

# REMARQUES SUR LE MÉCANISME DE FORMATION DES EAUX PROFONDES EN MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

par B. SAINT-GUILY

Depuis longtemps on a pensé que les eaux profondes se forment par le refroidissement d'hiver des eaux de surface. En 1845, AIMÉ en était déjà convaincu. Mais notre connaissance du mécanisme de ce processus est encore assez floue. F. NANSEN (1), en étudiant les observations faites dans les Mers de Barentz et de Norvège, a le premier souligné l'importance des points suivants : existence en hiver de couches d'eaux d'une homogénéité presque parfaite sur une grande profondeur, coïncidant avec un mouvement cyclonique des eaux de surface, une accumulation des eaux denses au centre du mouvement et un rejet des eaux légères vers la périphérie. Suivant NANSEN, la plongée des eaux s'effectue de la façon suivante : la densité des eaux de surface augmente en raison de l'abaissement de la température dû au rayonnement d'hiver, et en raison de la présence d'eaux de salinité relativement élevée qui proviennent de l'Atlantique ou qui sont formées sur place par la glaciation. Les eaux denses ainsi formées s'enfoncent obliquement, dans la région centrale du mouvement cyclonique et se répandent lentement vers la périphérie et le fond (fig. 1). Ce mouvement de convection, produit par une instabilité, est accompagné d'un mélange avec les eaux environnantes. Le rejet latéral des eaux légères est dû au mouvement cyclonique et à la force de Coriolis.

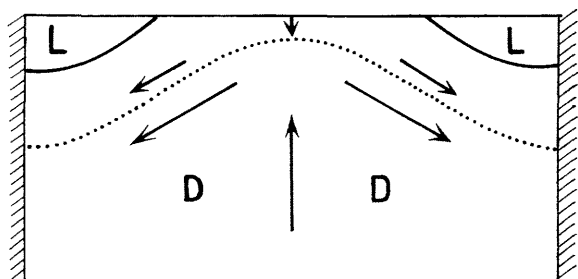


FIG. 1. — Schéma classique de formation des eaux profondes (NANSEN). L, eau légère, D, eau dense.

Ces idées de NANSEN ont été reprises pour la Méditerranée par J.N. NIELSEN (2), puis récemment par P. TCHERNIA (3), (4), dans ses études hydrologiques d'hiver en Méditerranée occidentale. P. TCHERNIA a insisté sur le rôle que les vents secs et froids d'origine continentale doivent jouer dans le refroidissement et l'évaporation superficielle, et sur la présence d'une divergence centrale. Le processus de formation de l'eau profonde, par instabilité et mélange, est le même que dans la Mer de Barentz, la Mer de Norvège et dans le sud du Groenland. Une baisse de tem-

pérature et la présence d'une eau de salinité relativement élevée en sont les conditions nécessaires. C'est l'eau intermédiaire qui en Méditerranée occidentale assure principalement cette seconde condition. Enfin, l'hydrologie montre que la plongée des eaux doit être oblique, et accompagnée d'une montée d'eau profonde (divergence) au centre de la circulation cyclonique (fig. 2, 3). On a ainsi une représentation qualitative et globale du processus de formation des eaux profondes qui semble exacte.

Mais si on essaie d'examiner de plus près ce phénomène au point de vue dynamique, il apparaît fort complexe et difficile. Un premier point est celui des instabilités. Il faut souligner que les instabilités observées sont à la fois exceptionnelles et très faibles. Elles doivent donc,

quand elles se forment, disparaître assez rapidement. Les études théoriques de S. CHANDRASEKHAR (5) et les expériences ont montré qu'en régime laminaire et dans un bassin en rotation, le nombre de Rayleigh critique  $R_c$ , caractéristique de la limite de stabilité, dépend étroitement du nombre de Taylor  $T$  lié à la rotation. Ces nombres sont définis de la façon suivante :

$$T = \frac{4 \omega^2 h^4}{\nu^2}, \quad R_c = \frac{gh^4 E_c}{\chi \nu}, \quad E_c = \left( \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz} \right)_c$$

où  $\omega$  désigne la vitesse angulaire de rotation,  $h$  la profondeur,  $\nu$  la viscosité cinématique,  $g$  l'accélération de la pesanteur,  $\chi$  la conductivité thermique,  $\rho$  la densité, et  $E_c$  la stabilité critique au-delà de laquelle s'établit soit une convection permanente, soit des oscillations de

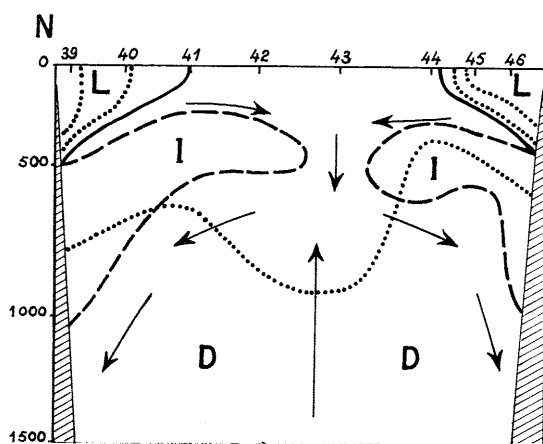


FIG. 2. — Coupe entre Nice et la Corse (Mars 1955). Isopycnes en traits pleins et pointillés, L eau légère, D eau dense, I eau intermédiaire limitée par une isobaline en tireté.

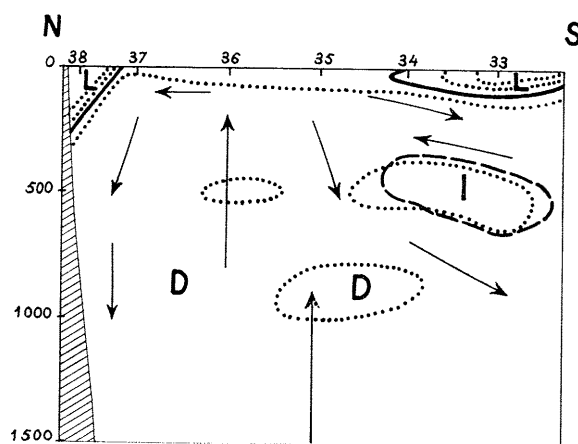


FIG. 3. — Coupe dans le sud de Toulon (Mars 1954). Isopycnes en traits pleins et pointillés. L eau légère, D eau dense, I eau intermédiaire limitée par une isobaline en tireté.

« surstabilité ». Malgré l'effet stabilisateur de la rotation de la terre, l'instabilité critique est extrêmement faible. En effet, pour l'eau,  $\nu \sim 1.10^{-2}$ ,  $\chi \sim 1.10^{-3}$  (C.G.S.), et avec les valeurs,  $2\omega \sim 1.10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ,  $h \sim 10^4 \text{ cm}$ , on obtient

$$T = 1.10^{12}, \quad R_c = 2.10^8, \quad E_c = 2.10^{-16}, \quad \delta\rho \sim hE_c = 2.10^{-12}$$

L'instabilité critique  $\delta\rho$  est donc extrêmement petite. Par conséquent des instabilités même très faibles doivent donner lieu, dans les océans, à des mouvements de convection qui sont évidemment turbulents. Les échanges thermiques et halins sont donc augmentés et ces instabilités de densité doivent disparaître rapidement.

On peut aussi étudier des modèles de mouvements convectifs permanents liés à une instabilité donnée. Le calcul montre alors que la rotation de la terre a l'effet suivant : en présence d'un noyau permanent d'instabilité, il existe nécessairement, en plus du mouvement de convection vertical, un courant horizontal normal au plan de convection c'est-à-dire un mouvement normal au plan des forces qui en sont la cause. Ceci est vérifié aussi bien dans le cas d'un fluide parfait que dans celui d'un mouvement lent d'un fluide où la viscosité et la diffusion turbulentes sont importantes. Dans les deux cas, la vitesse du courant horizontal normal est relativement forte. Si par exemple,  $\delta\rho \sim 5.10^{-4} \text{ g. cm}^{-3}$ ,  $h \sim 10^4 \text{ cm}$ ,  $a \sim 10^6 \text{ cm}$  ( $a$  dimension horizontale de l'instabilité), la vitesse du courant horizontal est de l'ordre de  $1 \text{ m. s}^{-1}$ . Là encore de tels courants doivent produire dans un milieu relativement homogène une turbulence considérable, et de telles instabilités, quand elles sont créées, représentent un état transitoire de vie assez courte. De plus ceci indique qu'il faut une énergie beaucoup plus importante en présence de rotation, pour produire un mouvement de convection donné.

Cependant les instabilités semblent rares et une force externe doit intervenir au moins comme source de turbulence. Les zones de formation d'eaux profondes coïncidant avec des

situations météorologiques cycloniques, cette force externe est probablement celle d'un vent cyclonique. Si on laisse de côté, dans le but de simplifier les calculs, le mélange turbulent, on peut étudier à partir des hypothèses d'Ekman l'action d'un tel vent sur un océan fermé par deux couches d'eaux superposées de densités voisines (6). On est alors conduit aux conclusions suivantes : un vent cyclonique élève la surface de séparation des eaux légères superficielles et des eaux profondes jusqu'à la surface libre, et repousse latéralement les eaux légères. Il produit une divergence profonde, dans la couche inférieure et, éventuellement, une cellule de circulation inverse au-dessous de la surface de séparation c'est-à-dire au niveau de l'eau intermédiaire (fig. 4a et b). Remarquons enfin que l'évaporation tend aussi à produire une circulation cyclonique. En effet, on peut montrer par la théorie d'Ekman, qu'une évaporation est équivalente au point de vue dynamique à un vent de rotationnel positif, c'est-à-dire cyclonique.

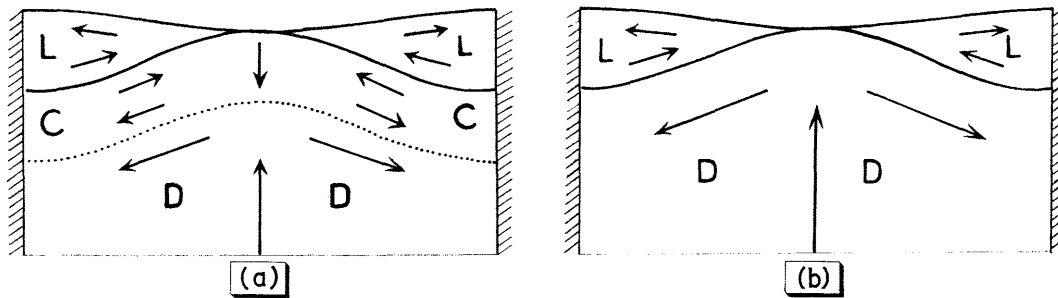


FIG. 4. — Mouvements de convection théoriques dans un océan formé par deux couches d'eau superposées, et soumis à un vent cyclonique. L, eau légère, D, eau dense, C, cellule de circulation inverse.

Donc si le refroidissement des eaux de surface est insuffisant pour produire des instabilités, il augmente cependant considérablement la densité des eaux superficielles et donne ainsi une grande efficacité à l'action d'un vent cyclonique et bien entendu à celle du mélange turbulent. Du point de vue dynamique, le vent cyclonique produit une convection verticale qui, compte tenu du mélange, s'accorde bien avec les observations hydrologiques et les explications qui en ont été données par F. NANSEN et par P. TCHERNIA. Ce schéma nous renseigne sur l'action du vent, mais il ignore celle du mélange turbulent. Quelle est la nature et l'échelle de la turbulence due aux vents et aux courants ? Si des noyaux d'instabilités sont créés en surface, comment évoluent-ils dans l'espace et dans le temps ? C'est à ces questions difficiles qu'il faut chercher une réponse si l'on veut comprendre de façon précise le mécanisme de mélange qui joue un rôle essentiel dans la formation des eaux profondes.

*Laboratoire d'Océanographie physique.  
Muséum national d'Histoire naturelle. Paris.*

#### RÉFÉRENCES

- (1) NANSEN (F.), 1906. — Northern Waters. Vidensk. Skrift. I. — *Matbem. Naturv. Klasse*, n° 3.
- (2) NIELSEN (J.N.), 1912. — Hydrography of the Mediterranean and adjacent waters. — *Rep. Danish Oceanogr. exped. 1908-1910*, Copenhagen 1912.
- (3) TCHERNIA (P.), 1956. — Contribution à l'étude hydrologique de la Méditerranée Occidentale. — *Bull. Inform. Com. Océan. Études Côtes*, 8, 9.1.

- (4) TCHERNIA (P.) et SAINT-GUILY (B.), 1959. — Nouvelles observations hydrologiques d'hiver en Méditerranée occidentale. — *Cab. Océanogr.*, **2** (7).
  - (5) CHANDRASEKHAR (S.), 1961. — Hydrodynamic and hydromagnetic stability. — Oxford, CLARENDON Press.
  - (6) SAINT-GUILY (B.), 1962. — Le problème d'Ekman pour un océan formé par deux couches d'eaux superposées. — *Deep-Sea Research*, **9**, p. 199-207.
-