

Réponse des couches de surface à l'action du vent d'après les observations effectuées à bord de la « Bouée laboratoire »

par

JOSEPH GONELLA et GAETAN STANISLAS

Laboratoire d'océanographie physique, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris (France)

Introduction

En Méditerranée occidentale Nord, de nombreuses observations de vent, de courant et de température ont été effectuées de 1964 à 1970 à bord de la « Bouée Laboratoire » soit au point A, 42°47' N et 07° 29' E, ou au point B, 42°14' N et 05°35' E. Dans cette zone exceptionnelle, se rencontre en hiver un milieu pratiquement homogène de la surface jusqu'au fond : la variation relative de densité $\Delta\rho/\rho$ est de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-6} . Par contre, en été, la stratification est très nette en surface : $\Delta\rho/\rho \sim 10^{-3}$.

En régime d'hiver, c'est-à-dire en milieu homogène, les mesures ne montrent aucune corrélation entre vents et courants [STANISLAS, 1970, a] mais, au même moment, il a été observé dans cette zone des vitesses verticales atteignant un ordre de grandeur comparable à celui des vitesses horizontales [VOORHIS & WEBB, 1970]. Tout au contraire en régime d'été, c'est-à-dire en présence d'une forte stratification superficielle, les observations [GONELLA, 1969; STANISLAS, 1970; b et c] donnent une relation vent - courant qui se rapproche beaucoup plus des résultats se dégageant de la théorie d'EKMAN [GONELLA, 1971, a, b]. Ainsi les faits montrent que cette théorie s'applique non pas à un océan homogène mais bien à un océan stratifié [GONELLA, 1970].

Rappels théoriques

En effet, le mouvement d'une particule fluide ne peut être assujéti à demeurer horizontal que dans la mesure où la composante verticale de la force de Coriolis est très petite vis-à-vis de la poussée d'Archimède au sein du fluide, soit :

$$2 \omega u \ll g \Delta\rho/\rho$$

$$\text{soit encore } \Delta\rho/\rho \gg 2 \omega u/g \sim 10^{-5} \text{ à } 10^{-6}$$

(ω , vitesse angulaire de la rotation terrestre; u , vitesse de la particule fluide; g , accélération de la pesanteur).

Par ailleurs, l'effet d'écran de la thermocline au transfert de la quantité de mouvement [GONELLA, CREPON & MADELAIN, 1969] nous a conduit à examiner la théorie d'EKMAN dans le cas d'un océan à deux couches avec glissement sans frottement à l'interface, c'est-à-dire au niveau de la thermocline [GONELLA 1971, b]; il est entendu que dans la couche superficielle il existe une légère stratification pour que l'on puisse négliger la composante verticale de la force de Coriolis. En faisant, de plus, l'hypothèse de la constance, non pas du coefficient de viscosité turbulente μ , mais du coefficient de viscosité cinématique turbulente $\nu = \mu/\rho$, on montre qu'à une latitude ϑ , l'équation du mouvement au sens des distributions s'écrit :

$$\sigma u / \sigma t + 2 i \pi u - (1/4 \pi) \sigma^2 u / \sigma z^2 = 2 \tau (+) \sum_{\pi=-\infty}^{+\infty} \delta(z - 2 n h)$$

avec : — la période d'inertie $T = \pi / \omega \sin \vartheta$ comme unité de temps,

— la longueur $D = 2 (\pi \nu T)^{1/2}$ égale à 2 fois la profondeur d'EKMAN, comme unité de longueur,

— la tension du vent $\tau (t)$ définie comme fonction du temps t pour $t > 0$,

- l'océan initialement au repos, illimité horizontalement,
- l'axe Oz pris selon la verticale ascendante,
- la couche superficielle d'épaisseur h glissant sans frottement sur la couche sous-jacente,
- les fonctions u et τ représentant des grandeurs complexes,
- et δ représentant la distribution de Dirac.

Dans ces conditions, on montre que la réponse du courant $u_h(z, t)$ à l'impulsion $\tau(t)$ est :

$$u_h(z, t) = 2 \tau(t) *_{(t)} E_h(z, t)$$

où $*$ représente le produit de convolution et $E_h(z, t)$ la « fonction de transfert » pour la profondeur h .

Pour une profondeur h infinie, E_h est égal à :

$$E_\infty = Y(t) t^{-1/2} e^{-\pi z^2/t} e^{-2i\pi t}$$

où $Y(t)$ est la fonction d'Heaviside; dans ce cas, le « temps de réponse » obéit à la loi :

$$t_m = 2\pi Z^2 \text{ obtenue en faisant } d/E_\infty / dt = 0 :$$

Si la profondeur est infinie, le « temps de réponse » croît comme le carré de la profondeur.

Pour une profondeur h finie, l'expression est un peu plus complexe :

$$E_h(z, t) = \frac{Y(t)}{2h} e^{-2i\pi t} \left(1 + 2 \sum_{n=1}^{+\infty} e^{-\pi t n^2 / 4 h^2} \cos n\pi z / h \right).$$

Mesures effectuées en juillet 1969

Les mesures effectuées à bord de la Bouée Laboratoire, en juillet 1969 et au point B, avec la Centrale de mesure mise au point au Laboratoire d'Océanographie physique du Muséum [GAUDILLÈRE, 1970], ont permis de suivre l'évolution de la situation dans la couche superficielle au cours du coup de vent du 29 au 30 juillet 1969.

A la cadence d'un cycle de mesure toutes les 10 minutes, il est recueilli sur ruban perforé :

- les mesures dans l'air, effectuées à l'altitude 14 m : vitesse et direction du vent, température et humidité,
- les mesures dans l'eau, effectuées aux niveaux 5 m, 10 m, 15 m, 30 m et 60 m : vitesse et direction du courant, et température de l'eau.

La présentation des observations et leur interprétation ont déjà fait l'objet de rapports internes [STANISLAS, 1970 *b*; GONELLA, 1971 *b*]. Dans cet exposé nous nous attacherons davantage à déterminer, d'après les données expérimentales, le « temps de réponse » défini ci-dessus.

Détermination du « temps de réponse » expérimental

Les mesures recueillies au cours du coup de vent donnent les séries de valeurs concernant le courant $u_h(z, t)$ et le vent $v(t)$. La théorie définit $u_h(z, t)$ à partir de la tension du vent τ et non de sa vitesse v , mais on peut admettre à priori que la tension est une fonction variant dans le même sens que la vitesse du vent v .

Ainsi sans calculer τ , on peut déterminer « un temps de réponse » expérimental correspondant au maximum du coefficient de corrélation entre la fluctuation du vent et la fluctuation du courant moyen. Les valeurs obtenues pour les immersions au-dessus de la thermocline :

5 m, 10 m, et 15 m
sont respectivement : 20 à 30 mn, 130 mn, et 300 mn en bon accord, en première approximation avec la loi de proportionnalité du carré de l'immersion :

$$30 \times 1^2 = 30 \text{ mn}; 30 \times 2^2 = 120 \text{ mn}; 30 \times 3^2 = 270 \text{ mn}$$

De ces valeurs, on peut déduire le coefficient de viscosité cinématique turbulente $\nu = z^2 / 2t_m \sim 80$ CGS. Le calcul de ν par les écarts angulaires du courant moyen donne un $\nu \sim 120$ CGS [GONELLA, 1971, *b*]. Les deux méthodes donnent des prdras de grandeur comparable : $\nu = 100$ CGS $\pm 20\%$.

Dans ce cas le gradient moyen de température dans la couche était de $\Delta \Theta^\circ / \Delta z \sim 0,08$ °C/m.

Conclusion

Cette détermination expérimentale du « temps de réponse » montre une fois de plus que la théorie d'EKMAN apparaît comme un modèle correct à condition de l'appliquer à un océan stratifié. La quantité de mouvement se transmet aux couches d'eau un peu à la façon de la chaleur se propageant dans une tige chauffée à une de ses extrémités, à la seule différence que la vitesse du fluide ne peut croître sans arrêt comme la température par suite de la présence de la force de Coriolis. La connaissance du « temps de réponse » se révèle être ainsi une méthode intéressante pour la détermination de la turbulence pratique.

Références bibliographiques

- GAUDILLÈRE (P.), 1970. — An experimental Oceanographic Automatic Station. Conference on Electronic Engineering in Ocean Technology I. *E.R.E. Conf. Proc.* 1970.
- GONELLA (J.), 1969. — Analyse des mesures de courant et de vent à la Bouée-Laboratoire (Position B), juillet 1968. *Cah. océanogr.*, **21**, 9, pp. 855-862.
- GONELLA (J.), 1970. — « Sur l'applicabilité de la théorie d'EKMAN sur les courants marins ». *C.R. Acad. Sc. Paris.*, **271**, pp. 530-532.
- GONELLA (J.), 1971, *a.* — A local study of inertial oscillations in the upper layers of the ocean. *Deep-Sea Res.*, **18**, 8, pp. 775-788.
- GONELLA (J.), 1971, *b.* — The drift current from observations made on the Bouée Laboratoire. *Cah. océanogr.*, **23**, 1, pp. 19-33.
- GONELLA (J.), CREPON (M.) & MADELAIN (F.), 1969. — Observations de courants, de vent, et de température à la Bouée-Laboratoire, (Position A) septembre-octobre 1966. *Cah. océanogr.*, **21**, 9, pp. 845-854.
- STANISLAS (G.), 1970, *a.* — Bouée Laboratoire, mission MEDOC 69, févr. 1969. *Lab. d'océanogr., Phys. Mus. Paris*, rapp. interne.
- STANISLAS (G.), 1970, *b.* — Bouée Laboratoire mission COFRASOV I, juil. 1969. *Lab. d'océanogr. Phys. Mus. Paris*, rapp. interne.
- STANISLAS (G.), 1970, *c.* — Bouée Laboratoire mission COBLAMED 69, sept. 1969. *Lab. d'océanogr. Phys. Mus. Paris*, rapp. interne.
- VOORHIS (A.D.) & WEBB (D.C.), 1970. — Large vertical current observed in a winter sinking region of the northwestern Mediterranean. *Cah. océanogr.*, **22**, 6, pp. 571-580.

