

COURANTS DE DENSITÉ DANS LE DÉTROIT DE GIBRALTAR

PAR
H. LACOMBE *

Le détroit de Gibraltar, dont j'ai déjà entretenu le Comité Technique de la S.H.F. en novembre 1960 à propos de mesures faites en 1958, est une zone dont l'étude présente un intérêt exceptionnel pour les océanographes, car il relie deux étendues marines de caractéristiques très différentes. Les phénomènes dans cette région frontrière sont assez complexes pour justifier un nouvel exposé de ma part qui présente d'autres aspects fondés sur les travaux effectués en septembre 1960 à bord de la « Calypso » et de l'« Espadon » où les mesures étaient dirigées par P. Tchernia.

I. — Les *mesures effectuées*, notablement moins étendues que les mesures projetées, par suite de conditions de vent souvent défavorables, ont été les suivantes (fig. 1) :

- mesures du courant à 5 immersions (10, 50, 100, 200, 350 m) au point A4 (5 milles au nord du cap Spartel) pendant 110 h environ (9 marées semi-diurnes, 14 stations hydrologiques);
- mesures de courant à 4 ou 5 immersions et hydrologie en principe simultanée en six autres points du détroit pendant une marée semi-diurne : S (seuil); B², B³, B⁴; C¹ et C² (fig. 1) d'ouest en est.

II. — *Résultats* : les mesures effectuées aux extrémités ouest et est du détroit confirment, en les précisant, les mesures de 1958 en ces secteurs.

a) *Partie occidentale (station A4)*. La figure 2 présente en fonction de l'heure de marée (de — 7 h

à + 7 h par rapport à la pleine mer de Tarifa) la composante longitudinale du courant à 5 immersions. A toutes les immersions inférieures à 200 m dans cette vallée située au sud du banc de Spartel, les courants s'inversent au cours de la marée. Les maximums de courant dans les deux sens se produisent : pour la composante portant à l'ouest (valeur maximale d'environ 1,1 n) vers PM — 3 h 30 (soit 3 h 30 avant la pleine mer de Tarifa); pour la composante portant à l'est (valeur maximale d'environ 2,1 n) vers PM + 2 h 30. Les étales de courant se produisent vers PM — 1 h (début du courant vers l'est) et PM — 5 h (début du courant portant vers l'ouest). Dans la couche profonde, 350 m, le courant garde toujours la même direction vers l'ouest-sud-ouest au cours d'une marée; le maximum du courant sortant se rencontre à l'heure (PM — 3 h 30) à laquelle en surface, le courant est maximal sortant, et le minimum parfois nul ou même avec une faible composante vers l'est, au moment du maximum de courant vers l'est en surface (vers + 3 h). Donc, la phase de la *part alternative* du courant est *sensiblement la même à toutes les immersions*. On a noté que lorsque apparaît un fort gradient vertical de vitesse, on rencontre à la même immersion un fort gradient vertical de salinité. On peut donc penser que le gradient de vitesse demeure faible là où est faible le gradient de salinité.

La variation de la salinité locale en fonction du temps (fig. 3) aux diverses immersions montre que la « marée de salinité » ou l'« onde interne » de profil sensiblement sinusoïdal ne présente qu'une petite avance de phase par rapport à la marée proprement dite : la « pleine mer » de l'onde interne

* Professeur d'Océanographie physique au Muséum national d'Histoire naturelle.

de salinité a lieu vers PM — 1 h sensiblement au moment où commence la phase de courant est. La « basse mer » de l'onde interne coïncide avec la fin du courant est.

La même figure 3 décèle l'existence d'une couche d'épaisseur 40 à 50 m, au plus, de forte variation de salinité. La différence de densité est de 0,002; celle de salinité de 2 ‰ (36,2 à 38,2 ‰ environ).

Quant à la composante longitudinale *moyenne* du courant sur tout un cycle de marée, aux divers niveaux A4 (fig. 5), elle est de 0,3 n à 0,7 n, selon les marées, aux immersions inférieures à la couche d'inversion du courant moyen située de 140 à 180 m d'immersion. La vitesse moyenne dans la couche profonde, plus élevée en raison du rétrécissement du chenal en profondeur, atteint un maximum régulièrement voisin de 1,2 *nœud* (0,6 m/s) vers 300 m d'immersion. Ces valeurs moyennes sur plusieurs marées permettent le calcul des flux moyens entrants et sortants.

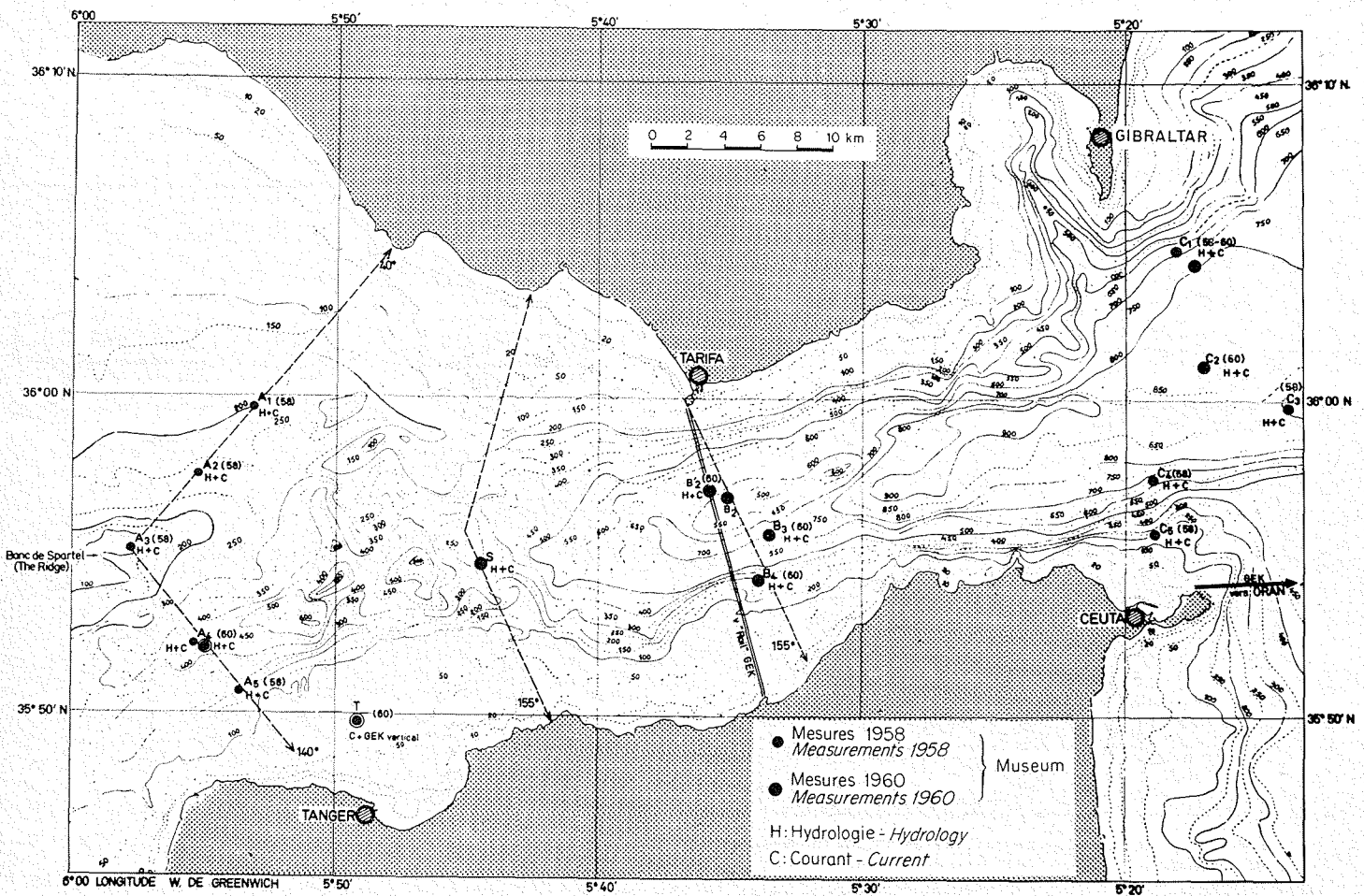
b) *Partie orientale (stations C1 et C2, voir fig. 1).* Les courants forts ne se rencontrent que dans la couche superficielle. A 500, 200 et même 100 m les courants sont faibles; on peut rapprocher ce fait de la grandeur de la section du chenal. La phase de la part alternative du courant est notablement différente en C1 et C2.

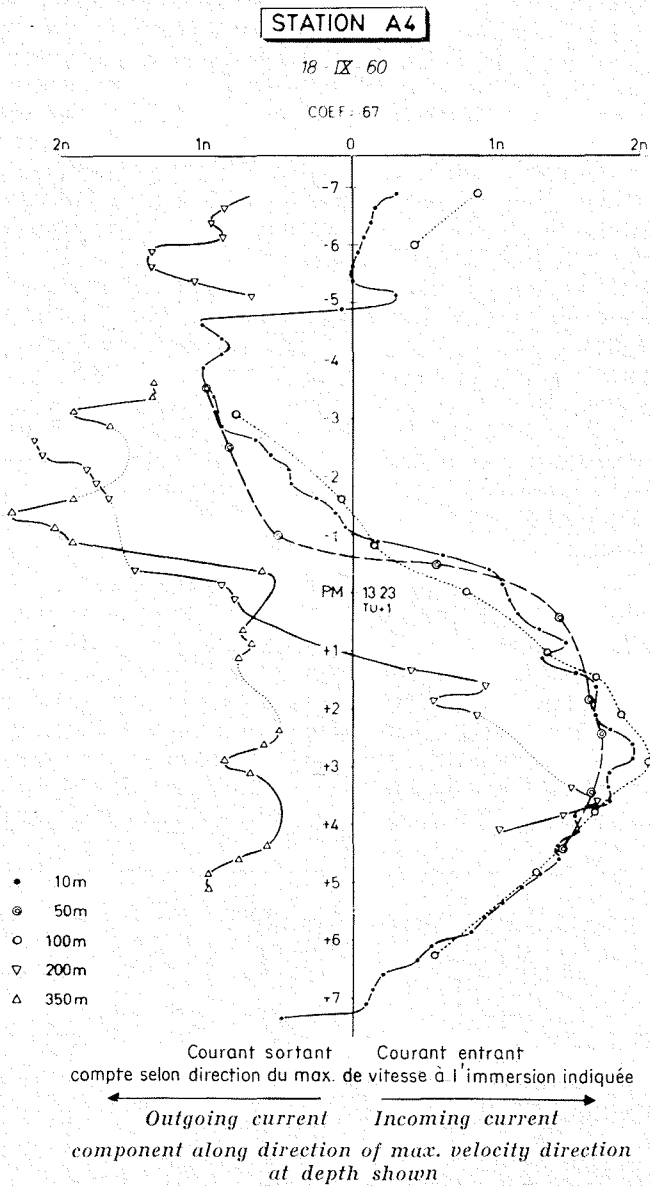
L'épaisseur de la couche d'eau superficielle intéressée par un *fort courant moyen est* (0,6 à 1,5 *nœuds*) est moins grande que dans l'ouest, mais

la valeur moyenne de ce courant au cours d'un cycle de marée est beaucoup plus élevée. Le courant porte toujours vers l'est en tout état de marée dans les 50 à 100 m superficiels (sauf au voisinage des deux rives du détroit). Dans les couches profondes, le courant est en général *ouest* et faible, en raison de la grandeur de la section offerte à cet écoulement. Donc, les conditions sont très différentes de celles qui se rencontrent à l'ouest. La figure 5 présente le profil vertical des vitesses moyennes sur une marée en C2 et C1.

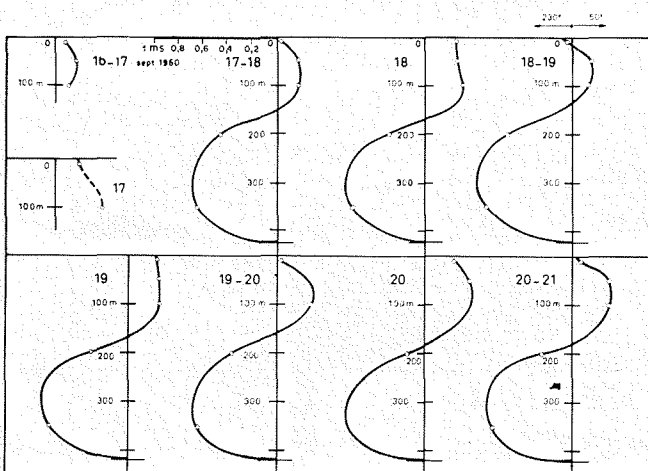
L'interface entre les eaux atlantique et méditerranéenne est moins profonde que dans l'ouest : 100 m contre 180 m; la pente *moyenne* de l'interface est ascendante vers la Méditerranée et a une valeur de l'ordre de 80 m/60 km = 1,3 ‰. Le contraste entre salinités extrêmes est encore net, mais le gradient vertical de S (fig. 6) est moins fort que dans l'ouest en A4. L'amplitude de l'onde interne, plus faible qu'à l'ouest, paraît croître du nord au sud près du méridien du Rocher.

c) *Le Seuil du détroit (point S profondeur environ 280 m).* Le courant à toute profondeur le jour des mesures (25 septembre 1960) (fig. 7) s'est *renversé* au cours de la marée, mais la période où le courant a une composante vers l'est est plus courte dans les couches profondes (200 m) que près de la surface. Les maximums dans les deux sens se rencontrent sensiblement à la même heure aux diverses profondeurs, mais le courant est beaucoup plus

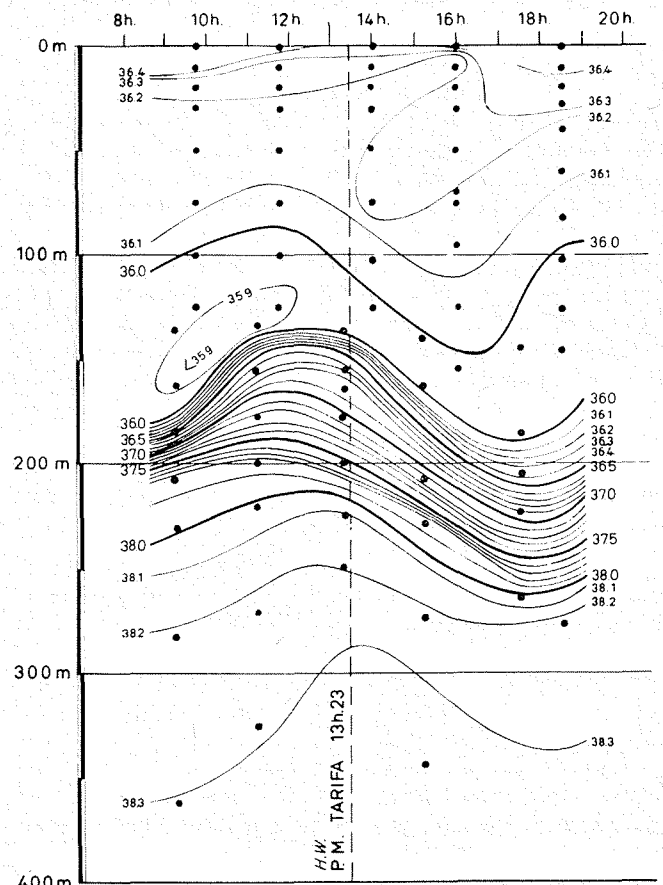




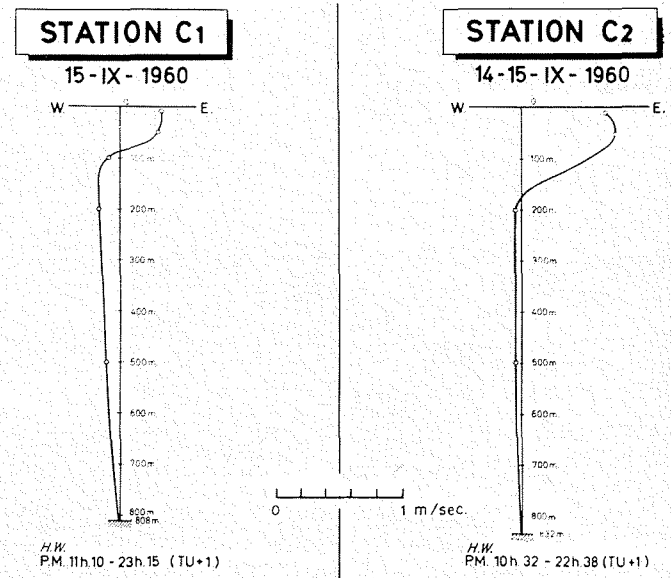
2/



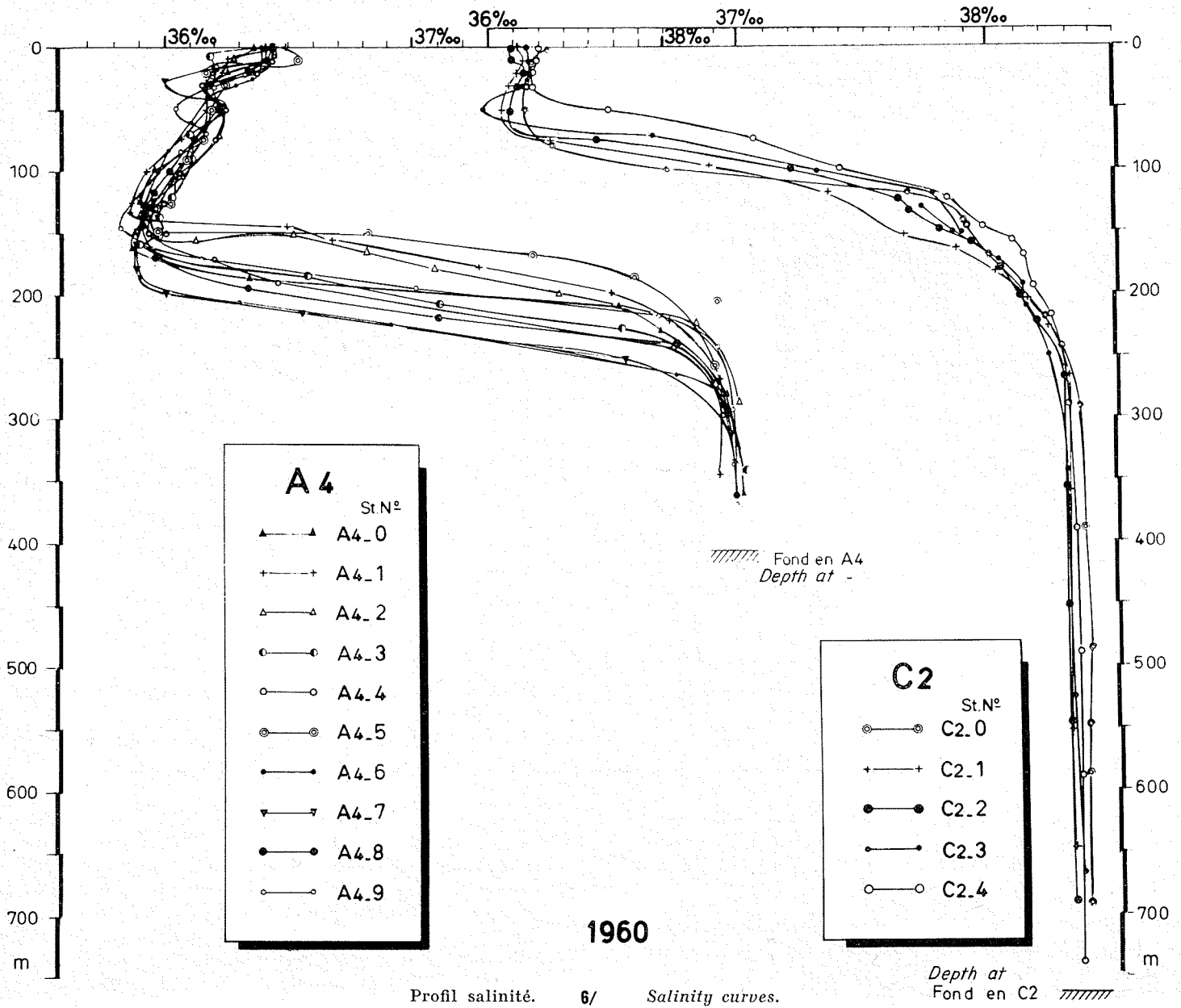
4/ Vitesse moyenne en A4 septembre 1960 au cours de neuf cycles successifs de marée.
 Mean velocity at A4 September 1960 for nine successive tidal cycles.



3/

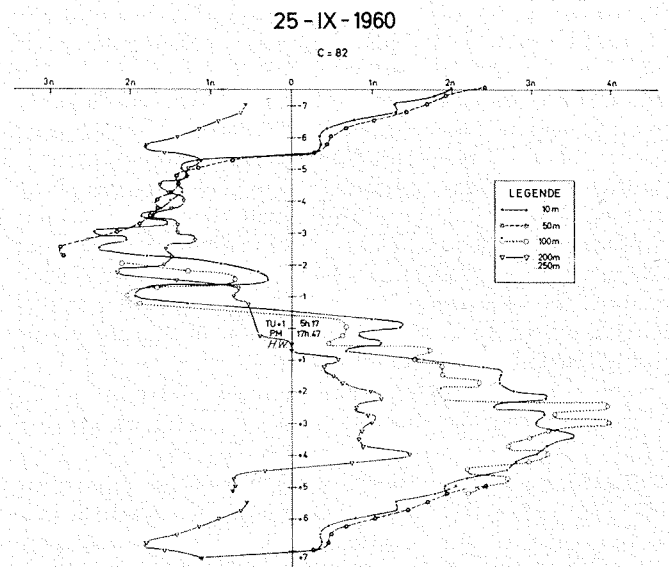


5/

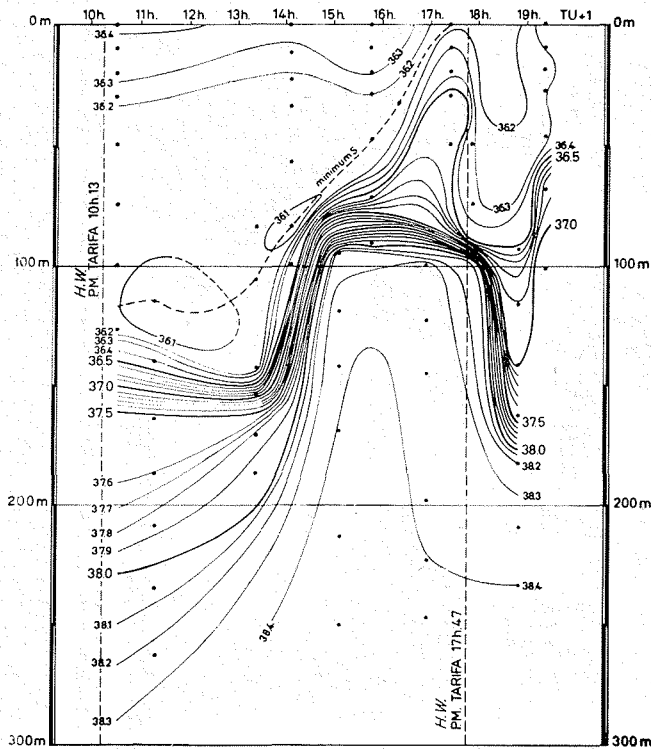


fort près de la surface (3,5 nœuds dans les 75 m superficiels). La phase de la part alternative du courant est voisine de celle qu'elle a en A4 dans l'ouest.

L'hydrologie simultanée, étudiée à bord de l'« Espadon » dans des conditions difficiles, met en évidence des variations très intéressantes des divers facteurs (T. S.) en fonction du temps ce jour-là (fig. 8). Le jour des mesures (25 septembre 1960) l'interface a occupé deux niveaux et le passage de l'un à l'autre s'est effectué très rapidement à environ PM - 4 h et PM + 0 h 30. Cette forme des courbes isohalines en fonction du temps est complexe mais n'est pas toujours retrouvée (Peluchon, 1962). Pendant ce temps d'immersion faible de l'interface, le courant est maximal vers l'ouest à toute immersion (fig. 7). Les salinités maximales de la couche profonde (38,4 ‰) et les températures les plus basses (12,9 environ) ont été rencontrées au voisinage du moment du courant maximal ouest



25-IX-1960



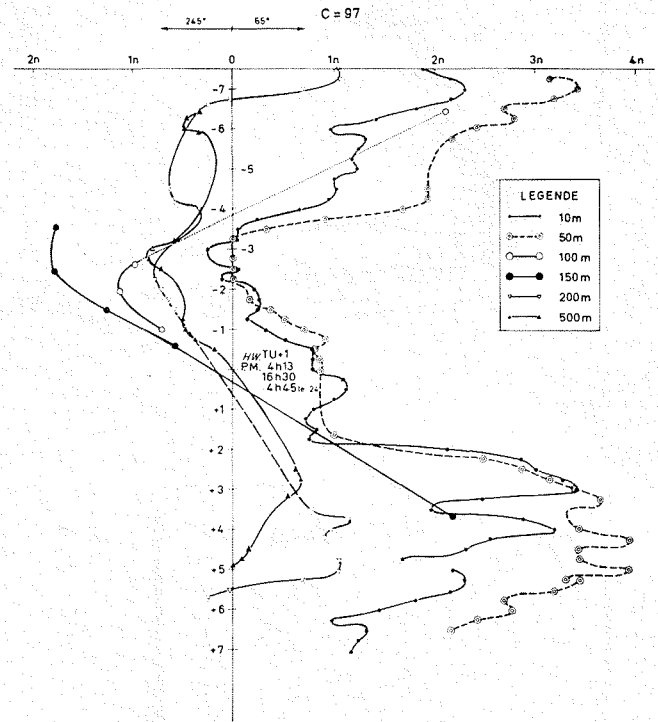
8/

près du fond. Une augmentation très rapide du courant se rencontre vers PM dans les 100 m superficiels. Elle est de 2 à 3 nœuds par heure, à 10 et 100 m.

d) *Sur le méridien de Tarifa.* Aux trois stations occupés B'2, B3, B4, les courants diffèrent radicalement de ceux existant sur le seuil en S. Le courant global ouest n'existe pas (B'2 et B3) ou est très faible (B4) dans les 50 m superficiels. Au moment où, sur le seuil en S (vers PM — 3 h 30) le courant porte à l'ouest à sa plus grande vitesse, le courant en surface est très faible sur le méridien de Tarifa. Au contraire, à 100 m et au-delà, le courant global se raccorde à ce qu'on trouve sur le seuil et en A4. La part alternative du courant a sensiblement même phase, partout, mais la valeur *moyenne* porte à l'est avec une grande violence dans les 50 m superficiels annulant la part alternative ouest, alors qu'en profondeur, cette valeur moyenne, plus faible, ne l'emporte pas sur la composante alternative ouest. La figure 9 montre la vitesse moyenne longitudinale en B3.

L'heure à laquelle le courant, à 150 m, en B'2 et B3 (fig. 9) porte à l'ouest à son maximum (PM — 3 h) est voisine de celle (fig. 8) à laquelle l'interface sur le seuil s'élève à la vitesse maximale (de PM — 4 à PM — 3 h); on peut en conclure que l'onde interne sur le seuil est liée de façon directe au régime d'écoulement dans le détroit. A ce moment aussi, près de la surface, la zone de Tarifa est une zone de *divergence*, au moins dans l'axe du chenal, puisque le courant est violemment sortant

23-IX-60



9/ Vitesse longitudinale du courant en fonction de l'heure de marée.

Longitudinal current velocity at various times of the tide.

sur le seuil, alors qu'il est très faible sur le méridien de Tarifa. Le niveau marin ne variant que peu, il faut admettre une alimentation latérale ou profonde de cette zone de divergence. Le refroidissement considérable de l'eau superficielle, en mouvement vers l'ouest, constaté à ces heures sur le seuil fait penser que l'eau est l'objet d'un mouvement ascendant lié à la montée de l'interface (fig. 8).

En B'2, B3 (fig. 9) et B4, il y a presque vers PM + 2 h, une discontinuité de courant près de la surface et à 50 m. Le courant augmente en effet d'environ 2 nœuds en une demi-heure. C'est aussi la période où, sur le seuil et sur le méridien de Tarifa, l'interface voit son *immersion augmenter brutalement*. L'arrivée de l'impulsion de courant se fait à une vitesse d'environ 3,5 nœuds, est marquée par de violents tourbillons et des vagues brisant en toutes directions.

III. — *Flux moyens traversant le détroit.* La connaissance des valeurs longitudinales du courant, moyennées sur une marée (12 h 25 mn), aux diverses immersions, permet de calculer les flux moyens d'eau atlantique entrante et d'eau méditerranéenne sortante. La composante diurne qui apparaît dans les résultats peut être éliminée par moyennes faites sur deux marées successives. Cette moyenne diurne présente encore des fluctuations appréciables, mais leur moyenne générale est, en $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$: entrant: 1,08; sortant: 0,90, avec une incertitude de l'ordre 30%. Des mesures plus prolongées en A4 en mai-juin 1961, portant sur 27 marées, ont donné des valeurs respectives de 1,25, 1,19.

Comme pour les mesures de 1958, une corrélation relativement nette apparaît entre les flux moyens superficiels entrant dans le détroit et l'opposé de la pression atmosphérique moyenne sur la Méditerranée occidentale (calculs de M. Crépon)... Comme les mesures mettent en évidence une corrélation entre flux superficiel entrant et flux total entrant, il apparaît une réponse en « baromètre inversé » du niveau moyen de la Méditerranée aux fluctuations de la pression atmosphérique et ce phénomène est responsable, dans une mesure probablement très importante, des fluctuations considérables des flux moyens entrant et sortant dans le détroit au cours des journées successives. Baisse de pression moyenne et augmentation de flux entrant seraient en phase, ce qui n'est pas sans aller à l'encontre de la « continuité » de l'eau qui, en régime purement hydraulique, impliquerait que la vitesse de montée du niveau, et non la cote de ce niveau, soit en phase avec le flux.

Des tentatives d'élucidation de ce problème sont en cours.

IV. — *Conclusions : quelques problèmes à élucider.* Sans qu'il soit possible d'entrer ici dans le détail, on peut signaler quelques problèmes intéressants :

a) *Ondes internes* : Il résulte des mesures hydrologiques faites par l'« Espadon » au point A4 et des mesures beaucoup plus prolongées faites au même point en mai et juin 1961 que l'onde interne a, en A4 (fig. 3), un profil régulier (comme d'ailleurs beaucoup plus à l'ouest sur le méridien 6°20'W). Au contraire, sur le seuil (fig. 8) le profil est beaucoup plus heurté et suggère une onde proche du

déferlement. M. Peluchon a, en 1961, en S, trouvé des profils d'onde très variables d'une marée à la suivante.

Sous quelle influence cette transformation de profil ou même cette instabilité se produisent-elles ?

b) Nous avons, en cours de texte, attiré l'attention sur la « divergence » existant pendant les trois heures précédant la pleine mer entre le seuil et le méridien de Tarifa. Cette divergence, présente en surface, est en partie comblée par des eaux salées venant de l'est et remontant vers l'ouest la pente du seuil, ce qui s'accorde assez bien avec la montée brutale de l'interface en ce point. Les faibles températures trouvées en surface sur le seuil vers PM — 0 h 30 peuvent aussi être regardées comme indicatives de cette remontée. Mais, dès lors, l'onde interne ne prend-elle pas naissance sur ce seuil même du fait de ce phénomène de montée des eaux profondes sur la pente à l'est du seuil ? Sous quel effet ensuite l'interface redescend-elle brusquement immédiatement après la pleine mer en S, comme sur le méridien de Tarifa et l'influx de courant très brusque sur ce méridien, vers PM + 2 h, n'est-il pas lié lui aussi à la chute de l'interface ?

c) Enfin, la mise en évidence très nette de différences de phases relatives du courant de marée à diverses immersions attire notre attention sur un problème pratiquement encore inconnu : celui des marées dans un océan stratifié en densité.

On peut espérer que certains des problèmes évoqués sous la rubrique b) ci-dessus, pourront être étudiés, sinon résolus, au moyen de l'outil de travail en cours de construction à Chatou : le modèle réduit tournant du détroit de Gibraltar.

Discussion

Président : M. Gougenheim

M. le Président remercie M. LACOMBE de sa communication très substantielle et très intéressante et le félicite du travail accompli car il faut beaucoup de persévérance pour mener à bien une telle étude.

M. LACOMBE indique que, l'un de ses collègues, M. C. BELLEVAUX, a examiné le problème de la propagation d'une onde interne à la limite de deux fluides lorsqu'on tient compte des phénomènes non linéaires. A ce moment-là, l'amplitude de l'onde interne n'est plus négligeable vis-à-vis de la profondeur de fluide.

M. BELLEVAUX fait son exposé en ces termes :

« Dans un milieu constitué par deux couches d'eau de densités différentes, superposées, deux modes d'écoulement peuvent se produire : dans le premier mode, le maximum d'amplitude a lieu en surface; dans le second, l'amplitude est maximale à l'interface. De plus, lorsque la différence de densité tend vers zéro, le premier mode se comporte comme un écoulement de fluide homogène. Ces résultats sont obtenus à partir d'une théorie linéaire.

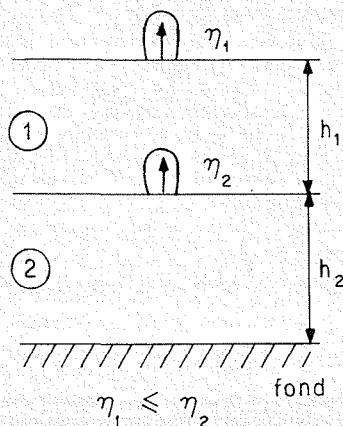
« Notre but est d'examiner les équations décrivant le comportement d'un écoulement du deuxième type dans le cadre de la théorie des ondes longues en eau profonde.

« Les indices (1) étant relatifs à la couche supérieure, les indices (2) à la couche inférieure, η_1 et η_2 représentant les dénivellations de la surface libre et de l'interface, h la profondeur d'une couche, u la vitesse, ρ la densité, g l'accélération de la pesanteur, l'axe \vec{ox} étant choisi horizontal et t représentant le temps, les équations s'écrivent :

$$\frac{\partial}{\partial t} (h_2 + \eta_2) + \frac{\partial}{\partial x} [u_2 (h_2 + \eta_2)] = 0$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (h_1 + \eta_1 - \eta_2) + \frac{\partial}{\partial x} [u_1 (h_1 + \eta_1 - \eta_2)] = 0$$

$$\frac{\partial u_2}{\partial t} + u_2 \frac{\partial u_2}{\partial x} = - \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} g \frac{\partial}{\partial x} (h_2 + \eta_2) - \frac{\rho_1}{\rho_2} g \frac{\partial}{\partial x} (h_1 + h_2 + \eta_1)$$



$$\frac{\partial u_1}{\partial t} + u_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} = -g \frac{\partial}{\partial x} (h_1 + h_2 + \eta_1)$$

« Sans simplification, il est difficile d'obtenir des résultats autres que numériques à partir de ces équations. Si on suppose que :

$$\frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \eta_2 \sim \eta_1; \quad \rho_2 \sim \rho_1 (\eta_1 \ll \eta_2),$$

le système précédent peut se réduire à deux équations de forme symétrique. Plus précisément, en introduisant des variables sans dimensions \bar{z} , \bar{t} et les grandeurs D, C, V définies par :

$$\begin{aligned} D(t) &= u_2(h_2 + \eta_2) + u_1(h_1 - \eta_2) \\ \eta_2 &= \frac{h_1 - h_2}{2} + \frac{h_1 + h_2}{2} C \\ u_1 &= V \left[D^*(t) - \frac{1+C}{2} V \right] \\ u_2 &= V \left[D^*(t) + \frac{1-C}{2} V \right] \\ V^2 &= \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} gh \quad D^*(t) = \frac{D(t)}{hV^*} \\ x &= l\bar{x} \quad t = \frac{l}{V^*} \bar{t} \\ \bar{z} &= \bar{x} - \int_0^{\bar{t}} D^*(t) dt, \end{aligned}$$

les équations se réduisent à :

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial \bar{t}} - CV \frac{\partial C}{\partial \bar{z}} + \frac{1}{2} (1 - C^2) \frac{\partial V}{\partial \bar{z}} &= 0 \\ \frac{\partial V}{\partial \bar{t}} - CV \frac{\partial V}{\partial \bar{z}} + \frac{1}{2} (1 - V^2) \frac{\partial C}{\partial \bar{z}} &= 0 \end{aligned}$$

« Sous cette dernière forme, il est facile de chercher l'équation des caractéristiques. Des équations explicites peuvent être obtenues pour chacun des systèmes de caractéristiques, ce qui permet une investigation aussi bien théorique que numérique. »

M. le Président remercie M. BELLEVAUX de l'intéressante solution mathématique qu'il a proposée pour le problème difficile de la propagation des ondes internes. Il y a là une voie qui pourrait aussi être féconde pour d'autres problèmes analogues qui peuvent se poser à propos des questions de stratification à deux couches.

M. CRAYA ne doute pas que les hydrauliciens présents se réjouiront de voir la schématisation de M. BELLEVAUX aboutir à un système d'équations dont la forme leur est bien familière.

M. BELLEVAUX indique que le frottement joue certainement un rôle, mais que, si l'on veut prendre en considération des phénomènes non linéaires, il faut faire le sacrifice de ne pas en tenir compte, car l'ensemble devient très compliqué.

M. CRAYA trouve le choix de variables adopté et celui de leurs valeurs relatives très judicieux et souligne que la phase décisive restante est celle de l'intégration numérique des équations proposées.

M. BELLEVAUX pense qu'il est certainement possible d'arriver à faire l'intégration numérique, puisqu'on connaît de façon explicite les caractéristiques. Les calculs n'ont pas encore été faits.

M. CRAYA souligne que si l'on tient compte du frottement, le système des caractéristiques ne serait plus connu d'avance.

M. le Président croit que le frottement intervient effectivement. Néanmoins, il ne joue pour ainsi dire pas dans le cas d'une mer relativement profonde comme le détroit de Gibraltar où existe un seuil de plus de 300 m de profondeur. Pour une première étude des ondes internes, cette solution, qui néglige le frottement, doit donner une approximation satisfaisante.

M. LACOMBE espère que l'on pourra conduire un calcul pratique dans quelques semaines.

M. DAUBERT pense que la remarque sur le frottement est judicieuse car, dans les écoulements avec un gradient de densité relativement faible, les problèmes de frottement à l'interface sont très importants. Toutes les forces sont très faibles, en particulier la gravité est elle-même très réduite, mais des frottements, même relativement faibles, prennent de l'importance à ce moment-là.

M. CRAYA se demande ce qui est le plus important : la non-linéarité ou la non-uniformité des courants. Il s'agit de centrer son travail sur les difficultés principales ou, du moins, sur un facteur physique principal. On peut souvent linéariser; peut-on le faire ici?

M. BELLEVAUX dit qu'on peut le faire; c'est la méthode de Peters et Stoker, qui consiste à partir des équations d'Euler et à faire des calculs analogues à ceux qu'on fait pour trouver l'onde solitaire.

M. CRAYA rappelle qu'on calcule l'onde solitaire dans le cas où les courbures interviennent et où les pressions ne sont pas hydrostatiques. Là, au contraire, on a essentiellement l'hypothèse des canaux, l'hypothèse des ondes longues. On ne peut pas tout faire à la fois, mais on serait heureux de connaître l'importance relative des différents facteurs.

M. BELLEVAUX croit qu'il faut considérer les deux méthodes :

- 1° celle qui consiste à étudier l'approximation des ondes longues, c'est-à-dire des pressions hydrostatiques;
- 2° celle, plus compliquée, évoquée tout à l'heure et où il faut linéariser.

M. CRAYA estime que le calcul serait difficilement praticable si l'on avait à la fois des courbures et des non-linéarités. La question est de savoir s'il y a de fortes courbures.

M. LACOMBE indique que l'onde est longue et que sa phase est en fait verrouillée sur la marée. Les considérations de η_2 non négligeables vis-à-vis de toutes les profondeurs sont très importantes, parce que, sur le seuil, on a des profondeurs de 300 m et des dénivellations de l'interface qui atteignent quelquefois 200 m. M. Peluchon l'a mis en évidence, en 1961 : le niveau haut de l'interface est proche de la surface de la mer et le niveau bas est presque au fond.

Sur une question de M. le Président, M. BELLEVAUX dit que le Laboratoire d'Océanographie Physique a l'intention de pousser les calculs dès que cela sera possible. Il n'est pas exclu que l'on abandonne complètement la méthode d'Euler et qu'on reprenne l'autre méthode. C'est un domaine dans lequel il y a beaucoup de publications en ce moment; on peut travailler.

M. LARRAS remarque que le système de deux équations proposé se réduit à une seule pour $C = V$. Y a-t-il une explication physique de cette circonstance remarquable?

M. BELLEVAUX est, pour le moment, incapable de répondre à cette question, mais indique que si on prend V égal à 1, on aura un système d'équations très particulier.

Il y a là encore beaucoup à faire.

M. BLANCHET pense que l'explication de la brusque variation des vitesses du courant inférieur et de la brusque variation du niveau de l'interface en un point d'observation pourrait être recherchée, entre autres, dans la formation et le déplacement du phénomène classique du ressaut. Le ressaut se formerait à un moment ou en un lieu donné, puis serait chassé et reviendrait ensuite au rythme de la marée. Il faut pour cela que l'écoulement inférieur passe au régime « torrentiel ». A première vue, cela paraît possible si l'on considère les fortes dénivellations du relief capables d'engendrer de fortes vitesses et, d'un autre côté, la faible valeur de la pesanteur réduite qui engendre le mouvement. Le relief pourrait également donner lieu à des ondes de choc par réflexion, ce qui relève du même phénomène que précédemment.

M. LACOMBE croit que c'est une excellente suggestion et se propose de l'examiner.

M. le Président remercie à nouveau M. LACOMBE et M. BELLEVAUX.