

SVENSKA
HYDROGRAFISK-BIOLOGISKA KOMMISSIONENS
SKRIFTER

Ny serie: Hydrografi. V.



N:o 5. O. PETTERSSON: Aperçu d'orientation vers la conception actuelle de la circulation océanique dans l'atlantique.

131487

S. Schott

APERÇU D'ORIENTATION VERS LA CONCEPTION ACTUELLE DE LA CIRCULATION OCÉANIQUE DANS L'ATLANTIQUE

PAR O. PETTERSSON.



P. 119

INTRODUCTION.

LES vues concernant la circulation océanique dans l'Atlantique, ont subi, au cours de la dernière dizaine d'années un changement profond. En 1912, époque à laquelle G. Schott a publié la première édition de son livre «Die Geographie des Atlantischen Ozeans» la représentation de la circulation de l'eau pouvait se faire à l'aide du diagramme de Lenz, datant de 1847. On admettait que l'Atlantique Nord et l'Atlantique Sud avait chacun leur circulation verticale indépendante l'une de l'autre, et que la limite entre ces circulations était située à l'équateur, où l'eau refroidie dans la mer glaciale arctique et antarctique et descendue au fond remontait à la surface. Cette conception schématique a été changée par l'expérience acquise au cours des expéditions allemandes dirigées par Schott, Brennecke et autres avec le Valdivia (1898), le Gauss (1901), le Planet (1906) et le Deutschland (1911).

La nouvelle conception de la circulation de l'eau dans l'Atlantique a été esquissée par Merz et Wüst dans le diagramme précédant, représentant une section à travers l'At-

lantique, du Groenland à l'Antarctique, le long du 30° degré de longitude O. (Voir Carte de profondeur et Section longitudinal selon le 30° Meridien O.)

Par ces découvertes, la circulation de l'eau dans l'Atlantique Sud a été mise sous un jour nouveau, cependant qu'une grande incertitude règne encore parmi les hydrographes et les biologistes en ce qui touche le système de courants dans l'Atlantique Nord et les forces qui l'actionnent. J'ai, il y a 30 ans, présenté une théorie sur ce sujet et l'heure me paraît opportune d'examiner jusqu'à quel point cette théorie s'accorde avec les nouvelles découvertes des dernières années.

En voici le contenu principal:

Il y a dans l'océan de grandes régions où l'eau de surface descend à cause du refroidissement. Ces régions se trouvent partout là, où la glace fond dans l'eau de mer. Deux de ces régions sont indiquées dans le diagramme, l'une dans l'Atlantique Sud du 45° au 50° degré de lat. S. où l'on trouve la limite de la zone de glace en dérive de la mer Antarctique, la deuxième, près de la barrière de glace antarctique d'où les icebergs se détachent. Une troisième région d'en-

Diagramme de Lenz 1847.

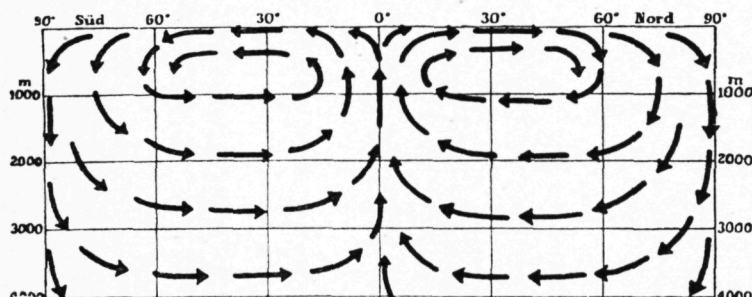
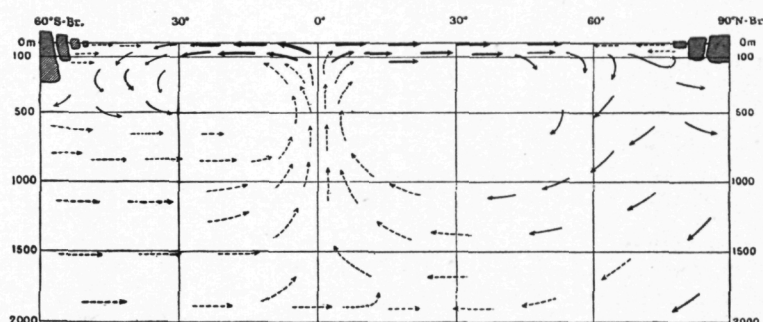


Diagramme de Schott 1912.



foncement de l'eau est située du côté nord et ouest de l'Atlantique où les masses de glaces du courant polaire et les icebergs flottent de la mer du Groenland et de la baie de Baffin vers Terre-Neuve. Dans le diagramme de Merz et Wüst, ces régions sont marquées par le mot «Glace». Les *isohalines* sous chacune de ces régions indiquent l'effet causé par la fonte des glaces sur la circulation de l'eau de la mer, ce que nous permette de tracer les principaux traits du système des courants de l'océan Atlantique.

Les courants chauds ont leur origines dans les régions tropicales de l'océan dont la mer des Sargasses est le centre principal d'émission.

Les origines des courants froids se trouvent dans les régions polaires. Selon la théorie en question, ces courants se produisent par la fonte de la glace arctique et antarctique au contact avec l'eau salée et chaude des courants partant des mers tropicales.

La glace, fondant dans l'eau de mer, provoque des courants de deux sortes: l'un en surface entraînant l'eau diluée provenant de la fonte et un sous-courant d'eau refroidie au contact de la glace, dont la teneur en sel a été quelque peu diminuée, mais dont le poids spécifique a augmenté, ce qui fait que le sous-courant formé par cette eau refroidie qui s'enfonce et s'écoule, soit le long du fond de la mer, soit à un niveau intermédiaire, lequel est déterminé par la relation existant entre la glace fondante et l'apport d'eau chaude fondant la glace. Si cet apport est riche, comme, par exemple, lorsque la glace en dérive, en plein océan, fond, dans l'eau de mer, à $+5^\circ$ ou à $+6^\circ$, l'eau qui s'enfonce ne devient alors que peu refroidie et atteint un niveau intermédiaire où elle donne naissance à un sous-courant, lequel se distingue par une température et une teneur en sel plus basses que celles de l'eau de la mer se trouvant au-dessus et au-dessous¹⁾. Cet état de chose existe dans la partie de la mer où se trouve la limite de la glace en dérive antarctique et qui, d'après Schott, se rencontre dans l'Atlantique Sud entre les 40° et 50° degrés de lat. S. Dans le diagramme on voit un courant froid («Antarktischer Zwischenstrom» d'après Merz et Wüst) partir entre les 40° et 50° degrés de lat. S., c'est-à-dire, de la limite de la glace flottante dans l'Atlantique Sud. D'après l'exposé qui précède, ce courant est formé d'eau plus chaude, ayant été refroidie à environ $+3^\circ$ à $+4^\circ$ C. au contact des glaçons et de la fonte de ces derniers. Suivant les observations de Brennecke, ce sous-courant dépasse l'équateur, allant jusqu'à 10° de lat. N.¹⁾ Il est possible de tirer de ces faits une conclusion importante.

Une ceinture de glace flottante se trouvant continuellement dans toute la mer autour de l'Antarctique, des sous-courants froids similaires doivent exister partout dans l'océan Indien et le Pacifique. Dans l'Océan Indien on

retrouve un tel sous-courant d'après G. Schott¹⁾ à une profondeur de 800 à 1200 m. d'une teneur en sel d'environ 34.5 ‰ et d'une température un peu au-dessous de $+5^\circ$, qui doit être produit de la fonte des glaces flottantes antarctiques dans l'eau de surface plus chaude de l'océan.

Au sud, du 40° et 50° degré de latitude, la bande de glace flottante devient de plus en plus déplacée par les icebergs, détachés de la barrière de glace antarctique qui descend jusqu'à plus de 400 m. de profondeur. Il y a là, également une fonte de glace avec écoulement plus lent, mais sur une plus grande échelle. La chaleur, servant à fondre cette glace, provient de l'eau venant du Nord, laquelle tient une température au-dessus de Zéro et attaque les icebergs par en-dessous. Ce qui se passe, là, est une nécessité de la nature, ce sont des conditions de continuité dans la circulation océanique. Si un sous-courant d'eau relativement chaude, c'est-à-dire, d'eau d'un degré de chaleur plus haut que la température d'équilibre entre la glace et l'eau de la mer n'atteignait pas le bord du continent antarctique, cela arrêterait le processus de fonte et donnerait naissance à un accroissement illimité de la barrière de glace jusqu'à ce qu'un apport plus vif d'eau chaude, provenant du Nord commençât le processus de fonte, désagrégeât la barrière de glace et dispersât les icebergs accumulés autour du bord antarctique. De telles catastrophes se produisent périodiquement. Le plus violent de ces «*outbursts of antarctic ice*» s'est produit à la fin du siècle précédent pour culminer au cours des années 1895—96, toute la mer antarctique, au sud du 45° degré de latitude étant bloquée par des icebergs et des glaces flottantes. Le trafic entre l'Europe et l'Australie dut, dans ces conditions, se faire par des lignes de côtes plus au nord. Une répétition de cette catastrophe s'est produite en 1921—24.

D'où vient ce chaud sous-courant dans l'Atlantique? A cela, les expéditions allemandes dans la mer du Sud nous donnent une réponse qui doit paraître inattendue: Cette eau chaude est originaire de la mer des Sargasses dans l'Atlantique Nord.

Un chaud sous-courant se dirige au sud de la mer des Sargasses par l'équateur, jusqu'au bord du continent antarctique où l'eau monte et fond la glace. L'eau se refroidit alors à une degré au-dessous de 0° près du point d'équilibre entre la glace et l'eau salée et descend après avoir acquis sa densité maximale $\delta = 1.02767$ dans la mer Antarctique²⁾ jusqu'au fond de la mer et continue en courant de fond vers le Nord à travers la profonde rigole de l'Atlantique Ouest où la température de fond est plus basse que dans le profond bassin est de l'Atlantique, lequel bassin est barré au sud par le banc de la Baleine. Sur la carte de fond on voit comment ce courant froid est réchauffé peu à peu de $-0,7$ à $-0,4$, $-0,3$, $+0,1$, $0,4$, $0,7$, $0,9$, $1,6$, $2,5$, par

¹⁾ Voir la forme caractéristique de l'*isohaline* pour 34.50 ‰ sur le diagramme. Merz et Wüst ont démontré que cette interprétation des résultats hydrographiques correspond également aux observations de Challenger.

Die Deutsche Atlantische Expedition (Meteor-Exp. 1925). Sonderabdruck d. Zeitschr. d. Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1926.

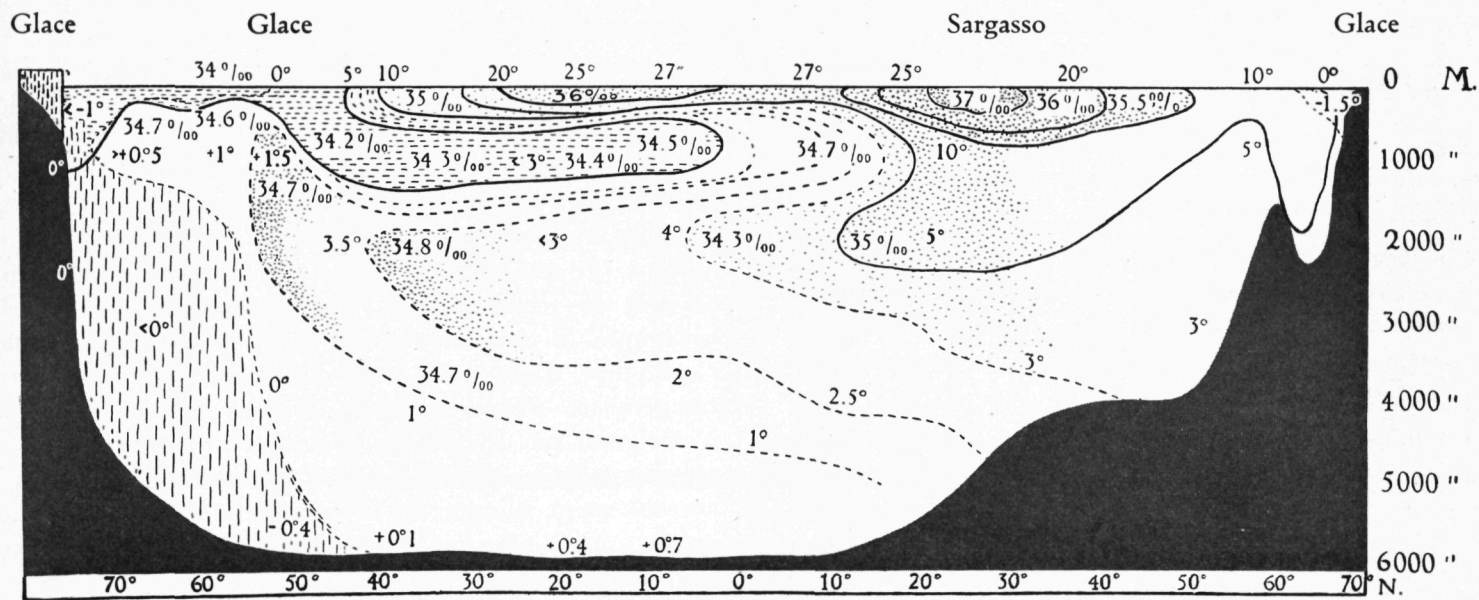
¹⁾ Die Tiefwasserbewegungen des Indischen Ozeans. Ann. d. Hydrographie 1926. Heft. XII.

²⁾ Voir Deutsche Südpolar-Expedition (Gauss 1901—1903), Hydrographie p. 465.

la chaleur intérieure de la terre au fur et à mesure que l'eau de fond atteint des degrés de latitude plus hauts.

Nous en concluons que l'eau antarctique pénètre loin dans l'hémisphère nord, de même que l'eau de la mer des Sargasses

pénètre jusqu'au shelf du continent Antarctique. Voilà la nouveauté introduite par les grandes expéditions allemandes, nouveauté qui place les hydrographes devant des questions d'une portée immense.



Section longitudinale de l'Atlantique (d'après Merz et Wüst).

PARTIE GÉNÉRALE.

A. EXPÉRIMENT.

CONSIDERONS de plus près la nature et le mécanisme intrinsèque de ce phénomène gigantesque, la fonte de la glace des mers arctiques et antarctiques dans l'eau des sous-courants provenant des régions tropicales.

Observons d'abord qu'il s'agit là d'un système physique: glace et eaux salines, dans lequel règne une force considérable, la pression osmotique¹⁾, due aux molécules et aux ions dissociés des sels dissous. Dans un tel système, un équilibre dynamique s'établit à une température constante Θ plus basse que zéro, pourvu:

- 1) qu'il y ait un excès de glace remplaçant la quantité qui fond;
- 2) qu'il y ait un afflux permanent d'eau plus chaude que Θ ;
- 3) que l'eau diluée, produit de la fonte, puisse s'échapper librement; si l'une de ces trois conditions fait défaut, la fonte s'amoindrit ou cesse²⁾.

¹⁾ La force osmotique dans l'eau du courant atlantique (35.00 ‰) exerce une pression excédant 23 atmosphères.

La figure 2 a été photographiée 2 minutes après l'introduction de la glace et démontre comment l'attraction provenant de la glace fondante agit rapidement sur les parties éloignées de la masse d'eau.

²⁾ Dans l'expérience de Nansen, œuvre citée à la p. 8, cette condition a été négligée, ce qui fait que les conclusions tirées par Nansen sont erronées.

Si ces trois conditions sont remplies, le phénomène suivant se produit. Un courant de surface part de la glace fondante, tandis qu'une masse d'eau refroidie bien plus puissante, laquelle a donné sa contribution de chaleur disponible à la glace, s'enfonce.

Il s'ensuit alors une aspiration, comme sous-courant, d'eau plus chaude vers la glace et cette aspiration est si puissante qu'elle l'emporte sur l'action deviante de la rotation de la terre. L'inclinaison subie par les branches du Gulf-Stream vers l'Ouest ne peut s'expliquer autrement que par l'aspiration exercée par la glace fondante dans le courant polaire cotoyant les parages du Groenland et du Labrador. Sans admettre l'existence de cette aspiration le phénomène serait inexplicable.

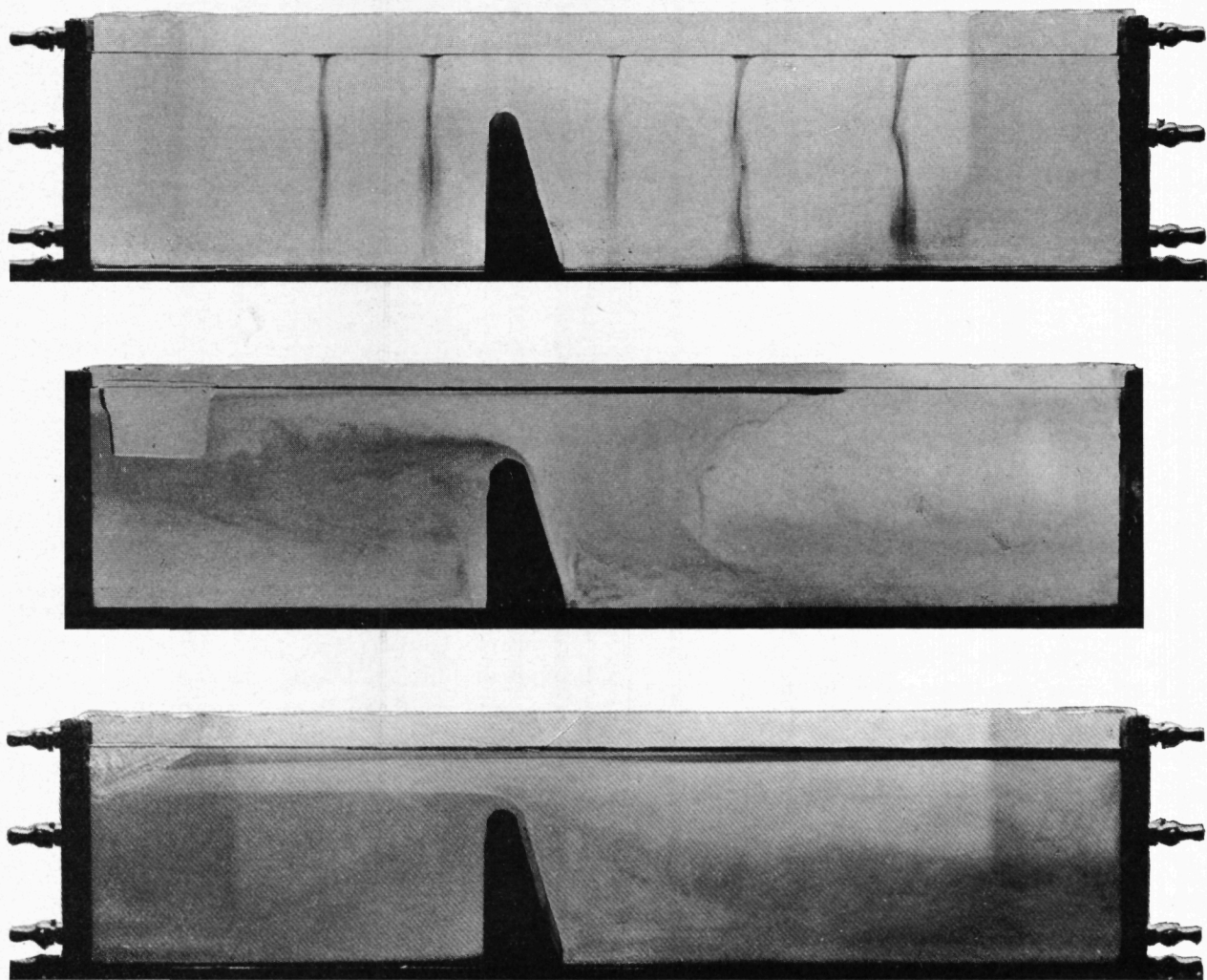
Le processus de la fonte donne trois espèces de travail, L_I , L_{II} , L_{III} (voir p. 6), dont l'effet est la production des courants qui maintiennent la circulation océanique horizontale et verticale.

Si l'on veut illustrer le mécanisme de cette aspiration, on peut avoir recours à l'expérience suivante bien connue. On place avec précaution un glaçon dans un récipient de verre contenant de l'eau de mer et dont les côtés sont parallèles au plan, et on observe le système de courants qui se produit à la fonte du bloc de glace, système que l'on peut

observer facilement si l'on a soin de saupoudrer la surface de l'eau, devant la glace, de permanganate¹⁾.

Une étuve de 1 m. \times 0.3 m. \times 0.03 m. de dimension contient environ 8 litres d'eau d'une salinité de 35 %, laquelle eau, au commencement de l'expérience, ainsi qu'on en pourra juger par la figure 1, est dans un repos parfait; cette figure illustrant l'expérience consistant en l'emploi de quelques centigrammes de permanganate finement pulvérisé, devant servir à indiquer le courant qui se forme au moment de l'introduction d'un morceau de glace dans la solution.

profondeurs de la mer Norvégienne et du bassin Polaire; à droite l'Atlantique d'où une branche du Gulf-Stream pénètre dans ce bassin attiré par l'aspiration puissante du courant polaire qui s'écoule à la surface, et du courant verticale descendant de l'eau atlantique, refroidie par le contact avec la glace. Je veux, de cette manière, expliquer le singulier phénomène qui fait que la température de l'eau des profondeurs de la mer Norvégienne est la plus basse existant dans l'océan, soit $-1^{\circ}.93$ C., ce qui est justement la température d'équilibre Θ , entre l'eau atlantique et la glace,



Cette expérience a pour but d'illustrer le processus observé dans la mer Norvégienne dont le profond bassin est, à env. 500 m. de profondeur, séparé de la région profonde de l'Atlantique par le banc se trouvant entre le Groenland, l'Irlande, Faerö et Shetland (le banc Wyville-Thomsen). La partition ménagée au milieu de l'étuve correspond justement à ce banc dans la mer. A gauche de ce banc on a les

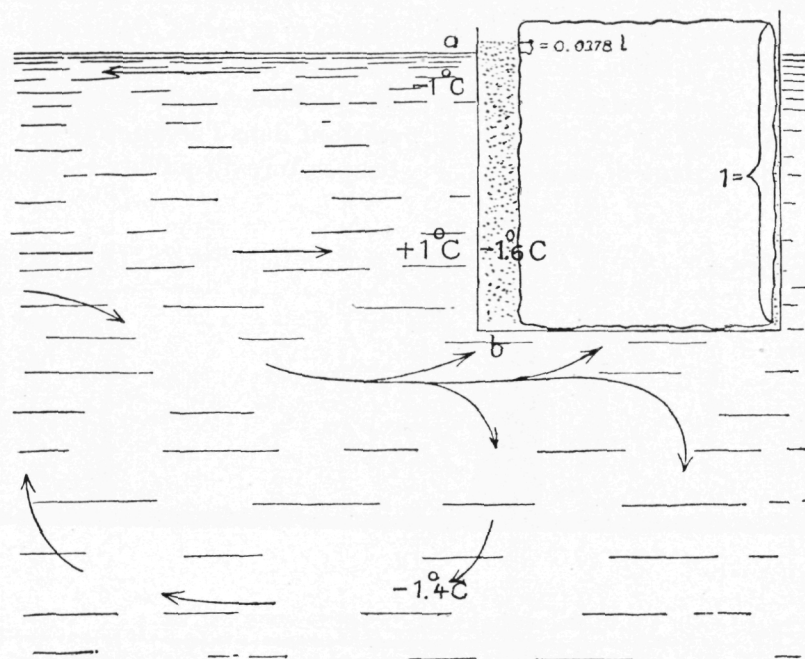
déterminée par la pression osmotique dans l'eau excédant 23 atmosphères. Cette eau des profondeurs remplit le bassin de la mer Norvégienne, et le surplus s'écoule comme une chute d'eau sous-marine au-dessus du banc Wyville-Thomsen, phénomène connu depuis 1869 et étudié de plus près en 1888 par Tizard et plus tard par Sir John Murrey¹⁾ et Mohn²⁾ (Voir les phases N° 2 et 3 de l'expérience, resp. 5 et 18 minutes après l'immersion de la glace.)

¹⁾ L'expérimentateur qui veut se donner la peine de répéter cet expérience sera frappé par la vivacité des mouvements des différents nappes d'eau dans lesquelles se produit le système de circulation dans l'étuve. La figure 1 représente la situation d'équilibre régnant avant l'introduction de la glace.

¹⁾ Expédition du Triton en 1888.

²⁾ Expédition norvégienne avec le Vörringen en 1876.

B. THÉORIE DE LA FONTE DES GLACES DANS LA MER.



Un bloc de glace flotte sur l'eau dont la densité soit σ_1
La longueur de sa partie immergée est de l metres

La glace est revêtue d'une capsule de metal permeable à la chaleur et la fonte se produit aux dépens de la chaleur émise par l'eau environnante.
Le hauteur de l'eau de fonte au dessus de la surface de la mer soit l_1 metres

L'eau de fonte a une densité de $\sigma = 1$

La quantité de chaleur servant à la fonte est par kg. de glace de 79 Cal.

Le point de fonte qui est la température d'équilibre entre la glace et l'eau de mer soit $\Theta^\circ \text{C}$.

La température de l'eau de mer soit $t_1^\circ \text{C}$.

La température à laquelle cette eau se refroidit soit $t_0^\circ \text{C}$.

L'eau refroidie à t_0° , laquelle a fourni à la glace la chaleur nécessaire par la fonte, est d'une densité de σ_k

Cette eau est supposée s'enfoncer à un niveau sous la surface de λ metres

La densité de l'eau de la mer entre le niveau l et λ est de σ_z

On suppose que la glace fond dans sa capsule et que l'eau de fonte se peut écouler et s'étendre au-dessus la surface au fur et à mesure que l'eau salée est admis par en-dessous dans la capsule en soulevant l'eau de fonte laquelle s'épand alors à la surface.

On suppose pour simplifier le calcul que la capsule contenant la glace consiste en un tube de 10 cm^2 de coupe.

La somme de travail produit par la fonte de la glace comprend:

I. D'une part, le travail de l'eau de fonte s'épandant L_I

II. D'autre part, le travail de l'eau de fonte s'élevant L_{II}

III. Et enfin, le travail de l'eau refroidie s'enfonçant... L_{III}

Tous ces travaux sont produits par la transformation de la chaleur libre en travail, servant à la formation de courants dans la mer. L_I et L_{II} forment la force actionnante des courants de surface (courant polaire). L_{III} forme la force actionnante de la circulation verticale et des sous-courants. Une calculation générale de la valeur de ces énergies conduit à l'intégration de l'expression ci-après:

$$(I) \quad L_I = \int_0^{l_1} p \, dx$$

$$\text{où } p = \sigma (l_1 - x)$$

$$L_I = \frac{l_1^2}{2} \sigma$$

$$(II) \quad L_{II} = \int_0^l p_1 \, dy$$

$$\text{où } p_1 = (\sigma_1 - \sigma) y$$

$$L_{II} = \frac{l^2}{2} (\sigma_1 - \sigma)$$

$$L_I + L_{II} = \frac{l_1^2}{2} \sigma + \frac{l^2}{2} (\sigma_1 - \sigma)$$

$$\text{Mais on a } (l_1 + l) \sigma = l \sigma_1$$

Ainsi, posant $\sigma = 1$, on obtient

$$(I + II) \quad L_I + L_{II} = \frac{1}{2} l^2 \sigma_1 (\sigma_1 - 1)$$

Si l'on calcule l'effet produit par la fonte d'un kilo de glace, les travaux L_I et L_{II} produits à la fonte d'un kilo de glace, s'expriment de la manière suivante:

$$\frac{1}{1\sigma_1} [L_I + L_{II}] = \frac{1}{2} 1 [\sigma_1 - 1]$$

comme la glace a le même poids que l'eau de fonte formée par cette glace $(1 + l_1) \sigma$ la quantité d'eau salée y équivalant,

$$(1 + l_1) \sigma = 1 \sigma_1$$

Le travail III est fourni par l'eau de la mer refroidie et descendante, qui, à l'origine, a eu la température t_1 , et au contact avec la glace à la température Θ° s'est refroidie à t_0 , température pouvant se rapprocher de Θ , si l'affluence est moindre, comme c'est le cas dans les régions de la mer plus ou moins enfermées, dans le bassin Polaire Nord et dans la Mer Norvégienne ou bien dans le détroit de Bransfield dans la mer Antarctique où la température de fond est de $-1^\circ 9$, la plus basse observée dans cet océan. Au cas où la glace au moment de la fonte se trouve en pleine mer à des latitudes basses, comme c'est le cas dans la zone de fonte autour de Terre-Neuve et à $45^\circ - 55^\circ$ de latitude S. dans la mer glaciale Antarctique, l'eau ne se refroidit pas à une température si basse et sa densité n'est pas si grande qu'elle puisse s'enfoncer jusqu'au fond de la mer, mais seulement à un niveau intermédiaire où elle donne naissance à des sous-courants (voir section de Merz et de Wüst, p. 3).

D'un tube de 10 cm² de coupe s'étendant de la profondeur l (partie inférieure de bloc du glace) à la plus grande profondeur λ pouvant être atteinte par l'eau refroidie, descendante, l'eau qui, après le contact avec la glace a obtenu la température t_0° et le poids spécifique constant σ_k de $z = l$ à $z = \lambda$ s'enfonce. Le travail ainsi obtenu est exprimé comme suit:

$$L_{III} = \int_l^\lambda (\sigma_z - \sigma_k) z dz$$

σ_z indique la densité de l'eau environnante laquelle varie selon chaque couche d'eau rencontrée entre l et λ . Cette énergie L_{III} se rapporte à la quantité d'eau descendue:

$$(\lambda - l) \sigma_k$$

Afin de pouvoir exprimer le travail produit par suite de la fonte d'un kilo de glace, on rappellera que la masse d'eau qui a fourni à la glace la chaleur nécessaire à la fonte est de

$$\frac{79}{t_1 - t_0}$$

Le travail produit par l'enfoncement de cette eau, qui passe par toutes les couches de densité variable σ_z jusqu'au niveau de λ où $\sigma_z = \sigma_k$, est de

$$\frac{79}{t_1 - t_0} \cdot \frac{1}{(\lambda - l)\sigma_k} \cdot \int_l^\lambda (\sigma_z - \sigma_k) z dz$$

Afin de pouvoir évaluer cette intégrale, il faudra savoir comment σ_z varie entre l et λ , quantité qu'on ne peut atteindre que par un profond sondage hydrographique sur place. Au cas où σ_z s'accroît linéairement de σ_1 (profondeur l) à $\sigma_\lambda = \sigma_k$ (profondeur λ), la valeur de l'intégrale, c'est-à-dire, le travail produit par l'enfoncement de l'eau de la mer, calculé de la fonte d'un kilogramme de glace, devient

$$\frac{79}{t_1 - t_0} \cdot \frac{1}{(\lambda - l)\sigma_k} \cdot \frac{\sigma_1 - \sigma_k}{2} \cdot \frac{\lambda^2 - l^2}{2}$$

Si l est très petit comparé à λ de manière que $\frac{l}{\lambda}$ se rapproche de 0, et peut être négligé (par ex. à la fonte de la glace dans la mer au-dessus de grandes profondeurs lorsque l'eau refroidie s'enfonce jusqu'au fond de la mer) on pourra exprimer ce qui précède de la manière suivante:

$$(III) \frac{79}{t_1 - t_0} \cdot \frac{1}{\lambda \sigma_k} \cdot \frac{\sigma_1 - \sigma_k}{2} \cdot \frac{\lambda^2}{2} = \frac{1}{4} \cdot \frac{79}{t_1 - t_0} \cdot \frac{\sigma_1 - \sigma_k}{\sigma_k} \lambda$$

ce qui, par conséquent, est l'expression de l'énergie produite par la masse d'eau descendante pour chaque kilogramme de glace fondue.

A l'aide des équations I, II et III, on peut calculer le rendement de travail fourni par 1 kg. de glace fondant dans l'eau de la mer d'un poids spécifique donné, lequel devra être obtenu au moyen de sondages exactes hydrographiques.

Qu'on nous permette de citer un exemple:

Le 18 janvier 1922, le navire Garthforce entra en collision avec un énorme iceberg lequel, lors du «outburst» de la même année, s'était détaché de la barrière de glace antarctique et avait dérivé vers $46^\circ - 48^\circ$ de lat. S. et $39^\circ 46'$ de long. E. La hauteur de l'iceberg était évaluée, d'après un rapport envoyé à l'Institut Météorologique anglais, à env. 800 pieds = 240 m. On peut supposer que la partie inférieure d'un tel iceberg se trouve à env. 1440 mètres au-dessous de la surface de la mer. D'après les sondages exécutés par l'expédition allemande avec le Gauss dans cette région de la mer glaciale du Sud, la profondeur dans le bassin de Kerguelen est d'env. 4800 m. ou l'eau à 1865 m. a $\sigma_k = 1.02766$ et au fond $\sigma_z = 1.02767$.

D'après l'équation (I+II)

$$L_I + L_{II} = \frac{1}{2} l^2 \sigma_1 (\sigma_1 - 1) = 22.7 \text{ Kilogrammètres}$$

3 kg. de glace fondant en une seconde à la partie inférieure de l'iceberg à 1440 m. de profondeur développe 1 CV en montant.

Par contre, le travail de l'eau descendante pour chaque kg. de glace fondant à cette profondeur est = 0 d'après l'équation III parce que $\sigma_1 = \sigma_k$.

La partie inférieure de l'iceberg se trouve en réalité déjà à la profondeur où la densité de la grande couche de fond est constante = 1.02766. L'eau refroidie ne peut donc s'enfoncer mais se mélange, au contraire, à l'eau de fond.

C. SOMMAIRE: RÉFLECTIONS SUR L'EFFET DE LA FONTE DES GLACES DANS L'EAU DE LA MER.

La masse d'eau océanique n'est pas un médium physique homogène, mais se compose de couches d'eau de densité diverses lesquelles sont superposées les unes sur les autres, en position d'équilibre stable. Ces couches d'eau peuvent se déplacer et glissent les unes sur les autres en direction horizontale (courants et sous-courants) sous l'action de forces extérieures et intérieures. Deux théorèmes, formulés par Sandström de la manière suivante, sont applicables à ces mouvements:¹⁾

1. *Dans un fluide stratifié, comme l'eau de mer, les forces extérieures, comme celle du vent ou de la rotation de la terre, ne peuvent effectuer un échange de particules entre les couches différentes. La surface de contact entre ces couches est impénétrable pour des particules se mouvant sous l'influence de telles forces extérieures.*

2. *Si dans l'eau de mer il y a, dans un endroit, un changement physique se produisant de telle sorte que la densité y soit modifiée, ce volume d'eau abandonne la couche où il se trouve et se place à la couche correspondant à sa nouvelle densité.*

Pour qu'une circulation verticale dans l'océan puisse se produire, il faut donc, en règle générale, un changement de densité permettant aux particules d'eau de s'enfoncer d'une couche supérieure à une plus basse. Cela se passe soit à la concentration de l'eau de la mer par évaporation ou à son refroidissement. Un changement de température ayant proportionnellement une action plus forte sur la densité qu'un changement de concentration dans l'eau, le refroidissement de l'eau de surface dans les régions arctiques et antarctiques, joue un plus grand rôle, pour la circulation verticale, que la concentration par évaporation dans les régions tropicales et tempérées de l'océan. Les régions d'enfoncement les plus prononcées dans la mer, se trouvent dans les mers glaciales Nord et Sud. J'ai démontré dans le précédent que chaque glaçon, en processus de fonte, donne naissance à deux courants, l'un en surface, l'autre en profondeur. Afin de remplacer l'eau qui s'écoule, il faut que l'apport d'une nouvelle eau plus chaude se produise. *La glace aspire donc l'eau des régions plus chaudes, ce qui fait que partout où la glace est en dérive au-dessus de régions plus profondes de la mer, on rencontre sous cette glace, un sous-courant d'eau chaude.* Cela se présente très clairement dans l'Atlantique Nord dont le côté ouest est occupé par des courants charriant de la glace. La glace fondante aspire des rameaux de courants

chauds, lesquels s'étendent de la grande artère d'eau chaude (le Gulfstream) du côté est, et, malgré la rotation de la terre, laquelle réagit contre la déviation, pénètrent en direction ouest vers le front de glace dans la baie de Baffin, le détroit de Danemark, le Bassin Polaire et près de la côte groenlandaise.¹⁾

Dans l'hémisphère sud, c'est d'abord la glace en dérive, entre les 40° et 50° degrés de latitude, puis les banquises, les icebergs et enfin la barrière de glace existant autour de l'Antarctique qui aspirent puissamment le sous-courant lequel est originaire de la mer des Sargasses.

J'ai comparé l'enfoncement de l'eau refroidie, dont la réserve de chaleur a servi à la fonte des glaces, à une chute d'eau dont les effets se font sentir dans le mouvement des couches de fond et des courants sous-marins. Le second stage de la fonte des glaces, ou la montée de l'eau des fontes à la surface, peut également ressembler à une chute d'eau, mais en sens inverse, l'eau dans ce cas s'élevant du fond vers la surface. Cela constitue également une source d'énergie laquelle sert à la circulation de l'océan, c'est-à-dire, à l'entraînement des courants de surface de la mer, par ex., des courants polaires. J'ai calculé que le travail fourni, de cette façon, pendant la fonte de la glace, dans la région située entre l'Islande et Jan Mayen, pendant les mois d'été, équivalait en valeur au travail d'une chute d'eau, sur terre, d'au moins 400.000 CV. Voilà donc ce qui représente l'énergie entraînant les masses d'eau du courant polaire islandais est, descendant vers les îles Féroé. Cependant l'énergie développée au moment de la fonte des icebergs antarctiques dans la mer polaire Sud, est infiniment plus grande. Dans ces régions, l'eau de fonte arrive de profondeurs bien plus grandes, c'est-à-dire, du bord inférieur de l'iceberg, entre 200 et 300 m. sous la surface, et l'effet d'une chute d'eau étant proportionnel à la hauteur de chute, il est aisé de calculer que chaque kilogramme de glace fondue à cette profondeur produit un développement d'énergie de 7 kilogrammes par mètre.

¹ Dans vol. IV N° 41 du Marine Observer M. H. T. Barnes, Professeur de l'Université de Montreal, a décrit ses dernières expériences sur la température de la mer dans le voisinage des icebergs du courant de Labrador: — «icebergs when melting affect the temperature of the sea in an unexpected way. Every iceberg is an hydraulic pump sinking the surrounding sea-water by cooling and drawing to itself the warmer surface waters, thereby contributing to its own destruction. The warmer surface layers flow more rapidly to the cold ice-surface than do the cooler layers, hence the iceberg becomes the central point for the collection of the hotter surface waters.» (See figures p. 4.)

¹⁾ J. W. Sandström: Deux Théorèmes fondamentaux de la dynamique de la mer (Svenska Hydrografisk-Biologiska Kommissionens Skrifter VII).

D. CRITIQUE DE LA THÉORIE ÉMISE DANS LE PRÉCÉDENT PAR F. NANSEN.¹⁾

POLÉMIQUE.

L'enfoncement de l'eau peut, naturellement, avoir lieu aussi par suite de la perte de chaleur cédée à l'atmosphère, soit par le contact d'air plus froid, soit par rayonnement et par évaporation de la surface de l'eau. C'est ainsi que la circulation verticale des lacs se produit. Nansen et Helland-Hansen ont voulu expliquer l'origine des couches de fond froides de l'océan par une convection similaire. Pour que cela soit possible, il faut que l'eau de l'océan ait la même densité partout, de la surface au fond. La densité de l'eau de fond dans la partie nord de l'Atlantique est, d'après Nansen¹⁾ $\sigma = 1.02791$ à 3.000 m. et, dans la mer Norvégienne, elle dépasse 1.02800. Si, dans ces régions de la mer, l'eau de surface atteint, à quelques endroits, par refroidissement pendant l'hiver, une densité plus grande, la condition nécessaire à la formation d'eau de fond par convection de la surface est ainsi remplie. (Bodenwasser und Abkühlung des Meeres p. 25.) Mais la surface de la mer, dans ces régions, étant couverte d'une couche d'eau salée diluée et de densité moindre, aucun enfoncement de la surface et aucune circulation verticale similaire à celle des lacs, à l'intérieur du continent, ne peuvent se produire. Donc, *aussi longtemps qu'on n'aura pas réussi à trouver des régions où la densité de l'eau de surface en hiver dépasse 1.02791 ou 1.02800 respectivement*, il faudra expliquer l'origine des couches de fond de l'océan d'une autre manière. Nansen a fait de très grands efforts afin de découvrir de tels endroits dans l'océan; des expéditions dirigées par Amundsen et autres explorateurs sont allées dans la mer de Barentz, dans la mer Norvégienne et dans les eaux Groenlandaises avec cette recherche dans le programme, mais les résultats sont restés négatifs. Le seul cas certain, où les essais de surface ont révélé une telle densité, est présenté dans un tableau (page 25) se trouvant dans l'ouvrage cité:

Densité de l'eau de surface prélevée, le 15 avril 1906, dans la mer Groenlandaise à 57°30' de lat. N. et à 42°40' de lat. O. $t^{\circ} = 2^{\circ}5$ C: $S = 34.99$ ‰, $\sigma = 1.02795$.

Nansen est d'avis que, dans cette partie, au mois d'avril, une région d'enfoncement se forme, par convection, de la surface au fond, à cause du refroidissement. Dans la mer Norvégienne, pas plus que dans la mer de Barentz, on n'a encore réussi à trouver d'endroits où l'eau de surface, pendant l'hiver, atteint $\sigma_t = 1.02800$, mais Nansen considère comme probable qu'un tel endroit se trouve quelque part au nord de Jan Mayn où l'eau descendrait au fond de la mer pendant un ou deux mois (Mars—Avril).

L'idée de Nansen de reporter la formation de la totalité de l'eau de fond puissante de l'Atlantique à deux mois d'hiver, alors que, ce que l'on peut appeler ces petites lucarnes de l'océan s'ouvrent afin de permettre un renouvellement de l'eau et sa ventilation par l'atmosphère, me paraît naïve; je reconnais, cependant, que cette singulière

myopie de l'illustre savant a été utile à la science en donnant l'occasion d'entreprendre des expéditions et des recherches maritimes dans lesquelles Nansen est passé maître.

Pour maintenir la circulation verticale de l'océan, il faut un processus naturel plus puissant, désagrégeant tous les niveaux et toutes les couches de la mer en changeant la densité des particules d'eau. Or, un tel processus se trouve dans la fonte des glaces. A cela, les objections de Nansen et de Helland-Hansen sont les suivantes:

1) Nansen déclare (ibid. p. 30): «Le Professeur Otto Pettersson ne réfléchit pas que la glace polaire, non seulement fond dans l'eau de la mer, mais aussi qu'elle est formée par le refroidissement de cette dernière. . . La même quantité de chaleur servant à la fonte de la glace dans l'eau de la mer a déjà été une fois développée au moment de la transformation de l'eau en glace.» De l'avis de Nansen, la somme du processus entier serait donc $= \pm 0$. A cela, nous répondrons: que la formation et la fonte de la glace ainsi qu'elles ont lieu en réalité dans la mer ne constituent pas un seul cycle complet et réversible car ce phénomène ne se manifeste pas seulement dans la mer mais également sur les glaciers et dans les fleuves de la terre ferme et est intimement lié avec un cycle correspondant de l'eau dans l'atmosphère. En réalité, une grande partie de la glace polaire n'est pas formée par le refroidissement de l'eau de la mer, mais par de l'eau douce qui s'écoule dans le bassin polaire Nord et provient des fleuves d'Ob, Jenisei, Lena, du Mackenzie-river etc., etc., cette eau gelant après s'être répandue à la surface de la mer. Une grande partie de la glace se trouvant dans la baie de Baffin provient des glaciers, ainsi que les masses de glace qui forment la grande barrière de glace antarctique et de là se désagrègent.

2) Nansen dit: la glace ne produit pas de refroidissement dans les couches d'eau profondes, mais les protège au contraire contre le refroidissement par rayonnement pendant l'hiver et le printemps. A quoi on répondra: la glace fondante produit à un haut degré un refroidissement dans les couches d'eau plus chaudes situées au-dessous, parce que chaque kilogramme de glace qui fond rabaisse la température de 79 kilos d'eau environnante d'un degré.

3) Nansen déclare qu'entre la glace dans les mers polaires et la couche d'eau plus chaude se trouvant au-dessous il y a une couche d'eau plus froide isolante. Il veut dire par cela que la glace n'est pas en contact direct avec l'eau chaude. Et c'est là son objection principale. Nous répondrons là-dessus:

a) Dans les deux hémisphères nord et sud se trouvent de grandes régions où la glace fond directement dans l'eau de mer à haute teneur en sel et à haute température. C'est le cas, par exemple, à Terre-Neuve où les glaces du courant de Labrador sont entraînées dans les eaux du Gulf-Stream et dans la mer glaciale Antarctique entre 40° et 50° de lat. S. où la glace antarctique en dérive est entourée d'eau d'une température de 4° à 5° et d'une haute salinité.

¹⁾ Voir F. Nansen: Das Bodenwasser und die Abkühlung des Meeres (Revue d. ges. Hydrobiologie und Hydrographie Bd. V H. 1).

b) Dans le bassin polaire et dans le courant polaire arctique on retrouve, au-dessous du minimum, une couche d'eau plus chaude, amenée par un sous-courant, par ex. une branche du Gulf-Stream. Entre ce niveau et la région de minimum à 50—80 m. se forme un gradient de température lequel empêche la température minimum de s'étendre en profondeur aussi longtemps que la couche d'eau chaude existe. *Alors la fonte, même lente, persiste.* Mais même un gradient de température de moins d'un millionième de degré par mètre agissant continuellement au-dessous d'un champ de glace de plus de cent mille kilomètres carrés d'étendue, peut maintenir le flot continue d'un faible courant polaire, charriant une petite quantité de glace, cela, à condition qu'aucun mouvement ondoyant vertical ne se manifeste dans les couches d'eau. De telles conditions ont dû se présenter à de certaines périodes où, d'après ce que la légende et l'histoire en témoignent, la mer Groenlandaise et la Baie de Baffin étaient navigables, sans obstacles de glace, et où la mer glaciale du Nord n'était pas limitée par un champ de glace en dérive mais par une barrière de blocs de glace soudés ensemble (le «Landnordbotten», dans les chroniques islandaises, le «Jotunheim» à l'autre côté de «Elivågor» des Sagas).

De notre temps, il n'en est pas ainsi. A la surface de limite, entre le chaud sous-courant et la couche supérieure d'eau plus froide, Nansen a trouvé des mouvements de vagues internes d'une grande amplitude. Au-dessus et au-dessous de cette limite ondoyante, il doit y avoir, chez les particules d'eau, des mouvements orbitaux lesquels ménagent le contact et le changement d'eau entre le chaud sous-courant et la couche de glace. Dans plusieurs ouvrages, j'ai décrit de telles vagues sous-marines et ai démontré qu'elles con-

stituent un phénomène de marée parallactique intérieur produit par des causes cosmiques à effets périodiques. J'ai trouvé des périodes (*périodes des nodapsides*) de 3, de 9, de 55, de 93, de 186 et même de 1850 années et ai remarqué qu'au fin du dernier siècle, une période d'affluence, puissamment développée, d'eau chaude et salée, renforçait la branche du Gulf-Stream, laquelle pénètre comme sous-courant dans le bassin polaire, ce que les sondages effectués en dehors des banes du Spitzberg, dans l'été 1906, ont démontré; c'est à cet endroit à environ 400 m. que Svante Arrhenius a découvert le maximum de cette température de cette branche du Gulf-Stream.

Nansen a critiqué cette assertion dans laquelle il considère la teneur en sel comme trop élevée. Je ne veux point m'arrêter à ce détail — il s'agit là, d'environ 0.08 ‰! — Ce qu'il faut retenir, c'est que l'affluence la plus importante des eaux du Gulf-Stream, vers la mer glaciale et le bassin polaire, qu'on ait observée jusqu'ici, s'est produite au cours des années 1895, 1896 et 1897. Il ne paraît pas improbable que c'est la perturbation produite dans l'état du bassin polaire par cet afflux maximum nié par Nansen qui a brisé la couche de glace étroitement rivée de cette mer, et délivré «le Fram», le navire du célèbre explorateur, de sa prison de glace.

Lorsque l'eau de la mer gèle, sa chaleur *latente* se dégage, laquelle retarde la formation de la glace mais, finalement, se perde dans l'atmosphère. Lorsque la glace fond dans l'eau de la mer, de la chaleur libre, provenant de cette eau, est absorbée et *reste dans l'eau* à l'état latent aussi longtemps que cette dernière conserve son état d'aggrégation liquide.

E. LES CHAMPS DE FORCE ET LES SOURCES D'ÉNERGIE DE LA MER.

L'écoulement de grandes masses d'eau provenant des régions antarctiques de la mer, jusqu'à l'équateur et au delà du 10° N., ainsi que le déplacement d'eau de la mer des Sargasses vers le sud, près de l'Antarctique, exigent des forces agissantes; d'où proviennent ces forces?

Seules, deux explications s'offrent à notre choix. La théorie actuellement dominante admet que ces déplacements d'eau ont lieu aux dépens de l'énergie mécanique du dehors, empruntée à l'atmosphère, c'est-à-dire, au vent. Il faut, cependant, remarquer que les écoulements des eaux en question¹⁾ ont lieu à de grandes profondeurs sous la surface de la mer. Ils ne peuvent donc être produits directement par le vent et, au cas où l'on voudrait s'en tenir à la théorie du vent, il faudrait s'expliquer ces mouvements intérieurs comme étant des effets indirects du vent alisé sud-est, c'est-à-dire comme des courants de compensation. Mais ces

courants vont en direction contraire, les uns contre les autres. L'eau de la mer du Sud coule vers le nord à un niveau de 400 à 1500 m. et l'eau du tropique Nord coule vers le sud à un niveau de 1500 à 3000—3500 m. de profondeur. Laquelle de ces eaux est poussée par l'alisé?

En réalité, l'influence du vent, en tant que force actionnante pour les courants marins, se limite à une couche de surface qui, d'après W. Ekman,¹⁾ ne dépasse pas une épaisseur d'environ 150 à 200 m. L'action combinée de la rotation de la terre et de la friction sur la couche la plus profonde de la masse d'eau mouvante, produit, en fait, un virement lequel, à une certaine profondeur, passe à l'état de stagnation ou même à un changement de direction du mouvement.

L'autre alternative est que des forces intérieures produites par la transformation de la chaleur du soleil, reçue par la mer, sont en activité.

¹⁾ C'est-à-dire: des deux courants mentionnés dans l'introduction.

¹⁾ W. Ekman: Beiträge zur Theorie der Meeres-Strömungen, Ann. d. Hydrographie 1906.

On se trouve par conséquent d'accord sur l'opinion émise, il y a trente ans, par l'auteur de ces lignes, à savoir, *que la mer possède des sources d'énergie et un champ des forces propres, contre lesquels les effets du vent sont, en proportion, de moindre importance.* D'après la théorie de Bjerknes, ces champs d'énergie proviendraient de la répartition de densité anormale dans la masse d'eau, répartition indiquée par l'inclinaison des isostères vers le plan de l'horizon. Cependant, les recherches hydrographiques de Schott et de Brennecke démontrent qu'il ne s'agit pas ici d'un état transitoire mais d'un état stationnaire, et de courants permanents de certaines couches d'eau à de certains niveaux. Il faut, en réalité, penser que ces courants sont entretenus par le système solénoïde, lequel a résulté de la position des isostères.¹⁾ Mais d'où vient l'énergie qui maintient *continuellement* les isostères dans cette position, laquelle forme la force de tension du champ des forces dans le système solénoïde?

a. *Le cycle thermodynamique des eaux de la mer.*

Il doit y avoir là, en jeu, quelque processus en activité continue dans la mer, lequel processus transforme sans cesse la chaleur en forces agissantes, déterminées par la règle de Carnot:

$$\frac{Q_I}{T_I} = \frac{Q_{II}}{T_{II}}$$

Q_I étant la calorique absorbée à la température absolue T_I , et Q_{II} la chaleur répandue et rayonnée, à la température absolue T_{II} . De ces quantités, nous indiquerons $T_I = 300^\circ$ (température maximale de l'eau dans la mer des Sargasses = 27°C.) et $T_{II} = 271^\circ$ (température d'équilibre entre la glace et l'eau de la mer) comme la plus haute et la plus basse température du processus circulaire, afin de pouvoir nous représenter, non la dimension, mais les limites et l'importance de la somme d'énergie entraînant la circulation de l'eau dans l'océan.²⁾

Ce serait en deux mots le cycle thermodynamique des eaux de la mer.

Traiter du cycle thermodynamique des eaux de la mer sans prêter également attention à la circulation atmosphérique dans laquelle la vapeur d'eau joue un si grand rôle, serait à la fois une étude limitée et incomplète. Ces deux processus sont intimement liés l'un à l'autre. Ils consistent tous deux en une transformation de la chaleur solaire en énergie cinématique, d'après le principe de Carnot, entre une température plus élevée T_I , température à laquelle la quantité de calorique (Q_I) est absorbée, et une température plus basse T_{II} à laquelle la partie de la calorique Q_{II} qui n'a pas été transformée en travail est livrée.

¹⁾ L'effet d'un tel champ des forces internes qui, d'après la théorie de Bjerknes (Théorie des Solénoïdes), proviennent de la répartition anormale de densité dans la masse d'eau représentée par l'inclinaison des isostères vers les surfaces isobares (V. Bjerknes: Die isobaren Flächen der Atmosphäre und des Meeres).

²⁾ Si tant est que l'on puisse calculer la quantité Q_I (quantité de chaleur absorbée) du constant de rayonnement du soleil à la surface de la mer aux tropiques, intégrée en l'espace de 24 heures, correction faite pour le rayonnement extérieur et l'évaporation. Alors $\frac{T_I - T_{II}}{T_I} \cdot Q_I =$ environ $\frac{1}{10} Q_I$ représente le maximum d'énergie cinématique disponible pour l'entretien du système de courants maritimes.

La différence entre ces deux processus est que l'endroit, dans la circulation océanique, où Q_I est absorbée à T_I est principalement localisé aux mers tropicales, et l'absorption de la chaleur non-transformable Q_{II} aux mers remplies de glace, arctiques et antarctiques.

L'émission de la chaleur non-transformable Q_{II} joue le plus grand rôle dans la circulation de l'eau et son travail effectif. Plus la rapidité avec laquelle la chaleur est émise est grande, plus la circulation de l'eau devient intensive. Il n'existe pas dans la nature de médium plus effectif pour l'absorption de la chaleur que le système eau + glace, parce qu'un kilo de glace fondant dans l'eau plus chaude consomme environ 79 unités de chaleur. Et la chaleur emmagasinée par rayonnement solaire dans la couche de surface des mers tropicales ne trouve, pour l'émission de la chaleur solaire non-transformable, aucun endroit plus voisin que la mer de glace.¹⁾

Pour que le cycle thermodynamique des eaux de la mer, de haute à basse température, soit complet, la condition inévitable à un rendement de travail effectif, doit être, par conséquent, un long transport par les courants marins de l'eau de surface en direction méridionale.

b. *Le cycle thermodynamique dans l'atmosphère.*

Pendant ce transport, la chaleur libre est à même de produire des effets climatiques au moyen de l'autre cycle calorifique constitué par la chaleur libre émise vers l'atmosphère par évaporation de la surface de la mer. Ce cycle calorifique a la même température au commencement comme le premier (T_I), mais la température à laquelle la chaleur est émise (T_{II}) est, en règle générale, beaucoup plus basse que 271° , car la quantité de chaleur Q_{II} est émise, soit vers les couches d'air plus froides supérieures (circulation verticale dans laquelle la quantité de calorique transformable $Q_I - Q_{II}$ se transforme en énergie atmosphérique productrice de cyclones), soit aussi vers les continents sur le côté est de l'océan où la vapeur d'eau est condensée en pluie, laquelle, par suite des cyclones déviés par l'influence de la rotation terrestre, se répand sur de vastes surfaces de ces continents.

D'une manière générale, on peut dire que le cycle calorifique de la circulation de l'eau océanique se manifeste en direction méridionale et celui de la circulation atmosphérique en direction transversale.

Entre ces deux cycles calorifiques étroitement combinés, il semble exister une relation d'inversion qui mérite l'attention.

Pendant le transport vers les mers glaciales Nord et Sud de la chaleur reçue dans les mers tropicales par l'eau de la mer une partie de cette chaleur est émise dans l'atmosphère par l'évaporation de l'eau: le cycle thermodynamique océanique engendre des cycles atmosphériques innombrables, ce qui dénote une perte de chaleur laquelle est d'autant plus grande que le transport par les courants marins est plus long. Mais cette distance est variable. Sur la carte de Schott

¹⁾ Il y a, en réalité, dans les couches de fond des mers tropicales, une basse température d'environ 2 à 3°C. soit: $T_{II} = 275^\circ$, mais le transport direct de chaleur à haute température, de la surface aux régions plus basses ne peut pour raisons physiques se produire.

la limite de la dérive des glaces, dans la mer antarctique se trouve entre la latitude 40° et 45°. Au cours de certaines années cette limite de glace se déplace vers des latitudes plus basses. La longueur du chemin et le délai de transport de la chaleur se trouvant ainsi raccourcis, la chaleur émise dans l'atmosphère au cours du transport diminue, pendant que l'intensité de la circulation océanique augmente. Cela influe sur le climat des continents, mais cette action disparaît après quelque temps lorsque l'affluence d'eau chaude augmentée fond la glace. Au cours des quatre dernières années deux périodes similaires se sont présentées.¹⁾

Au cours des dix dernières années du siècle écoulé, une poussée des glaces dérivantes antarctiques et d'icebergs a eu lieu. Elle commença en 1892 pour culminer de 1893 à 1895 et diminuer de 1896 à 1897, avec quelques effets de retours au commencement de notre siècle. Ce fut un «*outburst*» considérable de la barrière de glace antarctique qui remplit la mer du Sud d'une quantité innombrable d'icebergs lesquels rendirent la navigation entre l'Amérique du Sud, le Cap et l'Australie si difficile que les routes durent être déplacées de plusieurs degrés vers le Nord.

C'est surtout autour des endroits peu profonds de l'océan que les icebergs se réunissaient: sur le plateau au nord des îles Falkland, autour de l'île Crozet et autres endroits, où une partie de ces icebergs s'échouait tandis que le reste dérivait en direction est et nord dans les océans Indien et Pacifique.

C'est principalement dans les Indes et en Australie que l'effet climatique de cette poussée en avant de la limite de glace s'est fait sentir; le régime annuel des moussons dans l'océan Indien ayant été troublé, cela amena des perturbations dans les pluies de mousson, ainsi qu'il ressort des représentations graphiques construites par moi, d'après la

statistique météorologique officielle (voir Svenska Hydrografisk-Biologiska Kommissionens Skrifter II).

Le second phénomène observé de même nature est de notre époque. En 1924 et 1925 un fort accroissement de l'intensité du courant équatorial dans l'Atlantique se produisit, ce qui influa sur le courant de Guinée dont les eaux chaudes semblent s'être répandues vers le sud, le long de la côte ouest africaine, les conséquences ayant été l'évaporation et les tombées de pluie abondantes sur des districts généralement sans pluie, dans la Zambesie, en Rhodésie et dans les colonies portugaises. La tombée des pluies en Rhodésie d'octobre 1924 à avril 1925 montra un excédent de plus de 25 pouces, et ce, après une période sèche de trois années.

Le courant de Humboldt dans le Pacifique, analogue au courant de Benguela dans l'Atlantique sud, présenta un accroissement d'intensité similaire et qui influa sur le courant côtier *el Nino* sortant du Golfe de Panama dont l'eau chaude, à l'instar de celle du courant de Guinée, pénétra vers le sud, le long de la côte péruvienne avec ce résultat que l'eau en s'évaporant se condensa sur les pentes des Andes et produisit en février et mars 1925 des inondations dont les effets destructifs se firent sentir sur les villes et les villages d'une contrée dont le climat est généralement sec; pareille chose ne s'était pas produite depuis 1891¹⁾.

La raison de ces phénomènes doit se rechercher dans une forte débâcle de glace et d'icebergs survenue, au cours des étés 1923 et 1924, à la barrière de glace antarctique et similaire à celle qui s'était produite pendant la dernière dizaine d'années du siècle écoulé.

Les grands changements de climat à effets catastrophiques, tout au moins ceux survenant dans l'hémisphère sud, paraissent avoir leur origine dans la mer de glace Antarctique, dont la condition devrait être étudiée d'une manière systématique.

PARTIE SPÉCIALE.

A. LES MOUVEMENTS VERTICAUX DANS L'OCÉAN.

LES courants horizontaux peuvent être directement observés et mesurés et les développements de la technique hydrographique sont constants dans cette direction. Les mouvements verticaux de la mer ne peuvent être déterminés que par des calculs exécutés d'après des principes hydrodynamiques. En vue d'une orientation, il est, cependant, nécessaire de découvrir, par des observations directes, à quel endroit de l'océan les champs d'énergie de la mer sont situés, c'est-à-dire, les régions où la descente et l'ascension des eaux de la mer se produisent sur une grande échelle.

Dans ce qui précède, on a démontré que les régions principales d'enfoncement sont situées là où la glace vient

en contact avec l'eau de la mer. L'eau de la mer est, en réalité, disposée en couches stables de telle façon que chaque particule d'eau occupe le niveau qui lui convient d'après sa densité. Cette particule se trouve donc dans un état d'équilibre stable placée à un certain niveau et ne peut, sous l'impulsion de forces extérieures, comme par exemple: l'effet du vent, de la force du flot ou de la rotation terrestre, etc., forcer les limites de la couche où elle se trouve. Seules, les forces apportant une modification dans le poids de la volume de la particule peuvent abaisser ou élever sa niveau, relativement à ce qui l'entoure. La circulation verticale dans la mer dépend du refroidissement de l'eau. Elle peut provenir de la surface de la mer, c'est-à-dire, de l'at-

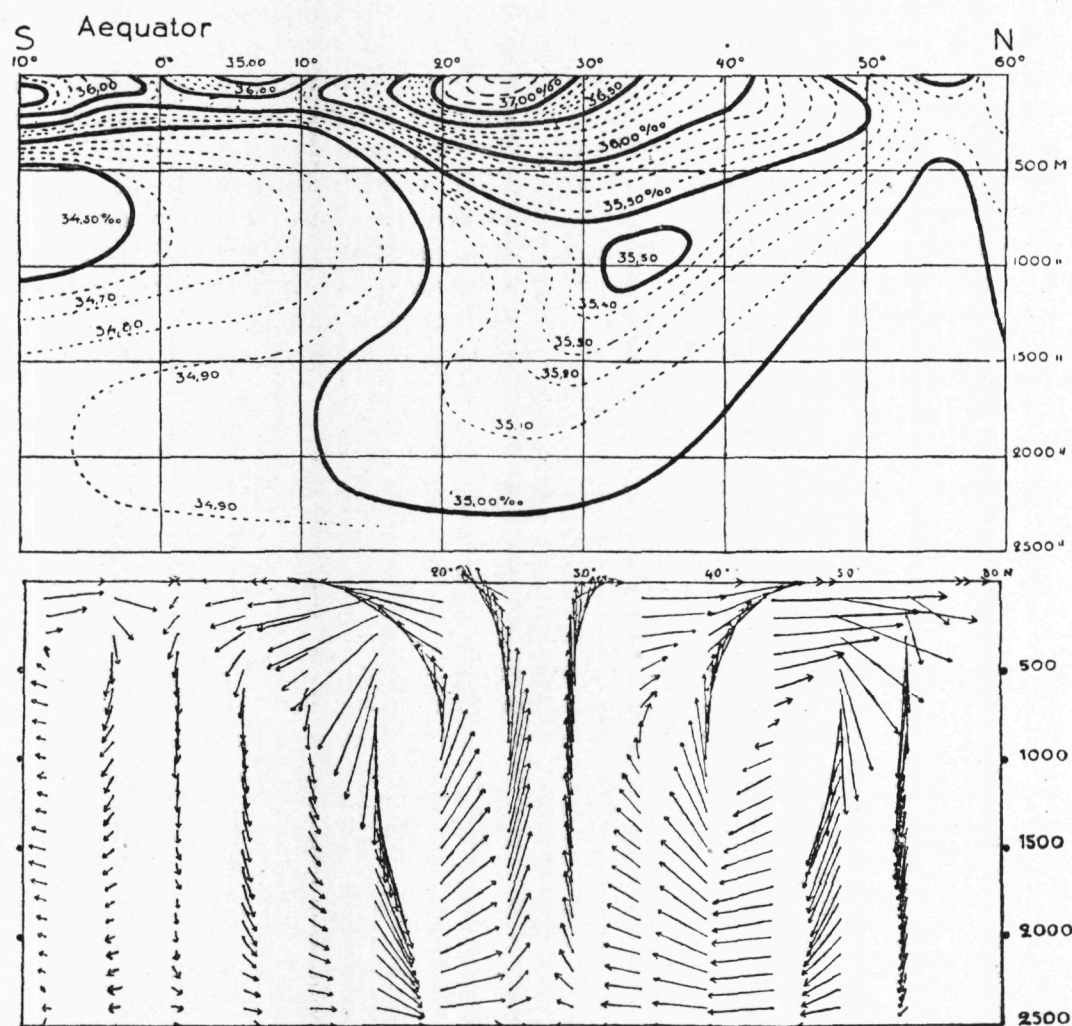
¹⁾ Comme par exemple en l'hiver 1903 dans l'hémisphère nord et en 1892—1896 et tout récemment en 1922—1924 dans l'hémisphère austral.

¹⁾ Voir à ce sujet: *Marine Observer*, February 1926, No. 26 p. 23.

mosphère, mais, à un degré encore plus élevé, du contact avec la glace, laquelle est le facteur le plus important dans la circulation océanique; ce qui fait que l'on peut dire que le champ d'énergie de l'océan, les régions d'enfoncement, se trouvent, de préférence, dans la mer polaire. Cependant, chaque particule d'eau descendante doit être remplacée par une particule d'eau remontante. L'énergie cinématique produite de la fonte de la glace dans les champs de transformation de l'énergie de la mer, c'est-à-dire dans les régions arctiques et antarctiques, doivent *eo ipso* provoquer la montée de l'eau profonde froide à la surface de la mer dans d'autres régions de l'océan. L'opinion admise jusqu'à présent, est que ce phénomène se produit sous l'équateur (voir le diagramme fig. 1 et 2). Ayant eu des doutes quant à l'interprétation dans le diagramme sus-mentionné de Schott, en ce qui concerne ses observations personnelles faites au cours de l'expédition du Valdivia, j'avais prié M. Sandström d'étudier les observations de Schott, d'après la théorie solénoïde de Bjerknes, en vue de la construction hydro-dynamique du champ d'énergie intérieur de l'océan, aussi bien dans les régions polaires, où, d'après mes calculs, se trouveraient les régions d'enfoncement, que dans les régions équatoriales, où, d'après la théorie dominante, l'eau profonde froide monterait à la surface de la mer afin de reprendre sa course circulaire.

Les calculs¹⁾ démontraient l'existence d'un champ d'énergie puissant dans les régions pleines de glace de l'océan, chose à laquelle on pouvait, du reste, s'attendre, mais démontraient également qu'il n'y a sous l'équateur, aucune tendance à l'élévation, laquelle, par contre, se présentait nettement entre les 10° et 30° degrés de lat. N., c'est-à-dire, dans les latitudes de la mer des Sargasses, où l'on avait cru qu'un enfoncement d'eau échauffée devait se produire à cause de la position des isothermes. Les calculs de Sandström sur les forces intérieures accélérantes, lesquelles sont indiquées, quant à la dimension et à la direction, par des flèches dans le diagramme hydrodynamique du dessous, correspondent au diagramme hydrographique (des isohalines) établi par Merz et Wüst, en vue de la comparaison entre les observations de Schott et celles plus récentes de Brennecke.

De telles évaluations, fondées sur la théorie solénoïde de W. Bjerknes, ne peuvent indiquer la vitesse actuelle de mouvement vertical des courants marins, c'est-à-dire, le résultat de l'effet du champ de force intérieure, mais seulement la tendance chez ce champ à entraîner l'eau vers un certain niveau et dans une certaine direction, et la vitesse que les forces accélérantes imprimeraient aux courants d'eau si l'on faisait abstraction des obstacles extérieurs de friction, de pression du vent, de rotation terrestre, etc., agissant contre ce mouvement.



¹⁾ Dans ce diagramme, une partie de la section hydrographique de Merz et Wüst à travers la mer des Sargasses, le long du 30° méridien, est placée au dessus d'une coupe dynamique, où la direction des flèches

et leur longueur indiquent la vitesse qu'une particule d'eau atteindrait au bout de 24 heures, au cas où cette particule pourrait, sans obstacles, tels que frictions, etc., suivre les forces accélérantes intérieures de la mer.

B. LA MER DES SARGASSES.

Les eaux de la mer des Sargasses forment un *tourbillon* d'environ 5000 kms de largeur et de 2500 kms de ligne d'intersection en direction nord-sud, lequel est entouré de courants marins puissants dont la force d'impulsion principale est l'alizé nord-est. De la périphérie du cercle de ce courant anticyclonique, l'eau de surface, sous l'influence de la rotation terrestre, subit une poussée continue vers le centre et en dedans. Au même temps cette eau se trouve échauffée par le rayonnement solaire jusqu'à environ 24° à 27° C. et concentrée par évaporation en une teneur en sel de 36 à 37 ‰. Il se produit donc, dans la mer des Sargasses, un amoncellement d'eau chaude et saline que l'on reconnaîtra dans la section ci-dessus, par l'inflexion des isohalines pour une teneur en sel de 35—36—37 ‰ et également, dans une proportion presque égale, par une inflexion en dedans des isothermes.

Cependant — il n'existe là aucune tendance intérieure de l'eau à s'enfoncer, ce qui est tout à fait une conséquence de l'apport continu d'eau chaude de surface environnante vers le centre de la mer des Sargasses. L'accumulation de cette eau est un effet mécanique de forces extérieures provenant du vent et de la rotation de la terre lesquelles élèvent le niveau de la surface et abaissent les isohalines et les isothermes au milieu de la mer des Sargasses. Simultanément le champ de force existant, à l'intérieur de la mer, oblige l'eau de fond à remonter sur le côté est du tourbillon des Sargasses, lequel recevant continuellement de nouveaux apports d'eau et de la surface et du fond, doit avoir un écoulement pour ses eaux réchauffées. Celui-ci a lieu de la périphérie du tourbillon, de trois côtés:

a) En *sous-courant*, à une profondeur de 1500 à 3000 m. vers le sud, lequel sous-courant fond la glace, soit à une latitude de 40° à 50° S., soit à la barrière de glace antarctique et dans les régions profondes de la mer de Weddell (voir la diagramme de Merz et Wüst «Nordatlantischer Tiefenstrom»).

b) En *sous-courant* à 100—400 m. vers la mer des Caraïbes, le Golfe Mexicain et la côte Américaine.

On avait jusqu'à ce jour pensé que le Gulfstream n'était

en connexion avec la mer des Sargasses qu'en ceci: une partie de l'eau de surface des courants réunis de Floride et des Antilles est reflue vers l'Est sous l'influence de la rotation terrestre, et contribue, par conséquent, à accumuler l'eau dans la mer des Sargasses. C'est bien, en effet, ce qui se passe, mais cette règle n'a de valeur que pour la couche de surface du Gulfstream. A une certaine profondeur, sous la surface, de l'eau à teneur en sel très grande, et à haute température, provenant de la mer des Sargasses, pénètre en direction sud-ouest¹⁾ dans la baie du Mexique et se mêle là, à l'eau de surface, laquelle en elle-même, est plus froide et contient moins de sel que l'eau des courants de Floride et des Antilles. C'est cette poussée d'eau de la mer des Sargasses qui élève la température et la teneur en sel du courant de Floride, au-dessus de celles de la baie du Mexique et de la mer des Caraïbes. Ce rameau du courant équatorial qui pénètre dans la mer des Caraïbes et le Golf du Mexique, d'où il sort sous le nom du courant de Floride, reçoit donc de la part de la mer des Sargasses une injection d'eau concentrée et surchauffée qui donne au Gulfstream son caractère si marqué. Ce résultat repose sur les expériences d'une expédition américaine au Gulfstream et dont le Dr. Wüst s'est servi dans son ouvrage «Florida und Antillenstrom»¹⁾, ainsi que sur les mesures effectuées par l'expédition danoise avec la Dana dans la baie du Mexique et la mer des Caraïbes, lesquels ont été publiés sommairement par l'hydrographe de l'expédition de Dana, M. le Dr. Nielsen.

c) En *courant de surface* vers le Nord. Celui-ci se joint au Gulfstream, lequel à 40° de lat. entraîne de l'eau chaude et salée dans la direction Est et Sud-est vers les Açores, puis vers les bancs côtiers de l'Afrique et de l'Europe près desquels cette eau chaude et salée s'accumule à une profondeur de près de 1500 m.

Voici la continuation du Gulfstream dans le nord Atlantique.

La mer des Sargasses constitue donc un centre distribuant des courants d'eau chaude aussi bien à l'hémisphère nord comme à l'hémisphère sud.

C. LA RÉGION DE MONTÉE DE L'EAU ANTARCTIQUE DANS L'OcéAN ATLANTIQUE NORD

Examinons, maintenant, d'où provient l'eau distribuée de la mer des Sargasses en courants marins chauds vers le Sud, l'Ouest et le Nord. Cette eau provient du Sud-Est, c'est-à-dire, de la côte africaine au sud du Cap Vert. On peut voir sur la carte de profondeur que de 18° à 20° de lat. N. le plateau côtier africain s'étend au loin, vers l'Ouest dans l'Océan et forme, en quelque sorte, le socle des îles du Cap Vert et du groupe des Canaris.

Ce plateau sous-marin prééminent (le «Shelf» africain), forme le grand diviseur d'eau dans le système de courants de l'Atlantique nord.

Un sondage profond, au nord de ce banc sous-marin, révèle de l'eau d'une teneur en sel de 36 ‰ et d'une température de 00° et, ce, jusqu'à 1500 m. de profondeur. Ce sont les eaux du Gulfstream et de la Méditerranée qui s'unissent et continuent leur course vers le Nord, hors du banc côtier africain et européen.

Au sud de ce grand distributeur d'eau, on se trouve en

¹⁾ Voir: la carte V de l'oeuvre du feu professeur A. Merz: «Die Deutsche Atlantische Expedition auf dem Vermessungs- und Forschungsschiff Meteor», I. Sitzungsber. d. Preussischen Akademie d. Wissenschaften 1925.

présence de conditions entièrement différentes. Du plateau du Cap Vert en direction sud, le long de la côte ouest africaine et sous le courant de Guinée, les sondages révèlent partout de l'eau froide ascendante et provenant de la fonte des glaces dans l'hémisphère sud. La preuve exacte que cette eau froide est en mouvement ascendant a été obtenue par les sondages profonds effectués en 1906 par W. Brennecke au cours de l'expédition du Planet. Les analyses de Brennecke faites pour déterminer la teneur en sel et en oxygène, la densité ainsi que le grade de ionisation dans ces couches d'eau, analyses répétées, d'ailleurs, dans une certaine mesure, par l'expédition suédoise avec le Fylgia en 1924, démontrent que l'on se trouve ici en présence de la grande région d'élévation des eaux profondes de l'Atlantique. Il suffit de procéder là, à un seul sondage pour s'en convaincre.

Station de Brennecke 10a à 11° 9' de lat. N. et 22° 8' de long. W. le 26/2 1906.

Profondeur m.	Teneur en sel ‰	Température t°	Densité δ	Oxygène en cc par L.	Manque en Oxygène en cc par L.
0	35,43	23,1° C.	1,02447	4,89	— 0,12
25	35,43	23,1° »	1,02447	4,92	— 0,09
50	35,48	22,9° »	1,02434	4,47	— 0,06
100	35,41	13,8° »	1,02456	—	—
200	35,16	12,1° »	1,02671	2,17	— 3,87
300	35,03	11,0° »	1,02682	1,89	— 4,29
400	35,05	10,0° »	1,02700	1,17	— 5,13
5124	34,87	2,6° »	1,02784	—	—

Ce qu'il y a de plus important dans cette table, ce sont les 2 dernières colonnes qui nous montrent la teneur en oxygène et le manque en oxygène, en cc. par litre, dans cette eau. Dans les couches supérieures chaudes jusqu'à 50 m. avec des températures de 23° C., il n'y a aucun manque en oxygène digne d'être mentionné, l'eau est « bien aérée ». Mais de 200 à 300 et 400 m. on remarque un manque très important d'oxygène, ce qui démontre que l'eau n'a pas été en contact avec l'atmosphère, c'est-à-dire, que c'est de l'eau provenant du fond ou au moins des profondeurs de la mer et s'élevant à la surface. C'est à 400 m., où l'eau ne contient que 1,17 cc. d'oxygène par litre, que le manque est le plus élevé. Par conséquent, pendant le temps que cette eau s'est trouvée dans les profondeurs marines, elle a perdu 5,13 cc. de l'oxygène qu'elle a eu quand elle était au contact de l'atmosphère libre. Il est probable que c'est l'eau de surface du 40° degré de lat. dans la mer glaciale du Sud qui s'est trouvée, là, en contact avec la glace et est descendue de 400 à 1000 m., pleinement chargée d'oxygène, mais qui, pendant le voyage de cet endroit au 11° degré de lat. N., un parcours d'au moins 1500 à 1600 milles marins, a perdu 5,13 cc. de son contenu en oxygène. Cette eau est en ce moment en mouvement ascendant et continue à se mélanger à de l'eau plus chaude, plus riche en oxygène et en sel, et l'on peut constater que, en même temps que la teneur en oxygène à 400 m. augmente de 1,17 cc. à 2,17 cc. à 200 m., la température s'élève de 10,0° à 12,1° C. et la teneur en sel

de 35,05 ‰ à 35,16 ‰, à 200 m. de niveau. On observe qu'à la même temps la densité descend de 1,02700 à 1,02671, ce que veut dire que l'eau profond devient plus légère. Conséquemment cet eau doit ascendre au fur et à mesure qu'elle devient plus chaud et plus saline. Cela est la preuve évidente que l'eau monte à la surface, mouvement ascendant qui ne peut se produire autrement que de la manière suivante: cette eau par son mélange à l'eau chaude et salée, se trouvant aux niveaux plus élevés, devient plus légère et monte en même temps que sa teneur en oxygène augmente, en participant à la teneur plus riche de ce gaz se trouvant dans les couches d'eau supérieures.

Nous pouvons également arriver à une autre conclusion: que cette montée se produit lentement, l'élévation de température diminuant, en réalité, le poids spécifique pendant que l'augmentation en teneur salée augmente la densité. Ces deux influences agissent donc l'une contre l'autre, mais l'influence de la température est plus forte que celle de la teneur en sel. A température basse, elles se contre-balaient à un certain degré, ce qui fait que l'ascension se produit plus lentement dans les couches les plus basses pour aller plus vite au fur et à mesure que l'eau devient plus chaude, malgré l'augmentation de la teneur en sel, lorsque l'eau atteint les niveaux plus élevés.

L'endroit où cette série de sondages a été effectuée est situé à environ 300 milles marins de la côte ouest africaine; là, le long de la côte, du sud au Cap Vert, se trouve la région principale pour la montée à la surface de l'eau profonde froide. Au cours de sa lente ascension, elle se mélange à l'eau chaude et salée de surface, processus qui se poursuit également après, lorsque l'eau s'est réunie à l'un des grands courants de l'équateur, et entraînée à l'ouest vers les Indes Occidentales et, finalement, avec les courants des Antilles et de Floride se trouve transportée à l'est et au nord vers la mer polaire.

Le grand tourbillon anti-cyclonique de la mer des Sargasses est donc formé dans sa moitié sud-est d'eau profonde antarctique ascendante, laquelle est échauffée pendant la montée et est ensuite concentrée par l'évaporation.

En comparant les diagrammes fig. 1, 2, avec la dernière, on remarque comment les manières de voir concernant la circulation de l'eau dans l'Atlantique ont été changée après les dernières recherches allemandes. Au lieu des conceptions schématiques naïves, en faveur pendant 70 ans, sur deux circulations séparées, une dans chaque hémisphère, on peut se rendre compte maintenant que la circulation océanique n'est pas confinée à des régions définies, mais s'étend, au contraire, sur la mer entière. *Les courants marins chauds partent des tropiques et pénètrent bien loin dans les deux mers polaires, et les courants froids de la mer de glace atteignent l'équateur et au-delà.* Nansen a découvert des rameaux extérieurs du Gulfstream sous le manteau de glace du bassin polaire nord, et Brennecke a trouvé des couches d'eau provenant de la mer glaciale antarctique en sous-courant à 10° au nord de l'équateur, et de l'eau de la mer des Sargasses sous la banquise et la barrière de glace de l'Antarctique.

La masse d'eau de la mer des Sargasses forme un puissant tourbillon anti-cyclonique d'eau échauffée dont les racines se trouvent dans la grande région de montée au sud

du Cap Vert et dans la baie de Guinée qui dirige des courants d'eau chaude vers le Sud, l'Ouest et le Nord. Cette masse d'eau puissante repose ainsi qu'une goutte d'huile dans un verre d'eau, sur une couche encore plus puissante d'eau de fond, froide, dans la mer, formée par la fonte des glaces des océans Arctique et Antarctique. De même qu'il se trouve, au sud-est de la mer des Sargasses, une région où l'eau froide

profonde monte, il se trouve également dans le nord-ouest une région où l'eau de surface descend; ce sont, là, les effets de la fonte de glace autour de Terre-Neuve où le courant du Labrador prend le Gulfstream de flanc. Une grande partie de la chaleur contenue dans le Gulfstream se consume pendant ce processus et l'eau refroidie descend et rejoint la grande couche d'eau de fond froide dans la mer.

D. PÉRIODICITÉ DANS LA DESCENTE ET LA MONTÉE DES EAUX PROFONDES.

Mais ce processus d'immersion est périodique. En avril et en mai, de grandes masses d'eau s'enfoncent près de Terre-Neuve et donnent naissance à une oscillation dans la couche médiane entre la couche supérieure d'eau chaude et la couche de fond inférieure froide, laquelle produit un mouvement de vague intérieur qui se propage, ainsi qu'une onde solitaire interne dans cette couche médiane, à travers l'océan, et provoque un entraînement d'eau froide sur son côté est. J'ai calculé la vitesse de propagation d'une telle vague de fond, d'après la formule de Stokes, comme étant de 2 à 3 mètres à la seconde.¹⁾

Ceci correspond à l'expérience qui montre que l'entraînement d'eau froide sur la côte ouest d'Afrique vis-à-vis de Terre-Neuve, se produit avec environ un mois de retard et atteint son maximum en Juillet—Août. Sur la côte sud d'Afrique, dans la baie de Guinée, on a également observé un entraînement périodique d'eau froide en automne, au mois de novembre. Ce peut être, là, une oscillation de l'eau profonde de l'océan produite par la fonte des glaces dans la mer Antarctique. Cette descente et cet entraînement d'eau froide aux côtés opposés de l'océan ne doivent pas être considérés comme un système de courants, mais comme une *oscillation de l'eau profonde au fond de l'océan*. L'oscillation de cette couche d'eau froide sur laquelle les eaux chaudes de la mer des Sargasses et du Gulfstream reposent, provoque un changement intermittent rythmique dans tout le système de courants de l'océan, changement dont l'effet

se fait sentir le long de toute la côte de l'Europe et qui a déjà été étudié, il y a 40 ans, par les hydrographes suédois. Ces derniers ont également observé des mouvements périodiques chez les sous-courants dans le Skagerak, lesquels apportent de l'eau salée de l'Atlantique dans la Baltique, non pas en courant continu, mais *en cascades*, et à *périodes annuelles* et *mensuelles*. Nous avons dénommé ce phénomène la *systole* et la *diastole* de la mer — un des battements du pouls de l'océan. Ses effets dans les mers nordiques correspondent aux *«transgressions»* découvertes par le Dr. Le Danois sur le plateau côtier ouest de l'Europe.

Mais ce mouvement rythmique ne se répète pas régulièrement et avec la même intensité chaque année et chaque saison. Conjointement avec la période annuelle on a des périodes de plusieurs années réglées par des causes cosmiques, lesquelles apportent des changements dans la marée interne parallactique et aussi des charriages de glaçons et des fontes de glace. Parmi ces périodes, la plus importante, d'après mes observations, est la période de 3 et de 9 ans, laquelle dépend de la position relative du soleil et de la lune par rapport à la terre (*période des nodapsides*).

L'étude de toutes ces périodes est un problème compliqué que l'on ne pourra résoudre que par une collaboration étroite entre les météorologistes et les hydrographes.

Le climat de l'Europe et la pêche maritime dépendent tous deux de cette périodicité.

E. LE GULFSTREAM.

Le problème du Gulf-Stream est encore irrésolu; ce qui fait que la question de savoir si, somme toute, un Gulf-Stream existe réellement dans l'Atlantique Nord au-delà des côtes d'Europe, revient sans cesse dans la littérature scientifique. L'opinion générale, en faveur auprès des hydrographes, est qu'il n'y a aucune relation connue entre le courant marin dans les tropiques, lequel porte le nom de Gulf-Stream (le Gulf-Stream proprement dit) et le courant puissant de dérive, d'eau chaude (le courant Atlantique), en dehors de notre banc côtier et lequel exerce une influence dominante sur le climat de l'Europe et la pêche

maritime. Ceux qui se rallient à cette opinion vont même plus loin en disant: pas une goutte de l'eau qui a passé par le détroit de Bimini n'arrive aux mers européennes; l'eau chaude que nous attribuons au Gulf-Stream est une dérive, occasionnée par le vent, de l'eau des régions sud de l'Atlantique septentrional, laquelle est amenée vers l'Europe par les vents sud-ouest dominants (anti-alizé).

M. le Dr. Le Danois, Rédacteur du Rapport Atlantique du Conseil International, est arrivé à ce résultat: qu'aucun Gulf-Stream n'existe à la côte atlantique de l'Europe, c'est-à-dire, aucun courant d'eau chaude et salée des tropiques vers le Nord, mais seulement un changement périodique

¹⁾ Svenska Hydrografisk-Biologiska Kommissionens Skrifter. III.

avec la saison: des «transgressions» d'eau plus salée et plus chaude des profondeurs de la mer, en dehors du plateau côtier, laquelle remonte sur ce plateau au cours de l'été et de l'automne et redescend à l'approche de l'hiver. M. Danois a montré que ce va-et-vient, avec la saison, de l'eau des profondeurs et les mouvements correspondants des eaux côtières qui en résultent sont de la plus haute importance pour les migrations des poissons et les différentes espèces de crustacés etc. qui en forment la nourriture.

Cependant, il ne faudra pas tirer des observations importantes du Dr. Le Danois cette conclusion qu'aucun Gulf-Stream provenant des tropiques n'existe en dehors de la côte européenne. Les recherches effectuées par l'escadre des navires d'exploration dont le Dr. Le Danois va rédiger les résultats, ne s'étendent pas au dehors du plateau continental. A l'ouest de l'escarpe de ce dernier, on a le grand bassin profond de l'Atlantique qui, d'après les sondages récemment exécutés par les hydrographes scandinaves Nansen et Helland Hansen, Hjort et Schmidt, est rempli d'eau dont la haute salinité et la température démontre qu'elle tire son origine en partie de la Méditerranée et en partie des régions de l'océan se trouvant au sud du détroit de Gibraltar, de Madère et des bancs du Maroc.

D'où vient l'eau de cette formation hydrographique gigantesque, sans pareille, dans le domaine maritime et qui caractérise l'Atlantique Nord? Elle ne peut avoir son origine plus au sud que le grand distributeur d'eau dans l'océan, lequel est formé par le socle du continent africain saillant vers l'ouest et portant les îles Canaris et le groupe des îles du Cap Vert, car au sud de celui-ci on a une toute autre formation hydrographique à partir de 400 m. jusqu'au fond de la mer, une dérive d'eau froide et peu salée de l'hémisphère sud, ce qui exclut la possibilité d'une connection

quelconque avec le courant équatorial sud, si tant est que cette connection ne soit produite par la course d'un courant qui passe en une grande courbe à l'ouest et autour de la mer des Sargasses.

Dans ce cas, la formation que j'ai décrite constitue un ensemble unique de courants de même relation, une suite du courant équatorial sud, du Gulf-Stream propre (c'est-à-dire des courants de Floride et des Antilles) et la continuation du Gulf-Stream, le long de 40° de latitude vers les Açores et la côte nord-ouest de l'Afrique au nord des îles Canaris.

Voici la figure qui, après un aperçu des résultats antérieurs obtenus, me paraît pouvoir être tracée avec le plus de vraisemblance, et que j'ai essayé d'esquisser dans la carte p. 18.

Après sa traversée de la côté Americaine aux parages de l'Europe le Gulf-Stream, renforcé par l'effluve de l'eau chaude et salée sortant de la Méditerranée, s'écoule le long du banc côtier européen au-dessus des profondeurs du bassin est de l'Atlantique et au dehors du shelf continental. On n'observe sur ce shelf aucun courant se dirigeant vers le Nord mais seulement ce qu'on appelle des transgressions, c'est-à-dire, des coulées lentes d'eau côtière variables avec la saison causées par des gonflements périodiques du grand courant marin qui hors du shelf coule lentement vers le Nord et continue cette course comme sous-courant après son rencontre avec le courant Atlantique aux latitudes 50° Nord. Les derniers effluves du Gulf-Stream tropical dont on peut encore reconnaître l'origine par quelques formes caractéristiques de plancton de la Mer des Sargasses, in primis les Leptocephalides de l'anguille européenne, s'épanchent sur les fonds de la mer entre les îles Britanniques et l'Islande.

F. LE COURANT ATLANTIQUE

Si c'est là l'écoulement du Gulfstream, où placera-t-on le courant de dérive Atlantique que l'on considère venir de la région se trouvant autour de Terre-Neuve et s'étendre en éventail, poussé par le vent dans la direction est et nord-est, sur l'Atlantique nord, vers l'Europe?

En vue de résoudre ce problème, c'est-à-dire, afin de rechercher la relation existant entre le Gulf-Stream propre et le courant Atlantique, on a tenté plusieurs méthodes expérimentales.

La première tentative remonte à l'époque de l'expédition du Prince Albert de Monaco, effectuée en 1885 avec l'Hirondelle, quand le prince s'efforça de tracer la course du Gulf-Stream par émission de flotteurs sur une ligne passant à travers l'Atlantique entre 40° et 50° de lat. N. Etant donné qu'une partie des flotteurs se dirigeait vers le S. E. pendant que le reste s'acheminait en suivant la côte de l'Europe, il doit exister entre ces latitudes un point de partition du courant.

La tentative faite pour retrouver le Gulf-Stream à la côte est de l'Atlantique au moyen de sondages hydrographiques a donné des résultats qui semblent être contradictoires.

La brillante enquête du Dr J. Schmidt sur les migrations de l'anguille (*Anguilla vulgaris*) originaire des profondeurs de la mer des Sargasses et dont les Leptocephalides arrivent aux côtes des Îles Britanniques après un trajet d'environ trois années, nous donne la meilleure preuve de l'hypothèse émise ici. On connaît la ténacité avec laquelle les biologistes maintiennent l'idée de la spontanéité de la migration des animaux marins, laquelle serait guidée par l'instinct: une telle explication du phénomène serait dans ce cas intenable; Les leptocephalides sont en effet les meilleurs indicateurs de la course du Gulf-Stream dont ils suivent les eaux à partir de la mer des Sargasses jusqu'à la mer du Nord et la mer Norvégienne.¹⁾

De ces cartes et de la description du Dr. Schmidt, il découle que les leptocephalides de l'anguille ne se trouvent qu'à une profondeur d'environ 1000 mètres, donc ni sur le

¹⁾ Voir les cartes de M. Schmidt, se rapportant à la distribution de l'anguille européenne, et sur laquelle sont marqués les endroits où il a trouvé les leptocephalides.

plateau côtier ni sur le «shelf», ce qui correspond entièrement avec la découverte de M. le Danois, comme quoi aucun Gulf-Stream n'existe sur le plateau côtier européen et avec l'explication donnée dans le précédent.

La conclusion que nous pouvons tirer de tout ce qui précède est que dans le système de courants de l'Atlantique règne une grande continuité, ce qui fait que le Gulf-Stream qui a son origine première dans le grand courant équatorial de l'hémisphère sud et qui se trouve renforcé par des affluents provenant en premier lieu de la mer des Sargasses, puis de la Méditerranée, continue comme souscourant le long du profond bassin est Atlantique qu'il remplit jusqu'à une profondeur de 1500 m. d'eau chaude et salée, la vitesse du courant étant indiquée par le temps que le transport des leptocéphalides de l'anguille prend des Bermudes aux îles Scilly et qui est d'environ $2\frac{1}{2}$ à 3 ans.

On ne peut encore, avec certitude, tracer le cours du Gulf-Stream à travers l'océan Atlantique. On peut cependant se former une idée à ce sujet par l'examen des recherches de Schmidt, de Hjort, de Nansen ainsi que des nouveaux renseignements apportés par les Rapports Atlantiques rédigés par Le Danois. Le groupement de tous ces renseignements permet de se représenter le cours du Gulf-Stream de la manière suivante.

Comme introduction à cette étude, je rappellerai qu'il est connu depuis longtemps que le Gulf-Stream américain (le Gulf-Stream propre) tend en quelque sorte à se fendre au sud de Terre-Neuve (voir, à ce sujet, la partie hydrographique de l'expédition Challenger et «The Depths of the Ocean» par Sir John Murray et J. Hjort). Récemment, V. Pettersson a démontré au moyen du groupement statistique de toutes les observations faites au cours de 14 années (de 1900 à 1914), dans les régions est et sud-est de Terre-Neuve que, par suite de l'influence aspiratoire du processus de fonte sur l'eau chaude, une branche du Gulf-Stream se trouve repliée vers le nord aux environs du grand banc.

L'autre partie des eaux du Gulf-Stream continue, avec une salinité et une température à peine réduite, le long du 40° degré de lat. mais est repliée par la rotation de la terre en direction S-E et S. vers la côte africaine, entre Madère et les îles Canaris, au nord du grand répartiteur d'eau, le plateau du Cap-Vert. On retrouve là, de la surface à environ 1500 mètres de profondeur, l'eau du Gulf-Stream laquelle suit ensuite la rigole profonde atlantique est et ce, toujours en dehors du plateau côtier africain et européen (le «Shelf»).

Le long du plateau côtier européen, on trouve les eaux du Gulf-Stream lesquelles sont renforcées à une profondeur d'environ 1000 m. par le sous-courant provenant de la Méditerranée et qui suivant ensuite la direction du bassin atlantique jusqu'à ce que le fond commence à s'élever vers le plateau du Télégraphe, dirigent de là une branche en direction ouest vers l'Islande et une autre entre l'Irlande et Rockall, direction nord-est, vers le banc Faroé—Shetland, ce banc se trouvant dans de certaines années et à de certaines saisons dépassé par l'eau du Gulf-Stream qui peut parfois pénétrer dans la mer du Nord apportant avec lui sa faune étrange de poissons: thons, thynnus vulgaris, espadons, congres, etc., hôtes rares dans nos mers, et les planctons de la type nommé *desmo-plancton*.

Afin de démontrer l'élargissement des eaux du Gulf-Stream qu'on nous permette de citer la dernière carte de Nansen et Helland Hansen (Bergens Museums Aarsberetning 1925—1926) illustrant ce déploiement à un niveau de 100 m. de profondeur.

La forme typique du plancton se trouvant dans les eaux du Gulf-Stream, est constituée par les Leptocéphalides de l'anguille européenne, *Anguilla vulgaris*, dont l'origine et le développement ont été suivis, avec des conséquences si remarquables, par Johannes Schmidt au cours de recherches effectuées pendant une dizaine d'années sur toutes les formes des espèces d'anguilles rencontrées dans l'océan.

Même le courant Atlantique est un dérive du Gulf-Stream formé par le mélange des eaux du Gulf-Stream et du courant du Labrador, dans la région entourant les bancs de Terre-Neuve où, de mars à juin, une fonte de glace se produit sur une grande échelle. Le Dr. V. Pettersson¹⁾ a démontré que cette zone de fonte est entourée d'une région chaude dont la température à la fin de la saison des fontes est:

	en Août	en Février
Lat. $47^\circ-50^\circ$ N. } Long. $39^\circ-42^\circ$ E. }	16°,8 C.	11°,5 C. (Carré H ₂₆)
Lat. $43^\circ-47^\circ$ N. } Long. $39^\circ-42^\circ$ E. }	18°,4 C.	13°,0 C. (Carré H ₂₀)
Lat. $40^\circ-43^\circ$ N. } Long. $42^\circ-45^\circ$ E. }	22°,0 C.	15°,5 C. (Carré H ₁₃)

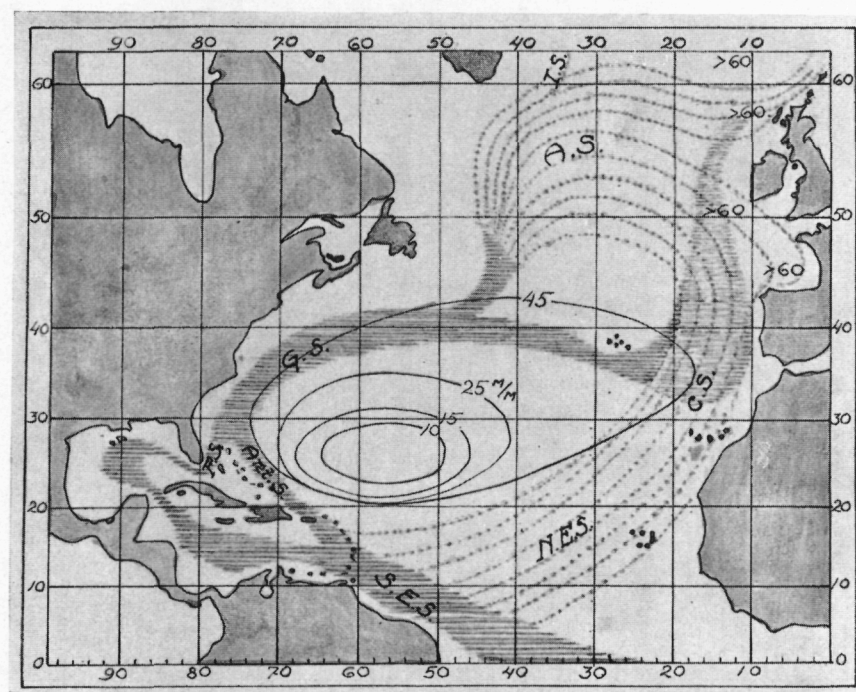
température calculée d'après la moyenne de toutes les observations faites dans ces régions pendant 22 ans (1900—1923). M. Pettersson a démontré que cette ceinture d'eau chaude entourant la zone de fonte des glaces constitue le premier rameau détaché par le Gulf-Stream vers l'Atlantique boréal. La température du Gulf-Stream au sud de la zone de fonte étant, en août, de 22° (carré 13) la partie de l'eau du Gulf-Stream ayant dévié vers le nord sous l'influence de la fonte des glaces a perdu environ 5° à 6° par suite de son mélange avec l'eau du courant de Labrador, mais sa température dépasse encore tellement celle de la mer à l'ouest et à l'est de cette branche du Gulf-Stream qu'on peut très bien l'identifier jusqu'au mois de février, époque à laquelle elle diminue et disparaît. Cette invasion annuelle du Gulf-Stream dans la partie boréale de l'Atlantique est donc une manifestation périodique résultant de ce qu'une partie de l'eau du Gulf-Stream propre se trouve mélangée à l'eau de surface provenant du courant de Labrador, été et automne, et forme une couche puissante de surface dans le coin ouest de l'océan et dont l'eau s'étend ensuite en éventail, en direction est, sur la grande région de l'océan, l'Atlantique boréale. C'est là l'origine du courant de dérive Atlantique. D'après les recherches de M. Pettersson la température de la branche ouest du Gulf-Stream varie considérablement d'une année à l'autre et cette variation ne se remarque qu'au cours de l'année suivante, au milieu de l'océan (carré Da₂) et se révèle, l'année d'après, par une augmentation ou une di-

¹⁾ Étude de la Statistique Hydrographique du Bulletin Atlantique du Conseil International (Svenska Hydrografisk-Biologiska Kommissionens Skrifter, Hydrografi I).

minution dans la quantité de pluie tombant sur les Iles Britanniques et le nord-ouest de l'Europe. La dérive d'eau chaude se dirigeant, à travers l'Atlantique, sur les côtes de l'Europe, prend donc environ $1\frac{2}{3}$ année, tandis que l'eau du Gulf-Stream propre atteint la même latitude, avec un plus grand détour, au bout d'environ $2\frac{1}{2}$ à 3 ans, d'après ce que l'on peut en juger par la migration des leptocéphalides.

La force repliant une partie des eaux du Gulf-Stream vers le nord, provient de la fonte des glaces aux environs de Terre-Neuve. Aucune autre cause physique ne peut produire le repliement dans cette direction d'un courant marin lequel se

nord en suivant le profond bassin Atlantique ouest et déploie ensuite ses eaux en éventail sur toute l'étendue de l'Atlantique boréale au nord du 45° degré de latitude. Ce courant est désigné sur la carte ci-dessous par des traits allongés. L'autre courant est formé par l'eau du Gulf-Stream laquelle n'a été ni diluée ni refroidie par le contact avec l'eau et la glace du courant du Labrador. Il conserve la direction première du Gulf-Stream vers l'est, au sud du 40° de latitude, avec une inclinaison vers le S-O produite par la rotation de la terre, jusqu'au moment où il rencontre le plateau côtier africain, entre Gibraltar et le plateau du Cap-Vert



S. E. S. Courant équatorial Sud.
Ant. S. Courant d'Antilles.
F. S. Courant de Florida.
G. S. Gulf-Stream.

A. S. Courant Atlantique.
C. S. Courant des Canaries.
N. E. S. Courant équatorial Nord.
I. S. Courant d'Irmingier.

dirige vers l'est à cause de l'effet de la rotation de la terre. On voit donc que l'effet du processus de la fonte des glaces opéré sur le Gulf-Stream et sur toutes ses connections est plus puissant que la force de la rotation terrestre.

Au fur et à mesure qu'une quantité de glace plus ou moins grande se trouve transportée par le courant du Labrador vers Terre-Neuve, une partie plus ou moins grande des eaux du Gulf-Stream est déviée vers le nord dans la région de fonte des glaces.

Le renforcement du courant Atlantique amène l'affaiblissement du Gulf-Stream et vice-versa.

Après le «conflit» de Terre-Neuve on a donc deux puissants courants marins dans l'Atlantique nord, tous deux dérivés du Gulf-Stream original, différents quant à leur température, salinité, plancton et leur caractère entier. L'un est un courant de surface lequel se dirige d'abord vers le

(le grand «répartiteur» d'eau dans l'Atlantique nord) et suit ensuite le profond bassin est vers le nord, jusqu'à ce que ce dernier s'atténue vers le plateau dit du «Télégraphe», d'où il dirige alors une de ses branches en direction N-O vers l'Irlande. Il reçoit, en chemin, le sous-courant provenant de la Méditerranée et s'écoulant par le détroit de Gibraltar. La branche principale passe entre l'Irlande et Rockall et, dans de certaines années, dépasse le banc de Wyville-Thomsen, région dans laquelle ses eaux se mélangent et se joignent aux eaux du courant Atlantique, cette jonction donnant naissance à la branche dite du «Gulf-Stream» laquelle suit le côté est de la mer Norvégienne et pénètre finalement comme sous-courant dans le bassin polaire.

La confusion produite sur la question de savoir si les courants chauds se trouvant en dehors du banc côtier européen appartiennent ou non au système du Gulf-Stream,

provient de ce que le partage auquel le Gulf-Stream est soumis dans la région de Terre-Neuve n'a pas été suffisamment étudié et qu'on n'a pu suivre la branche nord laquelle, hors de la zone de fonte des glaces, pénètre dans l'Atlantique boréal.

De plus, on n'a pas assez tenu compte des indications fournies par certaines formes de planctons et certaines sortes

de poissons lesquelles empruntent les voies des courants et nous permettent de juger la vitesse avec laquelle les masses d'eau sont transportées dans l'océan.

Il faut d'abord ici prendre en considération les Leptocéphalides de l'anguille que le Dr. Johannes Schmidt a suivies à partir de la mer des Sargasses jusqu'aux bancs côtiers de l'Irlande et de l'Islande.

G. LE COURANT POLAIRE

Le courant polaire est, en fait, sujet à des changements à longue période lesquels dépendent eux-mêmes des changements survenant dans la force gravitationnelle selon la position de l'orbite lunaire comparativement au soleil et à la terre. Tout changement survenant dans cette force produit de forts mouvements de vagues internes dans les couches intermédiaires de l'océan lesquels influent sur la couche de glace des mers polaires qui se brise en blocs de glace entraînés par le courant polaire («outbursts of arctic and antarctic ice»). Au cours de la dernière dizaine d'années du siècle écoulé, un tel maximum de second ordre se présenta et se répéta en 1922 et l'année suivante. Un maximum absolu se présenta au cours du siècle de 1400 à 1500, le courant polaire transportant de si grandes masses de glace que la route du Groenland fut barrée et les colonies

norvégiennes durent être abandonnées (constellation du périhélium-nodapside à période de 1850 ans). Aux périodes de minimum, le courant polaire est relativement libre de glace laquelle s'accumule dans la mer polaire (constellation d'aphélium-nodapside). Ces changements périodiques dans le courant polaire porteur de glace exerce une grande influence sur notre climat.

Cette théorie est avancée par moi dans un mémoire: *Innere Bewegungen in den Zwischenschichten des Meeres und der Atmosphäre*¹⁾ et opposée par Nansen qui affirme que le climat du Groenland est resté inchangé au cours du dernier millénaire et que la fonte des glaces dans la mer ne signifie absolument rien, pas plus pour le climat que pour la circulation océanique.

SOMMAIRE

Pendant les préparatifs faits en vue de la recherche internationale de la mer, au cours de la dernière dizaine d'années du siècle écoulé, l'opinion alors prédominante en général était que la circulation de l'eau dans la mer était amenée par des causes mécaniques extérieures, c'est-à-dire par l'action des vents sur la couche de surface de la mer, action se propageant lentement en profondeur, dans les masses d'eau, par suite de la friction interne, et qui, après un millénaire, a résulté en un système actuel stationnaire de courants de surface chauds et froids et de courants de compensation. *La circulation horizontale de l'eau dans l'océan était considérée alors comme un processus secondaire, un effet indirect du mouvement de l'atmosphère sur la mer par friction.*

On ne négligeait en réalité nullement le fait que même la surface de la mer était sous l'influence du rayonnement solaire et que par suite du refroidissement dans les régions plus froides une circulation verticale pouvait se produire par l'eau de surface descendante, et que des courants de surface prennent naissance par suite de la dilatation de l'eau à l'échauffement.

Cependant, aussi longtemps que dans les discussions sur la dynamique de la mer on est parti de la supposition de Zöppritz comme quoi l'eau de la mer pouvait être considérée comme un médium homogène, sans observer qu'il se trouve

dans l'océan des surfaces de contact entre les couches de densité et de température différentes, où une chute de chaleur se produit avec transformation de chaleur libre ou latente dans l'énergie cinétique, d'après le principe de Carnot, on ne pouvait estimer la nature et l'importance du cycle thermique solaire dans l'océan.

Un courant de chaleur traversant un médium homogène n'a, en fait, pas lieu de se transformer avant de rencontrer une surface de contact résistant et provoquant une transformation dans l'entropie de la chaleur, c'est-à-dire dans sa répartition sur les unités porteuses d'énergie dans le milieu, ce qui amène une transformation de l'énergie moléculaire libre en énergie cinétique ou travail, en accélération, en formation de courants.

Les résultats obtenus par les sondages hydrographiques exécutés dans les eaux suédoises, où le système de couches des masses d'eau en mouvement domine, ont démontré qu'on a dans la mer des surfaces de contact bien marquées et que la surface de contact principale qui est la cause de la plus grande transformation d'énergie calorifique en travail,

¹⁾ Nova Acta Reg. Soc. Scientiarum Upsaliensis. Ser. IV. Vol. 6. N:o 2.

c'est-à-dire, en formation de courants, est celle offerte par la glace lorsqu'elle fond dans l'eau de la mer.

Il a été démontré que les forces accélérantes dans les systèmes de courants engendrés par la glace sont si importantes qu'elles sont à même d'attirer les chauds sous-courants des tropiques jusqu'au banc côtier de la mer glaciale, dans l'hémisphère sud, et font dériver des chauds sous-courants dans l'hémisphère nord, lesquels d'après le principe de Coriolis devraient se replier, par suite de la rotation de la terre, à l'est, en direction ouest, vers les côtes du Groenland et du Labrador où les masses de glace du courant polaire s'écoulent.

Ces résultats nous obligent à considérer le transport de la chaleur solaire et la transformation dans l'océan non pas comme un processus secondaire, mais comme une directive primordiale, dans l'économie calorifique, de la plus grande importance que j'exprimerai de la manière suivante: l'océan possède un champ d'énergie et des sources d'énergie propres, qu'il reçoit directement du soleil, nullement inférieurs à ceux que l'atmosphère reçoit, et la transformation de la chaleur solaire dans la circulation océanique doit être considérée sous les mêmes points de vue généraux que ses changements dans le cycle atmosphérique.

Si l'on veut se représenter l'importance de la fonte des glaces en tant que force actionnante à l'égard des courants océaniques, il est nécessaire de se rendre compte de la différence existant entre la force et l'énergie. Dans toute force, il y a une possibilité productrice de travail, mais cette possibilité ne se réalise pas que si une énergie étrangère intervient, laquelle produit le travail en libérant la force.

Un glaçon, flottant sur la mer, renferme en lui-même une telle possibilité de travail; il forme, là, en réalité, un creux lequel s'égalerait aussitôt si l'on retirait le glaçon. La mer environnante tend à reprendre une surface horizontale en égalisant le creux occupé par le glaçon. L'eau exerce une pression sur la glace qui cependant ne se désagrège pas aussi longtemps qu'elle forme un bloc homogène. Le poids de la glace fait équilibre contre la force élévatoire de l'eau agissant justement à la surface de contact, entre la glace et l'eau de la mer, mais qui ne peut avoir aucun effet ni produire aucun travail pendant que l'état existe. Cependant, si un apport de chaleur, arrivant du dehors, fait fondre la glace, les molécules se mettent en mouvement et s'élèvent à la surface où l'eau de la fonte s'écoule et se répand. C'est ainsi que la libération des forces latentes existant dans la surface de contact, entre l'eau de la mer et la glace, produit ce travail.

Les possibilités de telles transformations d'énergie en une autre, se rencontrent dans toutes les surfaces de contact où les limites de deux substances différentes se touchent. On peut en citer quelques exemples. Que l'on place un sel, par exemple, du sel de cuisine ou du sulfate de cuivre, dans un vase rempli d'eau: une partie du sel se dissout dans l'eau. Des forces prennent, alors, naissance dans les surfaces de contact, entre les cristaux de sel et l'eau, lesquelles s'efforcent à répartir les molécules du sel dans l'eau. Nous appelons cette force la tension dissolvante du sel. Cette force dissolvante éjecte les molécules du sel dans la solution, jusqu'à ce que cette dernière ne puisse plus en recevoir,

c'est-à-dire, jusqu'à ce qu'elle soit saturée de sel. Un état d'équilibre se produit parce que les molécules du sel, dans le liquide, exercent une contre-pression, que nous appelons pression osmotique, contre la tension de dissolution. Si un apport de chaleur arrive du dehors, cela favorise, dans la plupart des cas, la tension dissolvante du sel, l'équilibre étant alors dérangé et une plus grande quantité de sel sortant pour entrer dans la solution.

A la surface du liquide, où la solution du sel est en contact avec l'air, des forces agissent également qu'on appelle la tension-vapeur du liquide et qui tend à éjecter les molécules de l'eau dans l'air sous forme de vapeur. Cependant, la formation de la vapeur provenant de la surface du liquide est contrariée par la pression de l'humidité dans l'atmosphère. Si le liquide est échauffé, sa tension-vapeur augmente et de la nouvelle vapeur se forme laquelle trouve place dans l'atmosphère en repoussant un certain volume d'air. Ce travail est produit par la transformation, à la surface de contact, entre le liquide et l'air, d'une partie de l'énergie de chaleur apportée, en énergie productrice de travail.

Sur la surface de contact, entre deux métaux, il y a des forces lesquelles peuvent donner naissance à un courant électrique et qu'on appelle pour cela forces électromotrices. La pression ou «tension» résultant de ces forces est mesurée en unité électrique par le volt.

Si l'on soude fortement un fil de métal au bout d'un fil d'un autre métal, par ex., un fil de fer à un fil de bismuth et si l'on chauffe l'un des fils métalliques, la chaleur passe par le métal sans subir aucun changement, c'est-à-dire, comme énergie de chaleur, jusqu'à ce qu'elle rencontre le point de soudure; à cet endroit, une partie de la chaleur se change en énergie électrique si l'on a soin de pratiquer un passage pour le courant.

On peut dire, en général, que l'énergie traverse une substance sans subir de changement, jusqu'à ce qu'elle rencontre une surface de contact où possibilité lui est donnée de se transformer en une autre forme d'énergie. C'est également le cas pour l'énergie qui actionne la circulation de l'eau dans la mer.

L'énergie même vient du soleil. L'énergie solaire rayonnante parcourt la distance entre le soleil et la terre en 8 minutes. Arrivée là, elle rencontre à la limite de l'océan aérien, face à l'espace, les premières surfaces de contact lesquelles lui offrent la possibilité d'une transformation. Ces surfaces de contact sont formées de couches d'air différentes, de nuages, de brumes ainsi que de poussières en suspension dans l'air.

Ensuite, les rayons solaires rencontrent les surfaces de contact de la terre ou de la mer. Si la terre est couverte de végétation, chaque touffe d'herbe, chaque feuille verte offrent des surfaces de contact où se trouvent des forces qui n'attendent que le moment de se libérer. Ce sont, là, les forces de la vie organique lesquelles, sous l'influence de la lumière solaire, construisent les cellules de la plante. Si les rayons solaires rencontrent la surface de la mer, il y a là, également, dans chaque goutte d'eau, des possibilités de transformation d'énergie en croissance microscopique de l'eau de la mer, en plancton. Il y a aussi, dans l'eau

même, des forces endormies qui peuvent être réveillées et qui consistent en la propre tendance des molécules de l'eau à passer à l'état de vapeur. L'énergie solaire favorise cette tendance en passant elle-même à l'état de chaleur latente dans la vapeur d'eau de l'atmosphère. Une partie de l'énergie des rayons solaires reste dans l'eau de la mer sous forme de chaleur et est transportée avec les grands courants marins, comme par ex., le Gulf-Stream, le courant d'Agulhas, etc., vers les mers polaires Nord et Sud où une nouvelle surface de contact les attend: la surface de contact entre la glace et l'eau de la mer. La chaleur favorise, là, la tendance des molécules de glace à passer à l'état liquide, et, l'énergie calorifique, en libérant ces forces, se transforme elle-même en énergie de travail qui actionne la circulation de l'eau de l'océan.

Ce qui reste de l'énergie solaire après ces transformations, rayonne dans l'espace et est autant de chaleur perdue pour l'entretien calorifique de la terre. Arrhenius croit à la possibilité que cette énergie solaire fuyante ait encore à passer

par une transformation. Il oppose à cette énergie une autre surface de contact, les nébuleuses, lesquelles entourent la partie visible de l'univers d'un voile brillant de poussières cosmiques. Cette énergie se trouverait, là, pour la dernière fois passée au crible.

L'hydrographie n'a point comme devoir de suivre le courant d'énergie qui passe à travers le monde, jusqu'aux portes de la voie lactée. Elle doit rendre compte des transformations que cette énergie subit dans son passage à travers la mer. Et cela est la tâche la plus intéressante de l'hydrographie, car les mouvements même de l'eau de la mer ne font qu'un tour entre la surface et le fond, entre les tropiques et les mers polaires.

Cette circulation matériel de l'eau ne constitue pas la part essentielle du phénomène, car à chaque particule d'eau se dirigeant vers le pôle en correspond une autre allant vers l'équateur, et elle n'est autre chose qu'un véhicule servant à transporter une réalité invisible: l'énergie, laquelle a une autre destinée et un autre but.

Je prends l'occasion de présenter mes remerciements à M. E. Martens, licencié es lettres, astronome, lequel a fait la revision du calcul précédent p. 5 et 6, qui a paru pour la première fois dans Petermanns Mittheilungen 1904.

O. PETTERSSON.

Mezāta