for this box and the other boxes within 10° of longitude, which spreads the influence of the equatorial moorings between 150°E and 95°W . The zonal function is a linear function of longitude. We also smooth in the time domain by retaining the annual and semi-annual harmonics only. When testing the time filter on the mooring zonal current average cycle (Fig.5), at least 90% of the variance is retained, with the exception of (0°N , 165°E) where only 51% of the variance is retained. We

suspect in this case that this originate from the high level of intraseasonal variance which is not relevant to retain in the climatology.

A similar algorithm with basin wide functions was used for the dynamic height variability in the equatorial Atlantic Ocean (Reverdin et al., 1991). If one assumes the a-priori variance of the functions to be infinite, the method is equivalent to the one proposed by Davis (1985) for inhomogeneous fields and applied by Le Traon (1990) for estimating a mean spatial field. An advantage of assuming infinite a-priori variance is that the estimated function amplitudes are unbiased. The disadvantage is that it is less "optimal", as the variance of the analysis error is larger than if the correct a-priori variances had been provided. Thus, the random error of the analysis will be larger. Here, a compromise is done: the total "a priori" variance of the functions total $2 \text{ m}^2/\text{s}^2$ near the equator and decreases linearly with latitude, to $1 \text{ m}^2/\text{s}^2$ at 10°N and 10°S and then faster to $0.10 \text{ m}^2/\text{s}^2$ at 20°N and 20°S . Near the equator, these specifications bear little influence, because it so overwhelms the actual variance in the seasonal cycle (at the equatorial mooring sites, the zonal velocity seasonal variance averages $0.03 \text{ m}^2/\text{s}^2$). In areas poorly sampled near the meridional boundaries of the domain, this choice influences the final field.

The matrix to invert in the least squares fit has the dimension of the number of functions, and error estimates are provided. At each grid box, an error covariance matrix having the dimension of the number of functions is estimated. From it, it is easy to retrieve time-lagged error covariance. How well we know the latter is mainly a function of how well we have estimated the noise associated with the high frequency and low frequency interannual variability (App. A), which is very uncertain for the latter. When there is little data, the estimated error variance weighs toward the a-priori variance of the signal. Therefore, because the a-priori signal variance is chosen larger than is realistic, the error estimate of the analysis is on the high side (near the equator the analysis error is nearly the double of the one in an analysis with realistic a-priori signal variance).

The estimated rms error is presented in Fig.7 for the annual mean (top) and for January (below), which is representative of all the individual months. For u , minimum values in the central Pacific near $10\text{-}15^\circ\text{S}$ are of the order of 4 cm/s , and maxima are found near the equator, along the western boundary, in the Tasman sea and in the vicinity of central America with maximum values of the order of 20 cm/s on individual months. Error estimates are a little less for v than for u near the equator, because of the lesser low frequency interannual variability in the meridional component. Near the equator, the

meridional component errors are larger in the May-September season, because of larger high frequency variability and poorer sampling (not shown). There are of course isolated spots with higher variances, where the sampling of the seasonal cycle was locally deficient. The spatial correlation of the error is not directly calculated, because the analysis is carried separately for each grid box. An estimate is obtained a-posteriori by assuming that the correlation between two grid boxes is a function of the share of common data. Thus the correlation drops to zero for distinct latitude bands or longitudes separated by more than 20° . As discussed in the next section, this model ignores the fact that the data may not be distributed randomly in time: i.e., large areas over which the interannual signal can be correlated might have been sampled during the same year, so that the true correlation scales of the error should be that of the interannual fluctuations, which is much larger. However, a more thorough analysis would require an analysis of the spatial correlation of interannual variability which we do not have at this point.

4. Discussion ~~of the analysis~~

The annual average of the analyzed currents without meridional smoothing (Fig.8) presents little small scale noise, except for some poorly sampled grid points near Australia or central America (see the large errors in Fig.7 top). This is coherent with the number of degrees of freedom of the high frequency "random" fluctuations. The estimated analysis error is higher, because of both the low-frequency interannual variability and the seasonal distribution of the data, which we expect would result into errors coherent over fairly large scales. In the eastern Pacific, the structure is quite reminiscent of the analysis of a smaller set of earlier drifter data (1977-1982) presented in Hansen and Paul (1987) with the weak currents near the equator and the narrower vein of westward currents north of the equator than south of it. Although the North Equatorial Countercurrent was poorly sampled in this earlier set, it is also located further north near $120-130^\circ\text{W}$ than further east and the westward intensification of the North Equatorial current in the latitude band $10^\circ\text{N}-20^\circ\text{N}$ is also present. Not surprisingly, the circulation in Poulain et al. (1993) which set is largely the one we use with the addition of earlier data is also very similar, at least quantitatively.

To illustrate the pattern of seasonal variability, we sample the annual cycle at four times (mid-January, -April, -July, and mid-October). To reduce the noise of the analysis we did apply a $(1/4, 1/2, 1/4)$ filter, first zonally, then meridionally, and the vectors are presented every 2 grid points in the zonal and meridional direction, except for the two near equatorial grid boxes which are left (Fig.9). For these fields, the errors presented on Fig.7b probably correspond to the 95% confidence interval. These figures suggest quite coherent patterns of

variability across the Pacific interior, although seasonal changes poleward of 15°N and 15°S are not as reliable and are weaker than close to the equator.

The April field has the weakest North Equatorial Countercurrent and the strongest westward current near the equator in the west and near 5°S in the east. It is also when the strongest eastward South Equatorial Countercurrent is found near $9\text{-}12^{\circ}\text{S}$ extending from the west to nearly 150°W and an eastward current is found near the equator in the east (this last feature was first discussed by Puls, 1895). All these zonal currents have mainly an annual periodicity, and their opposite phase corresponds to the October field. It is however on the January map that the westward North Equatorial Current ($10\text{-}15^{\circ}\text{N}$) is the strongest and in July than it is the weakest. July is also the month with the strongest northwestward current along New Guinea, a situation which contrasts with January when it reverses to a southeastward current and which was further portrayed on a finer scale by Wooding et al. (1990) from a subset of the buoy drifts in 1988-1989. Further east in the western Pacific ($150\text{-}180^{\circ}\text{E}$), the January field includes three distinct veins of eastward currents, a North Equatorial Countercurrent at 5°N , an eastward current south of the equator and a South Equatorial Countercurrent near $8\text{-}11^{\circ}\text{S}$.

There is also a large coherence in the meridional velocity variations. At latitudes higher than 2°N , v is more northward early in the year and less so in the middle of the year. The opposite is true south of 2°S . Closer to the equator, the situation is more complex, with evidence for a semi-annual period, which has better been documented in the higher resolution analysis of Poulain (1993), and is associated to the fluctuations of the equatorial upwelling. According to Poulain et al. (1993), the Eulerian meridional currents are also expected to differ noticeably from our composite based on the buoy drifts within a few degrees of the equator. The meridional component is such that pseudo-trajectories caught in the NECC would remain in it during July-October, as is indeed observed for many buoys which translate eastward often by more than 50° of longitude during that season. Note that the comparison between the buoy drifts and the (7°N , 140°W) mooring currents indicated systematic differences suggesting that the buoys might be preferentially caught into more eastward veins of currents. In the other season, drifters do not remain in the NECC because of the poleward meridional velocity.

Although these four mean current fields (Fig.9) contain most of the information of our analysis of the currents and suggest rather coherent spatial variability, there are significant lags of the order of 1 or 2 months, most strikingly near the equator in the central and eastern

Pacific. The eastward current first appears east of 110°W in late February-March slightly south of the equator, and then extends to the central Pacific in May-June, as it recedes in the east. This timing corresponds to what is noted in the 110°W and 140°W mooring currents seasonal cycle in the 1984-1986 period (McPhaden and Taft, 1988) and is coherent with the climatological changes in the zonal wind stress near the equator (Meyers, 1979; Goldenberg and O'Brien, 1981).

Many of the features of the zonal currents seasonal cycle have been described before. The January current structure in the western Pacific was noted from a synthesis of meridional current sections in 1985-1990 at 165°E and further west (Gouriou and Toole, 1993) who also notice that the North Equatorial Countercurrent is further from the equator at that time than in July, as we find here. The cycle of the North Equatorial Countercurrent and of the South Equatorial Current in the central equatorial Pacific is also portrayed in the analysis of geostrophic currents before 1985 presented in Kessler and Taft (1987) and Picaut and Tournier (1992). The cycle of equatorial currents in the eastern Pacific is also found during various cruises (Wilson and Leetmaa, 1988). Poulain et al. (1993) present a detailed harmonic analysis of the eastern Pacific zonally averaged currents which is in general also coherent with what we have here.

Maps of surface currents in the tropical Pacific can also be deduced from ship drifts. To compare these data with the present analysis, we have analyzed the ship drifts from the monthly $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ averages presented in Richardson and McKee (1989). These averages are associated with an error estimate and the same analysis is used than for the buoy drifts assuming that the different boxes are independent (data from the same vessel are not likely to be included in two near-by boxes) (a more thorough analysis of ship drifts sampling error is presented in Frankignoul et al., 1989). The analysis based on the ship drifts is more noisy in most parts of the basin than the analysis of the buoy drifts because of larger rms variability and coarse sampling. Nonetheless, similar large scale features of the mean currents and of the seasonal variability can easily be picked out, although there are also obvious differences (Fig. 10a, b). The South Equatorial current is more intense and extends further west; the North Equatorial current is more zonal and the average North Equatorial Countercurrent is weaker. The seasonal cycle from the ship drifts and from our analysis presented in App. B, shows similar differences. These differences can originate, either (1) from the difference between a ship drift and the current at 15 meters, or (2) the construction of Eulerian fields from Lagrangian measurements, or (3) from interannual variability between the periods sampled by the ship drifts and by the buoy drifts. (2) has been partially

addressed by Poulain et al. (1993), whose study suggests that it might not be a major problem. We will first comment (1) and then (3).

Ship drifts mainly result from the currents at the depth of the ship hull and are average estimates between two fixes, typically one day, which would have corresponded to distances of the order of 200 miles or more in the 1920s and 30s from which the largest share of the data originated (Richardson, 1989). To sense the effect that this would have on the buoy drifts, we first smooth meridionally our field (meridional running filter: 1/8, 1/4, 1/4, 1/4, 1/8). We also assume that the ship drifts correspond to the surface currents and that the shear between 15 meters and the surface is in the direction of the wind and is 15 cm/s. This is based on observations within 3° of the equator by Santiago-Mandujano and Firing (1990), and to our observations in the southern ocean trade winds showing a near down-wind drift of undrogued buoys with respect to drogued buoys. It is adopted for the sake of its simplicity, but certainly neglects the complexity of windage on a ship and of the surface mixing processes. These modified currents are much closer to the ship drifts than our analysis, both in the mean (Fig. 10a,b,c) than in the average seasonal cycle presented in App. B: the South Equatorial current now extends at the equator with maximum velocities north of the equator as large as the ones to the south, the North Equatorial current became mostly zonal and the annual average North Equatorial Countercurrent is much weaker. Some major differences remain, for instance the South Equatorial current does not penetrate as far west as in the ship drifts (Fig. 11, 12), a difference which is attributed to the season October-April, and the South equatorial Current north of the equator is weaker than in the ship drifts near 110°W-150°W (mainly January and July). This last feature could result from ship lines being nearly zonal there (Richardson, 1989), and not reflect a real difference between the two products.

To illustrate the influence of interdecadal variability and the effect of sampling of interannual variability, we have compared the wind stress fields as sampled by the buoys in 1987-1992 to the average wind stress for the period 1967-1976. This early period is retained because the ship winds were measured in a comparable way than in the recent period, and that it contains only one strong El Niño (1972) so that it is probably more characteristic of the period from which the largest share of ship drifts originate (the 1920s and 1930s had no major El Niño before 1940-41). For simplicity, we use the monthly pseudo-stresses based on ship wind data (Goldenberg and O'Brien, 1981). In any particular box-month, to mimic the analysis of the current data, we retain the months which are sampled, and then average them with equal weights (alternatively, we consider the average

pseudo-stress for the whole period 1987-April 1992). The buoy-sampled pseudo-stress deviates from 1967-1976 with an eastward anomaly centered 3° south of the equator between 160°E and 160°W (Fig. 10e). There is also an eastward anomaly north of 15°N . The seasonal cycle of it presented in App.B suggest that it originates from the period October to April. This anomaly is less prominent in the average pseudo-stress for 1987-1992, which results from the particularly dense sampling of these area in 1991 and early 1992, an El Niño period. This suggests that the lesser extension of the South Equatorial Current in our analysis than in the ship drifts (Fig. 10a,b) may originate from interannual or interdecadal variability.

The time series from the moorings show indeed a considerable level of interannual variability. For example at $(0^{\circ}, 165^{\circ}\text{E})$ (Fig.4), the zonal currents are much more westward in 1988 and early 1989 than for the other years. For this site, extrema in individual years correspond to the peaks of the seasonal cycle, except in late 1987. There the interannual anomalies are clearly related to the changes in the winds associated with the El Niños-Southern Oscillation cycle. Other examples of important interannual variations of the seasonal cycle have been published. For example, the seasonal cycle was less pronounced in 1982 or 1987 at $(0^{\circ}, 110^{\circ}\text{W})$ than during other years. The North Equatorial Countercurrent was also particularly strong throughout 1982 in the central Pacific Ocean (Kessler and Taft, 1991; Picaut and Tournier, 1991). Outside of the equator, the information on interannual variability originates from the buoy drifts, which in some areas were numerous enough to provide some information on interannual deviations (Fig.11)

5. Conclusion

The analysis of the seasonal currents at a depth of 15 meters is based on buoy drifts and current meter records between January 1987 and April 1992 period. There are less data in 1987 and early 1988 than in later seasons, in particular in 1990 and 1991, but the drifts were better distributed spatially than for previous years and the current meter moorings provided data during most of the period. Data were sufficient to resolve a seasonal cycle with a 1° meridional resolution between 15°N and 15°S . The analyzed seasonal cycle is relatively smooth spatially because high frequency fluctuations are usually well sampled by the drifters and the moorings, but one draw-back of this climatology is a residual contribution of inadequately sampled interannual variability. The investigated period includes one El Niño in late 1991 and early 1992 and the end of the previous event in early 1987. The corresponding wind deviation from a seasonal cycle suggests that the largest residual of interannual variability is probably for January around the date line south of the

equator. The error estimates provided with our analysis are very conservative, because of poor knowledge of the variance in interannual deviations. Although we can estimate the local influence of interannual deviations from our relatively sparse data, only the analysis of well sampled interannual fields would provide an adequate evaluation of its spatial characteristics. The analysis of interannual deviations will later be done with the current data used here.

A comparison with the ship drifts seasonal cycle suggests however that our analysis has captured the seasonal cycle in the currents, as a large part of the differences between the current analysis and the ship drifts can be explained by the smoothing in the ship drift product and a down-wind shear between 15 meters and the sea surface. Therefore, our analysis suggests that despite this residual contribution of interannual variability, the seasonal cycle constructed from data in 1987-April 1992 will be an adequate reference for the investigation of interannual variability in the currents and for the validation of models which meridional resolution is comparable or better to the one adopted here.

Acknowledgments

We would like to thank the people who have constructed, deployed, and tracked hundreds of drifters in the tropical Pacific over the past decade. These include D. Hansen, H. Ishii, G. McNally, P. Niiler, M. Pazos, and P. Richardson, as well as M. du Chaffaut and A. Kartavtseff from LODYC, and Y. du Penhoat from ORSTOM/Nouméa. We are also thankful to Bob Weisberg for having provided data from the (0°, 168°W) equatorial Doppler mooring. This work was supported by NSF grant... and ... E.K. was supported by grant ... French support to drifters in the tropical Pacific was coordinated by the Programme National pour l'Etude de la Dynamique du Climat.

Appendix A: Non-seasonal variance in the gridded data

The error on the seasonal cycle analysis depends on the statistics of both the high frequency and the low frequency variability. We will outline here what has been done.

The input in the analysis are the gridded monthly averages for individual years i , months m . If this contains $n_{i,m}$ current days, the error on the monthly average has the variance:

$(\sigma_{IA}^m)^2 + (\sigma_{HF}^{i,m})^2 / n_{i,m}$, where σ_{IA}^m and $\sigma_{HF}^{i,m}$ are the low and high frequency variances, respectively, and $n_{i,m} = n_{i,m} / \tau$ is a number of degrees of freedom of the high frequencies, where τ is a typical time scale of the high frequencies (twice the integral time scale, see Davis, 1976), taken as 5 days for u and 3 days for v . This is very approximate, because if individual days originate from different buoys separated by more than τ days, the data are independent, while if the data originate from different buoys on the same day, they are more correlated.

For each sampled year an unbiased estimate of σ_{HF}^2 in month m , year i is provided by:

$$\frac{n_{i,m}}{n_{i,m}-1} \sum_{d=1}^{n_{i,m}} \frac{(u'_d)^2}{n_{i,m}}, \text{ where } u'_d = u_d - \langle u \rangle_{i,m} \text{ is the individual "data day" deviation from the}$$

monthly average. Unfortunately, the latter is usually very small, and the estimates are noisy. Thus, for a given month m , we only consider grid points where at least 2 years were sampled, and we average the estimates of σ_{HF}^2 . The field of high frequency variance is gappy and still very noisy, so we first replace the mean monthly estimates by seasonal averages, and then apply a (1/4, 1/2, 1/4) filter first in longitude then in latitude. The high frequency variance σ_{HF}^2 is now a smoother field, as illustrated in Fig. A1 for two contrasted seasons. As expected, the high frequency noise decreases poleward of the near-equatorial maximum, with minima near 10-15°N and 10-15°S. In the central and western equatorial Pacific ocean between 5°S and 10°N, σ_{HF} is much stronger in August-February than in the other season. Also there is more variability in v than in u north of the equator east of 180°W.

After having estimated $\sigma_{HF}^{i,m}$ we can estimate σ_{IA}^m . It can be shown that if n years were sampled for the month m , and the average of the n years is denoted $\langle\langle u \rangle\rangle_m$, we have:

$$\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (\langle u \rangle_{i,m} - \langle\langle u \rangle\rangle_m)^2 = (\sigma_{IA}^m)^2 + \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(\sigma_{HF}^{i,m})^2}{n_{i,m}}, \text{ which yields } (\sigma_{IA}^m)^2.$$

Of course, this estimate of σ_{IA} is sensitive to the estimation of $n_{i,m}$, in particular for v , which interannual variance is small compared to the high frequency (cf. also Table 1), and the above formula with $\tau=3$ days (section 2b) leads to large areas of negative $(\sigma_{IA})^2$.

Averaging over seasons and latitude band does help, and we apply the same smoothing that for the high frequency variance. The resulting estimate is much less reliable than the high frequency variance however, because of the smaller number of degrees of freedom. For v , we have the added particular problem of grid points near the Philippines or other islands in the western Pacific which have a very high meridional variance. There are also many gaps, even after averaging over all seasons, and to simplify we fill these gaps with the zonally averaged variance.

For v , the average σ_{IA} entered in the analysis (Fig.A2) is usually smaller than σ_{HF} . It is also smaller than σ_{IA} for u , in particular near the equator, where the inter-annual low-frequency deviations are mostly in the zonal component. However, these near-equatorial low frequency variance in u (25-30 cm s⁻¹) are larger than the ones estimated from the mooring currents in section 2b. This can be partially explained by the differences in the low frequency filtering, but suggests that we have been conservative in our estimate of σ_{IA} . The error on the analyzed seasonal cycle may thus be somewhat overestimated.

Errors on monthly averages due to the high frequency variability are assumed to be uncorrelated for different months or bins. For a given month, low-frequency interannual variability is assumed to be fully correlated zonally over 10° of longitude. The correlation between errors of different months, years is $\sigma_{IA}^{i,m} * \sigma_{IA}^{i',m'} = C(i, m; i', m')$, where C is a correlation function for the non-seasonal low frequencies, estimated from the mooring records as a function of the time separation between (i,m) and (i', m') . This function is chosen independent of position and at a lag of 1 month equals 0.3 and 0.2 for u and v respectively. The matrix of the data error covariance is then fed into the analysis scheme.

Appendix B: Comparisons of the seasonal cycle

In the discussion (section 4), we have compared the mean currents in the analysis to the ship drifts and have suggested that the ship drifts were surface currents smoothed meridionally. The average shear between 15m and the surface was assumed to be 15 cm/s down-wind (other assumptions were tested without clear advantage upon this simple formulation). We further suggested that the differences in the central equatorial Pacific could result from interannual or interannual variability, based on a comparison of the wind stress sampled by the data in 1987-1992 and the 1967-1976 average fields. Here, we pursue further these comparisons by illustrating the seasonal cycle. The analysis seasonal cycle was presented on Fig.9, and here we will present for each of the same four seasons (Fig.B1 to B4), the ship drifts, the smoothed surface currents estimated from the analysis as for Fig. 11c (later on, referred as the modified analysis), the difference between these two fields and the pseudo-wind stress deviations. For each season, both the modified analysis and the ship drifts exhibit large differences with the analysis, as was discussed for the average.

On the other hand, the ship drifts and modified analysis exhibit many common features, in particular for the April and July fields. It is in April that the current reverses at the equator in the east, that the South Equatorial current extends furthest in the west, that the North Equatorial Countercurrent is weakest (actually, it flows westward although more so in the modified analysis than in the ship drifts), and that the South Equatorial Countercurrent near 10°S restricted west of 180°W is most intense. In the central equatorial Pacific, it is in October that the South Equatorial current is most intense. The meridional velocity in the North Equatorial current are weak in all seasons, and except or the center Pacific, it is more intense in July than January. In both fields in July, the North Equatorial Countercurrent is very weak, a major difference with the analysis which portrayed it as a continuous current in that season.

The differences between the ship drifts and the modified analysis illustrate some persistent differences. The largest between October and March and maximum in January (Fig.b1c) is that the South Equatorial current in the analysis does not penetrate as far west as in the ship drifts. A deviation in the pseudo wind stress is also found there for this season, which suggests a residual of interannual/interdecadal variability in the analysis. On the other hand, the difference further east, where the South Equatorial current north of the equator is weaker in the modified analysis than the ship drifts, mainly in January and July, does not clearly correspond to an anomaly in the seasonal wind fields.

References

- Bitterman, D.S., and D.V. Hansen, 1986: The design of a low-cost tropical drifter buoy. Paper presented at International Symposium, Mar. Data Syst., New-Orleans, La.
- Bretherton, F., M. McPhaden, and E. Kraus, 1984: Design studies for climatological measurements of heat storage. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 318-337.
- Davis, R.E., 1976: Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 249-266.
- Davis, R.E., 1983: Oceanic property transport, Lagrangian particle statistics, and their prediction. *J. Mar. Res.*, 41, 163-194.
- Davis, R.E., 1985: Objective mapping by least squares fitting. *J. Geophys. Res.*, 90, 4773-4775.
- Freitag, H.P., M.J. McPhaden, and A.J. Shepherd, 1987: Equatorial current and temperature data: 108°W to 110°W; October 1979-November 1983. NOAA Data Report ERL PMEL-17, 99pp.
- Frankignoul, C., C. Duchêne and M.A. Cane, 1989: A statistical approach to testing equatorial ocean models with observed data. *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 1191-1208.
- Gill, A.E., 1983: An estimation of sea-level and surface-current anomalies during the 1972 El Niño and consequent thermal effects. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 586-606.
- Goldenberg, S.P., and J.J. O'Brien, 1981: Time and space variability of tropical Pacific wind stress. *Mon Wea. Rev.*, 109, 1190-1207.
- Halpern, D., 1987: Observations of annual and El Niño flow variations at 0°, 110°W and 0°, 95°W during 1980-85. *J. Geophys. Res.*, 92, 8197-8212.
- Hansen, D.V., and C.A. Paul, 1984: Genesis and effects of long waves in the equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, 89C6, 10431-10440.
- Hansen, D.V., and C.A. Paul, 1987: Vertical motion in the eastern equatorial Pacific inferred from drifting buoys. *Oceanol. Acta*, 34, 1867-1881.
- Hansen, D.V., and A. Herman, 1989: Temporal sampling requirements for surface drifting buoys in the tropical Pacific. *J. Atmos. and Ocean. Technol.*, 6, 599-607.
- Hansen, D.V., and Maul, 1991: Anticyclonic current rings in the eastern tropical Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 96, 6965-6979.
- Hayes, S., and D. Halpern, 1984: Correlations of currents and sea level in the eastern equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 811-824.
- Johnson, E.S., and M.J. McPhaden, 1993: Structure of intraseasonal Kelvin waves in the equatorial Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 608-625.
- Legler, D., and J.J. O'Brien, 1985: Atlas of tropical Pacific wind-stress climatology 1971-1980. Florida State University, Tallahassee, Fl., 187 pp.

- Lukas, R., and E. Lindstrom, 1991: The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 96, 3343-3357.
- McCarty, M.E., and M.J. McPhaden, 1993: Mean seasonal cycle and interannual variations at 0°, 165°E during 1986-1992. NOAA Technical Memorandum ERL PMEL-98, 64 pp.
- McPhaden, M.J., and S. Hayes, 1990: Variability in the eastern equatorial Pacific Ocean during 1986-1988. *J. Geophys. Res.*, 95, 13,195-13,208.
- McPhaden, M.J., and B. Taft, 1988: On the dynamics of seasonal and intraseasonal variability in the eastern equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 18, 1713-1732.
- McPhaden, M.J., D.V. Hansen, and P.L. Richardson, 1991: A comparison of ship drift, drifting buoy, and current meter mooring velocities in the Pacific South Equatorial Current. *J. Geophys. Res.*, 96, 775-781.
- McPhaden, M.J., F. Bahr, Y. du Penhoat, E. Firing, S.P. Hayes, P.P. Niiler, P.L. Richardson, and J.M. Toole, 1992: The response of the western equatorial Pacific Ocean to westerly wind bursts during November 1989 to January 1990. *J. Geophys. Res.*, 97, 14,289-14,303.
- McPhaden, M.J., and M.E. McCarty, 1992: Mean seasonal cycles and interannual variations at 0°, 110°W and 0°, 140°W during 1980-1991. NOAA Technical Memorandum ERL PMEL-95; August 1992, 118 pp.
- Meyers, G., 1979: Annual variations in the slope of the 14°C isotherm along the equator in the Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 9, 885-891.
- Meyers, G., and J.R. Donguy, 1984: The North Equatorial Countercurrent and heat storage in the western Pacific Ocean during 1982-83. *Nature*, 312, 258-260.
- Niiler, P.P., R.E. Davis, and H.J. White, 1987: Water-following characteristics of a mixed layer drifter. *Deep-Sea Res.*, 34, 1867-1882.
- Niiler, P.P., A.S. Sybrandy, K. Bi, P.-M. Poulain, and D. Bitterman, 1993: Measurements of the water following capability of holey-sock and tristar drifters. *J. Atm. Ocean. Tech.*, in Press.
- Poulain, P.M., 1993: Estimates of horizontal divergence and vertical velocity in the equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 601-607.
- Poulain, P.M., D.S. Luther, and W.C. Patzert, 1992: Deriving inertial wave characteristics from surface drifter velocities: Frequency variability in the tropical Pacific. *J. Geophys. Res.*, 97, 17,947-17,959.
- Poulain, P.M., D.V. Hansen, H. Ishii, P.P. Niiler, G. Reverdin, and P.L. Richardson, 1993: Surface circulation in the eastern tropical Pacific as deduced from satellite-tracked drifters. To be submitted to *JGR-Oceans*, 1993.

- Puls, C., 1895: Oberflächentemperaturen und Stromungsverhältnisse des Äquatorialgürtels des Stillen Ozeans. *Dtsch. Arch. Seewarte*, 18, 1-38.
- Reverdin, G., P. Delécluse, C. Lévy, P. Andrich, A. Morlière, and J.M. Verstraete, 1991: The near surface tropical Atlantic in 1982-1984: Results from a numerical simulation and a data analysis. *Prog. Oceanogr.*, 27, 273-340.
- Richardson, P.L., 1989: Worldwide ship drift distributions identify missing data. *J. Geophys. Res.*, 94, 6169-6176.
- Richardson, P.L., and T. McKee, 1989: Surface velocity in the equatorial oceans (20N-20S) calculated from historical ship drifts. Tech. Rep., WHOI 89-9, 50 pp., Woods Hole Oceanogr. Inst., Woods Hole, Mass..
- Santiago-Mandujano, F., and E. Firing, 1990: Mixed-layer shear generated by wind stress in the central equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 1576-1582.
- Schott, G., 1942: Die Grundlage einer Weltkarte der Meeresströmungen. *Ann. Hydr. Mar. Met.*, 11, 329 pp.
- le Traon, P.Y., 1990: A method for optimal analysis of fields with spatially variable mean. *J. Geophys. Res.*, 95, 13,543-13,547.
- Weisberg, R., and S. Hayes, 1993:
- Wilson, D., and A. Leetmaa, 1988: Acoustic Doppler current profiling in the equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, 93, 13,947-13,966.
- Wooding, C.M., P.L. Richardson, and C.A. Collins, 1990: Surface drifter measurements in the western equatorial Pacific Ocean circulation study (WEPOCS III), June 1988-December 1989. Tech. Rep., WHOI 90-37, 129 pp., Woods Hole Oceanogr. Inst., Woods Hole, Mass..
- Wyrtki, K., 1965: Surface currents of the eastern tropical Pacific Ocean. *Bull. Int. Am. Tropical Tuna Com.*, IX(5), 269-305.
- Wyrtki, K., 1974: Equatorial currents in the Pacific 1950 to 1970 and their relations to the trade winds. *J. Phys. Oceanogr.*, 4, 372-380.
- Wyrtki, K., 1985: Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles. *J. Geophys. Res.*, 90, 7129-7132.

Figure captions

Fig.1: Total number of current data in 1987-April 1992 by $1^\circ \times 5^\circ$ latitude \times longitude boxes for four different months. The daily mooring currents have been distributed in equal numbers in the four neighbouring boxes to the moorings.

Fig.2: Meridional distribution of the number of days of buoy drifts by 1° latitude band. The stars are for the buoys reported with their drogue on, and the crosses for the total number of buoys.

Fig.3: Distribution in time of the monthly number of days of buoy drifts within 20°N and 20°S in the equatorial Pacific Ocean.

Fig.4: Current time series at 15m from the mooring at (0°N , 165°E). The curve represents the average seasonal cycle. Currents are first monthly averaged, the annual cycle removed and these monthly deviations have been smoothed by a (1/4,1/2,1/4) time filter before being recombined with the annual cycle. The vertical bars are centered on these averages and correspond to the 90% confidence interval based on the t-statistics estimated from the intra-monthly variance and integral time scale. The upper panel corresponds to the meridional component and the lower panel to the zonal component. In each case the rms deviation of the smoothed anomalies of the current with respect to the average seasonal cycle is indicated (σ_u and σ_v).

Fig. 5: Seasonal cycle at (0°N , 165°E) of the zonal current at 15m estimated from the mooring data (full line) and in the analysis of the buoy data alone (dotted line). The dashed line corresponds to the harmonic filtering of the mooring current seasonal cycle including annual and semi-annual components.

Fig.6: Comparison of currents from current meter moorings and from nearby daily drifts of buoys with drogue (distance to the mooring less than 50 km in latitude and 100 km in longitude). The zonal and meridional comparisons are presented separately for the (0° , 165°E) site. No correction is applied on the buoy drifts to take into account the slip due to the wind. The line corresponds to identity between the two velocities.

Fig. 7: Estimated errors of the analysis of the seasonal currents. As a result of the assumption that the "noise" is uncorrelated on the binned data, the analysis error on u and v are independent. They are presented as ellipses, with the horizontal and vertical axis being

two rms errors long for the zonal and meridional components, respectively. The axis length for an rms error of 25 cm/s is indicated in the lower left corner. Maps of these ellipses sampled every other grid points in latitude and longitude are presented for the annual mean and for mid-January.

Fig.8: Average analyzed currents with the full resolution.

Fig.9: Analyzed currents at four times of the seasonal cycle (mid-January, -April, -July, and mid-October). A further smoothing of the analysis is done with a (1/4,1/2,1/4) filter applied first along the zonal direction, then in the meridional direction. Arrows are presented one every other point in longitude and latitude similarly to the errors of Fig.7, except that the two grid points close to the equator are included.

Fig.10: Annual currents smoothed as for Fig. 9. **10a:** the analysis of currents at 15m (the analysis of buoy drifts and mooring currents of Fig. 8, except that we have corrected for a share of undrogued buoy, assuming that there are surface followers with the shear between 15 meters and the surface taken as 15 cm/s in the direction of the wind; **10b:** analysis of ship drifts; **10c:** the meridionally smoothed 10a combined with a down-wind current of 15 cm/s; **10d:** difference 10c-10b; difference between the pseudo-stress as sampled by the data incorporated in 10a and the average pseudo-stress in 1967-76.

Fig.11: Current time series at 15m from the drifters (same as Fig.4). 11a at (1.5°N, 160°E); 11b at (7°30'N, 140°W).

Fig. A1: rms variability of the high frequency fluctuations as entered in the analysis. Same as Fig.7, but the scale is different. We are aware of the non-zero Reynolds stress between the two components of the current fluctuations, but they are not taken into account in the analysis and are therefore not presented on this figure. **A1a:** season March to July; **A1b:** season August to February.

Fig. A2: Estimated rms variability of the low frequency interannual variability. As in Fig.A1, but has been further smoothed and gaps have filled by the zonal average estimate.

Fig.B1: Currents in mid-January smoothed as for Fig.9. **B1a:** analysis of ship drifts; **B1b:** modified analysis of the currents from buoy drifts and moorings; **B1c:** difference

B1b-B1a; B1d: difference between the pseudo-stress as sampled by the data incorporated in Fig.9a and the average pseudo-stress in 1967-76.

Fig.B2: Currents in mid-April. Same as Fig.B1.

Fig.B3: Currents in mid-July. Same as Fig.B1.

Fig.B4: Currents in mid-October. Same as Fig.B1.

Table 1: rms standard deviation of the high frequencies (σ_{HF}) and low frequencies (σ_{IA}) deviations from the seasonal cycle for the 1987-April 15m currents from current meter moorings.

mooring	(0,165°E)	(0,168°W)	(0,140°W)	(0,110°W)	(7°N,140°W)
σ_{IA} u (cm/s)	18	12	13	13	7
σ_{IA} v (cm/s)	6	4	5	7	5
σ_{HF} u (cm/s)	16	14	19	26	15
σ_{HF} v (cm/s)	16	15	24	28	15

Fig 7

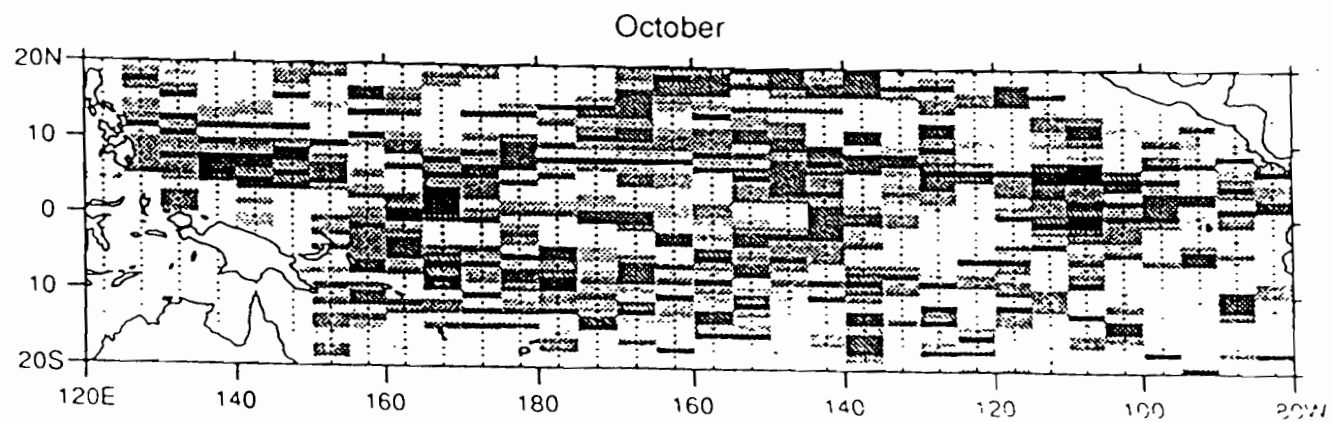
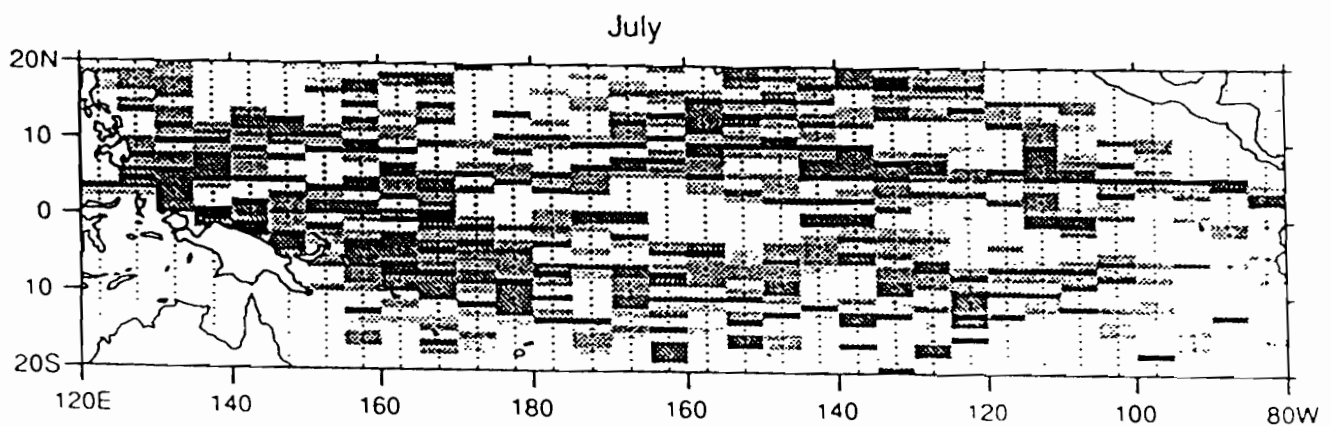
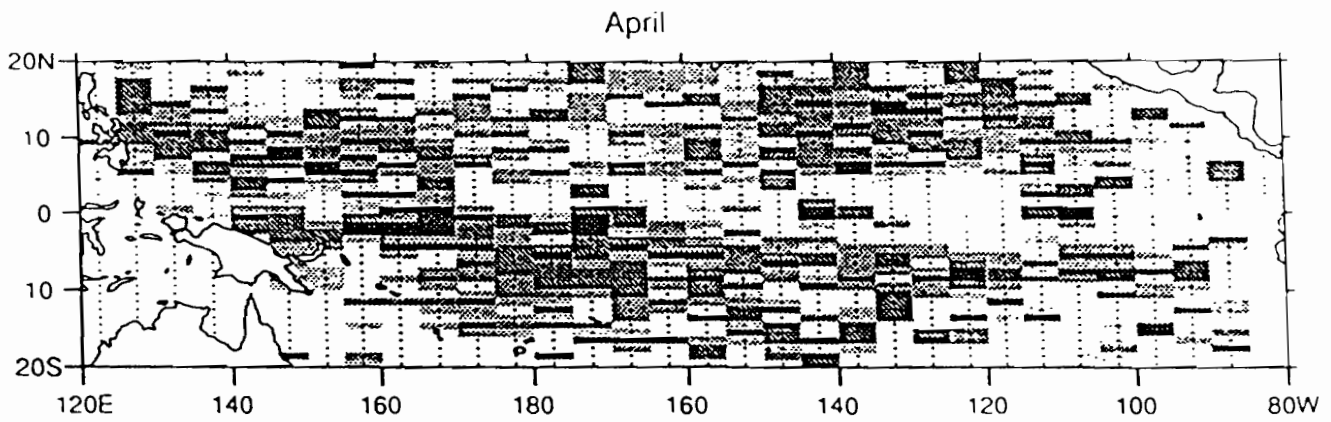
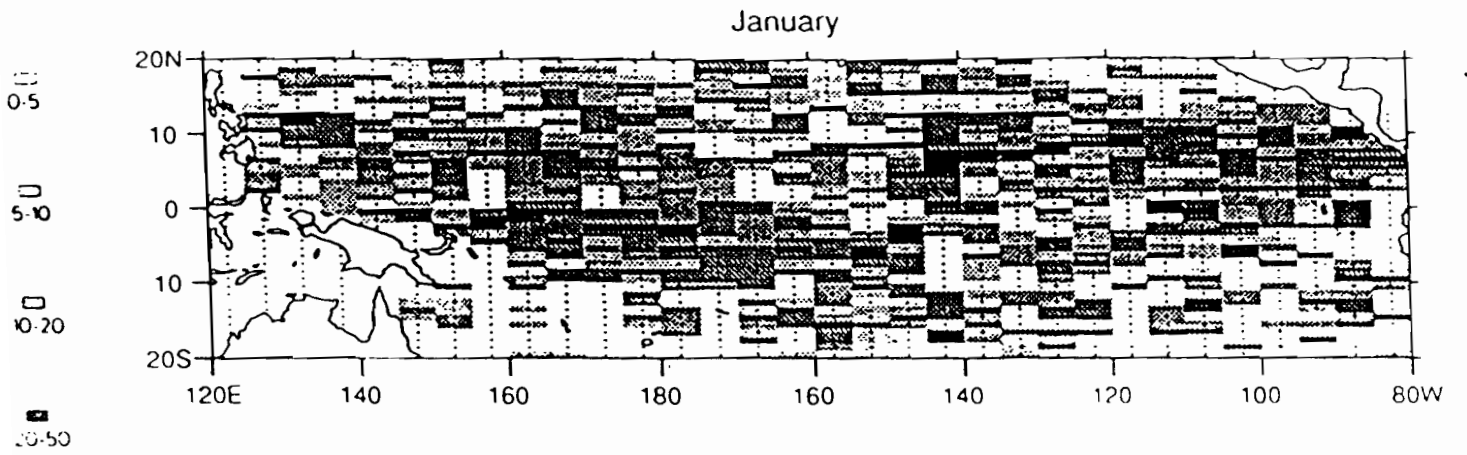


fig 2

days/degree latitude 01/1987-04/1992

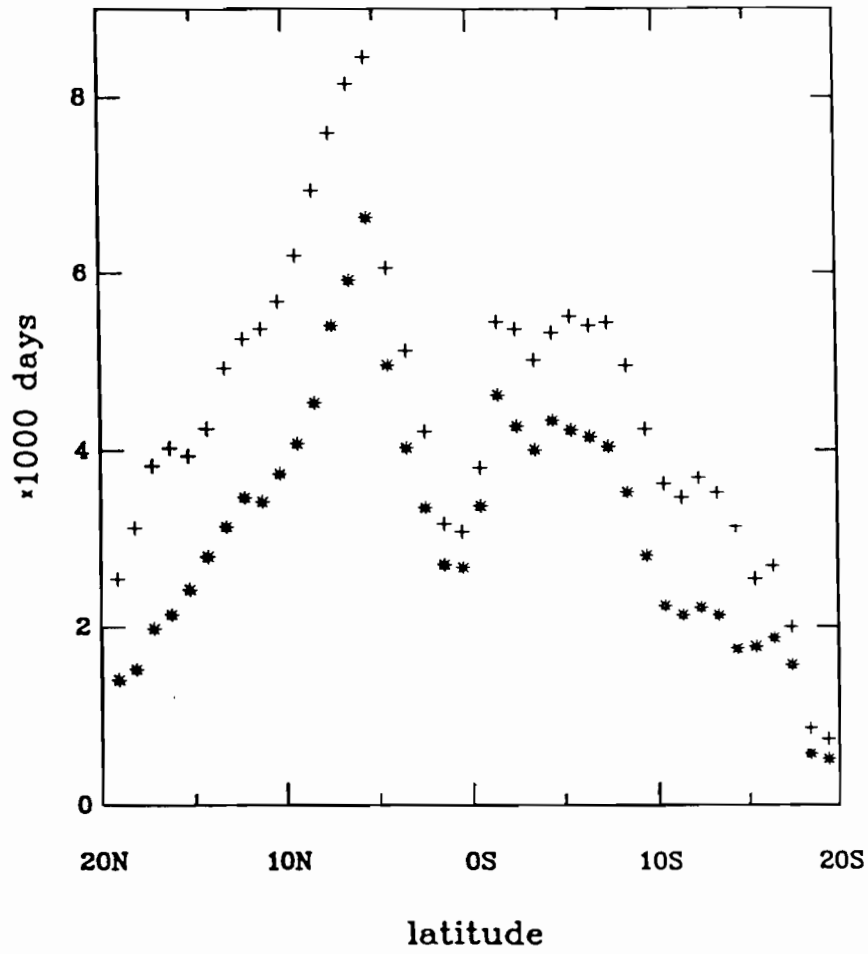


fig 3

Buoy days per month

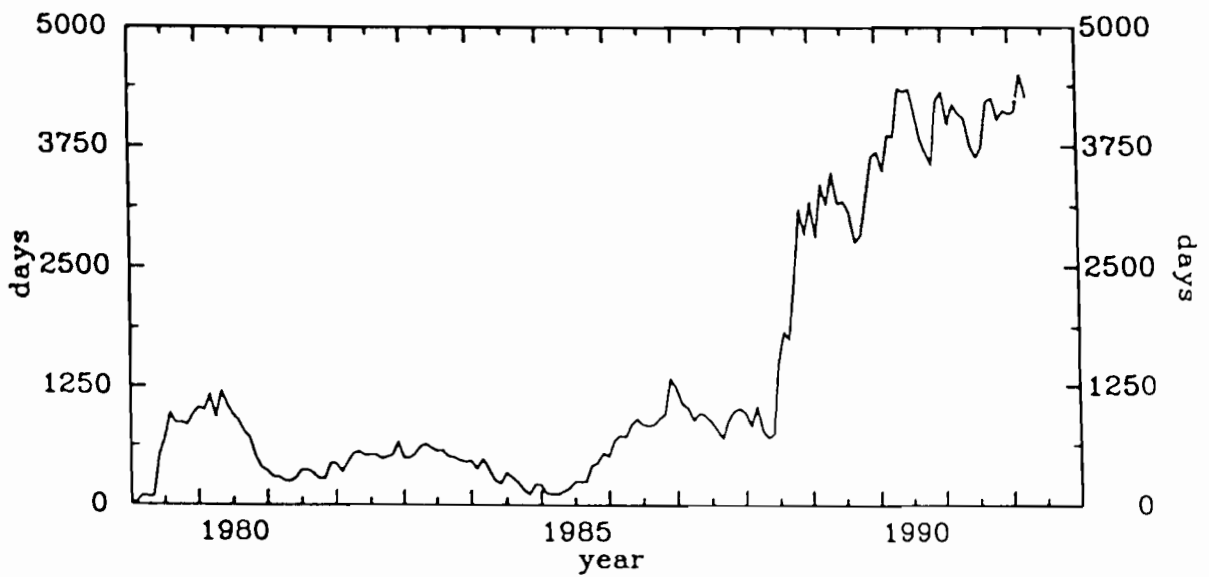


Fig. (4)

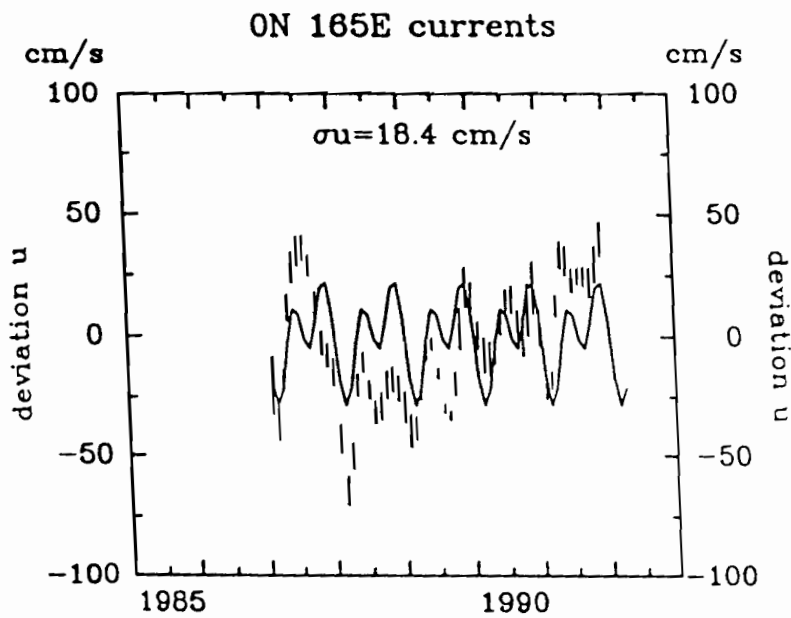
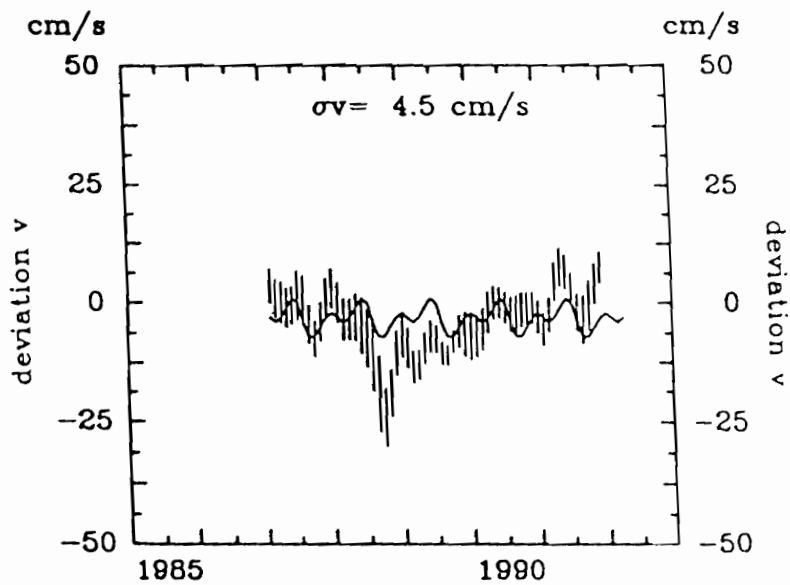
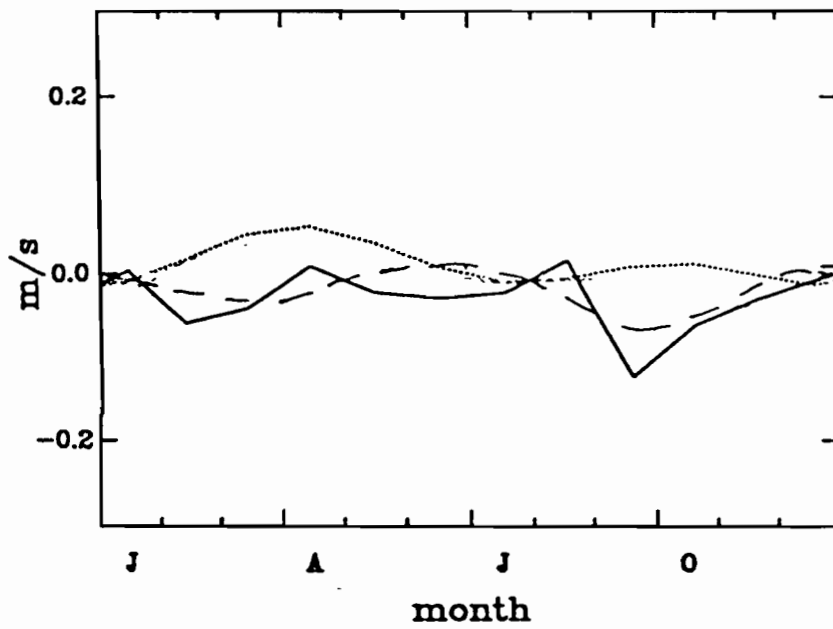


fig. 5

V (0N 165E) mooring and drifter currents



U (0N 165E) mooring and drifter currents

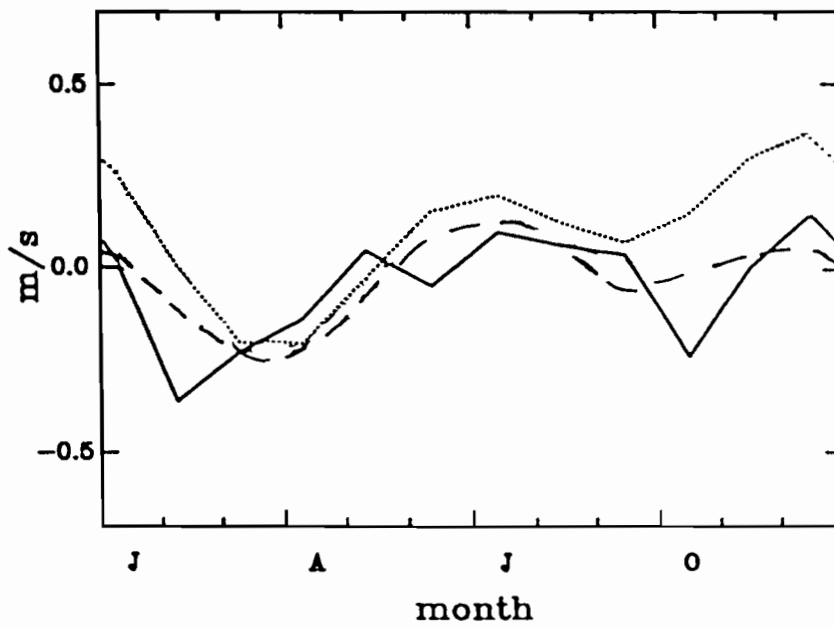
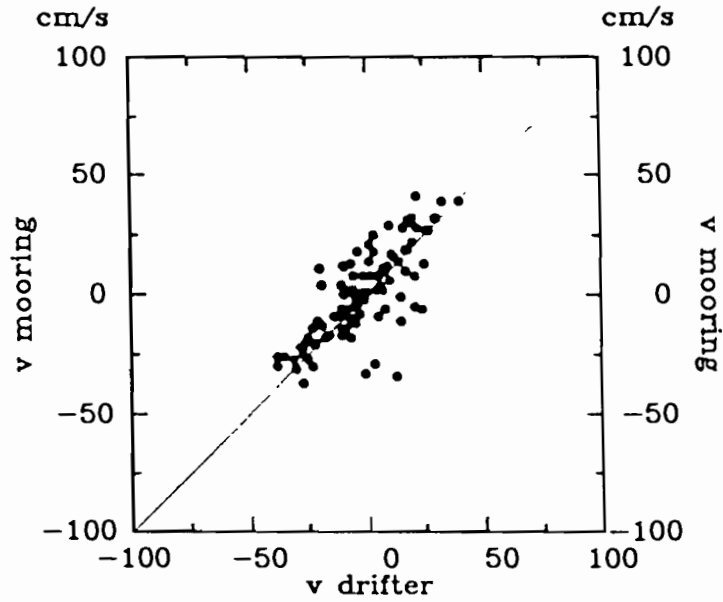


fig. 6



165E ON comparison mooring and drifters

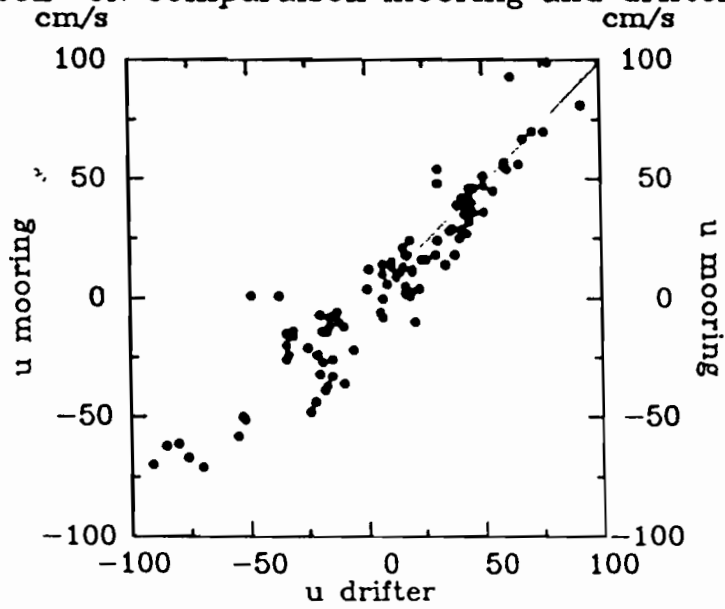
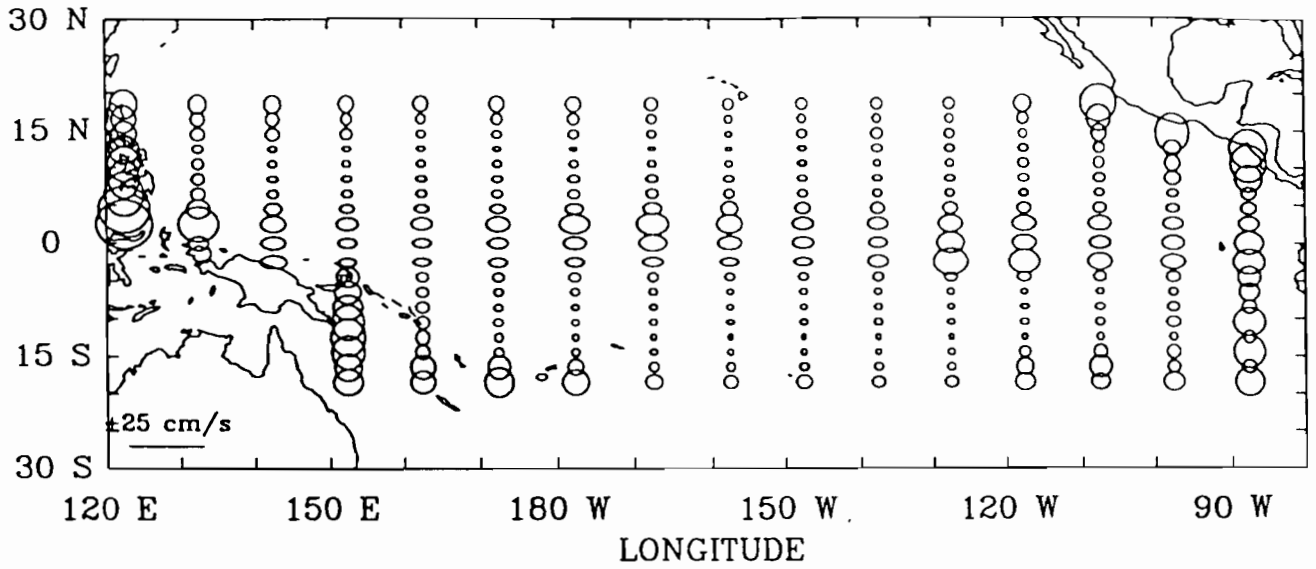
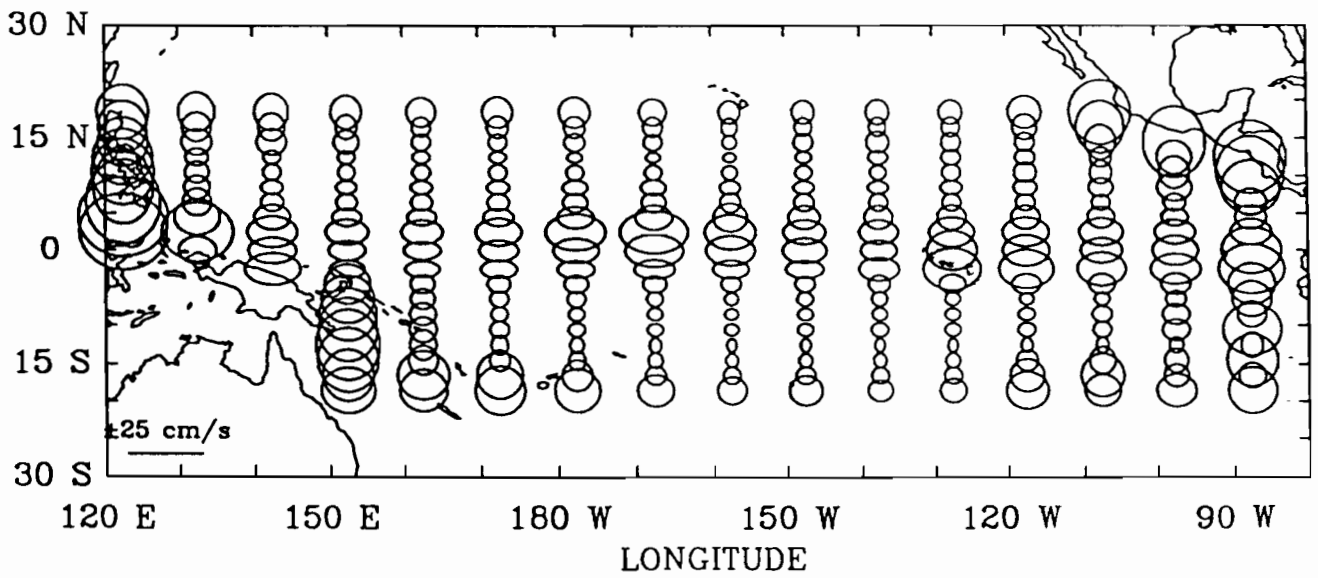


Fig 7

Annual currents rms error 1987-92



January currents rms error 1987-92



0.3 m/s

Annual

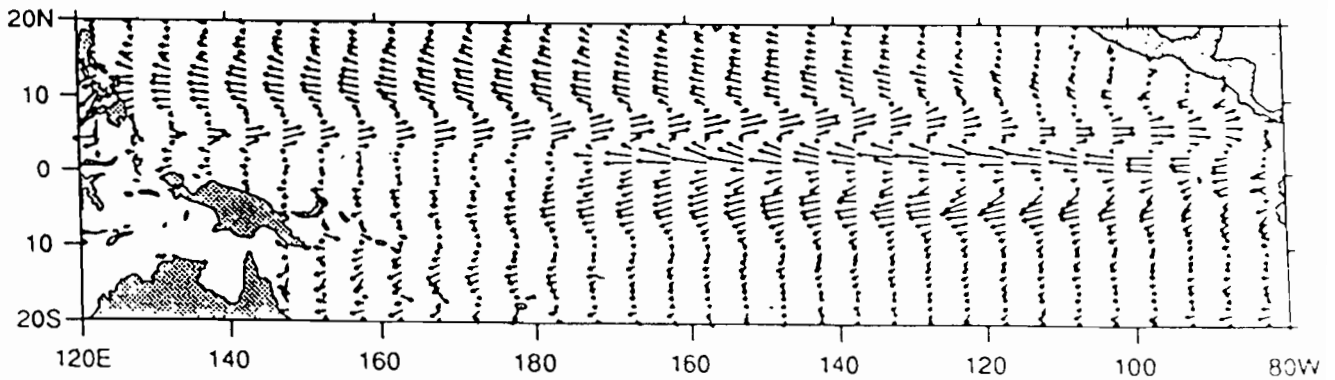
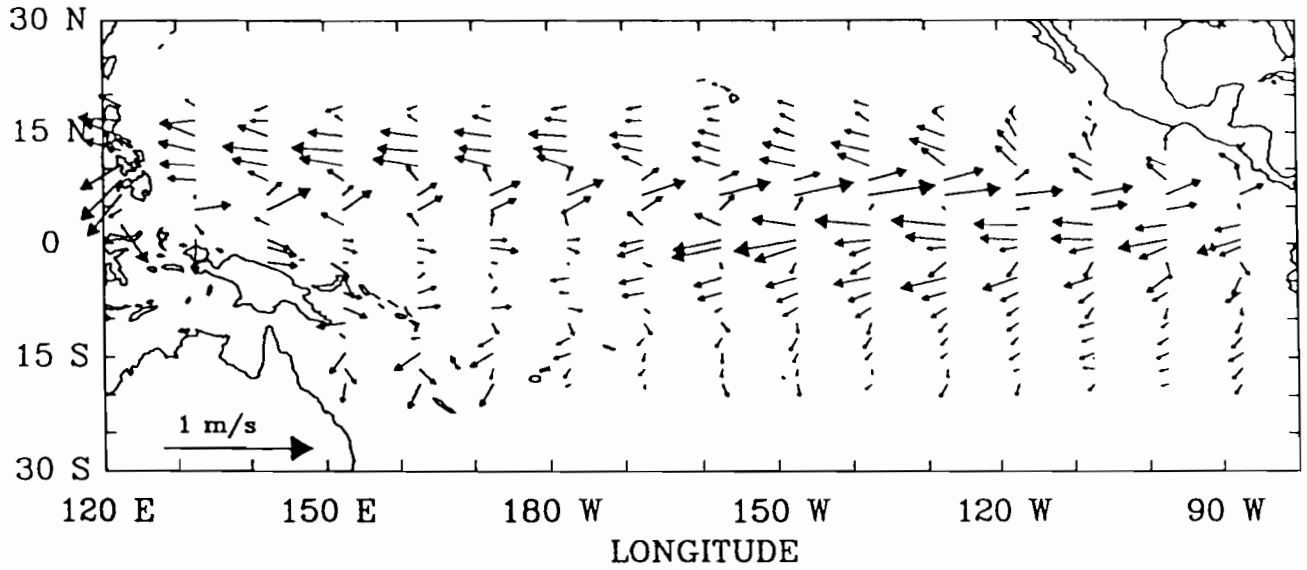


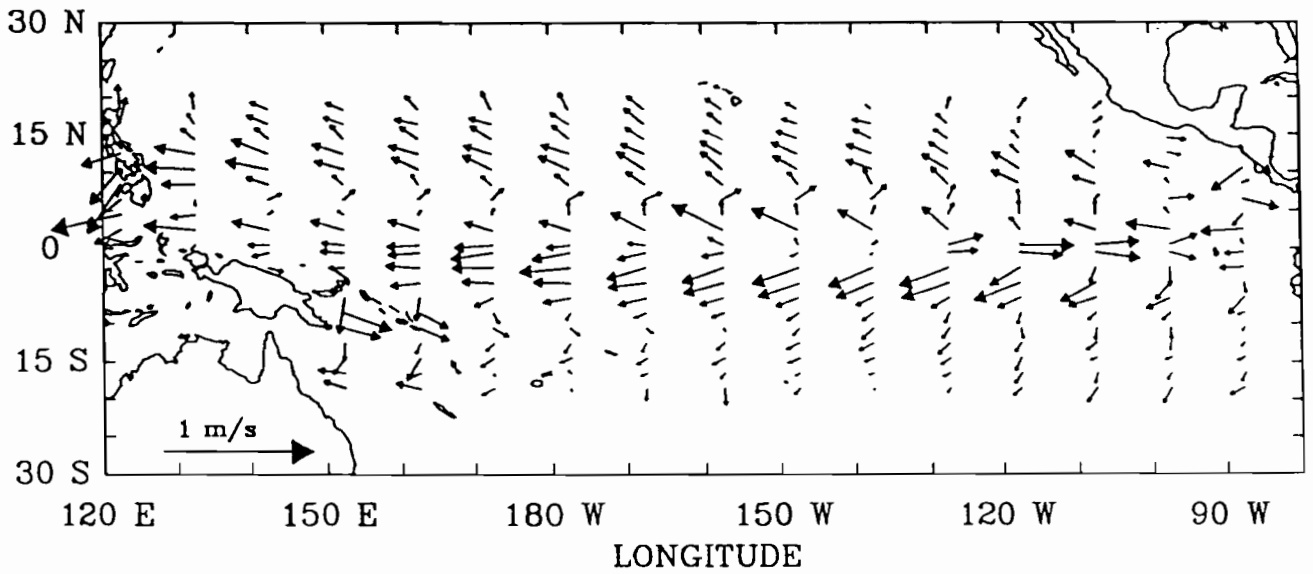
Fig 2

9

January currents 1987-92

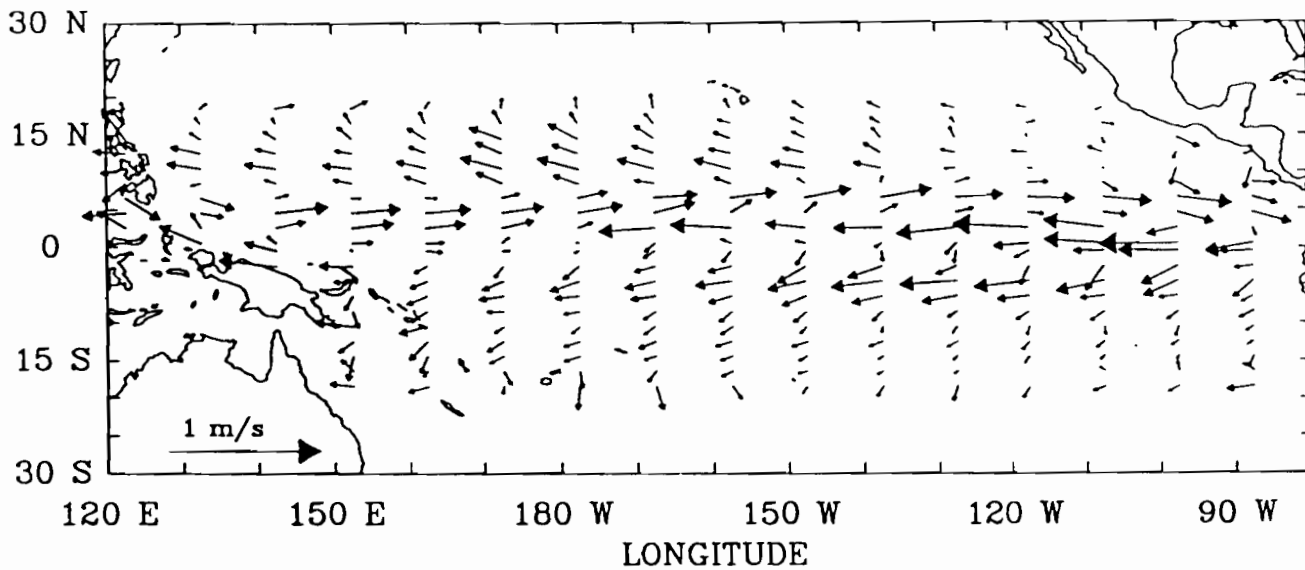


April currents 1987-92



3000

July currents 1987-92



October currents 1987-92

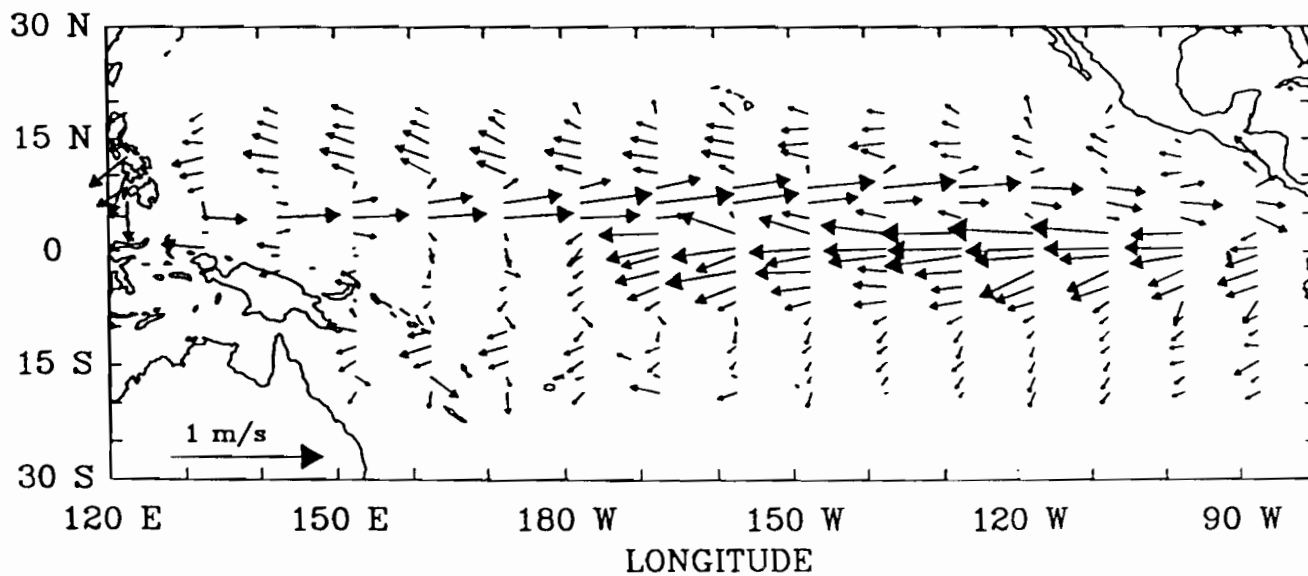
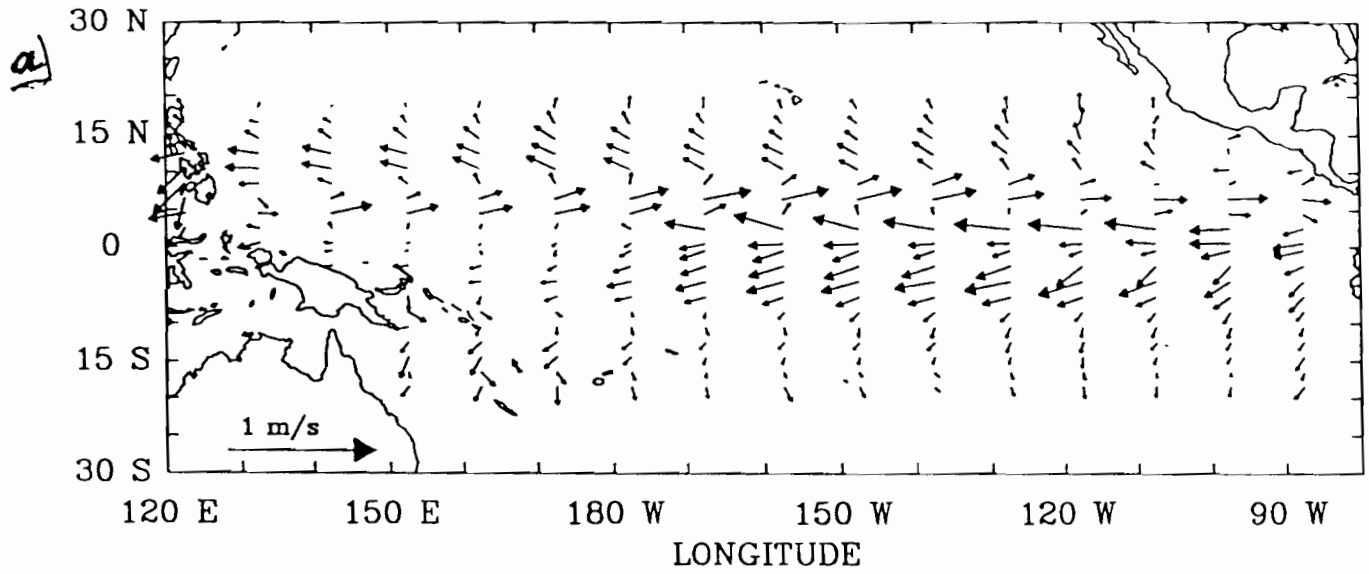
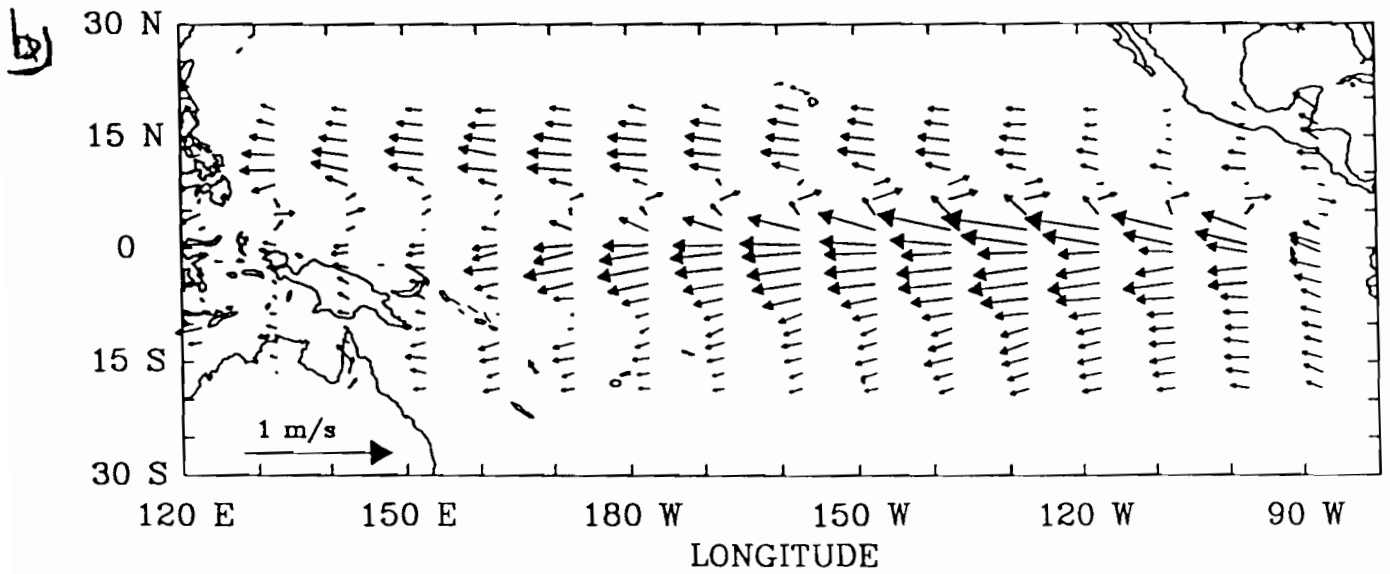


Fig. (10)

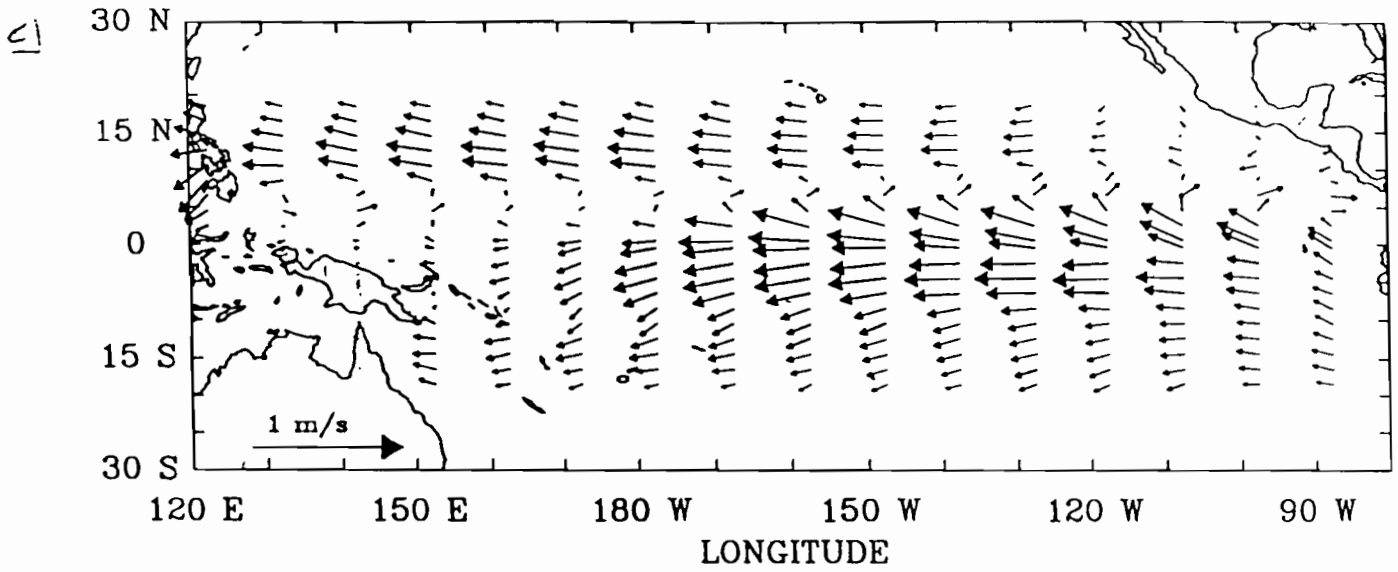
M Annual currents 1987-92



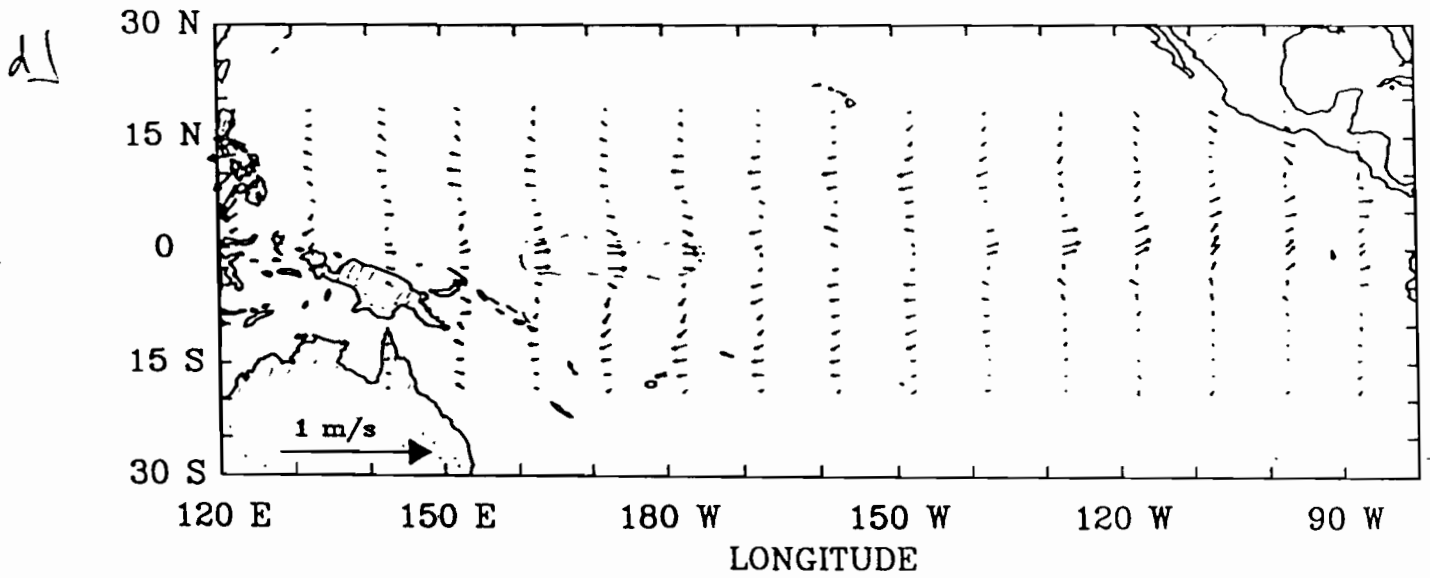
Annual ship drifts 1987-92



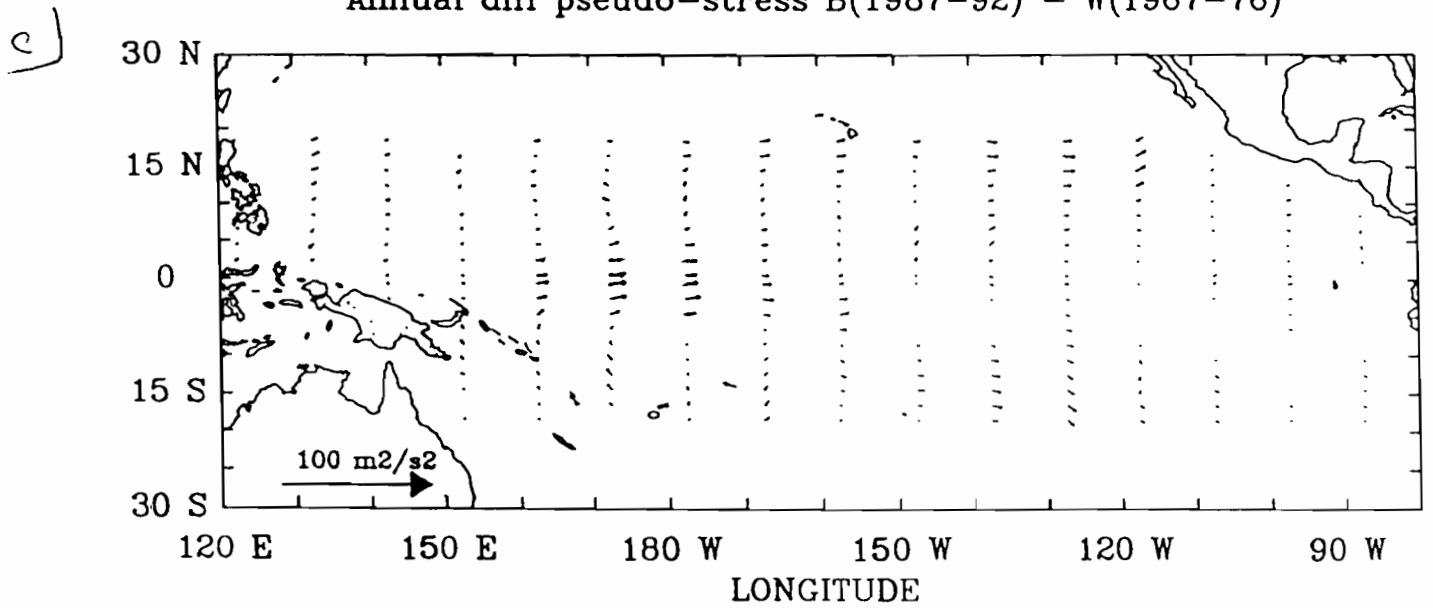
Annual smooth (U,V) 1987-1992 +0.15m/s

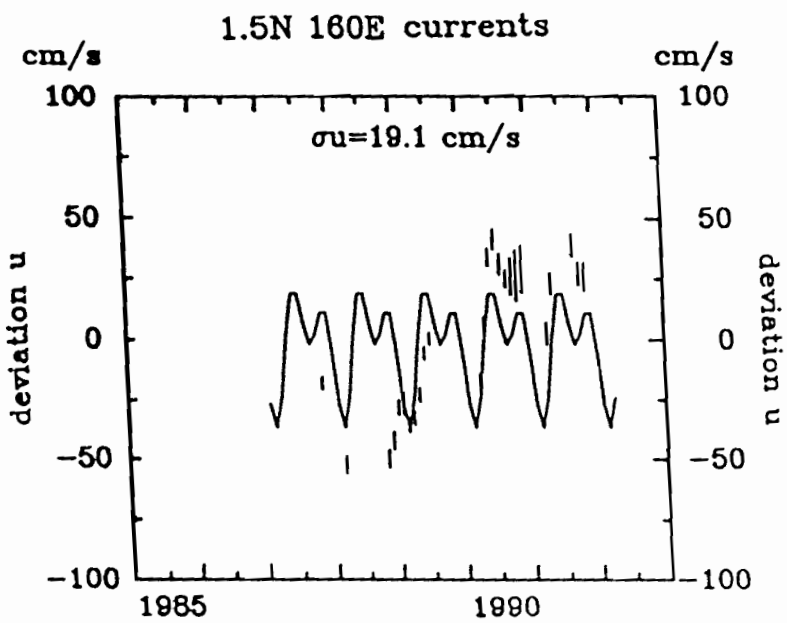
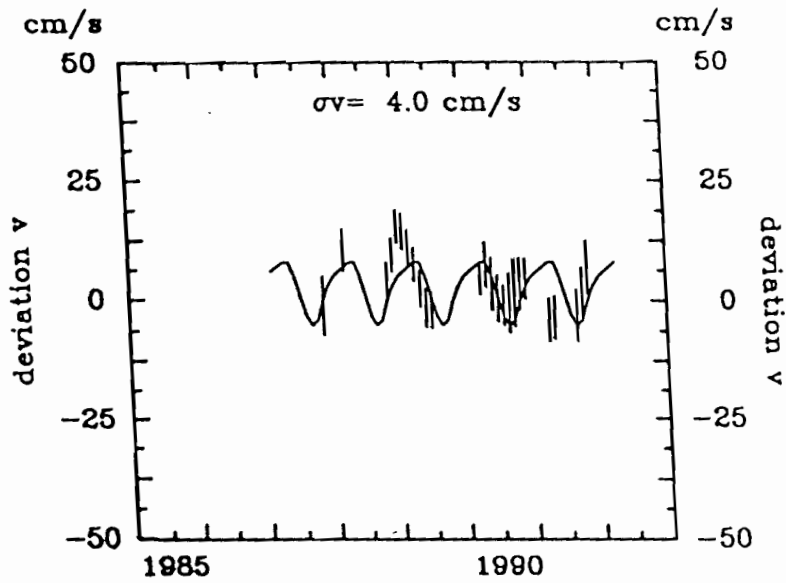


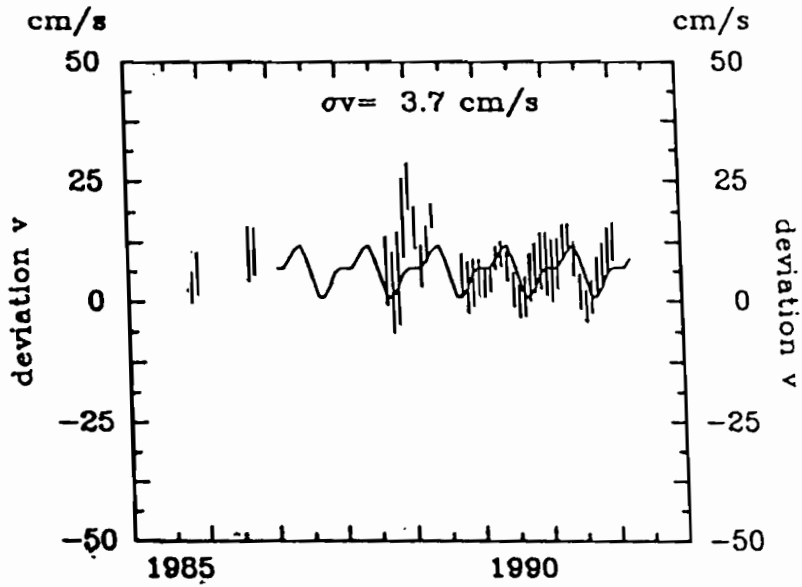
Annual smooth (U,V) 1987-1992 +0.15m/s-(U,V)SHIP



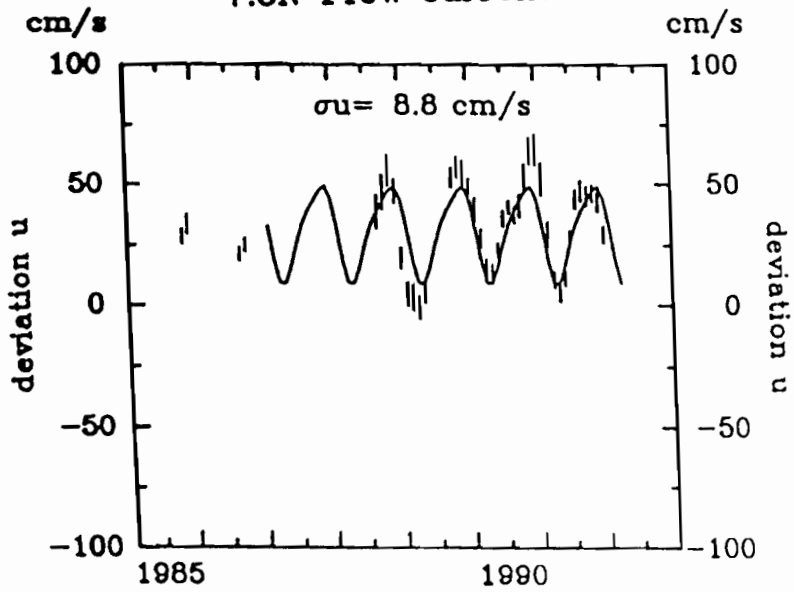
Annual diff pseudo-stress B(1987-92) - W(1967-76)





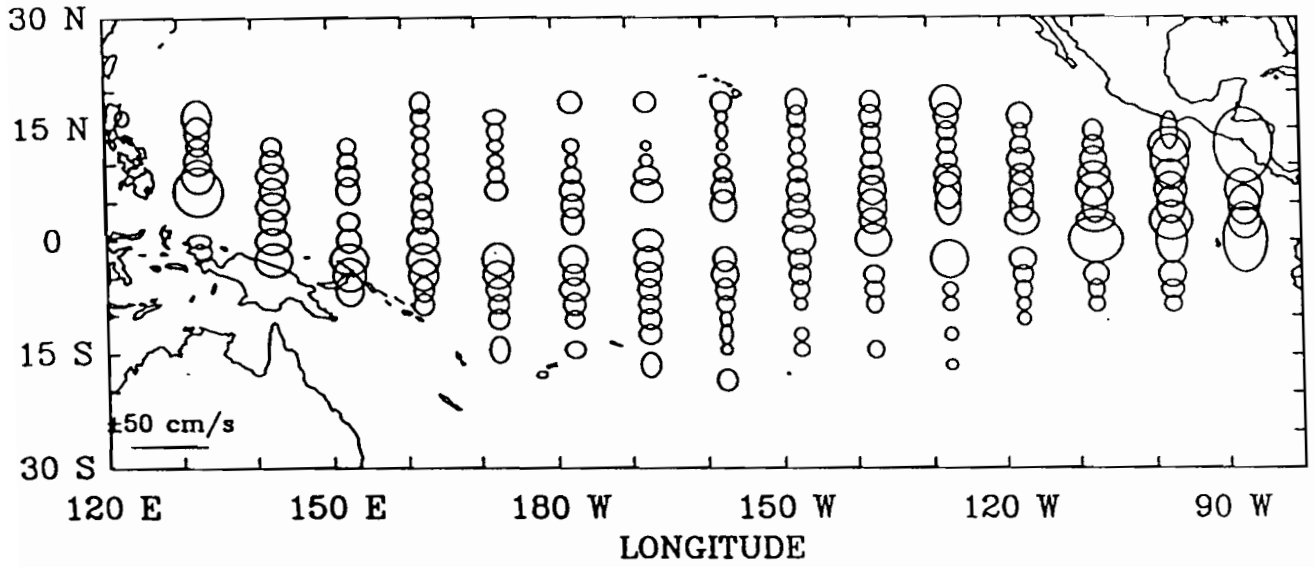


7.5N 140W currents



A1

March–July rms HF 1987–92



August–February rms HF 1987–92

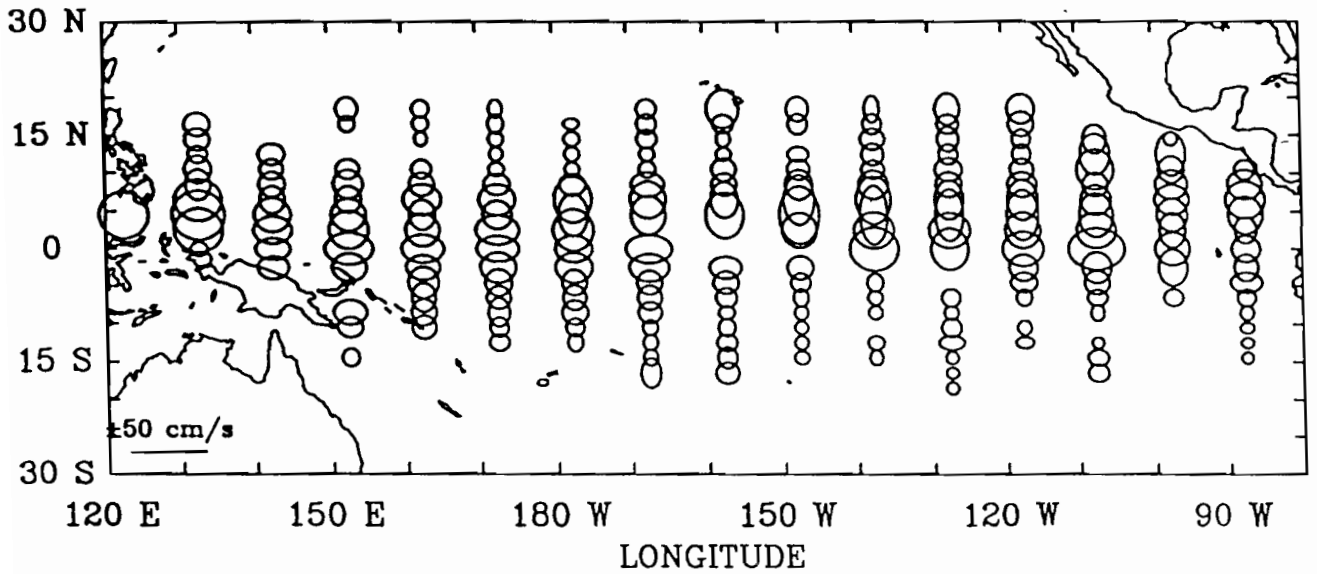


fig. (A2)

Annual rms BF 1987-92

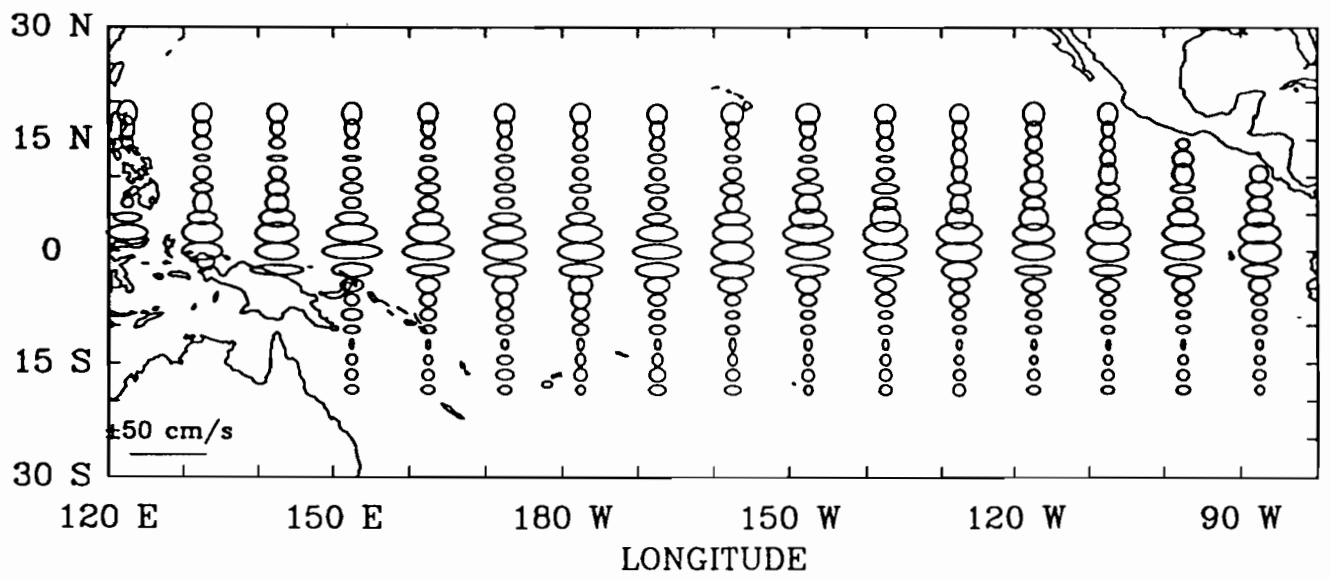
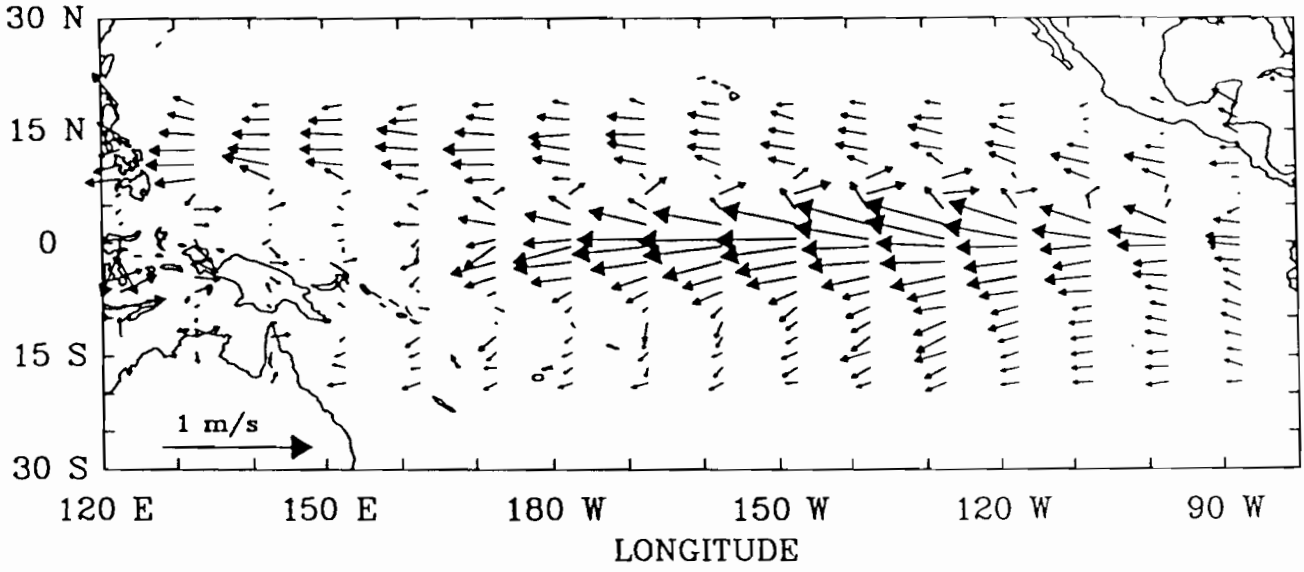
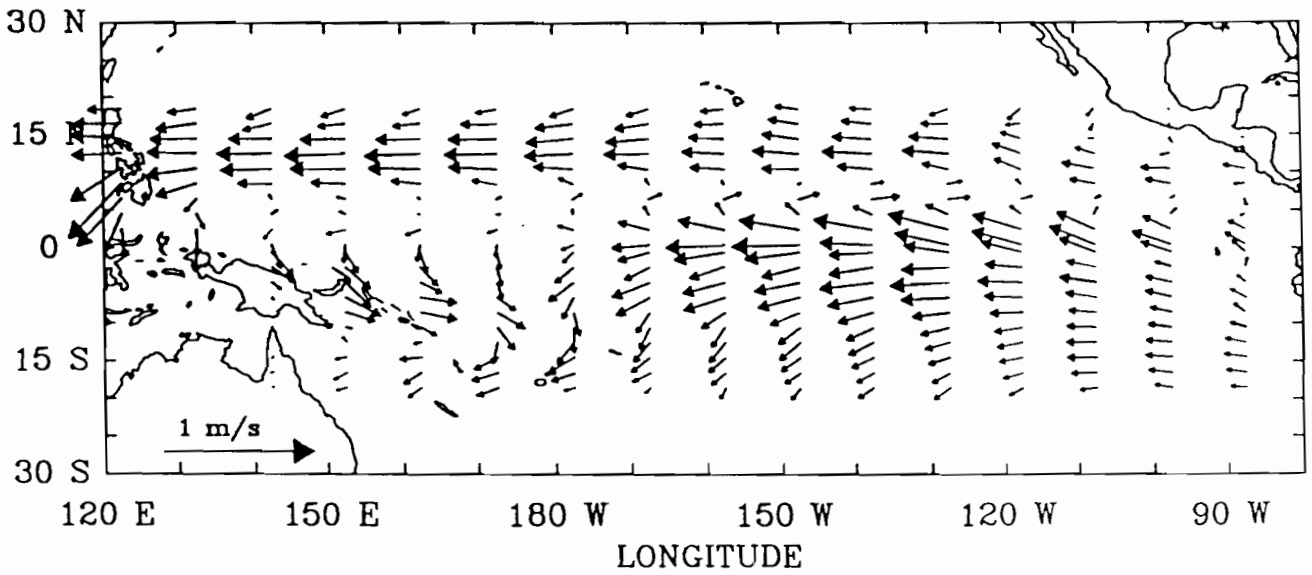


fig. B1

January ship drifts 1987-92

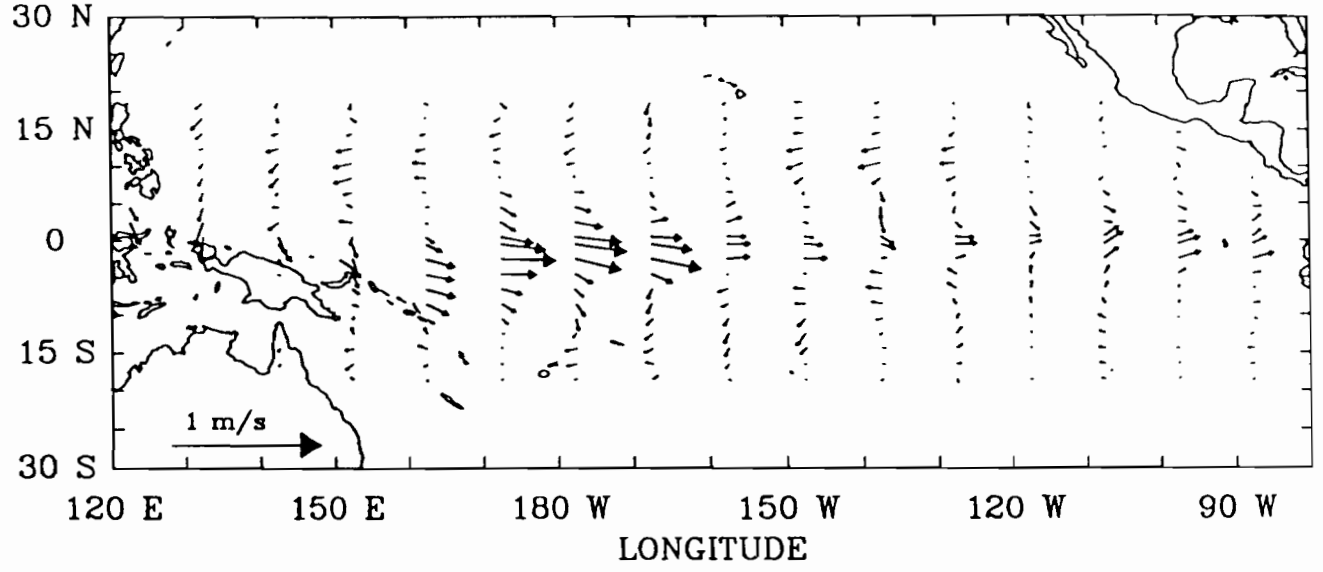


January smooth (U,V) 1987-1992 +0.15m/s



B1 2000

January smooth (U,V) 1987-1992 +0.15m/s-(U,V)SHIP



January diff pseudo-stress B(1987-92) - W(1967-76)

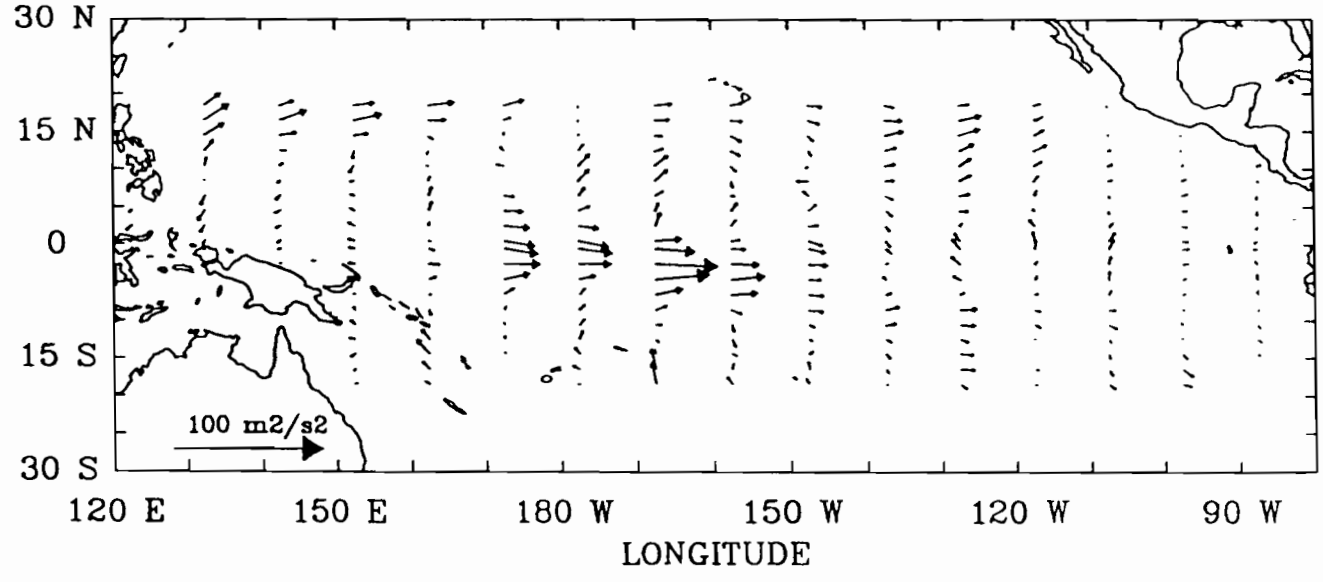
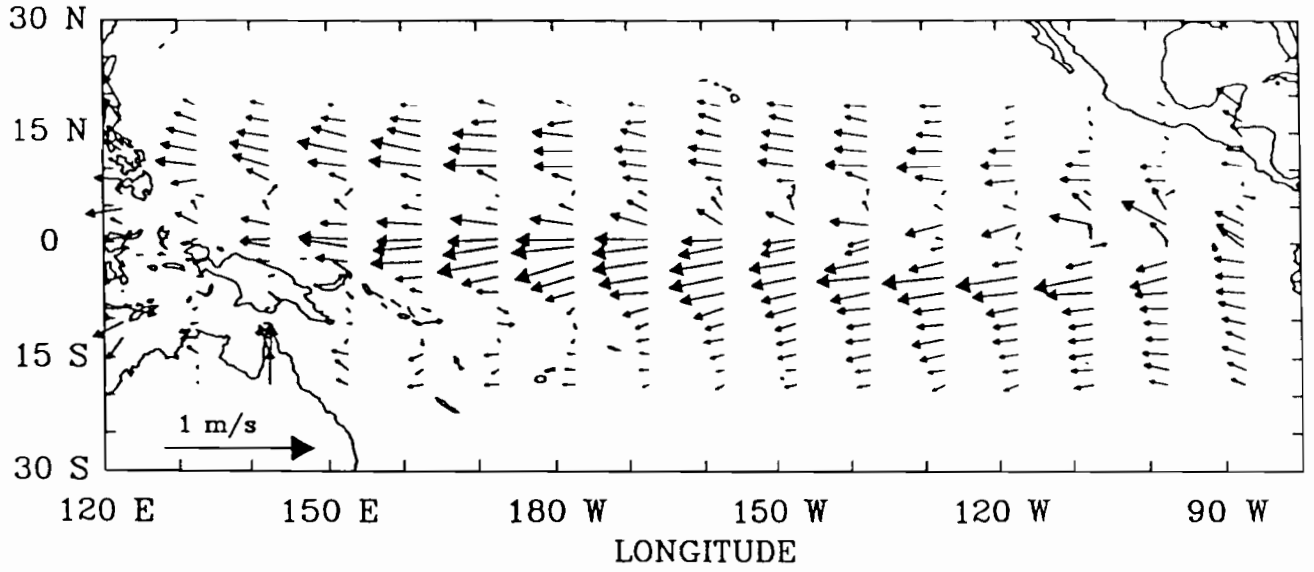


fig. 20

April ship drifts 1987-92



April smooth (U,V) 1987-1992 +0.15m/s

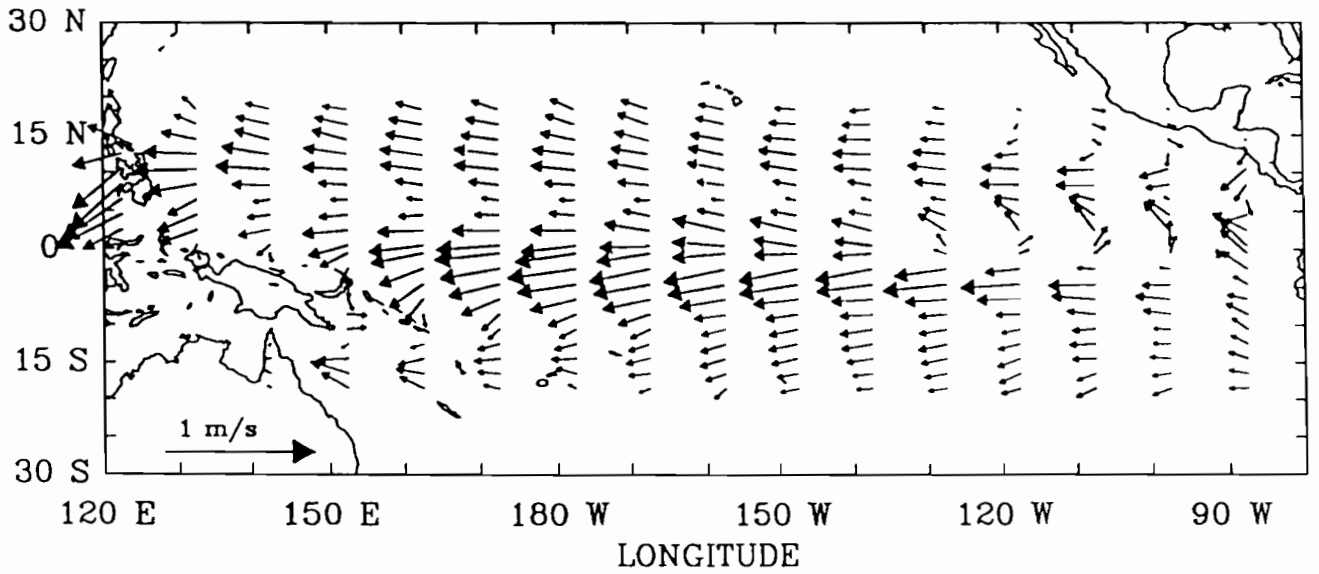
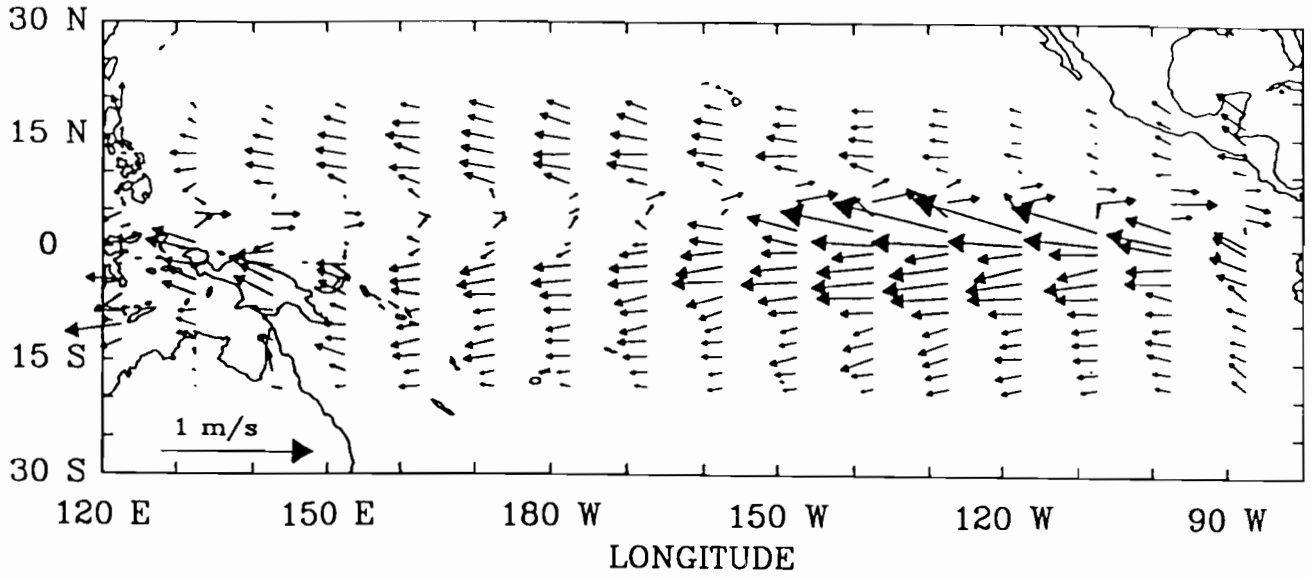
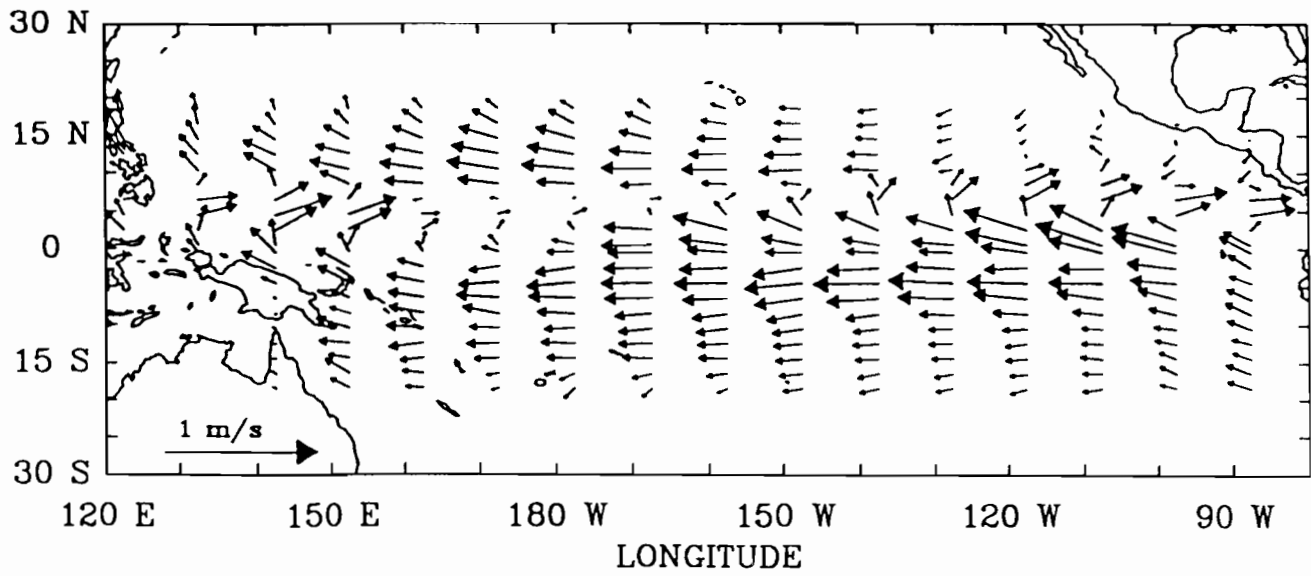


Fig. (B3)

July ship drifts 1987-92

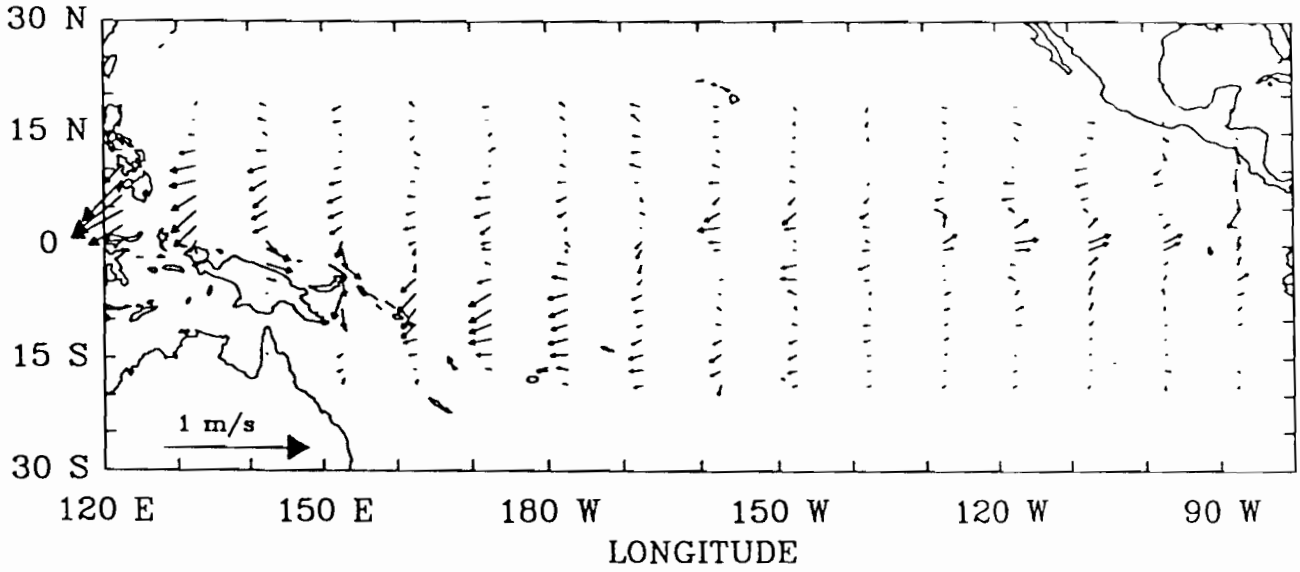


July smooth (U,V) 1987-1992 +0.15m/s

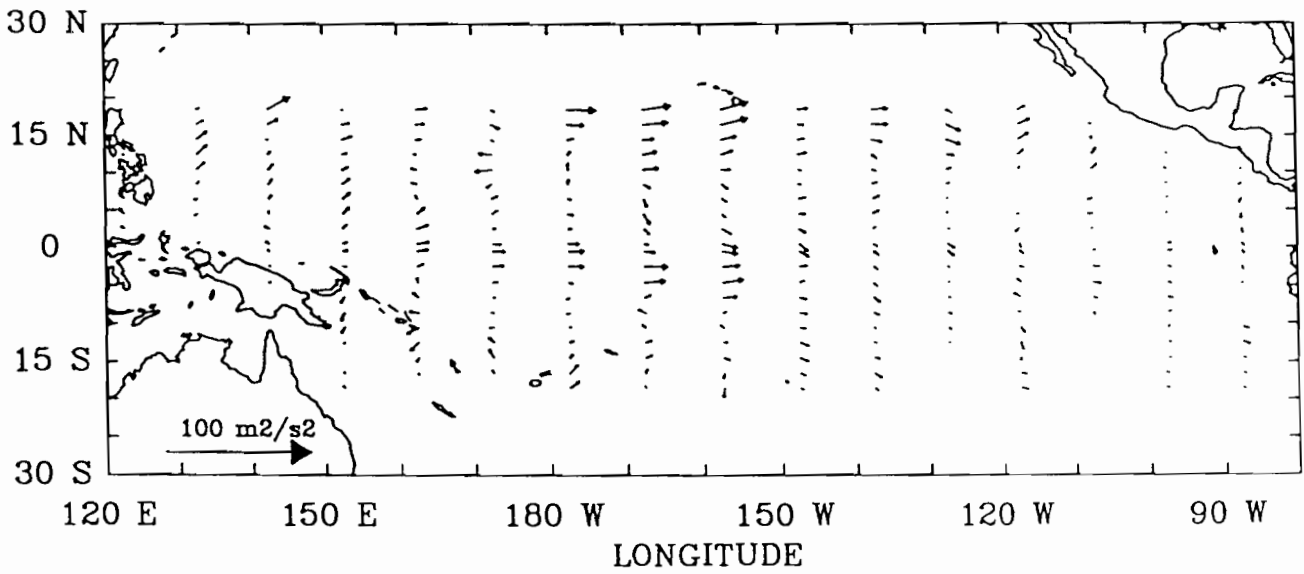


B2

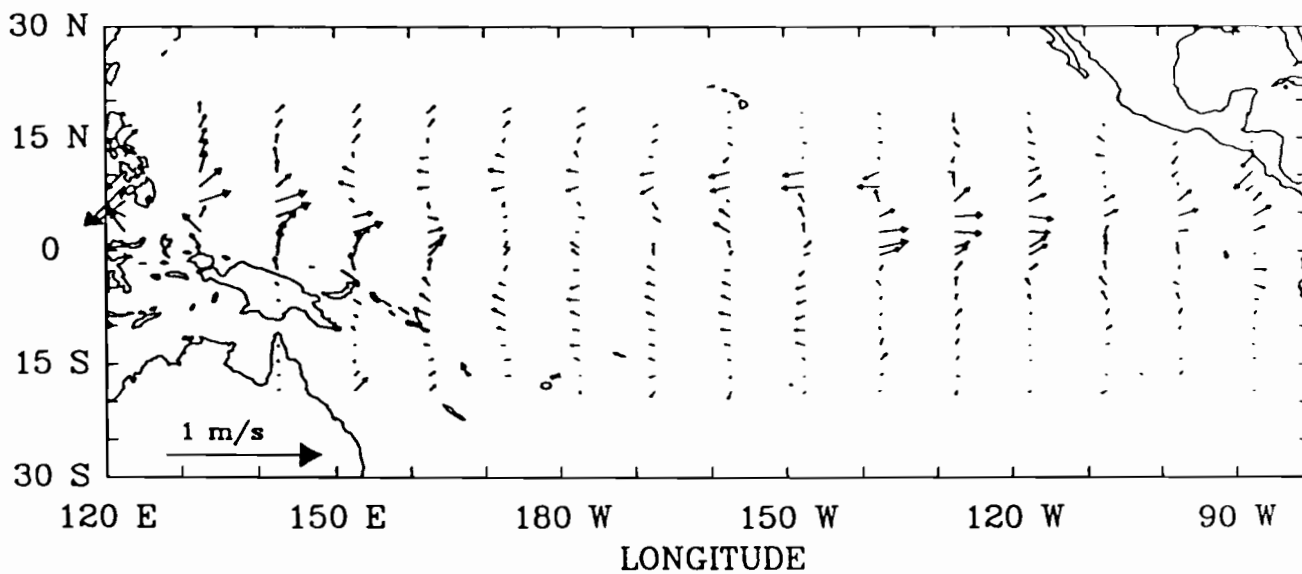
April smooth (U,V) 1987-1992 +0.15m/s-(U,V)SHIP



April diff pseudo-stress B(1987-92) - W(1967-76)



July smooth (U,V) 1987-1992 +0.15m/s-(U,V)SHIP



July diff pseudo-stress B(1987-92) - W(1967-76)

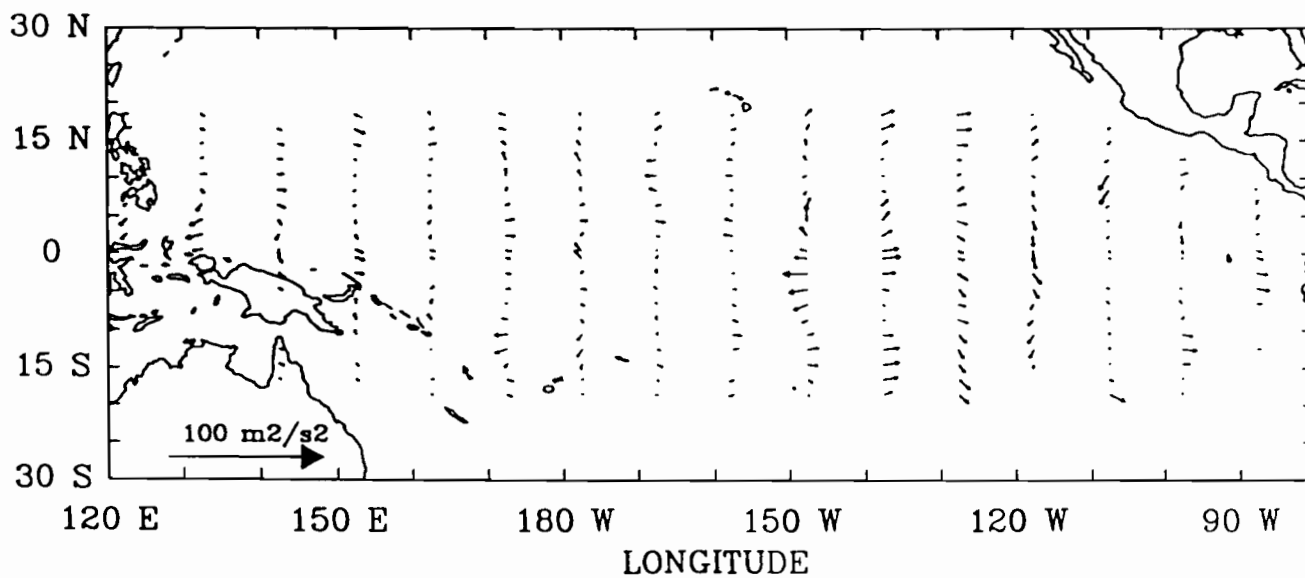
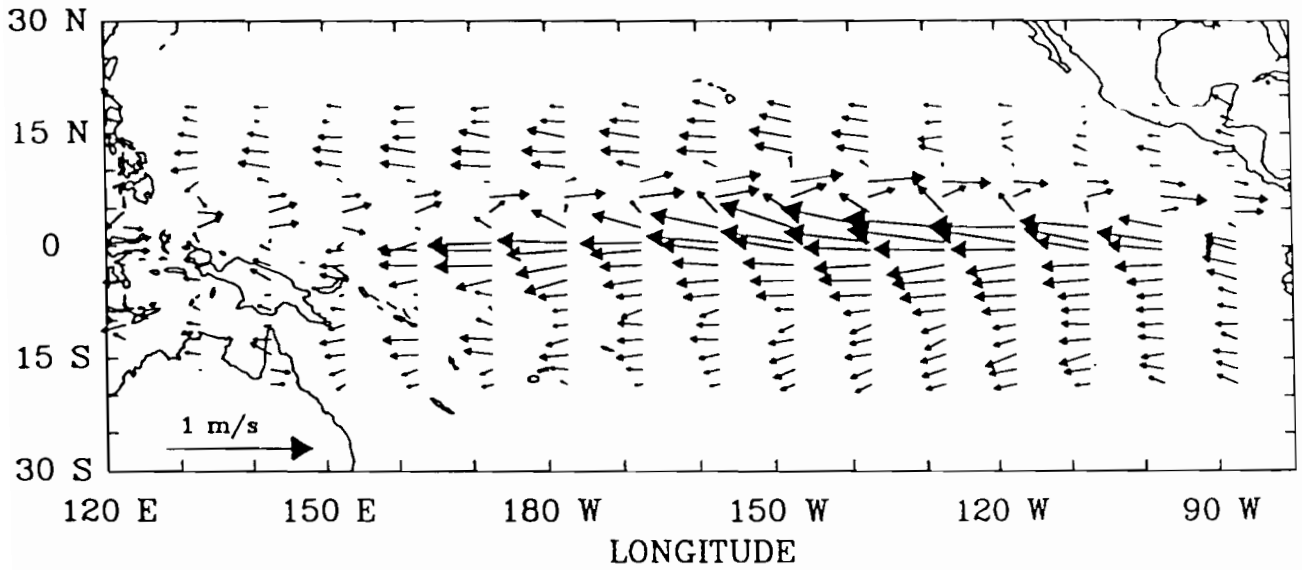
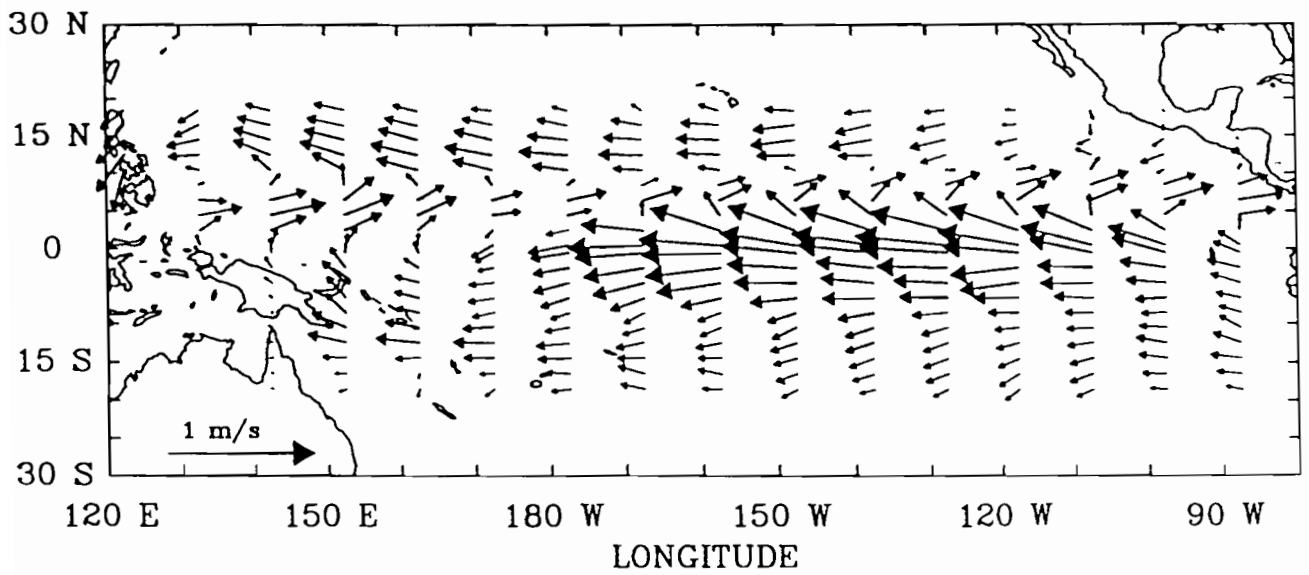


fig 54

October ship drifts 1987-92

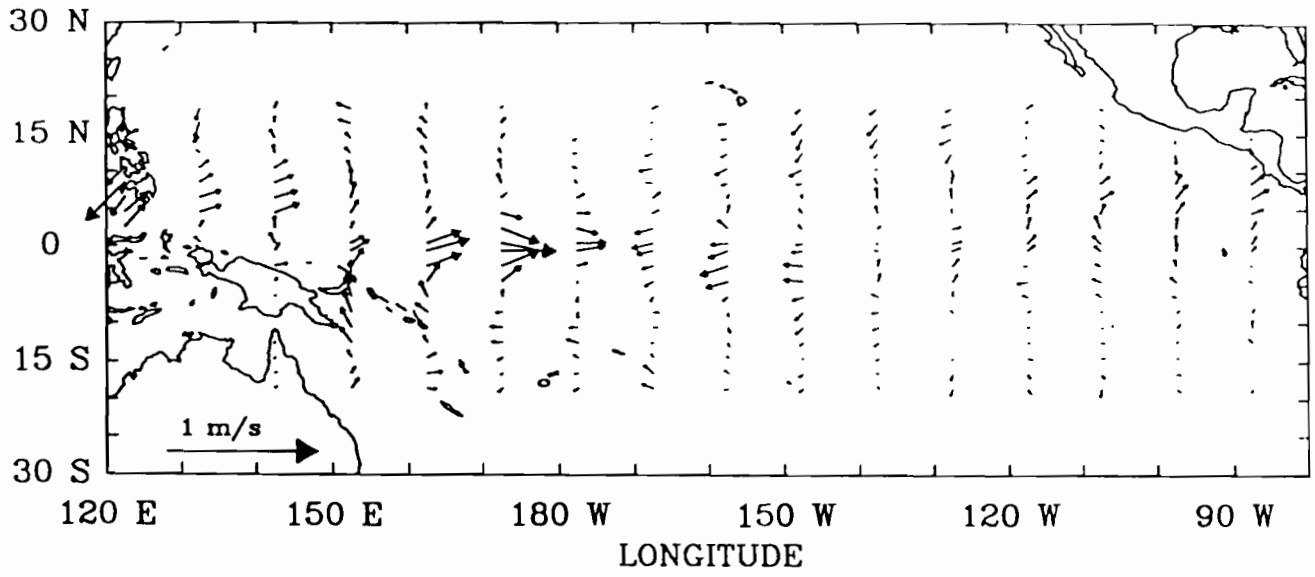


October smooth (U,V) 1987-1992 +0.15m/s

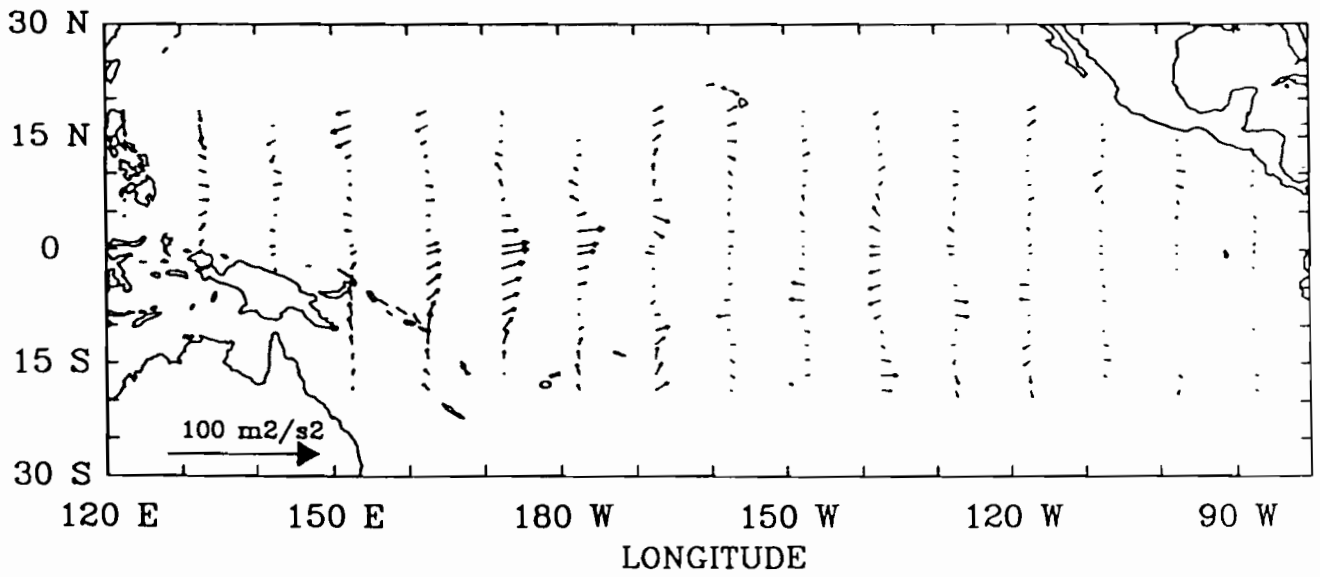


B4:it

October smooth (U,V) 1987-1992 +0.15m/s-(U,V)SHIP



October diff pseudo-stress B(1987-92) - W(1967-76)



ANNEXE B

The surface currents during the TOGA/COARE experiment, as inferred from TOGA surface drifters

Yves du Penhoat and Gérard Eldin

Résumé étendu

Introduction

Les bouées dérivantes de surface sont construites pour suivre les courants à 15 mètres de profondeur et ont été déployées dans l'océan Pacifique tropical depuis 1979. En fait, le nombre de bouées déployées dans la zone du Pacifique ouest ne devient significatif qu'après 1986. La figure 1 montre le nombre de flotteurs de surface qui augmente significativement de 1988 à 1993. Sur la figure 1b, sont reportées les positions de largage des bouées dérivantes. Ces largages ont été effectués essentiellement à bord des navires de recherche lors de campagnes océanographiques, mais aussi à partir de navires marchands sélectionnés. Bien sûr, les déploiements ne sont ni aléatoires ni bien répartis dans le temps, ce qui implique des incertitudes comme l'ont montré Reverdin et al (1993) dans leur analyse du cycle moyen saisonnier des courants de surface, pour tout le Pacifique tropical (Annexe A). Dans le Pacifique occidental (130°E-180°E)(cf Annexe A, fig. 9), le Courant Nord Équatorial (vers l'ouest) présente son maximum d'intensité entre 10°N et 15°N en janvier et son minimum en juillet. Le Contre Courant Équatorial Nord (vers l'est) est peu développé voire inexistant en avril. Il est par contre bien développé entre juillet et octobre vers 5°N. La circulation moyenne près de l'équateur et au sud de l'équateur est beaucoup plus faible et variable d'un mois sur l'autre. Ceci est le reflet des conditions météorologiques de cette région qui est soumise à l'influence des alizés de

nord-est et de sud-est ainsi qu'à celle de la mousson sur le nord de l'Australie. En fait, cette région est sujette à des variations intra-saisonniers importantes qui conduisent à des renverses de la circulation de surface en réponse aux conditions atmosphériques. Notons aussi que c'est en juillet que l'on trouve le courant de nord-ouest le plus fort le long de la côte de Papouasie - Nouvelle Guinée, une situation qui contraste avec la situation du mois de janvier quand le courant est sud-est.

Dans le cadre du programme TOGA, les études de la variabilité aux échelles de temps d'ENSO ont identifié le réservoir d'eaux chaudes dans le Pacifique tropical occidental comme étant une région où il est crucial d'obtenir une meilleure compréhension du couplage entre l'océan et l'atmosphère. Parce que c'est une région de forts courants océaniques et de fortes convergences et divergences dans l'atmosphère, la détermination de la circulation dans les deux milieux est essentielle. C'est dans ce but qu'a été planifiée l'expérience COARE dont la Période d'Observations Intensives (POI) s'est déroulée entre novembre 1992 et février 1993. Pendant cette période, un accroissement des déploiements de bouées dérivantes dans la zone du réservoir d'eaux chaudes a été effectué. Au total 51 bouées dérivantes furent déployées entre la mi-décembre et fin février à partir du N.O. Le Nord-est le long de 156°E qui effectuait, pendant le même temps, la surveillance océanique grande échelle de l'expérience COARE.

Les vents

La figure 2 présente les composantes de la vitesse du vent (en m/s) mesurées par les mouillages ATLAS le long de 156°E entre octobre 1992 et février 1993. Durant cette période, de forts vents d'ouest sont observés d'un côté de l'équateur alors que le seul fort épisode de vent d'est est plutôt symétrique par rapport à l'équateur. On peut séparer la POI en trois grandes périodes : pendant le mois de novembre (à la mi-novembre) un coup de vent d'ouest a lieu au nord de l'équateur en relation avec le cyclone tropical Gay qui se déplaçait lentement au nord de la zone COARE. Les vents au sud de l'équateur restent faibles. Cette période est suivie par une période de vents faibles et variables fin novembre et début décembre. A la mi-décembre débute un épisode de vents d'ouest forts au sud de l'équateur, atteignant son maximum fin décembre. Après une période de vents faibles début janvier, se situe une intrusion d'alizés de nord-est atteignant des vitesses supérieures à 6 m/s. Enfin le mois de février est caractérisé par des vents d'ouest au sud de l'équateur alors que l'hémisphère nord reste sous l'influence des alizés de nord-est.

Les courants de surface

La figure 3 présente les trajectoires des bouées dérivantes dans la zone COARE, en novembre 1992, ainsi que l'analyse des vents de surface (pour le 17 novembre). Les

courants sont est sur toute la zone . Les trajectoires indiquent que le Contre Courant Nord Équatorial est présent (CCEN) entre 5° et 8° N. La circulation à l'équateur est caractérisé par la présence d'un jet d'est marqué dont le maximum de vitesse zonale atteint 70cm/s entre les 12 et 15 novembre. D'importantes fluctuations de la vitesse méridienne sont aussi associées à ce jet. La figure 4 présente les séries temporelles des composantes zonale et méridienne du courant déduites des positions des bouées, entre novembre 1992 et février 1993, pour toutes les bouées traversant le domaine 2°N-2°S, 150°E-170°E. Les séries ont été filtrées à 5 jours par un filtre de Lanczos. On observe, pendant le mois de novembre, des oscillations importantes sur la composante de la vitesse méridienne, de période environ 9 jours. Ces oscillations correspondent à des ondes d'inertie-gravité et à des ondes mixtes Rossby-gravité qui peuvent être excitées si le champ de vent est asymétrique, et contraignent le jet à osciller autour de l'équateur. Ceci est prédit par la théorie équatoriale linéaire : la réponse dynamique de l'océan tropical à un coup de vent d'ouest se manifeste initialement par un jet d'est de Yoshida caractérisé par une convergence méridienne. Ce jet peut atteindre rapidement des vitesses importantes sur une période courte car la force de Coriolis est inefficace à ralentir et déplacer le courant près de l'équateur. Associées à ce jet peuvent être excitées des ondes d'inertie-gravité, et si le forçage n'est pas strictement zonal ou s'il est asymétrique par rapport à l'équateur, des ondes mixtes Rossby-gravité. Enfin, plus tard apparaissent les ondes longues de Kelvin et de Rossby qui, excitées aux limites extrêmes de la zone de forçage, se propagent dans la cette région et conduisent à stopper l'accélération du jet et à diminuer son intensité.

La situation du mois de décembre est présentée sur la figure 5. Après une période de vents faibles pendant laquelle le flux d'est faiblit, un second épisode de vent d'ouest se déclenche lié à la présence de dépressions tropicales sur le nord de l'Australie et les îles Salomons (figure 5a). Ceci induit un flux d'ouest rapide au sud de l'équateur. La réponse océanique se manifeste de nouveau par un jet d'est intense mais centré cette fois légèrement au sud de l'équateur. Cet événement perdure pendant une quinzaine de jours avec des maxima atteignant 8m/s de vitesse moyenne journalière pour la composante zonale du vent à 156°E (figure 2). On peut noter sur les trajectoires de bouées le comportement différents des bouées se trouvant au nord de 1°30N qui divergent et ont une composante nord. Cet effet est confirmé par les mesures de courant du profileur acoustique à effet Doppler (ADCP) embarqué à bord du N.O. Le Noroît (figure 6b). Par comparaison avec un épisode de vent d'ouest bien documenté en novembre-décembre 1989 (McPhaden et al., 1992), on peut noter que la convergence méridienne en décembre 1993 est beaucoup moins importante. On notera également (figure 4) la plus grande dispersion des vitesses pendant le mois de décembre traduisant le fait que les bouées

situées au nord de l'équateur ont leur vitesse zonale qui diminue pour s'inverser avant celle des bouées qui se trouvent au sud de l'équateur.

Les effets de l'intrusion des alizés de Nord-est au début janvier 1993 sont très visibles sur la figure 4 où l'on voit la diminution et l'inversion des courants zonaux. On note aussi le nombre plus faible de bouées traversant le domaine; les alizés d'est induisent une divergence en surface qu'on retrouve sur la figure 7 montrant les trajectoires des bouées dérivantes pendant ce mois de Janvier. Toutes les trajectoires des bouées proches de l'équateur s'incurvent vers le sud-ouest. Il y a également indication du Contre Courant Équatorial Sud (CCES) vers 5-6° S. En moyenne pour la période COARE-POI à 156°E, le CCES est présent au sud de 3°S, avec un maximum de vitesse supérieur à 30cm/s (Eldin et al, 1993). A 165°E, la climatologie calculée par Gouriou et Toole (1993) indique la présence de ce CCES entre 5 et 10°S. La situation au nord de l'équateur est plus complexe : après une dérive plein nord jusqu'au 10-15 janvier, les trajectoires de bouées montrent un courant ouest maximum vers 2°N alors qu'au nord de 5-6°N le courant nord prédomine. Les trajectoires des bouées dérivantes sont en accord avec les courants mesurés le long de 156°E par le N.O. Le Noroît pendant cette période (fig. 6b).

L'épisode de vent d'ouest en février n'affecte pas autant la circulation de surface que celui du mois de décembre. Cet épisode est lié au déplacement du cyclone tropical Oliver situé vers 15°S, mais les vents au nord de l'équateur restent de nord-est et ils sont très variables à l'équateur (fig.2). Il n'y a pas de développement d'un jet d'est près de l'équateur et la circulation reste variable. Seul le CCES est renforcé au sud de 4°S.

Évolution de la température de surface

A une échelle de temps de l'ordre de 10 jours, la situation atmosphérique est très variable. Les courants de surface de l'océan réagissent très rapidement et très fortement à ces fluctuations. Pour estimer les changements de la température de surface (SST) associés à l'évolution du champ de courant, les données de température des bouées dérivantes combinées avec celles des différents mouillages de la zone COARE (mouillages ATLAS et PROTEUS) ont été utilisées. Les champs de température sont calculés tous les 5 jours par analyse objective. La figure 8 présente le résultat pour les 5 et 25 décembre qui correspondent respectivement à la période de calme et au maximum du coup de vent d'ouest du mois de décembre. L'apport des bouées dérivantes dans cette analyse est importante et leurs positions sont indiquées par des croix. Les zones où l'erreur déterminée par l'analyse objective est importante, n'ont pas été contourées.

Pendant le coup de vent d'ouest du mois de novembre, le refroidissement des eaux de surface est limité à l'hémisphère nord et affecte peu la région près de l'équateur

car la convection atmosphérique profonde reste peu active. Cette activité convective a été estimée à partir du satellite GMS. Elle reste faible jusqu'à la mi-décembre et on assiste à un réchauffement des couches de surface sur toute la zone. On trouve ainsi le 5 décembre (fig.8a), des eaux de température supérieure à 29°C entre 6°N et 10°S, les températures maximales supérieures à 30°C étant situées entre 2° et 6°S, 148°E et 164°E. Ce réchauffement est une conséquence de la faible activité convective et des vents faibles et variables pendant toute cette période de fin novembre jusqu'au 10 décembre. Du 12 décembre au début janvier, un fort coup de vent d'ouest se produit en même temps que se développe une importante activité convective atmosphérique, surtout au sud de l'équateur. La réponse de l'océan en termes de température de surface est rapide et forte. Ainsi la figure 8b montre le résultat de l'analyse objective le 25 décembre après 10 jours de vent d'ouest : la SST est maintenant inférieure à 29°C sur toute la zone, le maximum de refroidissement ayant lieu au sud de l'équateur, là où les vents d'ouest sont les plus intenses. Les différences entre les deux champs sont portées sur la figure 9. Le maximum de refroidissement est de 1,2° et se situe vers 2°S. On peut noter que ce refroidissement est beaucoup plus important que celui observé lors du coup de vent d'ouest fin novembre-début décembre 1989 (McPhaden et al, 1992). Cette figure indique que les variations locales de flux de chaleur à l'interface air-mer sont importantes pour déterminer la variabilité près de l'équateur. Les processus d'advection latérale sont de seconde importance malgré la présence du jet d'est convergent, puisque les gradients horizontaux restent faibles et que la convergence est surtout localisée au sud de l'équateur. Les deux mécanismes importants restent donc le refroidissement par évaporation et l'accroissement de la convection qui réduit l'ensoleillement et donc le réchauffement diurne. Ceci est confirmé par les enregistrements de températures des chaînes à thermistances des bouées BODEGA qui montrent un cycle diurne réduit et même parfois inexistant pendant cette période. On note aussi des inversions de température entre le capteurs à 2m et celui à 20m du à un apport d'eau douce relativement froide. La couche de surface reste stable et inhibe le mélange vertical (cf Annexe 3). L'entraînement d'eau depuis la thermocline est de peu d'importance pendant ce coup de vent d'ouest comme l'indique la figure 10. Celle-ci montre l'évolution entre décembre 1992 et février 1993 de la température de surface, de la température à 60 mètres et la température moyenne entre 0 et 60 mètres, moyennées entre 2°N et 2°S, à 156°E à partir des mesures hydrologiques faites sur le N.O. Le Noroît. Début décembre, la couche de surface est bien stratifiée pendant la période de vent calmes. Sous l'action du vent d'ouest, le refroidissement par évaporation augmente (ainsi que le mélange) mais le refroidissement par entraînement vertical des couches plus profondes est négligeable, comme la température à 60 m reste constante. Pendant la période de vents calmes qui suit au début janvier, la température augmente en surface mais diminue de façon importante à 60 mètres. Ce phénomène est amplifié dès l'apparition du flux d'alizés d'est, alors que la SST diminue peu ou augmente légèrement.

Ceci peut s'expliquer par un flux favorable à l'upwelling qui se manifeste en subsurface. Les variations des couches près de la surface sont principalement la réponse aux échanges avec l'atmosphère. Cette période est caractérisée par une convection atmosphérique peu intense et le cycle diurne des couches de surface reste important et contribue à la relative constance de la SST. Avec le retour de vents d'ouest modérés à partir du 25 janvier, la SST se refroidit de 0.3°C en 2 semaines avec une homogénéisation des couches de surface. En même temps la température à 60m se réchauffe pour atteindre une valeur comparable à celle de début décembre. Ce réchauffement est difficilement explicable avec les seules mesures locales de flux et la propagation d'ondes ou un ajustement des couches de surface à une plus grande échelle doivent être invoqués pour expliquer ce phénomène.

Ces résultats restent préliminaires et devront être ajustés lorsque toutes les observations durant cette période auront été validées et seront disponibles, notamment les données de vent et de flux à l'interface.

Références

- Eldin, G, T. Delcroix, C. Hénin, K. Richards, Y. du Penhoat, J. Picaut, P. Rual, 1993 : The large scale structure of currents and hydrology along 156°E during the COARE Intensive Observation Period. Soumis à *Geophys. Res. Letters*.
- Gouriou, Y. and J. Toole, 1993 : Mean circulation of the upper layers of the western Pacific ocean. A paraître dans *J. Geophys. Res.*, décembre
- McPhaden, M.J., F. Bahr, Y. du Penhoat, E. Firing, S. Hayes, P. Niiler, P. Richardson and J. Toole, 1992 : The response of the western equatorial Pacific ocean to westerly wind bursts during November 1989 to January 1990. *J. Geophys. Res.*, **97**, 14289-14303.

Légende des figures

- Fig. 1. a)** Nombre de bouées dérivantes présentes (par mois) entre 1986 et 1993 dans le Pacifique tropical occidental. **b)** Position des déploiements dans la même zone .
- Fig. 2.** Composantes journalières zonale et méridienne du vent (en m/s), mesurées par les mouillages ATLAS/TAO à 156°E, entre octobre 1992 et février 1993.
- Fig. 3. a)** Carte synoptique du vent à la surface issue de l'analyse journalière du centre opérationnel de Townsville, le 17 novembre 1992 à 12h TU. **b)** trajectoires des bouées dérivantes pour le mois de novembre (position journalière issue de l'analyse).

- Fig. 4.** Composantes du courant (moyennes journalières) en fonction du temps) de toutes les bouées se trouvant dans le domaine 150°E-170°E, 2°N-2°S ; **a)** composante méridienne et **b)** composante zonale.
- Fig. 5. a)** Comme 3-a mais pour le 24 décembre 1992. **b)** Comme pour 3-b mais pour le mois de décembre 1992.
- Fig. 6.** A 156°E, variations le long de la route du N.O. Le Noroît en fonction du temps (Dec 1992 - Fev 1993) de :
a) la pseudo-tension du vent en m^2s^{-2} , **b)** la vitesse du courant moyennée entre 16 et 60m mesuré par le courantomètre acoustique à effet Doppler (ADCP) du bord.
- Fig. 7. a)** Comme 3-a mais pour le 17 janvier 1993. **b)** Comme 3-b mais pour le mois de janvier 1993.
- Fig. 8. a)** Température de surface issue de l'analyse objective utilisant les température des mouillages ATLAS/TAO et les températures des bouées dérivantes **a)** pour le 5 décembre et **b)** pour le 25 décembre. Les croix représentent les positions des bouées dérivantes. Les zones où l'erreur de l'analyse est importante, ne sont pas contourées. Le coin droit entre (1°,140°E) et (10°S, 150°E) représente la Papouasie-Nouvelle Guinée et n'est donc pas contouré.
- Fig. 9.** Différences entre les deux champs de température de surface de la Fig.8.
- Fig. 10.a)** Module de la vitesse du vent moyenné entre 2°N et 2°S entre décembre 1992 et février 1993, mesuré à bord du N.O. Le Noroît à 156°E. **b)** Température moyenne de la couche 0-60m (T_{0-60}), de la température de surface (SST) et de la température à 60m (T_{60}).

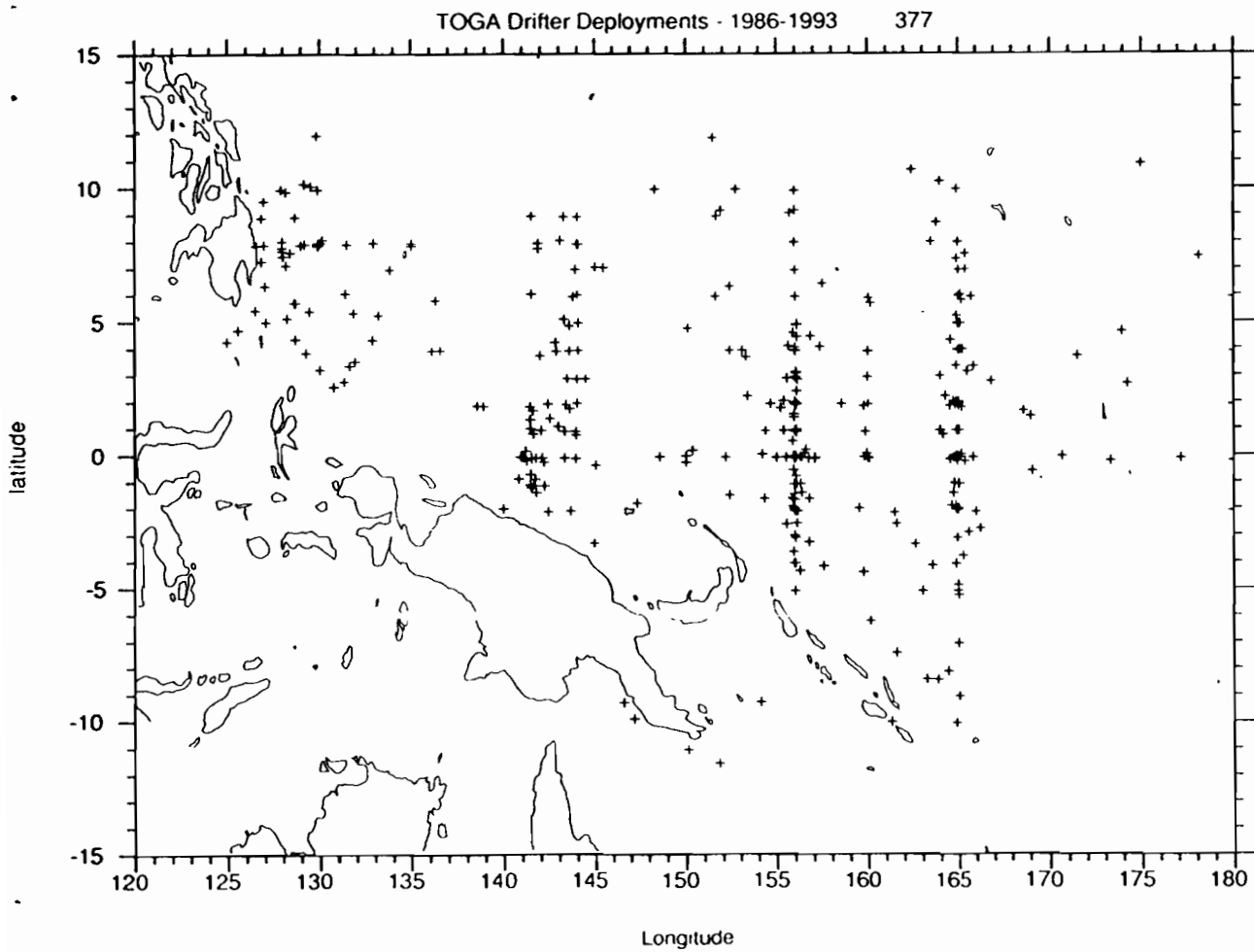
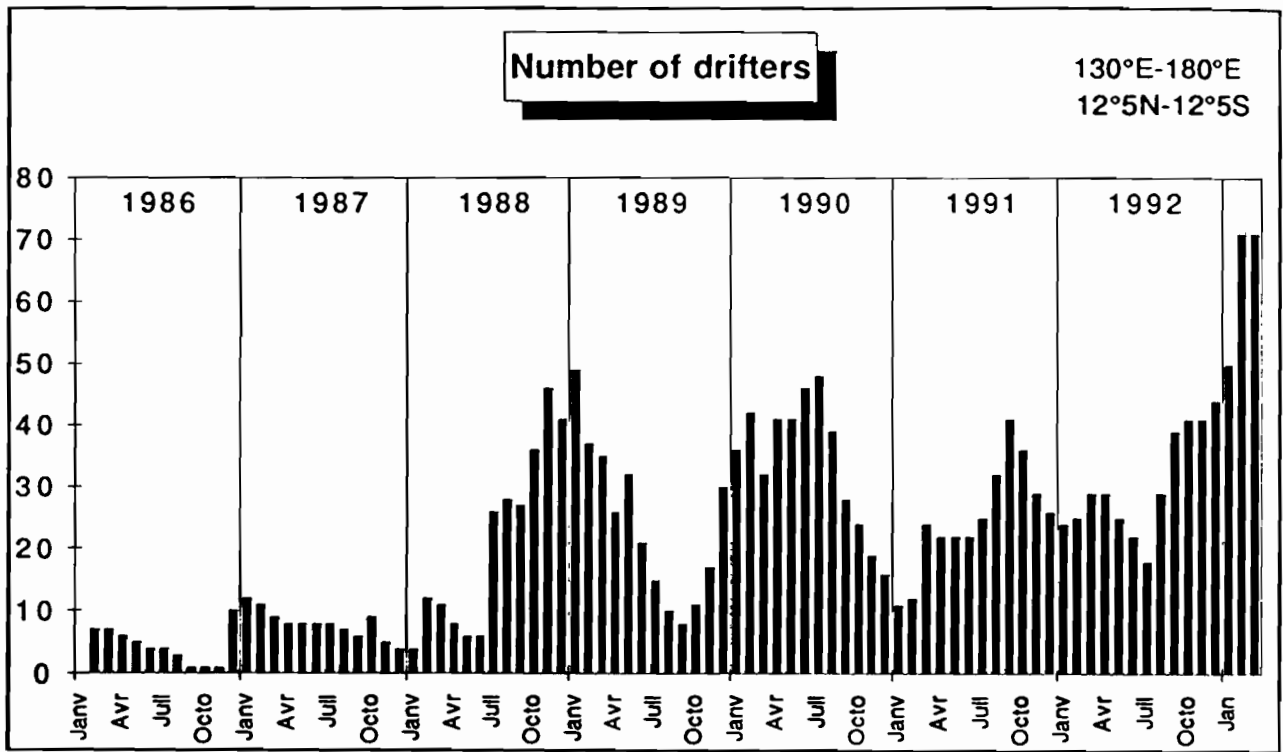
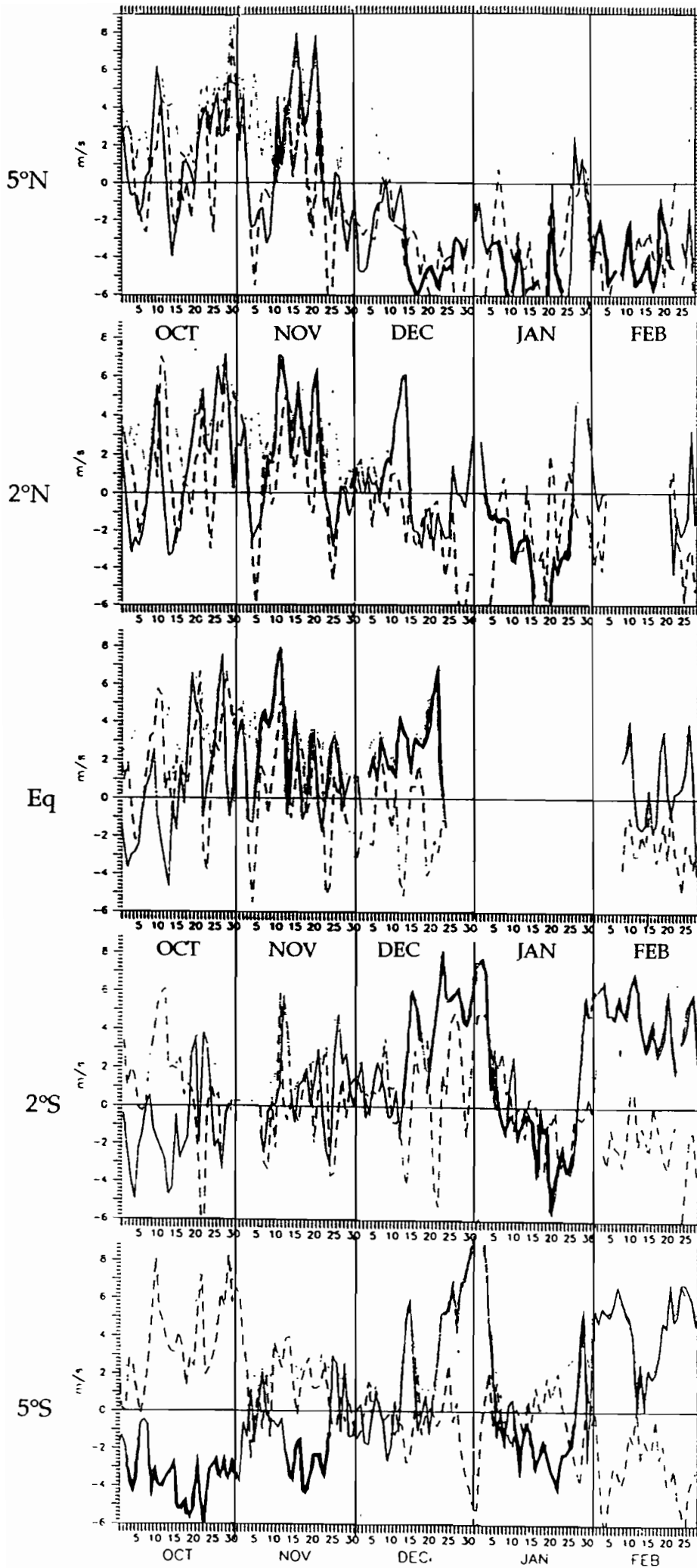


Fig. 1



TAO Winds at 156°E
 — zonal component
 - - - meridional component

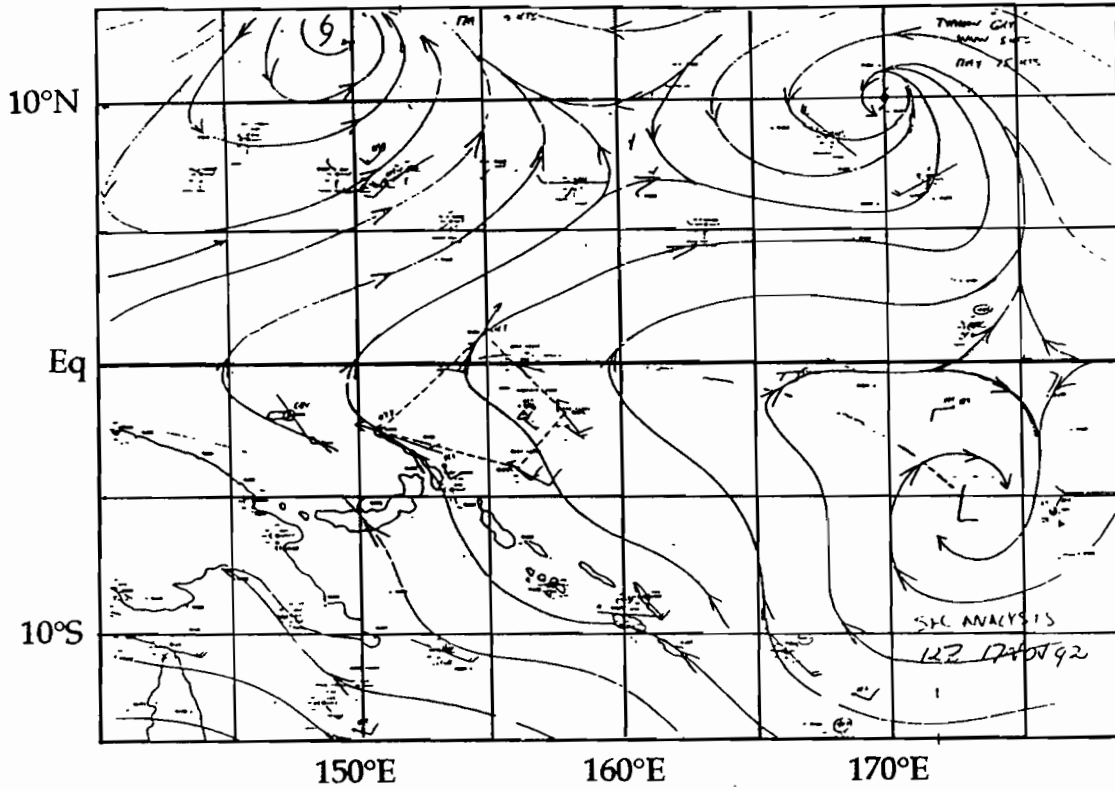


Fig 20

COARE DRIFTERS November 93

46

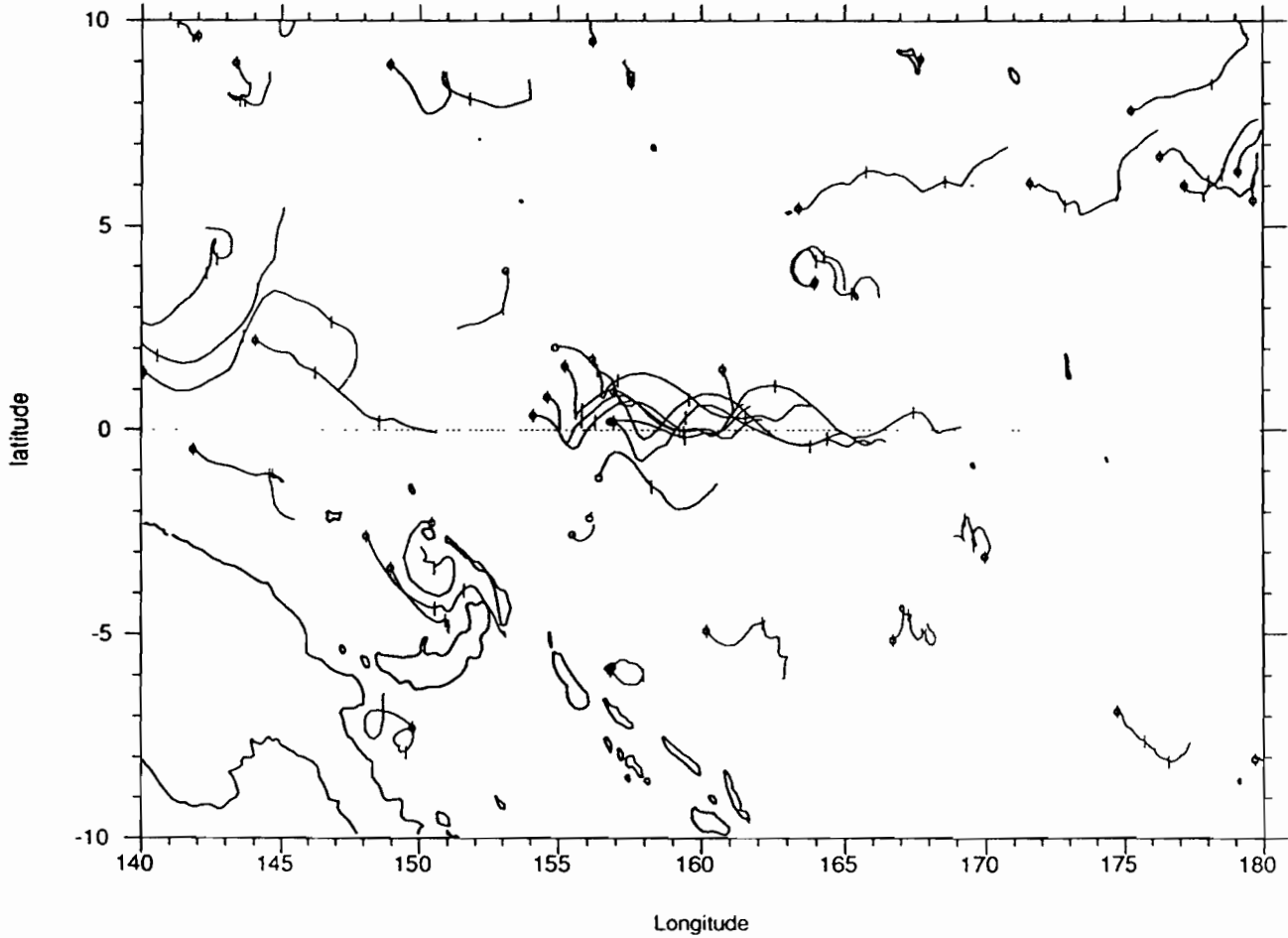
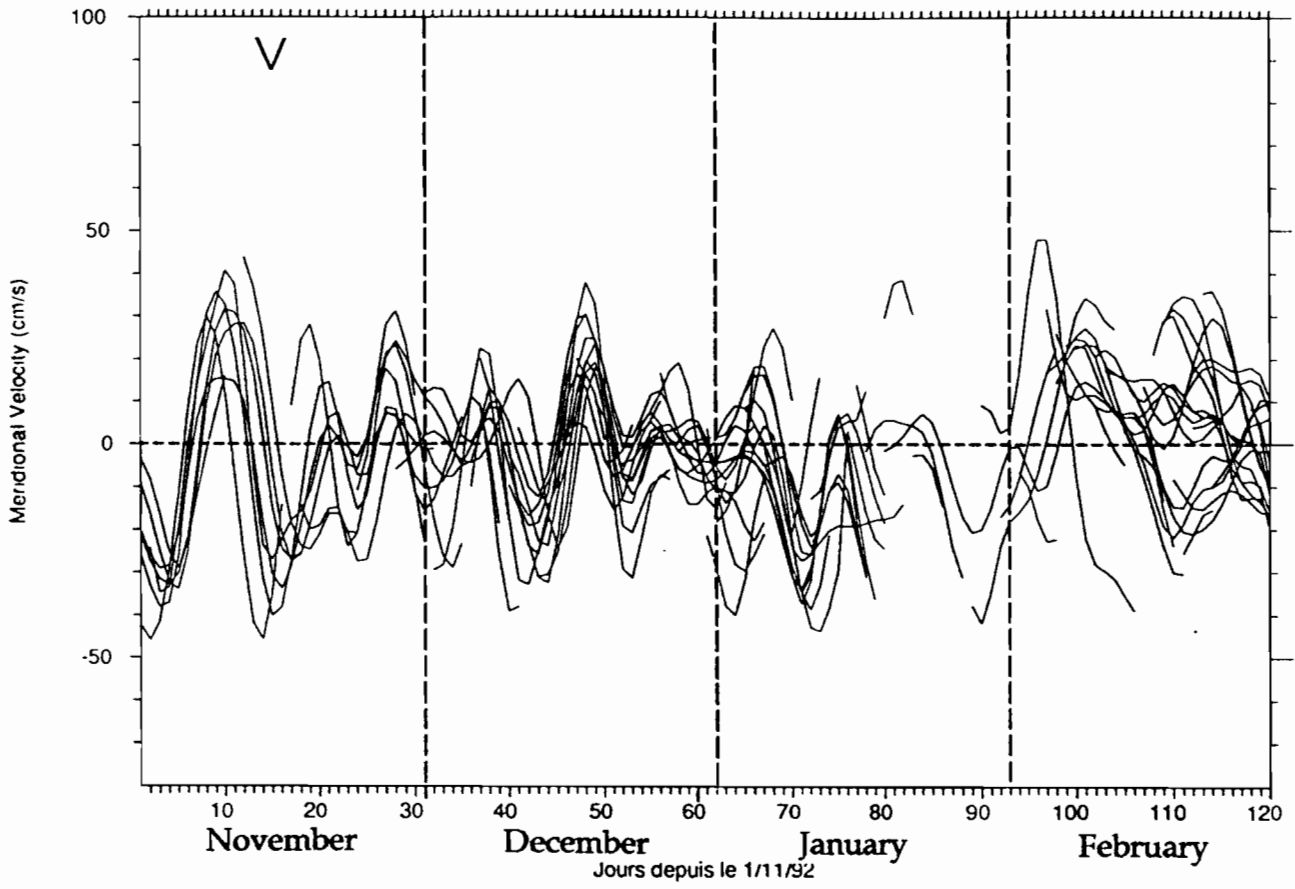
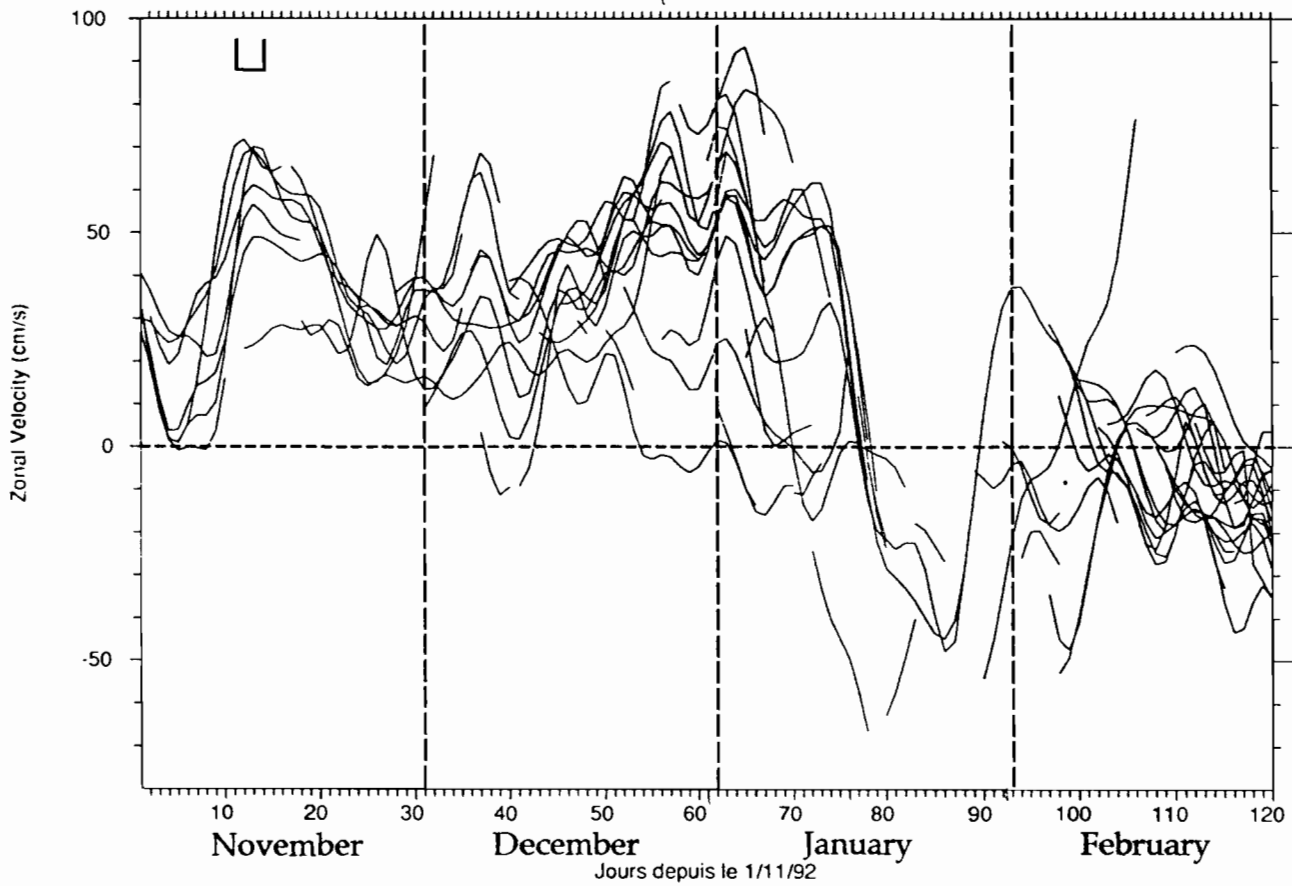


Fig 21

Fis 11a



1.2.16



ANNEXE C

SCIENCES DE LA MER

OCÉANOGRAPHIE PHYSIQUE

1993

**ÉCOLE NATIONALE DE LA MÉTÉOROLOGIE
TOULOUSE-MIRAIL**

**Températures superficielles océaniques mesurées par les
bouées dérivantes.
Variations diurnes au sein du Pacifique
équatorial occidental**

**Nadine TEISSEYRE
Jean-François VIGNAUX**

Promotion EIENM 1990 / 1993

Sous la direction d'Yves du PENHOAT

**Contrat IFREMER 92 1 4300 51
(convention ORSTOM / IFREMER n° 292)**



**L'INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION**

CENTRE DE NOUMÉA

Résumé

De par la présence de la Warm Pool, le Pacifique Equatorial Occidental est le siège d'importantes interactions Océan/Atmosphère se traduisant principalement par le développement de nombreux phénomènes météorologiques convectifs. La circulation atmosphérique de surface est caractérisée par l'alternance de régimes d'alizés faibles et de coups de vents d'Ouest dont la durée est de l'ordre de quelques jours. Cette variabilité temporelle se retrouve dans les courants induits par les vents au sein de la couche océanique superficielle. Cette dernière est également influencée par les fréquents apports d'eau douce qui, lorsque les vents sont faibles, stabilisent les eaux de surface et limitent l'extension verticale des échanges Océan/Atmosphère.

Un important jeu de températures horaires réparties sur 6 niveaux dans les 20 premiers mètres de l'océan a été constitué grâce aux bouées dérivantes BODEGA, déployées dans le cadre du programme TOGA. Les données acquises par ces bouées, recouvrant des périodes de 24 heures, sont transmises un jour sur trois via le système ARGOS.

La présente étude exploite environ 1200 *cycles diurnes* acquis entre décembre 1989 et mai 1992 dans la zone délimitée par les parallèles 15°S et 15°N, le méridien 130°E et la ligne de changement de date. Il est à noter que les précédents travaux sur le cycle diurne ont été menés à partir d'échantillons plus restreints, tant dans l'espace que dans le temps. Les données atmosphériques utilisées ont été fournies par différents systèmes d'acquisition.

L'analyse des données "BODEGA" aboutit à la définition de critères permettant de caractériser l'évolution journalière de la température. Ainsi, la variation diurne est séparée de celle à plus grande échelle, définie comme un terme de tendance. D'autre part, une classification des cycles diurnes est proposée, chaque classe pouvant être associée à un ensemble de conditions météorologiques.

La recherche de liaisons statistiques entre les paramètres atmosphériques moyennés sur une journée et les critères descriptifs des cycles est délicate car la variabilité des conditions météorologiques au cours d'une journée est prédominante.

L'adaptation d'un modèle de la couche océanique superficielle aux conditions du Pacifique Equatorial Occidental, avec notamment la prise en compte des variations de température consécutives aux précipitations et une meilleure paramétrisation des phénomènes de dissipation de la chaleur, permet d'affiner les connaissances sur les mécanismes régissant le cycle diurne.

Expérimenté sur un cas réel, le modèle offre la perspective de reconstituer dans la plupart des cas l'évolution de la température au sein de la couche superficielle océanique, à partir des mesures transmises un jour sur trois par les bouées BODEGA.

Remerciements

Nous remercions vivement Yves du Penhoat, qui nous a guidés et soutenus avec dynamisme tout au long de ce projet. Son humour et sa bonne humeur ont été précieux pour nous, nous apportant au bon moment le 'coup de pouce' nécessaire.

Mille mercis à Christian Hénin que nous avons beaucoup sollicité pour la rédaction de ce rapport et dont la disponibilité, la gentillesse et le soutien ont été un réconfort. Grâce à ses conseils, nous avons pleinement apprécié l'Ile de Lumière et nous n'oublierons pas les superbes paysages de la côte Ouest qu'il nous a fait découvrir.

Nous sommes également reconnaissant envers Gilles Reverdin (Lamont Doherty Geological Observatory), Christian Petit et Yves Le Lann (MÉTÉO France) qui nous ont permis de rassembler des données complémentaires à cette étude.

Nous remercions Joël Picaut, responsable du Laboratoire d'Océanographie Physique du Centre ORSTOM de Nouméa, et toute l'équipe SUTROPAC de nous avoir gentiment accueillis et aidés durant les six mois de ce stage. Un grand merci aux 'électroniciens' dont nous avons envahi le bureau et qui malgré cela ont fait preuve de beaucoup d'humour et de patience. Nous sommes également très reconnaissant envers Pierre Waigna dont nous avons sollicité les talents de dessinateur et qui a répondu avec beaucoup de gentillesse à nos besoins.

Sommaire

Principales abréviations

Légendes des figures et des tableaux

Introduction

I - Définition et description du domaine

- 1 - L'océan Pacifique Equatorial
 - 1.1 - Climatologie
 - 1.2 - Océanographie moyenne
- 2 - La Warm Pool du Pacifique Equatorial Ouest
 - 2.1 - Climatologie
 - 2.2 - Océanographie
 - 2.3 - Interface Océan/Atmosphère dans la Warm Pool
- 3 - Représentation du domaine

II - Etude bibliographique

- 3.1 - Etudes descriptives et statistiques
- 3.2 - Modélisation du cycle diurne

III - Les données

- 1 - Les bouées BODEGA
 - 1.1 - Présentation
 - 1.2 - Précision des mesures
 - 1.3 - Les données utilisées
- 2 - Les bouées ATLAS
 - 2.1 - Présentation
 - 2.2 - Précision et qualité des mesures
 - 2.3 - Les données utilisées
- 3 - Les navires météorologiques sélectionnés
 - 3.1 - Présentation
 - 3.2 - Précision et qualité des mesures
 - 3.3 - Les données utilisées
- 4 - Les navires marchands sélectionnés
 - 4.1 - Présentation
 - 4.2 - Précision et qualité des mesures
 - 4.3 - Les données utilisées
- 5 - Les stations météorologiques insulaires
- 6 - Les données satellitales
 - 6.1 - Le vent SSMI
 - 6.2 - Les flux radiatifs

IV - Validation des données BODEGA

V - Présentation des données

- 1 - Répartition spatio-temporelle des données
- 2 - Paramètres descriptifs d'un cycle
- 3 - Présentation statistique des cycles
- 4 - Variabilité spatio-temporelle
- 5 - Etude descriptive
 - 5.1 - Les cycles à réchauffement différentiel
 - 5.2 - Les cycles présentant une inversion de température
 - 5.3 - Les cycles homogènes
 - 5.4 - Evolution diurne tardive, variation brutale de température
 - 5.5 - Généralisation

VI - Etude statistique

- 1 - La base de données atmosphériques
 - 1.1 - Traitement des observations
 - 1.2 - Constitution du fichier *mto_moyen_quotidien*
- 2 - Les nuages de points
 - 2.1 - Toutes observations météorologiques confondues
 - 2.2 - Sélection sur les observations météorologiques
 - 2.3 - Les journées type
- 3 - La contingence
- 4 - Conclusion

VII - Modélisation du cycle diurne

- 1 - Le modèle utilisé
 - 1.1 - Description du modèle
 - 1.2 - Adaptation aux conditions équatoriales
 - 1.3 - Modifications supplémentaires apportées au modèle
- 2 - Détermination du forçage atmosphérique
- 3 - Les expériences théoriques
- 4 - Etude d'une situation réelle

Conclusion

Bibliographie

Annexe

Principales abréviations

AOML	Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory.
BODEGA	Bouées Dérivantes TOGA.
CCEN	Contre Courant Equatorial Nord.
CCES	Contre Courant Equatorial Sud.
CEN	Courant Equatorial Nord.
CES	Courant Equatorial Sud.
CM	Couche Mélangée ou Couche de Mélange.
COARE	Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment.
COE	Couche Océanique Superficielle. <i>Nous employons ce terme pour désigner la couche comprise entre la surface et une vingtaine de mètres.</i>
CSIRO	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization
ENOA	El Niño - Oscillation Australe.
ENSO	El Niño - Southern Oscillation (terminologie anglo saxonne de ENOA).
GTS	Global Telecommunication System (terminologie anglosaxonne de SMT).
LODYC	Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie - Université Paris VI.
N.O.	Navire Océanographique.
NOAA	National Oceanic Atmospheric Administration.
PEO	Pacifique Equatorial Occidental.
SCE	Sous Courant Equatorial.
SMT	Système Mondial de Transmission (GTS selon la terminologie anglosaxonne).
SSMI	Special Sensor Microwave Imager.
SST	Température de surface de l'océan (Sea Surface Temperature).
SVP	Surface Velocity Programme.
TOGA	Tropical Ocean Global Atmosphere.
WEPOCS	Western Equatorial Pacific Ocean Circulation Study.
WOCE	World Ocean Circulation Experiment.
ZCIT	Zone de Convergence InterTropicale.
ZCPS	Zone de convergence du Pacifique Sud.

Note : Par conventions, la direction d'un courant océanique est donnée par la direction *vers laquelle* il s'écoule alors que la direction du vent est désignée par celle *d'où* il vient.

Légende des figures et tableaux

- Fig. I.1 Le domaine au sein du Pacifique Equatorial.
Fig. I.2 Circulation atmosphérique moyenne de surface. (Conditions non ENOA)
Fig. I.3 Circulation méridienne de Palmen.
Fig. I.4 Circulation zonale de Walker (Bonnissent, 1989).
Fig. I.5 Répartition annuelle des précipitations sur le Pacifique Equatorial (cm/an) (Eliot et Reed, 1984).
Fig. I.6 Bilan <Evaporation - Précipitations> (mm/an) (Weare et al., 1981)
Fig. I.7 Circulation océanique superficielle. (Conditions non ENOA)
Fig. I.8 Coupe verticale du courant géostrophique le long du 155°E (en cm/s). (Tournier, 1989)
Fig. I.9 Température de surface océanique (en °C) (Wyrski, 1989).
Fig. I.10 Distribution de la salinité de surface moyenne (en usp) (Levitus, 1982).
Fig. I.11 Estimation des flux entrant et sortant dans la Warm Pool (Wyrski, 1989)
Fig. I.12 Echanges Océan/Atmosphère.
Fig. I.13 Influence de l'eau douce sur la COS.
Fig. I.14 Représentation discrétisée du domaine.
- Fig. II.1 Evolution de la couche mélangée en cours de journée. (Kondo et al., 1979)
- Fig. III.1 Chaîne d'acquisition et environnement des bouées BODEGA.
Fig. III.2 Trajectoire des bouées BODEGA octobre 1989 - décembre 1992.
Tab. III.3 Déploiement des bouées BODEGA et présence dans le domaine.
Fig. III.4 Chaîne d'acquisition et environnement des bouées ATLAS.
Fig. III.5 Mouillage des ATLAS dans le Pacifique.
Fig. III.6 Mouillages ATLAS dans le domaine.
Fig. III.7 Observations effectuées par les navires marchands pour la période décembre 1989 - mai 1992.
- Fig. IV.1 Création du fichier *etat_pos_mto*.
Fig. IV.2 Correction de la dérive des capteurs.
Fig. IV.3 Organisation des données.
- Fig. V.1 Distribution spatiale des données BODEGA (de décembre 1989 à mai 1992).
Fig. V.2 Histogrammes des tendances.
Tab. V.3 Eléments statistiques sur la tendance (°C).
Fig. V.4 Histogrammes des écarts de tendance entre -2 et -20m (°C).
Tab. V.5 Différence des écarts de tendance entre -2 et -20m (°C).
Tab. V.6 Eléments statistiques sur l'amplitude (°C).
Tab. V.7 Eléments statistiques sur l'*amplitude sans tendance* (°C).
Fig. V.8 Histogrammes des moyennes quotidiennes.
Tab. V.9 Eléments statistiques sur les moyennes quotidiennes, diurnes et nocturnes (en °C).

- Fig. V.10 Histogrammes des heures du minimum.
 Fig. V.11 Histogrammes des heures du minimum *sans tendance*.
 Fig. V.12 Histogrammes des heures du maximum.
 Fig. V.13 Histogrammes des heures du maximum *sans tendance*.
 Tab. V.14 Eléments statistiques sur le délai de propagation.
 Tab. V.15 Variations selon la latitude.
 Tab. V.16 Variations selon la longitude.
 Tab. V.17 Variations interannuelles.
 Fig. V.18 Trajectoire de la bouée 12087
 Fig. V.19 Vitesses zonale et méridienne.
 Fig. V.20 Graphe du cycle diurne du 23 mai 1990.
 Fig. V.21 Paramètres descriptifs.
 Fig. V.22 Trajectoire de la bouée 12092.
 Fig. V.23 Vitesses zonale et méridienne.
 Fig. V.24 Graphe du cycle diurne du 05 septembre 1991.
 Fig. V.25 Paramètres descriptifs.
 Fig. V.26 Graphe du cycle diurne du 16 décembre 1990.
 Fig. V.27 Paramètres descriptifs.
 Fig. V.28 Trajectoire de la bouée 12089.
 Fig. V.29 Vitesses zonale et méridienne.
 Fig. V.30 Graphe du cycle diurne du 02 août 1991.
 Fig. V.31 Paramètres descriptifs.
 Fig. V.32 Répartitions des cycles diurnes.
- Fig. VI.1 Création du fichier *mto_moyen_quotidien*.
 Fig. VI.2 Nuages de points Tendance/Force du vent aux différents niveaux.
 Fig. VI.3 Nuages de points Amplitude/Force du vent aux différents niveaux.
 Fig. VI.2 Nuages de points Moyenne quotidienne/Force du vent aux différents niveaux.
 Fig. VI.2 Nuages de points Tendance/Force du vent aux différents niveaux.(distance inférieure ou égale à 100 MN).
 Tab. VI.6.a Définition des 12 journées types.
 Fig. VI.6.b Répartitions des observations météorologiques selon les journées types.
 Tab. VI.7 Tables de contingence, Tendance (-2m)/Journée de type 1.
 Tab. VI.8 Tables de contingence, Amplitude sans tendance (-2m)/Journée de type 1.
 Tab. VI.8 Tables de contingence, Amplitude sans tendance (-5m)/Journée de type 1.
 Tab. VI.10 Rose des vents moyens sur le domaine d'étude pour la période décembre 1989 - mai 1992.
- Fig. VII.1.a Coefficient de rugosité C_{DN} en fonction du vent.
 Fig. VII.1.b Coefficient de transfert C_e en fonction du vent.
 Fig. VII.1.c Coefficient de transfert C_t en fonction du vent.
 Tab VII.2 Coefficients utilisés pour la paramétrisation de la pénétration du rayonnement solaire.
 Fig. VII.3 Observations météorologiques à proximité du 0°/147°E du 17 février 1990 au 10 mars 1990 (Young et al., 1992).
 Fig. VII.4 Expérience n°1 (Temps en heure locale, température en °C).
 Fig. VII.5 Expérience n°2 (Temps en heure locale, température en °C).
 Fig. VII.6 Expérience n°3 (Temps en heure locale, température en °C).
 Fig. VII.7 Expérience n°4 (Temps en heure locale, température en °C).
 Fig. VII.8 Expérience n°5 (Temps en heure locale, température en °C).
 Fig. VII.9 Expérience n°6 (Temps en heure locale, température en °C).
 Fig. VII.10 Expérience n°7 (Temps en heure locale, température en °C).

- Fig. VII.11 Expérience n°8 (Temps en heure locale, température en °C).
- Fig. VII.12 Expérience n°9 (Temps en heure locale, température en °C).
- Fig. VII.13 Conditions météorologiques du cas réel.
- Fig. VII.14 Forçage atmosphérique du cas réel.
- Fig. VII.15 Evolution de la température de la COS entre le 14 et le 24 juin 1990.

Fig. A.1 Objectifs principaux du programme TOGA.

Fig. B.1 Circulation atmosphérique de surface.
Situation ENOA.

Fig. B.2.a Emplacement des cellules de Walker le long de l'équateur.
Situation normale.

B.2.b Emplacement des cellules de Walker le long de l'équateur.
Situation ENOA.

Fig. B.3 Circulation océanique superficielle.
Situation ENOA.

Fig. B.4 Principales évolutions du système océan/atmosphère lors d'un épisode ENOA.

Fig. B.5 Les conséquences du phénomène ENOA.

Fig. B.6 Déclenchement d'un épisode ENOA et retour vers des conditions normales.

Fig. C.1 Descriptif d'une bouée BODEGA.

Fig. C.2 Descriptif d'une bouée ATLAS.

Fig. C.3.1 à C.3.12 Trajectoires des bouées BODEGA.

Fig. D.1 à D.7 Répartition spatio temporelle des données BODEGA.

Introduction

L'océan Pacifique tropical est le siège d'importantes interactions avec l'atmosphère responsables d'anomalies climatiques de grande échelle dont El Niño/Oscillation Australe (ENOA) est la plus spectaculaire. Afin de mieux comprendre les phénomènes existant et leurs incidences sur le climat aux latitudes plus élevées, le programme TOGA (Tropical Ocean - Global Atmosphere) a été mis en place. Une de ses composantes, l'expérience COARE (Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment), est focalisée sur l'océan Pacifique équatorial occidental en raison de la présence des eaux les plus chaudes du globe qui intensifient les échanges Ocean/Atmosphère dans cette région. Ce réservoir d'eau chaude, communément appelé *Warm Pool* fait l'objet de nombreuses études.

L'influence la plus directe de l'océan sur la circulation atmosphérique est due à la variabilité de la température de surface. L'évolution annuelle est liée au déplacement des zones de convergences, pouvant entraîner à plus grande échelle le développement de phénomènes ENOA.

La détermination des relations entre les variations des anomalies de température observées aux différentes échelles est l'un des axes de recherche. En particulier, dans quelle mesure la température océanique superficielle moyenne est-elle influencée par des variations diurnes ? La réponse à cette question nécessite au préalable une bonne compréhension des différents mécanismes régissant son évolution journalière.

Pour mieux appréhender les phénomènes de petite échelle, dans le cadre de TOGA-COARE, un effort a été fourni sur la mise en place d'un réseau d'observation particulièrement dense. C'est ainsi que de nombreuses bouées dérivantes ont été déployées dans le Pacifique Equatorial Occidental. Parmi elles, les bouées BODEGA, munies d'un mini-chaîne à thermistance, mesurent la température océanique superficielle (SST) sur les vingt premiers mètres à six niveaux. Les positions et les données horaires de la chaîne sont transmises un jour sur trois, via le système ARGOS.

Notre étude, basée sur l'exploitation de ces données, a pour objectif de décrire l'évolution diurne de la température au sein de la couche superficielle océanique et d'appréhender les mécanismes qui en sont responsables. Elle s'étend géographiquement sur le domaine délimité par les parallèles 15°N et 15°S, le méridien 130°E et la ligne de changement de date, c'est-à-dire approximativement la zone COARE, et porte sur la période de décembre 1989 à mai 1992.

L'analyse du cycle diurne nécessite des données météorologiques qui ont été fournies par différents réseaux d'observation : bouées fixes, navires marchands ou militaires, stations météorologiques insulaires et satellites nous ont permis d'obtenir des conditions de vent, températures, précipitations et rayonnement solaire.

La prise de conscience des particularités tant océanographiques que météorologiques du Pacifique Equatorial Occidental (PEO) (chapitre I), nous a permis d'apprécier les travaux menés sur le cycle diurne. Il est à

noter qu'aucune étude antérieure n'a porté sur un domaine aussi vaste et une période aussi longue (chapitre II). Les différentes sources de données utilisées ainsi que leurs moyens d'acquisition sont décrits dans le chapitre III. Une partie importante du travail a consisté à créer et valider la base de données BODEGA. Le chapitre IV décrit les éléments logiciels codés à cet effet ainsi que la méthode employée pour la phase de validation.

L'étude proprement dite est subdivisée en trois étapes. La première, descriptive, nous a permis d'évaluer le cycle diurne qualitativement et quantitativement (chapitre V). Dans le chapitre VI, une approche statistique, ayant pour objectif la détermination des liaisons entre les caractéristiques des cycles et les paramètres météorologiques, a été mise en œuvre. Enfin, la modélisation de la couche océanique superficielle a conforté les résultats précédemment acquis (chapitre VII).

La conclusion, synthèse de ces trois approches, décrit les différents mécanismes mis en jeu dans l'évolution diurne de la température au sein de la couche océanique superficielle du Pacifique Equatorial Occidental.

I - Définition et description du domaine

Notre étude s'étend géographiquement sur un domaine inclus dans la région du Pacifique Equatorial Occidental (PEO) et délimité à l'Ouest par le méridien 130°E, à l'Est par la ligne de changement de date et compris entre les parallèles 15°N et 15°S (cf. fig. I.1).

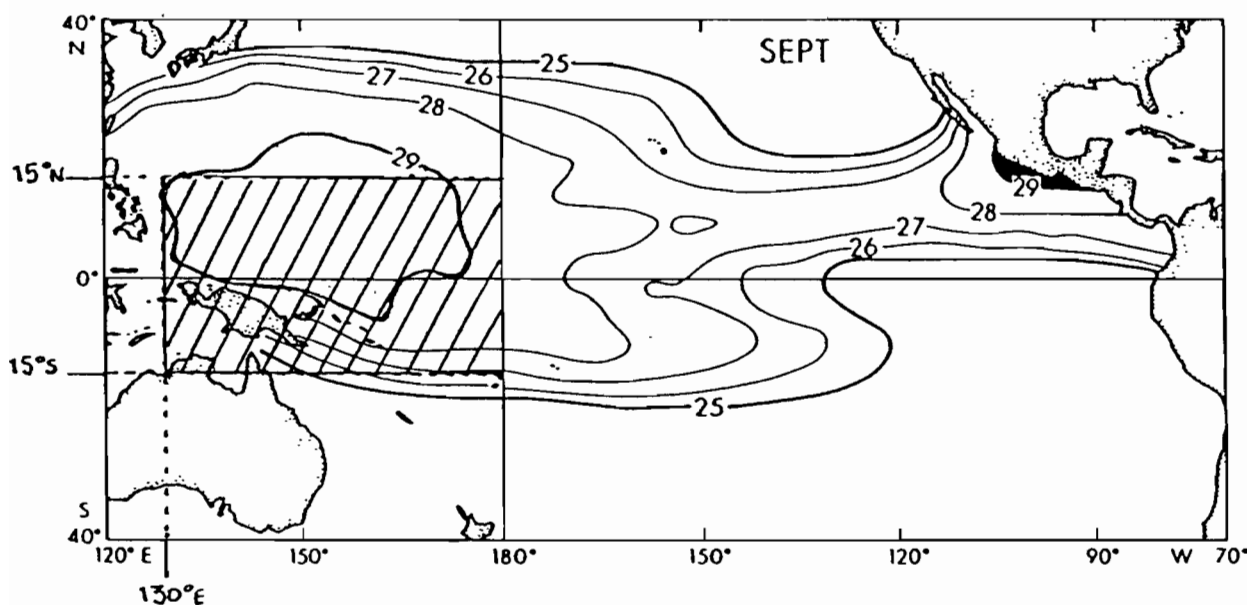


Fig. I.1 - Le domaine au sein du Pacifique Equatorial

La *Warm Pool* du Pacifique Equatorial Occidental est parfois définie comme étant une région où la température des eaux océaniques de surface (SST) est supérieure ou égale à 28°C¹ (Wyrski 1989). Elle occupe la plus grande partie de notre domaine. Cette région intéresse particulièrement les scientifiques car il semble qu'elle soit le siège d'importantes interactions entre l'océan et l'atmosphère. Ces dernières sont responsables plus ou moins directement de phénomènes de plus grande échelle tels que El Niño-Oscillation Australe (ENOA, ...). C'est pour cette raison que la zone du PEO a été choisie pour le programme scientifique TOGA COARE (Tropical Ocean Global Atmosphere - Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment),

Bien que le comportement de l'océan et celui de l'atmosphère dans le PEO soient étroitement liés, nous les décrirons d'abord séparément avant de schématiser l'interface. Nous débuterons par une présentation générale à l'échelle du Pacifique Equatorial dans son ensemble.

¹Certains auteurs préfèrent utiliser une autre valeur pour ce seuil ; 29°C est fréquemment citée dans la littérature.

1 - L'océan Pacifique équatorial :

1.1 - Climatologie :

1.1.1 - Circulation générale :

La circulation atmosphérique de surface, représentée sur la figure I.2, est principalement pilotée par les deux grands centres d'action que sont l'anticyclone d'Hawaï, pour l'hémisphère Nord, et l'anticyclone de l'Île de Pâques, dans l'hémisphère Sud, dont les positions moyennes sont respectivement 28°N/155°W, et 27°S/109°W. A un moindre degré et de façon plus épisodique, une troisième zone de hautes pressions influe sur la circulation : il s'agit des anticyclones évolutifs de la région mer de Tasman - Îles de Kermadec, situés vers le 170°E et le 30°S.

En surface et au niveau des tropiques, les alizés issus des deux grandes cellules subtropicales sont des vents zonaux d'Est avec une composante méridienne dirigée vers l'équateur. Ils sont assez forts au niveau du Pacifique Central puis faiblissent sensiblement lorsqu'ils atteignent l'Ouest du bassin. Ceux en provenance de la zone de hautes pressions de la mer de Tasman sont généralement orientés plus Sud et viennent à la rencontre des alizés de l'Anticyclone de l'Île de Pâques.

On peut localiser deux zones de convergence, la ZCIT (Zone de Convergence InterTropicale), où confluent les alizés originaires des deux hémisphères, et la ZCPS (Zone de Convergence du Pacifique Sud) où se rejoignent les vents issus des deux centres de hautes pressions de l'hémisphère Sud.

La ZCIT est directement liée à la circulation zonale. Cette dernière, schématisée par Palmén (fig. I.3), est constituée au niveau des tropiques par une cellule dans chaque "hémisphère météorologique", les cellules de Hadley. Les branches subsidentes de ces cellules coïncident avec les centres des anticyclones subtropicaux. La ZCIT sépare les deux cellules et correspond à la zone de courants ascendants. Sa position varie en fonction des saisons (cf. fig. I.2) avec, à l'Ouest du 170°E, un déplacement plus marqué de part et d'autre de l'équateur. En effet, sur la bordure orientale du Pacifique équatorial, la ZCIT est liée aux phénomènes de mousson asiatique ; l'été boréal, elle peut atteindre une position très haute (jusqu'au 30°N), intéressant alors le Nord du PEO, tandis que durant l'hiver boréal, elle descend parfois vers le 15°S et ne concerne que le Sud de la région.

La ZCPS s'étend en moyenne de la Nouvelle Guinée jusqu'au 15°S/150°W avec une orientation Nord-Ouest/Sud-Est. Puisqu'elle est liée à la circulation générale, la ZCPS connaît également des variations saisonnières. Pendant l'été boréal, elle est proche de l'équateur et son activité est faible. Pendant l'hiver boréal, elle se déplace vers l'Australie, et son activité se renforce.

Un autre élément important de la circulation atmosphérique tropicale est la présence d'une zone de basses pressions au Nord de l'Australie (dépression thermique), induisant au niveau de l'équateur un flux relatif d'Ouest s'opposant aux alizés. Si on considère l'organisation de la circulation zonale en cellules selon le schéma de Walker (fig. I.4), ces deux flux contraires définissent ainsi deux branches convergentes de deux cellules adjacentes. La cellule qui intéresse plus particulièrement le Pacifique équatorial peut se décomposer de la façon suivante :

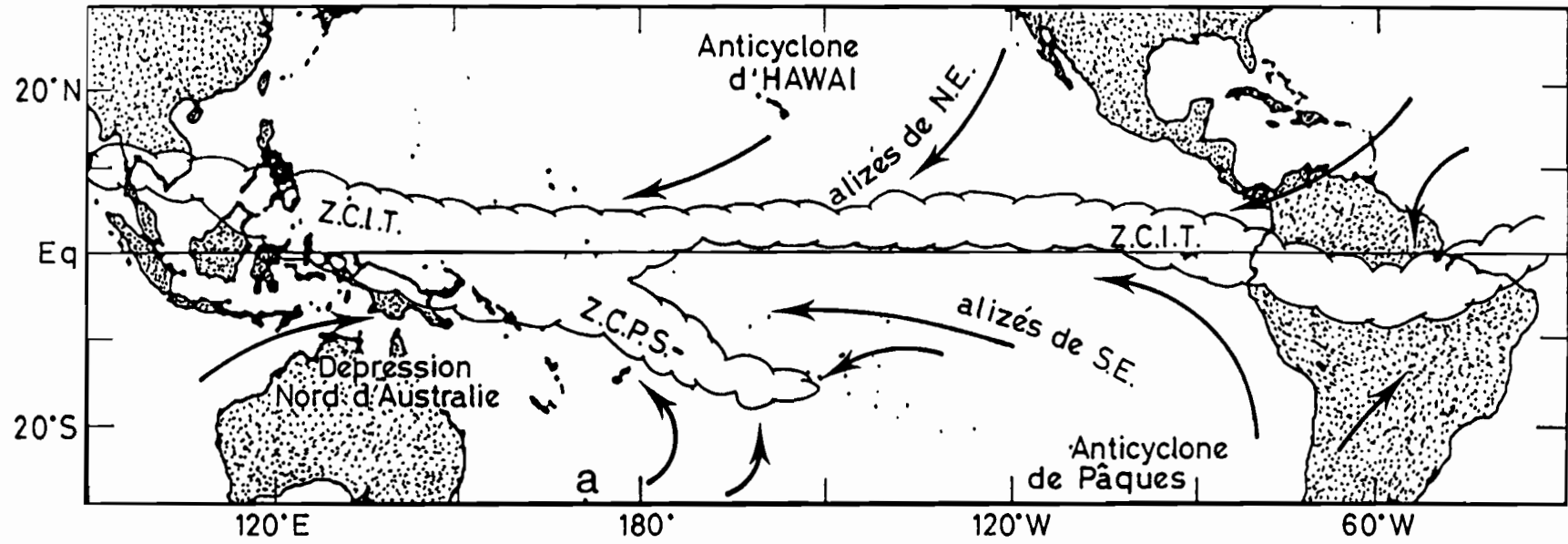


Fig. I.2 - Circulation atmosphérique moyenne de surface.
(conditions non ENOA).

- une branche de basse couche constituée par les alizés, s'étendant de l'anticyclone de l'île de Pâques (vers le 110°W) jusqu'au 130°E environ,
- une branche ascendante avec une forte convection au niveau de l'archipel indonésien,
- une branche de retour en haute atmosphère (vers 200 hPa),
- une branche subsidente au niveau de l'anticyclone de l'île de Pâques.

Il est à noter que ce schéma correspond aux années *normales* c'est à dire lorsque le phénomène ENOA ne se manifeste pas. En effet, lors d'un épisode El Niño, la branche ascendante se trouve décalée vers l'Est et se situe en général au niveau de la ligne de changement de date tandis que la branche subsidente se décale au delà de la Cordillère des Andes, vers le 60°W.

Les différentes zones de convergence précédemment décrites se matérialisent par la formation de perturbations d'origine convective. Ces phénomènes peuvent être classés selon leur ampleur, ou de façon équivalente selon l'échelle spatiale à laquelle ils se situent. On dénote principalement :

- les cellules convectives simples, associées aux cumulonimbus isolés,
- les cellules réparties sur une grande zone, produisant la formation d'amas nuageux instable,
- les perturbations zonales, marquées au niveau de la ZCIT, ayant l'allure de lignes de grains mais orientées dans le flux (Est/Ouest).

Cette liste doit être complétée par les perturbations cycloniques mobiles associées à des dépressions dynamiques, allant de la dépression tropicale au cyclone. Ces phénomènes se produisent épisodiquement dans le Pacifique Equatorial mais il faut souligner qu'ils sont rares voire inexistantes à l'Est du 140°W, dans l'hémisphère Sud. Ils ont leur propre dynamique et engendrent des vents forts et de direction variable (en opposition aux alizés d'Est réguliers). On s'intéressera par la suite au cas particulier des coups de vent d'Ouest associés à de telles perturbations.

1.1.2 - Précipitations :

La fig. I.5 montre la répartition annuelle des précipitations sur l'océan Pacifique (Eliot et Reed, 1984), établie à partir d'observations de surface (code temps présent synoptique indiquant l'intensité des pluies) et d'images satellitales dans les domaines visible et infrarouge. On observe de fortes précipitations le long de l'équateur, légèrement au Nord de celui-ci et à l'est du 180°, correspondant à la ZCIT, ainsi qu'une vaste zone sur l'ensemble du PEO, avec un maximum centré vers le 10°S/160°E, coïncidant avec la trace de la ZCPS durant l'hiver boréal, où cette dernière est plus active.

Les précipitations sur le Pacifique équatorial sont d'origine convective. La plupart de l'eau de pluie est extraite de l'océan et restituée sur place sans qu'il y ait eu d'important déplacement. Cependant, le bilan moyen annuel <évaporation - précipitations> (fig. I.6), négatif, montre un apport d'eau douce de l'ordre de 1 mètre par an dans cette région. Inversement, on remarque au niveau des cellules anticycloniques un excédent d'évaporation sur les précipitations. Nous reviendrons ultérieurement sur l'importance de ce bilan dans la partie Ouest du bassin.

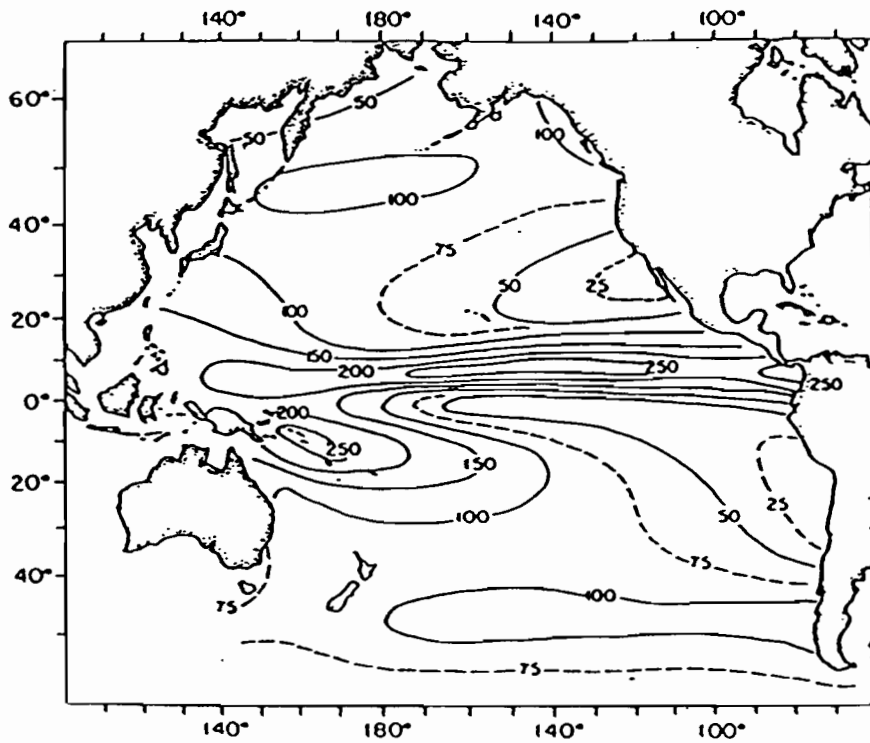


Fig. I.5 - Répartition annuelle des précipitations sur le Pacifique Equatorial (cm/an).
(Eliot et Reed, 1984).

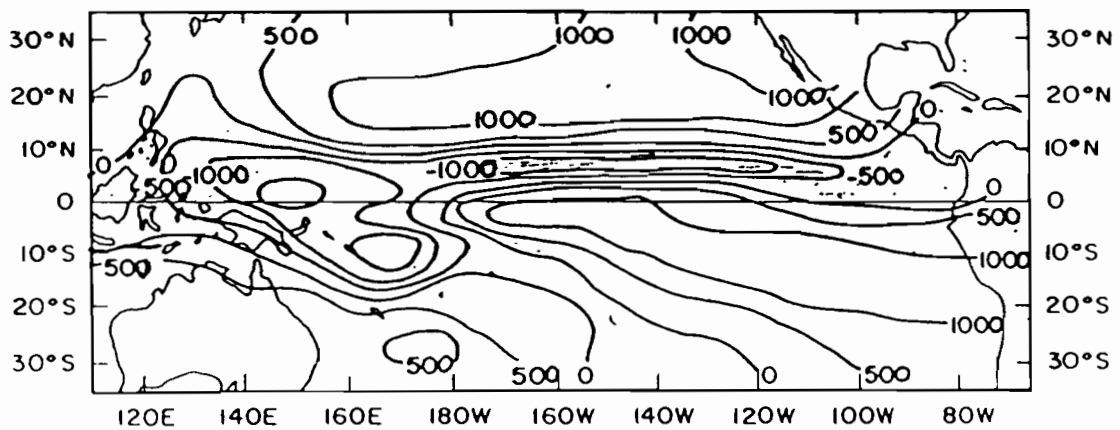


Fig. I.6 - Bilan <Evaporation - Précipitations> (en mm/an)
(d'après Weare et al., 1981).

1.2 - Océanographie moyenne :

1.2.1 - Circulation de surface :

Le champ de vent de basse couche est le principal facteur régissant la circulation des eaux à la surface de l'océan. Le temps de réponse locale ou dynamique de ce dernier à une variation de vent est de plus assez court. A l'Est de la ligne de changement de date, le régime d'alizés, en général bien établi, permet d'observer une organisation des courants relativement stable dans le temps mais toutefois sujette à des variations interannuelles qui sont liées au phénomène ENOA. A l'Ouest du bassin, il convient de distinguer plusieurs types de circulation, correspondants aux principaux régimes de vent rencontrés dans cette région (en général vents faibles d'Est ou coups de vent d'Ouest).

Le schéma de la circulation moyenne superficielle de l'Océan Pacifique Central et Est présenté dans ce rapport (fig. I.7) reprend les travaux de V. Porte (1992) auxquels nous apportons quelques compléments.

Remarque : Les données relatives aux profondeurs et aux vitesses des courants décrits par la suite, ainsi que la coupe verticale au niveau du 155°E (fig. I.8) sont extraites de Tournier (1989). Cette coupe est établie à partir de courants géostrophiques calculés (et non pas mesurés) et moyennés sur la période 1979/1981. Il est à noter que le phénomène ENOA ne s'est pas manifesté durant cette période .

Au niveau des latitudes intertropicales, deux principaux flux portent vers l'Ouest. Il s'agit des faces équatoriales des deux grands courants cycliques (parfois appelés *courants gyres*) de l'océan Pacifique, équivalents océanographiques des deux grandes cellules anticycloniques.

- Le Courant Equatorial Nord (CEN) :

Ce courant est bien délimité dans l'espace. A l'Est du bassin, il circule entre 10°N et 20°N puis se rétrécit vers l'Ouest pour s'étendre entre 8°N et 15°N au niveau du 160°E. C'est dans sa partie Sud que sa vitesse moyenne est la plus élevée, dépassant les 10 cm/s.

- Le Courant Equatorial Sud (CES), prolongement du courant froid du Pérou et qui se divise en deux branches :

- la branche Nord ou branche équatoriale :

Branche la plus intense du CES, ce courant est rapide avec des vitesses supérieures à 30 cm/s. Dans la partie Est du bassin, il peut se subdiviser en deux parties de part et d'autre de l'équateur en raison de l'importance de l'upwelling équatorial dont nous reparlerons. Plus à l'Ouest, ces deux flux se rejoignent pour n'en former plus qu'un.

- la branche Sud :

Ce courant faible (vitesses de l'ordre de 5 cm/s) et moins bien décrit que la branche Nord est observé entre 10°S et 15°S. Au large de l'Australie, vers 150°E, il bifurque vers le Sud .

A ces deux courants viennent s'ajouter ceux qui portent vers l'Est :

- Le Contre Courant Equatorial Nord (CCEN) :

Situé en surface entre le CEN et le CES, ce courant étroit compris entre 5°N et 9°N traverse tout le bassin d'Ouest en Est. Il est relativement rapide avec des vitesses atteignant 30 à 35 cm/s.

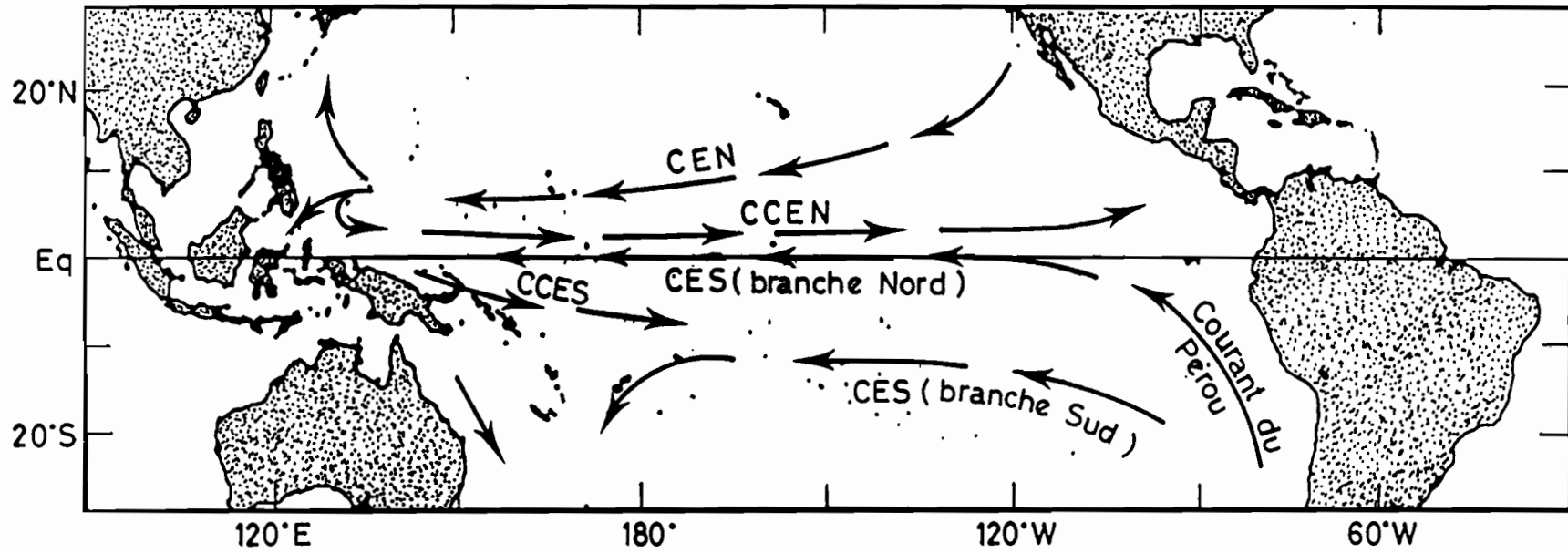


Fig. I.7 - Circulation océanique superficielle moyenne.
(conditions non ENOA).

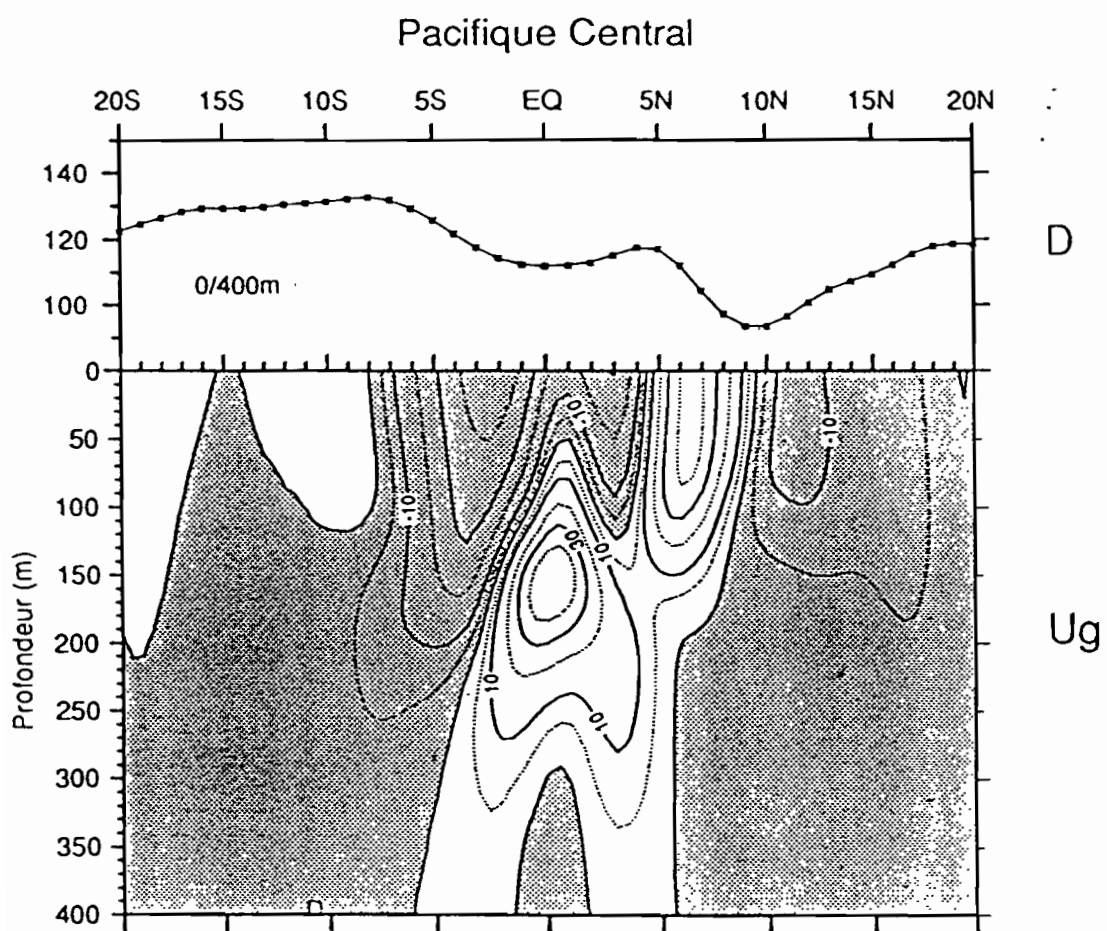


Fig. I.8 - Coupe verticale du courant géostrophique le long du 155°E (en cm/s).
(Tournier, 1989)

L'étude des trajectoires des bouées dérivantes montre que lorsque celles-ci suivent le CCEN, leur route prend une composante zonale qui les rejette hors du courant. On en déduit que le CCEN est un courant divergent.

- Le Contre Courant Equatorial Sud (CCES) :

Il se présente sous la forme d'un flux plus ou moins continu centré entre 10°S et 15°S dans sa partie Ouest, avec des vitesses modérées de l'ordre de 10 cm/s. A l'Est du 150°W, il devient discontinu et difficile à localiser.

En plus de ces courants de surface, nous mentionnerons un autre courant, de subsurface cette fois, portant vers l'Est :

- Le Sous Courant Equatorial (SCE) :

Ce courant de subsurface est aussi appelé Courant de Cromwell dans le Pacifique. Etroit et puissant, il circule entre 1°30'S et 1°30'N. Au niveau du 180°, son noyau est immergé à une profondeur de 200 mètres, avec des vitesses moyennes maximales de l'ordre de 40 à 50 cm/s. Plus à l'Est, il remonte vers 160 mètres et se fait même sentir en surface, isolant ainsi les deux "sous branches" de la partie équatoriale du CES.

Comme il a été mentionné plus haut, la branche Nord du CES circule au niveau de l'équateur. Les eaux entraînées vers l'Ouest subissent la force de Coriolis qui les fait dévier vers la droite dans l'hémisphère Nord, vers la gauche dans l'hémisphère Sud. Il en résulte une divergence des eaux de surface, compensée par un courant ascendant, l'upwelling équatorial, transportant vers la surface de l'eau plus froide et plus salée. Cette divergence et l'upwelling compensatoire sont plus marqués sur la partie Est du bassin, où les alizés sont les plus réguliers et soutenus.

Dans la partie Ouest du bassin, lorsque les alizés dominent, il est possible de retrouver un schéma de courants prolongeant celui précédemment décrit, avec toutefois des intensités moindres, y compris pour la circulation méridienne et l'upwelling équatorial. Cependant, les variations locales sont plus marquées en raison des coups de vent d'Ouest qui peuvent se produire, notamment lorsque la ZCIT se situe dans le Nord du PEO ou lorsque la mousson asiatique déborde vers l'Est pour atteindre la région. C'est ainsi qu'il a été mis en évidence des renverses de courant en réponse à des inversions de vent, quand les alizés sont remplacés par des coups de vent d'Ouest. Au niveau de l'équateur, le jet Est conduit alors à une convergence et à un *downwelling* (McPhaden et al., 1992). D'autres phénomènes, de plus grande échelle et affectant la circulation au niveau de tout l'océan, peuvent également modifier celle du Pacifique Ouest. Du fait de ces variations, il est difficile d'établir une circulation moyenne représentative.

On notera toutefois la présence d'une région de courants tourbillonnaires correspondant à la zone de formation du CEN et située vers le 5°N/130°E.

1.2.2 - Température de surface :

Une première analyse rapide des cartes de température de surface (fig. I.9) montre d'une part une répartition méridienne de la SST, avec un réchauffement au niveau de l'équateur météorologique, et l'existence de larges régions chaudes sur les bords Est et Ouest du bassin océanique.

La présence d'un axe de SST relativement plus basse au niveau de l'équateur et principalement à l'Est du 140°W s'explique par l'importance à ces longitudes de la divergence des eaux de surface et de l'upwelling

équatorial, associée à la faible épaisseur de la couche chaude dans cette région. Cet effet est plus sensible en fin d'été boréal (mois de septembre). La remontée d'eaux froides a pour conséquence d'accroître la capacité des eaux de surface à capter l'énergie solaire. En effet, l'écart $SST-T_{air}$, devenant plus faible, les flux de chaleur latente et de chaleur sensible sont réduits, donc l'énergie stockée est conservée. D'autre part, la divergence des eaux de surface permet la propagation de l'eau réchauffée. Ce processus explique les raisons pour lesquelles l'océan Pacifique tropical, bien que toujours chaud en moyenne, peut encore absorber de l'énergie.

Résultant de l'accumulation d'eau d'origine tropicale réchauffée durant son voyage, la zone chaude sur la bordure Ouest de l'océan constitue une région à faible gradient thermique, aussi bien en surface que jusqu'à une centaine de mètres de profondeur. Appelée la Warm Pool du Pacifique Ouest, elle représente un important réservoir énergétique grâce à son contenu thermique élevé.

Le phénomène El Niño s'accompagne d'une modification du champ de SST présenté ici. En particulier, on observe alors un refroidissement dans le Pacifique Ouest, un faible réchauffement suivi dans le temps d'un faible refroidissement dans le Pacifique Central, et surtout un fort réchauffement dans le Pacifique Est (Picaut, Toumier et Fabre, 1991).

1.2.3 - Salinité de surface :

La carte de distribution moyenne de la salinité sur le Pacifique (fig. I.10 - Levitus, 1982), comparée à celle du bilan <évaporation - précipitations>, noté <E-P> par la suite, (fig. I.6), semble indiquer qu'il existe une forte liaison entre ces deux paramètres. De façon générale, on peut associer les zones de faible salinité à celles de fort excédent pluviométrique, et, inversement, les régions de forte salinité à celles où l'évaporation est excédentaire. Par exemple, la langue de relativement faible salinité, qui s'étend de la Nouvelle Guinée vers l'Est-Sud-Est coïncide avec la zone de précipitations associée à la ZCPS. Cependant, des études plus fines montrent qu'il existe en général une différence dans les positions des extrema de ces deux champs. C'est ainsi qu'en comparant la bande de faible salinité qui traverse le Pacifique entre les 8°N et 14°N, et celle, située vers le 6°N, où le bilan <E-P> présente un minimum (négatif), on constate un décalage de la première de quelques degrés vers l'équateur. Cela montre que l'advection doit jouer un rôle dans le maintien de cette zone de faible salinité. Wyrski et Kilonsky (1984), remarquant l'existence de noyaux de faible salinité de part et d'autre du Pacifique et situés aux mêmes latitudes que la bande zonale, suggèrent que cette bande est due au transport en surface par le CCEN (vers l'Est) et le CEN (vers l'Ouest) de ces eaux peu salées initialement sur les frontières Ouest et Est du bassin.

De même, si les emplacements des zones de fortes salinités sont comparables avec ceux des régions à fort excédent d'évaporation, on remarque un décalage de ces dernières d'environ 6° vers l'équateur, ce qui tend à supposer que les zones de forte salinité ne sont pas elles non plus liées uniquement au bilan <E-P>.

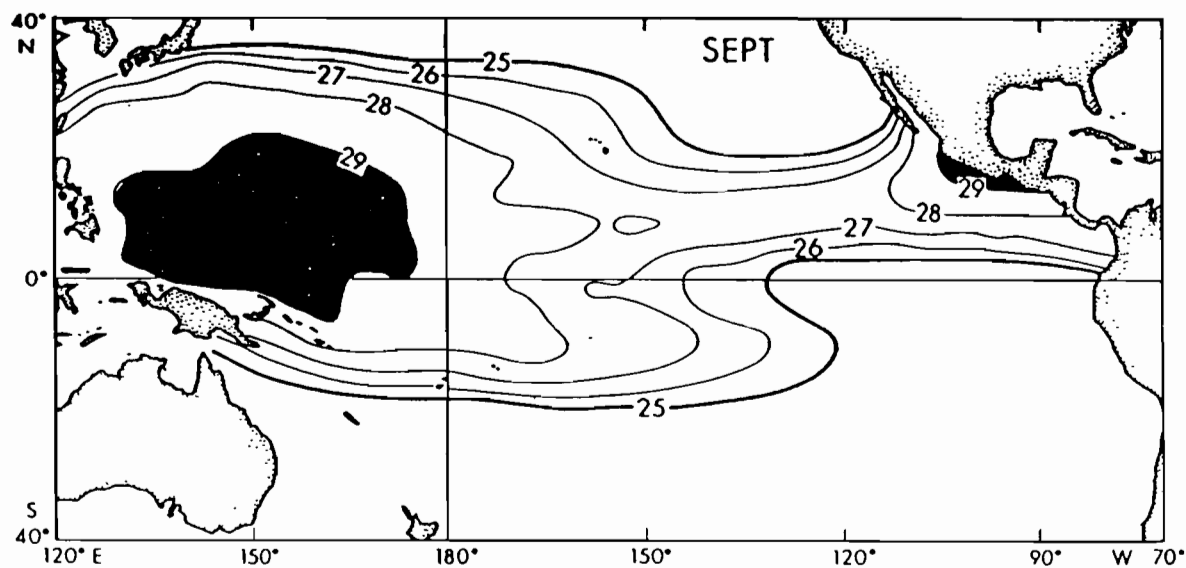
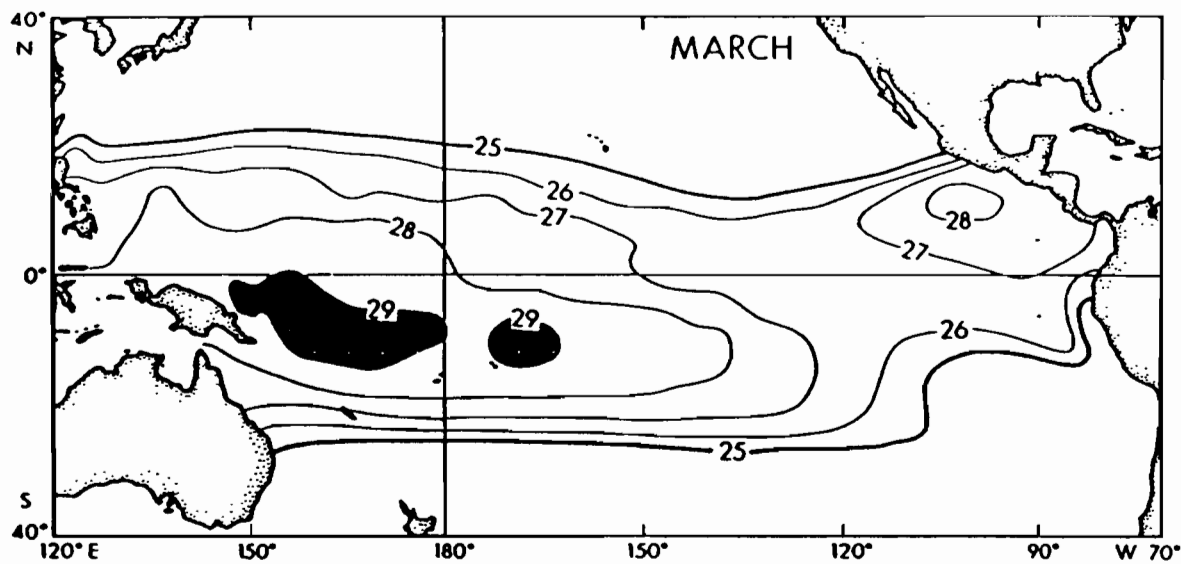


Fig. I.9 - Température de Surface Océanique (en °C)
(Wyrтки, 1989).

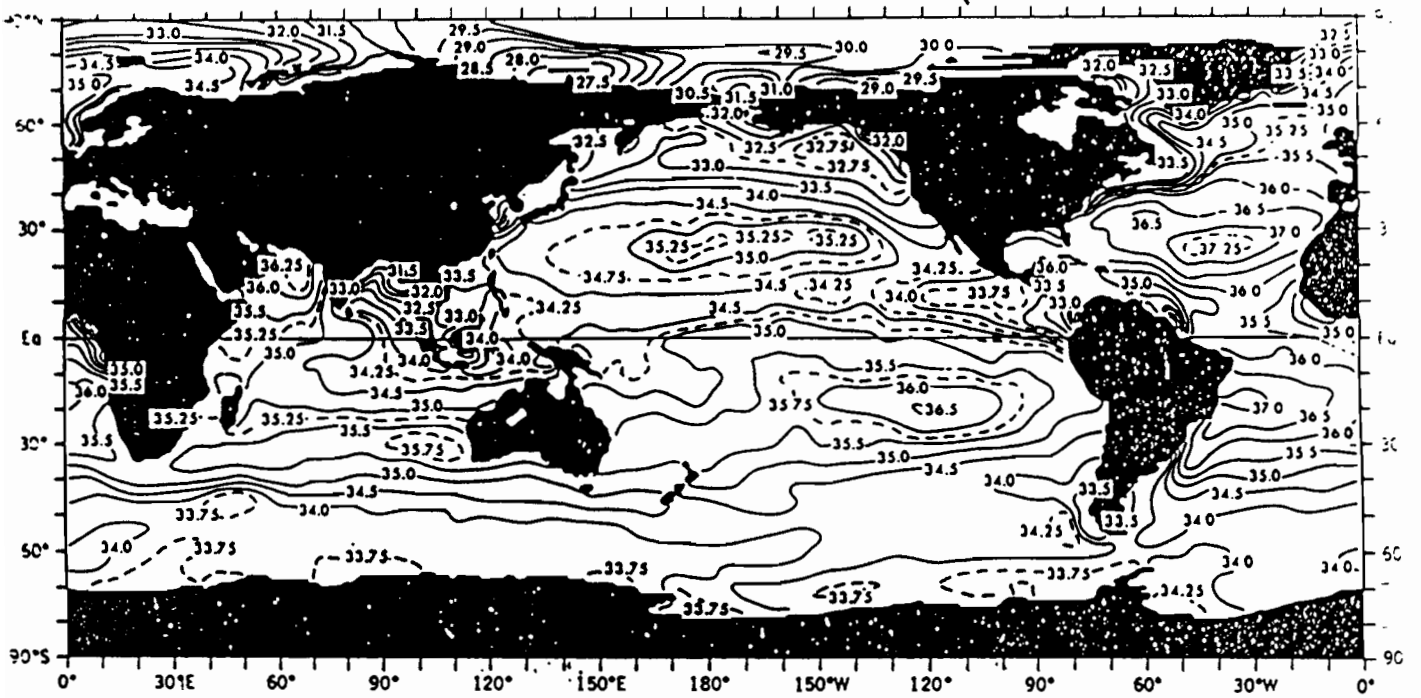


Fig. I.10 - Distribution de la salinité de surface moyenne (en USP)
(Levitus 1982)

2 - La Warm Pool du Pacifique équatorial Ouest ²:

2.1 - Climatologie :

Le point le plus caractéristique de la région est la présence quasi permanente de la ZCIT. Elle coïncide avec la zone de maximum de SST et oscille de part et d'autre de l'équateur au cours de l'année. Lorsqu'elle occupe une position Nord, elle génère à l'Ouest du 160°E des vents saisonniers d'Ouest, s'apparentant au phénomène de mousson (alizés ayant traversé l'équateur et s'orientant Ouest du fait de la force de Coriolis) et confluant avec les alizés présents entre 160°E et la ligne de changement de date. Bien que les vents soient généralement faibles (les alizés sont moins forts que dans le Pacifique Central), la convergence induit une forte instabilité, avec formation de cellules convectives. Si l'énergie disponible dans les eaux est suffisante, les cumulonimbus se développent jusqu'à maturité et produisent de fortes précipitations.

Si l'on observe le plus souvent des vents d'Est faibles, la Warm Pool est souvent affectée par des coups de vents d'Ouest. Ceux-ci ont pour origine des perturbations cycloniques qui ont une durée de vie de l'ordre de la dizaine de jours et peuvent également être associées à de fortes précipitations.

2.2 - Océanographie :

Comme pour beaucoup d'autres régions océaniques, cette zone n'est à l'heure actuelle que très peu connue à petite échelle ; les études qui y ont été effectuées par le passé sont basées sur des campagnes de mesures ponctuelles, aussi bien dans l'espace que dans le temps, et il manque donc une vision générale du comportement du PEO - d'où le programme TOGA COARE. Cependant, il est possible d'établir quelques caractéristiques importantes des eaux de surface ainsi que de la structure verticale de la couche océanique superficielle (COS).

La circulation de surface est la conséquence d'une dynamique particulière en raison de l'annulation de la force de Coriolis au niveau de l'équateur. L'océan superficiel répond alors très rapidement à un changement des conditions de vent. Celles-ci étant très variables dans cette région du Pacifique, on observe une circulation alternative avec de fréquentes renverses de courant.

Caractérisées a priori par leur SST élevée, les eaux superficielles de la Warm Pool ont également une salinité relativement faible. Ces deux facteurs entraînent une forte stabilité de la COS dans cette région (Wyrki 1989). A partir des données des campagnes WEPOCS-I (juin à août 1985) et WEPOCS-II (janvier et février 1986), Lukas et Lindstrom (1991) ont pu définir une structure verticale de la Warm Pool en étudiant les profils verticaux de température, de salinité et de densité. Des mesures de niveaux de thermocline et de halocline donnent des profondeurs moyennes de 51 et 40 mètres respectivement (il est à noter que de précédents travaux avaient suggéré que ces profondeurs étaient de l'ordre de 100 m, résultat alors communément admis). Le profil de densité apporte plus d'informations et permet de définir la *couche de mélange* comme étant la couche d'égale densité (gradient vertical de densité inférieur à $0,01 \text{ m}^{-1}$), calculée cette fois à partir de la

²Par la suite, nous désignerons cette région par le terme Warm Pool.

surface. Si l'épaisseur de la couche de mélange, calculée sur la base des observations des campagnes WEPOCS I - II, a pour valeur moyenne 29 mètres, elle varie fortement avec le temps, pouvant être mince (seulement quelques mètres) ou s'étendre jusqu'à la thermocline. Nous reviendrons ultérieurement sur le cas particulier des couches de mélange minces et les facteurs responsables de leur évolution, puisqu'ils sortent du cadre de la présentation générale du milieu.

La circulation océanique à grande échelle décrite plus haut permet de calculer un bilan du transport de masse, schématisé par la figure I.11 (Wyrтки, 1989). Le CEN apporte 12 Sv (1 Sv = 1 Sverdrup = $10^6 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$) d'eau lentement réchauffée le long de son trajet à plus de 28°C , tandis que le CCEN entraîne hors de la Warm Pool 15 Sv d'eau à plus de 27°C , ce qui représente donc une perte de 3 Sv. La branche Nord du CES permet l'arrivée d'eau chaude avec un débit de 32 Sv réparti entre les deux branches (12 Sv pour la branche Nord, 20 Sv pour la branche Sud). La seconde branche du CES et le CCES sont faibles et n'interviennent pas dans le bilan. Sur la face Est du bassin, on peut estimer la perte en eau à 8 Sv à travers l'archipel indonésien. Un premier bilan fait apparaître un excès de 21 Sv ($12-15+32-8$) qui en fait quitte la Warm Pool par sa façade Ouest, le long du continent asiatique (11 Sv) et vers le Sud (10 Sv).

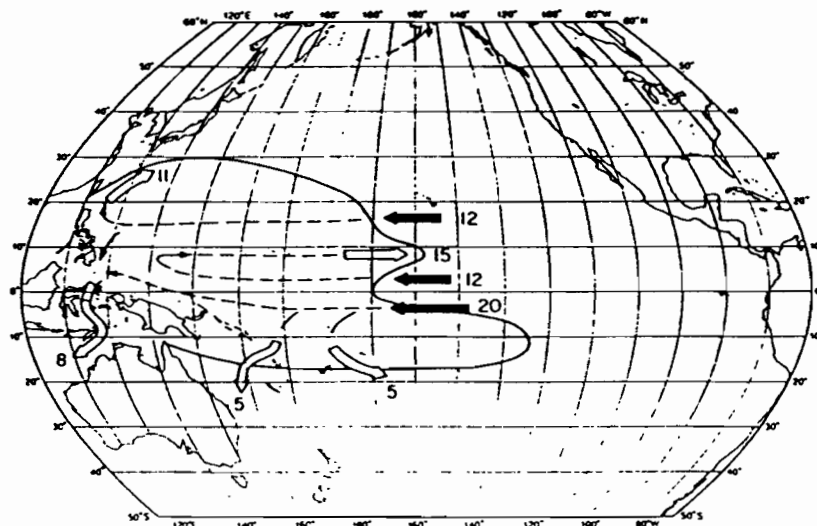


Fig. I.11 - Estimation des flux entrant (flèches pleines) dans la Warm Pool ou en sortant (flèches vides), en Sv ($10^6 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$).
(Wyrтки, 1989).

La durée de résidence de l'eau dans la Warm Pool en provenance des courants subtropicaux (CEN et CES) est estimée à environ 16 mois, soit une durée relativement courte à l'échelle océanique. Ceci implique que les eaux de la Warm Pool sont tributaires de la circulation globale et qu'une variation de volume ou de contenu thermique de ces courants subtropicaux se fait rapidement sentir au niveau du PEO.

2.3 - Interface Océan/Atmosphère dans la Warm Pool :

Les interactions entre l'océan et l'atmosphère sont nombreuses et difficiles à cerner. C'est pourquoi elles font actuellement l'objet de grands programmes de recherche tels que TOGA/COARE. Nous nous limiterons ici à la description de quelques exemples d'interaction d'échelle locale ayant des conséquences sur le cycle diurne de la SST.

2.3.1 - Les échanges à la surface de la Warm Pool (fig. I.12) :

Les deux principaux types d'échanges observables au niveau de l'interface Océan/Atmosphère sont le flux énergétique d'une part et le flux d'eau (douce) d'autre part.

Le flux total de chaleur reçu par l'océan est constitué du flux de chaleur latente (Q_e), du flux de chaleur sensible (Q_s), du rayonnement solaire de courte longueur d'onde (I) et des rayonnements infrarouge reçu (F_r) et émis (F_e). Les flux I et F_r peuvent être profondément modifiés par la présence d'une masse nuageuse tandis que Q_e et Q_s dépendent de la température de l'air, de celle de la surface de l'océan et de la force du vent.

Comme il a été mentionné plus haut, l'excédent de précipitations par rapport à l'évaporation fait que le flux d'eau douce reçu par la Warm Pool est largement positif et de l'ordre de 1 à 2 mètres par an.

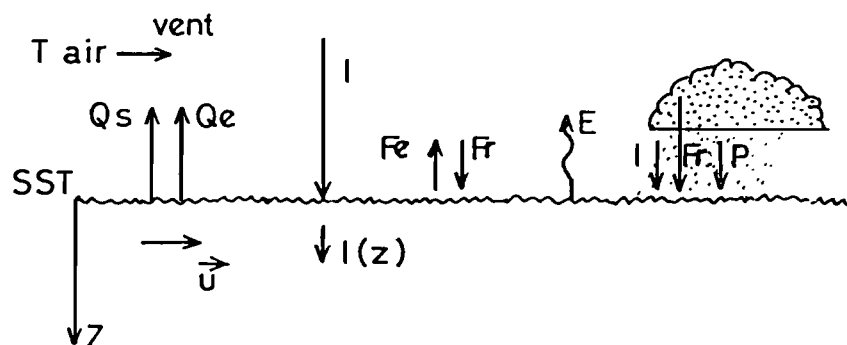


Fig. I.12 - Echanges Océan/Atmosphère

2.3.2 - Limitation de la convection par effet de contre réaction :

La convection se déclenche de façon privilégiée au dessus des zones où la température de surface est élevée. Sur l'océan, on observe donc la formation et le développement de cellules à la verticale des régions de forte SST. Les courants ascendants et humides conduisent à la formation de masses nuageuses qui ont pour effet d'atténuer le rayonnement solaire au niveau de l'océan. Dans le même temps, l'évaporation des eaux de surface intensifie le flux de chaleur latente tandis que la présence d'air froid, due au courant

subsident de la cellule, tend à augmenter le flux de chaleur sensible. Tout ceci conduit à la diminution du flux de chaleur net au niveau de la surface et donc à limiter le réchauffement de la COS, ce qui entraîne par la suite une diminution de la convection.

2.3.3 - Influence de l'eau douce sur la structure verticale de la COS (fig. I.14) :

Les fortes précipitations constituent un apport d'eau douce non négligeable. Celles-ci constituent en surface une pellicule d'eau de faible salinité donc de faible densité. De part sa flottabilité, cette pellicule tend à se maintenir en surface et renforce la stabilité de la COS.

En raison de sa faible épaisseur, cette couche superficielle est très sensible et répond rapidement aux conditions extérieures notamment au rayonnement solaire. D'après Lukas et Lindstrom (1991), seuls les coups de vent d'Ouest sont assez puissants pour détruire cette couche stable, par brassage de la COS. On obtient après un tel événement une couche homogène s'étendant de la surface à la thermocline. Le temps de réponse de l'océan au forçage atmosphérique est alors beaucoup plus long puisque la masse d'eau concernée est plus importante.

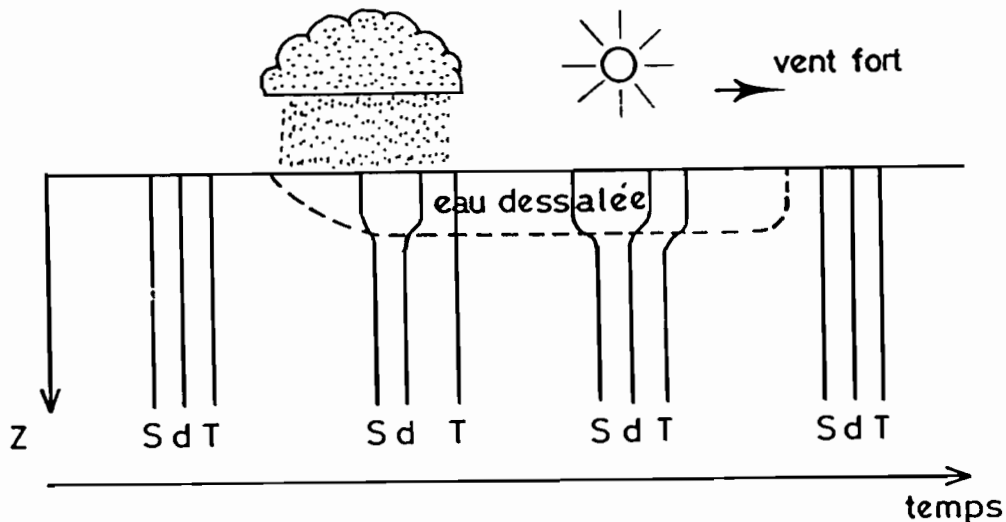


Fig. I.13 - Influence de l'eau douce sur la COS.

Le PEO est caractérisé par la présence d'eau chaude sur une forte épaisseur. Son alimentation est assurée par les grands courants du Pacifique Central, générés par les alizés. Ces derniers, bien établis à l'Est du 180°, s'affaiblissent sur l'Ouest du bassin et font fréquemment place à des coups de vent d'Ouest parfois forts et/ou accompagnés de précipitations. Les variations de vent induisent une circulation de surface alternative. Les apports d'eau douce entraînent une stabilisation de la COS et donc une réponse rapide de celle-ci au forçage atmosphérique.

3 - Représentation du domaine :

Notre étude est basée sur l'analyse de données ponctuelles issues de différents systèmes d'acquisition, constitués principalement de bouées dérivantes et de navires. Afin de regrouper les observations dans l'espace, nous avons discrétisé notre domaine en pavés, en appliquant une grille régulière dont chaque maille mesure 10° de longitude et $2,5^\circ$ de latitude. Le choix de ces dimensions est motivé par la variabilité spatiale des paramètres, plus importante selon la latitude que selon la longitude.

Le domaine est donc représenté par un ensemble de rectangles que nous avons numérotés de 1 à 60 comme indiqué sur le schéma I.14. Les flèches au niveau des frontières indiquent la façon dont nous avons géré celles-ci.

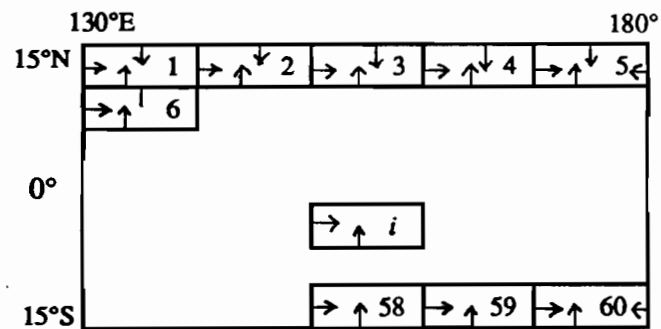


fig. I.14 : représentation discrétisée du domaine.

II - Etude bibliographique

Il se dégage des différentes publications et études réalisées sur la température de surface océanique (SST) deux voies principales suivies par les chercheurs. En effet certains se sont tout d'abord intéressés à l'aspect descriptif du cycle diurne, en cherchant par des méthodes statistiques quels paramètres influent sur la température de surface à l'échelle de la journée, tandis que d'autres ont dirigé leurs travaux vers la modélisation du cycle diurne. Aussi nous tentons dans cette partie de répertorier l'état des connaissances, tel que nous l'avons perçu au travers de différents articles.

1 - Etudes descriptives et statistiques :

Ces études ont principalement permis de mettre en évidence la variation au cours de la journée de la SST ainsi que la variabilité géographique du cycle diurne. Elles sont basées sur des données recueillies lors de diverses campagnes de mesures ainsi que, dans certains cas, sur celles provenant de bouées fixes ou dérivantes. Cependant, malgré les efforts considérables apportés ces dernières années au déploiement et à l'amélioration du réseau d'observation océanographique, ces données ne sont pas continues dans l'espace et dans le temps. De plus, il n'est pas toujours possible d'obtenir des paramètres océaniques et météorologiques à la même échelle spatio-temporelle. Moyennant quelques approximations, ces données sont exploitées pour les études statistiques.

On s'est ainsi aperçu que l'amplitude du cycle diurne est relativement élevée dans l'océan Pacifique Equatorial Ouest (PEO), en comparaison avec ce qui se produit dans la partie Est ou dans les océans aux latitudes moyennes (Lukas, 1991). Ceci semble être dû à deux facteurs propres au PEO. D'une part, la couche mélangée présente une faible épaisseur, ce en raison des fortes précipitations qui stabilisent les eaux de surface ; une étude de Lukas et Lindstrom (1991), à partir de données de SST recueillies lors de conditions météorologiques particulièrement calmes, a permis de mettre en évidence que, dans le PEO, la profondeur moyenne de la couche de mélange est de 29 mètres, le sommet moyen de la thermocline ayant été détecté à 51 mètres. D'autre part, le Sous Courant Equatorial est profondément immergé dans cette région et ne peut pas générer de brassage systématique au niveau de la couche mélangée.

Des études statistiques des cycles diurnes de SST observés dans cette région ont montré des variations de température de l'ordre de 0,25°C à presque 2°C (Lukas, 1991). Il s'est avéré alors que le cycle est fortement dépendant des conditions météorologiques, notamment de la vitesse du vent et du rayonnement global. La direction du vent ne semble pas quant à elle jouer un rôle primordial (Taft et McPhaden 1990). Les amplitudes fortes sont observées par temps calme et ensoleillé tandis que les journées venteuses et/ou couvertes ne favorisent pas une évolution diurne de la SST.

D'après Taft et McPhaden (1990), il existe de plus une vitesse critique du vent, de l'ordre de 6 m/s, au delà de laquelle, il semble y avoir des changements dans la structure de la couche de mélange. Le vent peut agir sur le cycle diurne de la SST selon plusieurs processus. D'une part, il induit sur la surface de l'océan une contrainte mécanique qui se traduit par un brassage de la couche superficielle ; le réchauffement diurne se propage alors sur une couche dont l'épaisseur, définie par la température de base de la couche quasi isotherme et la stabilité des eaux (Taft et McPhaden 1990), varie avec la force du vent. D'autre part, le vent intervient sur le flux d'évaporation qui lui-même fait partie du flux net de chaleur en surface. Une augmentation de vent renforce l'évaporation et donc diminue le flux de chaleur en surface ; il en résulte alors un cycle diurne plus faible.

Durant la journée, la principale composante du flux de chaleur net à la surface de l'océan est le rayonnement solaire. Son influence s'explique donc naturellement. Près de l'équateur, dans le PEO, le cycle diurne apparaît clairement à 1 et 10 mètres de profondeur (Taft et McPhaden, 1990). L'amplitude de ce cycle décroît avec la profondeur et, à -10 mètres, on enregistre une phase de retard de 2 heures par rapport au cycle obtenu en surface (-1 m). Ceci semble indiquer que le réchauffement diurne ne provient pas uniquement de la chaleur rayonnante in situ.

Quantitativement, plusieurs équations de régression reliant l'amplitude du cycle diurne aux seules vitesses du vent et nébulosité (moyennes quotidiennes pour ces deux paramètres) ont été testées (Lukas, 1991). Malgré la simplicité des prédicteurs, 50% de la variance de l'amplitude du cycle diurne sont expliqués. Certains auteurs suggèrent alors de tenir compte de la stabilité de l'eau (notamment dans le PEO), et de mieux paramétriser le flux de chaleur de surface (Liu et al. 1979), en particulier l'évaporation et la chaleur sensible, peut-être en utilisant des mesures d'humidité relative qui rend compte de la différence de température entre l'océan et l'atmosphère.

Le cisaillement vertical moyen de la vitesse du courant, la stabilité des eaux et les ondes internes sont d'autres facteurs entraînant vraisemblablement des variations du cycle diurne.

Dans leur étude, Taft et McPhaden (1990) se sont aussi penchés sur les variations latitudinales et longitudinales de l'amplitude du cycle diurne mais, ne possédant pas un éventail de données assez important et ce sur différentes périodes, ils semblent s'être heurtés à quelques problèmes d'interprétation. Néanmoins, ils ont pu constater des différences significatives entre les résultats obtenus au niveau de l'équateur ; à 140°W, les plus forts vents ne sont pas associés à de faibles amplitudes du cycle diurne comme le suggère l'analyse à 165°E, les raisons en étant inconnues. Est-ce dû à un phénomène de grande échelle, ou à la variation des conditions climatiques entre ces deux longitudes¹ ?

¹Les alizés sont quasi permanents au niveau du 140°W tandis que vers le 165°E, on observe une alternance entre vents d'Est et d'Ouest, ces derniers pouvant être forts.

2 - Modélisation du cycle diurne :

Les éléments pilotant le cycle diurne de la SST ayant été mis en évidence, des équipes de chercheurs ont commencé à modéliser la couche océanique superficielle (COS) dans le but de reconstituer l'évolution diurne. Schématiquement, l'évolution de la température au sein de la COS est régie par les processus suivants :

La nuit, le flux énergétique au niveau de l'interface air/océan est négatif (l'océan perd de la chaleur). Il en résulte un refroidissement des particules d'eau en surface donc une augmentation de leur densité. La convection libre se déclenche alors afin de maintenir la stabilité de la COS et conduit vers une isothermie de la couche superficielle.

En cours de journée, sous l'influence du rayonnement solaire, les eaux de la couche mélangée s'échauffent. Malgré un brassage, l'atténuation du rayonnement avec la profondeur impose un réchauffement plus important en surface ; on observe un accroissement du gradient de température et une stabilisation de la COS. Dès lors, les échanges par convection sont réduits et le gradient vertical de température augmente plus rapidement. Lorsque le rayonnement solaire diminue, l'effet de la conduction de chaleur devient sensible. On remarque une propagation de la chaleur des couches supérieures vers les niveaux plus profonds et donc une diminution du gradient de température.

Ce schéma doit être complété par les phénomènes de brassage par turbulence qui ont tendance à homogénéiser la COS. Ils sont induits par le vent, le courant ou le cisaillement de celui-ci. La paramétrisation du brassage est la principale difficulté de la modélisation de la COS. En particulier, elle demande la définition de seuils au delà desquels le mélange intervient, ainsi que la quantification des processus turbulents.

Kondo, Sasano et Ishii (1979) ont développé un modèle unidimensionnel de la couche océanique superficielle au niveau du 38°N - donc en dehors du bassin équatorial - où la couche limite atmosphérique (les dix premiers mètres de l'atmosphère) est représentée afin de paramétriser l'interface Océan/Atmosphère. Les contraintes du modèle, qui sont en fait les conditions météorologiques, sont alors les conditions à la limite supérieure. Elles sont stationnaires pour ce modèle, excepté le rayonnement solaire de courte longueur d'onde qui suit un cycle diurne correspondant à une journée ensoleillée sous le 35°N. Initialisé par un état au repos avec un profil thermique standard, le modèle détermine, sur 30 heures d'échéance, les profils de température et de courant sur environ 200 mètres de profondeur.

Les résultats montrent un cycle diurne de la température et du courant et donc une évolution en cours de journée de la structure de la COS. C'est ainsi que, en fin de nuit, le mélange vertical dû à l'immersion des particules d'eau refroidies en surface et le brassage induit par le vent conduisent à un profil thermique isotherme sur les premiers mètres et donc à l'apparition d'une zone dite couche de mélange immédiatement sous la surface. Plus tard dans la journée, sous l'influence du rayonnement solaire, le profil thermique renforce la stabilité des eaux (eaux chaudes en surface) et la couche de mélange peut disparaître. Ce n'est qu'en soirée qu'elle recommence à se former, lorsque les eaux de surface se refroidissent (fig. II.1).

Les auteurs ont pu mettre en évidence des variations de SST de l'ordre de 1°C avec des conditions de vent faible, de 0,1 à 0,2°C avec des vents de l'ordre de 7 à 8 m/s avec, dans ce cas, une couche de mélange plus épaisse.

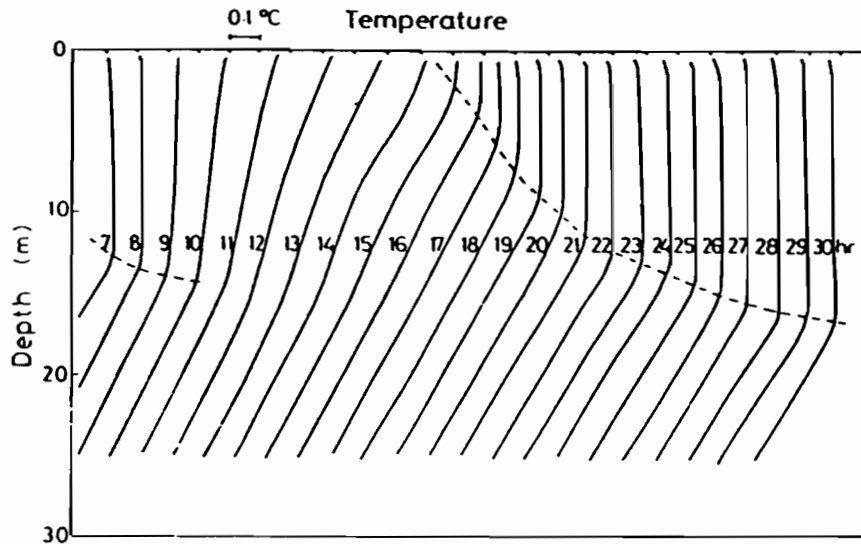


Fig II.1 - Evolution de la couche mélangée en cours de journée.
(Kondo et al., 1979)

Price, Weller et Pinkel (1986) ont de même réalisé un modèle de la COS au niveau du 30°N dans lequel le forçage externe est fourni par le rayonnement solaire et la tension de surface due au vent. Le traitement principal de ce modèle consiste en la détermination de l'intensité du brassage (par convection libre, agitation ou entraînement) et son extension verticale. Contrairement au modèle précédent, celui-ci a été initialisé à partir de données obtenues lors d'une campagne de mesure et ses résultats ont pu être comparés avec une situation réelle. Au niveau du cycle diurne de la SST, le modèle a calculé des amplitudes de l'ordre de 2 voire 3°C par des conditions estivales (vent faible et fort ensoleillement), marquées sur de faibles profondeurs (environ un mètre). Mais, avec des vents modérés à forts, l'amplitude du cycle devient faible (voisine de 0,2°C) tandis que l'effet du réchauffement se fait ressentir jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 10 mètres.

Il est à noter que ces modèles unidimensionnels, s'il ne tiennent pas compte des advections, calculent cependant la vitesse horizontale des particules d'eau qui intervient ensuite dans les calculs de brassage.

Une des caractéristiques importantes de l'océan Pacifique au niveau de l'équateur est la présence d'un upwelling et du Sous Courant Equatorial (SCE), peu profond excepté dans la partie Ouest de l'océan. Le premier engendre une advection verticale d'eau tandis que le second provoque un cisaillement vertical fort et persistant. Afin de prendre en compte ces éléments, Schudlich et Price (1992) ont réalisé un autre modèle unidimensionnel, basé sur le précédent mais modifié pour tenir compte de la vitesse verticale (upwelling) et d'un gradient de pression zonal (traduisant le cisaillement du au SCE). Ce modèle permet de reconstituer le cycle diurne de la SST et du courant de surface, là encore à partir de données de vent et de rayonnement solaire acquises lors de campagnes, ainsi que d'un état initial du SCE et de données statistiques concernant l'upwelling. Il ressort des résultats obtenus grâce à ce modèle que la dissipation nocturne de la chaleur

est beaucoup plus importante au niveau de l'équateur qu'à d'autres latitudes, le facteur le plus influant étant le cisaillement vertical de courant. Au niveau des variations diurnes de la SST, les auteurs ont obtenu des cycles d'amplitudes comprises entre 0,2 et 0,5°C, sous des conditions météorologiques typiques. Il est à noter que ce type de modèle ne décrit pas l'évolution de la SST dans le Pacifique équatorial Ouest puisque les hypothèses sur l'intensité et la profondeur du SCE n'y sont plus vérifiées.

La diffusion de la chaleur vers les couches océaniques plus profondes est conditionnée en grande partie par la stabilité de la couche superficielle ; le profil vertical de densité dépend de celui de la température et surtout de celui de la salinité. Ce dernier peut être fortement influencé par un apport d'eau douce (précipitations) qui tend alors à stabiliser la masse d'eau. C'est ce qu'ont montré Chen et Rothstein (1991) grâce à un modèle unidimensionnel de la couche de mélange de surface du PEO (sur une profondeur de 100 mètres) qui, au niveau du forçage, tient compte non seulement de la tension induite par le vent et du flux de chaleur à la surface, mais aussi du flux d'eau douce (i.e. les précipitations). Les auteurs concluent à l'existence de deux types de structure de la couche de mélange, avec tout d'abord une couche stable et mince, due à un fréquent apport d'eau douce, et ensuite une structure plus étendue en profondeur mais moins stable, conditionnée par des vents forts. Ce second type se rencontre moins fréquemment que le premier car, dans le PEO, les coups de vents sont plus rares que les fortes précipitations.

Des études statistiques ponctuelles et sur de brèves séries (quelques mois) souvent obtenues lors de conditions météorologiques particulières (périodes calmes) ont mis en évidence la liaison entre le cycle diurne de la SST et :

- la force du vent,
- le rayonnement solaire.

Elles ont été confirmées grâce à la modélisation du cycle diurne, celle-ci permettant de plus une meilleure appréhension des processus de dissipation de l'énergie reçue.

Un point important semble être l'existence d'un seuil de la force du vent au delà duquel le cycle diurne n'apparaît plus. Peut-on généraliser ce résultat à tout le Pacifique Equatorial Ouest ? Le seuil correspond-il au déclenchement de phénomènes turbulents ?

III - Les données

Le programme TOGA (Tropical Ocean-Global Atmosphere) a pour objectifs de mieux comprendre le couplage océan/atmosphère dans les régions tropicales et ses incidences sur le climat aux latitudes plus élevées. Pour diagnostiquer précisément l'état de la couche superficielle de l'océan et permettre l'initialisation des modèles océaniques afin de mieux prévoir par exemple les phénomènes ENOA (El Niño-Oscillation Australe cf. annexe B), le développement d'un réseau de mesures en temps réel devenait nécessaire. Pour répondre à cette attente, divers programmes ont été mis en place et ont eu entre autres résultats le développement de bouées fixes ou dérivantes dont les bouées BODEGA, qui ont fourni les données de base de notre étude et les bouées fixes ATLAS dont nous avons utilisé les données météorologiques et celles de température de surface de l'océan.

Les observations effectuées par les stations météorologiques insulaires, les navires marchands sélectionnés par l'ORSTOM ou les services météorologiques ainsi que des mesures satellitales du vent et des flux radiatifs incidents ont complété notre base de données atmosphériques.

1 - Les bouées BODEGA :

1.1- Présentation :

En collaboration avec deux organismes de recherche (LODYC¹ et le centre ORSTOM de Nouméa pour l'exploitation), l'IFREMER a lancé en 1987 le programme BODEGA (BOuée DERivante TOGA) dont l'objectif était le développement et la construction de bouées dérivantes répondant aux spécifications TOGA (cf. paragraphe 2 - précision des mesures). Ce programme constitue une des composantes françaises de l'effort international TOGA et plus particulièrement du TOGA PAN PACIFIC SVP (Surface Velocity Programme). Il s'attache entre autre à étudier la température de surface océanique et les courants afin de mieux comprendre non seulement le cycle saisonnier du Courant Equatorial Sud (CES), l'occurrence de jets tropicaux vers l'Est (Contre Courants Equatoriaux Nord et Sud), mais aussi la variabilité spatio-temporelle de la température océanique superficielle. Les mesures obtenues à partir de ces bouées dérivantes pourront de même être utilisées pour comparer les résultats d'autres bouées fixes ou dérivantes ainsi que des mesures satellitales.

Contrairement aux autres bouées dérivantes du programme TOGA SVP, les "BODEGA" sont munies d'une chaîne de thermistances permettant de mesurer la température océanique à diverses profondeurs. En effet, l'étude du bilan de chaleur de la couche de mélange devrait engendrer une meilleure compréhension des mécanismes régissant la variabilité journalière, saisonnière ou interannuelle de la couche superficielle océanique.

¹LODYC- Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie- Université PARIS VI

Le premier prototype BODEGA permettant de suivre les courants des 15 premiers mètres et de mesurer la température océanique jusqu'à une profondeur de 20 mètres a été testé lors de deux campagnes océanographiques sur les navires N.O. Washington (mai 1988) et N.O. Marara (octobre 1988). Ces essais, ainsi que différents tests en bassin à Brest et dans le golfe de Gascogne, ont entraîné diverses modifications des bouées (cf. annexe A, chronologie de la construction et du déploiement des bouées BODEGA et annexe B, description d'une bouée de type BODEGA).

Le déploiement des BODEGA dans l'océan Pacifique tropical, effectué par le centre ORSTOM de Nouméa sous la responsabilité d'Y. du Penhoat, a débuté en octobre 1989. Ces bouées mesurent et enregistrent la SST et cinq températures de subsurface. Le schéma III.1 décrit la chaîne d'acquisition et l'environnement des bouées BODEGA. Les données recueillies sont transmises généralement un jour sur trois via le système ARGOS aux centres de Landover (Etats-Unis) et de Toulouse (France). Elles sont diffusées en temps réel via le SMT (Système Mondial de Transmission) aux centres opérationnels et envoyées régulièrement au Drifter Acquisition Center (DAC) et à LODYC.

Le DAC regroupe l'Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory (AOML) à Miami (Etats-Unis) et le Marine Environmental Data Service (MEDS) à Ottawa (Canada). Les données transitent par ces deux services. Elles sont traitées, analysées et archivées par l'AOML. Les chercheurs collaborant au programme SVP peuvent obtenir directement les données traitées soit à l'AOML durant les six mois suivant le traitement, soit au MEDS, responsable de l'archivage de toutes les bouées dérivantes et de leur diffusion à la communauté scientifique. Tous les dix jours, l'AOML édite des cartes de trajectoires de bouées dérivantes (tous types de bouées confondus) et les diffuse aux centres de recherche mondiaux collaborant aux programmes WOCE/TOGA SVP.

Parallèlement à ce traitement, le laboratoire de LODYC reçoit tous les mois les fichiers ARGOS des bouées BODEGA qu'il corrige avant de les transmettre au centre ORSTOM de Nouméa. Cette correction est réalisée en plusieurs étapes : après mise à jour des informations pour chaque bouée et prise en compte de la nature des capteurs et des unités employées, les fichiers de positions puis les valeurs des capteurs sont traités.

Le déploiement des bouées BODEGA dans la région couverte par le programme TOGA PAN PACIFIC est réalisé en collaboration avec le GDC (Global Drifter Center). La figure III.2 montre la répartition des nombreuses bouées BODEGA mouillées depuis octobre 1989.

A ce jour 79 bouées dérivantes de ce type ont été déployées dans l'océan Pacifique tropical. Le programme BODEGA, prévu jusqu'en 1995, devrait permettre le déploiement d'une quarantaine de bouées supplémentaires.

1.2- Précision des mesures :

Le programme BODEGA mis en place dans le cadre de TOGA doit respecter les spécifications de ce dernier. Les exigences expérimentales de TOGA sont rigoureuses et demandent une précision de :

- 3 cm/s pour les courants,
- 0,03°C pour la température à 2 mètres de profondeur.

Les différents essais sur les bouées françaises ont mis en évidence une précision de :

- 3 cm/s pour les courants,
- 0,02°C pour la température.

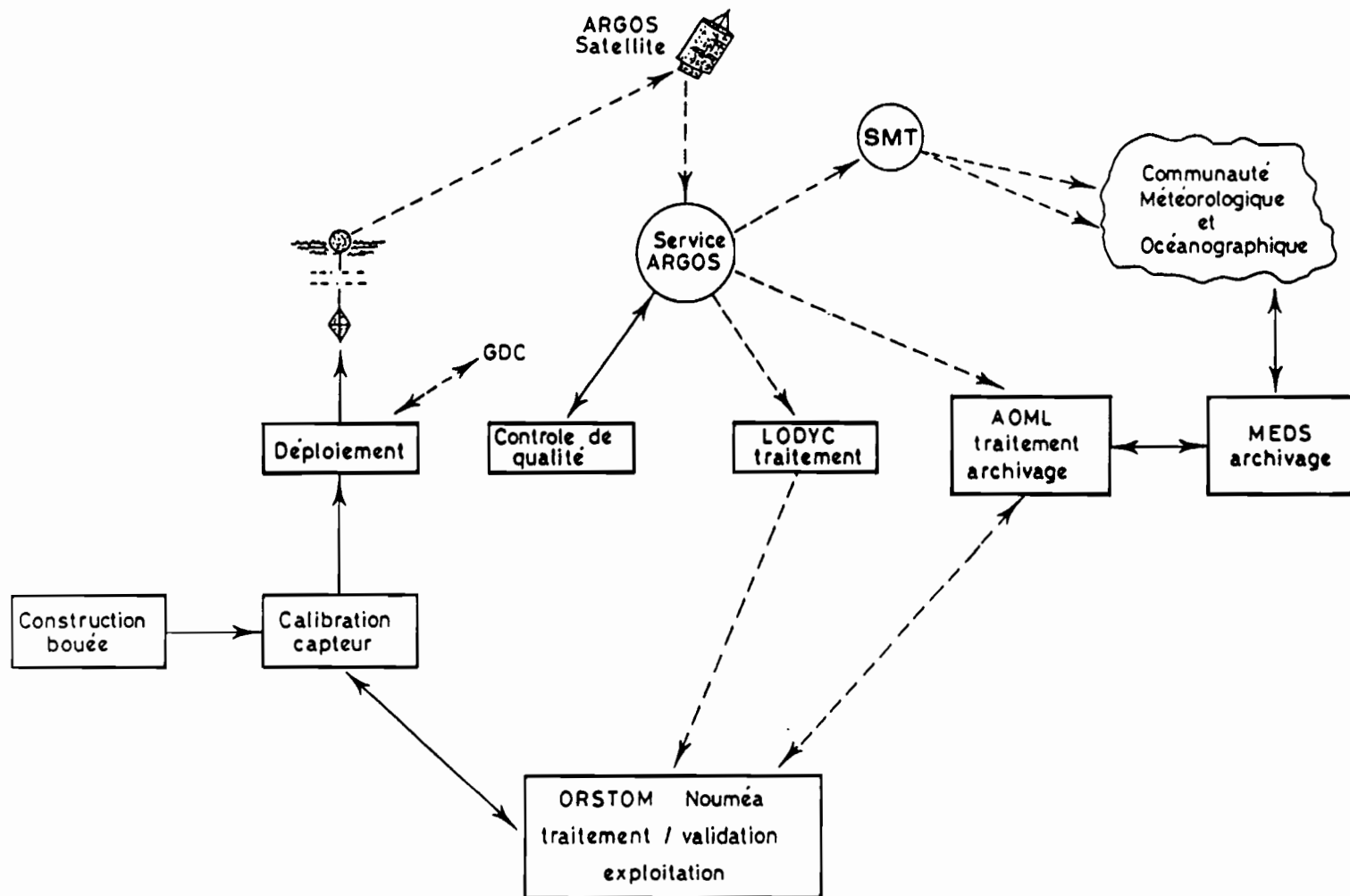


Schéma III.1 - Chaîne d'acquisition et environnement des bouées BODEGA.

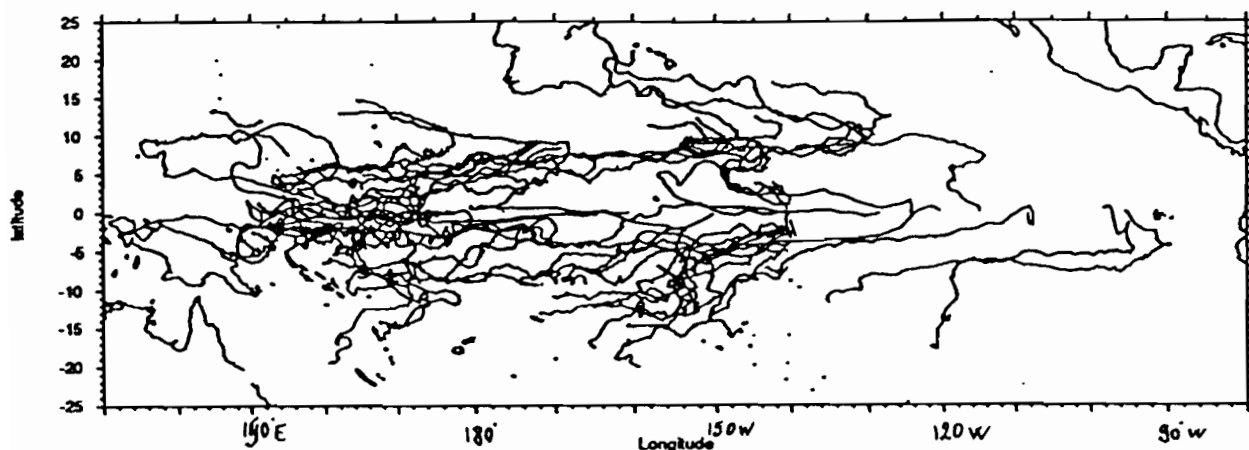


Fig III.2 - Trajectoire des bouées Bodega
octobre 1989 - décembre 1992

Numéro de la bouée	Déploiement	Fin d'émission	Présence dans le domaine	
			du	au
12078	09 décembre 89	09 août 90	JDD 23 avril 90	13 février 90 JFE
12079	10 décembre 89	30 septembre 90	JDD 08 juillet 90	08 février 89 JFE
12080	08 avril 90	21 septembre 90	JDD	JFE
12081	09 avril 90	02 décembre 90	JDD	JFE
12082	11 avril 90	06 août 90	JDD	JFE
12083	12 avril 90	17 mars 91	JDD	19 janvier 91
12084	13 avril 90	16 décembre 90	JDD	JFE
12085	27 juillet 91	16 février 92	JDD	26 août 91
12086	13 avril 90	04 mars 91	JDD	JFE
12087	17 avril 90	10 mars 91	JDD	09 janvier 91
12088	19 avril 90	27 juin 90	JDD	JFE
12089	30 juillet 91	23 mars 92	JDD	09 novembre 91
12090	25 juillet 91	27 août 91	JDD	JFE
12091	29 mars 91	30 juin 91	JDD	JFE
12092	25 juillet 91	17 février 92	JDD	JFE
12093	25 juillet 91	05 mai 92	JDD	25 novembre 91
12094	29 mars 91	27 novembre 91	JDD	18 juin 91
12095	31 mars 91	23 juillet 91	JDD	JFE
12097	28 juillet 91	05 novembre 91	JDD	02 septembre 91
1612	22 août 90	20 mars 92	02 janvier 92	28 février 92
1621	16 février 91	29 avril 92	17 mai 91	26 février 92
1623	25 février 91	05 septembre 91	JDD	JFE
1626	15 février 91	28 avril 92	17 mars 91	14 janvier 92
1627	22 février 91	14 février 92	09 mars 91	19 juin 91

JDD : Jour de déploiement
JFE : Jour de fin d'émission

Tableau III.3 - Déploiement des bouées Bodega et présence dans le domaine

Les bouées BODEGA répondant aux impératifs de TOGA ont donc pu être intégrées dans le programme de déploiement des bouées dérivantes de l'océan Pacifique tropical (TOGA PAN PACIFIC SVP).

1.3 - Les données utilisées :

1.3.1 - les fichiers

Le centre ORSTOM de Nouméa disposait pour notre étude de fichiers traités par le logiciel de LODYC et celui de l'AOML (cf. annexe B, la chaîne d'acquisition). Il a donc été nécessaire dans un premier temps de sélectionner les fichiers susceptibles de nous intéresser tant pour les positions que pour les données de températures.

Les erreurs détectées sur les fichiers traités par LODYC (cf. annexe B.), notamment pour les données de températures, ne nous ont pas incité à choisir ce dernier. D'autre part, le fichier de positions provenant du traitement AOML n'étant pas toujours disponible, il était nécessaire de conserver les positions interpolées aux heures des messages de LODYC.

Nous avons donc utilisé:

- les positions ainsi que les vitesses zonales et méridiennes des bouées issues du traitement LODYC.
- les données de températures provenant du traitement de l'AOML

1.3.2 - les bouées sélectionnées :

De décembre 1989 à mai 1992, nous disposons des fichiers positions et températures de 44 BODEGA déployées dans l'océan Pacifique équatorial. Dans un premier temps il a donc été nécessaire de sélectionner les bouées ayant traversé notre domaine. Le tableau III.3 présente ces différentes bouées, leur position et date de déploiement ainsi que la ou les périodes durant lesquelles elles étaient présentes dans notre domaine. Les différentes trajectoires de ces flotteurs sont présentées annexe B.

Durant la période que nous avons considérée, 24 bouées ont répondu à nos critères de sélection.

2 - Les bouées ATLAS :

2.1 - Présentation :

En février 1984, le laboratoire du PMEL (Pacific Marine Environmental Laboratory) de la NOAA (National Oceanic Atmospheric Administration) de Seattle a lancé un programme dont le résultat a été la création des bouées fixes ATLAS (Autonomous Temperature Line Acquisition System). Ce système mesure différents paramètres météorologiques et océanographiques tels que le vent de surface, la température de l'air, la SST (-1m) ainsi que dix températures et deux pressions de subsurface; ces

dernières permettant d'éventuelles correction de la profondeur des températures enregistrées. Ces données sont transmises via le système ARGOS et calibrées aux centres de Toulouse (France) et de Landover (États- Unis) avant d'être diffusées grâce au Système Mondial de Transmission (SMT) aux centres opérationnels. Elles sont aussi envoyées au PMEL où leur qualité est contrôlée avant d'être archivées. Chaque bouée possédant une unité de stockage, les données manquantes en raison d'une mauvaise transmission peuvent être récupérées lors de la visite de maintenance annuelle. Ces données ainsi complétées sont envoyées aux centres de NODC (National Oceanographic Data Center), de NCDC (National Climate Data Center) et de TOGA pour archivage (cf. fig.III.4). La description détaillée d'une bouée ATLAS ainsi que du système de transmission/réception des données sont fournis annexe C ..

Dans le cadre de TOGA, le programme TOGA-TAO (Tropical Ocean Atmosphere) a été désigné pour exploiter la technologie des bouées ATLAS. Les objectifs de ce réseau répondant à l'aspect opérationnel de TOGA sont :

- diagnostiquer les conditions océaniques présentes,
- améliorer la description en temps réel des vents de surface,
- étudier les effets de forçages locaux et éloignés de ce domaine,
- procurer un indice de variation des courants géostrophiques à grande échelle pour caractériser d'éventuels phénomènes ENOA,
- fournir des données précises assimilables par les modèles et/ou permettant de valider ces derniers.

La répartition des bouées a été déterminée en fonction des résultats des modèles de circulation océanique généraux et des observations qui ont suggéré l'existence d'un guide d'onde équatorial compris entre les latitudes 8°N et 8°S, la résolution optimale semblant être selon la latitude de 2 à 3 degrés et de 15 à 20 degrés selon la longitude.

Depuis 1984, des bouées ATLAS sont mouillées sur dix rangées méridiennes espacées d'approximativement 15 degrés entre les longitudes 95 Ouest et 130 Est (cf. annexe C , Chronologie du déploiement des bouées ATLAS). Ces bouées fixes s'étendent des latitudes 8° Nord à 8° Sud avec des sites à 8°N, 5°N, 2°N, 0°, 2°S, 5°S et 8°S. En juillet 1992, 43 bouées étaient déployées ; avec 65 bouées en 1993, le système ATLAS devrait être totalement en place dans le Pacifique tropical. (cf. fig.III.5).

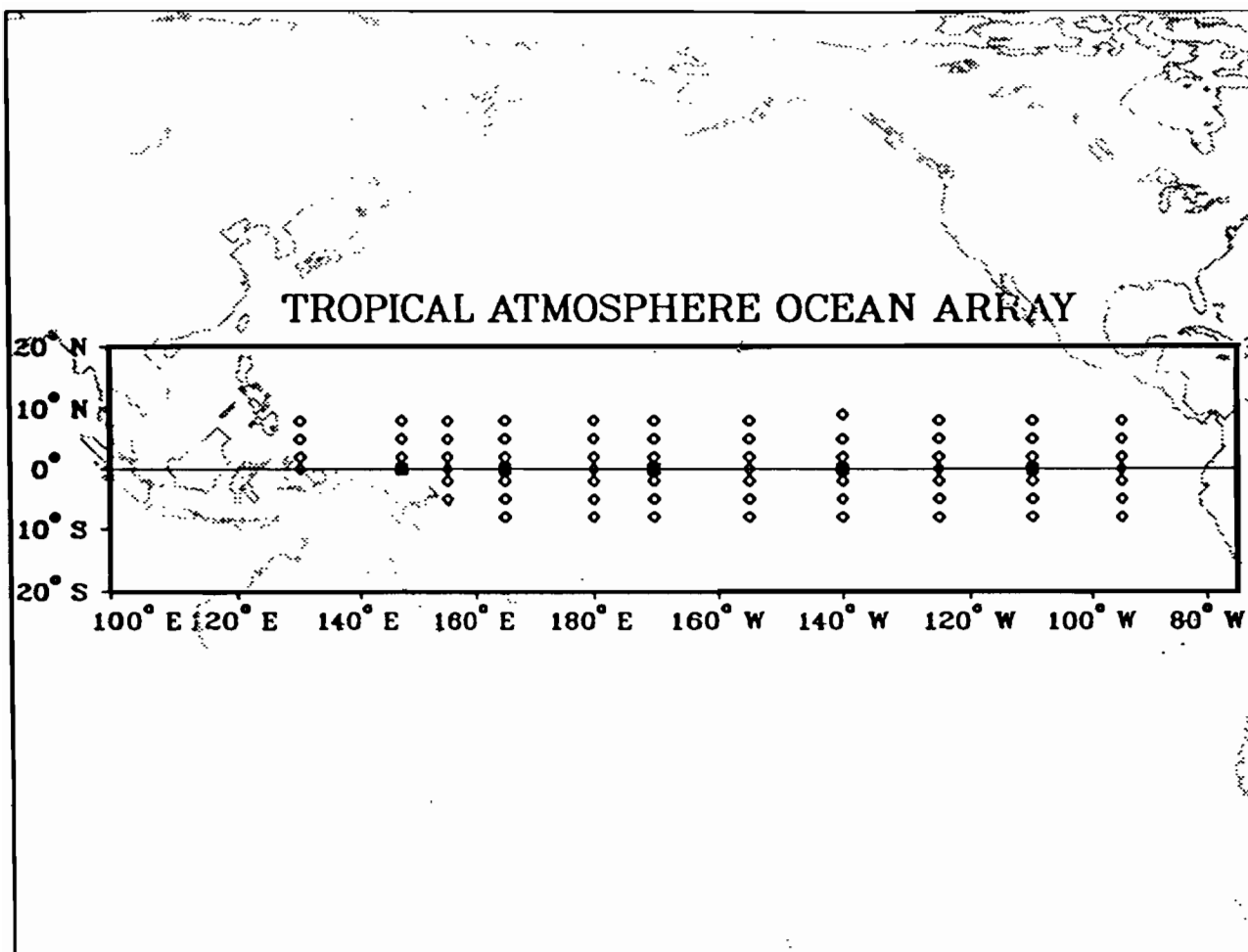
2.2 - Précision et qualité des mesures :

Les bouées ATLAS ont été mouillées dans le cadre du programme TOGA et répondent donc aux spécifications de ce dernier. La précision des capteurs de vent, de température de l'air, de température de surface de l'océan et de subsurface ainsi que des capteurs de pression de subsurface est détaillée annexe C (paragraphe 3, les capteurs).

Le centre ORSTOM de Nouméa en collaboration avec le PMEL est responsable des mouillages équatoriaux à 165°E et 156°E

2.3- Les données utilisées :

Parmi les bouées mouillées à ce jour, nous avons sélectionné celles comprises dans notre domaine durant la période décembre 1989-mai 1992 . La liste de ces 13 bouées ainsi que la période considérée pour chacune d'elles est présentée dans le tableau III.6. Il faut souligner que la bouée située à l'équateur par 165E est une bouée de type PROTEUS, c'est à dire une bouée ATLAS telle que décrite précédemment équipée d'un courantomètre. Nous



Les losanges indiquent les positions actuelles ou prévues des bouées ATLAS.
Les carrés représentent les bouées ATLAS équipées de courantomètres.

Fig. III.5 - Mouillages ATLAS dans le Pacifique.

Numéro bouée	date de début	date de fin
8°N/165°E	01 décembre 89	30 septembre 91
5°N/147°E	19 février 90	31 décembre 91
5°N/156°E	31 août 91	30 septembre 91
5°N/165°E	01 décembre 89	30 septembre 91
2°N/147°E	18 février 90	18 juin 91
2°N/156°E	30 août 91	30 septembre 91
2°N/165°E	01 décembre 89	30 septembre 91
0°/165°E	01 décembre 89	18 juillet 91
2°S/156°E	27 août 91	30 septembre 91
2°S/165°E	01 décembre 89	30 septembre 91
5°S/165°E	01 décembre 89	30 septembre 91
5°S/156°E	25 août 91	31 décembre 91
8°S/165°E	11 août 91	30 septembre 91

Les dates de début et fin correspondent à la disponibilité des données durant notre période d'étude.

Tableau III.6 - Mouillages ATLAS dans le domaine.

avons sélectionné pour chaque bouée le vent (force et direction), la température de l'air et la SST. Pour certaines bouées nous avons disposé des moyennes horaires de ces paramètres.

3 - Les navires météorologiques sélectionnés :

3.1- Présentation :

Malgré l'évolution technologique, l'information météorologique en mer provient principalement des observations effectuées par les navires. Sur les 7000 navires sillonnant les mers et océans mondiaux, équipés la transmission des observations météorologiques synoptiques, la France en gère environ 200. Ces navires appartiennent principalement à la marine marchande ou à la marine nationale mais certains navires de pêche participent à ces observations.

Toutes les trois heures, l'officier de quart relève ou mesure les mêmes paramètres météorologiques que dans les stations terrestres, à savoir la pression, la tendance, la température de l'air, la température du point de rosée, la visibilité, le vent réel (force et direction). Il code le temps présent, le temps passé et décrit la couche nuageuse (type de nuages et nébulosité). Mais contrairement aux mesures terrestres, il ne relève pas la quantité de précipitations. Il complétera ces observations par des indications sur l'état de la mer; il notera la température de surface de l'océan, signalera la présence éventuelle de glace et codera la mer du vent et la houle (période, hauteur des vagues et estimation de la direction). De plus l'officier notera soigneusement la position, la vitesse et la direction de déplacement du navire. Ces différentes variables sont regroupées dans des messages SHIP. Tous les jours, environ 3500 observations émanant de navires de différentes nationalités transitent par le réseau mondial de transmission et sont utilisées pour la prévision du temps (pointage sur les cartes pour effectuer l'analyse du temps présent, utilisation en données d'entrée des modèles numériques...). Par la suite avant d'être stockés à des fins climatologiques, la qualité de ces messages est contrôlée.

Actuellement l'observation météorologique en mer est affectée par une diminution du nombre de navires ainsi qu'une baisse importante du nombre d'observations effectuées par chaque navire. Ceci est directement lié à une diminution de la flotte de navires marchands français et à l'augmentation des tâches à la passerelle...

3.2 - Précision et qualité des mesures :

Malgré tous les soins apportés par l'observateur marin, les données en mer sont certainement un peu moins fiables que les observations effectuées dans les stations météorologiques terrestres.

En effet, en raison de la taille du navire, l'installation réglementaire de certains capteurs ne peut pas toujours être respectée. De même le type de capteur ou le moyen de mesure utilisé peut varier d'un navire à l'autre.

L'emplacement de certaines stations automatiques marines n'est pas toujours optimal et une mauvaise ventilation de l'abri peut entraîner dans certaines conditions des erreurs de plus de 1°C sur la température de l'air et du point de rosée.

Les mesures de pression grâce aux baromètres anéroïdes digitaux sont correctes sous réserve d'appliquer la correction de hauteur du capteur par rapport à la surface de la mer, cette dernière variant en fonction du chargement du navire.

La principale source d'erreur pour le paramètre vent apparaît lors de la conversion vent apparent, vent réel.

La diversité des moyens de mesures de la température de surface de l'eau de mer présente quelques inconvénients. Par temps stable et ensoleillé, les mesures au seau ont tendance à surestimer la SST de 0,5°C, les mesures à la prise d'eau du moteur n'enregistrent pas exactement la température de surface. Les meilleurs résultats proviennent des capteurs à contact de coque (thermistance implantée dans la coque du navire et isolée thermiquement de celui-ci). Mais peu de navires sont équipés de ce système.

Malgré l'expérience des officiers, l'observation et la quantification purement visuelle de certains paramètres tels qu'entre autres la visibilité, la description de la couche nuageuse ou l'état de la mer demeurent délicates. La taille du bateau influence grandement l'estimation de la hauteur des vagues. En effet sur des bâtiments de petite taille on peut noter une tendance à surestimer l'amplitude des vagues alors que l'officier se trouvant sur un navire de fort tonnage aura plutôt tendance à sous-estimer les vagues de moyennes à faibles amplitudes. La détermination de la période des vagues, la distinction entre la mer du vent et un ou deux trains de houle est aussi difficile à observer.

Néanmoins, malgré ces quelques erreurs la valeur des observations en mer est indéniable et son importance est capitale pour la météorologie opérationnelle et la climatologie. Un plus grand nombre de messages SHIP quotidiens améliorerait considérablement la qualité de la prévision à courte échéance dans les régions tropicales et l'hémisphère Sud ainsi que la prévision à moyenne échéance dans l'hémisphère Nord.

3.3 - Les données utilisées :

Le service SCEM/CBD/CCE-MAR (METEO FRANCE) nous a fourni pour la période décembre 1989-mai 1992 les paramètres suivants observés sur notre domaine d'étude:

- le vent (direction et force),
- les températures de l'air et du point de rosée,
- le temps présent
- la nébulosité.

Ces différents paramètres sont issus des messages SHIP. Durant les 30 mois d'observations sur lesquels porte de notre étude nous avons ainsi disposé d'environ 43000 observations en mer bien réparties sur notre domaine.

4 - Les navires marchands sélectionnés :

4.1- Présentation :

Afin de développer le réseau d'observations et ainsi d'améliorer la connaissance des océans (Pacifique, Atlantique et Indien), le centre ORSTOM, sous l'impulsion de JR.Donguy et C.Henin, a sollicité depuis les centres de Nouméa (Nouvelle Calédonie) en 1969, de Papeete (Polynésie Française) en 1976 et du Havre (France) en 1978, la participation d'officiers de la marine

marchande et nationale. A ce jour, près de trois cents bateaux ont collaboré à ce programme.

Sur les lignes de navigation, quatre à six fois par jour (distance parcourue: 90 à 120 Milles Nautiques) des mesures de paramètres océanographiques et météorologiques sont effectuées. Des échantillons d'eau de surface de la mer sont prélevés au seau météorologique (seau colorifugé muni d'un thermomètre) afin de mesurer la température de surface océanique ; Ces échantillons sont conservés afin d'être analysés lors d'escales du navire dans les centres ORSTOM du Havre, Nouméa ou Papeete pour déterminer la salinité de surface et la concentration en chlorophylle. Des prélèvements de plancton ont également été réalisés. Simultanément, les officiers notent l'état de la mer, la nébulosité, le temps présent, la température de l'air, la température du point de rosée, la direction et la force du vent et relèvent la position du bateau lors de ces observations.

4.2- Précision et qualité des mesures :

Diverses imprécisions peuvent être relevées lors des mesures.

Pour les paramètres océanographiques,

- la mesure de la température de surface océanique peut être erronée car, lors de la remontée du seau météorologique jusqu'à la passerelle (25 à 30 mètres au dessus de la surface de l'océan), divers processus thermiques peuvent intervenir (refroidissement par évaporation, réchauffement au contact de l'air, effets du vent...). De plus la correction d'étalonnage du thermomètre n'est pas toujours prise en compte, cela entraîne une imprécision sur la mesure de la SST de 0,3 à 0,5 °C.

- la salinité étant mesurée en laboratoire lors d'escales du bateau dans les centres du Havre, Nouméa et Papeete, il peut arriver que l'échantillon d'eau de surface océanique soit conservé près de quatre mois à bord du navire; il peut y avoir eu alors évaporation. Finalement, la mesure de salinité est précise à 0.1 usp (unité de salinité standard).

Malgré tous les soins que les officiers naviguants apportent à leurs observations, certains paramètres météorologiques tels que :

- la reconnaissance du type des nuages,
 - la quantification de l'état de la mer et de la houle,
 - la mesure du vent,
 - les températures de l'air et du point de rosée,
- sont entachés d'erreurs.

Avant d'être utilisées, les mesures sont validées par l'ORSTOM. Malgré ces quelques imprécisions, la banque de données ORSTOM-Pacifique est aujourd'hui très appréciée car elle fournit diverses mesures sur une période de 24 ans. De 1969 à 1992, plus de 165000 observations ont été effectuées.

4.3 - Les données utilisées :

Pour la période de décembre 1989-mai 1992, sur notre domaine d'étude, nous avons disposé de 4050 observations de navires marchands (cf. carte III.7) dont nous avons extrait la SST ainsi que les paramètres de nébulosité, vent (force et direction), température de l'air, température du point de rosée et temps présent.

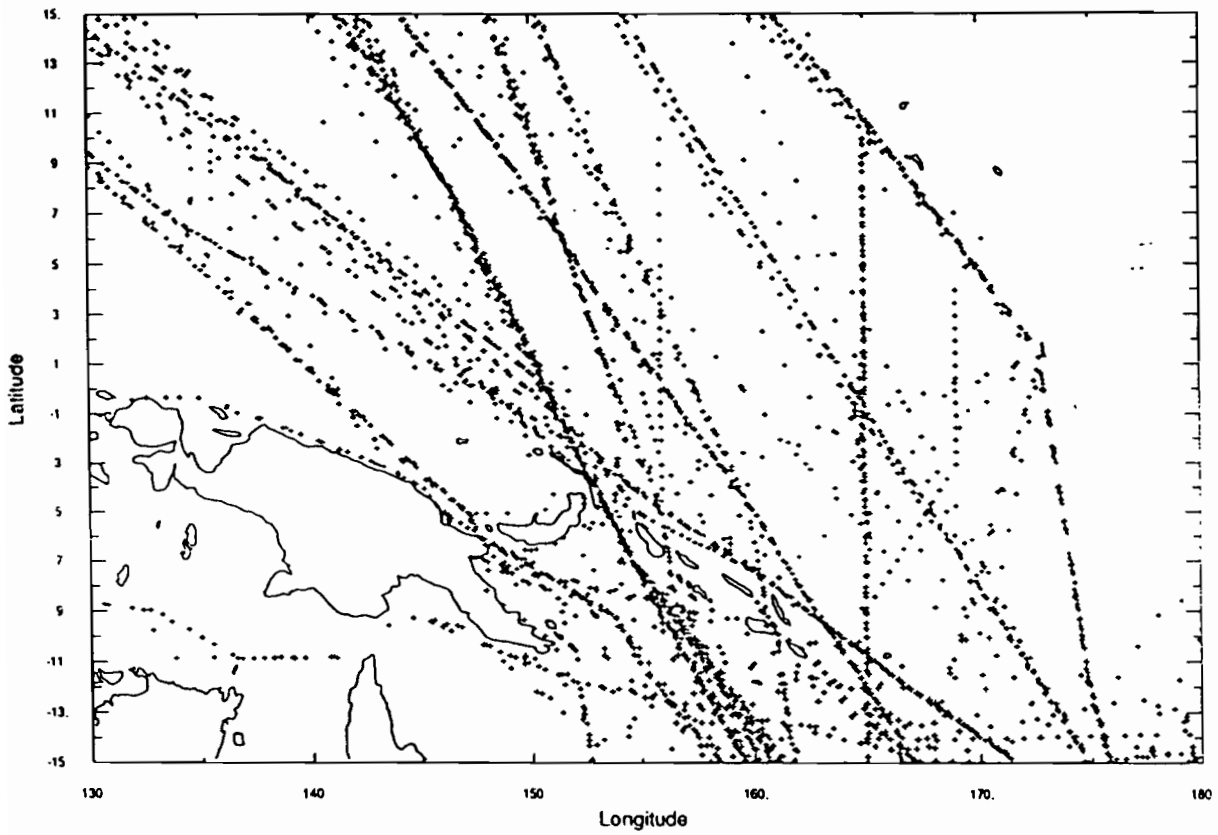


Figure III.7 - Observations effectuées par les navires marchands pour la période décembre 1989 - mai 1992.

5 - Les stations météorologiques insulaires :

Pour notre étude, nous avons disposé de vents moyennés sur la journée enregistrés à Nauru (165E/1S) et Kapingamarangi (153E/2N).

Les vents enregistrés par les stations météorologiques insulaires ont tendance à sous-estimer ceux du large en raison de l'effet de relief. Néanmoins l'erreur commise étant faible et disposant de ces données pour la période décembre 1989 - juillet 1991, nous les avons sélectionnées afin de compléter notre base de données atmosphériques.

6 - Les données satellitaires :

Les mesures effectuées à partir de satellites nous ont fourni des données moyennées de vent et de flux radiatif.

6.1 - Le vent SSMI:

Le satellite DMSP (Defence Meteorological Satellite Program), lancé le 19 juin 1987, est placé sur une orbite circulaire héliosynchrone à l'altitude de 833 km et a une inclinaison de 98,8°. Sa période orbitale est de 102 minutes. Cette orbite fournit, tous les trois jours, une couverture terrestre quasi parfaite. En effet, seuls deux petits secteurs circulaires de 2,4° centrés respectivement sur les pôles sud et nord ne sont pas couverts. Ce satellite transporte un radiomètre à micro ondes, SSMI (Special Sensor Microwave Imager), mesurant la réflectivité des températures océaniques à 19,35, 22,2, 37 et 85,5 GHz. La vitesse du vent, la vapeur d'eau et l'eau liquide des nuages contenue dans l'atmosphère sont déduites de ces mesures.

La radiation micro onde émise par l'océan est affectée par la rugosité de sa surface, qui est corrélée avec le vent au niveau de l'interface. En utilisant ce rapport, Wentz (1989) a calculé la vitesse des vents de surface SSMI (19,5 m) sur des carrés de 25 km de côté (correspondant à la résolution spatiale) et a moyenné ceux-ci sur des pavés de 1,3° de longitude par 1,3° de latitude afin d'obtenir pour chacun d'eux une à deux valeurs par jour.

Précision des calculs :

Des conditions environnementales particulières réduisent le nombre de radiations émises et donc mesurées par le satellite. La pluie, une quantité d'eau liquide contenue dans l'atmosphère trop importante, ou la proximité de terres modifie les radiations et donc faussent les calculs. Dans de telles conditions, Wentz ne tient pas compte de ces données. Moyennant cela, la précision de la vitesse du vent 'SSMI' est de 2m/s pour la gamme de vents compris entre 3 et 25 m/s.

Les données utilisées :

Pour cette étude, nous avons disposé, sur notre domaine du module de la vitesse des vents (10 m) moyenné sur une semaine ainsi que de la variance par pavés de 2,5° x 2,5° pour la période de décembre 1989 - novembre 1991. Ce produit est élaboré au LODYC (Echetto, Boutin, Merlivat, 1991).

6.2 - Les flux radiatifs :

Les flux radiatifs incidents de courtes longueurs d'onde sont estimés à la surface de la mer à partir de satellites défilants. Pour la plupart des régions du globe, 8 mesures sont disponibles par jour. Mais certaines zones proches des poles sont moins bien couvertes occasionnant des données manquantes. A partir de ces mesures, J. Bishop a calculé les flux incidents radiatifs moyens de courte longueur d'onde avec une résolution de $2,5^\circ$ de longitude par $2,5^\circ$ de latitude (Bishop et Rossow, 1991).

Précision des calculs :

La précision de ces calculs pour une journée est estimée à 9 W/m^2 . Le biais défini pour des moyennes de 17 jours est inférieur à 4%.

Les données utilisées :

Nous avons disposé de ces flux pour notre domaine d'étude durant la période décembre 1989 - juillet 1990. Après cette date ce produit n'est pas encore disponible.

IV - Validation des données BODEGA

La première étape du traitement des données a été la constitution d'un jeu d'observations validées, permettant de mettre en relation les cycles diurnes de température de la couche océanique superficielle avec les informations météorologiques disponibles dans le voisinage. Ce travail, exécuté en plusieurs étapes, a abouti à la création d'un ensemble de fichiers et d'éléments logiciels permettant l'acquisition des informations à l'échelle du cycle diurne.

Comme il a été mentionné précédemment, nous disposons pour notre étude des fichiers de base suivants :

- fichiers de LODYC pour les positions des bouées, (un fichier par bouée), *fic_Pos.nnnnn*,
- fichiers de l'AOML des températures, (un fichier par bouée), *fic_Tempe.nnnnn*,
- données des bouées ATLAS *fic_ATLAS*,
- données des navires météo sélectionnés, *fic_NavMTO*,
- données des navires marchands "ORSTOM", *fic_NavMar*.

Etape n°1 - sélection des données et fichier de références :

Il s'agit de créer un fichier contenant toutes les références nécessaires à l'exploitation d'un "cycle diurne" (i.e. série de 24 températures horaires sur 6 niveaux, soit 144 données). Ce fichier, appelé *etat_pos_mto*, permet de mémoriser pour chaque cycle les informations suivantes :

- la bouée concernée,
- sa position en début de cycle,
- sa vitesse moyenne au cours des 24 heures du cycle,
- le pavé dans lequel la majorité des observations ont été effectuées,
- la date et l'heure du début du cycle,
- le nombre d'observations présentes pour chaque niveau,
- la disponibilité le même jour et dans le même pavé d'une observation météorologique et l'origine de celle-ci (bouée ATLAS, navire météorologique ou navire marchand),
- un code de qualité des mesures pour l'ensemble du cycle,
- un code réservé pour usage ultérieur.

Etape n°1.a - sélection des données par filtrage spatial :

Le fichier de référence décrit ci dessus a été créé à partir des fichiers *fic_Pos* dont on a extrait pour chaque début de cycle la date, l'heure et la position. Un calcul de vitesse moyenne sur les 24 heures a été effectué et les positions ont été analysées afin de déterminer le pavé occupé le plus fréquemment par la bouée au cours de la journée (un pseudo-pavé portant le numéro 0 a été défini comme étant l'extérieur du domaine). Le résultat de cette analyse spatiale a été ensuite testée (rejet des bouées du pavé 0) afin que

le fichier résultant, *etat_pos_mto*, ne regroupe que les cycles observés dans notre domaine (fig. IV.1).

Une fois ce fichier créé, des éléments de logiciel ont été codés afin d'accéder aisément à ces informations aussi bien en lecture qu'en écriture pour certains paramètres.

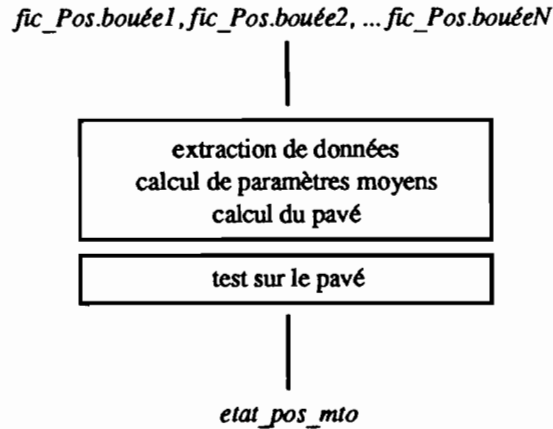


Fig. IV.1 - Création du fichier *etat_pos_mto*

Etape n°1.b - mise à jour des indicateurs de données météo :

Cette seconde étape a consisté à initialiser pour chaque couple (pavé,jour) d'un cycle sélectionné, les trois indicateurs d'occurrence d'observations météorologiques correspondants respectivement au réseau des bouées ATLAS, au réseau des navires météorologiques sélectionnés et au réseau ORSTOM des navires marchands. Chaque enregistrement du fichier *etat_pos_mto* a été lu puis complété après consultation des fichiers *fic_ATLAS*, *fic_NavMTO* et *fic_NavMar*. Le nouveau jeu de données est ensuite réécrit dans le fichier de référence *etat_pos_mto*.

Etape n°2 - extraction des données de température :

Chaque enregistrement du fichier de référence décrit un cycle. A partir du numéro de bouée, de la date et de l'heure du début d'un cycle, les données de température peuvent être obtenues par lecture du fichier *fic_Tempe* correspondant à la bouée. Cependant, en raison du nombre de bouées et de cycles hors du domaine, il a été jugé préférable de constituer un fichier ne comprenant que les températures des seuls cycles sélectionnés. De plus, une structure à accès direct se révélait plus performante car le fichier de référence, séquentiel, permettait naturellement la numérotation des cycles. Le fichier de données final, baptisé *sst_bodega*, est donc un fichier aléatoire dont chaque enregistrement ne comporte que les 24x6=144 mesures de température. Une valeur particulière a été définie afin de coder sans ambiguïté une donnée absente ou aberrante.

La création du fichier *sst_bodega* a permis un premier contrôle des mesures grâce à deux tests. Le premier, portant sur chaque température, a exclu celles hors de la gamme (22°C .. 32°C). Il est à noter qu'en raison de la

variabilité de la SST, cette fourchette n'a pu être réduite car une donnée correcte aurait pu être alors déclarée fausse. D'autre part, ce premier test avait pour but de détecter les anomalies de fonctionnement de la bouée, qui se traduisent par une très forte déviation des mesures. Le second test, portant sur la continuité des mesures, a déclaré non valable les cycles pour lesquels il manquait plus de 4 observations horaires sur même niveau. En effet, dès lors que moins de 20 observations sont présentes, le cycle est difficilement exploitable.

Associés au fichier *sst_bodega*, des éléments logiciels ont été réalisés, permettant d'une part l'accès aux données et d'autre part la correction de celles-ci.

Etape n°3 - validation des données :

Le traitement effectué par l'AOML se limite au décodage des messages ARGOS et à la mise en forme des mesures des bouées. Les données extraites des fichiers *fic_Tempe* ne sont donc pas directement exploitables et doivent être validées voire corrigées. Trois types de problèmes peuvent en effet nuire à l'utilisation directe de ces données.

Etape n°3.1 - élimination des données aberrantes :

En premier lieu, un certain nombre de mesures sont erronées, en raison d'un mauvais fonctionnement de la bouée ou d'un capteur, ou d'une mauvaise transmission des données (lorsque par exemple l'état de la mer provoque l'immersion de l'antenne pendant la diffusion des messages). Bien qu'un certain nombre de ces données ait été détecté lors de la création du fichier *sst_bodega*, beaucoup sont passées au travers du filtre car l'anomalie de la mesure peut être faible, voire inférieure à 1°C. Mais comme il a été noté plus haut, un filtre plus sélectif aurait pu exclure des données correctes. Un test sur la variation des mesures sur deux heures consécutives aurait permis la détection automatique de tels problèmes lorsque ceux-ci étaient ponctuels mais sa mise en place eût été rendue délicate en raison de la non continuité des mesures (un cycle tous les trois jours) ainsi que du risque de confusion avec une variation normale de la température de la COS (la traversée d'un front de température, l'action du vent ou les précipitations peuvent a priori occasionner de fortes variations de température ...). Un moyen efficace et rapidement mis en place a consisté à visualiser et à analyser les séries chronologiques des températures. Un logiciel permettant la représentation graphique des données sur console a donc été élaboré, ainsi qu'un utilitaire de correction des températures, disposant d'une fonction *journal de bord* permettant de conserver sur fichier la trace de toutes les modifications apportées aux données originales. Ces programmes ont permis d'éliminer les valeurs aberrantes (i.e. les coder à *manquantes*).

Note : La visualisation des cycles a montré que la mesure de température au sein de la bouée de surface n'est pas représentative de la température superficielle de l'océan. En effet, le flotteur peut capter le rayonnement solaire et s'échauffer bien plus que la surface de l'océan. D'autre part, les données de température à ce niveau ne sont disponibles qu'une fois toutes les deux heures et sont effectuées à l'aide d'un capteur moins précis. Nous avons donc décidé de ne pas traiter systématiquement ces températures, tout en les conservant dans nos fichiers car elles peuvent être utiles pour vérifier les données de subsurface.

Etape n°3.b - Interpolation des données manquantes :

En deuxième lieu, et résultant soit d'un problème de transmission, du traitement de l'AOML, du premier filtrage ou encore du contrôle précédemment cité, de nombreuses données sont manquantes. Cependant, dans beaucoup de cas, il est possible d'interpoler les températures absentes dès lors qu'elles correspondent à des heures où la variation de température est monotone. Ceci impose que chaque cycle corrigé doit être préalablement visualisé. A chaque fois qu'il était possible, la ou les valeurs manquantes ont été interpolées et les modifications apportées au fichier *sst_bodega* ont été consignées dans le *journal de bord*.

Etape n°3.c - Correction de dérive des capteurs - fichier de calibration:

Une troisième source d'erreur réside dans la dérive des capteurs. Celle-ci est occasionnée par des micro fissures (dues à des morsures de poissons) par lesquelles l'eau s'infiltre, modifiant les caractéristiques du capteur (on notera que la dérive électronique du système de mesure est auto-corrigé par le microprocesseur de la bouée). Ce type de dérive peut apparaître à n'importe quel moment dans la vie de la bouée puis évolue de façon aléatoire dans le temps. Une méthode de détection et correction automatique est donc délicate à mettre en place. Par contre, la dérive est facilement repérable à partir des graphes des séries chronologiques puisqu'elle s'apparente à un décalage uniforme des températures sur tout un niveau (nous supposons que la dérive ne varie pas ou peu au cours de 24 heures).

Lors des premiers traitements sur les cycles nous avons remarqué que certains jours, après une relativement forte évolution diurne, la température de la couche superficielle tend à s'homogénéiser en cours de nuit. De tels cycles diurnes peuvent être reconnus visuellement grâce à l'allure caractéristique des courbes superposées des températures aux 5 niveaux (ce point sera développé ultérieurement). A partir de cette remarque, et en supposant que la dérive évolue lentement dans le temps, nous avons pu recalibrer les capteurs en appliquant la méthode suivante (cf. fig. IV.2) :

- Lorsque le capteur d'un flotteur se met à présenter une dérive, on repère parmi les cycles de la bouées ceux dont les courbes ont l'allure mentionnée plus haut.

- Pour chaque cycle ainsi noté, une correction du capteur défaillant est déterminée :

- soit par calcul, en supposant qu'à l'heure d'homogénéisation, la température au niveau à recalibrer est égale à celle observée à un niveau de référence ; l'opérateur doit décider de l'heure d'homogénéisation et du niveau de référence.

- soit visuellement en amenant la courbe décalée au niveau des autres jusqu'à obtenir une allure globale cohérente.

- A partir de cette suite de corrections ponctuelles, on établit pour les cycles et par interpolation linéaire (ou extrapolation linéaire pour les derniers cycles) une correction applicable au capteur défaillant.

Remarque 1 : Les corrections de dérive n'ont été appliquées que lorsqu'elles étaient comprise entre -1 et +1°C. Au delà de cette gamme, le capteur a été déclaré *non utilisable*.

Remarque 2 : Sur certaines bouées, après un long séjour dans l'eau, il a été constaté une anomalie sur presque tous les capteurs. Bien que la dérive à chaque niveau soit restée modérée, le défaut de niveau de référence

a interdit l'utilisation de cette méthode. Les données ont alors été déclarées manquantes.

Nous avons pu ainsi recalibrer les capteurs de 24 bouées. D'un point de vue pratique, cette tâche a nécessité la réalisation de logiciels spécifiques permettant la représentation des cycles, la saisie des corrections avec contrôle graphique. Les corrections ponctuelles ont été enregistrées dans un fichier nommé *calibration_0*. Un programme a permis la création d'un fichier *calibration* contenant les dérives calculées pour tous les cycles affectés. Ce fichier a une structure semblable à celle du fichier de température *sst_bodega* (mis à part qu'il ne contient qu'une donnée par niveau et par cycle) et sera par la suite consulté simultanément à celui-ci. La fig. IV.3 représente les courbes de calibrations obtenue pour les différents capteurs d'une bouée.

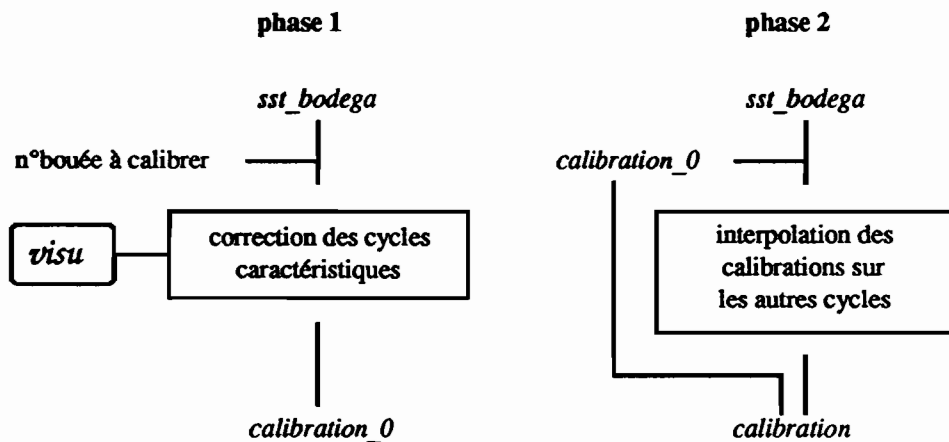


Fig. IV.2 - Correction de la dérive des capteurs.

Etape n°4 - Validation finale des données :

Cette dernière étape consiste pour chaque cycle à initialiser le code de qualité des données et à compter pour chacun de ses niveaux le nombre d'observations horaires absentes. Cette dernière phase a été réalisée par un programme spécifique tandis que la première, en partie programmée, a été complétée en considérant un à un les cycles les plus critiques pour lesquels une solution *automatique* ne convenait pas.

Le code de qualité, codé par un entier, représente les cas suivants :

- 0 Cycle correct, aucune correction apportée.
- 1 Cycle corrigé.
- 2 Cycle incomplet mais exploitable. Si pour un niveau, il manque plus de 4 données horaires, alors ce niveau est éliminé
- 3 Cycle douteux car la bouée a perdu son ancre flottante.
- 4 Cycle douteux.
- 9 Cycle inexploitable.

Le code 2 correspond aux cycles pour lesquels des données sont manquantes (ou déclarées fausses sans qu'elles puissent être corrigées). Si plus de 4 données sont absentes sur un niveau, ce dernier n'est alors pas pris

en compte par la suite, mais les autres données peuvent être néanmoins utilisées pour certains traitements.

Un cycle codé 3, 4 ou 9 n'est généralement pas utilisé. Cependant, les données de températures ne sont pas effacées du fichier *sst_bodega* et peuvent à tout moment être réintégrées.

Le nombre d'observations manquantes par niveau sera utilisé par les programmes de traitement afin de déterminer si le niveau est valide ou non.

Etat de la base de données :

L'organisation des données après la phase de validation se concrétise par les fichiers suivants :

- un fichier contenant les références des cycles, *etat_pos_mto*,
 - un unique fichier des températures corrigées, *sst_bodega*,
 - un fichier de calibration des capteurs, *calibration*,
- D'autre part, les fichiers suivants sont conservés :
- données des bouées ATLAS, *fic_ATLAS*.
 - données des navires météo sélectionnés, *fic_NavMTO*,
 - données des navires marchands "ORSTOM", *fic_NavMar*,

Ces fichiers s'accompagnent d'un ensemble de procédures permettant l'accès aux données. La recherche d'informations se déroule selon un processus illustré par le schéma IV.3 :

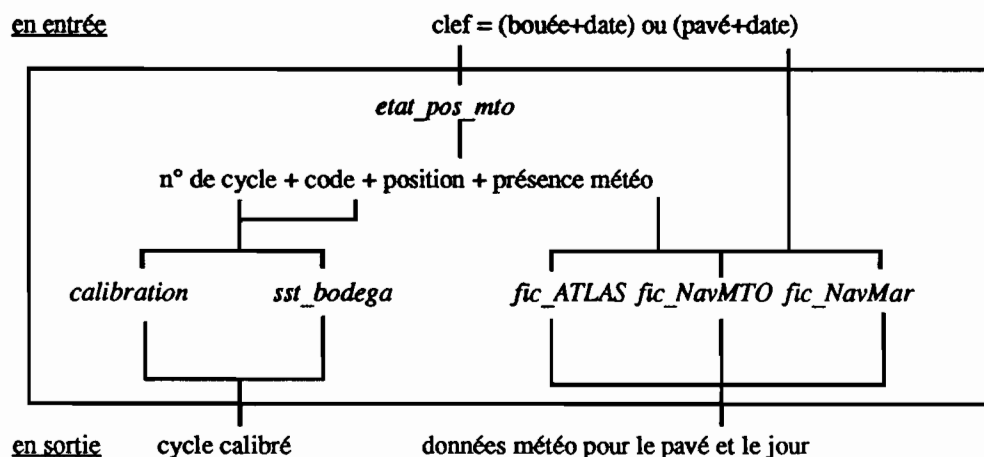


Fig. IV.3 - Organisation des données.

L'opérateur ou le programme utilisateur fournit en entrée de procédure une clef qui peut être soit un couple (bouée,date), soit un couple (pavé,date). A partir de celle-ci, une consultation du fichier *etat_pos_mto* permet d'obtenir, s'ils existent, les numéros du ou des enregistrements des cycles dans les fichiers *sst_bodega* et *calibration*, ainsi que les autres informations telles que la qualité du cycle, la position de la bouée ou la présence d'observation météorologique.

Ces données de référence permettent alors la lecture des données proprement dites, à savoir les températures, les coefficients de calibration et les observations météorologiques (accessibles grâce à la date et au numéro de pavé).

V - Présentation des données

Ce chapitre présente les températures de la couche océanique superficielle mesurées par les bouées BODEGA. Les données utilisées sont celles obtenues après validation et éventuellement correction des fichiers fournis par l'AOML. Après une analyse succincte de la répartition spatio-temporelle des cycles diurnes, nous définirons quelques paramètres permettant de les décrire. Ces nouvelles données seront ensuite traitées par une approche statistique qui nous permettra d'appréhender l'évolution de la température au sein de la COS au cours d'une journée, qualitativement et quantitativement. Ceci nous amènera à distinguer plusieurs catégories de cycles, dont nous analyserons plus en détails quelques représentants.

1 - Répartition spatio-temporelle des données :

La carte V.1 présente les positions de l'ensemble des données sélectionnées sur la période décembre 1989 à juin 1992, soit 1159 cycles. Il apparaît que certaines régions sont plus couvertes que d'autres. En particulier, la presque totalité des bouées se situe à l'Est du 150°E et la plus grande concentration d'observations se trouve au niveau de l'équateur.

Les figures D.1 à D.7 de l'annexe D illustrent la répartition spatiale mois par mois de tous les cycles diurnes et de ceux pour lesquels il est possible de rattacher au moins une observation météorologique (i.e. il existe une observation météorologique le même jour, dans le même pavé). Malgré une densité relativement importante de l'ensemble des observations atmosphériques couvrant notre domaine durant la période d'étude, le pourcentage de cycles accompagnés d'informations météorologiques est faible, de l'ordre de 40%. Les répartitions mensuelles ne semblent pas offrir une couverture spatiale suffisante pour envisager une étude systématique à l'échelle du pavé et du mois. Nous serons donc amenés à regrouper les pavés entre eux afin de définir des zones plus grandes ainsi qu'à traiter la variabilité temporelle à l'échelle de l'année (variabilité interannuelle associée à l'ENOA).

2 - Paramètres descriptifs d'un cycle :

Un cycle diurne de la SST est composé dans le meilleur des cas de 24 observations horaires sur 6 niveaux. Cependant, nous avons accepté les niveaux pour lesquels nous disposons d'au moins 20 données, à condition que cela n'altère pas profondément l'allure du cycle. Par contre, en raison de la non représentativité des mesures effectuées à l'intérieur du flotteur de surface, nous n'utilisons que les celles de la chaîne à thermistances. Les courbes traçant l'évolution sur 24 heures de ces températures présentent des caractéristiques quantifiables qui permettent de paramétriser le cycle. Il s'agit par exemple de l'amplitude du signal pour un niveau donné, des valeurs du maximum et du minimum, des heures d'observation de ceux-ci, ... Nous avons donc défini une série de critères numériques permettant de représenter chaque cycle.

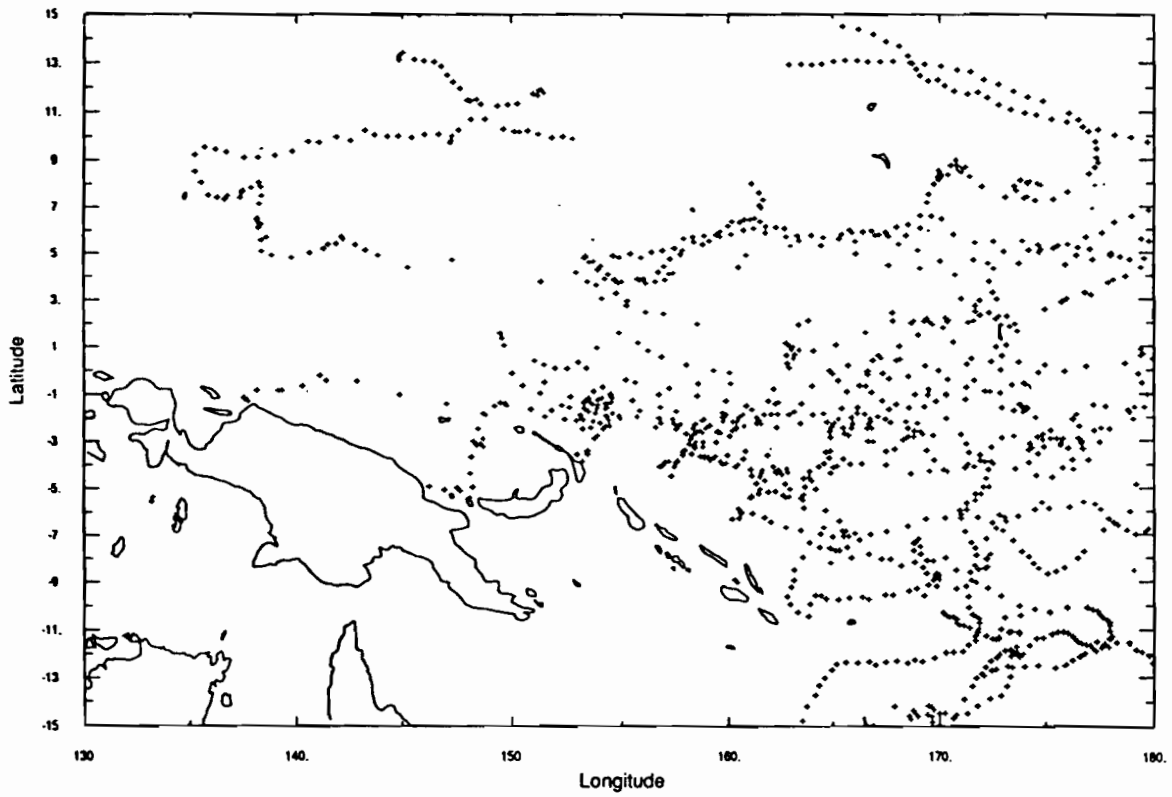


Fig. V.1 - Distribution spatiale des données BODEGA (de 12/89 à 05/92).

Les valeurs extrêmes :

La températures évoluant en cours de journée, nous avons déterminé pour tous les niveaux de chaque cycle le minimum et le maximum observé ainsi que l'heure à laquelle ces valeurs ont été enregistrées. Compte tenu de la répartition spatiale des bouées et de l'influence du rayonnement solaire sur la SST, ces heures, initialement en temps universel compensé, ont été converties en temps local civil (12h loc. lorsque le Soleil est au zénith).

L'amplitude :

Elle est définie comme étant la différence entre le maximum et le minimum observés au cours d'une journée. Si la représentation graphique des températures sur une journée suggère la présence d'un cycle diurne, il semble que d'autres processus entrent en jeu, notamment lorsque la couche superficielle se refroidit régulièrement durant 24 heures. Supposant que l'évolution de la SST peut se décomposer en un premier terme cyclique d'échelle quotidienne et en un second terme d'évolution à plus grande échelle temporelle, il nous a semblé intéressant de définir une *tendance* et une *amplitude sans tendance*.

La tendance :

La tendance est définie comme étant la variation de température en 24 heures et caractérise les évolutions de la SST à une échelle supérieure à la journée. Ces variations correspondent physiquement à une évolution locale de la température de l'océan ou à un changement de masse d'eau¹. La tendance a été calculée pour chaque niveau de chaque cycle lorsque la première et la dernière observation étaient présentes.

Par définition, la tendance est liée à l'amplitude dans la mesure où sa valeur absolue est nécessairement inférieure à celle-ci.

$$|T_{24} - T_{00}| \leq T_{\max} - T_{\min}$$

Une partie de l'information contenue dans le paramètre amplitude est donc due uniquement à la variation en 24 heures. Puisque l'on cherche à caractériser l'évolution diurne de la température, il peut être avantageux d'ôter le terme de tendance aux données.

L'amplitude sans tendance :

Pour chaque cycle, un terme horaire de tendance a été calculé sur les différents niveaux par interpolation linéaire entre la première et la dernière observation. Si pour chaque heure du cycle on enlève ce terme de tendance, on obtient un "cycle sans tendance" dont on peut calculer le minimum, le maximum et l'amplitude. Cette dernière mesure avec plus de précision l'évolution de la température à l'échelle diurne.

¹ Les bouées BODEGA sont conçues pour suivre le courant à 15 m de fond. En raison des cisaillements verticaux, elles peuvent traverser des masses d'eau différentes, présentes à d'autres niveaux (le plus souvent en surface).

Les moyennes de température :

Nous avons également calculé pour chaque niveau de tous les cycles les moyennes quotidiennes, diurne (de 06 à 17 heures locales) et nocturne (de 18 à 05 heures locales).

Délai de propagation de la chaleur :

Les allures des courbes des températures enregistrées sur les différents niveaux montrent en général un décalage dans les heures des maxima. Nous avons donc calculé pour les niveaux -5, -8, -12 et -20 mètres la différence entre les heures du maximum enregistré à ce niveau et de celui observé au niveau supérieur. De même, nous avons déterminé un indice équivalent entre les niveaux -20 et -2 mètres. Il est à noter que ce critère est à considérer avec précaution car on observe fréquemment aux niveaux inférieurs (-20, -12 et parfois -8 mètres) deux maxima relatifs pouvant atteindre $0,1^{\circ}\text{C}$ dont un seul correspond à la diffusion de la chaleur reçue à la surface. Il se peut donc que l'indice calculé soit faussé.

L'heure d'homogénéisation :

L'examen des graphes des cycles diurnes montre dans de nombreux cas que la couche superficielle océanique tend vers une structure verticale isotherme en fin de journée ou en cours de nuit (on parle alors de couche convective de la couche mélangée). Nous avons donc calculé pour chaque cycle l'heure à laquelle l'écart type des températures sur les différents niveaux est minimal. Cela correspond au moment où les températures sont les moins dispersées et donc au point d'homogénéisation de la couche superficielle (soit des 20 premiers mètres).

3 - Présentation statistique des cycles :

Les quantités précédemment définies ont été calculées pour chaque cycle et ont servi de base au calcul de paramètres statistiques descriptifs, tels que la moyenne, la variance ainsi que d'autres paramètres de position. Nous présentons ici pour chaque critère l'essentiel des résultats obtenus.

La tendance :

Les histogrammes de la figure V.2 illustrent la répartition de la tendance avec un mode centré autour de la valeur zéro (donc en général peu de variation de la température en 24 heures). On remarque cependant une asymétrie de la courbe avec plus d'observations négatives que de positives, et ce à tous les niveaux. Il semblerait donc que globalement, la couche océanique superficielle perde plus souvent de l'énergie qu'elle n'en gagne. Les paramètres statistiques, calculés sur l'ensemble des cycles (tableau V.3), montrent que la fourchette de variation de la tendance est relativement importante (de $-0,93^{\circ}\text{C}$ à $+0,83^{\circ}\text{C}$ au niveau -2 mètres) avec une moyenne voisine de zéro mais négative.

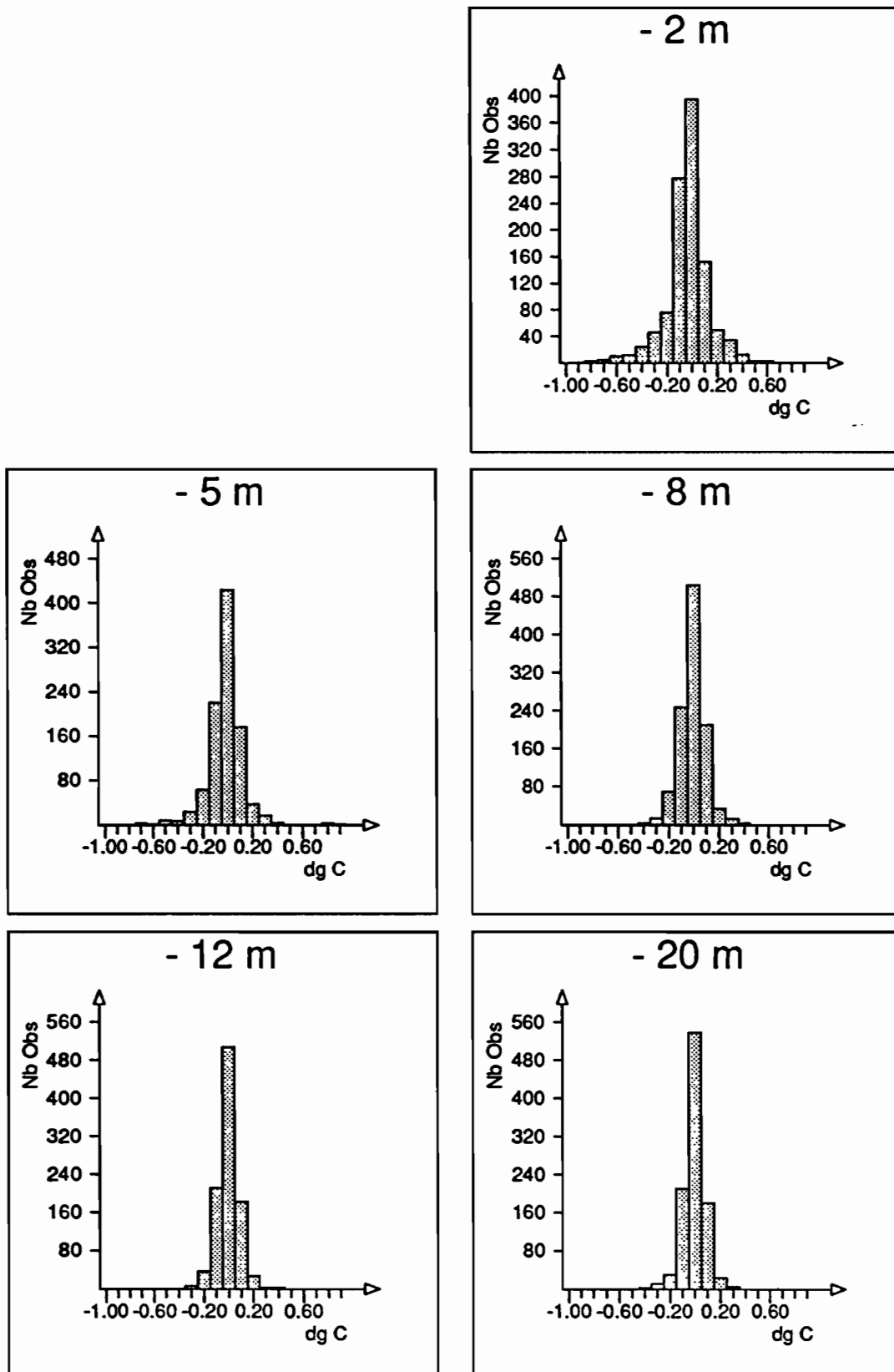


Fig. V.2 - Histogrammes des tendances.

tendance	- 2 m	- 5 m	- 8 m	-12 m	-20 m
nombre d'obs.	1109	988	1099	982	1002
minimum	-0,93	-0,74	-0,52	-0,64	-0,40
maximum	0,87	1,18	0,41	0,74	0,75
moyenne	-0,034	-0,014	-0,010	-0,006	-0,004
médiane	-0,02	-0,01	-0,01	0,00	0,00
1er quintile	-0,13	-0,09	-0,08	-0,07	-0,06
4ème quintile	0,07	0,07	0,06	0,06	0,05

Tableau V.3 - Eléments statistiques sur la tendance (°C)

Sur 1002 cycles où la tendance a pu être calculée aux niveaux -2m et -20m, une inversion de la tendance entre ces deux niveaux a pu être observée 257 fois, soit légèrement plus de 25% des cas. Nous avons étudié plus précisément ces situations, en nous intéressant à la différence entre la tendance à -2m et celle à -20m. Un histogramme de ce nouveau paramètre a été tracé (fig. V.4) et le tableau V.5 résume quelques calculs statistiques.

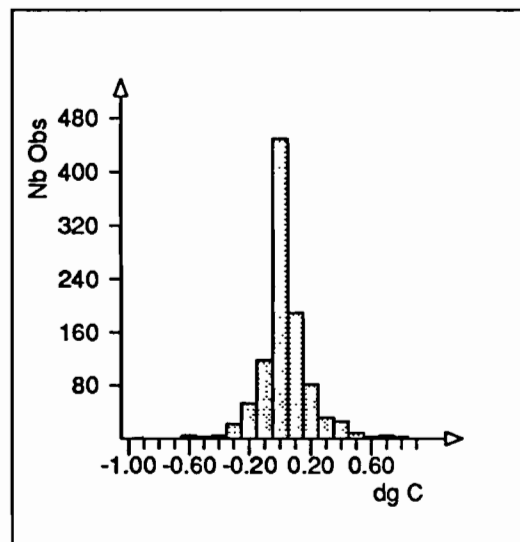


Fig. V.4 - Histogramme des écarts de tendances entre -2 et -20 m (°C).

nombre d'obs.	257
minimum	-0,73
maximum	+0,61
médiane	-0,080
1er quintile	-0,196
4ème quintile	+0,110

Tableau V.5 - Différence des écarts de tendances entre -2 et -20 m (°C).

Remarquons tout d'abord qu'une différence négative (cas a) signifie que la tendance à -2m est négative et que celle à -20m est positive. Inversement, une différence positive (cas b) implique un réchauffement près de la surface accompagné d'un refroidissement en profondeur.

La médiane, égale à $-0,08^{\circ}\text{C}$ ainsi que l'histogramme montrent que le cas (a) est plus souvent observé que le cas (b). Pour 20% des observations, la différence est inférieure à environ $0,2^{\circ}\text{C}$,

L'amplitude du cycle diurne et l'amplitude sans tendance :

Le tableau V.6 ci-dessous récapitule les éléments décrivant les amplitudes calculées sur les cycles disponibles.

amplitude	- 2 m	- 5 m	- 8 m	-12 m	-20 m
nombre d'obs.	1158	1034	1148	1028	1048
minimum	0,06	0,05	0,05	0,06	0,04
maximum	2,02	2,61	0,90	0,84	0,75
moyenne	0,385	0,265	0,228	0,190	0,160
médiane	0,31	0,23	0,21	0,18	0,14
1er quintile	0,19	0,16	0,15	0,14	0,10
4ème quintile	0,57	0,33	0,29	0,23	0,21

Tableau V.6 - Eléments statistiques sur l'amplitude ($^{\circ}\text{C}$).

Le premier élément remarquable est l'ordre de grandeur de l'amplitude. Si le maximum de variation de SST au cours de 24 heures est supérieur à $2,6^{\circ}\text{C}$ (maximum enregistré à une profondeur de 5 mètres), l'amplitude est souvent faible et décroît avec la profondeur ; dans 80% des cas, elle est inférieure ou égale à $0,57^{\circ}\text{C}$ au niveau -2m, à $0,3^{\circ}\text{C}$ au niveau -8m et en dessous.

Si on considère les *amplitudes sans tendance* (tableau V.7), nous constatons que les valeurs sont plus faibles mais que l'évolution avec la profondeur reste la même.

amplitude sans tendance	- 2 m	- 5 m	- 8 m	-12 m	-20 m
nombre d'obs.	1109	988	1099	982	1002
minimum	0,025	0,021	0,022	0,028	0,027
maximum	1,807	2,233	0,784	1,210	0,515
moyenne	0,345	0,236	0,206	0,172	0,142
médiane	0,280	0,208	0,190	0,164	0,128
1er quintile	0,160	0,139	0,135	0,124	0,093
4ème quintile	0,512	0,294	0,263	0,208	0,184

Tableau V.7 - Eléments statistiques sur l'amplitude sans tendance ($^{\circ}\text{C}$).

Les moyennes :

La répartition des moyennes quotidiennes est représentée par les histogrammes de la figure V.8. Quelques paramètres statistiques, calculés à partir des moyennes quotidiennes, diurnes et nocturnes, sont édités dans le tableau V.9. On notera que la température moyenne au sein de la couche océanique superficielle est supérieure à 29°C et qu'elle est plus élevée le jour (défini de 05 à 18 h loc.) que la nuit. Les histogrammes présentent une asymétrie avec un mode décalé vers les températures élevées. Elle provient de la répartition géographique des bouées, plus nombreuses dans la Warm Pool et au niveau de l'équateur, là où se concentrent les eaux les plus chaudes.

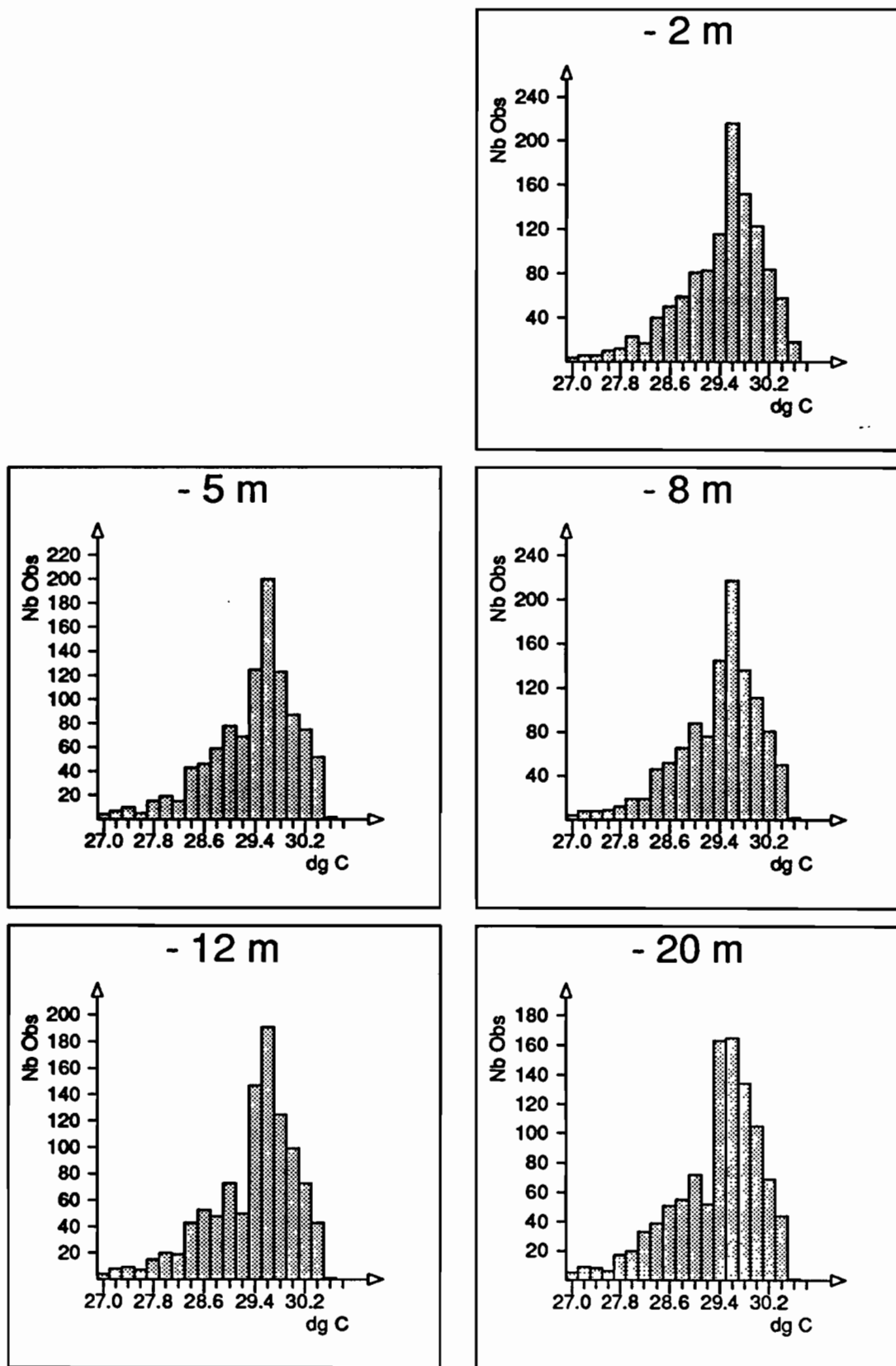


Fig. V.8 - Histogrammes des moyennes quotidiennes

moyenne quotidienne	- 2 m	- 5 m	- 8 m	-12 m	-20 m
nombre d'obs.	1158	1034	1148	1028	1048
minimum	27,04	27,02	26,98	27,01	26,95
maximum	30,64	30,60	30,56	30,56	30,51
moyenne	29,43	29,38	29,38	29,37	29,35
moyenne diurne					
nombre d'obs.	1158	1034	1148	1028	1048
minimum	27,08	27,04	27,00	27,05	26,99
maximum	30,91	30,69	30,60	30,59	30,55
moyenne	29,50	29,42	29,42	29,40	29,37
moyenne nocturne					
nombre d'obs.	1158	1034	1148	1028	1048
minimum	26,99	26,99	26,95	26,97	26,92
maximum	30,60	30,55	30,53	30,54	30,47
moyenne	29,38	29,34	29,35	29,34	29,32

Tableau V.9 - Eléments statistiques sur les moyennes quotidiennes, diurnes et nocturnes (en °C)

L'heure du minimum (cycles bruts ou sans tendance):

Les histogrammes de la figure V.10 représentent pour chaque niveau la répartition des heures auxquelles le minimum absolu de la température a été observé. On constate un mode important situé vers 4 ou 5 heures locales ainsi que la présence de pics secondaires vers 12 h et en fin de journée. Ces derniers sont nettement atténués lorsqu'on considère les graphes obtenus à partir des cycles *sans tendance* (fig. V.11). En effet, lorsque la température évolue de façon monotone durant 24 heures, le minimum est nécessairement en début ou en fin de cycle. Nos observations ne débutant pas toujours à la même heure mais généralement à 01UTC (10 à 12h loc.), à 07UTC (17 à 19h loc.) ou 13UTC (23 à 01h loc. le lendemain), nous obtenons plusieurs modes correspondants aux débuts ou fin de cycles.

Nous retiendrons donc que, lorsque le minimum a lieu en cours de cycle, il apparaît généralement en fin de nuit, vers 4 ou 5 heures locales.

L'heure du maximum :

Les histogrammes des répartitions des heures d'occurrence du maximum de température (fig. V.12 et V.13) montrent que celui-ci se produit généralement en cours d'après-midi, vers 14 ou 15 h loc. pour le niveau - 2 mètres, un peu plus tard pour les niveaux inférieurs. De même que pour les minima, la comparaison des figures V.12 (calculs sur cycles bruts) et V.13 (calculs sur les cycles sans tendance) suggère que les maxima observés en fin de matinée sont dus à des fins ou débuts de cycles.

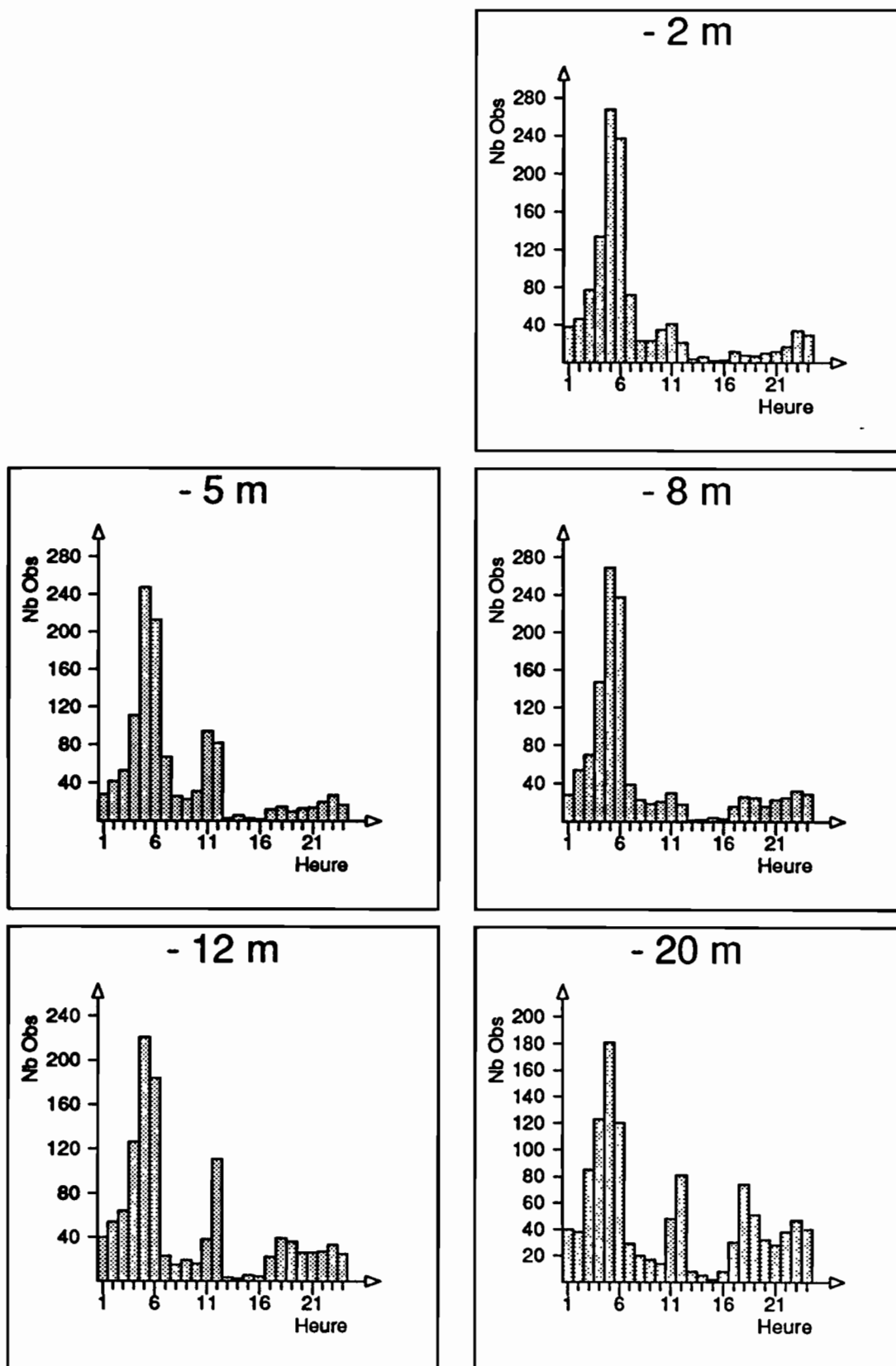


Fig. V.10 - Histogrammes des heures du minimum.

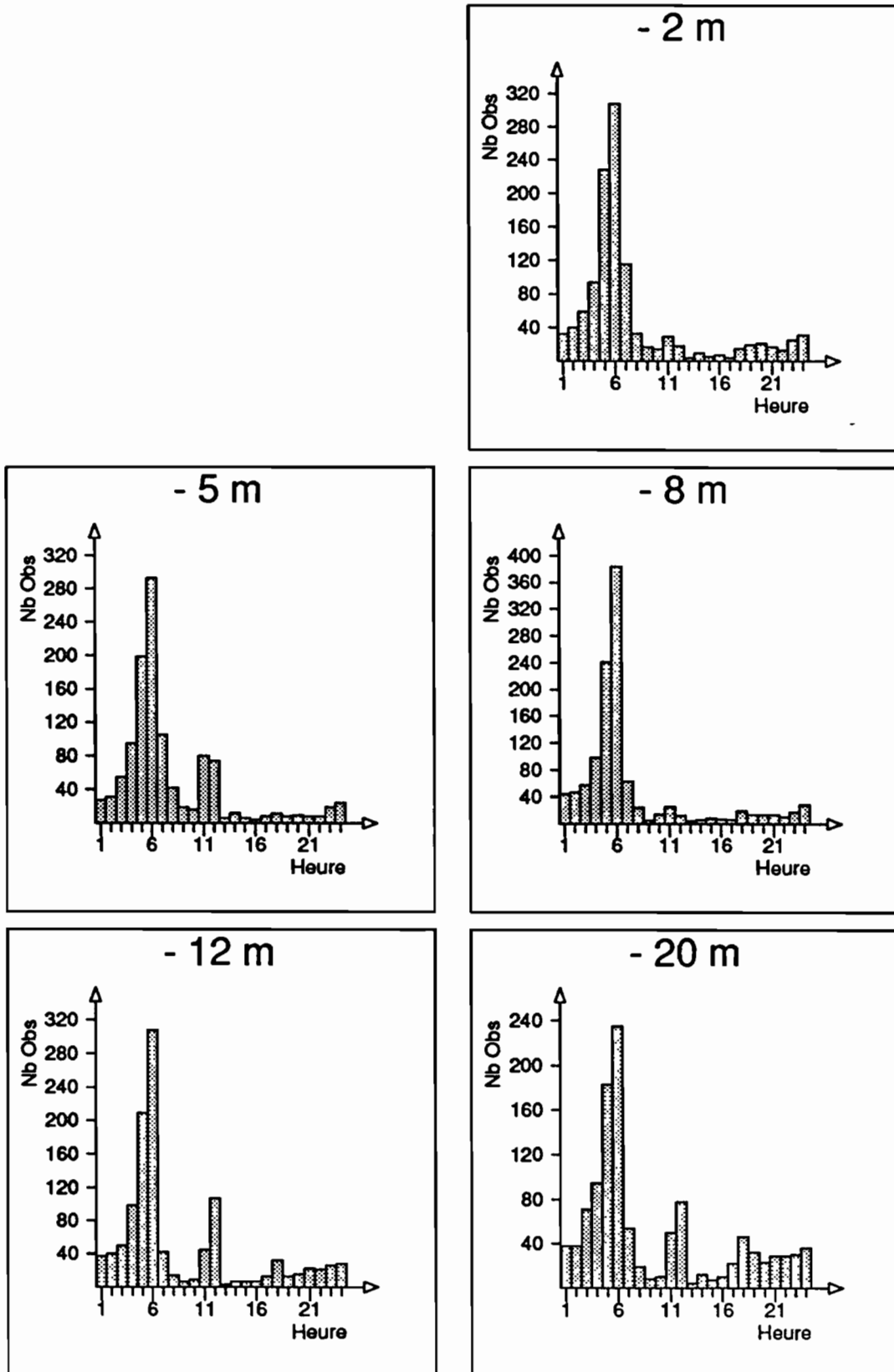


Fig. V.11 - Histogrammes des heures du minimum *sans tendance*.

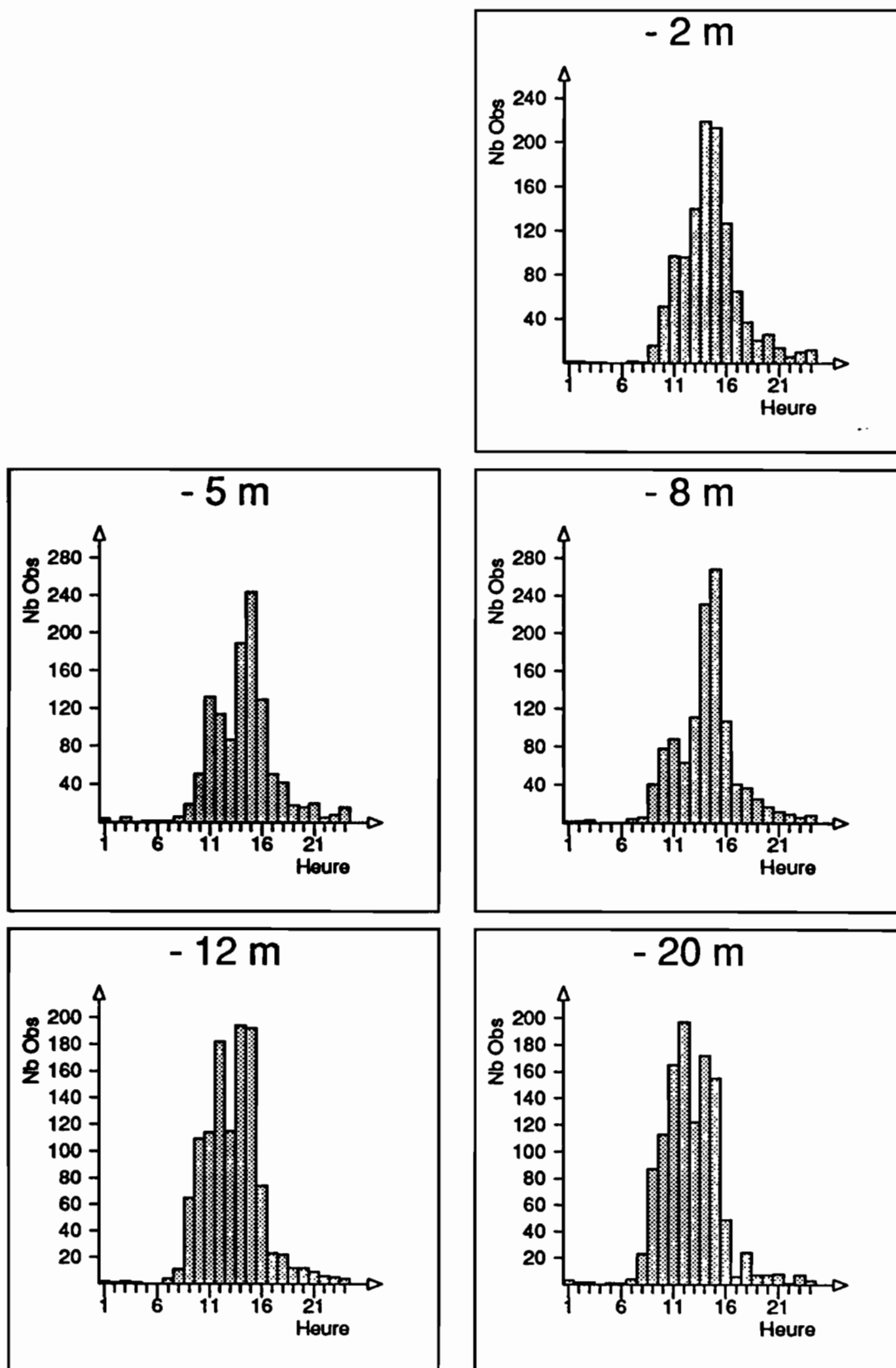


Fig. V.12 - Histogrammes des heures du maximum.

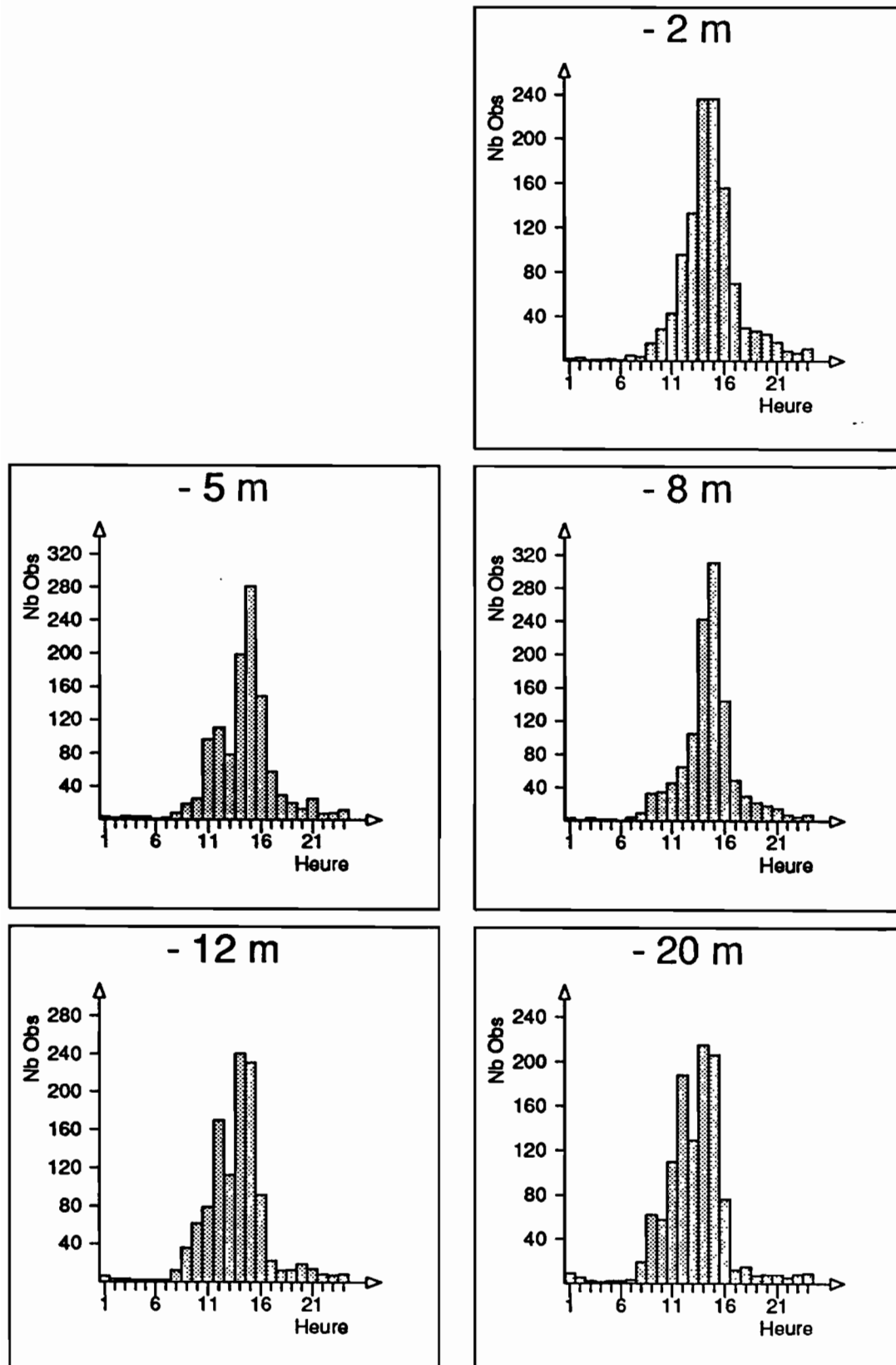


Fig. V.13 - Histogrammes des heures du maximum *sans tendance*.

Délai de propagation de la chaleur (cycles sans tendance):

Le tableau V.14 ci-dessous résume les résultats obtenus pour le calcul des paramètres de position à partir des cycles sans tendance. Comme, sous certaines conditions, ce critère n'est pas significatif, nous préférons utiliser la médiane et les quintiles plutôt que la moyenne et l'écart-type.

délai de propagation	-2 / -5m	-5 / -8 m	-8 / -12 m	-12 / -20m	-2 / -20 m
nombre d'obs.	1159	1159	1159	1159	1159
médiane	0	0	0	0	0
1er quintile	-2	-1	-2	-2	-3
2ème quintile	0	0	0	0	-1
3ème quintile	0	0	0	0	0
4ème quintile	1	1	1	2	1

Tableau V.14 - Eléments statistiques sur le délai de propagation (en heures).

Bien que dans la plupart des cas il n'y ait pas de délai, on notera tout de même que :

- dans 20% des cas (4^{ème} quintile) il y a un retard de l'ordre d'une heure entre l'heure du maximum à un niveau et celle du maximum au niveau inférieur.

- également dans 20% des cas (1^{er} quintile), on observe une avance proche de 2 heures entre l'occurrence du maximum à un niveau et celle au niveau inférieur. Bien qu'il soit alors délicat de parler de diffusion de la chaleur, nous retiendrons ce résultat car il correspond à un cas de figure fréquemment observé lors de l'analyse des courbes chronologiques des températures sur une journée.

A l'échelle de la journée, la température au sein de la COS évolue en moyenne de quelques dixièmes de degrés, avec une amplitude plus marquée en surface. Cependant, d'autres phénomènes de plus longue échelle temporelle ou liés au déplacement de la bouée peuvent engendrer en 24 heures des variations de température du même ordre de grandeur. Le cycle diurne présente un minimum de température en fin de nuit, vers 4 ou 5 heures locales pour tous les niveaux. Le maximum se produit en cours d'après-midi, aux environs de 14 ou 15 heures locales près de la surface et à des heures plus variables aux niveaux inférieurs. La différence de comportement entre la surface et les niveaux plus profonds indique que la propagation de la chaleur reçue en surface peut se faire selon différents processus

4 - Variabilité spatio-temporelle :

Dans l'espace :

La densité spatiale des observations, trop faible, ne permet pas une étude des variations au niveau du pavé. Par contre, si l'on définit des régions par regroupement de pavés, il devient possible de comparer les différents paramètres par une approche statistique. Le domaine a été divisé en trois régions selon la latitude (désignées par la suite par les termes zone Sud, zone équatoriale et zone Nord), délimitées à l'intérieur du domaine par les parallèles 5°S et 5°N. De même, selon la longitude, il a été défini une zone Ouest et une zone Est de part et d'autre du 160°E.

Nous avons édité dans les tableaux V.15 et V.16 les valeurs extrêmes et moyennes des paramètres tendance, amplitude sans tendance et moyenne quotidienne calculées aux niveaux -2 m et -20 m sur les cycles disponibles dans chaque zone.

Selon la latitude :

Les eaux les plus chaudes se trouvent dans la zone équatoriale. On remarque en particulier que la moyenne quotidienne la plus faible est nettement supérieure à celles observées dans les autres régions. D'autre part, dans cette zone, l'écart entre les moyennes des moyennes quotidiennes est le minimal (0,72°C contre 1,64°C et 0,97°C respectivement dans les zones Sud et Nord) et les variances calculées sont les plus faibles. C'est aussi à proximité de l'équateur que l'on observe les plus larges fourchettes de tendance, bien que les moyennes pour ce paramètre aux niveaux -2 et -20 m soient semblables à celles calculées pour les autres régions. Dans la zone Nord, les tendances sont les moins marquées tout comme les amplitudes (avec un maximum de seulement 0,57°C), contrairement à la région Sud où les phénomènes à l'échelle de la journée semblent plus importants.

	zone Sud (15°S à 5°S)		zone Equ. (5°S à 5°N)		zone Nord (5°N à 15°N)	
	- 2 m	- 20 m	- 2 m	-20 m	- 2 m	-20 m
tendance (°C)						
nombre d'obs.	306	249	553	526	250	227
minimum	-0,68	-0,40	-0,93	-0,39	-0,40	-0,39
maximum	0,64	0,41	0,87	0,75	0,35	0,31
moyenne	-0,033	-0,005	-0,039	-0,006	-0,023	0,002
amplitude sans tendance (°C)						
nombre d'obs.	306	249	553	526	250	227
minimum	0,06	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03
maximum	1,81	0,41	1,58	0,51	0,57	0,39
moyenne	0,431	0,152	0,356	0,145	0,216	0,121
moyenne quotidienne (°C)						
nombre d'obs.	317	258	581	553	260	237
minimum	27,04	27,00	28,31	28,26	27,06	26,95
maximum	30,62	30,50	30,64	30,51	30,18	29,86
moyenne	29,142	28,978	29,768	29,696	29,035	28,938
variance	0,537	0,569	0,202	0,204	0,445	0,456

Tableau V.15 - Variations selon la latitude

	zone Ouest (130°E à 160°E)		zone Est (160°E à 180°)	
tendance (°C)	- 2 m	- 20 m	- 2 m	- 20 m
nombre d'obs.	301	273	808	729
minimum	-0,93	-0,40	-0,83	-0,33
maximum	0,41	0,31	0,87	0,75
moyenne	0,040	-0,012	-0,031	-0,001
amplitude sans tendance (°C)	- 2 m	- 20 m	- 2 m	- 20 m
nombre d'obs.	301	273	808	729
minimum	0,03	0,03	0,03	0,03
maximum	1,21	0,46	1,81	0,51
moyenne	0,299	0,142	0,362	0,141
moyenne quotidienne (°C)	- 2 m	- 20 m	- 2 m	- 20 m
nombre d'obs.	324	295	834	753
minimum	28,00	28,01	27,04	26,95
maximum	30,51	30,35	30,64	30,56
moyenne	29,465	29,378	29,419	29,336
variance	0,303	0,303	0,514	0,555

Tableau V.16 - Variations selon la longitude

Selon la longitude :

Les températures moyennes quotidiennes sont homogènes. Si le calcul montre des eaux légèrement plus chaudes dans la zone Ouest, les valeurs extrêmes et la variance indiquent une plus grande variabilité dans la zone Est. C'est aussi dans cette région que les tendances sont les plus marquées, à tous les niveaux, et que les amplitudes sont les plus fortes, surtout en surface.

Dans le temps : Variabilité interannuelle :

La répartition temporelle des données disponibles sur notre domaine n'est pas suffisante pour étudier la variabilité à l'échelle saisonnière. Aussi, nous nous limitons à l'échelle interannuelle. Pour cela, nous avons choisi de diviser la période globale (12/89 à 05/92) en deux époques, la première comprenant le mois de décembre 1989 et l'année 1990, la seconde débutant au 1^{er} janvier 1991 pour se terminer en mai 1992. Ce choix a été en partie motivé par l'apparition d'un phénomène El Niño-Oscillation Australe durant la seconde époque, tandis que la première fut *normale*. De plus, cette répartition nous a permis d'obtenir un nombre de cycles du même ordre de grandeur sur les deux périodes.

Le tableau V.17 reprend quelques éléments statistiques calculés sur les tendances, les amplitudes sans tendance et les moyennes quotidiennes observées sur l'ensemble du domaine durant les deux périodes.

	période 1 (12/89 à 12/90)		période 2 (01/91 à 05/92)	
	- 2 m	-20 m	- 2 m	-20 m
tendance (°C)				
nombre d'obs.	556	487	553	515
minimum	-0,68	-0,40	-0,93	-0,39
maximum	0,55	0,31	0,87	0,75
moyenne	-0,015	-0,001	-0,053	-0,007
amplitude sans tendance (°C)	- 2 m	-20 m	- 2 m	-20 m
nombre d'obs.	556	487	553	515
minimum	0,03	0,03	0,04	0,04
maximum	1,81	0,46	1,58	0,51
moyenne	0,269	0,126	0,421	0,156
moyenne quotidienne (°C)	- 2 m	- 20 m	- 2 m	-20 m
nombre d'obs.	586	515	572	533
minimum	27,04	27,00	27,06	26,95
maximum	30,29	30,18	30,64	30,51
moyenne	29,168	29,070	29,702	29,617
variance	0,368	0,398	0,399	0,422

Tableau V.17 - Variations interannuelles

On observe des températures moyennes quotidiennes plus fortes durant la seconde période, avec une moyenne supérieure de plus de un demi degré à - 2 et - 20 m par rapport à la première époque. Ce réchauffement est à mettre en relation avec l'épisode ENOA qui s'est déclenché durant cette période. Les amplitudes sans tendances sont également plus importantes en moyenne durant cette seconde époque, traduisant des évolutions journalières plus marquées. Enfin, malgré le réchauffement d'une période à l'autre, on constate que les tendances calculées en 91/92 ont une moyenne négative non négligeable (-0,053°C en 24 heures), qui correspond à la *vidange* de la Warm Pool vers le Pacifique Central pendant le phénomène ENOA.

Bouée n°12087

Les flèches indiquent la position de la bouée le 23 Mai et le 16 décembre 1990.

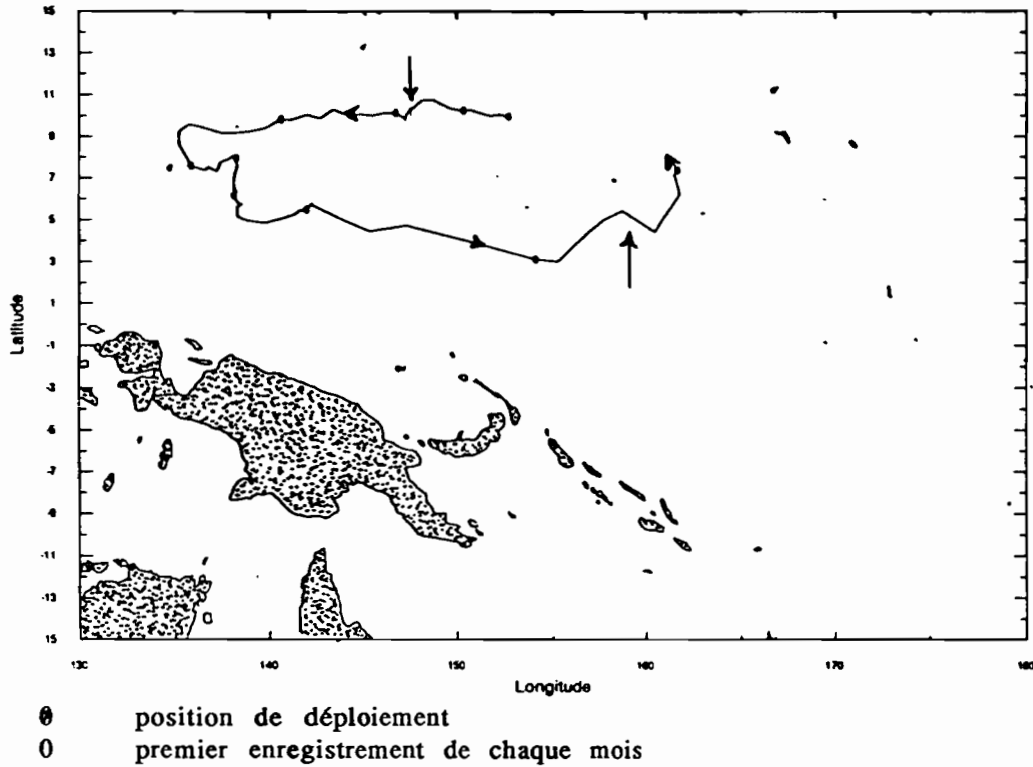


Fig.V.18 - trajectoire de la bouée 12087

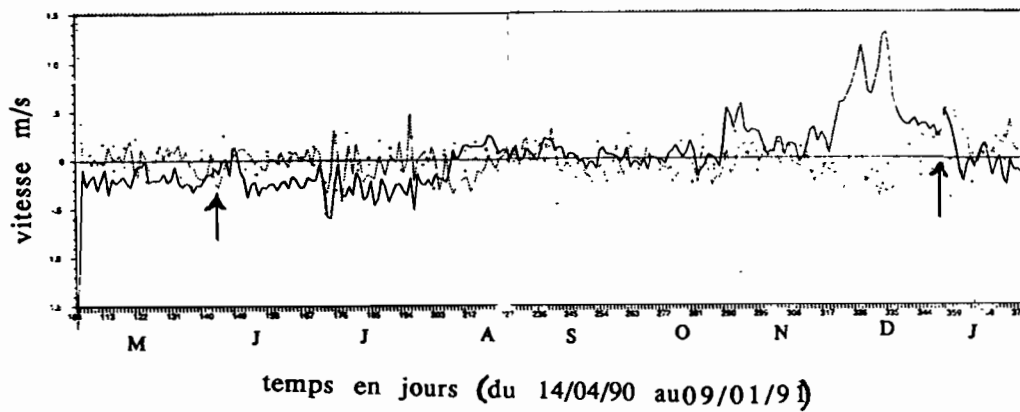


Fig.V.19 - Vitesses zonale et méridienne

5 - Etude descriptive :

Lors de la visualisation et de la correction des cycles diurnes, nous avons constaté qu'il était relativement aisé de distinguer différentes catégories de cycles. Il a été possible de mettre en évidence quatre classes dans lesquelles se trouvent respectivement :

- les cycles à réchauffement différentiel,
- ceux présentant une inversion de température,
- les cycles homogènes,
- et enfin les cycles marqués par une évolution diurne tardive et/ou des chutes ou hausses brutales de température.

Nous présenterons dans ce paragraphe un élément caractéristique de chaque classe.

5.1. Les cycles à réchauffement différentiel :

Le cycle enregistré le 23 mai 1990 par la bouée 12087 illustre cette catégorie. Dans un premier temps nous analyserons la trajectoire et les vitesses zonale et méridienne de cette bouée puis nous décrirons plus particulièrement le cycle et nous nous interrogerons sur les résultats obtenus.

5.1.1 Trajectoire et vitesses de la bouée 12087 :

(cf.fig.V.18 et fig.V.19)

Les données fournies par cette bouée ont été retenues du 17 avril 1990 au 9 janvier 1991. La trajectoire du flotteur 12087 montre une quasi continuité des données durant toute cette période (excepté le 25 novembre 1990).

Durant les premiers mois (avril à mi-juillet) cette bouée entraînée par le Courant Equatorial Nord se déplace rapidement vers l'Ouest. La vitesse zonale globalement négative et la vitesse méridienne tantôt positive tantôt négative mais oscillant rapidement autour de zéro caractérisent la trajectoire Ouest-Nord-Ouest à Ouest-Sud-Ouest de ce flotteur. Puis, en raison de courants tourbillonnaires dans la région où le Contre Courant Equatorial Nord (CCEN) prend naissance, la trajectoire de la bouée s'infléchit vers le Sud et le Sud-Est. A partir de la mi-juillet, la vitesse zonale est globalement positive, la composante méridienne oscille toujours autour de zéro mais de façon plus marquée. Durant cette période, la bouée est entraînée par le CCEN. A la fin novembre, un coup de vent d'Ouest est enregistré. Les courants induits par ces vents font converger la bouée vers l'équateur. Dès qu'ils faiblissent, le CCEN devient prédominant et le flotteur ne peut être maintenu longtemps dans la veine de vitesses maximales de ce courant divergent (présence de tourbillons sur les bords du CCEN) ; la trajectoire de la bouée s'infléchit vers le Nord-Est. A la mi-décembre, sous l'influence d'un nouveau coup d'Ouest, le flotteur se dirige successivement vers le Sud-Est, le Nord-Est puis le Nord-Nord-Ouest.

Le cycle choisi ayant été enregistré le 23 mai 1990, nous allons nous intéresser plus particulièrement à la trajectoire de ce flotteur durant les mois de mai et juin. Au cours du mois de mai, il a été enregistré un déplacement Est/Ouest de $3,8^\circ$ et Nord/Sud de 1° . En juin, le déplacement zonal

Bouée 12087

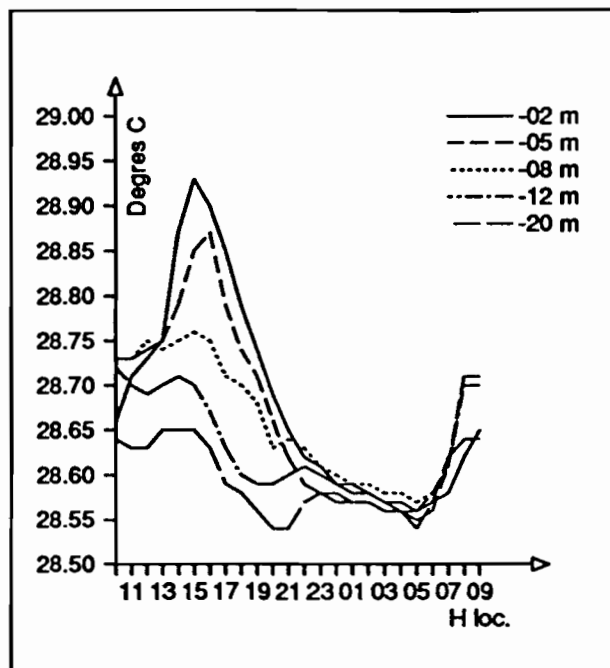


Fig.V.20 - Graphe du cycle diurne du 23 mai 1990

Paramètres	- 2 m	- 5 m	- 8 m	-12 m	- 20 m	écart 2/20 m
Tendance	- 0,01	- 0,02	- 0,02	- 0,02	0,00	
Amplitude	0,37	0,32	0,19	0,16	0,11	
Amplitude sans tend.	0,36	0,31	0,18	0,14	0,11	
Température moyenne	28,68	28,67	28,66	28,63	28,60	
Temp. moy. jour	28,75	28,75	28,72	28,68	28,63	
Temp. moy. nuit	28,61	28,59	28,61	28,58	28,56	
Heure mini	5	5	5	4	20	
Heure mini sans tend.	5	5	5	4	20	
Heure maxi	15	16	15	10	13	
Heure maxi sans tend.	15	16	15	10	13	
Propagation		1	- 1	- 5	3	- 2
Propagation sans tend.		1	- 1	- 5	3	- 2
Heure d'homogénéisation	24					

Tableau.V. 21 - Paramètres descriptifs

est plus rapide (6°) alors que la variation Nord/Sud est plus faible ($0,6^\circ$). Il semblerait donc que la bouée se soit retrouvée plus au "coeur" du Courant Equatorial Nord ou bien que l'intensité de celui-ci ait varié au cours des mois de mai et juin.

5.1.2. Description du cycle et exploitation des calculs :

Pour analyser ce cycle, nous disposons de son graphe (cf.figV.20) et des différents critères décrits dans le paragraphe V.2 Le tableau.V.21 présente les résultats obtenus pour les cinq capteurs de subsurface.

La tendance :

Les valeurs de ce paramètre calculées pour chaque capteur sont faiblement négatives (0 à $-0,02^\circ\text{C}$). On ne peut donc pas parler de refroidissement car les résultats sont de l'ordre de l'erreur de précision de la mesure de la température.

L'amplitude et l'amplitude sans tendance :

Dans le cas présent, les résultats obtenus lors du calcul de l'amplitude ou de l'amplitude sans tendance sont similaires ; l'écart entre ces deux paramètres, inférieur à $0,02^\circ\text{C}$, ne justifie pas une analyse séparée.

On constate une décroissance de l'amplitude lorsque la profondeur augmente. En effet, à -2 m l'amplitude du cycle est de $0,37^\circ\text{C}$ alors qu'à -20 m elle n'est que de $0,11^\circ\text{C}$. Le réchauffement à -20 m est donc inférieur à celui enregistré à -2 m. Cette différence est liée à l'atténuation du rayonnement solaire avec la profondeur.

les observations atmosphériques enregistrées à 13h et 16h locales et émanant de navires météorologiques sélectionnés indiquent que ce 23 mai 1990, dans cette région, la journée a été bien ensoleillée avec un régime d'alizés modérés. En effet, aux heures des messages, la nébulosité, généralement importante à la mi-journée, n'est que de 2 octas.

L'amplitude du cycle diurne est donc étroitement liée à l'ensoleillement et au vent (force, direction). Le vent faible empêche le développement de la turbulence ; la structure de la couche de mélange est donc bien stratifiée au cours de journées de ce type.

La température moyenne quotidienne, les températures moyennes du jour et de la nuit :

La température moyenne quotidienne décroît avec la profondeur. Toutefois, la variation d'un niveau à l'autre est faible (de l'ordre de $0,01^\circ\text{C}$ à $0,08^\circ\text{C}$).

En analysant plus en détail les résultats des moyennes diurne et nocturne, on remarque que l'écart des températures moyennes entre les différents capteurs est plus faible la nuit que le jour ce qui indique une homogénéisation de la couche superficielle océanique en cours de nuit. De plus l'écart entre les moyennes diurne et nocturne décroît avec la profondeur ($0,14^\circ\text{C}$ à -2m, $0,07^\circ\text{C}$ à -20m). On en déduit que les pertes et les

gains de chaleur sont plus sensibles pour la couche comprise entre la surface et les premiers mètres, -8m dans le cas présent.

Heure du minimum et heure du minimum sans tendance :

La suppression de la tendance ne modifie pas l'heure du minimum à tous les niveaux.

La température minimale a été enregistrée à 5h du matin sur les trois premiers niveaux et à 4h à -12m. Par contre, à -20m, elle est survenue à 20h.

En observant le graphe (fig.V.20), on remarque que la température décroît à partir de 14h à -12m, 15h pour les niveaux -2, -8, et -20m et 16h pour le capteur à -5m. Alors que les capteurs situés à -2m et -5m enregistrent une chute de la température jusqu'à 5h (avec toutefois une pente moins importante de 22h à 5h), on observe pour les autres capteurs un réchauffement en début de nuit vers 19/20h. Cette variation de température de quelques centièmes affecte les niveaux -8m (+0,02°C en 1h), -12m (+0,02°C en 2h) et -20m (+0,04°C en 3h). Puis la température décroît à tous les niveaux jusqu'à atteindre sa valeur minimale vers 4/5h le matin.

L'analyse de ce graphe montre qu'il existe bien un minimum à 5h au niveau -20m, mais ce pic est masqué dans les calculs par le premier minimum enregistré à 20h.

Heure du maximum et heure du maximum sans tendance :

En raison des faibles valeurs de la tendance, les deux paramètres sont équivalents.

La température maximale a été enregistrée vers 15/16h pour les capteurs à -2, -5 et -8m. A -12m, le maximum est détecté à 10h locales soit en tout début de cycle. Ne possédant pas les données de températures aux heures précédentes, il est difficile d'expliquer ce premier maximum. Le deuxième pic, enregistré pour ce niveau, a eu lieu à 14h. Pour le capteur située à -20m, la température maximale apparaît à 13h locales. On peut s'interroger sur le ou les phénomènes engendrant ce décalage dans l'heure d'enregistrement de la température maximale et surtout sur le fait que le premier maximum enregistré survienne à -20m (sans considérer le premier pic à -12m).

Propagation de la chaleur et propagation sans tendance :

Les résultats obtenus pour ces deux paramètres sont similaires. On remarque toutefois que les valeurs sont tantôt positives, tantôt négatives. A -8, -12 et -20m on observe deux pics caractéristiques enregistrés respectivement vers 13/15h et 19/20h. En début de journée, le gradient thermique de la COS est faible, le réchauffement par rayonnement solaire se propage rapidement. Au fil des heures, ce gradient croît, ralentissant la propagation de la chaleur vers les couches inférieures. Les premiers maxima enregistrés aux niveaux -8, -12 et -20m sont directement liés à ces phénomènes. A la mi-journée, la chaleur reçue par ces niveaux est inférieure à la chaleur perdue ce qui entraîne une chute de température apparaissant tout d'abord à -20m puis à -12 et enfin à -8m. Les seconds maxima enregistrés en fin de journée/début de nuit résultent de la propagation de la chaleur des couches supérieures vers les couches inférieures par brassage.

Heure d'homogénéisation :

L'homogénéisation de la couche océanique superficielle, ou couche convective¹, est enregistrée à 24h.

Réflexions :

L'analyse particulièrement détaillée de ce cycle nous a permis de mettre en évidence différents points:

- Le réchauffement par rayonnement solaire se propage rapidement lorsque la couche superficielle océanique est homogène. A partir de 5h, on observe une hausse brutale de la température à tous les niveaux. Cette propagation devient plus lente dès l'apparition d'un gradient thermique. Ceci explique les premiers pics enregistrés à la mi-journée sur les niveaux les plus bas

- En fin d'après midi, la décroissance rapide de la température à tous les niveaux est liée à une diminution du rayonnement solaire ainsi qu'à une intensification des phénomènes de mélange.

- Les deuxièmes pics de température enregistrés sur les trois derniers niveaux résultent de la propagation de la chaleur vers les niveaux inférieurs.

5.2 Les cycles présentant une inversion de température :

Le cycle du 5 septembre 1991 enregistré par la bouée 12092 est représentatif de cette classe.

5.2.1 Trajectoire et vitesses de la bouée 12092 :

(cf.fig.V.22 et fig.V.23)

Cette bouée, mise à l'eau le 25 juillet 1991, est présente dans notre domaine jusqu'au 17 février 1992, date à laquelle elle a cessé d'émettre. Durant cette période les données sont continues.

De fin juillet à mi-novembre les vitesses zonale et méridienne tantôt positives, tantôt négatives, dépassant rarement 0,4 m/s en valeur absolue, caractérisent une trajectoire assez chaotique. Globalement ce flotteur se dirige vers le Sud-Ouest mais son déplacement relativement lent suit des courants induits par des vents variables et faibles. De mi-novembre à fin décembre la vitesse zonale est négative, la trajectoire vers l'Ouest

¹ Ce terme définit par F.Bradley fait référence aux 20 premiers mètres de la couche de mélange océanique. En périodes calmes, il existe un gradient de densité séparant la couche convective d'une couche "fossile" résultante des conditions atmosphériques antérieures. (communication personnelle)

Bouée n°12092

Les flèches indiquent la position de la bouée le 5 septembre 1990.

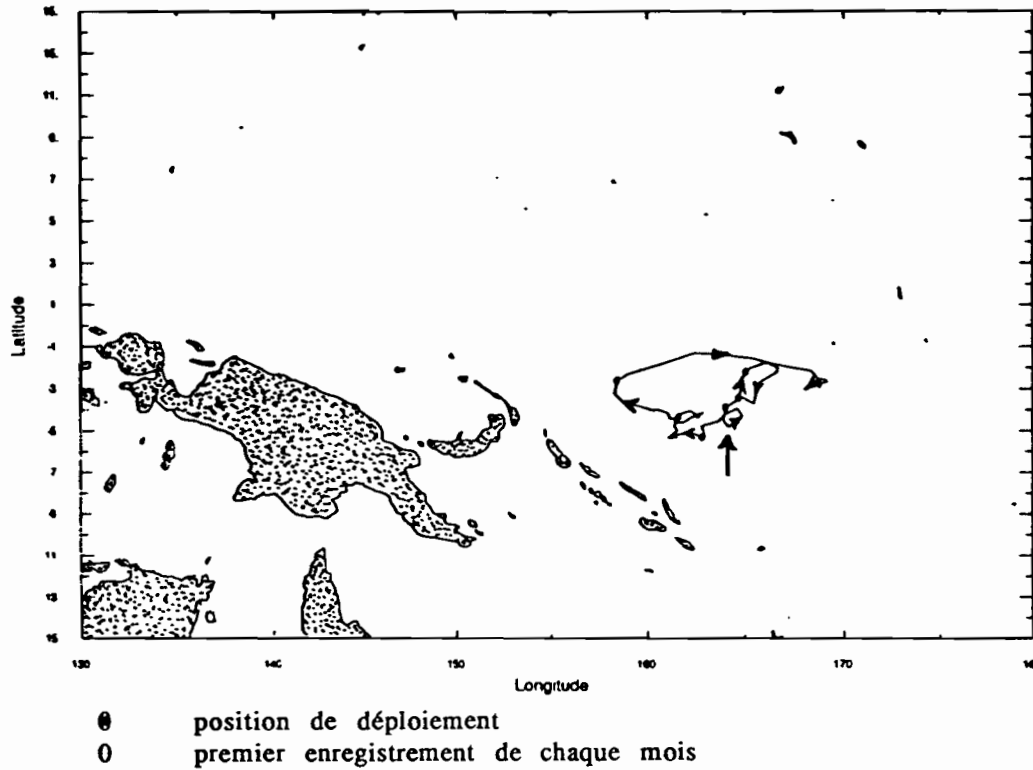


Fig.V.22 - trajectoire de la bouée 12092

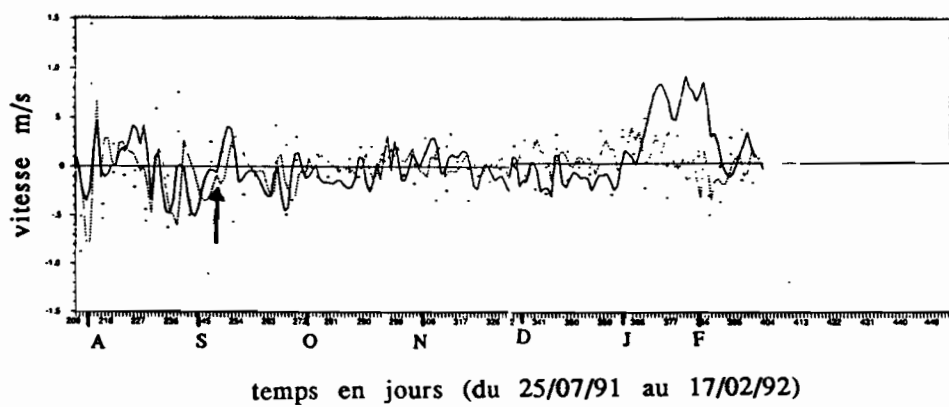


Fig.V.23 - Vitesses zonale et méridienne

s'accélère. Au cours du mois de janvier les vitesses zonale et méridienne sont positives la première moitié du mois, puis la composante méridienne devient négative ; des vents d'Ouest soutenus génèrent un flux rapide qui entraîne la bouée vers le Nord-Est puis vers l'Est-Sud-Est. Dans cette région, une renverse de vent (d'Est vers l'Ouest) engendre l'apparition d'un jet en surface, dit "jet de Yoshida", propre à la dynamique équatoriale. Sous l'influence d'El Niño 91-92, des vents d'Ouest soutenus sont enregistrés dans cette région. En février, le déplacement est à nouveau chaotique, la bouée n'est plus entraînée par le flux rapide vers l'Est. Il semblerait que ce courant intéresse la zone plus au nord de la trajectoire (Nord du 2,5°S) ou bien qu'il ait perdu de son intensité.

Le cycle représentant cette classe ayant été enregistré le 5 septembre 1991 par 4,55° de latitude Sud et 163,94° de longitude Est, nous allons nous intéresser plus particulièrement à la trajectoire de ce flotteur au cours des mois d'août et septembre. Au mois d'août, il a été enregistré un déplacement Est/Ouest de 2,4° et Nord/Sud de 2°. En septembre les déplacements Est/Ouest et Nord/Sud sont légèrement plus lents (respectivement 2° et 1,5°). Les courants faibles durant cette période et dans cette région engendrent un déplacement tourbillonnaire de ce flotteur.

5.2.2 Description du cycle et exploitation des calculs :

Pour cette analyse, nous disposons du graphe (cf.fig.V.24) et du tableau récapitulatif des résultats obtenus pour les cinq capteurs de subsurface (tableau.V.25).

La tendance :

On remarque que la tendance varie avec la profondeur. En effet, les valeurs de ce paramètre calculées pour chaque niveau sont plus importantes à -2m (-0,14°C) qu'à -20m (-0,03°C). Le refroidissement est donc plus sensible au sommet de la couche superficielle océanique. Il sera intéressant dans la suite de cette étude de comparer les résultats des différents paramètres avant et après suppression de la tendance.

L'amplitude et l'amplitude sans tendance :

Globalement ces deux paramètres varient de la même façon. On observe une décroissance de l'amplitude lorsque la profondeur augmente. Les pertes et gains de chaleur sont plus marqués à -2m qu'à -20m.

La température quotidienne moyenne, les températures moyennes du jour et de la nuit :

Mis à part à -2m, la température moyenne quotidienne est relativement homogène. En effet, pour ce paramètre, l'écart calculé entre les niveaux -5, -8, -12 et -20m est au plus de 0,02°C. A -2m, l'écart avec les autres niveaux est de 0,04° à 0,06°C.

Une analyse plus détaillée des températures moyennes diurne et nocturne montre que les températures les plus faibles sont obtenus à -2m. En effet, le jour la moyenne maximale est enregistrée à -5m, les autres niveaux présentent des températures moyennes homogènes (30,08°C/30,09°C). Mais la

Bouée 12092

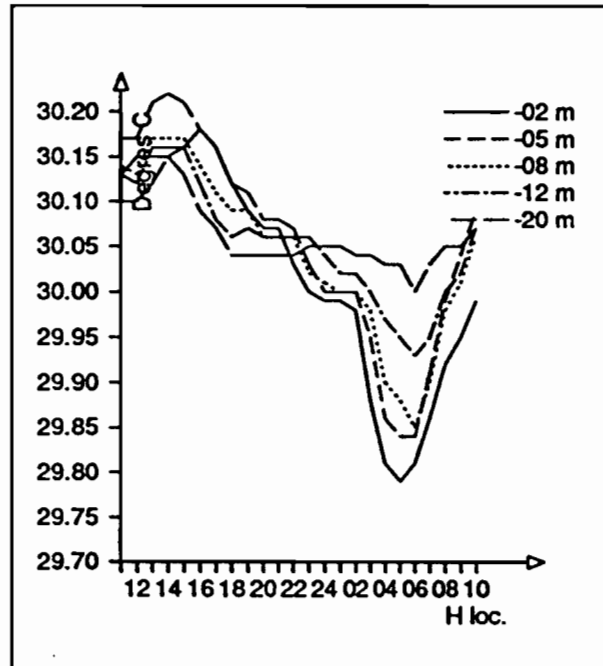


Fig.V.24 - Graphe du cycle diurne du 5 septembre 1991

Paramètres	- 2 m	- 5 m	- 8 m	-12 m	- 20 m	écart 2/20 m
Tendance	- 0,14	- 0,08	- 0,08	- 0,06	- 0,03	
Amplitude	0,39	0,38	0,32	0,23	0,15	
Amplitude sans tend.	0,31	0,33	0,27	0,19	0,13	
Température moyenne	30,02	30,06	30,04	30,05	30,06	
Temp. moy. jour	30,08	30,12	30,09	30,09	30,08	
Temp. moy. nuit	29,96	29,99	29,99	30,02	30,04	
Heure mini	5	5	6	6	6	
Heure mini sans tend.	5	5	6	6	6	
Heure maxi	16	14	13	13	14	
Heure maxi sans tend.	16	14	15	15	14	
Propagation		- 2	- 1	0	- 1	- 2
Propagation sans tend.		- 2	1	0	- 1	- 2
Heure d'homogénéisation	17					

Tableau.V.25 - Paramètres descriptifs

nuit, on peut remarquer une inversion de température ; la moyenne croît de 29,96°C (-2m) à 30,04°C (-20m). La figV.24 indique que l'inversion débute vers 21h locales.

Nous disposons de paramètres météorologiques quotidiens moyens enregistrés par une bouée ATLAS. Le 5 septembre 1991, le vent de secteur Est-Nord-Est souffle modérément (4m/s), la température moyenne de l'air est de 27°C. Ce régime d'alizés persiste depuis plus de 4 jours, la vitesse moyenne du vent a peu varié. N'ayant pas d'autres paramètres atmosphériques pour nous apporter des indications supplémentaires, nous pouvons nous interroger sur l'apparition de cette inversion de température.

D'après les résultats analysés dans le chapitre V.3 (description statistique des cycles) on note que les températures moyennes océaniques sont élevées. La température moyenne de l'air étant inférieure d'environ 3°C, le flux de chaleur perdu par la couche superficielle océanique est important. Mais ce phénomène qui ne modifie pas la salinité ne peut pas entraîner une telle inversion de température qui conduirait à un profil instable irréaliste car la couche serait alors homogénéisée par convection.

C'est donc un apport d'eau douce qui dessale et stabilise les couches superficielles océaniques autorisant alors des inversions de températures. F.Bradley (CSIRO, Australie), au cours différentes campagnes océanographiques dans le PEO, a observé que le maximum d'activité convective a lieu vers 5h du matin (communication personnelle); ce qui correspond à l'inversion de température maximale enregistrée pour ce cycle. Des pluies faibles en début de nuit s'intensifiant vers 4/5h du matin ont donc refroidi les niveaux supérieurs. Au lever du jour, le réchauffement des couches superficielles par rayonnement solaire annihile l'inversion.

Heure du minimum et du minimum sans tendance :

Supprimer la tendance n'a pas modifié l'heure du minimum de température aux différents niveaux.

On constate que la température minimale se produit en fin de nuit vers 5h/6h. Il n'y a donc pas de différences importantes entre les niveaux.

Heure du maximum et du maximum sans tendance :

La température maximale a été enregistrée à 13h pour les niveaux à -8 et -12m, 14h à -5 et -20m et 16h à -2m. Si on supprime la tendance, le premier pic apparaît à 14h à -5m, à 15h aux niveaux -8 et -12m, la température maximale est toujours enregistrée à 16h à -2m. Malgré la prise en compte de la tendance, le décalage dans les heures de la température maximale ne trouve pas encore de justification satisfaisante.

Propagation et propagation sans tendance :

Ces paramètres présentent des résultats négatifs similaires mis à part à -8 et -20m. Selon que l'on ôte ou non la tendance, la propagation entre les niveaux -5 et -8m ou -12 et -20 m est tantôt positive tantôt négative. Un résultat positif indique une propagation de chaleur vers les niveaux inférieurs. Les valeurs négatives sont plus délicates à analyser. En observant le graphe, on peut s'interroger sur l'allure de la courbe enregistrée par le capteur à -2m au cours de la journée. Pourquoi l'amplitude de ce niveau est-

elle plus faible que celle enregistrée à -5m ? Quels phénomènes sont responsables du retard dans l'apparition du pic maximum ?

Homogénéisation :

L'écart minimal entre les différents niveaux a eu lieu à 17h, soit peu de temps après les maxima en surface. Il semblerait d'après les résultats précédemment analysés que cette homogénéisation de la couche superficielle océanique intervienne relativement tôt. Au cours de la journée le gradient thermique est faible. Un renforcement du vent précédent les précipitations explique l'homogénéisation rapide de la COS avant la formation de l'inversion.

Réflexions :

L'observation de ce cycle et l'analyse des calculs ont permis de mettre en évidence les particularités suivantes:

- l'amplitude de la courbe de température est plus faible à -2m qu'à -5m. Le maximum enregistré par le capteur à -2m apparaît après ceux des autres niveaux.

- la nuit, on remarque un phénomène d'inversion de la température aux différents niveaux, maximale à 5h du matin.

Des conditions météorologiques particulières telles qu'un écart important entre les températures moyennes de l'air et de l'océan et surtout un apport d'eau douce sont directement responsables de ces "anomalies". L'intensification des précipitations en cours de nuit liée au développement de l'activité convective atmosphérique (maximale vers 5h) est responsable de cette inversion de la température et stabilise la COS.

5.3 Les cycles homogènes :

Le cycle enregistré le 16 décembre 1990 (158,78°E, 5,45°N) par la bouée 12087 est caractéristique de cette classe. La trajectoire du flotteur, présentée fig.V.18 et fig.V.19, ayant déjà été analysée dans le chapitre V.5.1 nous nous bornerons à la décrire plus en détail au cours des mois de novembre et décembre.

Durant le mois de novembre, entraînée par le Contre Courant Equatorial Nord, la bouée s'est déplacée très rapidement vers le Sud-Est (déplacement Ouest/Est de 12° et Nord/Sud de 2,5°). A la fin novembre la vitesse zonale atteint son maximum, 1,3 m/s. En décembre, le déplacement de la bouée est toujours rapide (déplacement Ouest/Est de 7° et Sud/Nord de 3,5°) mais toutefois sujet à des variations de direction. Les coups de vents d'Ouest enregistrés fin novembre et mi-décembre induisent des flux d'Est rapides et engendrent la convergence des flotteurs vers l'équateur.

Bouée 12087

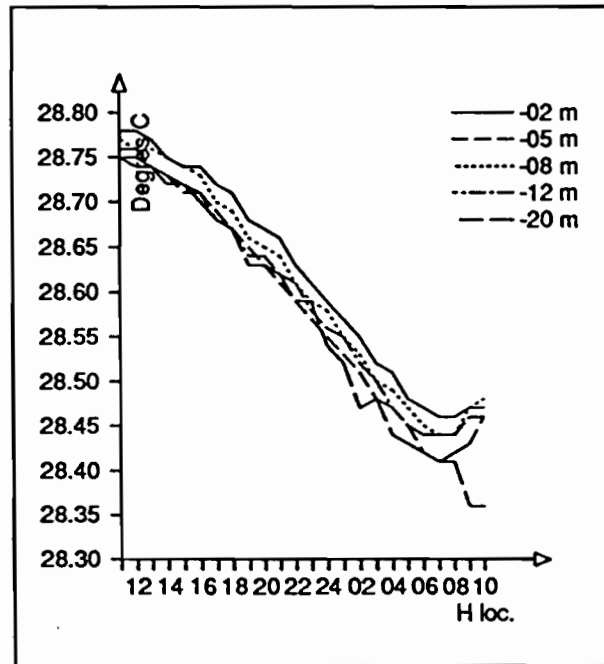


Fig.V.26 - Graphe du cycle diurne du 16 décembre 1990

Paramètres	- 2 m	- 5 m	- 8 m	-12 m	- 20 m	écart 2/20 m
Tendance	- 0,31	- 0,29	- 0,29	- 0,30	-0,39	
Amplitude	0,32	0,34	0,33	0,32	0,39	
Amplitude sans tend.	0,08	0,11	0,10	0,09	0,07	
Température moyenne	28,62	28,58	28,60	28,59	28,57	
Temp. moy. jour	28,65	28,62	28,64	28,63	28,61	
Temp. moy. nuit	28,58	28,54	28,56	28,55	28,53	
Heure mini	7	7	7	6	9	
Heure mini sans tend.	5	6	6	5	2	
Heure maxi	11	11	11	11	11	
Heure maxi sans tend.	16	16	16	16	23	
Propagation		0	0	0	0	0
Propagation sans tend.		0	0	0	7	7
Heure d'homogénéisation	17					

Tableau.V.27 - Paramètres descriptifs

5.3.1 Description du cycle et exploitation des calculs :

Les calculs et le graphe se rapportant à ce cycle sont présentés dans le tableau V.27 et fig.V.26.

la tendance :

On observe, pour ce paramètre, des valeurs relativement importantes mais toutefois homogènes sur les différents niveaux. En effet, la tendance, de l'ordre de $-0,31^{\circ}\text{C}$ jusqu'à -12m , est légèrement supérieure à -20m ($-0,39^{\circ}\text{C}$). Le refroidissement enregistré au cours des 24h est donc important. Il peut être intéressant d'analyser les divers paramètres avant et après suppression de la tendance.

L'amplitude et l'amplitude sans tendance :

L'analyse de l'amplitude n'est pas significative car les valeurs obtenues ne représentent pas uniquement la variation diurne de la température ; un refroidissement à une échelle temporelle plus importante intervient.

L'amplitude sans tendance est plus intéressante. Les résultats relativement faibles ($0,04^{\circ}$ à $0,08^{\circ}\text{C}$) sont homogènes sur l'ensemble des niveaux. Une observation météorologique enregistrée à 10h locales et émanant d'un navire météorologique sélectionné, indique une couverture nuageuse de 8 octas. L'influence du rayonnement solaire sur l'amplitude se confirme avec, dans ce cas, une faible amplitude.

La température moyenne quotidienne, les températures moyennes du jour et de la nuit :

La température moyenne quotidienne est relativement homogène sur les différents niveaux. On peut toutefois remarquer une valeur légèrement supérieure à -2m ($28,62^{\circ}\text{C}$) et plus faible à -20m ($28,57^{\circ}\text{C}$).

L'écart entre les moyennes diurnes et nocturnes, respectivement supérieures et inférieures aux températures moyennes quotidiennes, est constant à tous les niveaux ($0,08^{\circ}\text{C}$). L'évolution de la température est uniforme dans la couche superficielle océanique, homogène.

Heure du minimum et du minimum sans tendance :

Les résultats diffèrent légèrement si on considère l'un ou l'autre des paramètres.

La température minimale a été enregistrée à 6/7h du matin jusqu'à -12m , 9h pour le niveau le plus bas. En supprimant la tendance, ces minima ont lieu à 5/6h excepté à -20m (2h). Ce résultat particulier pour le niveau le plus bas peut provenir d'une correction trop importante liée à la tendance (dont la valeur maximale était enregistrée à -20m).

Heure du maximum et du maximum sans tendance :

La température maximale a été enregistrée pour tous les niveaux à 11h, heure à laquelle débute ce cycle. Ce résultat est fortement influencé par les valeurs importantes de la tendance. En ôtant cette dernière, les maxima sont enregistrés à 16h pour les quatre premiers niveaux et à 23h à -20m. La correction de tendance, certainement trop forte à ce niveau ne nous permet pas d'obtenir un résultat significatif.

Propagation et propagation sans tendance :

En considérant la tendance, ce paramètre est nul car l'heure du maximum est la même pour tous les niveaux. Le calcul sans la tendance montre une propagation positive entre les niveaux -12 /-20m et -2 /-20m. Mais nous pouvons là encore nous demander si ce résultat est significatif.

Heure d'homogénéisation :

L'écart minimal entre les cinq niveaux a été enregistré à 17h locales mais, durant 24h, la couche superficielle océanique était homogène. Les conditions atmosphériques particulières enregistrées ce jour sont la cause de ce type de cycle. A 10h locales, le vent d'Ouest est faible (4m/s) mais les autres données météorologiques dont nous disposons (bouées ATLAS, données de Nauru et Kapingamarangi, vent SSMI) indiquent que ce 16 décembre 1990, il a été enregistré dans cette région un vent moyen de 10 m/s. Le brassage induit par ces vents soutenus est donc important et homogénéise la COS.

Réflexions :

L'observation et l'analyse des critères du cycle enregistré le 16 décembre 1990 nous ont montré l'influence de certains paramètres météorologiques sur la température superficielle océanique.

Induits par un régime d'Ouest soutenu, une dérive vers l'Est entraîne rapidement la bouée vers des régions où la température océanique est globalement inférieure. Il est difficile d'observer ce refroidissement au cours de 24h mais, la persistance de vents d'Ouest laisse apparaître cette décroissance de température sur plusieurs cycles.

Les vents soutenus induisent un brassage important de la couche convective, donc une bonne homogénéisation de celle-ci, ainsi qu'une augmentation du flux d'évaporation entraînant un refroidissement de la couche. L'amplitude sans tendance faible est directement liée à une couverture nuageuse importante qui accentue encore le refroidissement de la COS.

Bouée n°12089

Les flèches indiquent la position de la bouée le 2 août 1991.

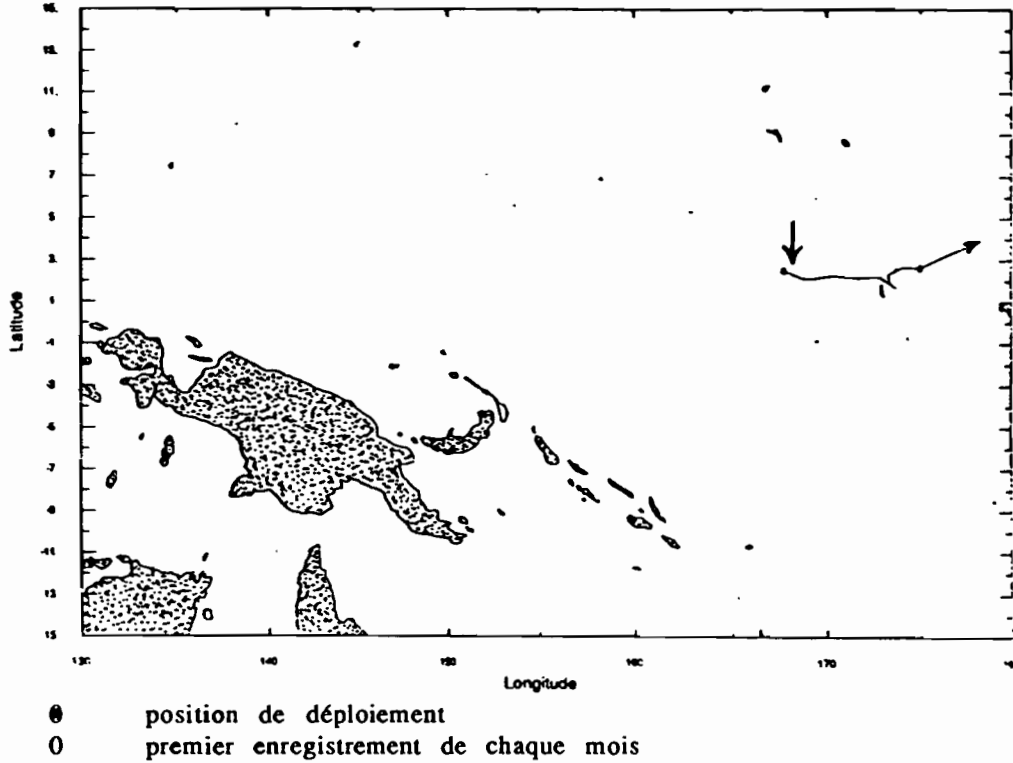
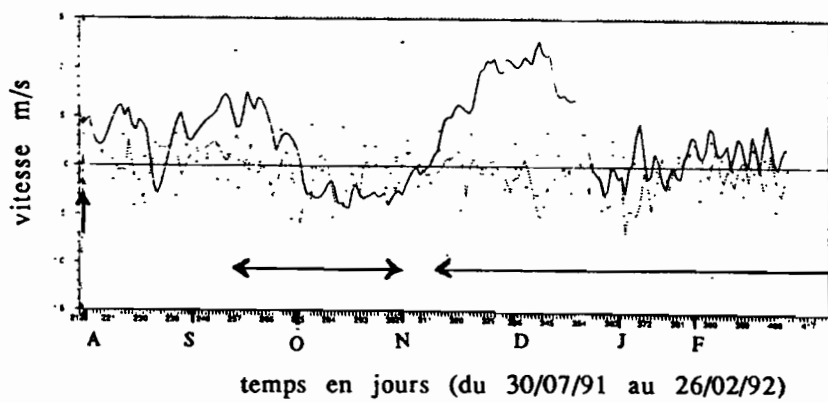


Fig.V.28 - trajectoire de la bouée 12089



- ↔ Bouée hors du domaine
- vitesse zonale
- vitesse méridienne

Fig.V.29 - Vitesses zonale et méridienne

5.4 Evolution diurne tardive, variation brutale de température:

Le cycle enregistré le 2 août 1991 (167,81°E, 2,5°N) par la bouée 12089 illustre cette catégorie.

5.4.1 Trajectoire et vitesses de la bouée 12089 :

(cf. fig.V.28 et fig.V.29)

Cette bouée mise à l'eau le 27 juillet 1991 a cessé d'émettre le 23 mars 1992. Elle n'est toutefois pas présente dans notre domaine durant toute cette période. Les données fournies par ce flotteur ont été retenues du 2 août au 13 septembre 1991 et du 30 octobre au 9 novembre 1991. Bien qu'elle ait quitté notre zone d'étude de mi-septembre à fin octobre, nous analyserons sa trajectoire durant les quatre premiers mois.

Au cours des mois d'août et septembre, la vitesse zonale est globalement positive (pics à 0,8m/s), la composante méridienne peu marquée les premiers jours est positive de mi-août à mi-septembre (valeurs inférieures à 0,3m/s) caractérisant une trajectoire rapide Est puis Nord-Est de ce flotteur. La variation de longitude enregistrée en Août est de 7,4°, celle de latitude de 1°. En septembre le déplacement Ouest/Est est de 7° et Sud/Nord de 1,5°. La bouée est entraînée durant ces deux mois par un courant vers l'Est rapide. La présence d'un tel courant dans cette région est liée à El Niño 91-92 et donc à une occurrence de coups de vent d'Ouest ainsi qu'une disparition du Courant Equatorial Sud. Durant le mois d'octobre et jusqu'au 6 novembre, la vitesse zonale est négative, la composante méridienne négative jusqu'à mi-octobre oscille par la suite autour de zéro marquant ainsi une trajectoire Sud-Ouest puis Ouest. Après le 6 novembre, la vitesse zonale positive varie rapidement et atteint des valeurs supérieures à 1m/s. Le flotteur est à nouveau entraîné par un flux d'Est rapide généré par des vents d'Ouest soutenus.

5.4.2 Description du cycle et exploitation des calculs :

(Cf.fig.V.30 et fig.V.31)

La tendance :

Les valeurs de ce paramètre sont faibles sur les niveaux supérieur et inférieur. Ailleurs, elle varie de 0,05 à 0,08°C mais ce réchauffement n'étant pas enregistré à tous les niveaux, il est difficile de faire des hypothèses sur ce paramètre.

L'amplitude et l'amplitude sans tendance :

Ces deux paramètres sont du même ordre de grandeur (écart maximal 0,02°C). Leur variation étant similaire d'un niveau à l'autre nous analyserons uniquement l'amplitude. Les plus faibles valeurs sont

Bouée 12089

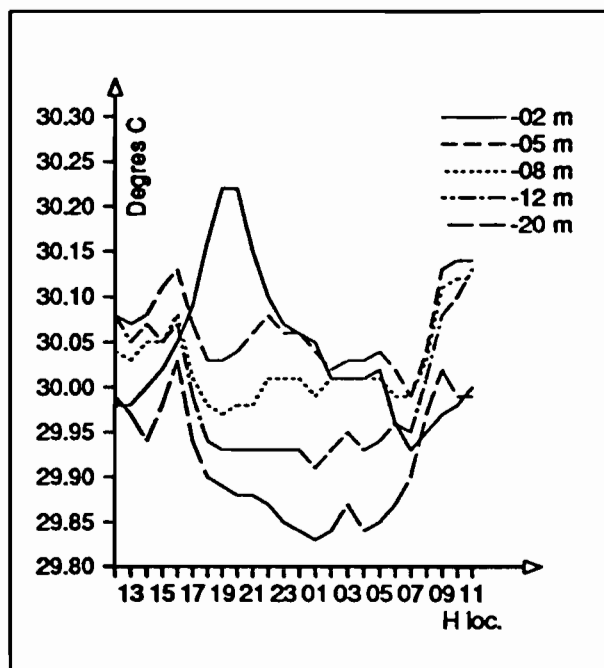


Fig.V.30 - Graphe du cycle diurne du 2 août 1991

Paramètres	- 2 m	- 5 m	- 8 m	-12 m	- 20 m	écart 2/20 m
Tendance	0,02	0,06	0,08	0,05	0,00	
Amplitude	0,29	0,15	0,15	0,22	0,20	
Amplitude sans tend.	0,30	0,18	0,14	0,20	0,20	
Température moyenne	30,04	30,06	30,02	29,99	29,91	
Temp. moy. jour	30,01	30,08	30,05	30,04	29,97	
Temp. moy. nuit	30,07	30,04	30,00	29,93	29,86	
Heure mini	7	7	19	1	1	
Heure mini sans tend.	7	7	7	1	1	
Heure maxi	19	10	10	11	16	
Heure maxi sans tend.	19	16	16	12	16	
Propagation		15	0	1	- 19	- 3
Propagation sans tend.		- 3	0	- 4	4	- 3
Heure d'homogénéisation	24					

Tableau.V. 31 - Paramètres descriptifs

enregistrées pour les niveaux à -5 et -8m. A -2m, on enregistre un résultat supérieur à celui des autres niveaux (écarts variant de 0,14 à 0,10°C de -5 à -20m).

Les paramètres atmosphériques dont nous disposons émanent d'une bouée Atlas qui nous fournit des moyennes quotidiennes du vent et de la température de l'air. Le 2 août 1991, dans cette région, règne un régime d'alizés faibles.

L'amplitude relativement importante enregistrée par le premier capteur contrairement à ce qu'on observe aux niveaux inférieurs, ne correspond pas à un réchauffement diurne. En effet, la température est maximale après le coucher du soleil (18/19h locales). La différence de comportement entre les niveaux est due aux vents faibles, insuffisants pour brasser la couche océanique superficielle.

Température moyenne quotidienne, les températures moyennes de jour et de nuit :

La température moyenne quotidienne décroît avec la profondeur à partir de -5m. A -2m, la valeur de ce paramètre est légèrement inférieure à celle calculée pour le niveau -5m (écart de -0,02°C). En observant les moyennes diurne et nocturne du premier niveau, on remarque que la température moyenne enregistrée la nuit est supérieure à celle enregistrée le jour. Pour les autres niveaux dont les moyennes décroissent avec la profondeur, on observe le résultat inverse. Ces résultats proviennent d'un décalage du maximum de température du premier niveau. Nous les analyserons donc dans le paragraphe "heure du maximum".

Heure du minimum et du minimum sans tendance :

Les résultats obtenus lors du calcul de ces deux paramètres sont similaires, excepté au niveau -8m pour lequel la température minimale est enregistrée à 19h (avec la tendance) et à 6h (sans la tendance).

L'heure du minimum, survenue à 6h locales pour les deux premiers niveaux a eu lieu plus tôt (1h) à -12 et -20m. Les résultats sont plus homogènes lorsqu'on ôte la tendance.

Heure du maxima et du maxima sans tendance :

La tendance influence les résultats des capteurs à -5, -8 et -12m car elle masque les températures maximales enregistrées en cours de journée. En la supprimant les résultats sont plus cohérents. La température maximale est enregistrée à 12h à -12m. Ne disposant pas des enregistrements de température précédents, il est difficile d'interpréter ce premier maximum; On peut néanmoins observer qu'à ce niveau la température varie faiblement jusqu'à 16h, puis décroît de 0,15°C. Pour les niveaux -5, -8 et -12m les maxima surviennent à 16h puis la température décroît de 0,10 à 0,15°C. Le maximum apparaît à 19h, pour le niveau supérieur et ne peut correspondre à un réchauffement par rayonnement solaire. Seule la présence d'eaux de caractéristiques différentes en surface peut expliquer cette "anomalie" à -2m.

Propagation et propagation sans tendance :

L'influence de la tendance à certains niveaux fausse l'interprétation de ce paramètre. En l'ôtant les résultats tantôt positifs, tantôt négatifs ne nous permettent pas d'émettre d'hypothèse. Toutefois en observant le graphe, on remarque qu'il existe une propagation de la chaleur vers les niveaux inférieurs. En effet un réchauffement de quelques centièmes de degrés apparaît à -5 et -8m à 22h et à -12 et -20m à 3h.

Homogénéisation :

Il semblerait que l'écart minimum entre les niveaux ait eu lieu à 24h. La stratification de la couche superficielle océanique reste toutefois importante.

Réflexions :

L'analyse de ce cycle suggère de nouvelles interrogations:

- quelles sont les raisons de la hausse rapide des températures sur les niveaux -5 à -20m ?
- Pourquoi la température maximale à -2m est-elle enregistrée si tard?

Il ne faut pas négliger le déplacement de la bouée au cours des 24h. Le flotteur suit des courants circulant à 15m de profondeur. Ceux-ci, induits par les vents, sont plus ou moins rapides et différents de ceux observés en surface (il peut exister de forts cisaillements de courant). La bouée peut ainsi se déplacer dans des masses d'eau de propriétés différentes. Ces fronts sont difficilement perceptibles à l'échelle de la journée. Néanmoins la bouée peut traverser en 24h des "lentilles" d'eaux de caractéristiques différentes. Ces eaux fossiles, comme les définit F.Bradley, résultent d'épisodes pluvieux antérieurs et sont confinées en surface. Si le brassage dans la COS n'est pas suffisant, la stabilité des couches supérieures peut persister plusieurs jours. Les interactions air/atmosphère sont alors limitées sur une faible épaisseur où la variation diurne de la température est importante. A la traversée de ces "pseudo fronts", le profil de température varie brutalement.

5.5 - Généralisation :

La figure V.32 synthétise la répartition des cycles selon les quatre classes définies précédemment. Nous avons réparti les cycles homogènes en deux sous classes de façon à mettre en évidence l'influence du rayonnement solaire. Enfin, pour certains cycles, il était difficile de déterminer la classe à laquelle ils appartenaient, nous les avons donc regroupés dans la catégorie divers.

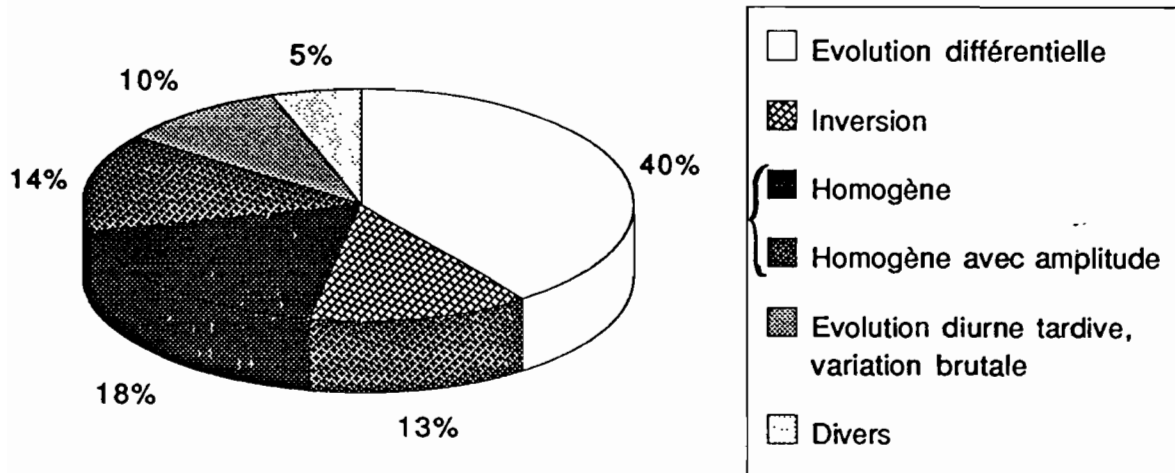


Fig.V.32 - répartitions des cycles diurnes.

Les cycles à évolution différentielle représentent la classe dominante avec 40,15% des observations. Ils résultent d'une diminution des phénomènes de brassage en cours de journée. Les différents cas observés dans cette catégorie montrent des amplitudes ou des amplitudes sans tendance plus ou moins importantes suivant la couverture nuageuse enregistrée en cours de journée mais ils sont généralement accompagnés de conditions de vent faible à modéré.

Les cycles présentant une inversion regroupent environ 13% des cycles considérés. Cette inversion, liée à un apport d'eau douce, peut apparaître tout au long des 24h mais elle est plus marquée lorsque la couche est initialement homogène.

Les cycles homogènes représentent 32,15% de la population totale. Nous avons différencié deux catégories :

- la première pour laquelle on ne distingue pas d'évolution diurne comprend 18,15% des cas,
- celle pour laquelle on enregistre une faible évolution diurne correspond à 14%.

Le dénominateur commun est la force du vent. Une couverture nuageuse plus ou moins importante différencie les deux classes.

Enfin, 9,54% de cycles résultent du déplacement de la bouée et signalent la traversée d'un front thermique ou d'eaux fossiles.

Seuls, 5,23% des cycles n'ont pu être classés dans l'une des quatre catégories.

VI - Etude statistique

L'analyse détaillée des différents types de cycles diurnes a permis de mettre en évidence des liaisons entre phénomènes météorologiques et critères numériques représentatifs de la variation journalière de la température océanique de surface. Aussi nous avons voulu généraliser ces résultats grâce à une approche statistique.

Disposant de nombreuses données atmosphériques sur notre domaine d'étude, nous avons dans un premier temps trié et traité ces observations afin d'obtenir un jeu de données facilement exploitable. A partir de cette base, nous avons recherché des liaisons statistiques simples entre un paramètre météorologique et un critère représentatif du cycle diurne. L'existence des liaisons entre deux paramètres a été détectée grâce aux nuages de points. La contingence, dont la méthodologie est décrite annexe E a permis de tester l'hypothèse d'indépendance entre critères météorologique et descriptif d'un cycle.

1 - La base de données atmosphériques :

Pour créer cette base, nous avons disposé de données météorologiques provenant de sources diverses et décrites avec précision dans le chapitre III.

Des bouées ATLAS nous avons extrait les moyennes journalières du vent (force et direction) et de la température de l'air. A Nauru et Kapingamarangi, nous disposions du vent moyen journalier (force et direction). Enfin les navires sélectionnés par l'ORSTOM ou les services météorologiques nous ont fourni des observations atmosphériques ponctuelles réparties sur tout le domaine (vent, nébulosité, températures de l'air et du point de rosée, code du temps présent).

1.1 - Traitement des observations :

Pour le couple (pavé/date) de chaque cycle, nous avons calculé, lorsque cela était possible, les moyennes quotidiennes du vent, des températures de l'air et du point de rosée, déterminé l'occurrence de pluie et la nébulosité maximale au cours des 24h. Nous avons par ailleurs effectué une approximation sur la période durant laquelle la couverture nuageuse était égale ou supérieure à 5 octas et sur la durée des précipitations.

Le vent :

Les données émanant des bouées ATLAS ont été privilégiées lorsqu'elles étaient disponibles. A défaut, le vent moyen journalier (force et direction) enregistré respectivement à Nauru et Kapingamarangi a été sélectionné pour les pavés 34 et 28. En l'absence de ces données, un calcul de moyennes vectorielles a été effectué à partir des observations météorologiques ponctuelles des navires. Le nombre de mesures disponibles bien réparties sur les 24h étant insuffisant, les moyennes vectorielles journalières ne sont pas toujours représentatives de la force et de la direction

du vent. De plus, les observations enregistrées simultanément par deux navires sur un même pavé peuvent être différentes. Il faut rappeler qu'un pavé est un rectangle de 10° de longitude sur 2,5° de latitude et donc que la direction du vent peut varier, ainsi que sa force, entraînant un biais sur l'estimation de la moyenne sur le pavé. Par exemple, si on dispose de deux observations de part et d'autre d'un centre dépressionnaire, la moyenne vectorielle peut être quasiment nulle.

Dans le fichier des données atmosphériques, un code associé à la direction et à la force moyenne du vent permet de reconnaître l'origine des données.

La température :

Là encore, les températures moyennes quotidiennes de l'air enregistrées par les bouées ATLAS ont été privilégiées. En cas de non disponibilité de ces données, des calculs de moyennes de ce paramètre ont été effectués à partir des observations émises par les divers navires présents dans le pavé au cours des 24 heures considérées. Ces observations ont de plus permis le calcul de la température moyenne du point de rosée. Mais la répartition spatio-temporelle des navires dans un pavé étant souvent mauvaise, ces moyennes ne sont pas toujours représentatives des conditions réelles. Un code, associé à la température de l'air, permet d'identifier son origine.

La pluie :

Ce paramètre est déterminé en fonction des observations des navires. Il ne s'agit plus dans ce cas d'une moyenne mais de l'occurrence de pluie, détectée d'après l'analyse du code du temps présent (WW). Un épisode pluvieux est signalé par un code supérieur ou égal à 50 ou égal à 15 ou 16. Les pluies observées à distance codées 20, 21, 25 ou 27 sont aussi prises en compte. Nous avons conservé la valeur maximale du code du temps présent ainsi que l'heure à laquelle il a été enregistré au cours de la journée. Lorsque deux messages consécutifs faisaient état de pluies, nous avons considéré la continuité de l'épisode pluvieux et codé la durée de ces précipitations ainsi que la période durant laquelle des observations étaient présentes.

La nébulosité :

Le calcul de la couverture nuageuse fait état du maximum de nébulosité enregistré au cours de la journée ainsi que de l'heure à laquelle elle a été observée. Lorsque nous disposons de plusieurs messages, nous avons calculé la période durant laquelle la couverture nuageuse était supérieure à 5 octas ainsi que la durée totale recouverte par les observations atmosphériques dont nous disposons.

1.2 - Constitution du fichier *mto_moyen_quotidien*

Pour chaque cycle référencé dans le fichier *etat_pos_mto*, nous avons extrait le numéro d'enregistrement, le pavé et la date du début du cycle. Les fichiers *fic-ATLAS*, *Nauru*, *Kapin*, *fic_navMTO* et *fic_navMAR* nous ont permis de calculer les divers paramètres décrits précédemment. Ils ont été consignés dans le fichier à accès direct *mto_moyen_quotidien* avec le même numéro d'enregistrement que le cycle.

Cette base de données atmosphériques est donc aisément consultable à partir des clefs bouée/date ou pavé/date.

Au total 463 cycles sont associés à des paramètres météorologiques moyens.

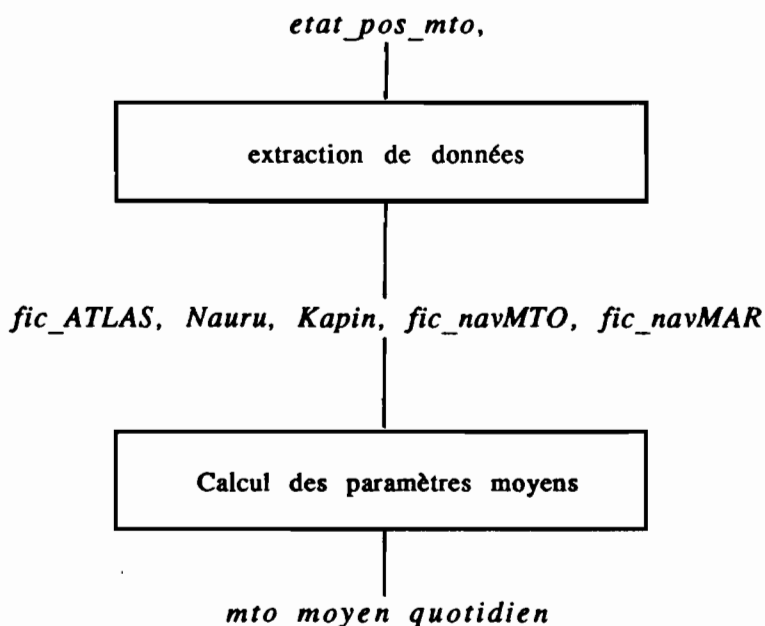


Figure VI.1 - Création du fichier *mto_moyen_quotidien*

2 - Les nuages de points :

A partir de la base de données atmosphériques dont nous extrayons un paramètre A et d'un critère B descriptif du cycle diurne, nous avons tracé des nuages de points. Ces graphiques nous ont permis d'estimer la présence de relation entre A et B. Dans un premier temps nous analyserons les graphes élaborés à partir de paramètres météorologiques de sources diverses (Atlas, îles, navires) puis nous nous restreindrons à l'étude des cycles/conditions atmosphériques moyennes enregistrées non loin d'une bouée ATLAS ou de l'une des deux îles.

2.1 - Toutes observations météorologiques confondues :

Les nuages de points entre un critère descriptif des cycles diurnes et la nébulosité, le code du temps présent (estimation des précipitations) ou encore la température du point de rosée n'ont pas fourni de résultats significatifs. En effet, le nombre de données dont nous disposons pour chacun de ces paramètres est trop faible et les nuages de points obtenus alors n'ont pas permis d'observer de liaisons caractéristiques. Pour chaque critère, nous décrivons les nuages obtenus avec le vent ou la température de l'air.

- la tendance :

L'analyse des graphes tendance/direction du vent et tendance/température de l'air ne montre pas d'organisation particulière entre ces paramètres à -2, -5, -8, -12 et -20 m. Par contre, en considérant la force du vent, on constate qu'en valeur absolue les tendances les plus élevées sont enregistrées pour des vents moyens inférieurs à 7 m/s. Au delà de ce seuil, la variation de ce critère est plus faible (cf. graphes VI.2). Mais ce résultat est certainement biaisé en raison d'une déficience de vents soutenus sur le domaine et donc du faible nombre d'observations représentatives de cette situation.

- l'amplitude et amplitude sans tendance :

Les résultats obtenus lors de l'analyse de ces deux paramètres sont similaires.

Nous n'avons pas décelé de liaisons entre l'amplitude (ou l'amplitude sans tendance) et la direction du vent ou la température de l'air. Par contre ces critères semblent liés à la force du vent. En effet, le graphe VI.3 montre que les vents soutenus ne favorisent pas les amplitudes élevées. Ce résultat est surtout visible à -2, -8 et -12m. Au niveau inférieur, le brassage induit par ces vents favorise la propagation de la chaleur et donc le réchauffement de cette couche. Les plus fortes amplitudes sont alors associées à des vents faibles à modérés.

- températures moyennes quotidienne, diurne et nocturne :

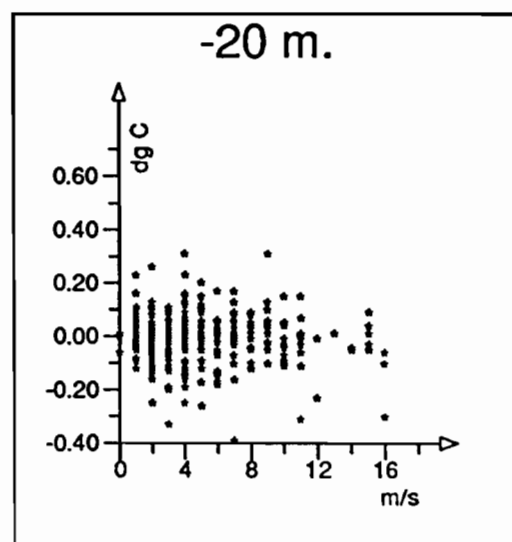
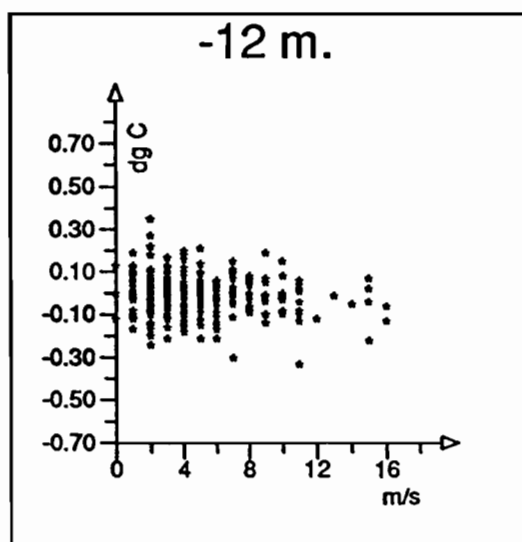
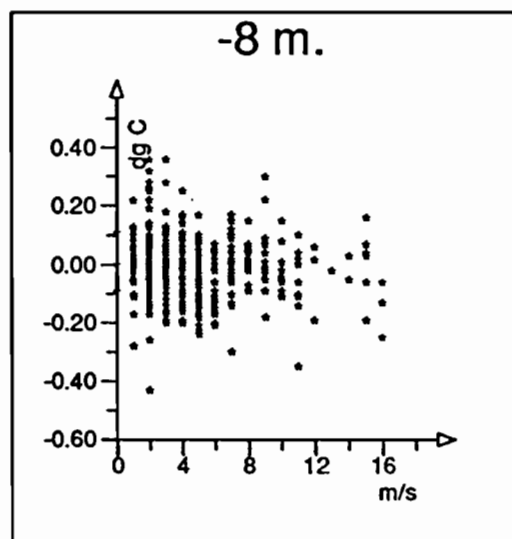
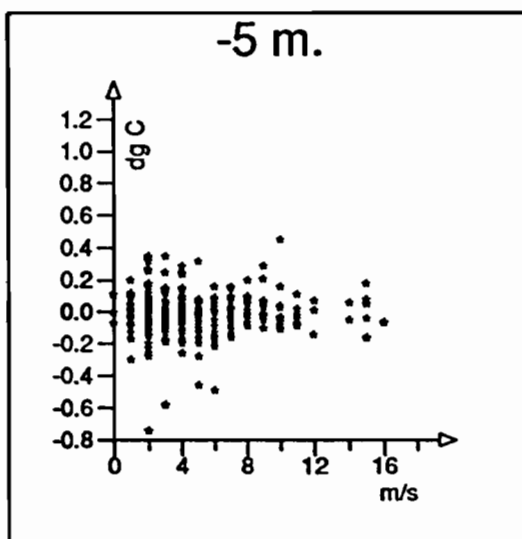
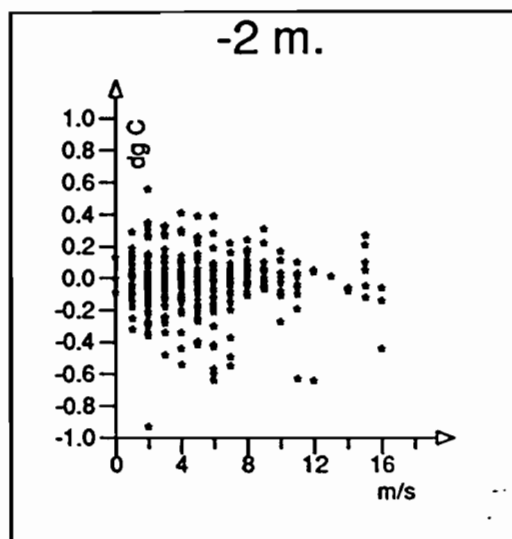
L'analyse des graphes se rapportant à ces paramètres n'engendrant pas de divergence dans les résultats finaux, nous ne considérons que la moyenne quotidienne.

Il semble exister une liaison entre ce critère et la direction du vent. Sur les nuages de points, on remarque que les plus faibles températures moyennes sont enregistrées par vent d'Est. Ces points proviennent de bouées circulant au Nord ou au Sud de notre domaine et subissant de forts vents d'Est. Le nombre d'observations engendrant ce résultat n'est pas suffisant pour le généraliser. La liaison entre les paramètres températures moyennes/force du vent est plus marquée ; les moyennes quotidiennes décroissent lorsque la force du vent augmente (cf. graphe VI.4). Par contre aucune relation n'a pu être mise en évidence avec la température de l'air.

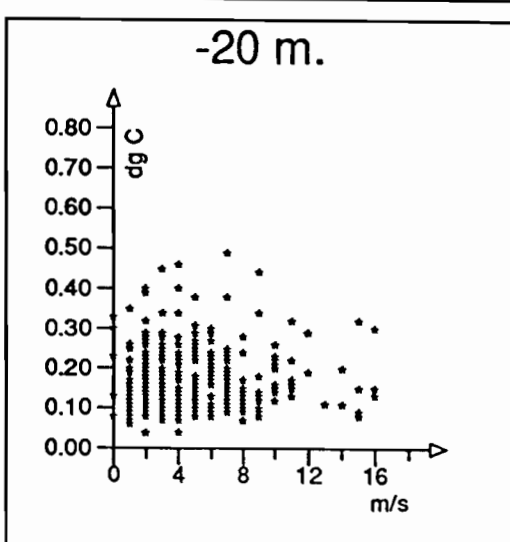
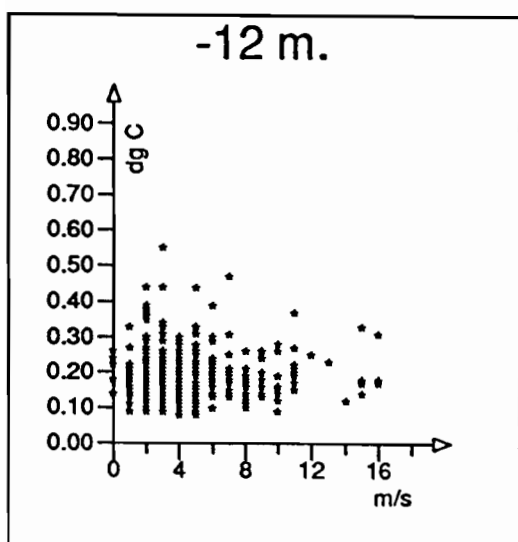
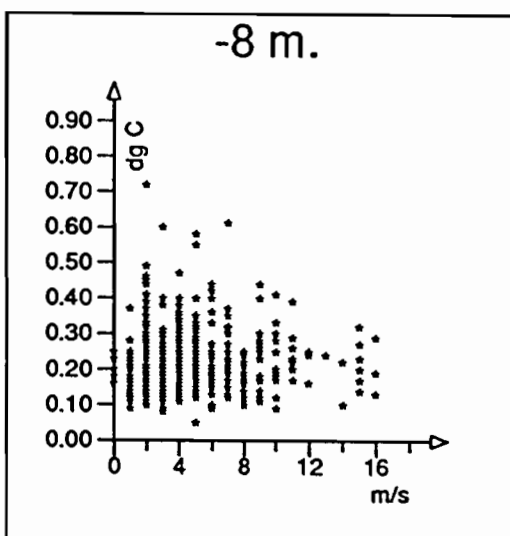
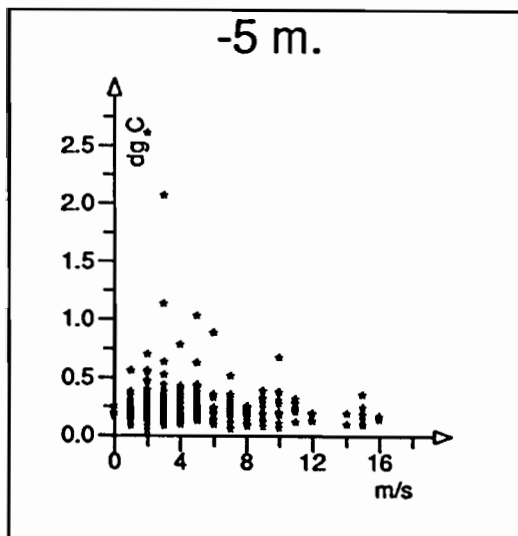
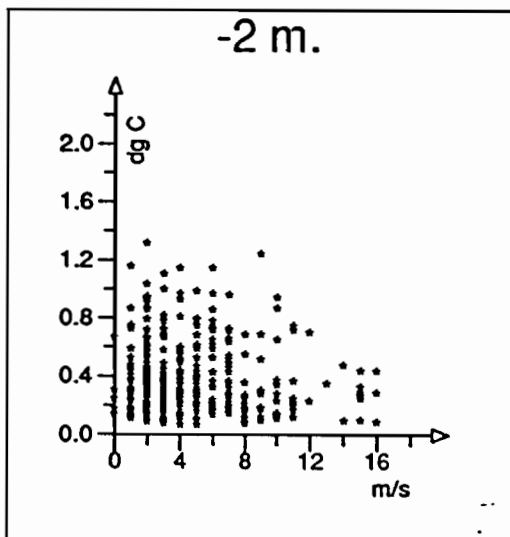
- les autres critères :

Les nuages de points analysés pour les heures d'enregistrement des minima et maxima avec ou sans tendance et de la propagation en fonction des divers paramètres météorologiques moyens ne présentent aucune organisation particulière.

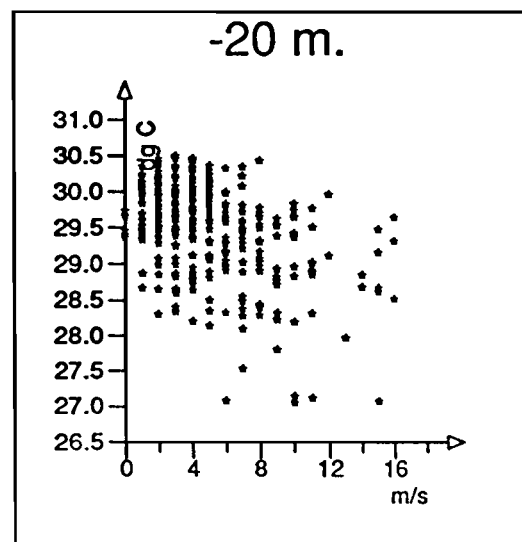
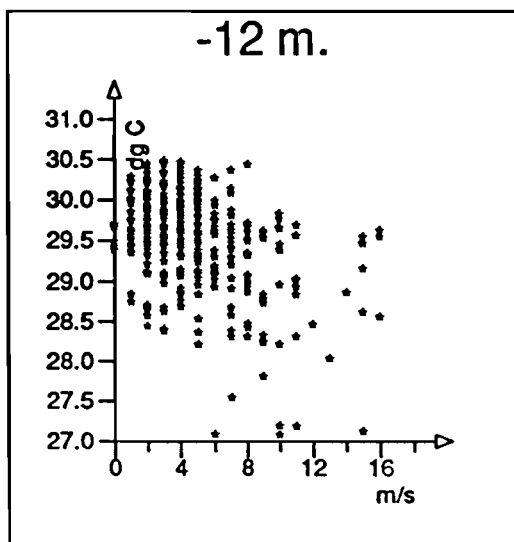
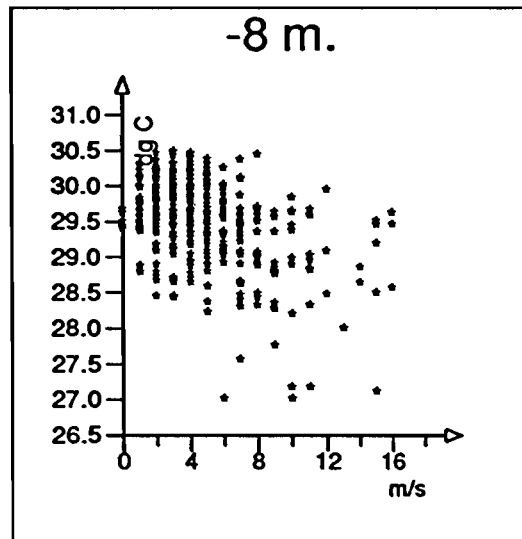
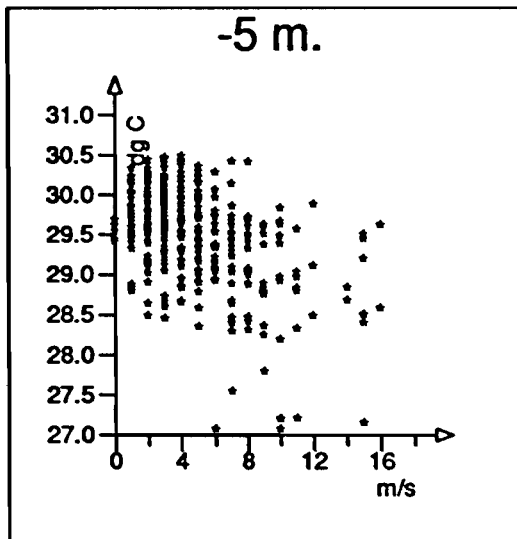
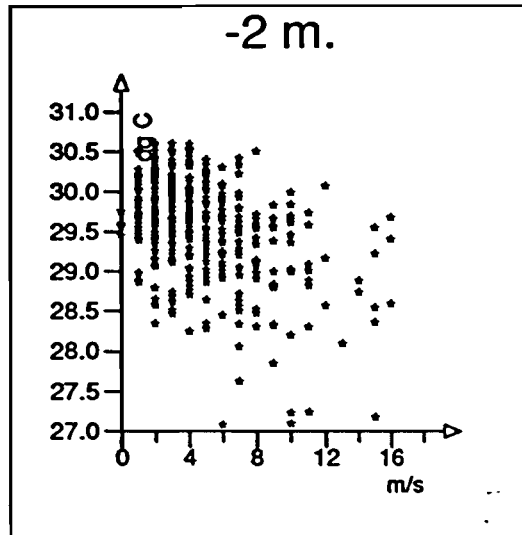
Graphes VI.2- Nuages de points
Tendance/Force du vent
aux différents niveaux.



Graphes VI.3 - Nuages de points
Amplitude/Force du vent
aux différents niveaux.



Graphes VI.4- Nuages de points
Moyenne quotidienne/Force du vent
aux différents niveaux.



- Réflexion :

Les résultats obtenus par l'analyse de ces divers nuages de points ne sont pas probants, excepté pour l'amplitude (ou l'amplitude sans tendance) et les températures moyennes en fonction de la force du vent. Il faut rappeler que les paramètres météorologiques utilisés proviennent de différentes sources et que certaines moyennes issues des observations des navires marchands sélectionnés par l'ORSTOM ou les services météorologiques, sont peut être mal estimées. D'autre part les évolutions spatio-temporelles de grande échelle peuvent fausser le résultat.

2.2 - Sélection sur les observations météorologiques :

Afin de limiter le biais dû à une mauvaise estimation des conditions atmosphériques, nous avons jugé utile de reprendre l'analyse des nuages de points en se limitant aux couples cycles/conditions météorologiques mesurés par une bouée ATLAS ou sur une des deux îles (vent et température de l'air moyens). Le nombre de cas sélectionnés pour cette étude n'est plus que de 279.

Les résultats sont similaires à ceux précédemment décrits dans le chapitre 2.1. Pour cette première analyse la diversité des données n'était donc pas l'handicap majeur.

Mais dans un pavé, la distance séparant le site d'enregistrement d'un cycle diurne de celui où sont mesurés des paramètres atmosphériques moyens peut être importante. Les données météorologiques considérées s'écartant des conditions réelles, peuvent biaiser les résultats finaux. Pour pallier à ce problème, nous avons sélectionné les cycles enregistrés dans un rayon de 100 Milles Nautiques autour d'une bouée ATLAS ou de l'une des îles (Nauru ou Kapingamarangi). Seulement 71 cycles ont été retenus. Néanmoins nous analyserons les résultats obtenus.

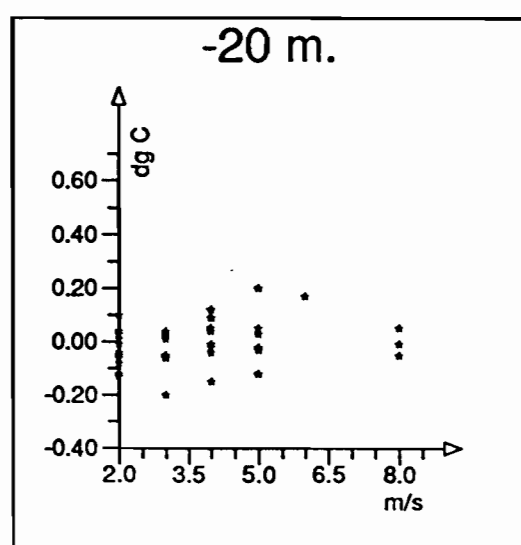
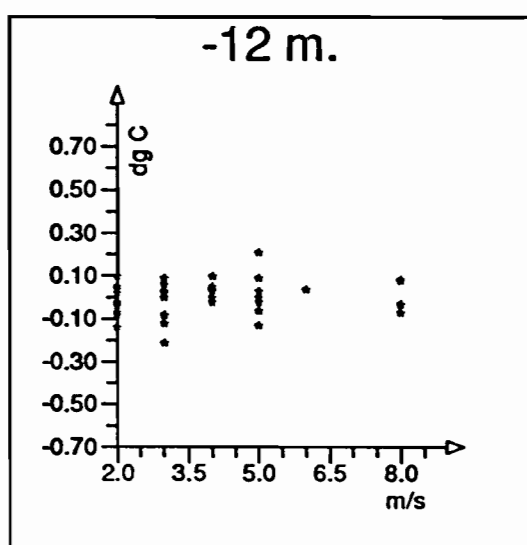
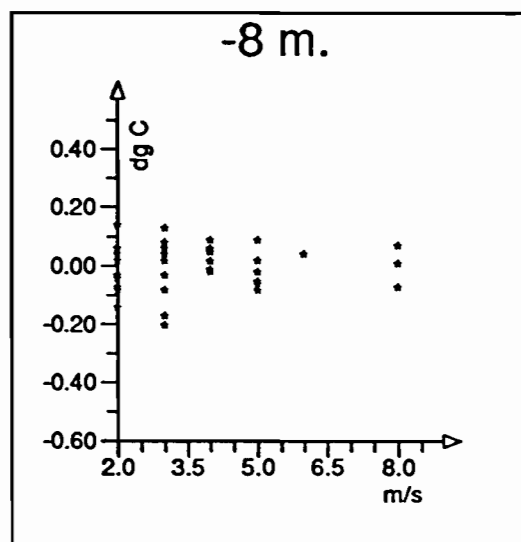
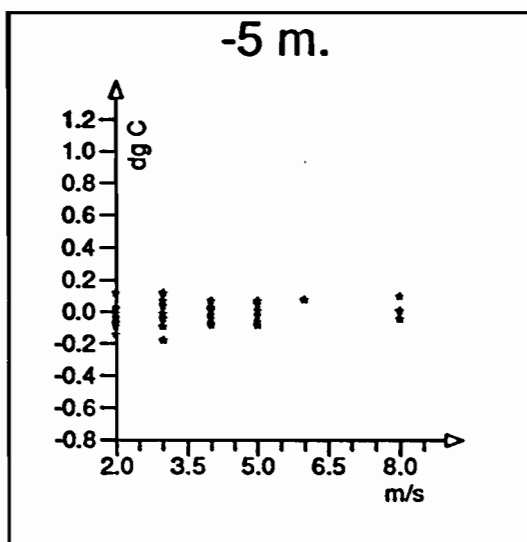
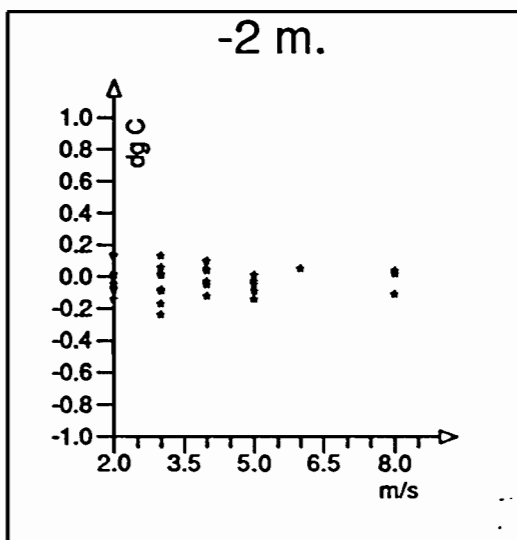
- la tendance :

Aucune organisation particulière n'a pu être mise en évidence lors de l'analyse des nuages de points entre ce paramètre et la direction du vent ou la température de l'air. Par contre en observant le graphe tendance/force du vent moyen (cf. graphe VI.5), on remarque qu'il n'y a pas de fortes tendances positives ou négatives lorsque le vent est supérieur à 6 m/s. Ces résultats sont observés à -2, -5 et -8m. On constate de plus pour les niveaux inférieurs, une déficience des fortes tendances positives. Ces résultats sont en accord avec ceux observés précédemment.

- l'amplitude :

Les amplitudes semblent plus fortes par vent d'Est ; ce résultat est plus marqué en surface. Mais le faible nombre de données ne nous permet pas de conclure. De même les amplitudes les plus faibles sont associées à des vents dont la force est supérieure à 6m/s. Là encore le nombre d'observations

Graphes VI.5 - Nuages de points
Tendance/Force du vent
aux différents niveaux.
(distance inférieure ou égale à 100 MN)



est insuffisant. Le graphe amplitude/température de l'air ne présente pas d'organisation particulière.

- températures moyennes quotidienne, diurne et nocturne :

Les résultats observés entre l'un de ces critères et un paramètre météorologique moyen sont similaires. Seule la force du vent semble influencer ces critères: les vents forts favorisent les faibles températures. Mais ces résultats observés sur trop peu de cas ne sont pas significatifs. L'analyse d'un des graphes température moyenne océanique/température de l'air indique que les températures atmosphériques faibles (élevées) sont en relation avec les températures océaniques basses (hautes).

- heure du minimum et du maximum avec ou sans tendance :

Ces paramètres sont délicats à analyser car l'enregistrement du cycle diurne ne débute pas toujours à la même heure sur les différentes bouées, tandis que des minima ou maxima de température peuvent apparaître sur les premiers enregistrements d'un cycle. Oter la tendance ne nous a pas toujours permis de nous affranchir de ce problème. Les liaisons que l'on pourrait ainsi mettre en évidence entre l'un des critères et un paramètre météorologique s'en trouveraient donc faussées.

- délai de propagation avec et sans tendance, heure d'homogénéisation

Aucune organisation particulière n'a pu être décelée lors de l'analyse des divers nuages de points mettant en relation un de ces critères et le vent ou la température de l'air moyenne.

Réflexions :

Ces résultats ne nous permettent pas de trancher quant à une éventuelle liaison entre un critère et un paramètre atmosphérique moyen. En effet, le nombre de données prises en considération lors de l'analyse des cycles associés à des paramètres météorologiques peu éloignées est insuffisant pour satisfaire à une approche statistique.

L'absence de résultats par cette approche laisse penser que les interactions couche superficielle océanique/atmosphère sont très fines et ne peuvent être liées à des paramètres météorologiques moyennés sur 24 h. D'autre part, la variabilité des conditions atmosphériques sur un pavé est trop importante dans certains cas pour qu'une moyenne à cette échelle soit représentative. Une réduction de la taille des pavés nous aurait amené à considérer un plus grand nombre d'observations horaires comme moyenne représentative d'une journée et n'aurait pas apporté de meilleurs résultats. La méthode employée demande en fait un réseau d'observations météorologique plus dense.

La recherche de liaisons statistiques entre un critère et un paramètre météorologique étant infructueuse, nous avons tenté de regrouper

les informations atmosphériques sous la forme de journées types afin d'y déceler d'éventuelles liaisons avec le comportement diurne de la température océanique.

2.3 - Les journées types :

L'intérêt des journées types est d'étudier l'influence de la combinaison des paramètres météorologiques suivants:

- direction et force du vent,
- nébulosité,
- pluie.

Chacun de ces paramètres est subdivisé en deux classes. Nous avons considéré les seuils suivants:

- direction du vent : secteurs 0/180° et 180/360°.
- force du vent : vents faibles à modérés inférieurs à 6m/s et soutenus, supérieurs à 6 m/s.
- nébulosité : inférieure ou égale à 5 octas, supérieure à 5 octas.
- pluie : occurrence ou non lorsque la nébulosité est supérieure à 5 octas.

Nous avons ainsi défini 12 journées types. Les graphes VI.6.a et b présentent la répartition des observations météorologiques selon ces journées.

Les nuages de points à partir de cette répartition en classes ne permettant pas d'obtenir des résultats satisfaisants, une approche statistique différente est mise en oeuvre.

3 - La contingence :

Cette méthode décrite annexe E, permet de tester l'hypothèse d'indépendance entre deux paramètres A et B. Le coefficient de Tschuprow quantifie le degré de liaison entre A et B.

Remarque : les nuages de points entre critères et paramètres météorologiques considérés un à un n'ayant pas montré de résultats très marqués, la méthode de contingence n'aurait pas apporté d'informations supplémentaires.

Nous avons donc recherché l'existence de liaisons entre critères descriptifs des cycles diurnes et journées types.

- La répartition en classes:

Le nombre d'observations pour chaque journée type définie précédemment étant parfois peu élevé (cf. graphe VI.6), certaines classes ont été regroupées. Nous considérerons trois types de répartitions :

	Force du vent (m/s)	Direction du vent (°)	Nébulosité (octa)	Occurrence de pluie
1	≤ 6	0/180	< 5	non
2	≤ 6	180/360	< 5	non
3	≤ 6	0/180	≥ 5	non
4	≤ 6	180/360	≥ 5	non
5	≤ 6	0/180	≥ 5	oui
6	≤ 6	180/360	≥ 5	oui
7	> 6	0/180	< 5	non
8	> 6	180/360	< 5	non
9	> 6	0/180	≥ 5	non
10	> 6	180/360	≥ 5	non
11	> 6	0/180	≥ 5	oui
12	> 6	180/360	≥ 5	oui

Tableau VI.6.a - Définition des 12 journées types

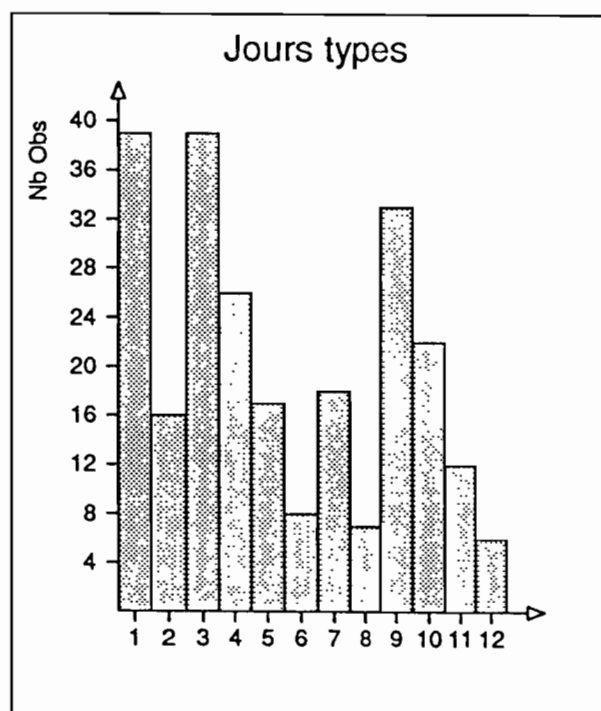


Fig VI.6.b- répartition des observations météorologiques selon les journées types

- répartition de type 1

Elle tient compte de la direction et de la force des vents au seuil de 6m/s et de la nébulosité.

classe 1 : vents inférieurs à 6m/s tous secteurs confondus, nébulosité inférieure à 5 octas.

classe 2 : vents de secteur 0/180° inférieurs à 6m/s, nébulosité supérieure à 5 octas.

classe 3 : vents de secteur 180/360° inférieurs à 6m/s, nébulosité supérieure à 5 octas.

classes 4, 5 et 6 vents égaux ou supérieurs à 6m/s. Les autres paramètres sont respectivement identiques aux classes 1, 2 et 3.

- répartition de type 2

Seule la force et la direction du vent sont considérées.

classe 1 : vent d'alizés inférieurs à 6m/s

classe 2 : vent de secteur 180/360° faibles

classes 3 et 4 : vents supérieurs à 6m/s respectivement de secteur à dominante Est ou Ouest.

- répartition de type 3

Les sélections sont effectuées sur la force du vent et la nébulosité indifféremment de la direction.

classes 1 (2) vents faibles à modérés , nébulosité inférieure (supérieure) à 5 octas.

classes 3 (4) vents soutenus, couverture nuageuse de 0 à 5 octas (au delà).

La répartition en classes des critères descriptifs du cycle diurne est basée sur les valeurs des tertiles ou des quartiles.

Analyse des résultats :

- la tendance :

A -2m, le tableau VI.7 montre qu'il existe une liaison faible entre les journées de type 1 et ce critère. Les journées couvertes avec vent de dominante Ouest faible à modéré favorisent les fortes tendances négatives alors que par vent soutenu et nébulosité moins importante ce critère est quasiment nul. Ces résultats ne sont plus perceptibles aux niveaux inférieurs. La recherche de liaison à partir de répartition de type 2 n'ayant pu mettre en évidence de liaison entre tendance/force et direction du vent, nous en déduisons que le rôle de la nébulosité est important. Ce résultat conforte ceux énoncés dans le chapitre V.

- l'amplitude :

Les différentes répartitions analysées n'ont pas permis de déceler de liaison entre ce critère et les types de journées précédemment décrits.

Table des observations (répartition théorique)

σ_E	1	2	3	4	5	6	totaux
-0,93/-0,07	14 (17,4)	18 (16,6)	19 (11,7)	02 (07,8)	13 (15,9)	13 (09,6)	79
-0,07/+0,05	22 (19,1)	14 (18,3)	07 (12,9)	14 (08,6)	22 (17,6)	08 (10,5)	87
+0,05/+0,87	13 (12,5)	15 (12,0)	07 (08,4)	06 (05,6)	10 (11,5)	06 (09,9)	57
totaux	49	47	33	22	45	27	223

Table des contributions au χ^2

σ_C	1	2	3	4	5	6	totaux
-0,93/-0,07	0,65	0,11	4,57	4,31	0,54	1,23	11,41
-0,07/+0,05	0,43	1,03	2,68	3,42	1,12	0,61	9,29
+0,05/+0,87	0,02	0,74	0,24	0,03	0,20	0,12	1,34
totaux	1,10	1,88	7,49	7,75	1,86	1,96	22,05

$$\chi^2 = 22,05$$

$$T = 0,18$$

$$\chi^2_0 = 18,30$$

Dépendance faible

Tableau VI.7 - Tables de contingence
Tendance (-2m)/Journées de type 1

Table des observations (répartition théorique)

°C	1	2	3	4	5	6	totaux
0,00/0,20	10 (14,1)	10 (13,5)	08 (09,5)	11 (06,3)	12 (12,9)	13 (07,7)	64
0,20/0,35	16 (18,0)	23 (17,3)	16 (12,1)	06 (08,1)	16 (16,6)	05 (09,9)	82
0,35/1,81	23 (16,9)	14 (16,2)	09 (11,4)	05 (07,6)	17 (15,5)	09 (09,3)	77
totaux	49	47	33	22	45	27	223

Table des contributions au χ^2

°C	1	2	3	4	5	6	totaux
0,00/0,20	1,17	0,90	0,23	3,48	0,06	3,56	9,41
0,20/0,35	0,23	1,89	1,23	0,54	0,02	2,45	6,35
0,35/1,81	2,19	0,31	0,50	0,89	0,14	0,01	4,03
totaux	3,59	3,10	1,96	4,91	0,22	6,02	19,79

$\chi^2 = 19,79$

$\chi^2_0 = 18,29$

$r = 0,17$

Dépendance faible

Tableau VI.8 - Tables de contingence
Amplitude sans tendance(-2m)/Journées de type 1

Table des observations (répartition théorique)

°C	1	2	3	4	5	6	totaux
0,00/0,17	07 (13,5)	10 (12,9)	12 (08,8)	05 (06,0)	17 (12,3)	10 (07,6)	61
0,17/0,24	15 (14,2)	11 (13,5)	05 (09,3)	08 (06,3)	16 (12,9)	09 (07,9)	64
0,24/2,24	21 (15,3)	20 (14,6)	11 (09,9)	06 (06,8)	06 (13,9)	05 (08,5)	69
totaux	43	41	28	19	39	24	194

Table des contributions au χ^2

°C	1	2	3	4	5	6	totaux
0,00/0,17	3,14	0,65	1,16	0,16	1,83	0,80	7,74
0,17/0,24	0,05	0,47	1,94	0,48	0,76	0,15	3,85
0,24/2,24	2,13	2,01	0,11	0,08	4,47	1,46	10,27
totaux	5,32	3,13	3,21	0,72	7,06	2,41	21,86

$\chi^2 = 21,86$

$\chi^2_0 = 18,30$

$r = 0,19$

Dépendance faible

Tableau VI.9 - Tables de contingence
Amplitude sans tendance (-5m)/Journées de type 1

- l'amplitude sans tendance

L'analyse des tables de contingence (cf. tableaux VI.8 et VI.9) de l'amplitude sans tendance en fonction du vent et de la nébulosité (répartition 1) met en évidence l'existence d'une faible dépendance entre ces paramètres pour les niveaux supérieurs. En effet, à -2m par couverture nuageuse peu importante, les vents faibles à modérés favorisent les fortes amplitudes tandis que les vents soutenus génèrent de faibles amplitudes. De même, les jours couverts, les forts vents de composante Ouest privilégient les faibles amplitudes. A -5m, on observe des résultats quasi similaires ; un régime d'alizés soutenus accompagnés d'une couverture nuageuse importante défavorise les fortes amplitudes alors que les jours de vents faibles à modérés et peu nuageux s'accompagnent d'amplitudes élevées. Nous n'avons pas pu mettre en évidence ces liaisons pour les niveaux inférieurs. Ces résultats montrant l'influence de la force du vent et de la nébulosité sur la variabilité diurne sont ici encore en bon accord avec ceux précédemment énoncés.

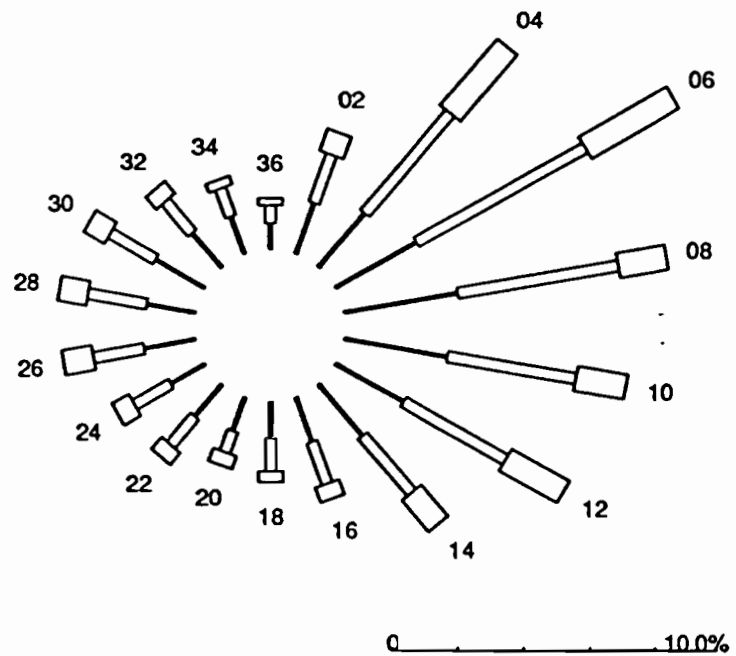
- les autres critères :

Excepté pour la température moyenne quotidienne pour laquelle nous n'avons pas trouvé de relation significative, nous n'avons pas appliqué la contingence aux autres critères descriptifs du cycle diurne. En effet, l'objectif étant de relier statistiquement un type de cycle aux conditions atmosphériques, l'absence de liaisons moyennes ou fortes selon le coefficient de Tschuprow entre les critères les plus représentatifs (tendance, amplitude sans tendance) et les journées types laisse supposer de semblables résultats avec les autres paramètres. D'autant plus que ceux-ci sont à priori plus délicats à traiter (cf. nuages des points, heure des extréma).

Réflexions :

Les liaisons mises en évidence entre la tendance ou l'amplitude sans tendance sont peu marquées. Avec les autres critères il ne nous a pas été possible de définir des relations. Différents facteurs sont la cause de ces résultats.

Comme nous l'avons déjà mentionné lors de l'analyse des graphes de nuages de points, les conditions atmosphériques moyennes considérées pour chacun des cycles peuvent être biaisées. De plus, disposant de 463 cycles associés à des paramètres météorologiques, certaines journées types sont plus fréquemment observées que d'autres. Il y a par exemple une déficience de vents de secteur Ouest (cf. graphe VI.10, rose des vents moyenne). Pour pallier à ce problème et afin d'appliquer les méthodes de contingence, il a parfois été nécessaire de regrouper certaines journées au détriment des hypothèses à vérifier. Enfin, des variations spatio-temporelles à grande échelle peuvent intervenir et masquer les phénomènes diurnes.



v d	2/4 M/S	5/8 M/S	>8 M/S	Total
02	1.70	1.61	0.72	4.03
04	2.21	4.07	2.69	8.98
06	2.84	5.91	3.14	11.89
08	3.49	4.94	1.52	9.95
10	3.17	3.94	1.54	8.65
12	2.37	3.60	2.02	7.99
14	2.10	2.31	1.29	5.70
16	1.46	1.39	0.49	3.35
18	1.13	1.02	0.34	2.49
20	1.10	0.71	0.43	2.23
22	1.29	1.17	0.49	2.95
24	1.20	1.33	0.62	3.15
26	1.64	1.64	0.97	4.25
28	1.55	1.91	0.93	4.38
30	1.77	1.66	0.75	4.19
32	1.41	1.30	0.50	3.22
34	1.26	0.93	0.28	2.47
36	0.83	0.56	0.22	1.60
V < 2M/S : 8.51 %				

Fig.VI.10 - rose des vents moyens
sur le domaine d'étude
pour la période décembre 1989 - mai 1992.

Conclusion :

Si des études statistiques du cycle diurne limitées dans l'espace et dans le temps ont abouti à des résultats (Cf. chapitre II, étude bibliographique), une approche similaire sur un domaine étendu et une longue période devient délicate. La cause principale est la difficulté d'obtenir une couverture météorologique suffisamment fine à une telle échelle.

VII - Modélisation du cycle diurne

L'analyse des cycles par la méthode descriptive (chapitre V), nous a permis de mettre en évidence des liaisons entre les caractéristiques des cycles diurnes et le forçage dû aux conditions météorologiques ou océanographiques. Ces liaisons ont été en partie confirmées par l'approche statistique du chapitre précédent. L'utilisation d'un modèle de la COS nous permettra de décrire les processus responsables du cycle diurne et de discerner les facteurs les mettant en jeu.

1 - Le modèle utilisé :

Nous avons utilisé un modèle conçu par Price, Weller et Pinkel (1986) présenté succinctement dans le chapitre II. Rappelons que ce modèle unidimensionnel traite la couche océanique comprise entre la surface et un niveau paramétrisable de l'ordre de 100 à 200 mètres et qu'il a été codé pour représenter les phénomènes observables à des latitudes voisines de 30°. Schudlich et Price (1992) ont élaboré un second modèle, dérivé du premier, mais adapté aux conditions équatoriales (atténuation de la force de Coriolis, présence du Sous Courant Equatorial (SCE) et de l'upwelling équatorial). Disposant du code informatique du premier modèle, nous avons simulé différentes expériences avec cette version avant de la modifier en nous inspirant des travaux de Schudlich et Price.

1.1 - Description du modèle :

Note : Les flux au niveau de l'interface océan/atmosphère sont comptés positivement lorsqu'ils sont dirigés vers l'océan.

Les variables de ce modèle unidimensionnel sont la température T , la salinité s et le courant \vec{u} de composantes (u, v) . Il est forcé par une tension due au vent $\vec{\tau}$, de composantes τ_x et τ_y , un rayonnement solaire incident I , un flux d'énergie Q composé des flux de chaleur latente et de chaleur sensible, Q_L et Q_S et d'un flux d'eau douce $\langle P-E \rangle$. Les rayonnements de grande longueur d'onde (infrarouge) entrant (rayonnement tellurique) et sortant (rayonnement de la surface océanique) ne sont pas pris en compte car ils s'équilibrent. La contrainte dynamique et les flux sont fournis sous forme de données horaires au modèle qui les interpole linéairement à chaque pas de temps. A partir d'un profil (T, s) initial, il calcule l'évolution des variables et, selon différents critères, applique divers processus de mélange permettant la propagation de la chaleur au sein de la COS. La rapidité d'exécution de ce modèle nous a permis de simuler un grand nombre de cas sur plusieurs jours, en modifiant les différentes contraintes ou paramètres.

1.1.1 - Les contraintes :

- La tension du vent :

L'action du vent sur la couche superficielle se traduit par une tension de surface $\vec{\tau} = (\tau_x, \tau_y)$ dont l'expression est donnée par l'équation :

$$\vec{\tau} = \rho \cdot C_{DN} \cdot W \cdot \vec{W} \quad (i)$$

où

ρ = masse volumique de l'air (kg.m^{-3}),
 C_{DN} = coefficient de rugosité,
 \vec{W} = vent à 10 mètres au dessus de la surface (m.s^{-1}).

La paramétrisation du coefficient C_{DN} , qui est fonction du vent, a fait l'objet de nombreuses études et plusieurs équations sont disponibles pour des vitesses de vent relativement fortes. Des mesures ont montré que ce coefficient est faible et à peu près constant lorsque le vent dépasse quelques mètres par seconde et qu'il croît fortement lorsque celui-ci s'affaiblit. A partir du graphe établi par Bradley (1991) (fig. VII.1.a), nous avons déterminé les valeurs du coefficient de frottement pour la gamme de vent nous intéressant. Elles se résument au jeu d'équations suivantes :

$C_{DN} = (1 - W) \cdot 20E-03$ si $W \leq 0,84 \text{ m/s}$
 $C_{DN} = (4 - W) \cdot 1E-03$ si $0,84 \text{ m/s} < W \leq 2,8 \text{ m/s}$
 $C_{DN} = 1,2E-03$ si $2,8 \text{ m/s} < W$

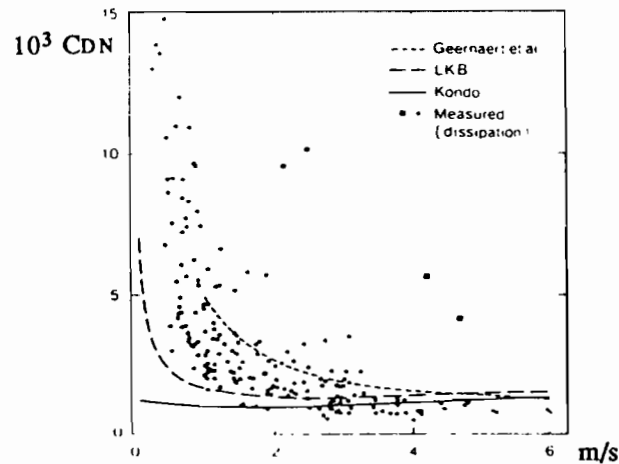


Fig. VII.1.a - Coefficient de rugosité C_{DN} en fonction du vent.

- Les flux de chaleur latente Q_e et de chaleur sensible Q_s :

Ils dépendent de la force du vent et de la variation, entre la surface et 10 mètres, de l'humidité spécifique (Q_e) ou de la température (Q_s). Leur paramétrisation s'écrit :

$$Q_e = - \rho \cdot L \cdot C_e \cdot W \cdot (q_{00} - q_{10}) \quad (ii)$$

$$Q_s = - \rho \cdot C_{pa} \cdot C_s \cdot W \cdot (T_{00} - T_{10}) \quad (iii)$$

où

ρ = masse volumique de l'air (kg.m^{-3}),
 L = chaleur latente de vaporisation (J.kg^{-1})
 C_{pa} = chaleur spécifique de l'air à pression cte ($\text{J.kg}^{-1}.\text{°C}^{-1}$)
 C_e, C_s = coefficients de transfert,
 W = vent à 10 mètres au dessus de la surface (m.s^{-1}),

q_{xx} = humidité spécifique à + xx mètres (kg.kg^{-1}).
 T_{xx} = température de l'air à + xx mètres ($^{\circ}\text{C}$)

De même que pour le coefficient de rugosité, nous avons évalué les valeurs des coefficients C_e et C_s à partir des graphes établis par Bradley (1991) et reproduits sur les figures VII.1.b et VII.1.c. Nous avons obtenu pour valeur de ces coefficients :

$$\begin{aligned}
 C_e &= (8 - 6,6.W) \cdot 10^{-3} & \text{si } W \leq 1,3 \text{ m/s} \\
 C_e &= 0,9 \cdot 10^{-3} & \text{si } W > 1,3 \text{ m/s} \\
 C_s &= (2 - W) \cdot 4 \cdot 10^{-3} & \text{si } W \leq 1,7 \text{ m/s} \\
 C_s &= 1,1 \cdot 10^{-3} & \text{si } W > 1,7 \text{ m/s}
 \end{aligned}$$

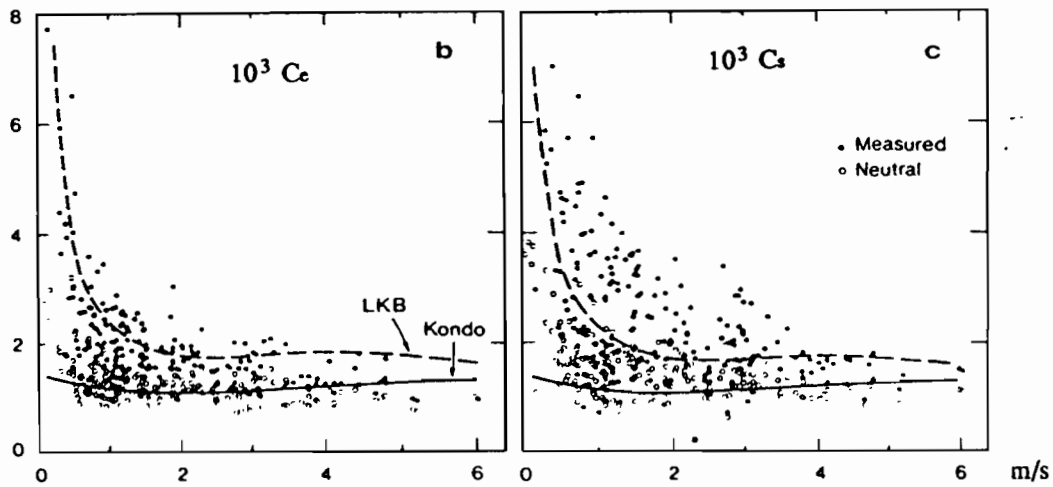


Fig. VII.1.b et c - Coefficients de transfert C_e et C_s en fonction du vent.

Les humidités spécifiques sont en principe calculées à partir des mesures de température du point de rosée ou de température du thermomètre mouillé. N'ayant pas à notre disposition de telles données, nous avons supposé un écart constant et égal à 4°C entre la température de l'air et celle mesurée par le thermomètre mouillé. Cette hypothèse a été motivée par l'analyse des observations météorologiques effectuées lors de différentes campagnes de mesure à bord de navires océanographiques notamment des campagnes SURTROPAC.

- Le rayonnement solaire :

Le rayonnement incident se propage au sein de la COS en s'atténuant. Cette extinction dépend de la longueur d'onde, la lumière bleue pénétrant plus profondément que la lumière rouge. A un niveau de profondeur z , le rayonnement solaire a pour intensité :

$$I(z) = I_0 \cdot (a \cdot \text{Exp}(-z/\lambda_1) + b \cdot \text{Exp}(-z/\lambda_2)) \quad (\text{iv})$$

où

I_0 = rayonnement incident non réfléchi en surface,
 a et b = fractions correspondant respectivement aux longues et courtes longueur d'ondes ($a+b=1$),
 λ_1 et λ_2 = longueurs caractéristiques de l'atténuation du rayonnement dans les deux gammes. λ_1 et λ_2 dépendent de la latitude.

Les valeurs des coefficients a , b , λ_1 , λ_2 , données par Large et Pond (1982) pour les latitudes du modèle et pour les régions équatoriales, sont résumées dans le tableau VII.2 ci-dessous.

	Latitude = 30°	Equateur
a	0,6	0,6
b	0,4	0,4
λ_1	0,6	1,0
λ_2	20,0	17,0

Tableau VII.2 - Coefficients utilisés pour la paramétrisation de la pénétration du rayonnement solaire.

Lorsque la journée est ensoleillée, le rayonnement incident peut être représenté par une fonction de la forme :

$$I(t) = I_0 \cdot \cos(\pi \cdot (t-12)/D) \quad (v)$$

où

- I_0 = rayonnement à 12 h. Temps Solaire Vrai Civil (TSVC),
 t = heure en TSVC, entre le lever et le coucher du Soleil,
 D = durée du jour en heures.

Avant le lever du Soleil et après son coucher, le rayonnement peut être considéré comme nul (surtout aux basses latitudes).

- Le flux précipitations-évaporation :

Ce flux est calculé à partir d'un bilan précipitations-évaporation. Ce dernier représente la hauteur d'eau reçue (ou perdue si négatif) par l'océan, exprimée en mètres et calculée depuis l'instant initial de la simulation. Alors que nous avons estimé les hauteurs de précipitations, la quantité d'eau évaporée par mètre carré a été calculée en accord avec le flux d'évaporation Q_e .

1.1.2 - Le principe du modèle :

La structure verticale de la couche modélisée définit plusieurs couches superposées. La plus proche de la surface, la *couche mélangée* (CM, également dénommée *couche de mélange*), correspond à un profil où le gradient vertical de densité n'excède pas $1 \cdot 10^{-4}$ unité sigma par mètre¹. Immédiatement en dessous, la *couche de transition*, présente une structure plus stratifiée et sépare la CM du fluide non perturbé des niveaux plus profonds.

Le rayonnement solaire agit sur une hauteur d'eau conformément à l'équation (iv) tandis que les flux de chaleur et d'eau douce n'interviennent qu'au niveau de la surface. Une modification de température ou de salinité entraîne un nouveau profil de densité (et éventuellement un premier brassage neutralisant toute instabilité), d'où une nouvelle épaisseur de la couche de mélange.

L'entraînement par le vent n'agit par contre que sur la couche mélangée. Il provoque une modification du profil de vitesse au sein de celle-ci.

¹ Cette valeur critique peut varier selon l'auteur.

La CM est stable si le nombre de Richardson global R_b défini par :

$$R_b = g \cdot \Delta(\rho \cdot h) / (\rho_0 \cdot (\Delta V)^2)$$

est inférieur à un seuil critique R_{b0} . Dans l'équation précédente,

ρ, ρ_0 = masse volumique et masse volumique de référence,

h = l'épaisseur de la CM,

Δ représente la différence entre la base de la CM et le niveau juste en dessous,

Si cette condition n'est pas vérifiée, la CM est étendue en profondeur par mélange avec le niveau immédiatement en dessous.

Le brassage peut être également provoqué au sein de toute la couche modélisée par un fort cisaillement de courant. La condition de déclenchement s'écrit alors :

$$R_g = g/\rho_0 \cdot (\partial\rho/\partial z) / (\partial V/\partial z)^2 > R_{g0}$$

où R_g représente un nombre de Richardson de gradient dont R_{g0} est une valeur critique.

Le nombre de Richardson R_g est calculé pour tous les niveaux z ; le gradient est pris sur deux niveaux consécutifs ce qui représente une couche d'épaisseur $2\Delta z$. Si la condition n'est pas vérifiée sur un des points de la colonne d'eau, la couche correspondante est mélangée et le critère de stabilité est à nouveau calculé. Le processus s'arrête dès que toute la colonne d'eau est stable.

Note : Pour le modèle, le brassage d'une couche consiste à moyenner les paramètres T, s, U, V et la densité d .

1.1.3 - Les équations du modèle :

- Equation de la température :

Le modèle ne tenant pas compte des advections (le gradient horizontal de température étant négligeable), seuls le rayonnement solaire et le bilan $Q = (Q_s + Q_e)$ interviennent, ce dernier terme n'étant appliqué qu'à la surface de l'océan. Deux équations sont donc modélisées :

$$\begin{aligned} \partial T/\partial t &= (-1/\rho c) \cdot (\partial I/\partial z + \partial Q/\partial z) \Delta z && \text{en } z=0 \\ \partial T/\partial t &= (-1/\rho c) \cdot (\partial I/\partial z) \Delta z && \text{aux autres niveaux} \end{aligned}$$

où

ρ = densité de l'eau,
 c = capacité calorifique de l'eau.

La discrétisation de ces équations aboutit au système suivant :

$$\begin{aligned} T(t+\Delta t) &= T(t) - ((I(z=\Delta z) - I(z=0)) - Q) / (\rho c) \\ T(t+\Delta t) &= T(t) - (I(z+\Delta z) - I(z)) / (\rho c) && \text{si } z \neq 0 \end{aligned}$$

- Equation du mouvement :

$$\partial U/\partial t = -f_x U - 1/\rho (\partial G/\partial z)$$

où

$\vec{\tau}$ = contrainte mécanique due au vent, avec comme condition limite en surface $\vec{\tau}(0) = \vec{\tau}$, la tension due au vent.

Le traitement numérique de ces équations sépare l'action de la force de Coriolis (rotation du courant d'un angle égal à $f \cdot \Delta z$), qui intervient sur toute l'épaisseur de la couche, et celle due au vent, qui se limite à la couche de mélange du modèle. L'application de l'équation du mouvement se résume donc aux phases suivantes :

- première rotation du courant d'un demi angle (soit $f \cdot \Delta z / 2$),
- accélération de la masse d'eau contenue dans le CM :

$$U(t+\Delta t, Z) = U(t, Z) + \tau_x / (\rho h)$$

$$V(t+\Delta t, Z) = V(t, Z) + \tau_y / (\rho h)$$

où h représente l'épaisseur de la couche de mélange et Z varie de 0 (la surface) à h ,

- seconde rotation du courant d'un demi angle.

Après avoir calculé les variables au nouveau pas de temps, le modèle détermine la condition de mélange de la base de la CM (calcul de R_b), éventuellement procède au mélange, puis traite le dernier critère de stabilité (calcul de R_g à tous les niveaux) et simule un brassage si nécessaire.

1.2 - Adaptation aux conditions équatoriales :

La zone équatoriale se distingue essentiellement par la faiblesse de la force de Coriolis et la présence du Sous Courant Equatorial (SCE) générant un cisaillement vertical de courant. Par contre, les effets de l'upwelling équatorial étant peu sensibles au niveau du PEO, celui-ci n'a pas été intégré dans le modèle.

L'annulation de la force de Coriolis est prise en compte par le modèle dans le calcul du paramètre de Coriolis f .

Le SCE a été simulé en décomposant le courant U en état de base U_0 et une perturbation U' . U_0 est un courant zonal stationnaire ($U_0(Z), 0$), imposé et représentant le SCE. Lors de l'implémentation à chaque pas de temps, l'équation du mouvement est appliquée à la perturbation $U' = (U', V')$. Les critères de mélange (R_b et R_g) sont calculés en considérant le courant total mais, lorsqu'il y a mélange, seule la perturbation est redistribuée sur la couche brassée afin que U tendent vers le courant de base.

1.3 - Modifications supplémentaires apportées au modèle :

Les premiers essais ont permis de retrouver des évolutions diurnes de la température des 20 premiers mètres comparables à celles observées par les bouées BODEGA. Cependant, nous avons remarqué d'une part que les échanges thermiques du modèle au sein de la couche superficielle sont en général plus faibles que ceux enregistrés et d'autre part que la température des premiers mètres n'est pas suffisamment influencée par les précipitations.

Le premier point a été analysé comme étant un défaut de prise en compte des processus de conduction ou de mélange systématique à faible échelle (une turbulence, même faible est toujours présente dans le milieu). Nous avons alors imposé, immédiatement après application de l'équation de la température, un échange systématique de chaleur entre chaque niveau. Les propriétés calorifiques de l'océan étant supposées constantes avec la profondeur, ces corrections ont été codées par :

$$\begin{aligned} T(Z) &= T(Z) - \alpha(T(Z) + T(Z+dZ)) && \text{et} \\ T(Z+dZ) &= T(Z+dZ) - (1-\alpha)(T(Z) + T(Z+dZ)) \end{aligned}$$

où α est un coefficient compris entre 0 et 1 (nous avons retenu la valeur $\alpha=0,3$) et Z varie de la surface à l'avant dernier niveau.

L'analyse des cycles observés montre qu'un épisode pluvieux entraîne une forte diminution de la SST (cf. chapitre V). Elle s'explique par un apport d'eau plus froide en surface qui, du fait qu'elle soit non salée, a une flottabilité suffisante pour ne s'intégrer que sur les tous premiers mètres. Un rapide calcul montre qu'une lame d'eau² de 40 mm à la température de 19°C, mélangée au sein d'une couche de 2 mètres d'épaisseur et d'une température initiale de 29°C abaisse celle-ci à 28,80°C. La même précipitation mélangée sur 5 mètres entraîne cette fois une diminution de 0,08°C. Mais ce calcul ne peut être intégré au modèle car il nécessite la connaissance de la température des précipitations.

D'autre part, le modèle intègre le flux d'eau douce uniquement en surface. Un apport d'eau douce provoque une forte dessalure à ce niveau et la stabilité ainsi renforcée empêche tout mélange par convection tant que la SST ne décroît pas suffisamment.

Afin de mieux prendre en compte les précipitations, nous avons d'une part réparti l'apport d'eau douce sur les trois premiers niveaux (correspondants aux trois premiers mètres) et d'autre part imposé une diminution de la température à ces mêmes niveaux, selon les schémas suivants :

- La moitié de la hauteur de pluie est intégrée au premier mètre, un tiers et le sixième restant respectivement aux deuxième et troisième mètres. Si P désigne l'apport d'eau douce par unité de surface entre deux pas de temps (P positif), le calcul de la variation de salinité à ces trois niveaux s'écrit, compte tenu que la résolution verticale du modèle est fixée à 1 mètre :

$$\begin{aligned} \delta S(1) &= (1 - P/2) , \\ \delta S(2) &= (1 - P/3) \text{ et} \\ \delta S(3) &= (1 - P/6) \end{aligned}$$

- La dessalure consécutive à un apport d'eau douce modifie le profil de densité des niveaux supérieurs mais cette stabilisation est modérée par la chute de température mentionnée ci-dessus. Toutefois, nous avons remarqué que les eaux superficielles restent stables après un épisode pluvieux. Considérons les deux cas extrêmes :

(1) il y a dessalure sans changement de température ; on obtient un profil de densité $d_1(Z)$.

² Les observations effectuées lors de COARE montrent que 40 mm est une valeur réaliste pour un épisode pluvieux convectif dans le PEO (Young et al., 1992).

(2) la dessalure est accompagnée d'une baisse de la température telle que le profil de densité $d_0(z)$ ne soit pas modifié.

Pour déterminer la variation de température sur les trois premiers niveaux, nous avons supposé que le profil de densité final correspond à un état intermédiaire entre d_1 et d_0 , soit $d(z) = \alpha d_1(z) + (1-\alpha)d_0(z)$. Après quelques essais, nous avons fixé $\alpha=0,6$.

2 - Détermination du forçage atmosphérique :

Comme il a été mentionné plus haut, le modèle est forcé par des données météorologiques avec un pas de temps horaire. A chaque implémentation d'un pas de temps, il calcule les contraintes atmosphériques par interpolation linéaire entre deux heures rondes.

Pratiquement, ces données horaires sont lues dans un fichier préalablement constitué. Nous présentons ici la méthode utilisée pour créer ces fichiers.

L'objectif de la modélisation étant de simuler des situations réelles, nous avons utilisé pour ces expériences des données météorologiques observées. Cependant, ne disposant que de moyennes quotidiennes³, il nous a fallu estimer les valeurs horaires de chacun des paramètres fournis au modèle.

- Le rayonnement :

Nous disposons, pour la période décembre 1989 à juin 1990 et sur tout le domaine, de moyennes quotidiennes de rayonnement incident à la surface de l'océan, calculées à partir de données satellitales sur des "carrés" de 2,5° de côté. Si nous supposons que la couverture nuageuse est constante au cours de la journée, le rayonnement horaire peut être calculé selon l'équation (v). Pour tenir compte de la variation de la nébulosité, il convient de moduler le rayonnement horaire. Si I désigne l'intensité du rayonnement incident par ciel clair et N la nébulosité en octas, on peut estimer l'intensité réelle I' égale à :

$$I' = I(1 - 0,35.N/8)$$

Le coefficient 0,35 a été déterminé à partir de courbes moyennes de rayonnement solaire par ciel clair ($N=0$) et ciel couvert ($N=8$) (M.H. Radenac, communication personnelle).

A partir du rayonnement solaire moyen quotidien I_m et de nébulosités horaires $N(h)$, déterminées à partir d'observations de surface (navires), le calcul des valeurs horaires s'effectue de la façon suivante :

a) calcul de l'intensité I_0 reçue par la surface de l'océan lorsque le Soleil est au zénith, sans tenir compte de la nébulosité.

$$I_0 = I_m.(1 - a).\pi/2 . 24/D$$

où

a = albédo, $a = 0,06$

D = la durée du jour, en heures.

³ Les fichiers de mesures horaires des bouées ATLAS et ceux de données de rayonnement dont nous disposions ne recouvraient pas la même période.

- b) calcul des flux horaires $I(h)$, selon l'équation (v),
- c) prise en compte de la nébulosité
- d) calcul d'un coefficient multiplicatif corrigeant les flux horaires de façon à ce que la moyenne quotidienne vaille effectivement I_m .

Remarque : la prise en compte de la nébulosité n'a d'intérêt que si celle-ci varie en cours de journée puisque la valeur moyenne I_m est imposée.

- La contrainte dynamique :

Elle est déterminée à partir de moyennes quotidiennes de vents, mesurées par les bouées ATLAS ou les îles sélectionnées, ou de moyennes hebdomadaires calculées à partir de données satellitales sur des "pavés" de 2,5° de coté (vents SSML).

Des observations effectuées au sein du PEO ont montré que le vent se renforce en général sous les précipitations, celles-ci étant le plus souvent d'origine convective dans cette région (fig. VII.3 - Young et al., 1993). Lorsque nous imposons un épisode pluvieux, nous doublons donc la force du vent (le facteur 2 étant très réaliste).

Les valeurs horaires des tensions selon les deux axes sont calculées selon l'équation (i).

- Les flux de chaleur sensible et de chaleur latente :

Ils sont calculés à partir de données de vent, de SST et de température de l'air. Les premières sont les mêmes que celles utilisées pour la tension mécanique, la SST et la température de l'air sont extraites des fichiers ATLAS moyennes quotidiennes, SST mesurée à -1m). Comme il a été mentionné précédemment, l'analyse des données acquise lors de campagnes nous ont permis de supposer pour le calcul du flux de chaleur latente que l'écart entre la température de l'air et celle du thermomètre mouillé est constant et égal à 4°C. Des mesures de flux montrent que ceux-ci sont en général plus faibles en fin de nuit et matinée par temps calme et sec. Par contre, sous les précipitations, le flux de chaleur sensible augmente (la température de l'air décroît et la force du vent augmente), alors que le flux de chaleur latente s'annule (atmosphère saturée). Aussi, après avoir calculé grâce aux équations (ii) et (iii) :

- le flux de chaleur sensible par temps sec, $Q_s(W, T_{10}, SST)$,
- le flux de chaleur sensible sous pluies, $Q_{sr}(2 \cdot W, T_{10} - 5, SST)$
- le flux de chaleur sensible $Q_s(W, T_{10}, SST)$,

nous avons déterminé des valeurs horaires de la forme :

$$Q(h) = a(h) \cdot (Q_s + Q_{sr}) \quad \text{si pas de précipitations}$$

$$Q(h) = Q_{sr} \quad \text{si précipitations}$$

où a et b sont des coefficients dont les valeurs ont été fixées à :

$$a(h) = 0,3 \quad \text{si } h < 12 \text{ TSVC,}$$

$$a(h) = 1,7 \quad \text{si } h \geq 12 \text{ TSVC.}$$

- Bilan précipitations-évaporation :

L'occurrence de précipitations est déterminée à partir d'observations de surface (navires) et leurs quantités horaires sont estimées

à partir de données climatologiques ou d'observations relevées lors de campagnes océanographiques. Par exemple, nous avons tenu compte du fait

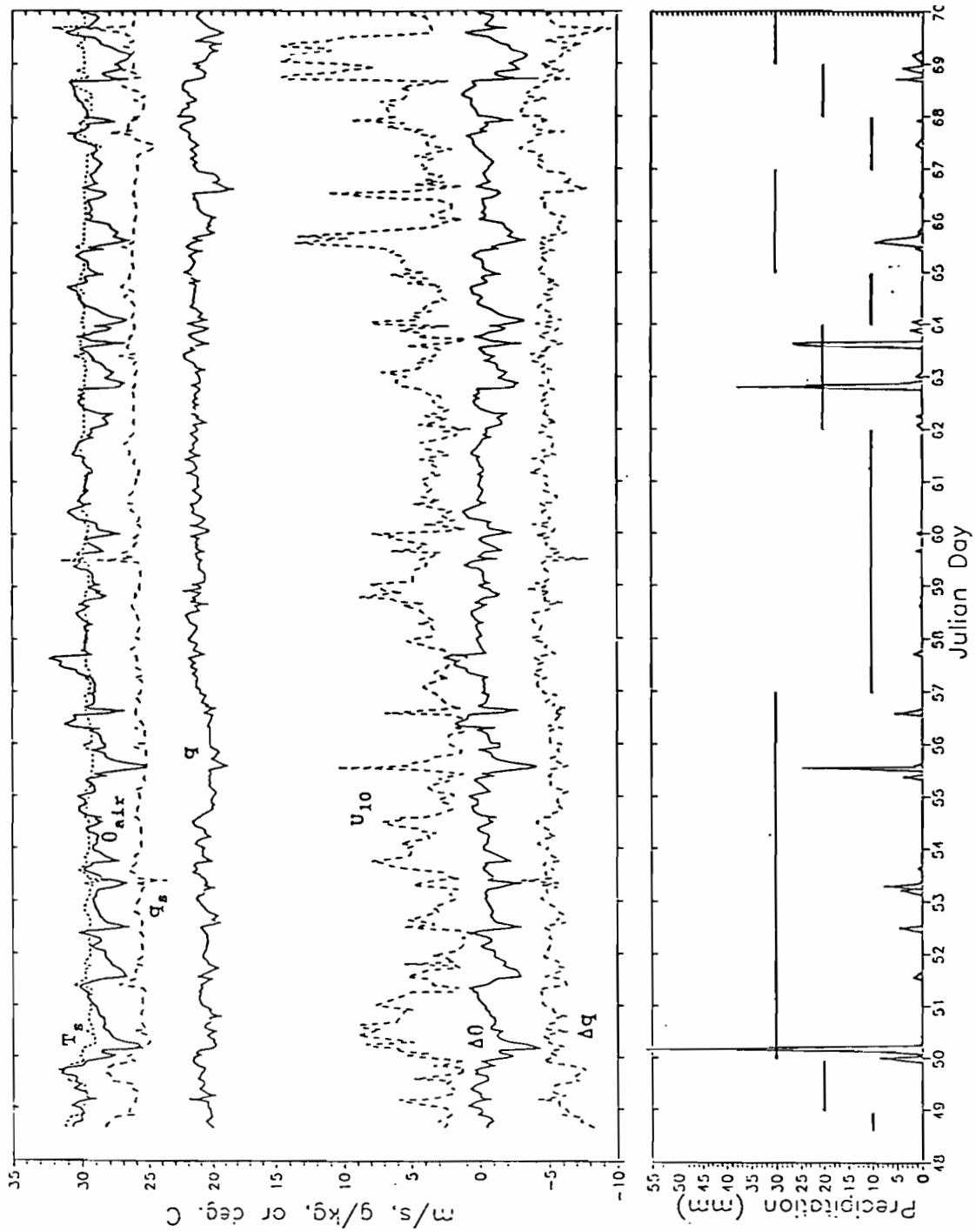


Fig. VII.3 - Observations météorologiques à proximité du 0°/147°E, du 17 février 1990 au 10 mars 1990 (Young et al, 1993)

que, dans le PEO, la convection est maximale en fin de nuit, avec de fortes averses vers 05 heures locales (Bradley, communication personnelle). Dans le cadre de nos expériences, il s'agit plus de fournir une valeur raisonnable qu'une donnée précise qui ne sera jamais accessible à l'échelle spatio-temporelle du réseau de bouées dérivantes, excepté lors de campagnes de mesures intensives comme l'expérience COARE.

Par contre, les quantités d'eau évaporées sont calculées en accord avec le flux de chaleur latente, afin de mieux paramétrer les journées sans précipitation.

Les différentes contraintes météorologiques horaires sont donc calculées à partir :

- d'une moyenne quotidienne du rayonnement solaire incident,
- d'une moyenne quotidienne du vent (force et direction),
- d'une moyenne quotidienne de la température de l'air,
- d'une moyenne quotidienne de la température de surface de l'océan (à -1m),
- d'une estimation horaire de la nébulosité,
- d'une estimation horaire des précipitations.

Par la suite, chaque journée simulée sera caractérisée par la donnée de ces éléments.

3 - Expériences "théoriques" :

Lors de l'analyse de quelques éléments caractéristiques (chapitre V), les principaux mécanismes intervenant sur le cycle diurne des températures dans la COS ont été énoncés. En particulier, nous avons noté l'influence du rayonnement solaire, du vent et des précipitations. Le modèle, dans sa version finale, est utilisé dans un premier temps pour valider les différents schémas proposés.

Pour cela, nous imposons les conditions météorologiques *types* suivantes :

- un rayonnement solaire moyen de 200 W.m^{-2} ,
- un vent moyen de secteur Est (090°) et de vitesse égale à 4 m.s^{-1} ,
- une température moyenne de l'air égale à 27°C ,
- une SST moyenne égale à 29°C ,
- une nébulosité constante,
- pas de précipitations.

(ces valeurs sont telles que le bilan énergétique sur 24 heures est voisin de zéro).

Ensuite, pour chaque expérience, nous lançons le modèle sur 4 jours (notés 0 à 3), avec pour les jours 0, 2 et 3 des conditions météorologiques types et pour le jour 1 des conditions qui diffèrent sur un point (excepté l'expérience n°1 pour laquelle les 4 journées sont identiques). Cette approche permet de visualiser l'effet de chaque paramètres sur le cycle diurne de la température.

3.1 - Expérience n°1 - journée type (fig. VII.4) :

Conditions météorologiques du jour 1 :

- Rayonnement solaire : Référence
- Vent : Référence
- Tair : Référence
- SST : Référence
- Nébulosité : Référence
- Précipitations : Référence

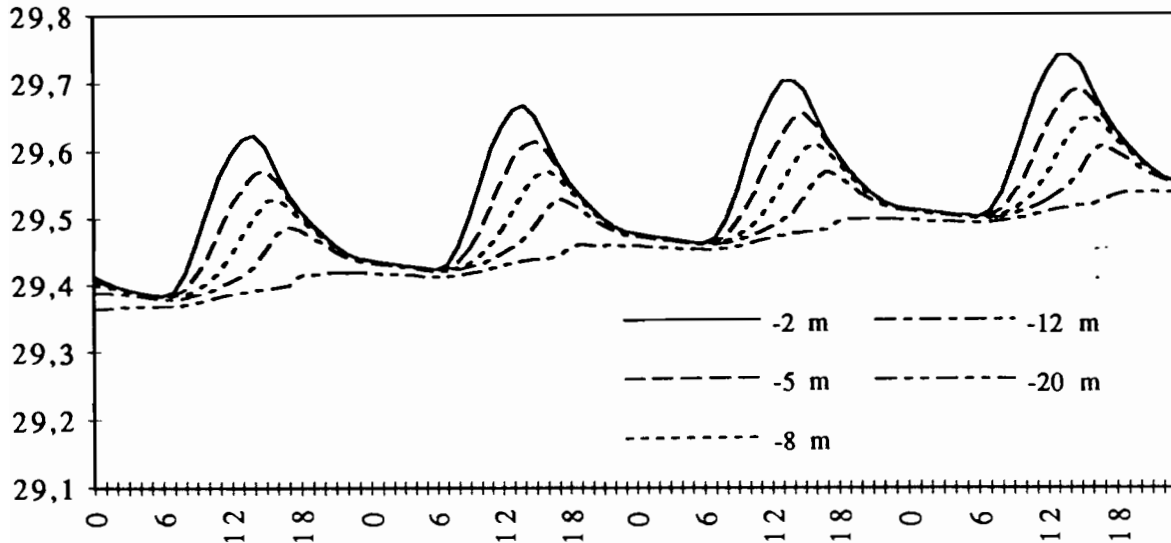


Fig. VII.4 - Expérience n°1 (temps en heures locales, températures en °C).

Cette simulation nous servira par la suite de référence. Les conditions météorologiques sont identiques durant les 4 jours de la simulation. Le résultat de cette expérience montre que le cycle se reproduit de jour en jour sans une nette évolution excepté une tendance au réchauffement de l'ordre de $0,1^{\circ}\text{C}$ en trois jours (soit $0,03^{\circ}\text{C}$ par jour environ). La description suivante porte sur le cycle du jour 1.

En fin de nuit, la température décroît à tous les niveaux alors que la couche superficielle est homogène sur quasiment les 20 premiers mètres (seul le dernier niveau a une température légèrement plus faible). Le minimum est atteint entre 06 et 07 h. loc. puis les eaux s'échauffent sous l'influence du rayonnement solaire. L'élévation de température est moins rapide en profondeur qu'en surface, en raison de l'absorption du rayonnement. A -2 m, le maximum se produit à 14 h. loc. ; bien qu'il y ait alors décroissance du rayonnement solaire, le flux énergétique au niveau de la surface est encore positif. La surface cède donc de la chaleur aux niveaux inférieurs qui continuent à s'échauffer, via la conduction ou le brassage turbulent (la convection n'est pas encore déclenchée, car la couche superficielle est encore stable). Ces processus nécessitent une durée d'action, ce qui explique le déphasage des heures des maxima avec la profondeur. D'autre part, les ruptures de pente à 14 h. loc. au niveau -12 m et à 17 h. loc. à -20 m montrent qu'ils sont prédominants dans l'évolution de la température en dessous d'une dizaine de mètres de profondeur. Au fur et à mesure que la température en surface diminue, la couche superficielle s'homogénéise.

Pour les amplitudes, on note les ordres de grandeur suivants : $0,25^{\circ}\text{C}$ à -2 m, $0,20^{\circ}\text{C}$ à -5 m, $0,16^{\circ}\text{C}$ à -8 m, $0,12^{\circ}\text{C}$ à -12 m et $0,05^{\circ}\text{C}$ à -20 m.

3.2 - Expérience n°2 - nuages en cours de matinée (fig. VII.5) :

Conditions météorologiques du jour 1 :

- Rayonnement solaire : 135 W.m^{-2}
- Vent : Référence
- Tair : Référence
- SST : Référence
- Nébulosité : 8 octas de 00 à 11 h. loc.
- Précipitations : Référence

(le flux moyen de 135 W.m^{-2} permet d'obtenir des intensités de rayonnement comparables l'après-midi à celles de l'expérience n°1)

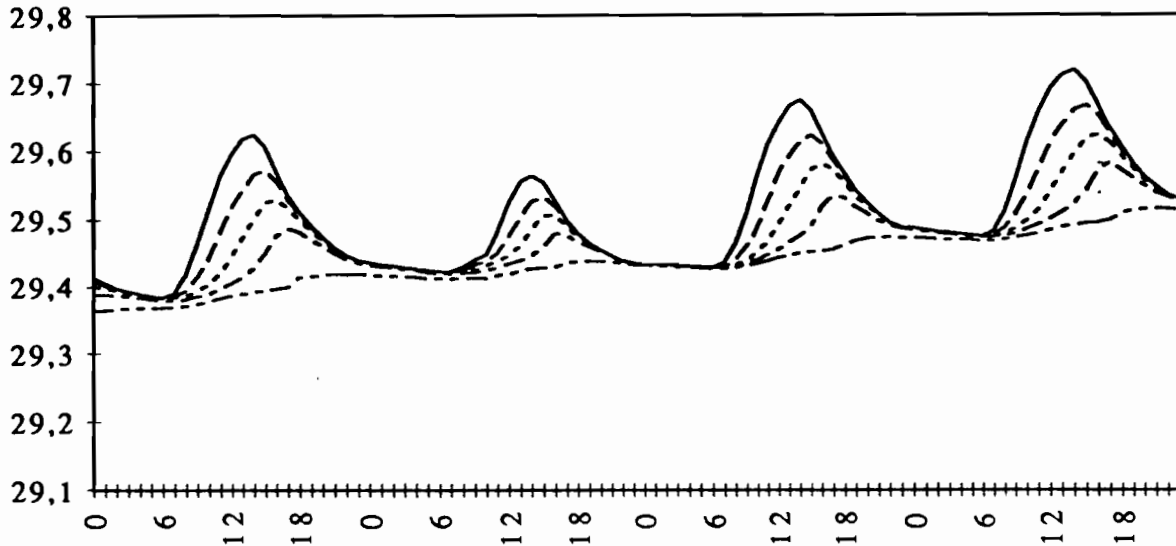


Fig. VII.5 - Expérience n°2 (temps en heures locales, températures en °C).

On observe une nette diminution de l'amplitude (de $0,15^\circ\text{C}$ à -2 m à environ $0,02^\circ\text{C}$ à -20 m) ainsi qu'une tendance nulle sur 24 heures. Si l'allure globale du cycle ressemble à celle du cas 1, on note la rupture de pente en fin de matinée qui marque le morcellement de la couverture nuageuse. Enfin l'homogénéisation intervient plus tôt, vers 23 h.

Les jours 2 et 3 sont identiques à ceux observés lors de l'expérience 1, mis à part un décalage des températures correspondant à la différence de tendance ainsi qu'une plus grande extension de la CM au matin du jour 2.

Cette expérience montre l'importance du rayonnement (et de la nébulosité) sur la variation diurne de la température superficielle océanique.

3.3 - Expérience n°3 - nuages l'après-midi (fig. VII.6) :

Conditions météorologiques du jour 1 :

- Rayonnement solaire : 135 W.m^{-2}
- Vent : Référence
- Tair : Référence
- SST : Référence
- Nébulosité : 8 octas de 12 à 23 h. loc.
- Précipitations : Référence

(le flux moyen de 135 W.m^{-2} permet d'obtenir des intensités de rayonnement comparables le matin à celles de l'expérience n°1)

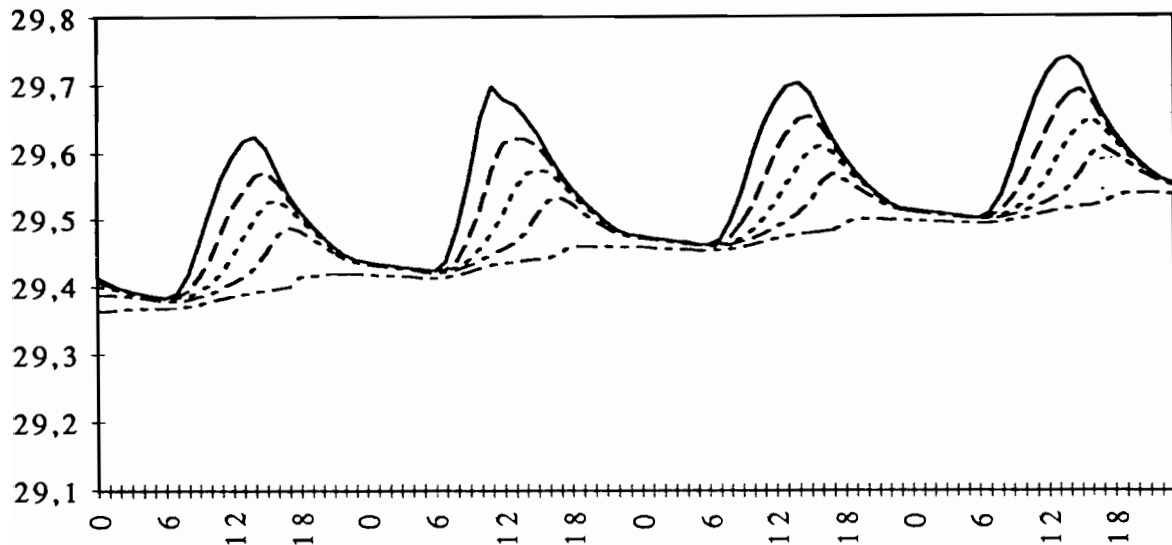


Fig. VII.6 - Expérience n°3 (temps en heures locales, températures en °C).

La différence avec le cas de référence apparaît dans l'allure de la courbe en fin de matinée, avec un refroidissement qui s'amorce dès la diminution du rayonnement. Cependant, au niveau des amplitudes, on ne note pas de changement dans la mesure où l'océan s'échauffe principalement en cours de matinée. Seuls les maxima à - 2, -5 et -8 m sont enregistrés plus tôt tandis que ceux à -12 et -20 m sont inchangés.

Les jours 2 et 3 sont identiques à ceux observés lors de la première expérience.

La comparaison des expériences 2 et 3 montre que, pour un même rayonnement solaire moyen, le comportement de la COS peut varier très sensiblement.

3.4 - Expérience n°4 - forte averse en fin de nuit (fig. VII.7) :

Conditions météorologiques du jour 1 :

- Rayonnement solaire : Référence
- Vent : Référence
- Tair : Référence
- SST : Référence
- Nébulosité : Référence
- Précipitations : 20 mm à 05 et à 06 h. loc.

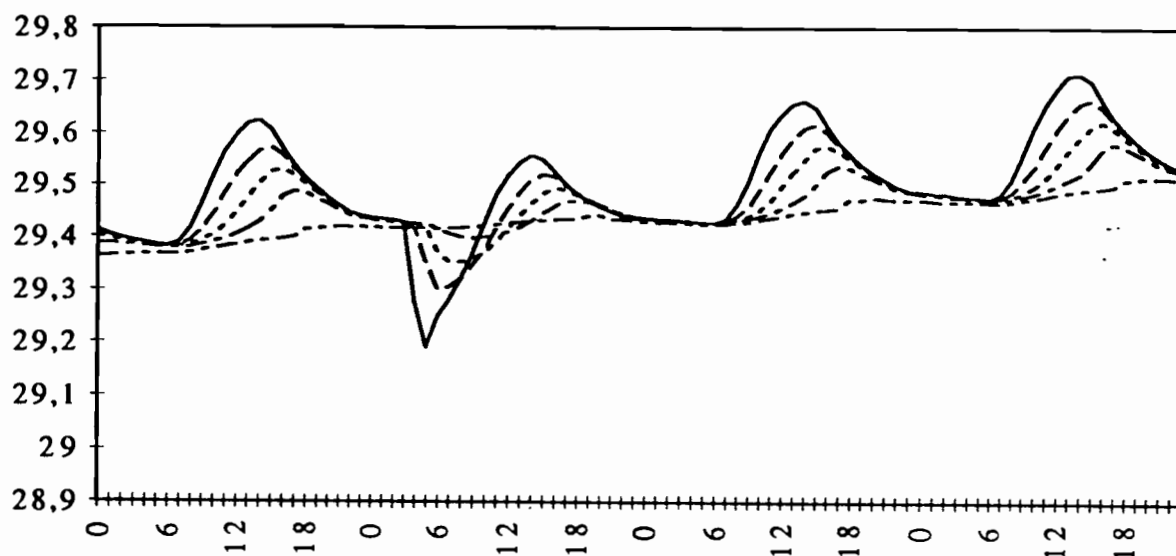


Fig. VII.7 - Expérience n°4 (temps en heures locales, températures en °C).

Les précipitations en fin de nuit ont provoqué une forte inversion de température (il est à noter que de telles inversions sont effectivement observées). Le réchauffement dès le début de la matinée entraîne sa disparition progressive à partir du sommet de la couche. L'amplitude à -2 m est forte (0,37°C), mais cela est principalement dû à la baisse de température consécutive à l'apport d'eau plus froide en surface. Si on considère l'échauffement à -2 m entre 00 et 14 h. (heure du maximum), on trouve une variation de 0,22°C (contre 0,25°C de référence).

Les jours 2 et 3 sont identiques à ceux observés lors de l'expérience 1, mis à part un léger décalage des températures dû à une tendance un peu plus faible le jour 1 et une couche mélangée plus profonde au début du jour 2.

3.5 - Expérience n°5 forte averse l'après midi (fig. VII.8) :

Conditions météorologiques du jour 1 :

- Rayonnement solaire : Référence
- Vent : Référence
- Tair : Référence
- SST : Référence
- Nébulosité : Référence
- Précipitations : 20 mm à 15 et à 16 h. loc.

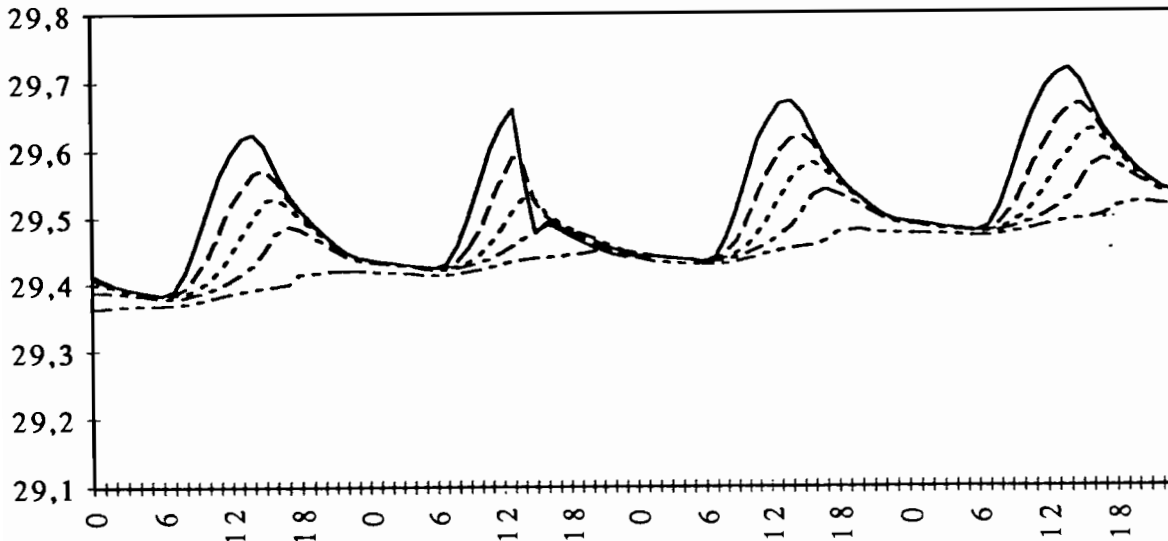


Fig. VII.8 - Expérience n°5 (temps en heures locales, températures en °C).

Après un début de cycle identique à celui de référence, on remarque la formation d'une inversion de température importante (chute de 0,2°C) mais limitée en surface ; elle n'atteint pas le niveau -5 m bien que la température à cette profondeur ait sensiblement baissée. Elle s'étend progressivement aux autres niveaux en cours de nuit, par convection libre, mais le gradient vertical de température est très faiblement positif. En fin de journée (00 h. le lendemain), la couche est parfaitement homogénéisée.

Les jours 2 et 3 sont identiques à ceux observés lors de l'expérience 1, mis à part un léger décalage des températures dû à une tendance légèrement négative.

La comparaison des expériences 4 et 5 montre que deux épisodes pluvieux de même importance peuvent engendrer des comportements différents de la COS selon l'heure à laquelle ils interviennent.

3.6 - Expérience n°6 - pluie persistante le matin (fig. VII.9) :

Conditions météorologiques du jour 1 :

- Rayonnement solaire : Référence
- Vent : Référence
- Tair : Référence
- SST : Référence
- Nébulosité : Référence
- Précipitations : 5 mm par heure de 05 à 14 h. loc.

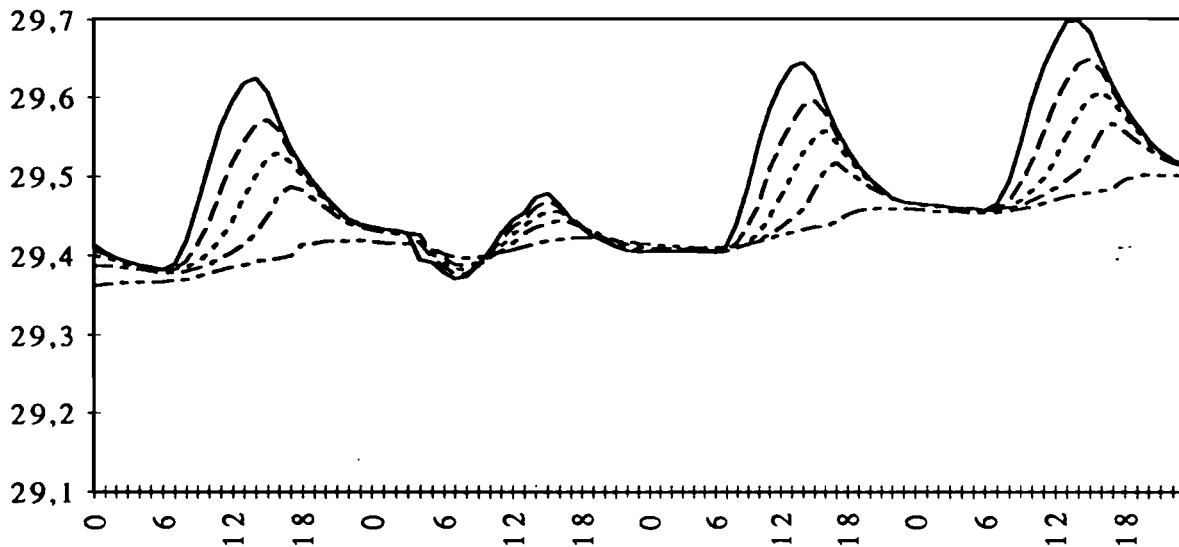


Fig. VII.9 - Expérience n°6 (temps en heures locales, températures en °C).

Les précipitations engendrent une inversion de température dès le début de la journée. Leur faible intensité modère le refroidissement de surface (en comparaison avec l'expérience 2) mais leur persistance retarde l'heure du minimum. Le réchauffement dû au rayonnement solaire est uniforme sur toute la couche et l'inversion disparaît à tous les niveaux simultanément. Malgré un ensoleillement égal à celui de référence, les températures maximales sont faibles (échauffement entre 00 et 14 h. inférieur à 0,05°C à -2 m). Enfin, on notera la persistance de l'eau moins salée en surface, matérialisée par la formation d'une nouvelle inversion par refroidissement nocturne et qui persiste jusqu'à 7 h. le jour 2.

Mis à part le début de matinée du jour 2, ce jour et le suivant sont semblables à ceux observés lors de l'expérience 1, mis à part un décalage des températures et une homogénéisation légèrement plus importante sur les 20 premiers mètres.

3.7 - Expérience n°7 pluie persistante l'après midi (fig. VII.10) :

Conditions météorologiques du jour 1 :

- Rayonnement solaire : Référence
- Vent : Référence
- Tair : Référence
- SST : Référence
- Nébulosité : Référence
- Précipitations : 5 mm par heure de 12 à 21 h. loc.

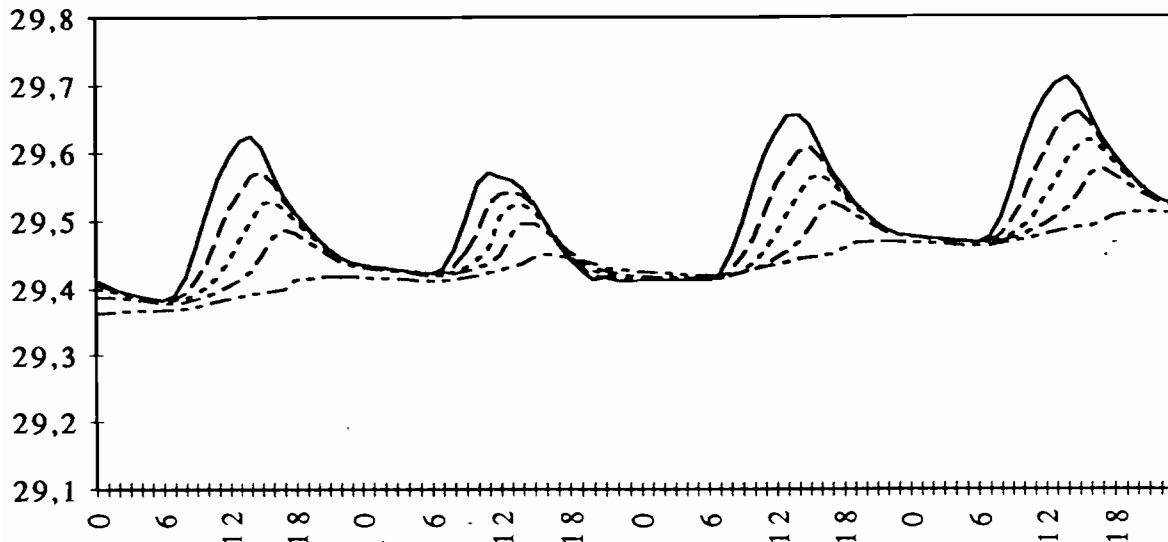


Fig. VII.10 - Expérience n°7 (temps en heures locales, températures en °C).

Après une amorce de cycle identique à celui de référence, la température décroît dès le début des précipitations réduisant les amplitudes, de l'ordre de $0,15^{\circ}\text{C}$ à -2 m. La couche s'homogénéise sur les 12 premiers mètres avant l'apparition d'une inversion à 17 h. loc. qui persiste jusqu'à 07 h. loc. le lendemain.

Dès la matinée du jour 2, les graphes sont similaires à ceux de référence, excepté un décalage des températures et une homogénéisation légèrement plus importante sur les 20 premiers mètres.

Lors des expériences 6 et 7, les précipitations sont égales, mais réparties différemment au cours de la journée, les autres paramètres étant inchangés. La COS ne réagit donc pas de la même façon aux épisodes pluvieux. Dans le cas présent, l'amplitude à -2 m est plus importante de $0,05^{\circ}\text{C}$ et la tendance, toujours négative, est plus proche de zéro.

3.8 - Expérience n°8 vent fort d'Est (fig. VII.11) :

Conditions météorologiques du jour 1 :

- Rayonnement solaire : Référence
- Vent : Est 10 m/s
- Tair : Référence
- SST: Référence
- Nébulosité : Référence
- Précipitations : Référence

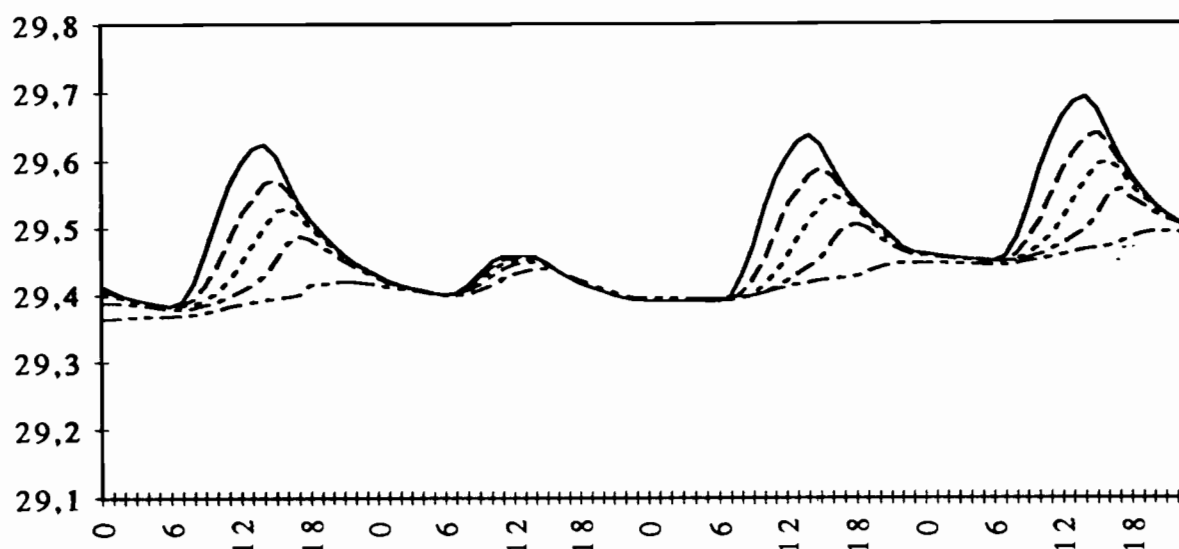


Fig. VII.11 - Expérience n°8 (temps en heures locales, températures en °C).

On remarque que l'amplitude du cycle a fortement diminué à -2 m ($0,07^{\circ}\text{C}$ contre $0,25^{\circ}\text{C}$). Au niveau -20 m, elle reste du même ordre de grandeur (environ $0,05^{\circ}\text{C}$), mais le réchauffement est comparable à ceux observés plus près de la surface ; le maximum est atteint à 15 h. loc. (contre 19 h. loc. au cours de l'expérience). L'énergie totale reçue par l'océan durant cette journée est comparable à celle de référence, mais elle est répartie sur une épaisseur plus importante. Les brassages mécaniques dus au vent fort maintiennent la couche superficielle quasi homogène tout au long de la journée. De 3 à 7 h. loc., les 20 premiers mètres sont totalement mélangés. La couche redevient isotherme dès 17 h. loc. au lieu de 06 h. loc. le lendemain matin.

Les jours 2 et 3 sont similaires à ceux de l'expérience 1. On notera toutefois un décalage des températures et une meilleure homogénéisation sur les 20 premiers mètres.

3.9 - Expérience n°9 vent fort d'Ouest (fig. VII.12) :

Conditions météorologiques du jour 1 :

- Rayonnement solaire : Référence
- Vent : Ouest 10 m/s
- Tair : Référence
- SST : Référence
- Nébulosité : Référence
- Précipitations : Référence

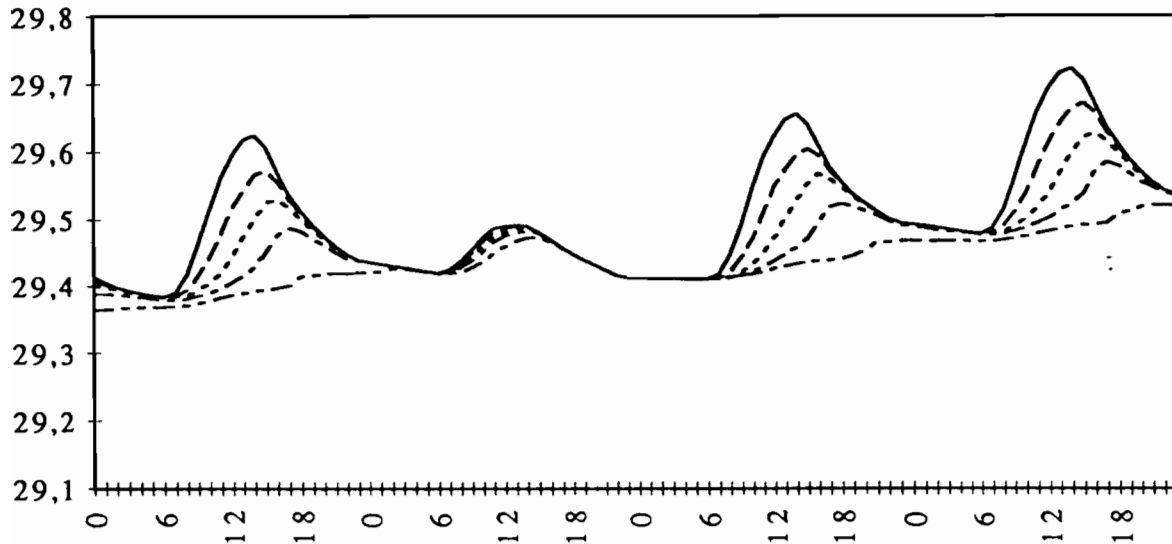


Fig. VII.12 - Expérience n°9 (temps en heures locales, températures en °C).

Le comportement de la COS est semblable à celui observé durant l'expérience précédente. Cependant quelques détails les différencient. Nous allons dans ce paragraphe comparer la simulation présente à la précédente.

- Les amplitudes sont plus marquées ; 0,08°C contre 0,06°C à -2 m, 0,06°C contre 0,05°C à -20 m.

- Le minimum de température en fin de nuit est plus élevé d'environ 0,02°C, ou, de façon équivalente, le refroidissement nocturne des 20 premiers mètres est moins important.

- L'homogénéisation de fin de nuit (matin du jour 1) se produit une heure plus tôt, suite à un réchauffement au niveau -20 m (et non pas un refroidissement des niveaux supérieurs)

Ces différences sont liées aux variations de courant au sein de la COS. Rappelons que celui-ci se décompose en un courant de base et une perturbation. Le premier a une composante Ouest⁴ sur les 100 premiers mètres. La perturbation induite par un vent d'Est renforce ce courant mais ne crée pas de cisaillement important. Par contre, dès que le vent s'oriente à l'Ouest, le courant en surface s'inverse et il y a cisaillement. Les brassages deviennent rapidement plus intenses.

⁴ Un courant Ouest est dirigé vers cette direction, contrairement au vent pour lequel on mentionne la provenance.

Les différentes expériences permettent de dégager les points suivant :

- Le rayonnement intervient directement sur l'amplitude du cycle. L'énergie reçue le matin est stockée dans les toutes premières couches puis répartie en profondeur par des processus plus lents (conduction et brassage) ou se déclenchant généralement en cours de nuit (convection). Lorsque l'insolation est faible le matin, l'homogénéisation de la couche est telle que le rayonnement est absorbé par l'océan sur une plus grande épaisseur.

- Les précipitations jouent un rôle très important dans le cycle diurne. Elles modifient à la fois les profils de densité et de température. L'eau douce limite l'extension verticale des processus de mélange ; les évolutions diurnes sont donc plus marquées en surface. Les pellicules d'eau stable peuvent persister plusieurs jours.

- Le vent accroît les processus de brassage via leur action sur les courants de surface. Un vent fort entraîne une homogénéisation de la couche superficielle, les échanges énergétiques se font sur une épaisseur plus importante. La dynamique de l'océan équatorial est telle que la réponse est plus rapide lorsque le vent fort est de secteur Ouest.

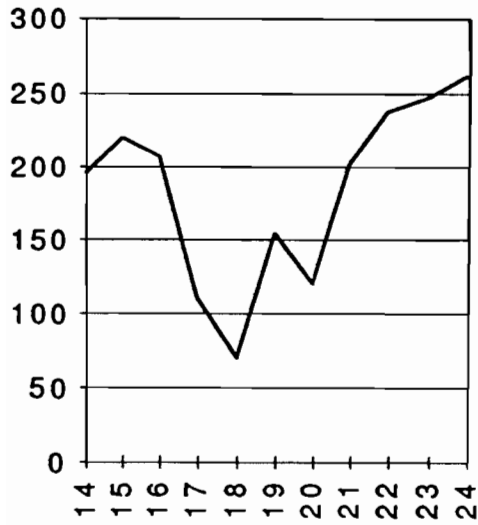
- La variabilité temporelle des conditions météorologiques est déterminante pour l'évolution de la température au sein de la COS. Elle explique en partie les difficultés rencontrées lors de l'approche statistique à partir de paramètres météorologiques quotidiens moyens.

4 - Etude d'une situation réelle :

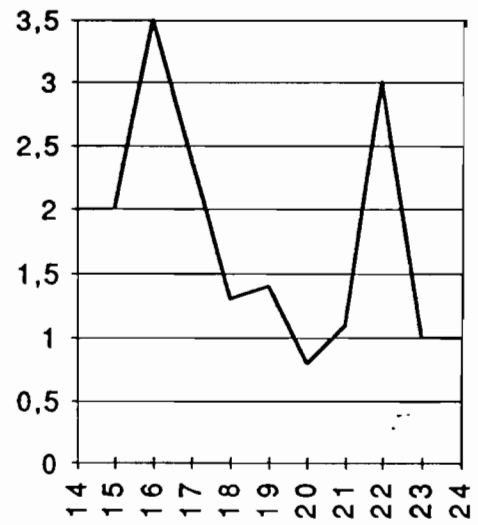
L'étude du cycle journalier par simulation numérique a été étendue au traitement d'un cas réel. Celui-ci a été déterminé à partir des données BODEGA pour une zone adaptée aux conditions du modèle (à savoir près de l'équateur) et une période pour laquelle nous disposons d'un grand nombre d'observations météorologiques. En particulier, la nécessité d'utiliser les mesures de rayonnement par satellite a limité celle-ci à la période décembre 1989/juin 1990 (Bishop et Rossow, 1991).

Les cycles retenus sont ceux enregistrés par la bouée 12083 du 14 au 23 juin 1990, soit une période de 10 jours. A cette époque, elle circulait au niveau de l'équateur, entre les méridiens 150°E et 156°E. Les données de vitesses de la bouée, équivalentes aux courants par 15 mètres de fond montrent une forte accélération de ceux-ci vers l'Est. Ce renforcement vient en réponse à un coup de vent d'Ouest.

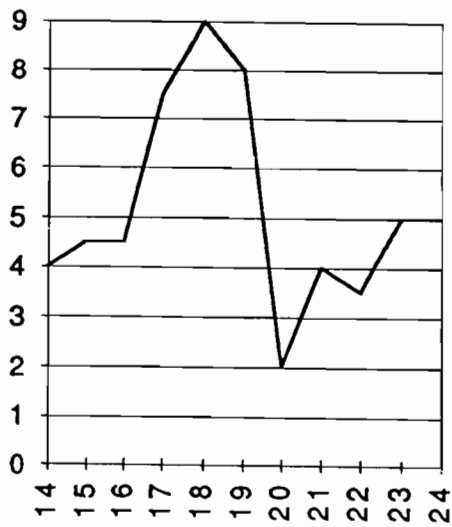
Les conditions météorologiques, établies pour les 10 jours de la simulation ont été extraites de différentes sources. Il s'agissait alors de considérer des observations ou mesures proches de la bouée, dont la position était donnée. Après une première vision à grande échelle du régime de vent, grâce aux fichiers SSMI (module et écart type - cf. chapitre III.6) et aux observations de surface (bouées ATLAS ou îles de Nauru et Kapingamarangi), une estimation quotidienne a été effectuée le plus près possible du flotteur. Le rayonnement solaire moyen quotidien a été obtenu avec une résolution horizontale de 2,5°. Les données de température (air et surface océanique) ont été déterminées grâce à la bouée ATLAS la plus proche. Enfin, la nébulosité et les précipitations ont été estimées principalement à partir des observations des navires. Les conditions météorologiques pour la période du 14 au 24 juin 1990 sont résumées sur les graphes des figures VII.13 et VII.14.



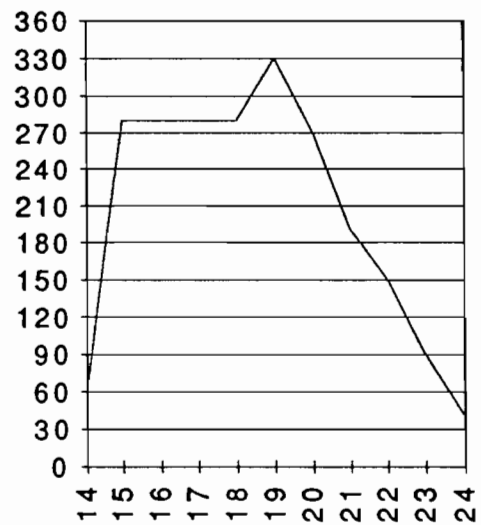
(a)



(b)



(c)



(d)

Fig. VII.13 - Conditions météorologiques du cas réel :
 (a) de rayonnement solaire en $W.m^{-2}$, (b) écart SST-Tair, en $^{\circ}C$,
 (c) vitesse du vent en $m.s^{-1}$, (d) direction du vent en degrés.
 Les dates sont en abscisse (mois de juin 1990)

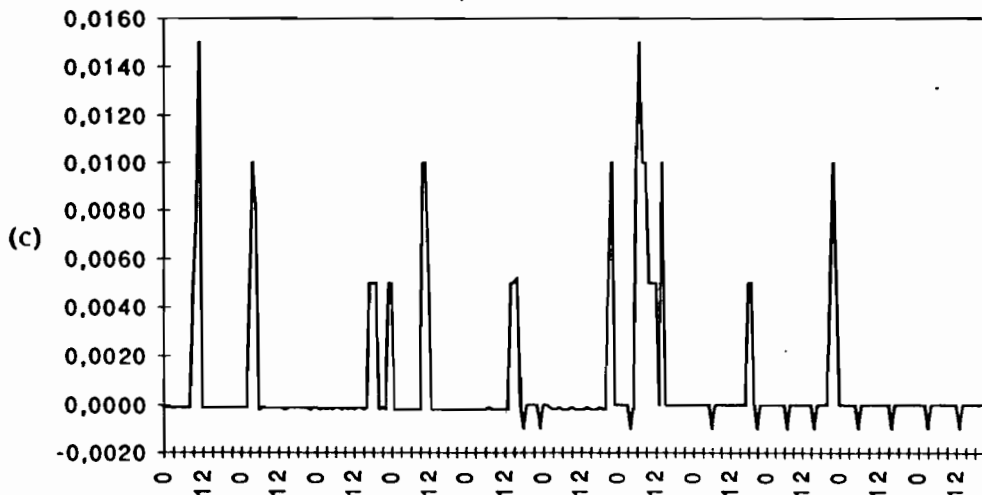
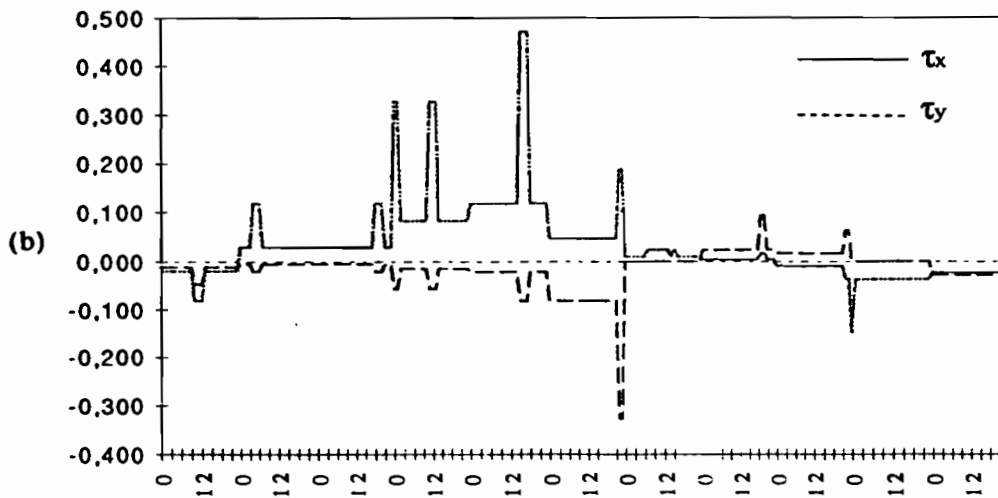
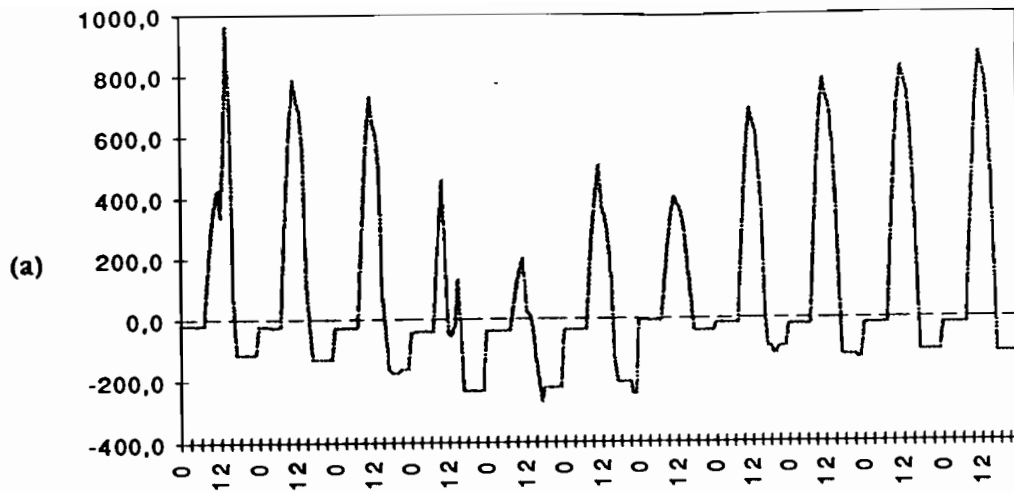


Fig. VII.14 - Forçage atmosphérique du cas réel :
 (a) de rayonnement net en $W.m^{-2}$,
 (b) tension du vent en Pa,
 (c) flux <Précipitations - Evaporation> en m/heure.
 Origine des temps = le 14 juin 1990 à 00 h. loc.

Le profil initial de température pour les 20 premiers mètres a été déterminé à partir des données de la bouée BODEGA 12083 enregistrées le 14 juin et, pour les niveaux inférieurs, à partir de sondages bathythermiques effectués lors de campagnes proches de l'équateur.

La figure VII.15 représente les températures des niveaux -2, -5, -8, -12 et -20 mètres relevées par la bouée et restituées par le modèle ainsi que la salinité calculée à ces niveaux.

Première analyse :

Les trois premiers jours sont caractérisés par des cycles d'amplitude modérée, avec une tendance positive. Lorsque les vents forçissent, l'évolution diurne est nettement moins marquée et la couche reste homogène tandis que la tendance devient négative. Le septième jour, un épisode pluvieux provoque une importante inversion du profil de température qui ne disparaît que le lendemain. Les conditions météorologiques deviennent ensuite plus clémentes (fort rayonnement, vent modéré) et l'évolution diurne est à nouveau marquée tandis que la couche superficielle s'échauffe de jour en jour.

La comparaison avec les cycles observés montre que, globalement, le modèle restitue correctement l'allure générale de l'évolution de la température de la couche superficielle, avec cependant une tendance à limiter les refroidissements et au contraire à renforcer les réchauffements.

Les inversions de température coïncident avec les épisodes de dessalure de surface consécutifs aux précipitations. On remarque que les premières pluies engendrent des dessalures sur une importante épaisseur (atteignant 12 m) qui tendent à disparaître en même temps que la température de surface décroît. La COS est homogénéisée par brassage. L'effet des précipitations des 3ème et 4ème jours est presque imperceptible. Le vent soutenu, se renforçant sous les pluies, maintient la couche quasi homogène. Par contre, le fort apport d'eau douce par vent calme du 7ème jour se traduit par une importante dessalure mais limitée d'abord en surface avant de se propager lentement vers les couches inférieures. En fin de période, alors que les vents sont toujours faibles, la salinité de toute la couche décroît. Elle devient homogène sur les 20 premiers mètres mais flotte sûrement au dessus d'une couche plus dense.

Comparaison cycle par cycle :

- Cycle 1 :

La simulation donne ici de très bons résultats, aussi bien qualitativement que quantitativement. On remarque en effet le rapide réchauffement près de la surface tandis que le niveau -20 m reste stationnaire. De même, la chute de température, suivie immédiatement de l'homogénéisation près de la surface est correctement reproduite par le modèle. Enfin, la formation de l'inversion correspond à l'observation. L'amplitude calculée est légèrement plus faible que celle observée (en raison sans doute de la difficulté à déterminer les conditions exactes d'ensoleillement). La tendance est par contre bien estimée par le modèle avec, lorsque l'inversion disparaît au matin de second jour, les mêmes températures que 24 heures plus tôt.

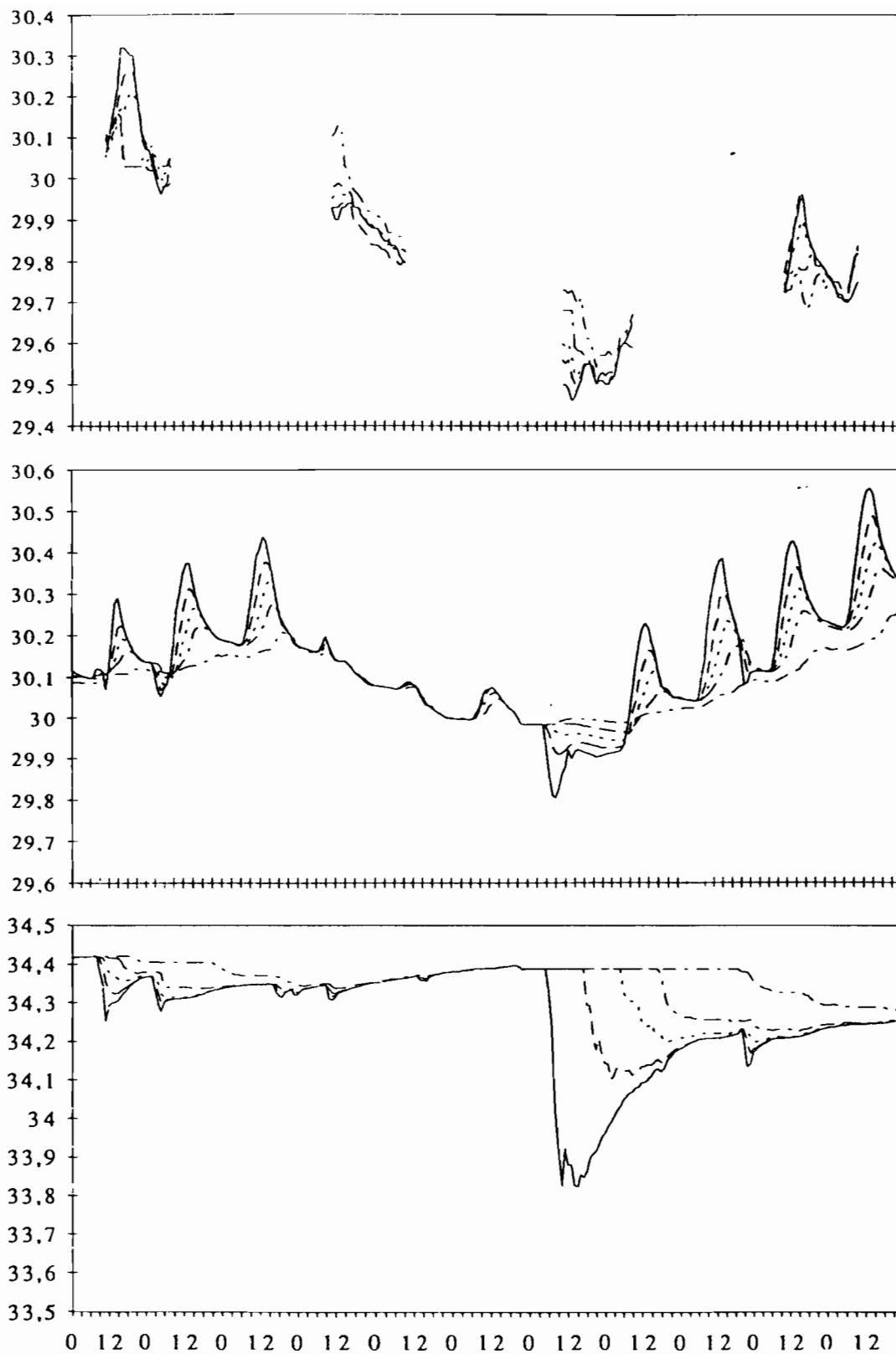


Fig. VII.15 - Evolution de la COS entre le 14 et le 24 juin 1990.

En haut : Températures mesurées par bouée BODEGA (°C)

Au centre : Modélisation - Températures (°C)

En bas : Modélisation - Salinité (usp)

Origine des temps = le 14 juin 1990 à 00 h. loc.

- Cycle 2 :

Après avoir tourné 3 jours, le modèle reste stable et les températures ne s'écartent pas trop de la réalité. On note cependant un réchauffement dans la simulation alors que les mesures montrent un léger refroidissement. Là encore, on peut penser que cette déviation est due à un manque de précision des paramètres météorologiques.

Sous l'action des vents forts qui lui sont appliqués, le modèle homogénéise la couche superficielle. Le cycle modélisé présente une évolution diurne effectivement observée. La bouée a enregistré au niveau -20 m des températures plus élevées que celles en surface, alors que le gradient en surface est négatif ; cette anomalie n'a pas été reconstituée par le modèle.

La tendance négative calculée, de l'ordre de $0,1^{\circ}\text{C}$ à tous les niveaux est conforme à l'observation.

- Cycle 3 :

Au bout de 6 jours, les écart entre le modèle et l'observation deviennent plus importants ; le refroidissement sur les derniers jours est en effet moins prononcé que ce que montre la bouée BODEGA.

Le point important de ce cycle est l'inversion causée par de fortes précipitations. Elle est relativement bien reconstituée, avec un fort gradient vertical sur toute l'épaisseur représentée. Le modèle détruit cette inversion vers 8 h. loc. le lendemain, ce qui là encore correspond à l'observation. Par contre, le refroidissement des niveaux inférieurs en cours de nuit n'est pas reproduit. Il peut être dû à un renforcement des vents (qui ce jour là ont été estimés à seulement 2 m/s) ou à un changement de masse d'eau (traversée d'une lentille d'eau *fossile*), non représentable par le modèle qui ne traite pas les advections.

- Cycle 4 :

En fin de simulation, le modèle suggère un réchauffement progressif des la COS, suite à une série de cycles à forte amplitude. Les mesures de la bouée traduisent également un réchauffement, mais légèrement moins important.

L'allure générale du dernier cycle de la simulation est semblable à celle du tracé des observations, avec une amplitude et une tendance équivalente. Seules les évolutions au niveau -20 m sont moins marquées. On observe de plus que l'écart de température est plus important entre les niveaux -12 et -20 mètres. La couche mélangée est confinée au dessus des 20 premiers mètres et, en raison de sa stabilité, le réchauffement des couches supérieures est plus intense. Le cycle observé, quant à lui, montre qu'il existe une interaction entre le niveaux -20 m et ceux moins profonds (réchauffement jusqu'à 15 h. loc., homogénéisation en cours de nuit) mais aussi avec les niveaux inférieurs (refroidissement en cours d'après midi). La limitation par le modèle des interactions à des niveaux trop peu profonds a été par ailleurs souvent observée lors des différents essais.

La simulation sur 10 jours a permis de restituer de façon réaliste l'évolution de la température des 20 premiers mètres alors que les conditions de forçage étaient très variables. Une détermination plus précise de ces dernières améliorerait sans doute les résultats. D'autre part, une meilleure représentation des brassages et de leur extension verticale rendrait le modèle plus réaliste. Enfin, rappelons que le modèle utilisé est unidimensionnel et qu'il ne prend pas en compte les advections horizontales de température et de salinité. De même, les mouvements verticaux qui peuvent être importants à l'équateur ne sont pas pris en compte.

L'échantillonnage des bouées BODEGA étant de trois jours, il semble alors possible de reconstituer les cycles intermédiaires par simulation numérique (sur 2 jours seulement), moyennant la connaissance précise des conditions météorologiques.

Conclusion

Les bouées dérivantes BODEGA nous ont fourni un jeu de données qui, après validation, a permis d'appréhender les mécanismes régissant l'évolution diurne de la température superficielle océanique au sein du Pacifique Equatorial Occidental. Ces données couvraient la période décembre 1989 à mai 1992 sur la zone comprise entre les parallèles 15°S et 15°N, le méridien 130°E et la ligne de changement de date. Trois types d'approches ont pu être abordés.

Une première étude descriptive a abouti à une classification des cycles ; 4 types d'évolution sont fréquemment observés, mais chacun d'entre eux admet des variantes. On peut reconnaître :

- les cycles à évolution différentielle, liés de façon évidente au réchauffement solaire,
- les cycles présentant une inversion de température, dont seul un apport d'eau douce peut expliquer la présence,
- les cycles homogènes, pour lesquels la température et son évolution sont sensiblement les mêmes à tous les niveaux, principalement en raison du brassage du vent,
- les cycles présentant une évolution brutale de la température, non liée au réchauffement solaire mais plutôt au déplacement de la bouée.

Les méthodes statistiques n'ont pas permis de confirmer l'existence de liaisons simples entre les critères descriptifs de l'évolution diurne et des paramètres météorologiques. Cependant, des relations faibles entre certains de ces critères et des combinaisons d'éléments atmosphériques ont conforté les résultats de la première approche.

Enfin, par la modélisation, nous avons affiné nos connaissances des mécanismes responsables du cycle diurne. La couche superficielle océanique est très sensible aux conditions atmosphériques et réagit rapidement aux variations de celle-ci, différemment selon l'état de la COS. Les échelles temporelles de ces interactions expliquent en partie la difficulté de mettre en œuvre une méthode statistique à partir de paramètres moyens.

Le cycle diurne est surtout conditionné par le vent, le rayonnement solaire et les précipitations. Le rôle de chacun de ces paramètres dans les mécanismes de la variation diurne a été analysé.

- Le vent intervient sur le cycle diurne via les flux de chaleurs latente et sensible ; un vent fort accroît ces flux et favorise un refroidissement en surface.

Mais son influence est principalement due à la circulation qu'il induit. En effet, les processus de mélange sont déclenchés lorsque le cisaillement vertical de courant dépasse un certain seuil. La contrainte mécanique du vent entraîne la couche mélangée, créant ainsi un courant de surface. Sa vitesse est d'autant plus élevée que le vent est fort et que la masse d'eau transportée, proportionnelle à l'épaisseur de la couche de mélange, est faible. Au niveau de la couche de transition (limite inférieure de la CM), on peut observer une forte variation de courant sur quelques mètres,

conduisant à un brassage à ce niveau et donc à une extension verticale de la couche mélangée.

Lorsque le vent est fort, la circulation induite est rapide et permet d'obtenir des conditions de mélange même si la couche mélangée est épaisse. Celle-ci peut s'étendre jusqu'à des profondeurs dépassant 20 mètres. Il en résulte une homogénéisation de la couche superficielle dans laquelle l'évolution diurne est identique à tous les niveaux. La dynamique au niveau de l'équateur est telle que l'océan répond plus rapidement à un coup de vent d'Ouest qu'à un renforcement des vents d'Est. Il en résulte un mélange de la COS plus ou moins rapide selon la direction des vents.

Lorsque la couche mélangée est mince, un vent même faible peut induire au niveau de la surface un courant suffisant pour provoquer son extension verticale grâce à des processus de mélange.

- Sous l'action du rayonnement solaire, les eaux de surface s'échauffent. Cette chaleur est propagée par des phénomènes turbulents au sein de la couche mélangée. L'épaisseur de celle-ci, définie par un gradient de densité faible, varie en cours de journée. En effet, le réchauffement étant plus intense près de la surface, l'écart de température, donc le gradient de densité, augmente, diminuant ainsi l'épaisseur de cette couche. Si à un niveau, une fraction du rayonnement atteint et réchauffe les eaux, la diminution ou la disparition de l'apport de chaleur par turbulence est prédominante ; le gradient de température entre ce niveau et la surface s'accroît.

A la mi-journée, la couche de mélange est mince, parfois inférieure à un mètre. Le vent y induit un courant qui à son tour génère le brassage avec les niveaux immédiatement inférieurs. Tant que le rayonnement solaire est suffisant pour compenser cette perte de chaleur, la température de surface augmente, maintenant la couche de mélange sur une faible profondeur. En cours d'après-midi, l'énergie reçue par la surface s'affaiblissant, le bilan au sein de la couche mélangée devient négatif et celle-ci se refroidit. Les phénomènes de brassage provoquent alors son extension verticale. Si les niveaux immédiatement inférieurs se refroidissent à leur tour, ces mécanismes peuvent engendrer à des profondeurs plus importantes (de l'ordre de 10 à 20 mètres) un réchauffement. Le profil de température tend vers l'isothermie qui peut être atteinte en cours de nuit.

- Un apport d'eau douce a pour premier effet de diminuer la salinité de surface et donc d'augmenter la stabilité de la couche superficielle océanique. Cette stabilisation est toutefois modérée par le refroidissement de ces mêmes eaux occasionné par les précipitations. L'eau douce et plus froide se mélange sur une plus ou moins grande profondeur selon l'état de la COS et de l'intensité des phénomènes turbulents. Si la couche est initialement homogène, l'extension verticale est importante. Par contre, si elle est stable, l'eau douce reste en surface et renforce encore cette stabilité. Ainsi, une averse en fin de nuit provoque une inversion de température marquée sur plus de 10 mètres (voire 20 m) tandis que le même phénomène en milieu de journée n'affectera que les tous premiers mètres. Dans ce cas, la forte stabilité des eaux à ces niveaux permet la formation d'une inversion de température lors du refroidissement nocturne de la surface et limite les phénomènes de convection.

L'eau douce peut persister plusieurs jours en surface sous la forme d'une pellicule mince, tant que les phénomènes de brassage restent faibles. L'évolution diurne de ces *eaux fossiles* est alors nettement plus marquée qu'aux niveaux inférieurs.

Au cours de 24 heures, des combinaisons différentes de ces mécanismes peuvent être observées. Toutefois, l'influence de l'un des

paramètres météorologiques prédomine, ce qui explique la possibilité de classer les cycles observés en un nombre limité de catégories.

La modélisation des mécanismes du cycle diurne donne des résultats satisfaisants, moyennant la connaissance à une petite échelle de temps des conditions météorologiques. Appliquée au traitement des données BODEGA, elle pourrait dans ces conditions permettre la reconstitution des cycles diurnes manquants en raison de l'échantillonnage des mesures (acquises 1 jour sur 3 durant la période que nous avons considérée). Mais il faut toutefois souligner que le modèle utilisé pour cette étude ne tient pas compte des déplacements du flotteur.

Durant l'expérience COARE, et particulièrement la Période d'Observations Intensives (POI) (novembre 1992 - février 1993), de nombreuses informations océanographiques et météorologiques ont été relevées. En particuliers, 19 bouées de type BODEGA ont été déployées et ont transmis des mesures horaires de façon continues durant trois mois. Ce nouveau jeu de données, associé à une couverture météorologique plus conséquente, pourrait être à la base d'une nouvelle étude qui affinerait la compréhension des mécanismes responsables de l'évolution diurne. Elle permettrait de traiter par exemple les observations de la couche nuageuse effectuées par avion lors de la POI ou par satellite, d'utiliser les données acquises par les bouées météorologiques MARISONDE ainsi que les mesures de flux radiatifs et turbulents acquises à de très fines échelles lors des campagnes.

D'autre part, un suivi du bilan énergétique de la couche superficielle océanique pourrait être envisagé à partir de l'étude des variations du contenu thermique, à l'échelle diurne et au delà. Il permettrait de surveiller l'évolution des masses d'eau du Pacifique Equatorial, en liaison avec les épisodes ENOA.

Enfin, les cycles diurnes de température évoluant en fonction des conditions météorologiques, une étude de faisabilité sur la détermination de ces conditions à partir de données horaires de températures de la couche superficielle océanique peut être envisagée.

Bibliographie

- Besleaga, N., 1992 : El Niño/Oscillation Australe. Le Point Sur, DMN, N°1.
- Bishop, J.K.B. et W.B. Rossow, 1991 : Spatial and temporal variability of global surface solar irradiance. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 96, 16839-16858.
- Bjerknes, J., 1969 : Atmospheric teleconnection from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163-172.
- Bonnissent, J., 1989 : Cours de météorologie tropicale. *Note de l'ENM*.
- Cane, M.A., 1980 : On the dynamics of equatorial currents, with application to the Indian ocean. *Deep-Sea Res.*, vol. 27.A, 525-544.
- Cane, M. A., S. E. Zebiak and S. C. Dolan, 1986 : Experimental forecasts of El Niño. *Nature*, 321, 827 - 832.
- Chen, D. et L.M. Rothstein. 1991 : Modeling the surface mixed layer structure in the western equatorial Pacific. *TOGA Notes*, n°2, 1991.
- Du Penhoat, Y, F. Gallois, M.J. Langlade, G. Reverdin, H. Walico 1990 : Rapport de campagne Surtropac 13 à bord du N.O. Le Suroît, 1 au 28 décembre 1989. *Rapport de mission sciences de la mer, océanographie physique*, N°3.
- Eliot, W.P. et R.K. Reed, 1984 : A climatological estimate of precipitation for the world ocean. *J. Climate and Appl. Met.*, 23, 434-439, 1984.
- Etcheto, J., J. Boutin et L. Merlivat, 1991 : Seasonal variation of the CO₂ exchange coefficient over the global ocean using satellite wind speed measurement. *Tellus*, 43B, 247-255.
- Hayes, S.P. , 1992 : Software Reference Manual for Atlas Moored Thermistor Chain Array. *TAO Project Office.*
- Hayes, S.P., L.J. Mangum, J. Picaut, A. Sumi and K. Takeuchi, 1991 : TOGA - TAO, A moored array for real time measurements in the Tropical Pacific Ocean. *Bulletin of the American Meteorological Society*, mars 1991, N°3 Volume 72.
- Hayes, S.P., P. Chang and M.J. McPhaden, 1991 : Variability of the sea surface temperature in the Eastern Equatorial Pacific during 1986-1988. *J.G.R.*, Vol. 96, 10553-10566.
- Henin, C., B. Camusat, F. Gallois and P. Waigna, 1989 : Rapport de campagne Surtropac 11 à bord du N.O. Coriolis, du 04 janvier au 05 février 1989. *Rapport de mission sciences de la mer, océanographie physique*, N°1.

- Henin, C., J. Grelet (1992) : Automatisation de la mesure de la température et de la salinité de surface aux stations cotières et sur les navires du réseau d'observation dans l'océan Pacifique Tropical. Rapport final CORDET N°3.
- Imawaki, S., P.P. Niller, C.H. Gautier, D. Halpern, R.A. Kno, W.G. Large, D.S. Luther, L.C. McWilliams, J.M. Moum et C.A. Paulson, 1988 : A new method for estimating the turbulent heat flux at the bottom of the daily mixed layer. *J.Geophys.Res.*, vol.93, 14005-14012.
- Kondo, J., Y.Sasano et T.Ishii. 1978 : On wind-driven current and temperature profiles with diurnal period in the oceanic planetary boundary layer. *J.Phys.Oceanogr*, vol.9, 360-372.
- Large, W.G. et S. Pond, 1982 : Sensible and latent heat flux measurement over the ocean. *Phys.Oceanogr*, vol.12, 464-482.
- Levitus, S., 1982 : Climatological atlas of the world ocean, NOAA Professional paper 13, U.S.Department of Commerce, 173 p.
- Liu, W.T., K.B. Katsoros et J.A.Businger, 1979 : Bulk parametrization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. *J.Atm.Sci.*, 36,1722-1735.
- Lukas, R., 1990 : Fresh water input to the western equatorial Pacific ocean and air-sea interaction. Proceedings of the US-PRC international TOGA symposium - 1988 Beijing, C.Jiping et J.A.Young Ed. 305-327.
- Lukas, R., 1991. The Diurnal Cycle of Sea Surface Temperature in the Western Equatorial Pacific. *TOGA Notes*, n°2, 1991.
- Lukas, R., et E.J Lindstrom, 1991 : The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, vol. 96, supplément, 3343-3357.
- Mayet, L., février 1992 : Les caprices d'El Niño. *Science et avenir*, 24-27.
- McCreary, J.P.Jr, et D.L.T. Anderson, 1991 : An Overview of coupled Ocean - Atmosphere Models of El Niño and the Southern Oscillation. *J.G.R.*, Vol 96, supplément, 3125 - 3150.
- McPhaden, M.J., F. Bahr, Y. du Penhoat, E. Firing, S.P. Hayes, P.P. Niller, P.L. Richardson et J.M. Toole, 1992 : The response of the western equatorial Pacific ocean to westerly wind bursts during november 1989 to january 1990. *J.Geophys. Res.*, vol.97, 14289-14303.
- Merle, J., et Y. Tourre, 1983 : El Niño 1982 - 1983 et ses conséquences climatologiques. *Met-Mar*, n°120, 31-39.
- Philander, G., 1992 : El Niño. *Oceanus*, Vol. 35, N°2.
- Picaut J., R. Lukas et T. Delcroix, 1989 : Acte du colloque "The western Pacific international Meeting and Workshop on TOGA COARE", Noumea 1989, 833p.

- Picaut J., R.Tournier et V.Fabre, 1991 : Atlas des températures et des courants géostrophiques de 1979 à 1985 déduits des mesures XBT le long de rails de navigation du Pacifique tropical, ORTOM, 83 p.
- Picaut, J., M.J. McPhaden, A.J. Busalacchi, S.P. Hayes, G. Raymond, R.Tournier, J.Marchand , 1987 : Validation d'un modèle du pacifique tropical à l'aide de données XBT mouillages chaines à thermistance. Rapport scientifique ASP 19.84.132.
- Pice, J.F., 1979 : Observations of a rain-formed mixed layer. *Phys.Oceanogr*, vol.9,643-649.
- Porte, V., 1992 : Relation entre précipitations et salinité de surface au sein du Pacifique tropical aux échelles saisonnières et interannuelles. *Mémoire de stage Sciences de la mer océanographie physique*.
- Price, J.F., R.A. Weller et R. Pinkel, 1986.: Diurnal cycling : observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling and wind mixing. *J.Geophys.Res.*, vol.91, 8411-8427.
- Reverdin, G, 1988 : Quantification de bouées dérivantes, Programme Bodega. *Rapport scientifique contrat IFREMER 88/1/430001*.
- Schudlish, R. et J.F. Price. 1992 : Diurnal cycles of current, temperature and turbulent dissipation in a model of the equatorial upper ocean. *J.Geophys.Res.*, vol.97, 5409-5492.
- Taft, B.A.,and M.J. McPhaden, 1990 : Diurnal cycle of sea surface in the western tropical Pacific. Proceedings of the US-PRC international TOGA symposium - 1988 Beijing, C.Jiping et J.A.Young Ed.
- Tournier, R., 1989 : Variabilité de la structure thermique et des courants à l'ouest et au centre de l'océan Pacifique Tropical de 1979 à 1985. Thèse de doctorat de l'Université Paris VI, 154 p.
- Vialar, J., 1986 : Calcul des probabilités et statistique, tome III, 189p.
- Weare, B.C., P.T. Strub et M.D. Samuel, 1981 : Annual mean surface heat fluxes in the tropical Pacific ocean. *J.Phys.Oceanogr*, vol.11,705-717.
- Wentz, F.J., 1989 : User manual SSM/I geophysical tapes. RSS tech. report 060989, Remote sensing systems, Sausalito, CA, USA, 16p.
- Wentz, F.J., 1992 : Measurement of oceanic wind vector using satellite microwave radiometers. *IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing*, vol. 30, 960-972.
- WOCE/TOGA : Surface Velocity Programme planning committee (SVP 3) with focus on the Pacific sector. Seogwipo, Korea, 16 - 18 Mai 1990. *Rapport WOCE N° 65/91*.
- WOCE/TOGA : Surface Velocity Programme, Draft report of the fifth meeting (SVP 5). Bermude, 6 - 9 avril 1992. *Rapport Woce N° &&&&*.

- Wyrski, K. et B. Kilonsky, 1984 : Mean water and current structure during the Hawai-to-Tahiti shuttle experiment. *Mon.Wea.Rev*, vol. 115, 2687-2698.
- Wyrski, K., 1989 : Some thoughts about the western Pacific Warm Pool. Acte du colloque "The western Pacific international Meeting and Workshop on TOGA COARE", J. Picaut, R. Lukas et T. Delcroix Ed., 99 - 109.
- Young, G.S., D.V. Ledvina et C.W. Fairall, 1993 : Influence of precipitating convection on the surface energy budget during a TOGA pilot cruise in the western Pacific ocean. (soumis à publication)
- Zebiak, S. E . and M. A. Cane, 1987 : A model El Niño - Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2262 - 2278.

Annexe A

Chronologie de la construction et du déploiement des bouées BODEGA

- Mai 1988** à bord du N.O Washington, lancement du premier prototype BODEGA au cours de 2 stations (0°N, 140°W et 14,35°N, 146,08°W) le long de radiales entre Pago Pago (îles SAMOA) et Honolulu (îles Hawaiï).
- Octobre 1988** à bord du N.O. Marara, mise à l'eau du prototype BODEGA modifié (ancrage plus grande) près de Mururoa (Polynésie Française).
- Juillet 1989** Déploiement de 2 bouées de présérie dans le golfe de Gascogne. A la suite de tests en bassin à Brest, la chaîne à porteur extérieur a été remplacée par une chaîne à porteur central et l'ancrage subit de nouvelles modifications.
- Octobre 1989** Déploiement des premières bouées dans le Pacifique équatorial Est (Navire. Marara).
- Décembre 1989** Mise à l'eau de 2 BODEGA dans le Pacifique équatorial Ouest (N.O. Le Suroît).
- De Janvier à
Décembre 1990** Déploiement de 16 bouées (Navires l'UAP Antartica et Marara).
- De Janvier à
Décembre 1991** 23 bouées sont mises à l'eau (N.O. Le Noroît)
- De Janvier à
Décembre 1992** 20 bouées sont déployées (N.O. Le Noroît).
- Janvier 1993** Mise à l'eau de 11 bouées (N.O. Le Noroît).
- Prévisions** Pour les années à venir, et ce jusqu'en 1995, une vingtaine de bouées pourraient être mises à l'eau.

Annexe B - Les bouées BODEGA

1- Description d'une bouée :

Seuls les principaux éléments de la bouée sont décrits dans ce paragraphe. La figure C.1 présente un schéma détaillé d'une bouée BODEGA. L'entreprise IESM (Informatique Electronique Sécurité Maritime, Guidel, France) est responsable de la construction et de l'assemblage des BODEGA..

- Equipement de surface :

-Le flotteur de surface de 40 centimètres de diamètre, en fibre de verre, est à moitié immergé. L'électronique de la bouée se trouve dans cette sphère et est composée d'un système d'acquisition et de traitement des mesures (digitalisation, calcul de moyenne horaire et mise en forme de messages), de batteries alcalines prévues pour fonctionner une année et plus, d'un émetteur et d'une antenne ARGOS pour la transmission des données ainsi que d'un capteur de température de surface. Pour une meilleure flottabilité, la bouée est garnie de Polyuréthane. La partie immergée est recouverte d'antifouling afin d'éviter qu'algues et coquillages ne se fixent sur le flotteur.

- Equipement de subsurface:

- La chaîne de thermistances est constituée d'une chaîne à porteur central en Kevlar et d'un conducteur de cuivre. Elle est entourée d'une fine tresse d'acier placée comme protection contre les morsures des poissons. Cinq capteurs de température sont connectés au câble électrique et permettent des mesures de la couche superficielle océanique à -2 , -5, -8, -12 et -20 mètres.

- Un flotteur de 30 centimètres de diamètre, recouvert d'antifouling, est fixé sur cette chaîne à 4 mètres de profondeur.

- L'ancre est un double tétraédre de 16 m² et de 5 m de hauteur fixé sur le câble métallique à 12,75 m de profondeur.

2- Poids d'une bouée

		poids (kg)
Flotteur + électronique	Ø 40 cm	10
Flotteur de subsurface	Ø 30 cm	7
Chaîne de thermistances		13
Ancre	hauteur 5m surface 16m ²	10
Total		40 kg

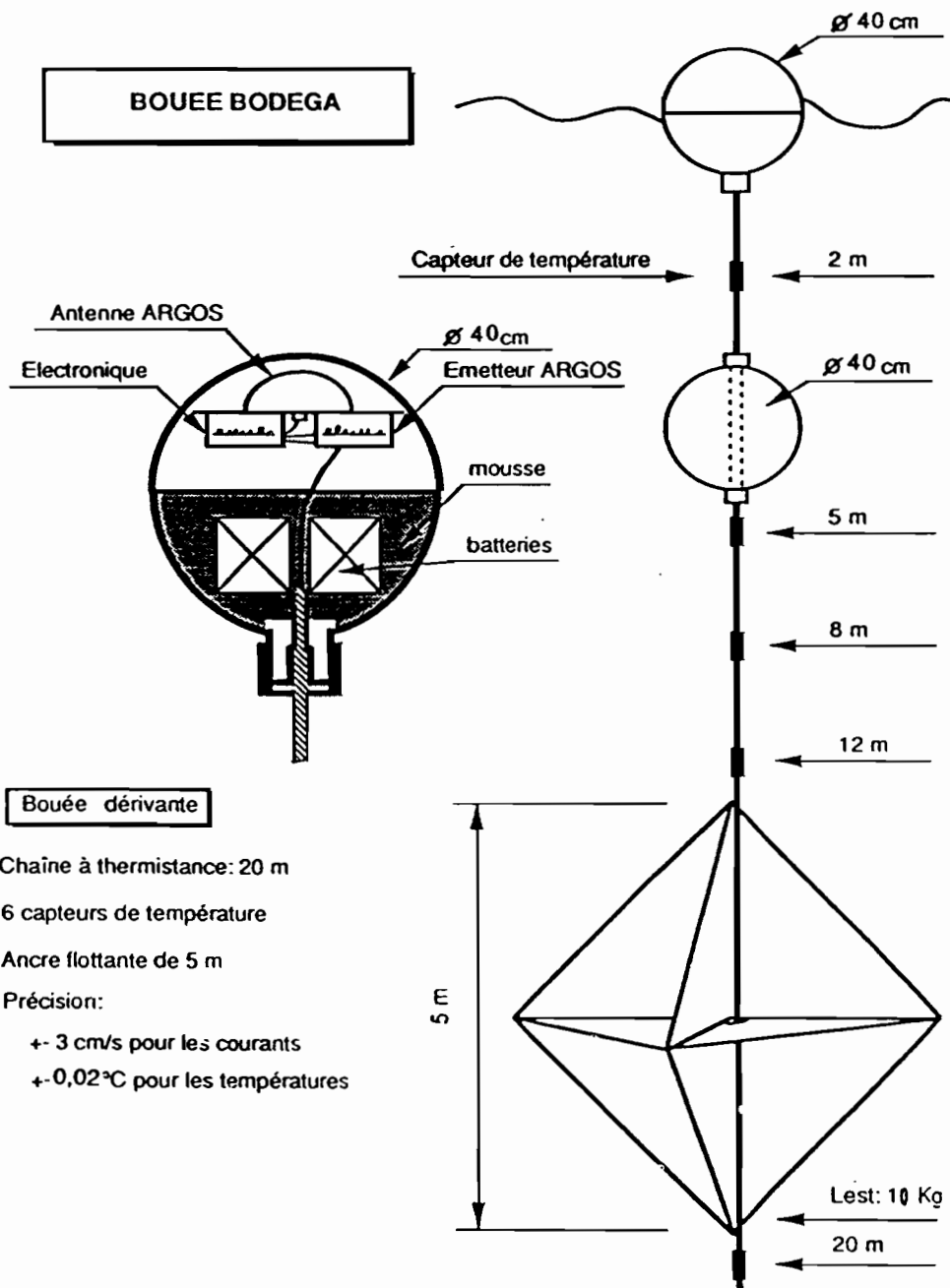


Fig. 1 - descriptif d'une bouée BODEGA.

3- Les capteurs :

Les capteurs mesurant la SST et les températures de subsurface sont des thermistances linéarisées de type BetaCurve avec une déviation inférieure à 0,4% pour la gamme de températures comprise entre 0 et 70°C..

Ces capteurs sont étalonnés avant le déploiement des bouées dans un bain thermostaté au centre ORSTOM de Nouméa. La température de ce dernier est mesurée grâce à un thermomètre SIS de précision .

4- La chaîne d'acquisition :

Le système électronique de la bouée permet l'acquisition des mesures de chaque capteur toutes les 15 minutes. Ces données sont ensuite traitées et moyennées à l'heure ronde pour chaque niveau. Toutes les 2 heures, un message (ou enregistrement) est élaboré et permet de regrouper ainsi la SST enregistrée à l'heure h et les cinq températures de subsurface aux heures h et h+1. Un cycle complet est donc décrit par 12 enregistrements.

Comme nous l'avons déjà précisé, la transmission des données est effectuée généralement un jour sur trois via le système ARGOS, excepté pour les 13 dernières bouées lancées dans la zone COARE et qui émettent en continu durant 3 mois. Les messages disponibles sont diffusés à plusieurs reprises pour réduire les erreurs de transmission. Le positionnement d'un flotteur est lié aux passages de satellites et n'est donc connu que ponctuellement (4 à 7 positions par jour pour une bouée en phase émission). Les enregistrements ARGOS des bouées BODEGA ainsi recueillis sont envoyés pour traitement aux laboratoires de LODYC à Paris et de l'AOML à Miami.

Le traitement de LODYC, a débuté en 1989 et fournit un fichier par bouée. Ce fichier de 3^{ème} génération⁽¹⁾ contient pour chaque jour les positions et vitesses de déplacement des bouées et un jour sur trois les températures transmises par la bouée (moyennes horaires).

Lors de ce traitement et afin de réduire les erreurs de transmission, seuls les messages reçus à plusieurs reprises sont pris en compte.

Dans ces fichiers, les données de positions sont continues car interpolées toutes les 2 heures grâce à des fonctions Spline.

Malgré tous les soins apportés au traitement des données de température, certains problèmes n'ont pas toujours pu être résolus. En effet:

- Dans certains cas, nous avons relevé des confusions entre les cycles entraînant des chutes ou des hausses brutales de la température à tous les niveaux. Ces problèmes de calage proviennent certainement de recouvrements de messages ARGOS pour lesquels la date a été mal décodée.

- Lorsque la bouée transmet des valeurs erronées en raison de problèmes électroniques, de perte de l'ancre ou d'échouage, les données ne sont pas filtrées et continuent d'apparaître sur les fichiers.

- Les données de température manquantes sont interpolées mais ce traitement ne donne pas toujours des résultats satisfaisants.

- Nous avons de plus relevé certains problèmes de calage horaire, soit une mauvaise synchronisation entre l'heure du début du cycle indiquée sur le fichier et celle réellement enregistrée par la bouée.

¹niveau 0 : fichiers bruts de la bande ARGOS

niveau 1 : fichiers positions

niveau 2 : fichiers températures

niveau 3 : fichiers températures et positions interpolées aux heures des messages de température

Le deuxième traitement, effectué par l'AOML, a débuté en Février 1992 pour les températures de subsurface des bouée BODEGA et a été codé en tenant compte de certaines défaillances du traitement précédent. Mais le filtrage des données émanant de la bande ARGOS est moins restrictif que celui effectué par le logiciel de LODYC car il prend en considération tous les messages transmis par le système ARGOS. Pour chaque bouée, il existe un fichier de positions et un de températures. Les données de température transmises à l'heure ronde h et moyennées sur l'heure précédente sont prises en compte à h-30 minutes.

- les données du fichier position sont interpolées par Krigeage. Mais ces fichiers ne sont pas encore disponibles pour toutes les bouées BODEGA.

- Les données du fichier température ne sont pas interpolées. Le traitement considère la calibration du capteur pour chaque bouée, les problèmes de transmission (une donnée erronée recevra un code particulier) ainsi que les détériorations éventuelles de certains capteurs ou de la bouée. Mais, malgré cela, certaines erreurs sur le codage de la date et de l'heure ainsi que des valeurs aberrantes dues à la prise en compte de messages non dupliqués ont encore été détectées.

Régulièrement le centre ORSTOM de Nouméa reçoit, analyse et archive ces différents fichiers.

Fig.C.3.1
Trajectoire des
flotteurs
12078 et 12079



Fig.C.3.2
Trajectoire des
flotteurs
12080 et 12081

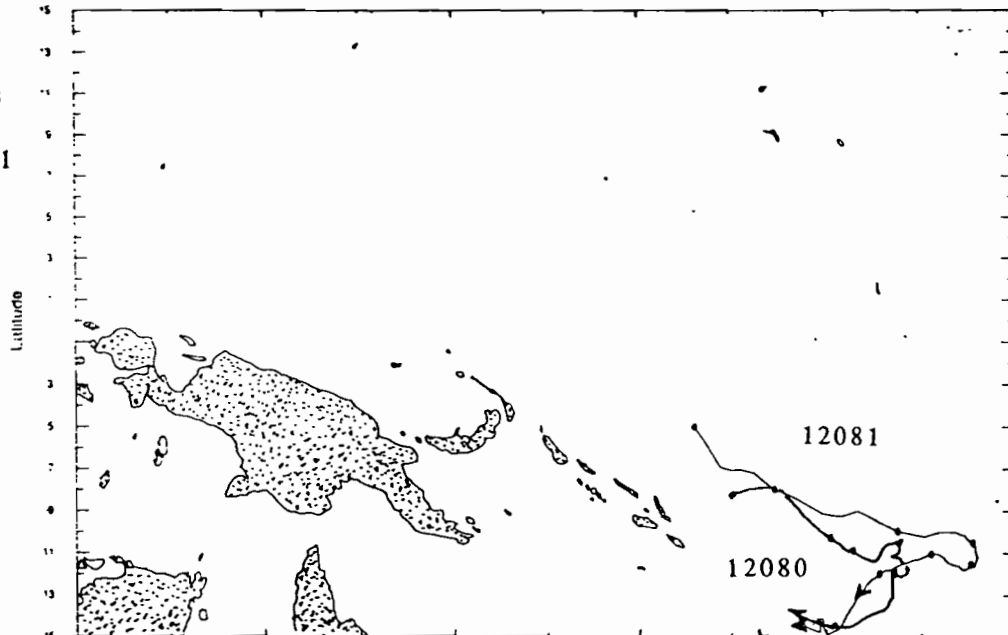


Fig.C.3.3
Trajectoire des
flotteurs
12082 et 12083

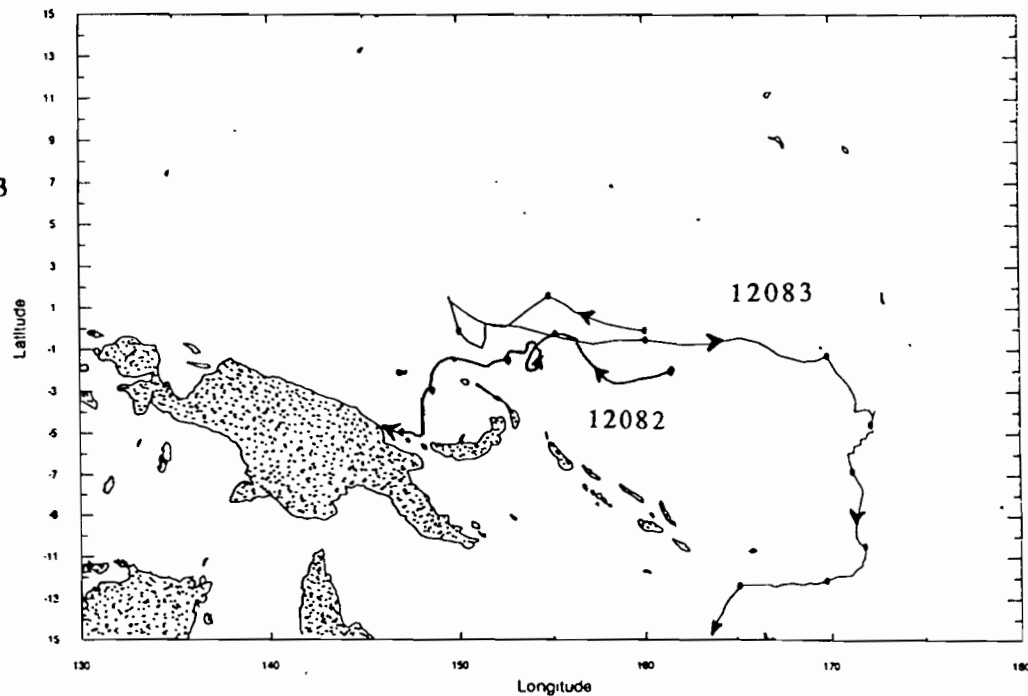


Fig.C.3.4
Trajectoire des
flotteurs
12084 et 12085

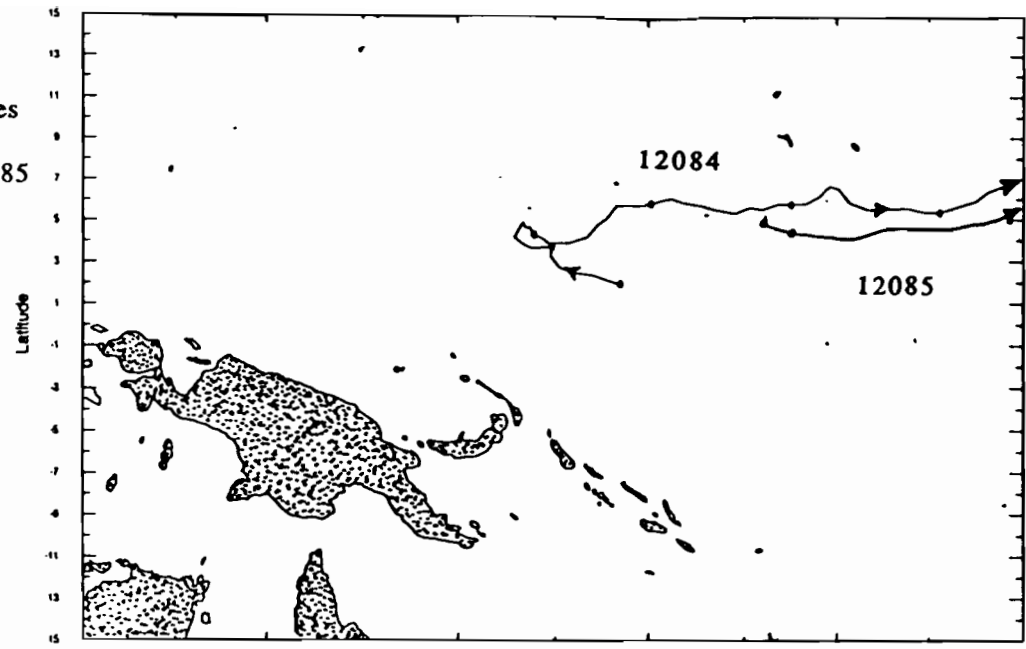


Fig.C.3.5
Trajectoire des
flotteurs
12086 et 12087

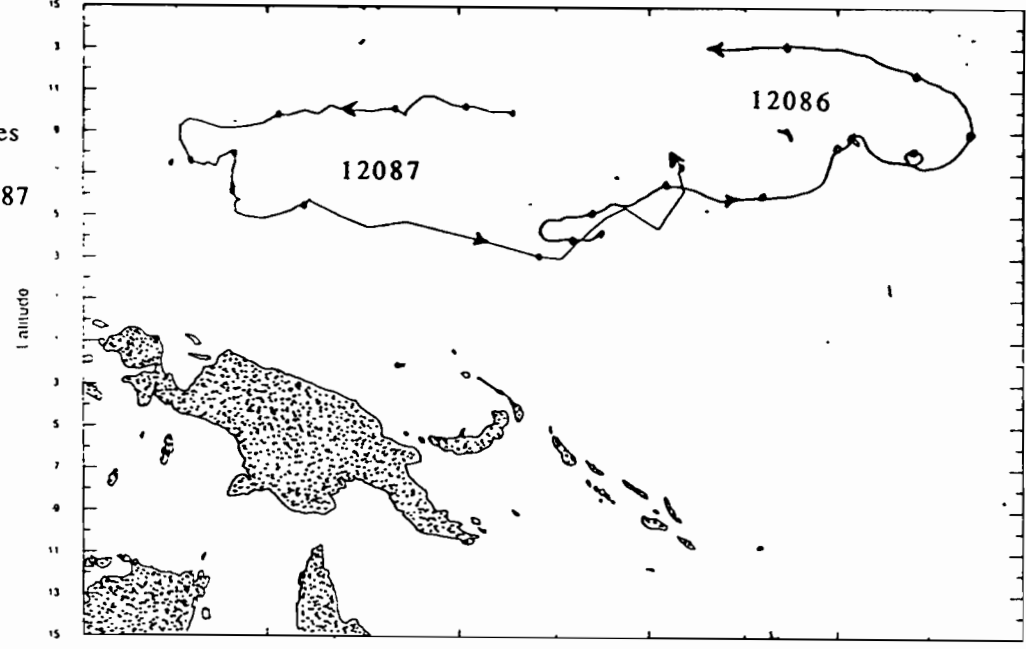


Fig.C.3.6
Trajectoire des
flotteurs
12088 et 12089

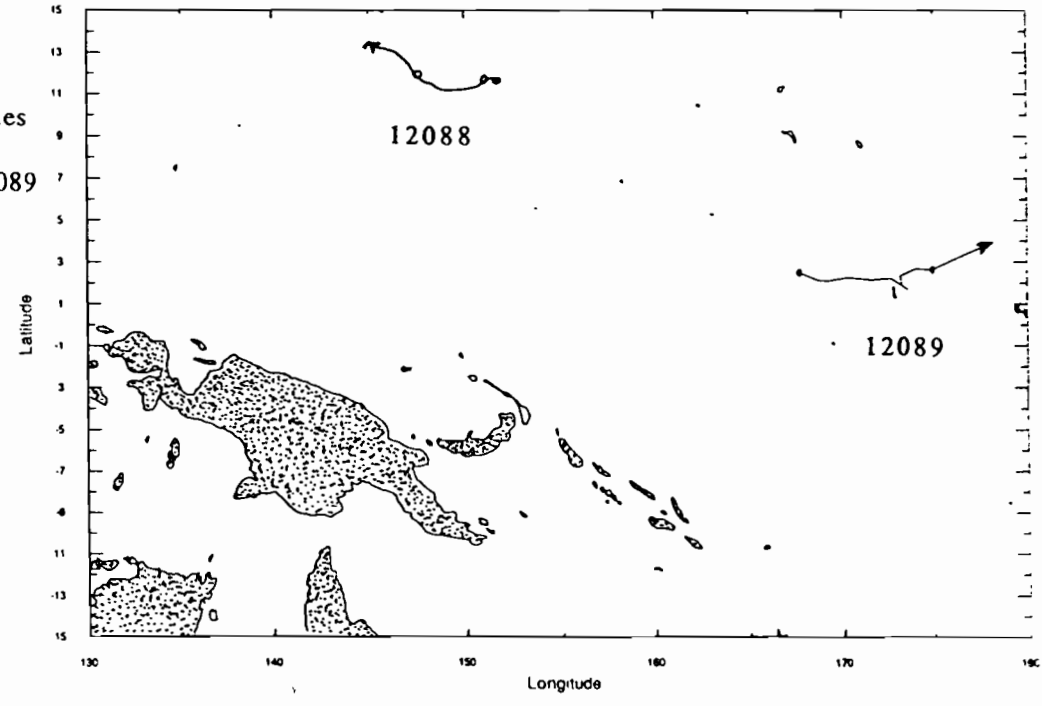


Fig.C.3.7
Trajectoire des
flotteurs
12090 et 12091

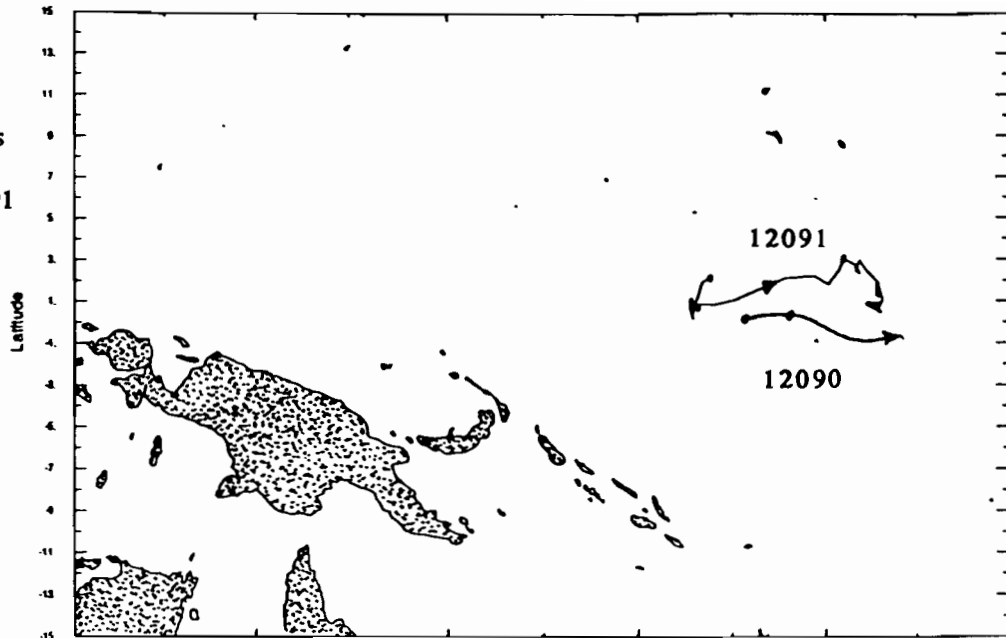


Fig.C.3.8
Trajectoire des
flotteurs
12092 et 12093

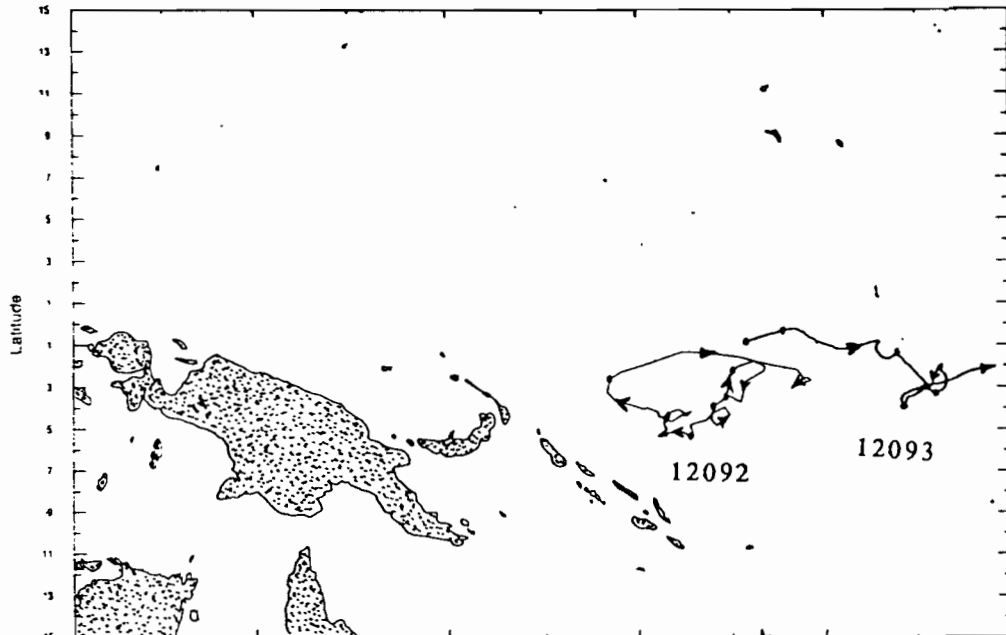


Fig.C.3.9
Trajectoire des
flotteurs
12094 et 12095

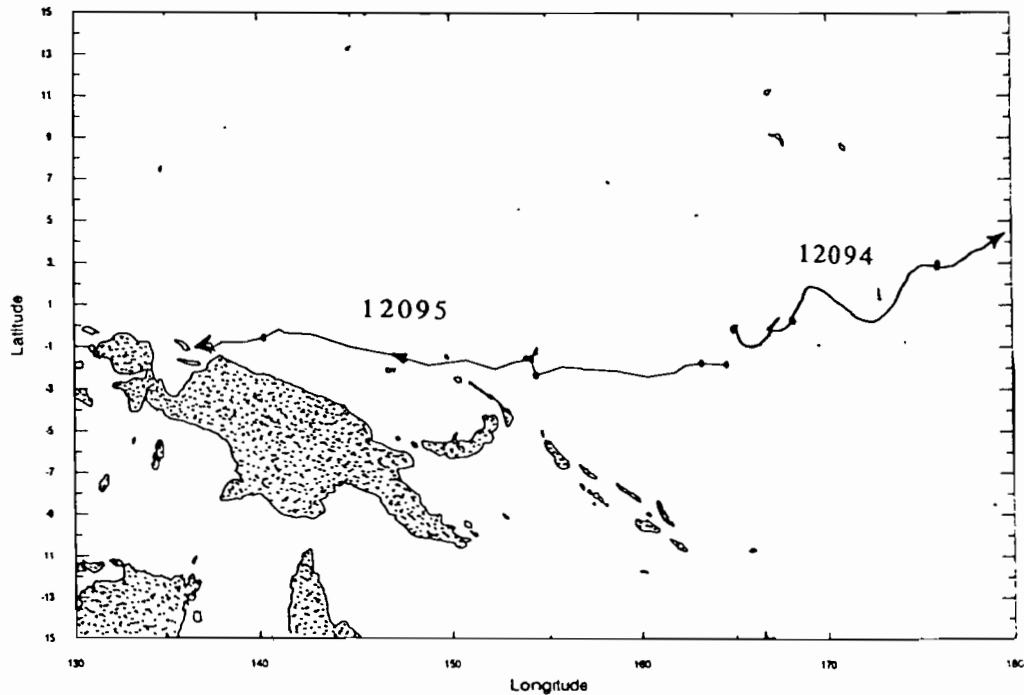


Fig.C.3.10
Trajectoire des
flotteurs
12097 et 1612

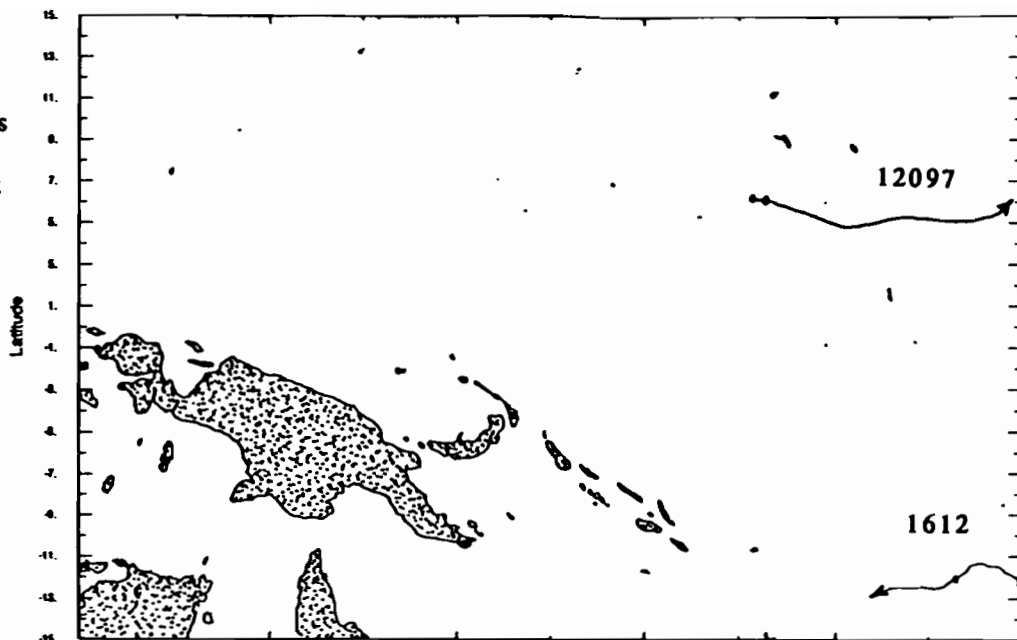


Fig.C.3.11
Trajectoire des
flotteurs
1623 et 1621

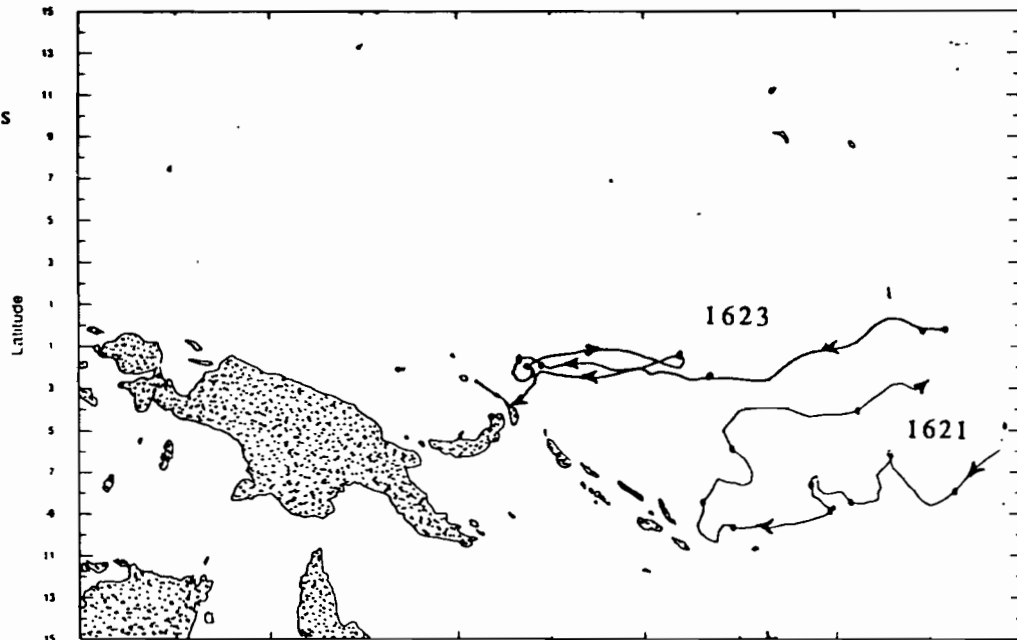
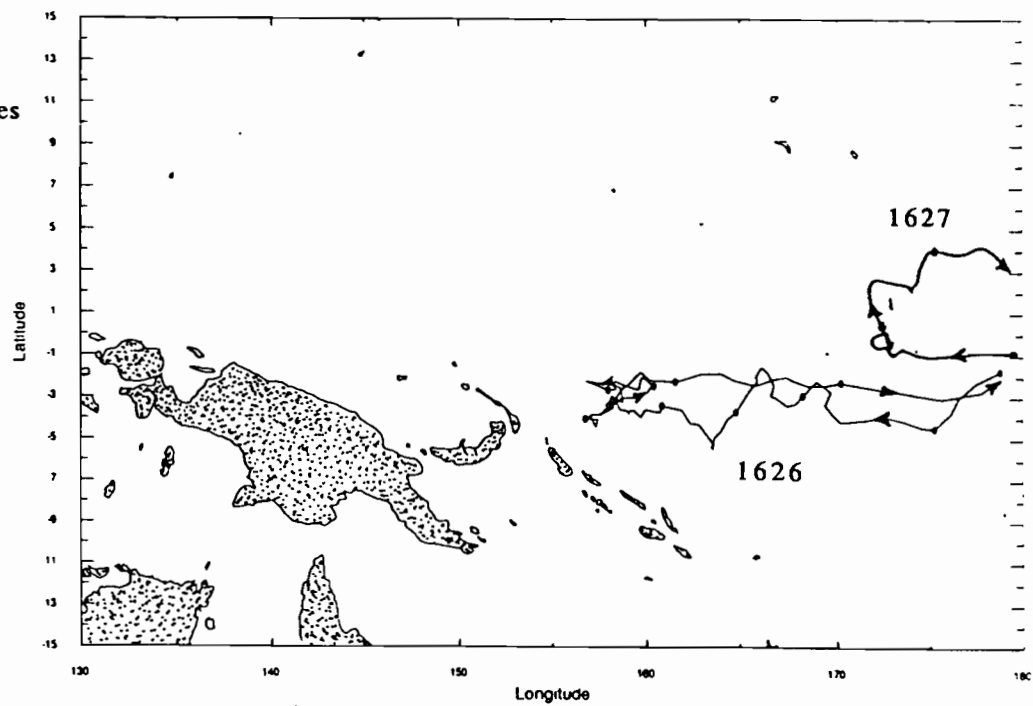


Fig.C.3.12
Trajectoire des
flotteurs
1626 et 1627



Annexe C

C.1 - Chronologie du déploiement des bouées ATLAS

- Novembre 1984** Mise en service de la première bouée ATLAS dans le Pacifique est à partir du N.O. Researcher (navire de la NOAA) dans le cadre du programme TOGA-TAO.
- Février 1985** Complément de tests de déploiement de prototype ATLAS.
- Juin/Juillet 1985** Des bouées ATLAS sont mises en place dans le Pacifique central et ouest. G.Eldin du groupe SURTROPAC du centre ORSTOM de Nouméa participe à ce programme de lancement dans le Pacifique ouest.
- Septembre 1989** 17 bouées ATLAS sont en place
- Juillet 1992** 43 bouées déployées
- Prévisions** fin 1993 70 bouées soit tout le système ATLAS doit être en place

C.2 - Les bouées ATLAS

1 - Description d'une bouée :

Seuls les principaux éléments de la bouée sont décrits dans ce paragraphe. La fig.C.2 fournit un schéma détaillé d'une bouée ATLAS

Equipement de surface:

-La bouée toroïdale d'environ 2,4 m de diamètre extérieur et de 0,8 m de diamètre de couronne, est formée d'une armature en acier inoxydable recouverte de fibre de verre. Cette armature comporte trois transverses espacées de 120° et servant de fixation à la tour et à la suspente. De la mousse est injectée à l'intérieur de la bouée maintenant la flottabilité en cas de détérioration de la coque. La flottabilité nette de la bouée est d'environ 1800 Kg.

-Une tour en aluminium à trois pieds comportant quatre plaques de contreplaqué marin est fixée sur le flotteur. La plaque supérieure supporte le réflecteur radar et le capteur de vent. Sur la deuxième est fixé le support de l'antenne ARGOS. La troisième sert d'appui au tube électronique, celle du bas est une protection contre le clapot. Le capteur de température de l'air est fixé sur l'un des pieds de la tour à environ 1,80 mètres de la flottaison.

-Le boîtier électronique est en aluminium traité et comprend le PTT (Platform Terminal Transmitter) ARGOS, les batteries alcalines (prévues pour fonctionner une année), un enregistreur à cassette et deux cartes électroniques commandant entre autre l'acquisition des données toutes les 10 minutes et le calcul de leur moyenne (horaire et/ou journalière).

Equipement de subsurface:

-la suspente à trois pieds est utilisée comme point d'ancrage de la chaîne de thermistance.

-la chaîne de thermistance est constituée d'un câble métallique sur lequel est greffé un câble électrique. Les capteurs de température et de pression de subsurface sont connectés à ce dernier permettant la transmission des différentes mesures vers le boîtier électronique. Le câble métallique est utilisé comme protection contre les morsures des poissons et ce jusqu'à une profondeur de 700 mètres. Suivant la localisation des bouées dans le Pacifique, la répartition des capteurs de température varie (cf paragraphe 3, les capteurs), les capteurs de pression restant positionnés à 300 et 500 mètres.

Equipement profond :

-Au delà de 700 mètres, le câble métallique est remplacé par un câble en Nylon liant la chaîne de thermistance à l'ancre.

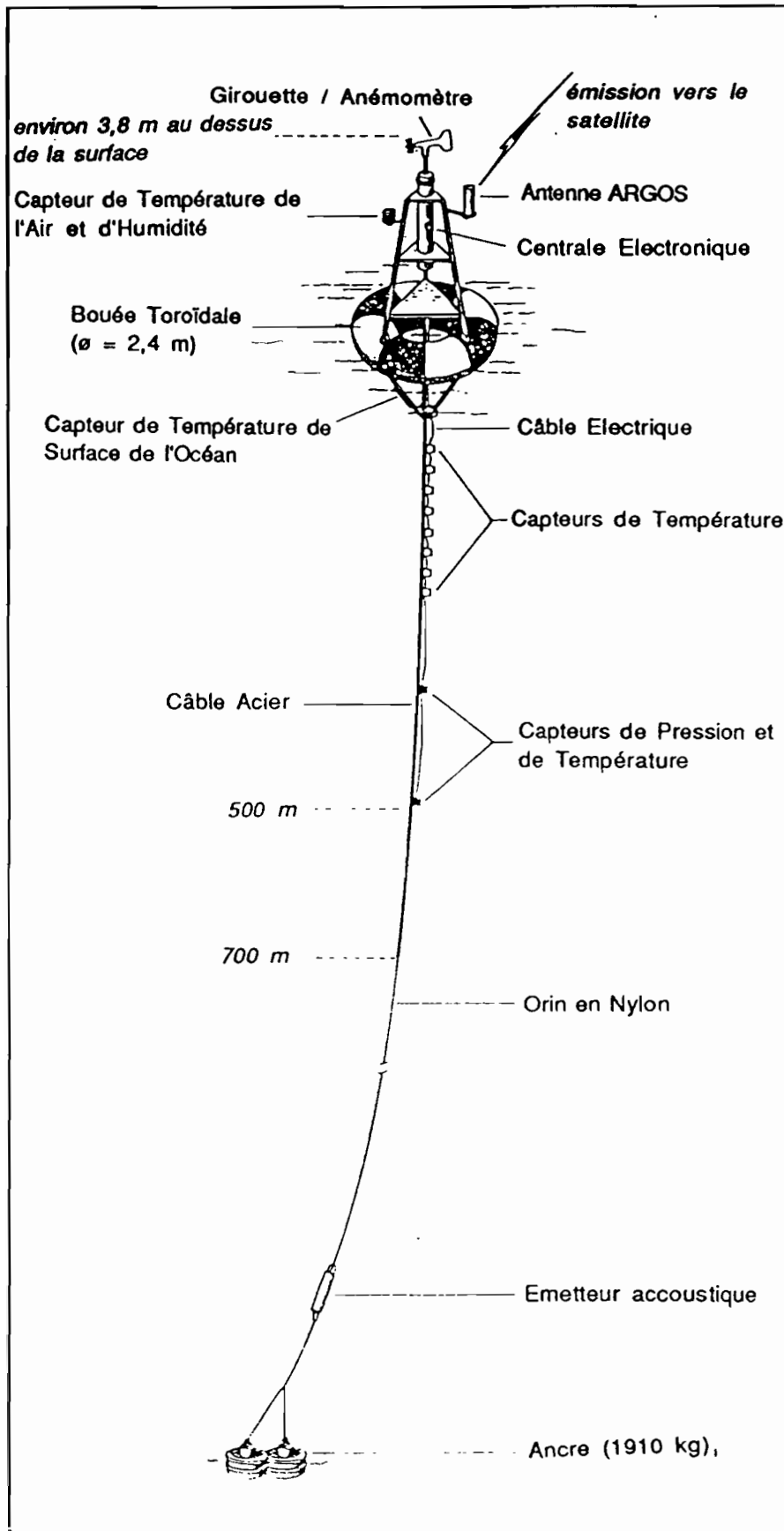


Fig.C.2. - Descriptif d'une bouée ATLAS

Remarque : les bouées ATLAS ont une autonomie d'environ une année et peuvent être installées dans des régions où la profondeur est supérieure à 6000 mètres.

2 - Poids d'une bouée :

		Poids (Kg)
Flotteur	diamètre 2,4 m hauteur 1m	320
Tour	triangle de 1,5 m de base hauteur 2,3 m	35
Suspente	triangle de 1,5 m de base hauteur 1 m	100
Câble métallique	diamètre 0,92 cm	388
Câble électrique	273	
Câble de Nylon	diamètre 1,9 cm	816
Pied d'ancre	0,6 m x 0,5 m x 1m	210
Ancre	diamètre 1,2 m hauteur 1,7 m	1910
Boite électronique	0,5 m x 0,5 m x 1,7 m	45
Total		4097 Kg

3 - Les capteurs :

-Les vents sur les bouées ATLAS sont mesurés à 3,5 m avec une girouette/anémomètre de type R.M.YOUNG dont la gamme de vitesse varie de 0,4 à 25 m/s.

-La température de l'air est mesurée avec une précision de 0,04°C grâce à une thermistance linéarisée de type YSI-44203. Ce capteur est placé dans un petit abri afin de réduire les effets du rayonnement solaire.

-La SST est mesurée à 1 m de profondeur avec une précision de 0,02°C. Dix températures de subsurface sont mesurées à des profondeurs variant suivant la localisation de la bouée. Dans le Pacifique Est, les capteurs sont placés à 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140, 180, 300 et 500 mètres alors que dans le Pacifique Ouest, ces mesures sont effectuées à des profondeurs de 25, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300 et 500 mètres. Les capteurs mesurant la SST et la température de subsurface sont des thermistances du type YSI-46006 avec une résolution de 0,05 à 0,02°C.

-La pression de subsurface est mesurée à 300 et 500 m a l'aide de capteurs SENSOMETRICS.

D'autres capteurs sont testés pour être mis en place sur de futures bouées ATLAS:

- capteur d'humidité (ROTRONICS)
- capteur de conductivité (SEABIRD)

Tous ces capteurs sont calibrés au PMEL avant le déploiement des bouées et après leur récupération pour contrôle de dérive et de précision.

Annexe D

Cartes mensuelles des répartitions spatiales des cycles diurnes.

Chaque pavé contient le nombre de cycles observés (si non nul) suivi du nombre de cycles pour lesquels une observation météorologique au moins est disponible.

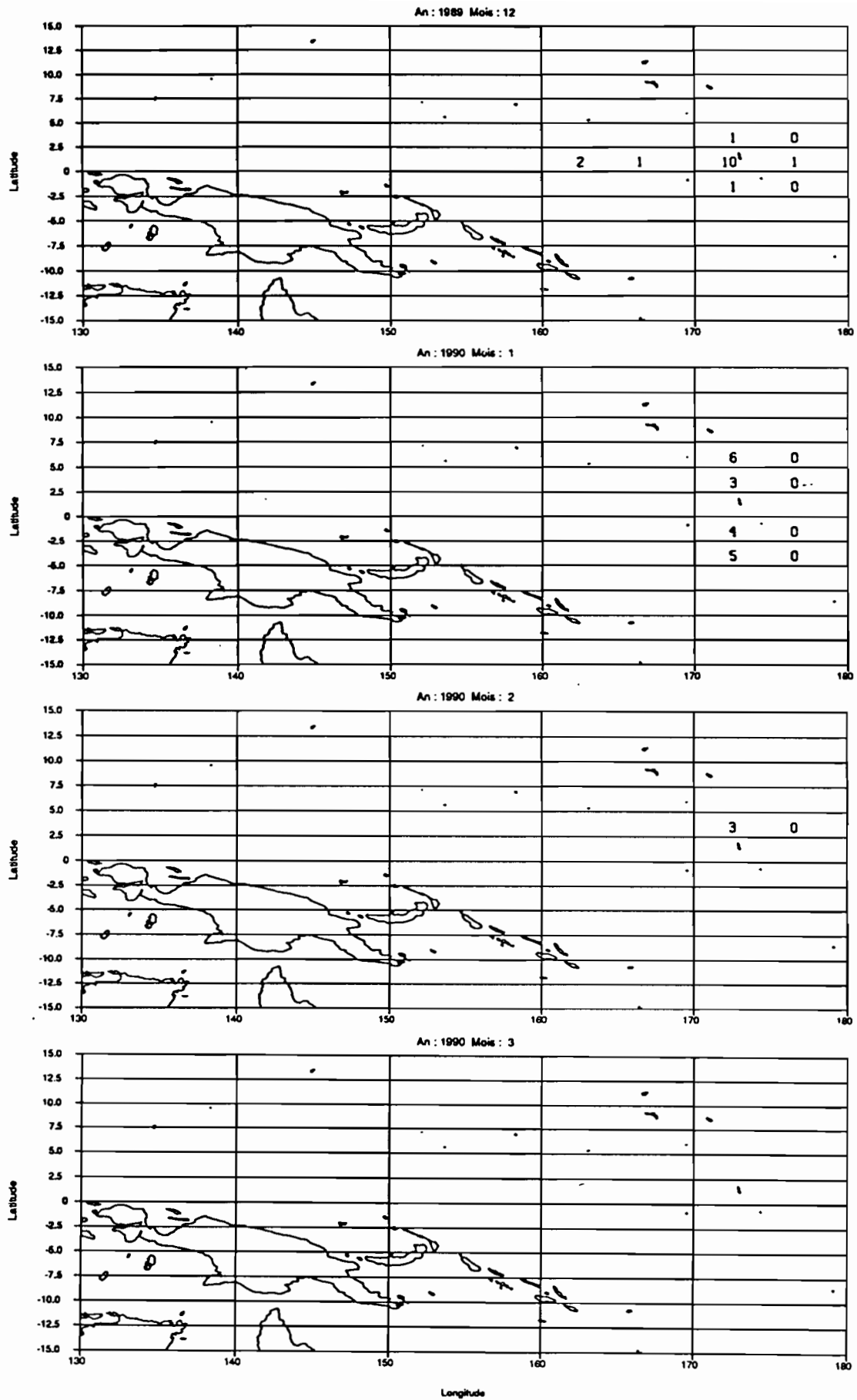


Fig. D.1 - de décembre 1989 à mars 1990

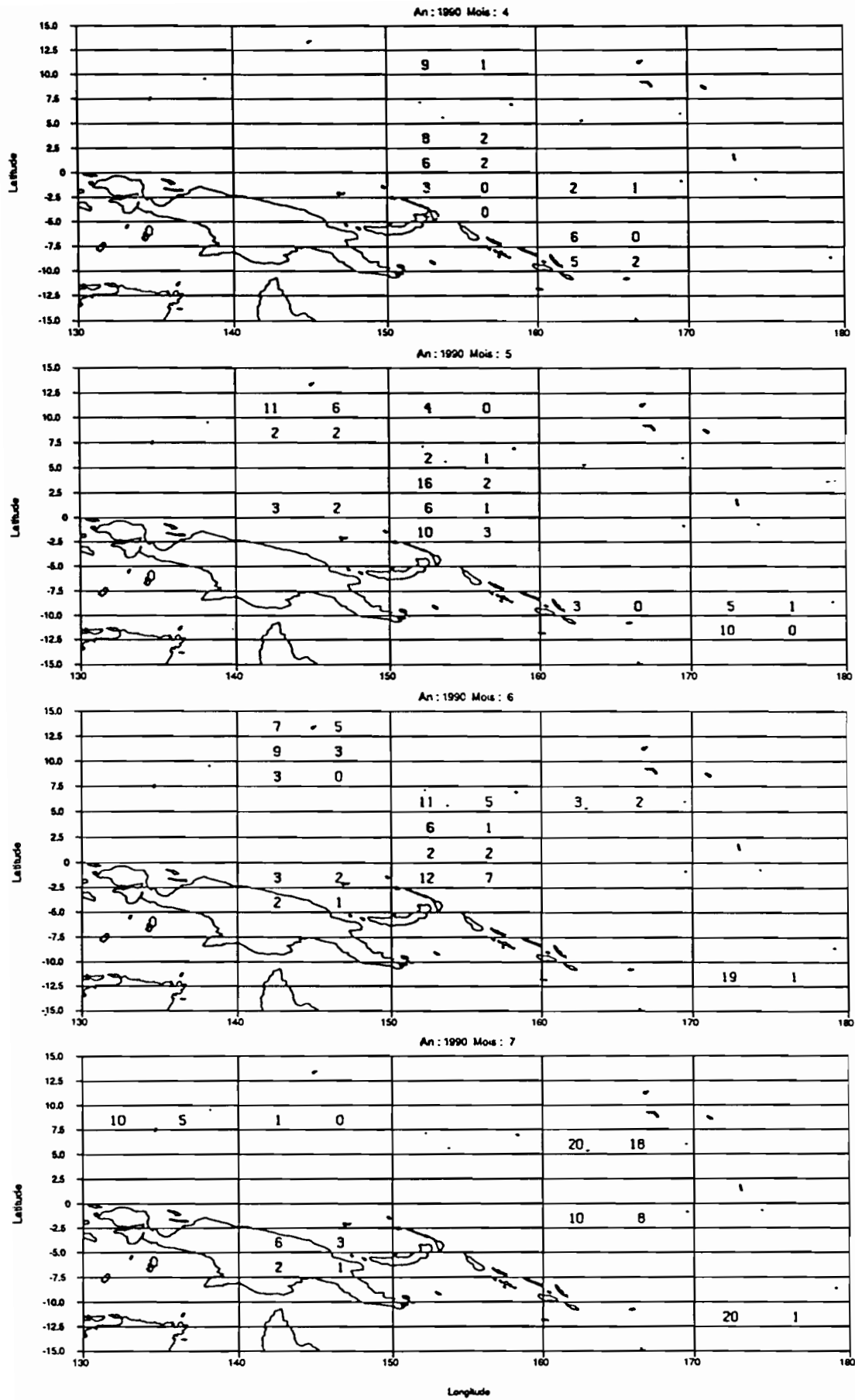


Fig. D.2 - de avril 1990 à juillet 1990

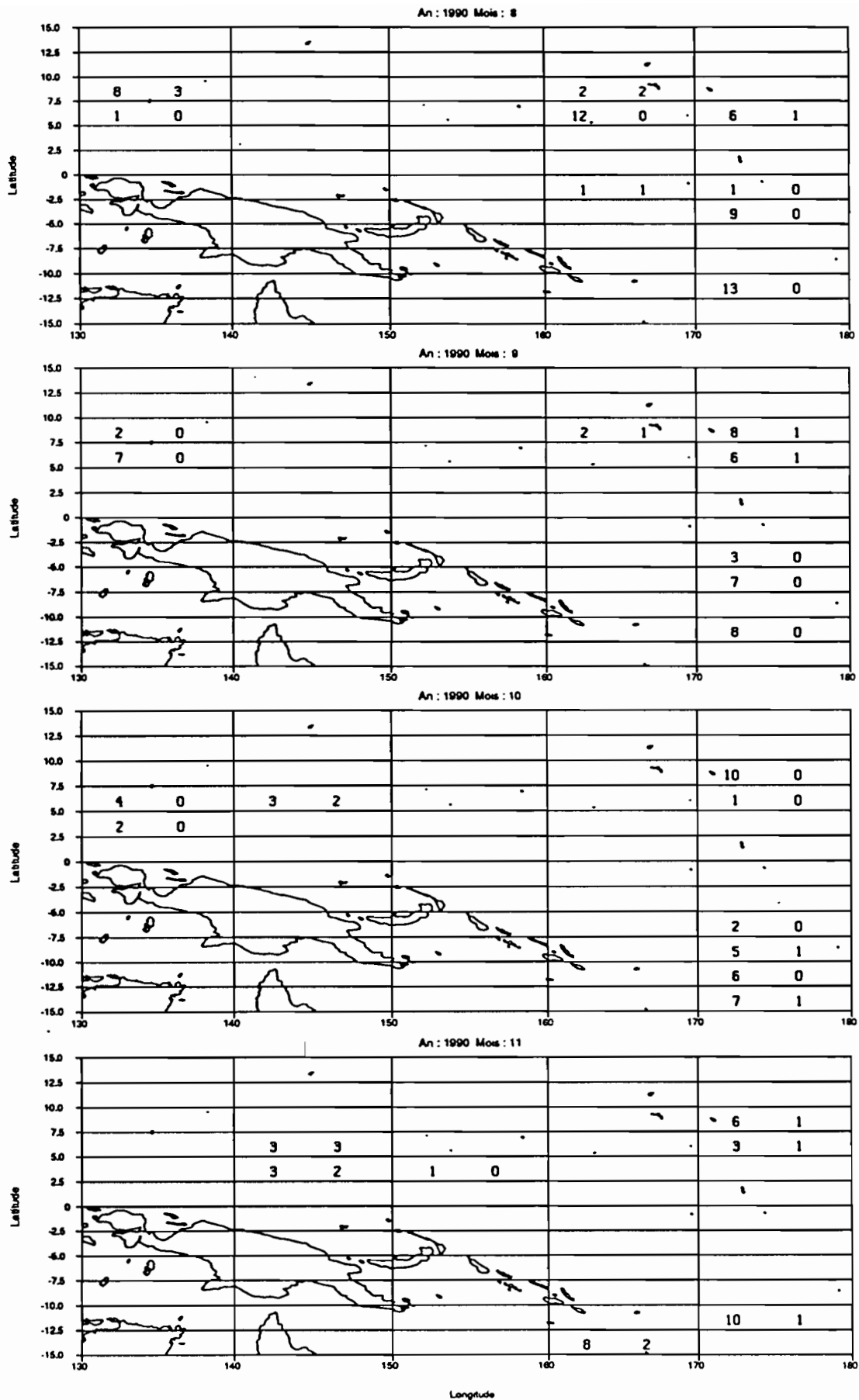


Fig. D.3 - de août 1990 à novembre 1990

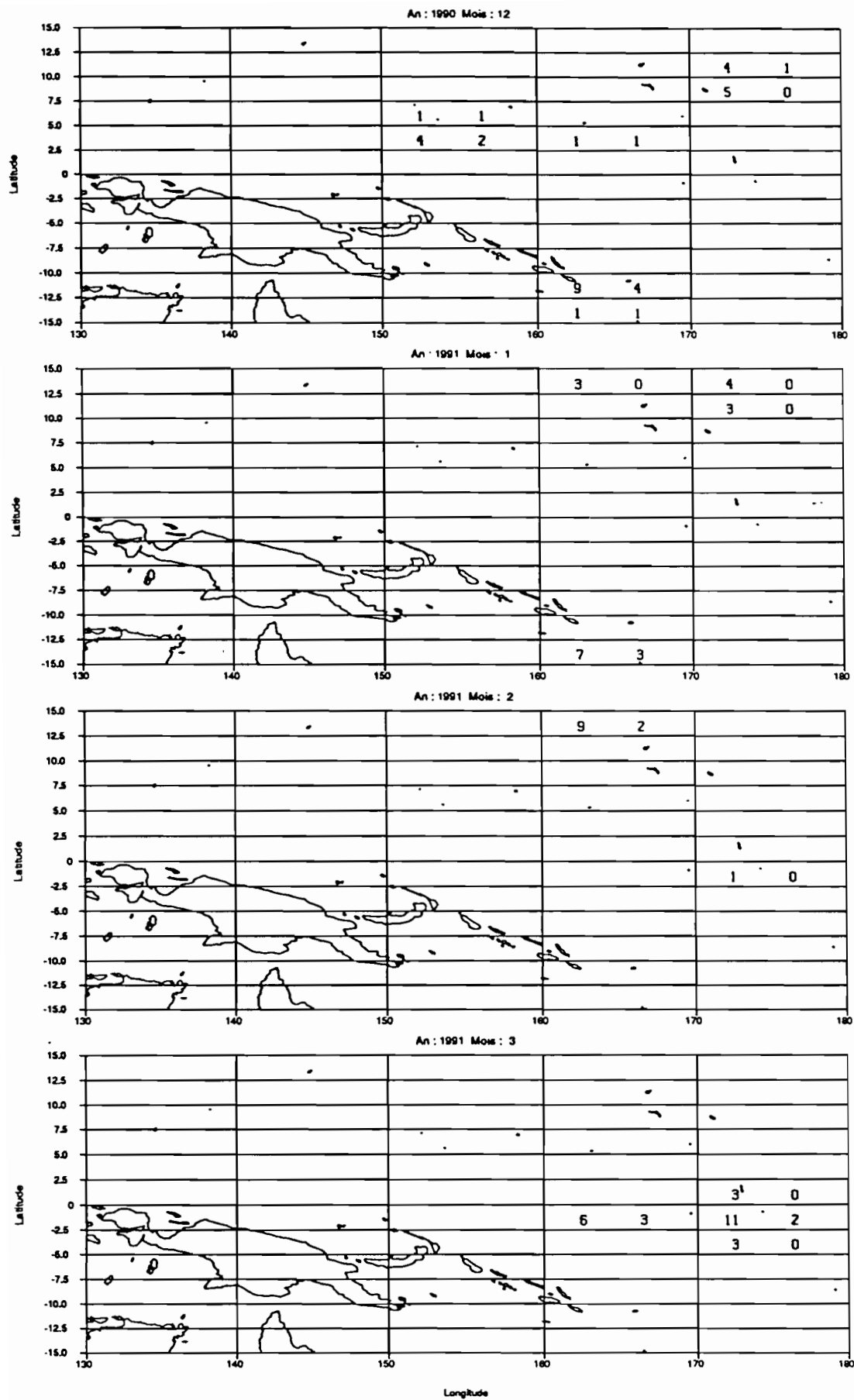


Fig. D.4 - de décembre 1990 à mars 1991

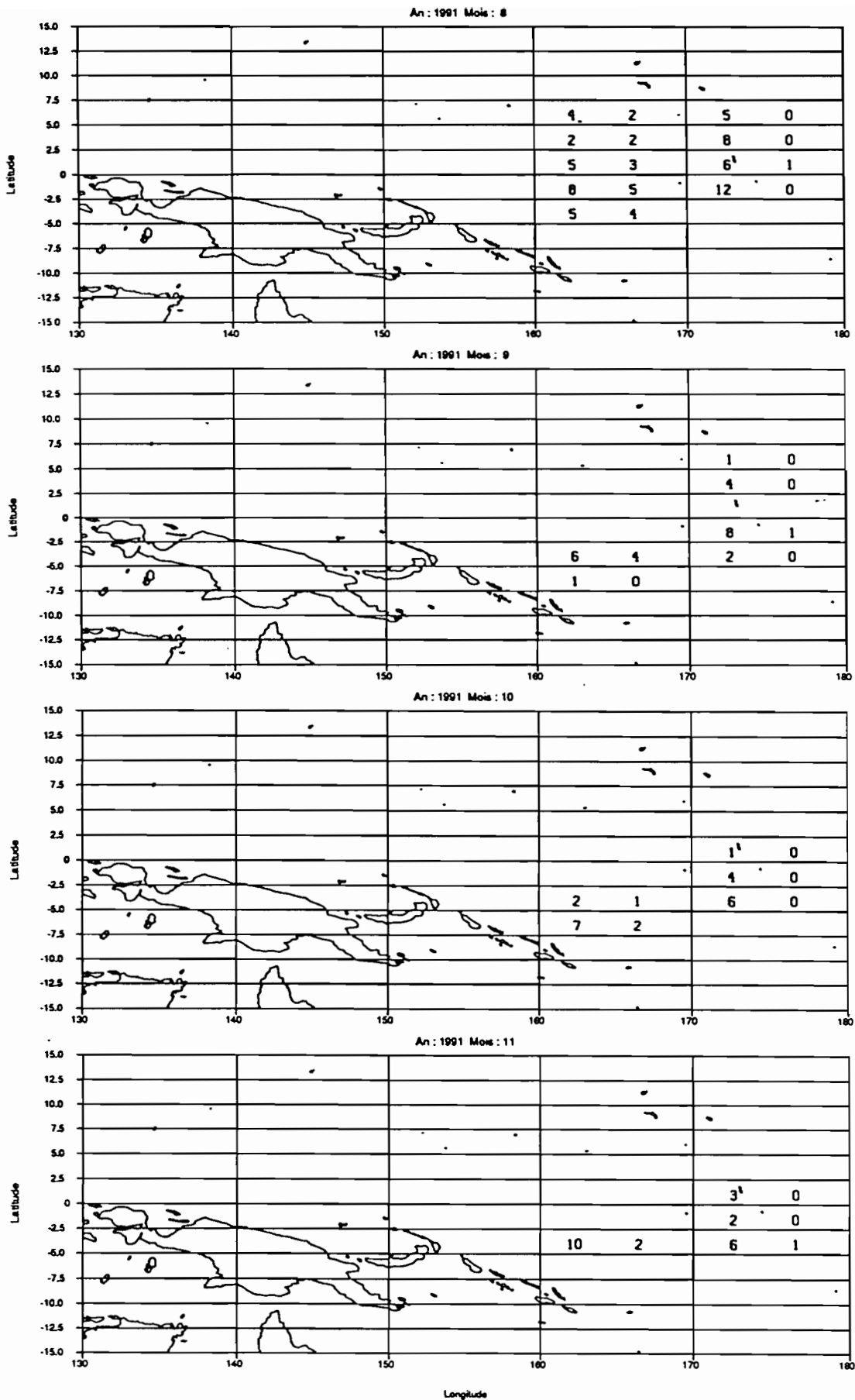


Fig. D.6 - de août 1991 à novembre 1991

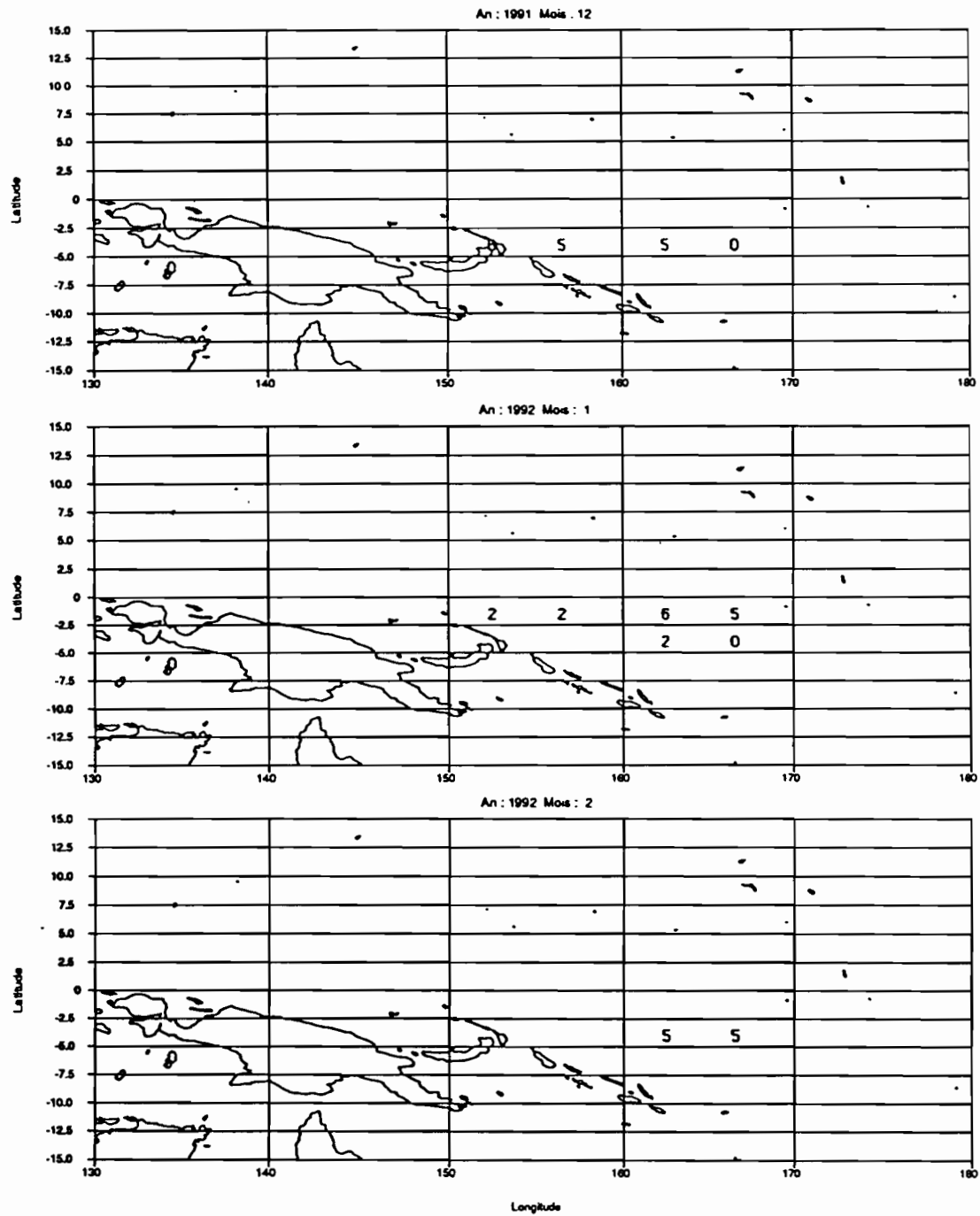


Fig. D.7 - de décembre 1991 à février 1992

ANNEXE E

- Méthodologies de la contingence et du test du χ^2

Les tables de contingence associées au test du χ^2 permettent de tester la dépendance ou l'indépendance de deux caractères A et B dans le cas où au moins l'un des deux est soit qualitatif, soit réparti en classes. Elles permettent de plus de quantifier la liaison entre A et B, lorsque celle-ci existe, à l'aide du coefficient de Tschuprow.

Considérons le cas où les deux caractères sont répartis en classes.

La variable A est répartie en p classes notées A_1, A_2, \dots, A_p .

La variable B est répartie en q classes notées B_1, B_2, \dots, B_q .

Soit n_{ij} le nombre d'observations appartenant à la fois à la classe A_i et à la classe B_j .

Soit $n_{i\cdot}$ la somme des observations appartenant à la classe A_i et $n_{\cdot j}$ la somme des observations appartenant à la classe B_j .

Soit N le nombre d'observations.

La table de contingence est représentée par le tableau suivant :

	A_1		A_i		A_p	Total
B_1	n_{11}		n_{i1}		n_{p1}	$n_{\cdot 1}$
B_j	n_{1j}		n_{ij}		n_{pj}	$n_{\cdot j}$
B_q	n_{1q}		n_{iq}		n_{pq}	$n_{\cdot q}$
Total	$n_{1\cdot}$		$n_{i\cdot}$		$n_{p\cdot}$	N

Soit H_0 l'hypothèse suivante :

Les caractères A et B sont indépendants.

Sous l'hypothèse H_0 , le nombre théorique d'observations appartenant aux classes A_i et B_j , noté n'_{ij} , est égal à :

$$n'_{ij} = (n_{i\cdot} \cdot n_{\cdot j}) / N$$

Soit χ^2 la quantité suivante :

$$\chi^2 = \sum_i \sum_j (n_{ij} - n'_{ij})/n'_{ij}$$

On compare alors la valeur de χ^2 à la valeur de χ_0^2 obtenue sur la table du χ^2 pour $v=(p-1)(q-1)$ degrés de liberté.

- Si $\chi^2 < \chi_0^2$, alors H_0 ne peut être rejeté et donc A et B sont indépendants.
- Si $\chi^2 > \chi_0^2$, alors H_0 est rejeté et donc A et B sont liés.

Dans le cas où les deux paramètres sont liés, le coefficient T de Tschuprow permet de quantifier la liaison :

$$T = (\chi^2 / (N \cdot v^{1/2}))^{1/2}$$

Si	$T < 0,2$	la liaison est faible,
si	$0,2 \leq T < 0,35$	la liaison est moyenne,
si	$0,35 \leq T$	la liaison est forte.

Conditions générales d'application du test du χ^2 :

- l'échantillon constitué par les n_{ij} doit être au hasard,
- le nombre N de membres doit être supérieur à 50,
- les nombres n_{ij} observés et les nombres théoriques n'_{ij} doivent être au moins égaux à 5.