

La dynamique des courants marins

Par B. SAINT-GUILY*

Introduction

La dynamique des courants marins étudie les mouvements qui se produisent dans les Océans. Cette science, qui est en quelque sorte fille de l'hydrodynamique et de l'océanographie, se heurte à deux genres de difficultés. Les premières tiennent à la complexité des conditions naturelles: rotation de la Terre, géométrie du fond et des côtes, etc. Les secondes proviennent du manque d'observations précises; les mesures en mer sont en effet difficiles et coûteuses.

La complexité des conditions naturelles conduit, dans les essais d'interprétation théorique, à des problèmes mathématiques en général difficiles. Et, quand il s'agit de problèmes concrets, on doit souvent utiliser des modèles réduits ou des machines à calculer électroniques. L'intérêt des modèles mathématiques suffisamment simples pour donner une solution complète et maniable reste bien entendu entier. Ces modèles mettent en évidence l'importance relative (suivant les valeurs des divers paramètres) des forces agissantes, et permettent ainsi de comprendre de façon globale et quantitative les traits essentiels et l'organisation intime des phénomènes.

Les courants marins peuvent être assez rapides en surface, dans certaines régions comme dans le Gulf Stream, le Kuroshio, le courant des Aiguilles, etc., et près des côtes, par fonds faibles, si les marées sont importantes. Ils ont alors des vitesses de l'ordre de 1 à 2 m/s. Mais en dehors de ces zones de courants rapides, et en profondeur, les courants sont plus lents; ils ont des vitesses de l'ordre de 10 à 20 cm/s.

Il existe cependant des courants intenses en profondeur: le Gulf Stream, par exemple, atteint une profondeur de 500 m. Et on a découvert récemment qu'il existait à l'Equateur, dans l'Océan Pacifique, à une profondeur de l'ordre de 100 m, un courant de 1 m/s portant à l'Est¹. L'origine de ce courant n'est pas encore expliquée et c'est un des problèmes sur lesquels portent maintenant les recherches.

L'exposé qui suit est une courte introduction à la dynamique des courants marins; il tente en quelques paragraphes essentiels de suivre le chemin naturel qui, à travers les débuts de cette science, conduit aux problèmes actuels.

Accélération et force de Coriolis

Cette accélération joue un rôle dominant dans tous les problèmes de la dynamique des océans. Il est donc nécessaire d'en rappeler l'origine.

Dans l'étude du mouvement d'un point sur un corps lui-même en mouvement par rapport à un repère fixe dit absolu, on distingue trois mouvements; un mouvement absolu qui est le mouvement du point par rapport au repère fixe, un mouvement relatif qui est celui du point par rapport au corps mobile, et un mouvement d'entraînement qui est le mouvement du corps mobile par rapport au repère fixe. La composition de ces mouvements conduit pour les vitesses à un résultat intuitif; si V_a , V_r , V_e , désignent les vitesses absolue, relative et d'entraînement, on a:

$$V_a = V_e + V_r.$$

Par contre, pour les accélérations, le théorème de CORIOLIS² montre que l'on a:

$$J_a = J_e + J_r + J_c;$$

où J_a , J_r , J_e , J_c désignent respectivement les accélérations absolue, relative, d'entraînement et complémentaire. Dans le mouvement relatif on a ainsi une accélération apparente qui n'est pas J_r mais:

$$J_a - J_e = J_r + J_c.$$

L'accélération complémentaire de CORIOLIS est proportionnelle à la vitesse angulaire de rotation du corps mobile par rapport au repère fixe, à la vitesse relative

* Laboratoire d'Océanographie Physique, Muséum d'Histoire Naturelle, Paris.

¹ T. CROMWELL, R. B. MONTGOMERY et E. D. STROUP, Science 119, 648 (1954).

² G. G. CORIOLIS, J. Ecole R. polytechn. 15, 142 (1835).

et au sinus de l'angle compris entre la direction de cette vitesse relative et celle de l'axe instantané de rotation. La direction de cette accélération est normale au plan défini par l'axe instantané de rotation et la vitesse relative, et telle que le trièdre axe-vitesse-accélération de CORIOLIS soit direct.

En appliquant ce résultat général aux courants horizontaux existant sur le globe terrestre, on voit que l'accélération de CORIOLIS est ici proportionnelle à la vitesse de ces courants, à la vitesse angulaire de rotation de la Terre ω , et au sinus de la latitude φ :

$$J_c = 2 \omega \sin \varphi V_r;$$

cette accélération est donc nulle à l'équateur et maxima aux pôles; elle est normale à la vitesse relative, sur sa droite dans l'hémisphère Nord, sur sa gauche dans l'hémisphère Sud (voir Fig. 1). Elle porte le nom de CORIOLIS bien qu'elle ait été trouvée antérieurement par LAPLACE³.

Courant géostrophique

Une relation théorique établie par BJERKNES⁴ a été appliquée par SANDSTRÖM et HELLAND-HANSEN⁵ aux courants marins. Elle repose sur les hypothèses suivantes: le mouvement est permanent, lent et sans frottement; elle exprime l'équilibre entre l'accélération de CORIOLIS et celle provenant du gradient de pression par suite des hétérogénéités de densité. Lorsque, par la mesure précise de la température et de la salinité, on connaît le champ de densité, cette relation permet d'en déduire, à une constante près, la vitesse aux diverses profondeurs. Le courant ainsi calculé se nomme géostrophique ($\gamma\eta$ terre, $\sigma\tau\phi\phi\epsilon\omega$ je tourne).

Prenons un axe OZ vertical, un axe OX horizontal tel que le plan OX, OZ soit normal aux surfaces isopycnes (d'égale densité); la vitesse du courant géostrophique est normale au plan OX, OZ.

Désignons par ρ la densité, g la pesanteur, V_n la vitesse à la profondeur z_n , $\delta\rho_n$ la différence de densité entre deux points distants de δx à cette profondeur (voir Fig. 2); dans ces conditions la formule de HELLAND-HANSEN s'écrit:

$$V_{n+1} - V_n = \frac{g(\delta\rho_{n+1} - \delta\rho_n)}{2 \omega \sin \varphi \delta x}.$$

Elle montre bien que la vitesse n est donnée qu'à une constante près. Il faut donc adopter une profondeur de vitesse nulle; on la choisit en général assez grande (de l'ordre de 1000 m ou plus) de sorte que les surfaces isopycnes y soient sensiblement horizontales.

Ce choix de la profondeur de vitesse nulle est un problème difficile qui n'a pas reçu encore de solution satisfaisante. Si cette profondeur est bien choisie, le courant géostrophique semble représenter convenablement le courant moyen réel. La Figure 3 montre une comparaison entre des valeurs observées et calculées pour le seul cas où des mesures directes de la vitesse ont été effectuées; l'accord est excellent.

La formule de HELLAND-HANSEN ne convient pourtant plus près de l'équateur, ni près du fond, ni en surface si le vent souffle, ni lorsque le courant varie assez rapidement. De plus elle ne donne aucune explication sur la cause des courants marins. Elle relie seulement l'inclinaison des surfaces isopycnes au courant sans dire comment cette inclinaison est due aux actions mécaniques (vent) et thermiques imposées aux océans.

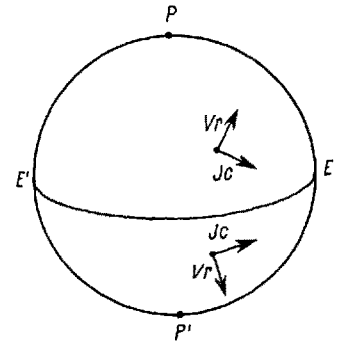


Fig. 1. Accélération de CORIOLIS à la surface du globe. P P' pôles, EE' équateur, V_r vitesse relative, J_c accélération de CORIOLIS correspondante.

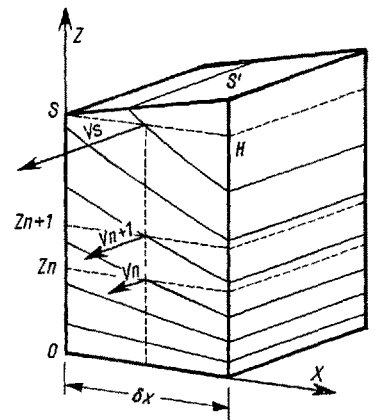


Fig. 2. Courant géostrophique. Les courbes en traits fins représentent les surfaces d'égale densité (isopycnes), SS' la surface, OX la profondeur de vitesse nulle, V_s, V_{n+1}, V_n les vitesses en surface et aux profondeurs Z_{n+1}, Z_n .

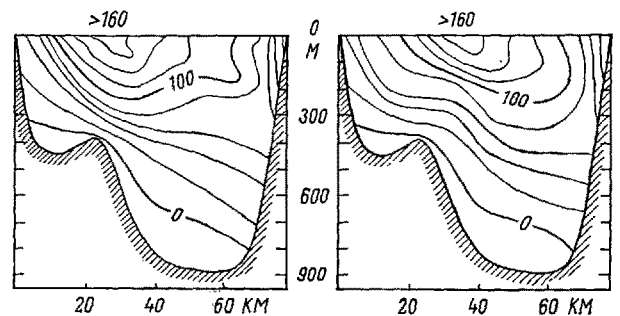


Fig. 3. A gauche courant observé, à droite courant géostrophique calculé dans le détroit de Floride (d'après G. Wüst, 1924). Sur ces coupes verticales sont portées les lignes d'égale vitesse en multiples de 20 cm/s, les profondeurs en m et les distances horizontales en km.

³ P. S. LAPLACE, Mem. Acad. R. Sci., Paris (1775).

⁴ V. BJERKNES, Kgl. Svenska Vet. Akad., Stockholm 31, 4, 35 (1898).

⁵ J. W. SANDSTRÖM et B. HELLAND-HANSEN, Rep. Norw. Fish. Mar. Invest., Oslo 2, 4 (1903).

Courant de vent et théorie d'Ekman

L'action directe du vent sur la surface de la mer est physiquement très complexe; elle peut être représentée par une tension appliquée en surface et transmise à l'intérieur des océans par turbulence. On doit à EKMAN⁶ la première étude théorique convenable sur le courant de vent ainsi produit. EKMAN suppose l'eau homogène (densité constante), le mouvement permanent, et il admet que l'accélération de CORIOLIS est équilibrée par celle des frottements. Ceux-ci sont représentés à l'aide d'une viscosité «virtuelle» dont le coefficient ou facteur de turbulence (supposé constant) est bien supérieur à celui de la viscosité proprement dite. Cette représentation schématique de la turbulence avait été introduite par BOUSSINESQ⁷. Avec ces hypothèses, le calcul du courant produit par un vent de direction et de vitesse constantes conduit à des résultats remarquables. La direction du courant se trouve en surface à 45° sur la droite de la direction vers laquelle souffle le vent dans l'hémisphère Nord (sur la gauche dans l'hémisphère Sud); à mesure que la profondeur augmente, cette direction tourne dans le sens indirect (sens des aiguilles d'une montre) dans l'hémisphère Nord. Quant à l'intensité du courant, elle décroît exponentiellement avec la profondeur. Le courant de vent direct n'intéresse qu'une faible couche d'eau au-dessous de la surface (de l'ordre de 70 m pour un facteur de turbulence égal à $300 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) sauf au voisinage immédiat de l'équateur où l'action directe du vent se fait sentir en profondeur.

Cette théorie de EKMAN a été généralisée dans plusieurs directions par divers auteurs. En particulier le facteur de turbulence n'est pas constant, il dépend de façon complexe de la vitesse et de la densité; d'une manière générale il décroît avec la profondeur (Fig.4). Mais nous n'en savons guère plus car nous ignorons comment se font les échanges turbulents dans les

océans et comment l'énergie apportée par le vent s'y trouve dissipée. Le progrès dans ce domaine est lié à celui de notre connaissance de la structure fine des courants (dans l'espace et dans le temps).

EKMAN⁸ lui-même a montré que la variation avec la latitude du paramètre de CORIOLIS ($2\omega \sin\phi$) et celle de la profondeur introduisent respectivement un tourbillon (rotationnel) «planétaire» et un tourbillon «topographique» dans l'équation des tourbillons. Autrement dit, le tourbillon T_g de la circulation générale est la somme de trois termes, un terme T_v provenant de l'action tourbillonnaire du vent, un terme T_c provenant de la variation du paramètre de CORIOLIS avec la

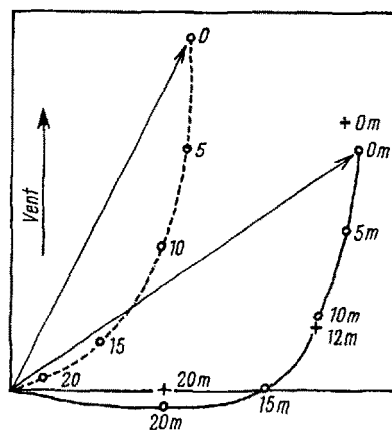


Fig. 4. Courant de vent pour une faible profondeur (d'après J. E. FJELDSTAD, 1929). En tireté, courant calculé en supposant le facteur de turbulence constant; en trait plein, courant calculé en supposant que ce facteur décroît en profondeur; les croix représentent les valeurs observées, les chiffres les profondeurs en m.

⁶ V. W. EKMAN, Ark. Mat. Astr. Fys., Stockholm 2, 11 (1905).

⁷ V. J. BOUSSINESQ, Mem. présenté par div. savants, Paris 23 (1877).

⁸ V. W. EKMAN, Ark. Mat. Astr. fys., Stockholm 17, 26 (1923).

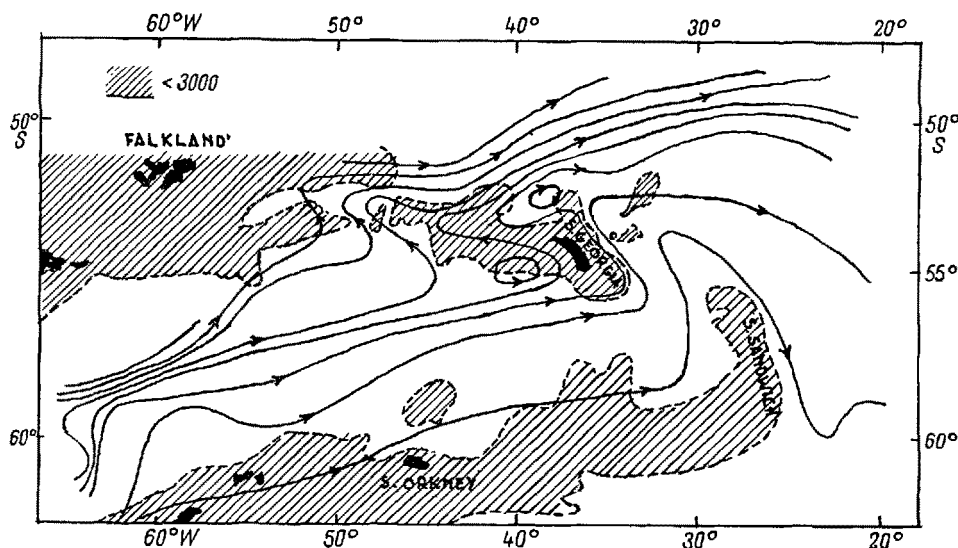


Fig. 5. Effet du relief du fond sur les lignes de courant (géostrophiques) dans la région comprise entre le passage de Drake et l'Est des îles Sandwich du Sud (d'après H. U. SVERDRUP 1942).

latitude, et un terme T_h provenant des variations de la profondeur. On a ainsi:

$$T_g = T_v + T_c + T_h;$$

l'action du terme T_h est fort complexe puisqu'elle dépend du relief réel du fond. Qualitativement on a dans l'hémisphère Nord le résultat suivant: si le courant se dirige vers les profondeurs croissantes, il est dévié vers la gauche, s'il se dirige vers les profondeurs décroissantes, il est dévié vers la droite (Fig. 5); l'effet est inverse dans l'hémisphère Sud et il est nul à l'équateur. STOMMEL⁹ a montré que l'action du terme T_c se traduisait par une intensification des courants dans la partie Ouest des océans. Cette particularité est remarquablement illustrée par l'existence de grands courants tels que le Gulf Stream et le Kuroshio (Fig. 6).

Une autre généralisation de la théorie de EKMAN est celle qui tient compte de la composante verticale de la vitesse^{10,11}. Dans ces conditions le calcul du courant induit par le vent dans une mer fermée montre comment le vent produit une inclinaison de la surface libre et des surfaces isopycnes (s'il existe un champ de densité). L'existence du fond et des frontières latérales, c'est-à-dire le fait que la mer est fermée, ajoute à l'action directe du vent une action indirecte par la création d'un courant de pente (ou d'un courant géostrophique). Il est alors clair, si l'on tient compte des valeurs numériques en jeu, que le vent est la cause principale des courants marins.

Mouvements verticaux et circulation profonde

Au point de vue thermique, les océans se comportent comme des échangeurs de chaleur qui véhiculent des calories de l'Equateur vers les Pôles. Le vent est la cause essentielle de ces mouvements horizontaux de convection; mais les différences de température, donc de densité, dues aux réchauffements et refroidissements en surface, produisent aussi des courants dans les océans. Ces courants, bien que faibles, jouent un rôle important dans les mouvements verticaux ascendants ou descendants et dans la circulation profonde qui en résulte.

L'étude théorique de ces problèmes est ardue. Si l'on considère simplement un mouvement moyen à grande échelle, il est nécessaire de faire intervenir dans l'équation décrivant les échanges thermiques une diffusion apparente due à la turbulence. L'équation des échanges exprime qu'il y a équilibre entre l'action de la convection et celle de la diffusion turbulente; mais son traitement mathématique est difficile car les termes convectifs ne sont pas linéaires.

Dans un important travail, CHANDRASEKHAR¹² a montré que l'accélération de CORIOLIS s'oppose à la convection verticale. Cette accélération a donc un effet stabilisateur en favorisant l'existence des courants horizontaux et celle des stratifications de densité par-

fois importantes (thermoclines). Les courants verticaux ont ainsi des vitesses moyennes très faibles (inférieures à 1 m/jour) qui sont plus petites ou du même ordre que les vitesses turbulentes.

Malgré plusieurs essais récents, on ne sait pas actuellement décrire de façon claire et globale la circulation thermo-convective dans les océans. Cependant si on admet qu'il existe à une certaine profondeur des mouvements verticaux donnés, on peut en déduire la circulation profonde induite. Le problème prend en effet une forme simple; il s'agit de trouver les courants produits par un ensemble de «sources» et de «puits». Là encore la variation du paramètre de CORIOLIS avec la latitude doit intervenir en déplaçant les zones de courants relativement intenses vers l'Ouest des océans.

Structure fine des courants

Tout ce qui précède ne concerne que l'aspect moyen et à grande échelle de la circulation océanique. Récemment, l'emploi de plusieurs navires océanographiques travaillant ensemble, de courantomètres électromagnétiques, et de thermomètres sensibles au rayonnement infra-rouge montés sur avion, a montré la complexité de la structure fine et instantanée du Gulf Stream. On s'est aperçu que ce courant était composé de plusieurs veines fluctuantes formant des méandres et des tourbillons mobiles (Fig. 7). Le mécanisme de ces phénomènes transitoires n'est pas encore clair; cependant l'inertie, la variable temps et la variation du paramètre de CORIOLIS avec la latitude, y jouent certainement les premiers rôles.

D'une manière générale, tous les mouvements dans les océans sont transitoires et lorsqu'on regarde les choses un peu en détail, leur caractère permanent disparaît et laisse place à une certaine turbulence. Il y a bien entendu dans cette turbulence des phénomènes périodiques. Il y a des courants de marée importants près des côtes mais beaucoup plus faibles au large. Certains courants suivent de toute évidence le régime des vents: le courant de Somalie par exemple, change de sens avec la mousson. Par contre, le débit du Gulf Stream présente une fluctuation de période annuelle et de 15 millions de m³/s d'amplitude, dont l'origine et le mécanisme ne sont pas expliqués¹³.

Le problème de la réponse des courants marins aux changements du vent a été l'objet d'études théoriques récentes. Ces études ont montré que l'hétérogénéité des eaux modifiait le phénomène de façon essentielle. Dans les régions océaniques situées sous les latitudes

⁹ H. STOMMEL, Trans. Amer. geophys. Union 29, 202 (1948).

¹⁰ P. VELANDER, Tellus, Stockholm 9, 1 (1957).

¹¹ B. SAINT-GUILY, Dtsch. hydr. Z., Hamburg (à paraître en 1960).

¹² S. CHANDRASEKHAR, Proc. R. Soc., London [A] 208, 1953.

¹³ C. O'D. ISELIN, Pap. Phys. Ocean. Meteor. 8, 1 (1940).

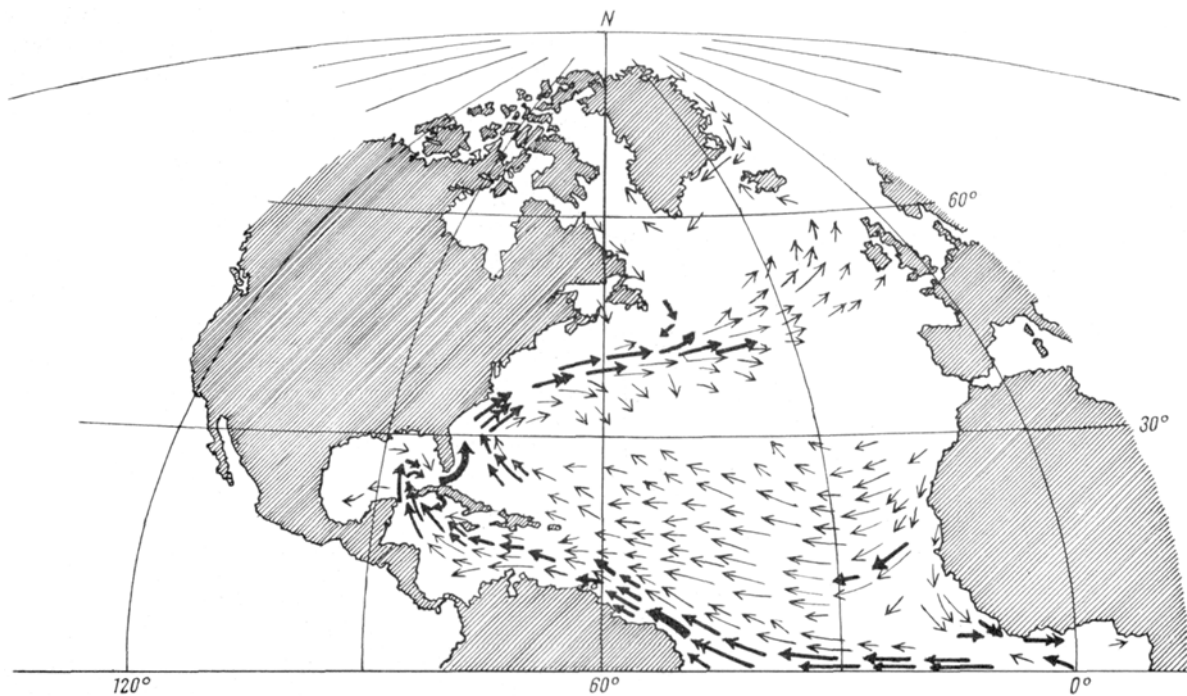


Fig. 6. Courants de surface dans l'Océan Atlantique en hiver (hémisphère Nord) d'après G. SCHOTT 1913.

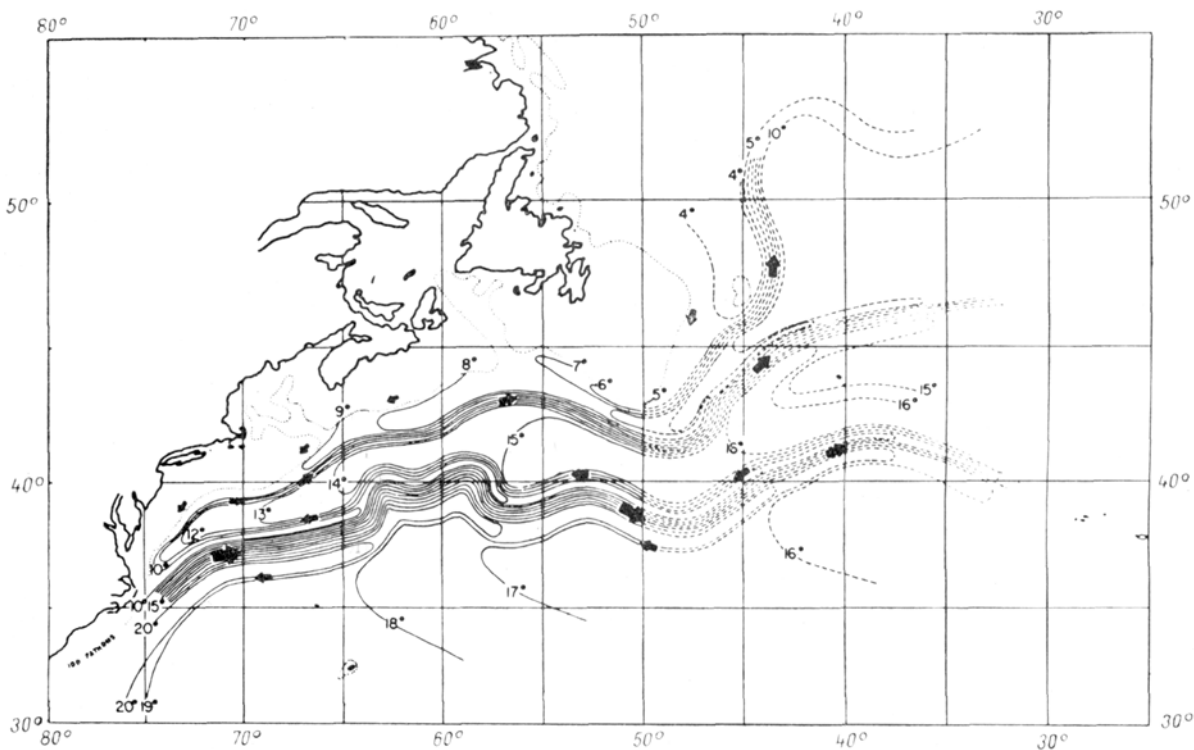


Fig. 7. Carte des températures en °C et des courants correspondants à la profondeur de 200 m dans la région du Gulf Stream (d'après F. C. FUGLISTER, 1951).

moyennes ou basses, il existe en surface une couche d'eau légère relativement mince (300 m d'épaisseur environ) surmontant une couche d'eau plus lourde qui s'étend jusqu'au fond. Si l'on schématise les choses en considérant un océan constitué par deux couches d'eau superposées de densités distinctes, on trouve que la réponse de l'océan à l'action du vent se fait suivant une combinaison de deux modes différents¹⁴. Dans le premier mode, dit «barotrope», l'océan répond aux changements de vent comme s'il était homogène; la frontière séparant les deux couches d'eau est à peine perturbée. Dans le second mode, dit «barocline», le mouvement de la frontière limite des deux couches d'eau est important (on a des ondes internes) et les courants dans la couche inférieure ont une vitesse très faible.

L'importance relative des deux modes de réponse varie suivant la manière dont change le vent. Ces résultats nous aident à comprendre l'action des vents variables sur les océans, mais il n'est pas encore possible de dire dans quelle mesure ils représentent convenablement la réalité.

Zusammenfassung

Die CORIOLIS-Beschleunigung spielt eine entscheidende Rolle in der Dynamik der Meeresströmungen. Sie wirkt sich durch eine Ablenkung der Strömungen und durch ein Verlangsamen der Vertikalbewegungen aus. Durch diese doppelte Aktion wird die Untersuchung der Konvektions- und Übergangsströmungen erschwert.

¹⁴ G. VERONIS et H. STOMMEL, J. marin. Res. 15, 1 (1956).

Die von den Leuchtzifferblättern herrührende Strahlendosis in der Schweiz

VON G. JOYET und M. MILLER*

Da uns die im Jahre 1957 ausgeführten ersten Messungen und Schätzungen¹ gezeigt haben, dass die von den radioaktiven Leuchtzifferblättern stammende Gonadendosis nicht zu vernachlässigen ist und in der Grössenordnung gleich derjenigen des aktiven Niederschlags sein könnte, haben wir unsere Untersuchung weitergeführt und sie vervollständigt und präzisiert. Das Ziel der Untersuchung ist abzuklären, welche Richtlinien man für die Verwendung von Radioelementen zur Aktivierung der Leuchtmassen aufstellen soll.

Untersuchungsmethode

1. An Hand von Fragebogen, welche an repräsentative Teile der Bevölkerung verteilt wurden, haben wir die Häufigkeit der Männer und Frauen, die eine Armbanduhr mit Leuchtzifferblatt tragen, ermittelt. Gleichzeitig wurde das Alter, ab welchem die radioaktive Uhr getragen wurde, und die tägliche Dauer des Tragens (Tragen der Uhr während der Nacht oder nicht) bestimmt. Es wurde ferner gefragt, wer auf seinem Nachttisch einen Wecker mit Leuchtziffern hat. Ausserdem wurde die Marke der Uhr und des Weckers festgestellt.

2. Im Laboratorium wurde die Radioaktivität einiger Hundert Armbanduhren und Wecker aus der Bevölkerung gemessen. Die Messung der γ -Strahlung wurde mit einem mit Diskriminator versehenen Impulsverstärker mit kollimiertem NaJ(Tl)-Kristall ausgeführt. Die Abbildung 1 zeigt die Anordnung des abgeschirmten Kristalls (Abschirmung 5,0 cm

Blei und 2,5 cm Quecksilber). Die γ -Strahlung ist mit dem üblichen Filter von 0,5 mm Platin filtriert. Die Messung der β -Strahlung wurde in einer bestimmten Geometrie [Fenster 25 mm Durchmesser, 2,0 mg/cm² Glimmer, Abstand Fenster bis Zifferblattebene 60 mm (Abb. 2)] und mit verschiedenen Aluminium-Absorbern mit G.-M.-Zähler vorgenommen. Die kombinierten γ - und β -Messungen ermöglichen – ohne dass die Uhr (bzw. der Wecker) geöffnet wird – zu beurteilen, ob das Zifferblatt mit reinem Radium oder mit einem reinen β -Strahler (z. B. ⁹⁰Sr) oder mit einer Mischung der beiden geladen ist. Die Abbildung 3 zeigt die Absorptionskurven von 4 mit Radium aktivierten Uhren, die Absorptionskurve von ⁹⁰Sr + ⁹⁰Y (Vorfiltrierung 1,2 mm Plexiglas), ferner von einer Uhr (WTC), die mit einer Mischung von Radium und wahrscheinlich ⁹⁰Sr + ⁹⁰Y aktiviert ist, und endlich von einer Uhr (Mir.), bei welcher die grosse β -Aktivität hauptsächlich auf Strontium zurückzuführen ist. Man beachte, dass die in der erwähnten Geometrie gemessene relative β -Aktivität pro Mikrocurie Radiumäquivalent ($\beta/\mu\text{C Ra}$) für Radium innerhalb bestimmter Grenzen bleibt. Sobald aber das Radium von einer nennenswerten Menge ⁹⁰Sr + ⁹⁰Y begleitet wird, steigt die β -Aktivität/ $\mu\text{C Ra}$ deutlich an. Das Vorhandensein von Radium und seinen Zerfallsprodukten wird durch die Messung der γ -Strahlung mit

* Betatron- und Isotopenlaboratorium im Universitätsröntgeninstitut Zürich.

¹ G. JOYET, in *Symposium über schädliche Wirkungen schwacher Strahlendosen* (Benno Schwabe, Basel 1958), p. 318.