

# Étude comparative de dérive de bouées

Courant de surface  
Mesure  
Intercomparaison  
Bouée dérivante  
Surface current  
Measurement  
Intercomparaison  
Drifter

Gilles Reverdin, Joseph Gonella, Jean-François Murail  
Laboratoire d'Océanographie physique, Muséum National d'Histoire Naturelle,  
L.A.-CNRS n° 175, 43, rue Cuvier, 75005 Paris, France.

Reçu le 3/1/83, révisé le 8/8/83, accepté le 2/9/83.

## RÉSUMÉ

Les mesures systématiques de courant de surface dans l'Océan Indien équatorial depuis 1979, à partir de bouées dérivantes équipées d'ancre flottante à 10 m d'immersion, ont permis l'étude comparative de la dérive d'une de ces bouées avec celle d'une bouée Babeth qui, en plus de son ancre flottante, était dotée d'une chaîne de thermistance de 100 m et d'un capteur de pression à son extrémité inférieure. La conclusion de cette étude est qu'un tel type de bouée permet la détermination du courant dans la couche mélangée de surface avec une erreur qui peut être estimée par l'indication du capteur de pression.

*Oceanol. Acta*, 1984, 7, 1, 131-136.

## ABSTRACT

### Buoy drift comparative study

Surface current systematic measurements in the Equatorial Indian Ocean, made from 1979 with 10 m-drogued drifters, allowed an intercomparison study between one drifter and the trajectory of a Babeth buoy which was drogued at the same depth and equipped with a 100 m-thermistor chain and with pressure sensor at the lowest extremity. The conclusion of this study is this type of drifter could provide a good determination of the surface current in the mixed layer with an estimate of the error deduced from the pressure sensor record.

*Oceanol. Acta*, 1984, 7, 1, 131-136.

## INTRODUCTION

Les études historiques du cycle saisonnier ont montré que les courants équatoriaux de l'Océan Indien étaient associés à une redistribution zonale de la masse (Wyrtki, 1973; Quadfasel, 1982). L'étude de la dynamique d'un océan équatorial, nécessite donc des mesures simultanées de courant et de la structure thermique de l'océan superficiel, avec en particulier l'immersion de la thermocline.

A titre d'essais, un premier lancer isolé de bouée Babeth (n° 2105) équipée d'une chaîne de thermistances de 100 m et d'un capteur de pression à son extrémité inférieure (fig. 1), a été effectué en octobre 1980, alors qu'en juin 1981 deux bouées Babeth (2106 et 2107)

étaient lancées en même temps que d'autres bouées sans chaîne du type Marisonde ou PRL (Polar Research Laboratory). Ces bouées faisaient partie d'un ensemble de 21 bouées destinées à préciser les variations de la circulation océanique dans le cadre du programme SINODE (Surface INdian Ocean Dynamic Experiment), composante française du programme international INDEX (INDian Ocean EXperiment), qui a été poursuivie jusqu'à ce jour (Reverdin *et al.*, 1982; Reverdin *et al.*, 1983). Les capteurs de température de la bouée 2106 ayant été déficients, seules les bouées 2105 et 2107 ont pu fournir des données de température (Murail, 1982).

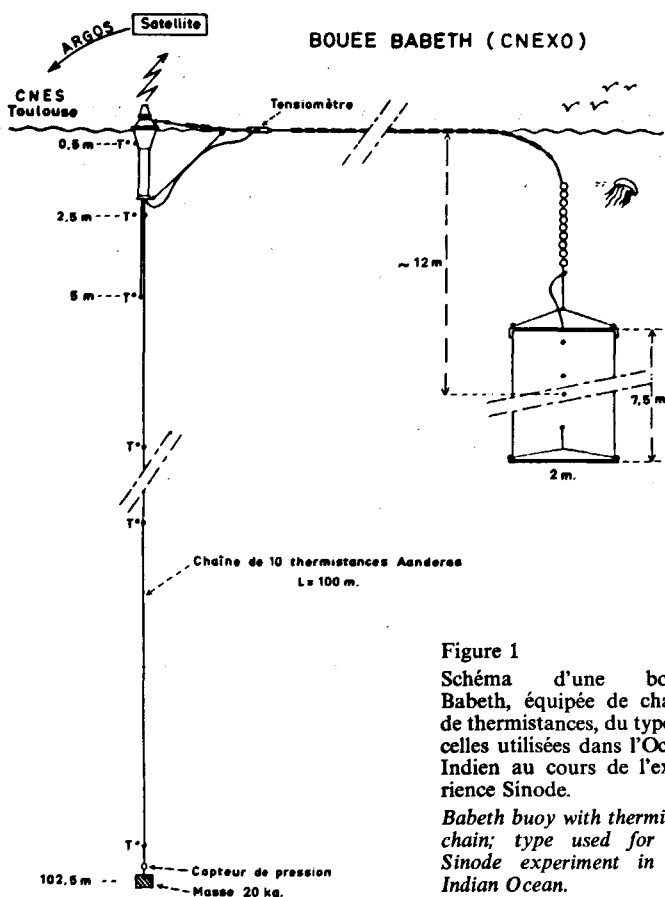


Figure 1  
Schéma d'une bouée Babeth, équipée de chaîne de thermistances, du type de celles utilisées dans l'Océan Indien au cours de l'expérience Sinode.  
*Babeth buoy with thermistor chain; type used for the Sinode experiment in the Indian Ocean.*

Le capteur de pression, situé à l'extrémité inférieure de la chaîne, a permis d'observer une remontée de la chaîne pouvant atteindre 30 m en certaines occasions. Ceci est la preuve d'un intense cisaillement de courant dans les couches superficielles de l'océan. Ce cisaillement peut être situé soit dans la couche de surface et être lié au transfert vertical de l'énergie turbulente engendrée au voisinage de la surface (Knox, 1976; Halpern, 1980), soit entre cette couche de surface et le bas de la thermocline, qui est souvent le siège de courants de direction opposée à celle des mouvements de surface. Cette « baroclinicité » apparaît sur de nombreuses mesures à l'équateur (McPhaden, 1982).

Ce cisaillement produit sur la chaîne une traînée importante qui augmente la tension au niveau de l'attache de l'ancrage flottante (fig. 1). Pour interpréter

des mesures lagrangiennes de bouées dérivantes en termes de courants océaniques, il est important d'évaluer l'effet de cette traînée sur les vitesses de dérive ainsi mesurées.

Dans un premier temps cet effet est évalué à partir des caractéristiques de la bouée. Nous discuterons ensuite les différences de vitesse des bouées Babeth 2107 (avec chaîne) et PRL 1883 (sans chaîne), les trajectoires de ces deux bouées s'étant trouvées séparées de moins de 200 km pendant les mois d'août et de septembre 1981 (fig. 2).

### ÉTUDE DE LA DÉRIVE D'UNE BOUÉE

L'étude est faite ici pour les bouées de type Babeth (fig. 1). Elles comprennent un corps de bouée, dont une partie émerge au-dessus de la surface, une ancre flottante de forme rectangulaire de 15 m<sup>2</sup>, à une immersion moyenne de 12 m (± 3 m), et une chaîne de thermistance de 100 m de long et de 3 cm de diamètre, lestée à son extrémité inférieure par un poids dans l'eau de 20 kg. Les thermistances sont espacées de 10 m le long de la chaîne pour résoudre la structure thermique. La question est de savoir si la dérive de la bouée déduite des positions données par le système Argos, peut constituer en première approximation une bonne estimation des courants de surface. Cette dérive résulte d'un équilibre entre quatre forces de traînée :

- $T_v$ , liée à l'action directe du vent sur la partie émergée du corps de la bouée;
- $T_s$ , due à l'action des vagues sur la partie immergée de la bouée (dérive de Stokes : Ianiello, Garvine, 1975);
- $T_c$ , s'exerçant sur la chaîne;
- $T_a$ , s'exerçant sur l'ancrage flottante.

Ces deux dernières forces sont liées à la vitesse relative  $V_r(z)$  des masses d'eau par rapport aux éléments de la bouée;  $z$  représente la coordonnée verticale.

La relation fondamentale permettant de calculer la vitesse de la bouée en équilibre avec le milieu environnant s'écrit :

$$T_v + T_c + T_a + T_s = 0.$$

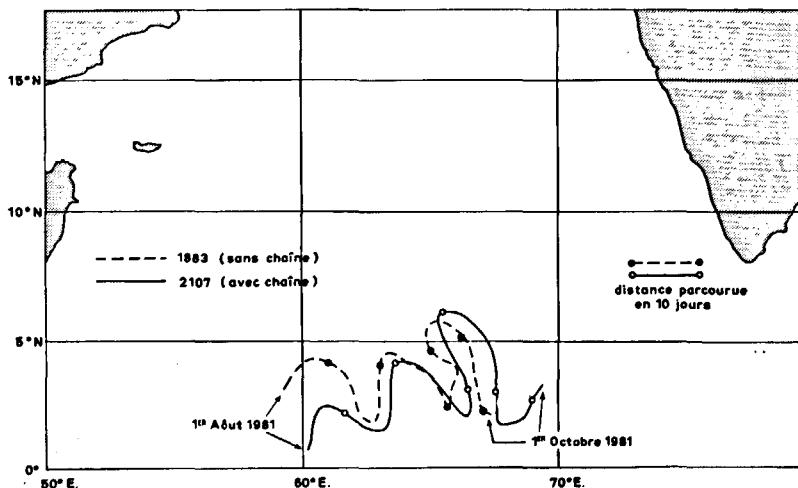


Figure 2  
Trajectoires de bouées n° 2107 (Babeth) et 1883 (PRL) pendant les mois d'août et septembre 1981, dans l'Océan Indien équatorial.  
*Babeth (N° 2107) and PRL (N° 1883) buoy trajectories in the Equatorial Indian Ocean during August and September 1981.*

En supposant que les forces de traînée suivent une loi quadratique avec la vitesse (frottement visqueux), nous pouvons écrire :

$$a) T_v = C_v |V_v| V_v, \quad (1)$$

où  $V_v$  est la vitesse relative du vent par rapport à la bouée;

$$b) T_c = \int_0^h dK_c |V_r(z)| V_r(z) dz, \quad (2)$$

où  $h$  représente l'immersion du bas de la chaîne et  $d$  est le diamètre du câble; on néglige la traînée sur le corps de la bouée de manière à rendre maximale l'erreur estimée et liée à la traînée sur la chaîne;

$$c) T_a = A_a K_a |V_r(z_a)| V_r(z_a) \quad (3)$$

où  $A_a$  est la surface de l'ancre flottante et  $z_a$  son immersion moyenne :

$d) T_s$  est contenu implicitement dans l'expression de  $T_c$  et  $T_a$  dans la mesure où les vitesses incluent les vitesses orbitales des vagues.

Les coefficients  $C_v$ ,  $K_c$ ,  $K_a$  sont des coefficients de frottement déterminés empiriquement et connus avec une mauvaise précision, surtout  $K_a$  qui dépend de la forme de l'ancre flottante. L'action des vagues est considérée comme faible (Kirwan *et al.*, 1978; Saunders, 1976), et la traînée qui en résulte a été négligée devant le terme lié à l'action du vent. Il est cependant probable que par fort vent, sa contribution soit importante (Pollard, 1973). L'évaluation de cette erreur est rendue difficile par la présence de mouvements verticaux importants et de la structure compliquée de la bouée.

éloignées de moins de 100 km de Marion Dufresne, on trouve une erreur systématique non significative de 2,5 cm/s, avec un écart-type de l'ordre de 8 cm/s (tab. 1). Ceci nous donne certainement une borne supérieure de l'effet du vent et des vagues dans des conditions caractéristiques de l'Océan Indien équatorial, avec un vent moyen de 5 m/s. Une part importante de la différence des vitesses de courants estimées peut aussi s'expliquer par l'erreur sur la mesure du courant absolu avec le profileur ( $\pm 5$  cm/s) ou par la séparation entre les bouées et le navire.

Aussi, nous ne retiendrons pas dans la suite de l'étude le terme lié à  $T_v$ , qui est voisin pour des bouées avec chaîne et sans chaîne. Ce n'est que si ce terme est petit devant  $T_c$ , que nous aurons des différences observables entre les dérives de bouées équipées de chaîne de thermistances et les autres. La traînée  $T_c$  a pour effet de faire remonter l'extrémité inférieure de la chaîne à une immersion moindre que celle qu'elle aurait sans cisaillement de courant dans la couche de surface. Comme l'effet de l'ancre est de réduire la vitesse relative du courant dans la partie supérieure de la chaîne, la traînée  $T_c$  ne sera importante que vers le bas de la chaîne. L'analyse de un mois de données de tension  $T_a$  à laquelle a été soumis le câble reliant l'ancre flottante au corps de la bouée n° 2105, peut permettre d'évaluer la variabilité de la relation entre tension et immersion du bas de la chaîne. Dans ces conditions, la gamme de variation de l'immersion de l'extrémité inférieure de la chaîne s'étale sur plus de 30 m, en relation presque linéaire avec la tension sur l'ancre : une traînée de 40 N correspondant à une remontée de 10 m (fig. 3). La dispersion des points de mesure de tension à une immersion donnée est de l'ordre de  $\pm 20$  N. Une partie

Tableau 1

Comparaison des composantes zonales du courant déduites des dérives de bouées et du « profileur » (moyenne établie sur 1, 2 ou 3 jours selon le cas).

*Intercomparison between buoy drift velocity and profiler measurements: zonal velocities averaged over 1, 2 or 3 days.*

Date (jours juliens/1979)	J	133-135	137-139	141-144	144
Vitesses lagrangiennes (bouées; en cm/s)	$U_B$	57	56	55	58
Mesure eulérienne de courant (profileur; en cm/s)	$U_E$	42	54	60	60
Différence (cm/s)	$U_B - U_E$	15	2	-5	-2
Direction d'où vient le vent de 0 à 360° ( $v \sim 5$ m/s)	$\theta$	270	250	180	300

La moyenne des différences de vitesse  $U_B - U_E = 2,5$  cm/s.

L'écart-type:  $\sigma(U_B - U_E) = 7,6$  cm/s.

En mai et juin 1979, par 62°E sur l'équateur, des profils de courant absolu mesurés à partir du navire Marion Dufresne (Kartavtseff, Morlière, 1981) ont été comparés aux dérives de quatre bouées Marisonde larguées du même point (Luyten *et al.*, 1980); les vents sont restés de l'ordre de 5 à 7 m/s (tab. 1). Seules les composantes Est-Ouest ont été prises en considération, car les composantes Nord-Sud du courant des ondes équatoriales ont une variabilité temporelle à courtes échelles de temps, et ne permettent pas la comparaison entre les courants moyennés sur 2 à 4 jours et mesurés à la fois par le profileur à 10 m d'immersion et par les dérives des bouées. En regroupant toutes les trajectoires

de cette dispersion semble liée à des phénomènes d'hystérésis du capteur de pression.

Pour une tension donnée, les calculs de forme de la chaîne montrent la faible sensibilité de l'immersion au profil vertical  $V_r(z)$  des courants, et donnent des variations d'immersion de moins de 30% pour un ensemble de profils réalistes en zone équatoriale. Ceci vient de ce que cette force  $T_c$  est liée principalement à la traînée du courant sur la partie inférieure de la chaîne, et l'immersion de l'extrémité inférieure dépend davantage de l'amplitude de la tension totale  $T_a$  que de la distribution précise des forces de traînée le long de la chaîne.

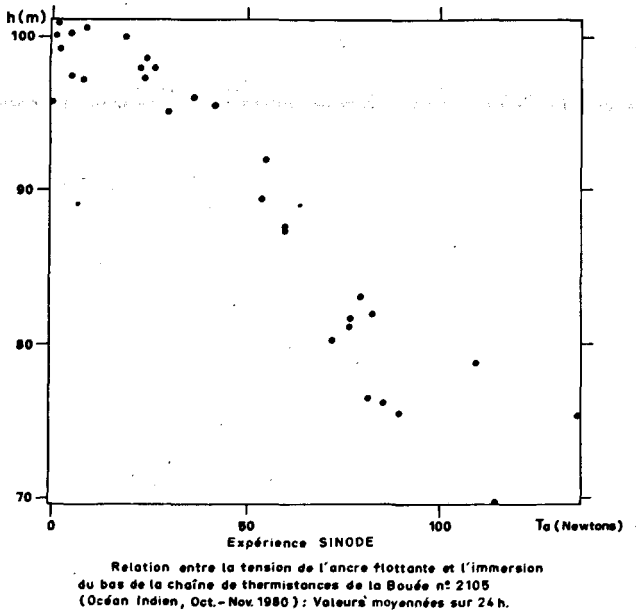


Figure 3  
Force de tension  $T_a$ , exprimée en Newtons, exercée par l'ancre flottante sur le corps de la bouée, en fonction de l'immersion de l'extrémité inférieure de la chaîne ( $h$  exprimé en m).  
*Drag force  $T_a$  of the drogue expressed in Newtons versus the depth  $h$  in m of the lowest extremity of the thermistor chain.*

Ceci nous autorise à prendre un profil linéaire de courant, pour estimer la relation entre traînée et immersion, soit :

$$V_r(z) = (dV_r/dz)(z - z_a) + V_r(z_a)$$

avec  
 $dV_r/dz = \text{Cte.}$

Ensuite, en négligeant la traînée sur la partie supérieure de la chaîne (2) devient :

$$T_c = K_c \frac{d}{3} (h - z_a)^3 \left( \frac{dV_r}{dz} \right)^2$$

avec  
 $V_r(z_a) \ll V_r(+h)$  (4)

En prenant pour un câble cylindrique  $K_c = 3.10^2 \text{ kg/m}^3$ , on trouve (fig. 4), en calculant l'immersion du bas de

la chaîne à partir du profil de courant, qu'une remontée de 10 m (avec  $m = 20 \text{ kg}$ ) correspond à un cisaillement de courant de  $6.10^{-3} \text{ s}^{-1}$ , soit un gradient de 60 cm/s sur les 100 m de longueur de la chaîne (fig. 4). L'augmentation de la tension correspondante est de 37 N, en estimant que  $(h - z_a) = 80 \text{ m}$ . On retrouve donc l'ordre de grandeur donné par les mesures. On constate d'autre part, qu'il faut un cisaillement intense pour produire un relèvement substantiel du bas de la chaîne des bouées lancées dans l'Océan Indien en 1980 et 1981. La vitesse du courant relative à celle de l'ancre flottante est donnée par la relation d'équilibre :

$$T_c + K_a A_a |V_r(z_a)| V_r(z_a) = 0 \quad (5)$$

En prenant les valeurs numériques suivantes :  $A_a = 15 \text{ m}^2$  et  $K_a = 2.10^2 \text{ kg/m}^3$ , on obtient pour une tension de 40 N, un courant relatif  $V_r(z_a) = 12 \text{ cm/s}$  au niveau de l'ancre. Ceci constitue l'erreur sur la mesure du courant estimé à partir de la dérive de la bouée. Cette erreur sera donc conséquente pour des cisaillements de courant habituels en zone équatoriale. On a même observé pour la bouée 2105 lors de la formation du jet d'automne des remontées de la chaîne près de trois fois plus intenses, correspondant donc à une erreur de près de 20 cm/s. Au cours de cette période, la bouée dérivait à près de 100 cm/s. L'effet de la chaîne a donc été de réduire au maximum de 20% la vitesse de la bouée par rapport à celle du courant. La mesure de l'immersion permet d'évaluer quantitativement cet effet, et d'estimer que le courant au niveau de l'ancre flottante était au maximum de 120 cm/s; pour de telles intensités, le cisaillement de courant est probablement parallèle à ce courant. Cette erreur sur l'estimation des courants est un phénomène parasite qu'il faut essayer de minimiser, soit en diminuant le diamètre du câble, soit en améliorant les caractéristiques de l'ancre flottante. Ainsi, dans le cas où la dérive de la bouée est relativement grande ( $V \approx 50 \text{ cm/s}$ ), la connaissance de l'immersion de l'extrémité inférieure de la chaîne permet une estimation de l'erreur sur le courant.

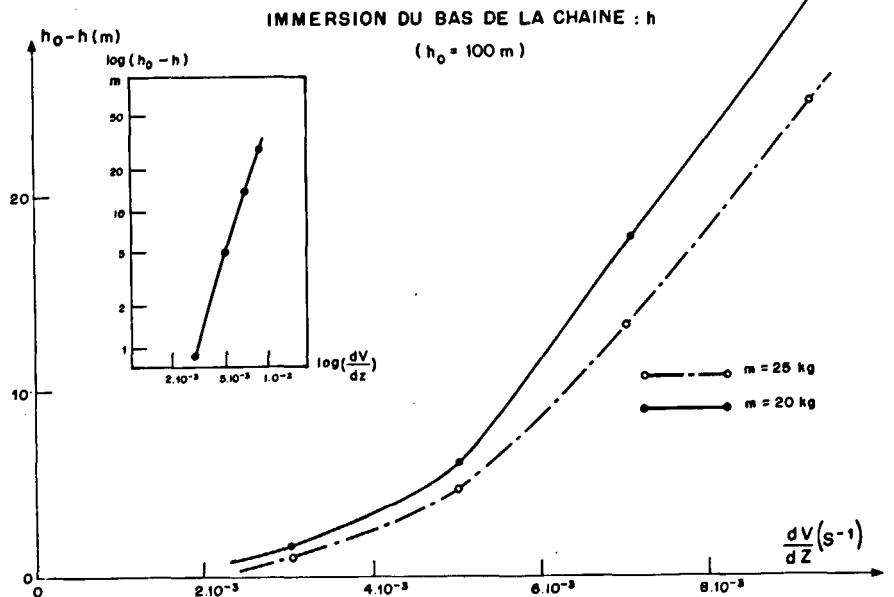


Figure 4  
Variation de l'immersion de l'extrémité inférieure de la chaîne, en fonction d'un cisaillement constant le long de la chaîne :  $m$  étant la masse accrochée à l'extrémité de la chaîne (masse apparente dans l'eau).  
*Depth variation of the lowest extremity of the thermistor chain versus the value of the shear assumed to be constant along the chain;  $m$  is the weight in the water.*

TRAJECTOIRES DE BOUÉES AVEC ET SANS CHAÎNES

En août et septembre 1981, les bouées n° 2107 et 1883 ont suivi des trajectoires semblables en restant séparées l'une de l'autre de moins de 200 km (fig. 2). Pour la bouée Babeth 2107, avec sa chaîne de thermistances, indiquée (1), la dérive correspond à l'équilibre :

$$T_c^{(1)} + T_a^{(1)} = 0;$$

pour la bouée PRL 1883 sans chaîne, indiquée (2), sa dérive est régie par :

$$T_p^{(2)} + T_a^{(2)} = 0.$$

L'étude comparative des deux trajectoires va nous permettre de tester l'efficacité de l'ancre flottante pour réduire les vitesses relatives des masses d'eau par rapport à celle-ci, et de vérifier que les ordres de grandeur des erreurs de dérive estimées précédemment sont corrects.

La fonction d'intercorrélation des séries de fluctuations de vitesse des deux bouées présente un maximum de 0,6 pour un décalage de 3 jours. Ce décalage correspond aux méandres observés sur les deux trajectoires (fig. 2), et nous indique qu'une fraction importante de l'énergie se trouve dans ces grandes oscillations. Pour avoir une estimation plus précise de ce décalage, les spectres vectoriels des deux séries de vitesse ont été comparés. Malgré la faible durée des échantillons analysés, on peut estimer que dans la bande de fréquence correspondant à un cycle/mois, la cohérence est de l'ordre de 0.9 quand on découpe en trois tronçons les séries temporelles (tab. 2). Cela correspond à un déphasage significatif de 3 jours ± 1 jour, pour un intervalle de confiance de 95%. L'étude des spectres vectoriels pour chaque bouée montre que le mouvement est faiblement polarisé à 15 jours, et qu'il comporte plus d'énergie dans la direction Nord-Sud que Est-Ouest. On constate en outre que les densités spectrales d'énergie cinétique sont similaires pour les deux trajectoires, ainsi que les vitesses moyennes (tab. 2).

Au cours des 2 à 3 mois de trajectoires simultanées, l'immersion de la chaîne de la bouée 2107 a varié entre 103 et 80 m. Les périodes pendant lesquelles la remontée du bas de la chaîne dépassait 10 m n'ont cependant pas dépassé le tiers du temps. Il est difficile d'estimer le cisaillement de courant, et en particulier sa direction. Il est probable que les courants les plus

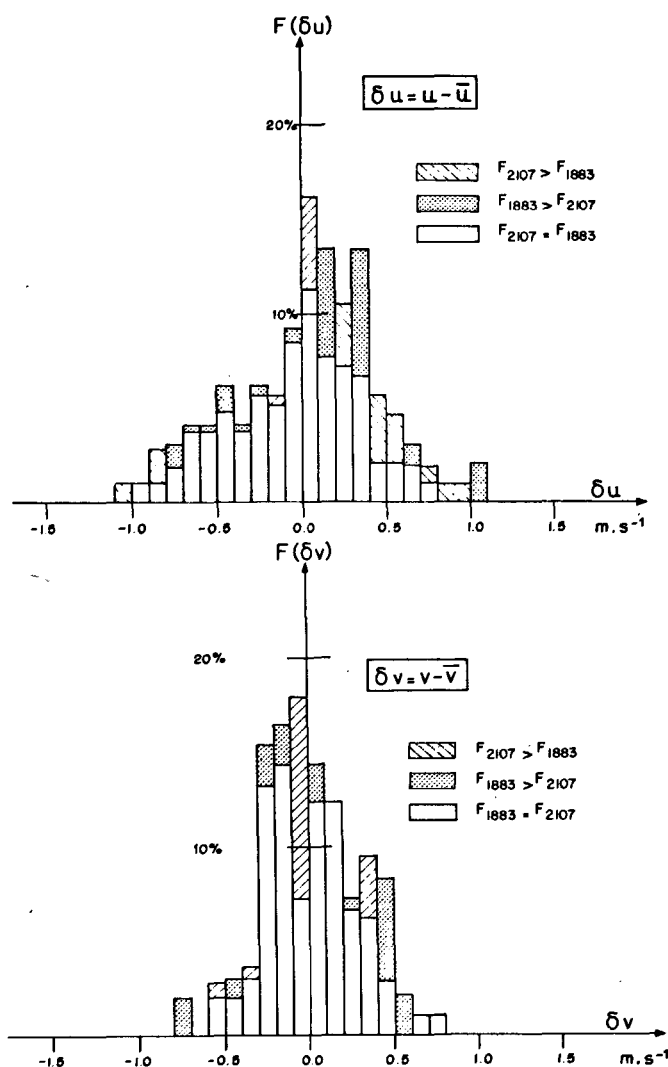


Figure 5  
Histogrammes des vitesses de dérive journalière des bouées 2107 et 1883: (a) composante zonale des vitesses; (b) composante méridienne des vitesses. L'échelle verticale est exprimée en pourcentages.

Velocity histograms for buoys 2107 and 1883: (a) zonal component; (b) meridional component. The occurrence frequency is expressed in percent.

intenses se trouvent à la surface, auquel cas la chaîne a pour effet de ralentir la bouée.

Pour en avoir une estimation, on utilise les résultats de la première partie. L'équation (5) et la figure 3 permettent d'établir empiriquement :

$$V_r(z_a) = \alpha (h_0 - h)^{0.5},$$

où  $\alpha$  est un coefficient de proportionnalité égal à  $\alpha = 3,8 \cdot 10^{-2} \cdot m^{1/2} \cdot s^{-1}$ . En supposant que la dérive de

Tableau 2

Caractéristiques statistiques des vitesses de dérive des bouées 1883 et 2107 du 1<sup>er</sup> août au 1<sup>er</sup> octobre 1981.

Statistical characteristics of buoy drift velocities (n° 1883 and 2107) from August 1 to October 1, 1981.

Bouées	$\bar{U}$ (cm.s <sup>-1</sup> )	$\bar{V}$ (cm.s <sup>-1</sup> )	$\sigma^2$ (cm <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup> )	$E_U$ (30 jours) (cm <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup> )	$E_V$ (30 jours) (cm <sup>2</sup> .s <sup>-2</sup> )	$C_{UU}$	$P_{UU}$	$C_{VV}$	$P_{VV}$
1883	18	6	1510	180	460	0,81	-55	0,99	-70
2107	19	2	1760	280	870				

$\bar{U}$  et  $\bar{V}$  représentent les vitesses moyennes zonales et méridiennes;  $\sigma^2$  est la variance des séries de vitesse (module);  $E_U$ (30 jours) et  $E_V$ (30 jours) sont les énergies dans le domaine spectral de périodes comprises entre 20 et 40 jours pour U et V respectivement;  $C_{UU}$ ,  $C_{VV}$  et  $P_{VV}$  représentent cohérences et phases pour la composante spectrale à 30 jours de période pour les bouées 2107 et 1883. La bouée 2107 sert de référence pour la phase.

la bouée  $V_c$  a lieu parallèlement à la vitesse de surface, soit  $V_r(z_a) = |V_r(z_a)|V_c/|V_c|$ , on peut obtenir une estimation moyenne de l'erreur sur les courants de surface, en intégrant la relation vectorielle précédente. On trouve une vitesse relative moyenne  $V_r(z_a)$ , de composantes EW et NS respectivement de 2,5 et 0,5 cm/s, pour une vitesse moyenne de dérive  $V_c$  de composantes EW de 19 cm/s et NS de 4,9 cm/s.

La différence observée des vitesses des deux bouées est du même ordre de grandeur (tab. 2). On peut appliquer un autre test pour examiner l'effet de la chaîne sur les vitesses de dérive en comparant les histogrammes des composantes de vitesse des deux bouées (fig. 5a et b). D'après un modèle d'océan barocline, la traînée de la chaîne produit une erreur de dérive d'autant plus importante que le courant de surface est intense. On devrait donc avoir un histogramme des vitesses plus compact dans le cas d'une bouée avec chaîne de thermistances. L'effet n'est pas significatif; les histogrammes des composantes des vitesses de dérives sont très semblables pour les deux types de bouées, et ne présentent pas de différences statistiques notables.

## CONCLUSION

L'étude de l'influence de la traînée sur une chaîne de thermistances a été faite à partir des caractéristiques des bouées du type Babeth. Ceci conduit à des erreurs de l'ordre de 10 cm/s, avec des profils verticaux de courant caractéristiques de l'Océan Indien équatorial. L'effet pourrait être plus important dans des cas extrêmes, par

exemple dans la zone du sous-courant équatorial au centre de l'Océan Atlantique.

Dans un cas, où le cisaillement du courant entre la surface et le bas de la chaîne était en moyenne assez faible [ $V(0) - V(h) \sim 0,5 \text{ m.s}^{-1}$  avec  $h=100 \text{ m}$ ], deux bouées, distantes de moins de 200 km dans un même système de courants comportant d'importants méandres, l'une avec chaîne (Babeth 2107), l'autre sans (PRL, 1883), ont donné des écarts de vitesses compatibles avec ceux calculés d'après les caractéristiques des bouées.

Il est donc envisageable d'utiliser des bouées similaires pour étudier l'immersion de la thermocline ainsi que les courants de surface en zone équatoriale. Il faut toutefois veiller à réduire la traînée sur la chaîne, en diminuant notamment le diamètre du câble, opération techniquement plus aisée que celle consistant à accroître la surface de l'ancre flottante.

## Remerciements

Ce travail a été effectué dans le cadre des campagnes SINODE à bord du *Marion Dufresne*, navire des Terres Australes et Antarctiques Françaises, avec le support du Centre National pour l'Exploitation des Océans, de la National Oceanic and Atmospheric Administration, et l'appui des services du Laboratoire d'Océanographie Physique du Muséum National d'Histoire Naturelle (L.A. n° 175 du CNRS). Cet article constitue le rapport interne n° 82-07 du L.O.P. Nous avons bénéficié pour la mise au point de cette note, des commentaires de Michel Ollitrault.

## RÉFÉRENCES

- Cane M., 1979. The response of an equatorial ocean to simple wind stress patterns. Part II: Numerical results, *J. Mar. Res.*, **37**, 253-299.
- Halpern D., 1980. Variability of near-surface currents in the Atlantic North Equatorial countercurrent during GATE, *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 1213-1220.
- Ianiello J., Garvine R., 1975. Stokes transport by gravity waves for application to circulation model, *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 47-50.
- Kartavtseff A., Morlière A., 1981. Campagne SINODE MD 18-PEMG. Vol. III: Profileur de courant, Rapport interne LOP/Muséum n° 81-03.
- Kirwan A. D., McNally G., Pazan S., 1978. Wind drag and relative separations of undrogued drifters, *J. Phys. Oceanogr.*, **8**, 1146-1150.
- Knox R. A., 1976. On a long serie of measurements of Indian Ocean equatorial currents near Addu Atoll, *Deep-Sea Res.*, **23**, 211-222.
- Luyten J. R., Fioux M., Gonella J., 1980. Equatorial currents in the western Indian Ocean, *Science*, **209**, 600-603.
- McPhaden M., 1982. Variability in the central equatorial Indian Ocean. Part. I: Ocean dynamics, *J. Mar. Res.*, **40**, 157-176.
- Murail J.-F., 1982. Recueil des données collectées par les bouées Babeth-Argos n° 2105-2106 et 2107, Océan Indien, Rapport interne, LOP-Muséum n° 82-01, mars 1982.
- Pollard P., 1973. Interpretation of near-surface current meter observations, *Deep-Sea Res.*, **20**, 261-268.
- Quadfasel D. R., 1982. Low frequency variability of the 20°C isotherm topography in the western Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, **87**, C3, 1990-1996.
- Reverdin G., Fioux M., Gonella J., 1982. L'expérience SINODE: Surface Indian Ocean Dynamics Experiment, in: *Proc. Argos users conferences, Paris, avril 1982*.
- Reverdin G., Fioux M., Gonella J., Luyten J., 1983. Free drifting buoy measurements in the Indian Ocean Equatorial Jet, in: *Proc. XIV<sup>e</sup> International Colloquium on the Equatorial Dynamic, Liège, mai 1982*, Elsevier Publ. Corp.
- Saunders P., 1976. Near-surface current measurements, *Deep-Sea Res.*, **23**, 249-257.
- Wyrtki K., 1973. An equatorial jet in the Indian Ocean, *Science*, **181**, 262-264.