

**L'HYDROLOGIE ET LES COURANTS
DU DÉTROIT DE GIBRALTAR
PENDANT L'ÉTÉ DE 1959**

par Charles ALLAIN

L'HYDROLOGIE ET LES COURANTS DU DÉTROIT DE GIBRALTAR PENDANT L'ÉTÉ DE 1959

SOMMAIRE

INTRODUCTION	7
I. — Les observations océanographiques dans le détroit de Gibraltar avant 1959	7
II. — La campagne du « Président-Théodore-Tissier » dans le détroit de Gibraltar en été 1959 et les stations complémentaires de février 1960	10

PREMIÈRE PARTIE

HYDROLOGIE

GÉNÉRALITÉS	11
-------------------	----

CHAPITRE I

SALINITÉ ET TEMPÉRATURE 14

1 ^o <i>Rappel de quelques notions sur la distribution des masses d'eau en présence dans les détroits</i>	14
2 ^o <i>Coupes hydrologiques en fonction de la marée</i>	15
Section A, dans l'axe du Déroit	15
Section B, à hauteur du seuil	24
Section C, à l'E du seuil, aux alentours du méridien de Tarifa	28
3 ^o <i>La relation température-salinité (diagrammes T.S.) et les mélanges</i>	34
4 ^o <i>Les variations de la situation hydrologique du début de juin à la fin de juillet 1959 et de l'été 1959 à l'hiver 1960</i>	39

CHAPITRE II

DENSITÉ ET STABILITÉ 42

Section A	44
Section B	47
Section C	47

CHAPITRE III

LES VARIATIONS VERTICALES PÉRIODIQUES DE LA DENSITÉ ET LES ONDES DE MARÉE INTERNE 51

CHAPITRE IV

OXYGÈNE DISSOUS

	59
Section A	60
Section B	63
Section C	65
RESUME ET CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE	69

SECONDE PARTIE

LES COURANTS

GÉNÉRALITÉS	71
-------------------	----

CHAPITRE I

RÉSULTATS DES MESURES DE COURANTS

	73
Section B, à hauteur du seuil	73
Section D, du banc de l'Hoyo au SO du cap Spartel	77
Autres stations à l'E du seuil (St. 167 ; St. M 109 de l'hiver 1960)	80

CHAPITRE II

LE COURANT MOYEN

	83
<i>Résultats acquis</i>	83
<i>Essais d'interprétation des flux</i>	85

CHAPITRE III

LES COURANTS DE MARÉE

	87
Section D	87
Section B	89
Station M 109	90

CHAPITRE IV

**LA CIRCULATION GÉNÉRALE EN ÉTÉ DANS LE DÉTROIT DE GIBRALTAR
ET LE DÉVELOPPEMENT DU COURANT ATLANTIQUE EN MÉDITERRANÉE**

	90
RESUME	94
BIBLIOGRAPHIE	95
TABLE DES FIGURES	101

INTRODUCTION

I. - *Les campagnes océanographiques dans le détroit de Gibraltar jusqu'en 1959.*

Relater tous les travaux qui ont tenu dans de longues réflexions les océanographes du monde entier attirés par la structure complexe de cet étroit passage, suivre les controverses qui ont engagé dans des discussions passionnées les premiers chercheurs étudiant l'important problème des échanges entre l'Océan et la Méditerranée, serait le résultat d'une vaste enquête dont nous ne pouvons tracer ici qu'une simple esquisse mentionnant les investigations de base qui ont conduit progressivement à la connaissance actuelle du détroit de Gibraltar.

« On peut supposer que le courant polaire se trouve complètement refoulé par un courant sous-marin dirigé de la Méditerranée vers l'Océan et dont l'existence est appuyée sur divers événements de mer. On peut supposer aussi que la saillie si forte de la côte méridionale du Portugal ne permet pas au flux d'eau froide venant du nord, de s'infléchir pour aller atteindre les régions voisines de l'embouchure du Guadalquivir ». C'est ainsi qu'ARAGO (1838) commente les observations de DUMONT D'URVILLE (1833) à la suite d'une campagne de l'« Astrolabe » en 1826-29 révélant la présence, en « baie de Cadix », d'une couche d'eau profonde à température plus élevée que celle des eaux environnantes de l'Atlantique.

Les mesures de température et de salinité faites par CARPENTER à bord du « Porcupine » en 1870 viennent plus tard confirmer ces données, que complètent également des observations directes sur les courants, du même océanographe (1871) puis de NARES (1872).

En 1908-1912, l'expédition danoise du « Thor » dirigée par J. SCHMIDT en Méditerranée et dans les mers adjacentes, développe d'un seul coup, grâce à un large réseau de stations, la connaissance des bassins oriental et occidental où la partie hydrologique traitée par NIELSEN (1912) constitue le précieux canevas sur lequel viendront se greffer toutes les études postérieures dans ce secteur.

NIELSEN, considérant, outre ses propres résultats, les données antérieures, relatives aux conditions météorologiques, démontre que la Méditerranée est déficitaire en eau par suite d'une évaporation intense que l'apport des fleuves et des précipitations atmosphériques n'arrive pas à compenser. Il en déduit que le niveau de la Méditerranée ne peut être maintenu que par un flux d'eau atlantique pénétrant par le détroit de Gibraltar. Il constate aussi que, malgré cet apport considérable d'eau et donc de sels dans cette mer, le taux moyen de la salinité y reste constant, ce qui implique une évacuation des sels en excédent et donc un courant profond entraînant vers l'océan une eau de salinité supérieure à celle du courant atlantique. NIELSEN estime alors le flux annuel entrant à 59 180 km³ et le flux sortant à 56 220 km³.

Non moins important, un autre document de base publié la même année (1912) par MURRAY et HJORT, présente les travaux du navire norvégien « Michaël Sars » en 1910 dans le nord atlantique. La partie physique y est traitée par HELLAND - HANSEN. Les recherches sont poussées jusqu'au détroit de Gibraltar où le navire procède les 29 et 30 avril 1910 à des mesures directes de courants sur une station située un peu à l'est du seuil. L'océanographe norvégien reconnaît ainsi, dans la couche superficielle jusqu'à la profondeur de 100 m, un courant portant à l'est à la vitesse moyenne de 2,3 nœuds, superposé à un courant profond, toujours dirigé vers l'ouest à partir de 180 m, de vitesse très variable à cette immersion, mais atteignant 4,4 nœuds d'intensité à 274 m (immersion maximum de l'appareil). Les observations hydrologiques du « Michaël Sars » pendant la même campagne viennent en outre confirmer les conclusions de NIELSEN.

L'extension des eaux méditerranéennes dans l'Atlantique, déjà reconnue par NIELSEN qui retrouvait leur influence jusqu'au SO de l'Irlande à une profondeur de 1 000 m, fait l'objet d'investigations plus détaillées de la part de F. NANSEN (1913), puis de HELLAND - HANSEN et F. NANSEN (1926), basées principalement sur les mesures de l'« Armauer-Hansen ».

Les observations de WÜST (1935), puis d'ISELIN (1936) qui décèlent cette influence jusqu'aux Bermudes, viendront plus tard confirmer ces données.

Il semblait donc définitivement acquis, après de telles observations, qu'un courant profond entraînait vers l'Atlantique les eaux plus salées de la Méditerranée quand Rafaël DE BUEN (1927), utilisant les données des navires « Thor » (1908-1910), « Dana » (1921) et « Almirante Lobo » (1923), affirma que les eaux méditerranéennes ne franchissaient pas le détroit de Gibraltar mais que sous l'influence du relief, elles remontaient vers la couche superficielle où, rencontrant le courant atlantique très intense, elles étaient à nouveau rejetées vers la Méditerranée.

Si une disposition analogue peut se rencontrer, ainsi que le montreront nos travaux, en des secteurs bien localisés du Déroit, il apparaît, d'évidence, que l'auteur eut tendance à trop généraliser ce phénomène dans une coupe où les stations des navires scandinaves furent remplacées par rapport à un seuil fictif situé à l'O du seuil véritable. R. DE BUEN (1931) devait admettre plus tard, après une campagne du « Xauen » en 1929, mais néanmoins avec quelques restrictions, l'extension des eaux méditerranéennes dans l'Océan.

Un tel point de vue ne manqua pas de soulever des controverses et dans une remarquable synthèse où l'auteur utilise en plus de celles de DE BUEN les données de divers navires ayant travaillé dans le secteur (« Planet » 1906, « Michaël Sars » 1910, « Mowe » 1911, « Albacora » 1927), G. SCHOTT (1928) infirme les premières conclusions de l'océanographe espagnol, en élargissant son étude à l'E et à l'O du seuil. Les différentes coupes obtenues lui permettent en outre d'apprécier les échanges d'eau à travers le détroit de Gibraltar suivant les saisons et d'observer des variations des flux ; il estime ainsi que le flux entrant en Méditerranée doit être maximum à la fin de l'été. Dans une autre étude (1915) le même auteur avait déjà évalué la valeur moyenne de ce flux entrant à $1,75 \cdot 10^6$ m³/s. Se basant par ailleurs sur une station de répétition de la « Dana » en octobre 1921, à l'E du seuil et dont les résultats avaient déjà été présentés par Johs SCHMIDT (1922), SCHOTT étudie le caractère périodique des ondes internes.

Ces recherches sur les variations périodiques de la température et de la salinité ne seront reprises qu'en 1934 seulement par JACOBSEN et THOMSEN après que la « Dana » eut effectué une nouvelle station fixe à l'E du Déroit les 14 et 15 juillet 1928. Ces auteurs démontrent que les isothermes et les isohalines de la couche de discontinuité subissent des oscillations de périodes semi-diurnes, dont l'amplitude moyenne pour la courbe de 37 p.1000, compte tenu de l'analyse harmonique, est de 66 m, mais que ces variations, irrégulières, peuvent atteindre 100 m dans certaines conditions.

En 1928 également, le 13 mars, à 14 h 00, dans le SE de Tarifa, P. IDRAC (1928) utilise à bord d'« un simple canot de pêche à rames », un courantographe de son invention, à enregistreur photographique, qui avait déjà été expérimenté à bord du « Pourquoi-Pas ? ». Il observe, dans la couche superficielle, un courant portant sensiblement à l'E (1,4 nœud en surface, 0,8 nœud à 100 m) et, en profondeur, de 200 à 500 m, un courant portant sensiblement à l'O avec une intensité maximale de 1,2 nœud à 300 m.

H. P. DOUGLAS publie en 1930 seulement les résultats de courantométrie du HMS « Goldfinch » recueillis en 1905 dans le chenal situé entre le cap et le banc Spartel, et démontre également l'existence d'un courant profond dirigé vers l'O et dont l'intensité atteint 5 nœuds de 450 à 530 m de profondeur.

Les campagnes du navire portugais « Albacora » en juillet 1927, mai-juin 1928, février-mars puis août 1929, dans le « Golfe de Gibraltar » (baie ibéro-marocaine) couvrent d'un réseau très serré de stations tout le secteur compris entre le détroit de Gibraltar, le cap Saint-Vincent et Casablanca. A. RAMALHO et L. DENTINHO (1931) qui en exploitent les résultats concluent notamment que les eaux méditerranéennes, qui se sont écoulées dans l'Océan, surtout par le chenal de Spartel (entre le cap et le banc du même nom) ont tendance à se diriger ensuite vers le secteur ibérique ainsi que le montrent les plus fortes salinités.

En septembre 1934, RAMALHO cité par ROUX (1943), puis par MENENDEZ (1955) effectuée, à l'aide d'un courantomètre Ekman, des mesures directes au N du banc Spartel, qui accusent à partir du niveau de 180 m une composante vers l'ouest beaucoup plus faible que la composante vers l'est de la couche superficielle (max. 12 cm/s à 220 m contre 20 cm/s à 50 m). Comparant ces données avec celles du « Michaël Sars » en 1910, un peu à l'E du seuil, MENENDEZ en déduit que la plus grande partie du courant sortant vers l'O passe par le chenal situé entre le cap et le banc Spartel. Ce dernier auteur présente en même temps une étude hydrologique et dynamique du Déroit à travers les données de l'« Albacora » et du « Xauen ».

Le périple de l' « Albatros » en 1947-1948 amène l'expédition suédoise dirigée par H. PETERSON jusqu'au détroit de Gibraltar en juin 1948. Le navire stationne une seule fois dans le chenal de Spartel, mais cette station reliée à deux autres faites dans l'O de la Mer d'Alboran et dans la baie ibéro-marocaine permet à JERLOV (1953) de comparer à un schéma de la salinité une coupe où se trouve représentée la distribution des particules en suspension dans l'eau.

En 1953, B. KULLENBERG donne une estimation du flux net vers la Méditerranée : $74\,000\text{ m}^3/\text{s}$ en se référant aux observations des navires « Thor », « Michaël Sars », « Dana » et « Albatros » après avoir calculé la vitesse par la différence de pression à une profondeur donnée dans l'Atlantique et la Méditerranée. Les résultats obtenus par cette méthode recourent les valeurs données par SVERDRUP (1942) qui trouve un flux net de $70\,000\text{ m}^3$ en se basant sur les résultats de SCHOTT (1915). La moyenne du flux de surface déduite des calculs de KULLENBERG est de $1\,860\,000\text{ m}^3/\text{s}$, donc plus importante que celle donnée par SCHOTT.

A l'occasion de l'Année géophysique internationale, un travail d'ensemble comportant les observations simultanées de plusieurs navires fut organisé en août 1958 dans le détroit de Gibraltar. Y participaient les navires français « Winnaretta Singer » avec l'équipe du Muséum d'Histoire naturelle de Paris dirigée par H. LACOMBE, « Passeur de Printemps » avec l'équipe du Centre de recherches et d'études océanographiques et le navire espagnol « Segura ». Le but recherché par un programme si logique dans un secteur sujet à de rapides variations dans l'espace et dans le temps, ne semble pas avoir été atteint pour des raisons expliquées par les auteurs et chacune des équipes a traité séparément ses propres résultats.

Les plus importants sont ceux de la « Winnaretta Singer » qui doubla les observations hydrologiques de mesures directes de courants pendant des cycles complets de marée, sur 9 stations réparties en 2 sections, à l'O du Déroit dans les chenaux N et S du banc Spartel, à l'E entre Gibraltar et Ceuta. Les résultats hydrologiques sont exposés par H. LACOMBE et C. RICHEZ (1961) qui examinent successivement les variations de la salinité en fonction du temps, l'allure instantanée de l'interface sur les 2 sections, le mélange par l'étude des diagrammes TS et les résultats des bathythermogrammes. Alors que dans le sud du banc Spartel les eaux atlantiques et méditerranéennes se superposent en conservant tous leurs caractères, un certain mélange se produit dans le secteur N. Le contraste est moins fort dans la section de l'E, ce qui traduit un mélange, sauf au voisinage de la rive S. Les ondes internes sont mises en évidence notamment au S de la section E.

Les mesures directes de courants sont étudiées par LACOMBE (1961) qui, après avoir donné les résultats bruts des enregistrements, extrait le courant moyen aux diverses immersions, établit que la cause probable des fluctuations du régime du Déroit et de celles du niveau de la Méditerranée est la répartition des pressions atmosphériques sur cette mer, donne des indications sur les courants de marée et présente les résultats obtenus au courantomètre à électrodes remorquées « G.E.K. ». LACOMBE estime que la valeur moyenne du flux entrant en Méditerranée en août 1958 est de $1,2 \cdot 10^6\text{ m}^3/\text{s}$, chiffre nettement inférieur à celui donné par SCHOTT (1915).

Les résultats obtenus lors de la même campagne par le « Segura » autour du méridien de Tarifa furent exposés par N. MENENDEZ (1959) au cours d'une réunion de l' « année géophysique internationale » au Conseil international pour l'Exploration de la Mer.

Les derniers travaux qui, à notre connaissance, ont directement précédé les nôtres sont ceux de R. FRASSETTO (1960) à bord du « Yamacraw » en été 1958. Ce navire était équipé d'une chaîne de thermistors de la Woods Hole oceanographic Institution qui donna une image précise de la microstructure thermique du seuil jusqu'au niveau de 150 m et celle d'une coupe dans l'axe du Déroit. L'auteur observe notamment des fluctuations, de grande amplitude et de période différente de celle de la marée, superposées aux mouvements verticaux des isothermes, de période semi-diurne, qui sont eux-mêmes en phase avec les passages de la lune.

Depuis la campagne du « Président-Théodore-Tissier » en été 1959, dont nous allons aborder l'étude, le sous-comité océanographique du Traité de l'Atlantique nord (O.T.A.N.) a organisé du 15 mai au 15 juin 1961 une campagne internationale dans le détroit de Gibraltar à laquelle participaient 10 navires et dont le but principal était « la détermination de la grandeur et des fluctuations dans le temps du flux passant dans le Déroit, ainsi que des variations hydrologiques à l'E et à l'O du Déroit ». Certains des résultats recueillis par l' « Origny » ont déjà été publiés sous la direction de G. PELUCHON (1962).

II. - *La campagne du « Président-Théodore-Tissier » dans le détroit de Gibraltar du 27 mai au 27 juillet et les stations complémentaires de février 1960.*

Prenant rang après de tels travaux, on peut se demander quelle originalité va présenter une nouvelle étude du détroit de Gibraltar. Mais, en hydrologie, le caractère mouvant du milieu a l'avantage de permettre de construire sans cesse sur un monument jamais achevé et nos campagnes antérieures en Méditerranée occidentale l'ont déjà prouvé.

Par ailleurs, il nous est apparu qu'aucune étude systématique du seuil lui-même n'avait été précédemment entreprise, soit parce que les différents chercheurs avaient estimé que la meilleure appréciation des échanges d'eau n'était valable qu'en comparant des stations de part et d'autre du seuil, soit parce que les conditions d'observation sur ces hauts-fonds tourmentés présentaient de trop grandes difficultés.

L'occasion d'opérer dans ce secteur nous fut offerte, lors d'un programme mené en collaboration avec la S.E.G.A.N.S., Société d'étude du transport et de la valorisation des gaz naturels du Sahara, visant à rechercher un passage favorable à la pose éventuelle d'un oléoduc entre les côtes marocaine et espagnole. Ces travaux, qui avaient pour but principal de reconnaître la topographie précise des fonds sous-marins dans des secteurs bien localisés, et aussi leur nature ainsi que la dynamique et les caractéristiques des eaux qui les recouvrent, furent accomplis par le « Président-Théodore-Tissier » du 27 mai au 27 juillet 1959. Le seuil et ses alentours immédiats furent donc explorés durant la première partie de cette campagne.

Mais ce secteur fut largement dépassé lorsque les techniciens décidèrent d'élargir les investigations jusqu'aux méridiens de Gibraltar et de Trafalgar. L'hydrologie fut ainsi complétée par une section axiale et une autre au voisinage du méridien de Tarifa, et la courantométrie par une ligne de stations reliant Trafalgar aux environs du cap Spartel.

Au total, l'hydrologie porte sur 22 stations qui comprennent 79 séries d'observations réparties sur des cycles de marée et comportant des mesures de température et des analyses de salinité et d'oxygène dissous ; 15 stations de courantométrie, avec des enregistrements à diverses profondeurs coïncident d'une part avec les stations fixes du seuil et sont disposées d'autre part sur la section Trafalgar-Spartel.

A l'issue d'une campagne avec le « Président-Théodore-Tissier » en bordure de la côte algérienne en février 1960, nous avons voulu vérifier par des mesures de courants doublées d'observations hydrologiques les données nouvelles acquises par l'hydrologie en été 1959. Une station fixe fut faite à cet effet dans l'E du seuil le 21 février 1960, ainsi qu'une station de répétition dans le chenal de Spartel, comportant seulement des mesures hydrologiques.

Nous verrons au fur et à mesure du développement de cette étude que des éléments nouveaux apparaissent notamment sur l'extension, dans le Détroit, des eaux atlantiques issues de l'upwelling marocain et sur la distribution des eaux méditerranéennes dont une partie qui ne franchit pas le seuil détermine à l'E de celui-ci un mouvement cyclonique. L'étude des ondes internes apporte aussi quelques données nouvelles sur le développement des mouvements verticaux profonds et des mascarets internes qui sont en relation avec la plongée des eaux diluées de la couche superficielle dans leurs secteurs d'accumulation. L'oxygène dissous, traité pour la première fois de façon systématique, précise le déplacement de certaines masses d'eau. Les courants, que nous tâcherons d'étudier en les rapportant aux données hydrologiques, accusent à cette époque une forte intensité, notamment sur le seuil.

Nous traiterons successivement :

a) de l'hydrologie en examinant la salinité et la température à différentes heures de la marée, la densité et la stabilité, les ondes internes et l'oxygène dissous ;

b) de la courantométrie, en présentant d'abord les résultats des mesures directes et les roses de courants aux différentes profondeurs, puis en extrayant le courant moyen correspondant sensiblement au courant général à cette époque, enfin en déduisant les courants de marée.

PREMIERE PARTIE

HYDROLOGIE

GÉNÉRALITÉS

Méthodes.

Les prélèvements d'échantillons et les mesures de température ont été faits à l'aide de bouteilles à renversement Mécabolier et Knudsen, équipées de thermomètres à renversement Richter et Wiese. Ces instruments étaient manœuvrés à partir d'un treuil hydrologique Bergen-Nautik disposé sur la plage arrière du « Président-Théodore-Tissier ».

Dans ce secteur où les courants sont rapides, le câble hydrologique prend souvent, et surtout au mouillage, une inclinaison plus ou moins importante. Cette inclinaison étant généralement plus forte dans la couche supérieure, nous en avons tenu compte pour la disposition des premières bouteilles, de la surface à 100 m. Au-dessous, nous les avons fixées à des distances standard de 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500 m, etc. Des thermomètres non protégés contre la pression permettaient alors d'apprécier l'immersion réelle des instruments, au moment de leur renversement. Dans de nombreux cas et après une première estimation des profondeurs réelles sur une série de mesures, nous avons complété les observations en immergeant une ou deux bouteilles à proximité du fond, méthode qui limitait aussi les risques de perte au cas d'un brusque renversement du courant.

Aux lectures directes des thermomètres convenablement stabilisés à la température ambiante, ont été apportées, la correction classique qui tient compte de la dilatation thermométrique :

$C = \frac{(T' + V_0)(T' - t)}{K - 100}$, et la correction instrumentale. Le niveau d'immersion des instruments

au moment de leur renversement est donné par la formule $Z = \frac{T_n - T_w}{\rho_m Q}$ où T_n est la température corrigée du thermomètre non protégé, T_w celle du thermomètre protégé, ρ_m la densité moyenne de la colonne d'eau au-dessus des instruments, Q le coefficient de pression sur le thermomètre non protégé.

Les prélèvements d'eau ont été répartis en 3 échantillons : 2 flacons de 250 cm³ pour les analyses de salinité, 1 flacon de 150 cm³ pour les dosages d'oxygène dissous.

La salinité a été obtenue en titrant la chlorinité par le nitrate d'argent, suivant la méthode de Knudsen (OXNER, 1920 ; THOMSEN, 1948-1954). Une série d'échantillons a été analysée à bord, au fur et à mesure des observations, l'autre série en laboratoire, par des opérateurs expérimentés. La marge d'erreur attribuée à une telle méthode est de $\pm 0,02$.

Le dosage de l'oxygène dissous dans l'eau a été effectué par la méthode de Winkler (JACOBSEN, 1921). Tous les échantillons ont été analysés à bord. La quantité d'oxygène est exprimée en centimètres cubes par litre.

Conduite des observations.

Ainsi que nous le savons déjà, par les travaux antérieurs, les courants du détroit de Gibraltar résultent d'un mouvement général orienté vers l'E en surface, vers l'O en profondeur et de courants de marée qui s'inversent. Ces courants jouent un rôle important dans la distribution des masses en contact et l'on observe des variations plus ou moins grandes au cours d'un cycle de marée. Il nous a donc paru logique de répéter les observations aux heures critiques de la marée pour pouvoir raccorder les stations entre elles à des moments comparables, c'est-à-dire à la montée des eaux (PM - 3 h), à la pleine mer (PM), au moment du perdant (PM + 3 h) et à la basse mer (BM).

Dates	Coeff. moyen	TRAFALGAR		TANGER		TARIFA				ALGESTRAS		CEUTA	
		matin	soir	matin	soir	matin		soir		matin	soir	matin	soir
						pred.	obs.	pred.	obs.				
Juin													
1	52	10.21	22.45	11.35	23.59	10.42	?	23.06	23.07	11.34	23.53	11.13	23.37
2	57	11.07	23.28	21.21	11.28	11.33	23.49	23.45	12.08	11.59
3	63	11.48	00.41	13.01	12.10	12.17	00.22	12.40	00.20	12.40
4	68	00.07	12.26	01.20	13.39	00.29	00.25	12.49	13.00	00.58	13.15	00.58	12.57
5	73	00.43	13.00	01.55	14.12	01.07	00.55	13.24	13.20	01.31	13.47	01.33	13.50
6	76	01.16	13.33	02.29	14.46	01.41	01.30	13.58	13.50	02.03	14.20	02.06	14.23
7	78	01.52	14.10	03.04	15.21	02.17	02.20	14.35	14.37	02.40	14.59	02.40	14.56
8	78	02.28	14.47	03.38	15.57	02.53	02.47	15.12	15.15	03.18	15.38	03.13	15.30
9	76	03.06	15.24	04.15	16.32	03.30	03.30	15.48	15.55	03.58	16.18	03.47	16.04
10	72	03.45	16.06	04.53	17.14	04.10	04.04	16.33	16.37	04.40	17.03	04.23	16.43
11	68	04.29	16.56	05.37	18.03	04.34	04.50	16.52	16.53	05.30	17.58	05.04	17.28
12	63	05.22	17.50	06.30	18.58	05.59	05.30	18.27	17.40	06.26	18.58	05.52	18.18
13	58	06.20	18.54	07.27	19.59	06.52	06.25	19.20	18.35	07.28	20.19	06.48	19.23
14	56	07.32	20.12	08.34	21.12	07.52	07.15	20.25	19.45	08.42	21.24	08.01	20.42
15	58	08.40	21.04	09.44	22.12	08.54	08.35	21.21	21.00	09.55	22.22	09.16	21.46
16	62	09.29	21.56	10.41	23.10	09.49	09.40	22.17	22.00	10.51	23.16	10.18	22.48
17	68	10.24	22.51	11.38	10.45	10.55	23.12	23.00	11.36	23.56	11.16	23.43
18	77	11.16	23.41	00.04	12.32	11.37	11.40	12.13	12.08
19	88	12.08	00.54	13.21	00.03	00.03	12.30	12.35	00.34	12.50	00.33	12.59
20	96	00.32	12.57	01.45	14.10	00.55	00.46	13.21	13.23	01.22	13.44	01.23	13.47
21	101	01.20	13.46	02.33	14.58	01.45	01.45	14.11	14.13	02.07	14.33	02.10	14.34
22	101	02.12	14.39	03.23	15.49	02.37	02.48	15.03	15.00	03.01	15.29	02.58	15.22
23	96	03.04	15.28	04.13	16.36	03.28	03.35	15.52	15.47	03.56	16.22	03.45	16.07
24	88	03.55	16.22	05.03	17.30	04.22	04.12	16.52	16.43	04.52	17.22	04.33	16.58
25	77	04.50	17.17	05.57	18.25	05.21	04.58	17.51	17.15	05.51	18.21	05.23	17.48
26	68	05.45	18.14	06.53	19.21	06.21	05.40	18.47	18.13	06.52	19.22	06.14	18.42
27	58	06.44	19.18	07.50	20.21	07.13	06.38	19.41	19.20	07.55	20.29	07.14	19.47
28	50	07.54	20.27	08.54	21.28	08.10	07.43	20.40	20.15	09.05	21.40	08.23	20.59
29	46	08.50	21.15	09.55	22.23	09.05	08.55	21.33	21.03	10.07	22.34	09.28	21.59
30	46	09.38	22.04	10.51	23.18	09.58	09.40	22.25	22.17	11.00	23.23	10.28	22.56
Juillet													
1	48	10.30	22.54	11.43	10.50	23.15	11.39	23.58	11.21	23.46
2	53	11.16	23.38	00.08	12.29	11.37	23.59	12.13	12.08
3	60	11.59	00.51	13.12	12.20	00.30	12.50	00.30	12.50
4	66	00.19	12.37	01.32	13.50	00.41	13.00	01.08	13.26	01.09	13.28
5	73	00.56	13.13	02.09	14.26	01.20	13.37	01.44	13.59	01.46	14.03
6	77	01.30	13.49	02.43	15.01	01.55	14.14	02.17	14.37	02.20	14.37
7	81	02.09	14.28	03.20	15.39	02.34	14.52	02.58	15.18	02.55	15.12
8	82	02.48	15.07	03.58	16.16	03.12	15.31	03.39	15.59	03.31	15.48
9	82	03.26	15.47	04.34	16.55	03.50	16.13	04.20	16.43	04.05	16.25
10	79	04.09	16.32	05.18	17.40	04.37	17.02	05.07	17.33	04.46	17.06
11	74	05.00	17.25	06.07	18.31	05.31	17.59	06.02	18.29	05.31	17.55
12	69	05.52	18.22	07.00	19.29	06.29	18.54	07.00	19.31	06.20	18.51
13	63	06.57	19.31	08.01	20.34	07.22	19.52	08.06	20.42	07.26	20.01
14	60	08.12	20.39	09.12	21.43	08.25	20.53	09.24	21.54	08.42	21.15
15	61	09.06	21.33	10.13	22.46	09.23	21.53	10.24	22.55	09.48	22.23
16	64	10.03	22.33	11.17	23.46	10.24	22.54	11.22	23.42	10.55	23.25
17	70	11.02	23.29	12.15	11.23	23.50	12.03	11.54
18	80	11.57	00.42	13.09	12.19	00.23	12.48	00.21	12.48
19	89	00.23	12.48	01.36	14.01	00.46	13.12	01.13	13.36	01.14	13.39
20	96	01.11	13.35	02.24	14.48	01.36	14.00	01.59	14.22	02.02	14.25
21	98	02.01	14.25	03.12	15.35	02.25	14.49	02.49	15.15	02.48	15.10
22	97	02.48	15.10	03.58	16.19	03.12	15.34	03.39	16.03	03.31	15.51
23	91	03.31	15.55	04.39	17.03	03.55	16.22	04.25	16.54	04.10	16.33
24	83	04.19	16.43	05.27	17.51	04.48	17.13	05.16	17.43	04.54	17.16
25	72	05.07	17.31	06.16	18.39	05.40	18.06	06.12	18.37	05.39	18.01
26	61	05.56	18.24	07.03	19.30	06.32	18.55	07.04	19.32	06.24	18.52
27	51	06.53	19.25	07.58	20.27	07.19	19.46	08.02	20.35	07.22	19.54
28	43	08.01	20.26	09.02	21.34	08.16	20.45	09.10	21.45	08.31	21.05
29	40	08.56	21.21	10.02	22.32	09.12	21.40	10.13	22.42	09.36	22.08
30	41	09.49	22.17	11.03	23.31	10.10	22.38	11.11	23.32	10.41	23.09
31	45	10.44	23.11	11.58	11.00	23.33	11.51	11.36

TABLE 1. — Coefficients moyens et heures des pleines mers dans différents ports du détroit de Gibraltar pour les mois de juin et juillet 1959. Les heures de pleine mer sont déduites du calcul initial de la marée à Brest, les heures de pleine mer observées au marégraphe de Tarifa pour le mois de juin sont portées en regard des premières dans les colonnes concernant ce port.

Un certain décalage n'a pu, dans certains cas, être évité ; il suffira, pour l'estimer, d'examiner la liste des stations et les heures d'observation.

La pleine mer a été calculée à partir de la PM déduite du calcul initial de la marée prédite à Brest et corrigée par l'«établissement» du port le plus proche et sa longitude en heures. Pour ces différents calculs on se reportera aux manuels de ROUCH (1948-1961) et à l'annuaire des marées publié par le Service hydrographique de la Marine pour l'an 1959 (1957) et pour l'an 1960 (1958). Les heures locales de la PM, ainsi obtenues pour différents ports du Déroit sont reportées sur le tableau 1 pour les mois de juin et juillet 1959.

De telles observations devraient tenir compte des enregistrements des marégraphes les plus voisins. Mais comme il n'était guère possible de se référer de façon rapide aux données de ces installations pour fixer les heures des stations, nous n'avons pu procéder à des recoupements qu'une fois les mesures terminées. L'Institut espagnol d'Océanographie a bien voulu nous communiquer l'enregistrement du marégraphe de Tarifa du 1^{er} au 30 juin. Les heures de la PM observée dans ce port et que nous portons sur le tableau 1 en regard des heures prédites correspondent sensiblement à celles calculées à partir de Brest, à + ou - 10 minutes près, du 1^{er} au 10 juin, époque à laquelle nous avons travaillé sur la section B du seuil. Il n'en est pas de même au-delà du 10 juin où des écarts importants, notamment entre le 11 et le 14 juin et entre le 26 et le 30 juin amènent la PM observée à Tarifa à 47 minutes d'avance maxima sur la PM prédite. Ces écarts peuvent avoir plusieurs causes mais semblent correspondre ici à de fortes perturbations météorologiques ; on observait en effet, du 11 au 14 juin, un vent d'ENE, force 13 m/s.

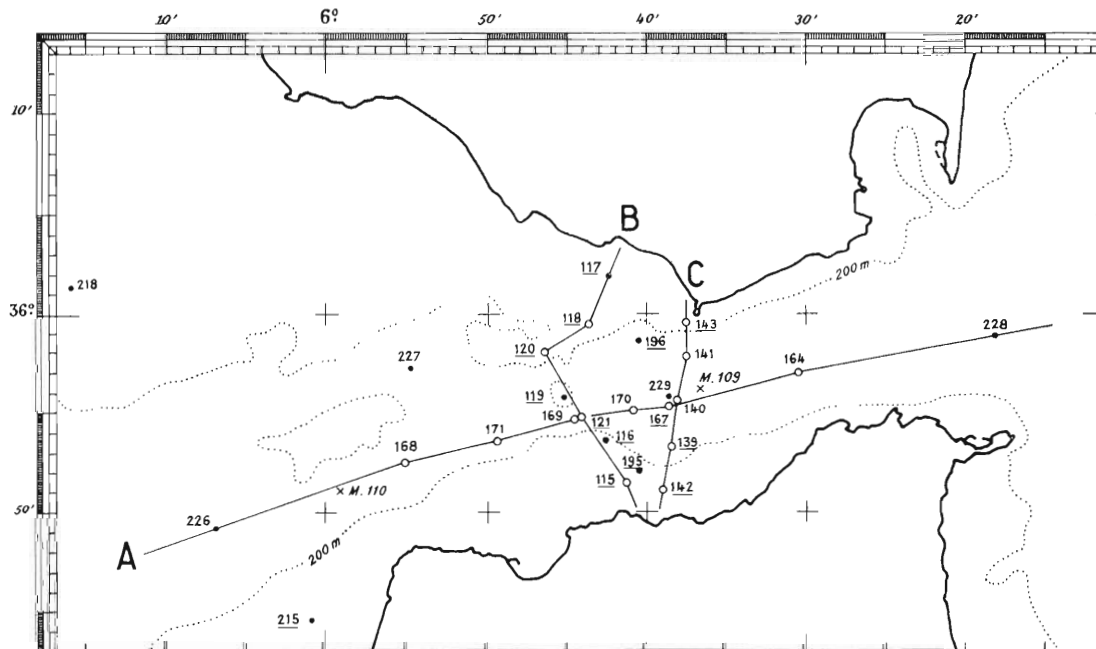


FIG. 1. — Carte des stations hydrologiques dans le détroit de Gibraltar. (Cercles stations où les observations ont été répétées pendant un cycle de marée ; points celles où a été faite une seule observation, croix stations de l'hiver 1960. Les numéros des stations faites au mouillage sont soulignés.)

Disposition des stations.

Les 22 stations d'hydrologie ont été réparties sur une section axiale et 2 sections transversales (fig. 1).

1° Section A, dans l'axe du Déroit : elle passe par la ligne de plus grands fonds, depuis l'entrée du chenal situé entre le cap et le banc Spartel à l'O, jusqu'au méridien de Ceuta à l'E. Les

stations 164, 167, 168, 169, 170 et 171 ont eu lieu du 28 juin au 6 juillet, le coefficient de marée variant de 50 à 77. Les stations extrêmes 226 et 228, ainsi que la station 229 qui recoupe la station 167 ont été faites les 26 et 27 juillet, le coefficient variant de 61 à 43. Ces deux dernières stations ont fait l'objet d'une seule série de mesures, aux approches de la pleine mer.

Les autres stations ont été faites à la dérive, le navire étant replacé le plus près possible de sa position première au début de chaque série d'observations, dont l'heure est notée, au moment du renversement des bouteilles de prélèvement.

C'est également sur cette ligne axiale que se placent les stations 109 et 110 de février 1960, la première sur le méridien de Tarifa, sensiblement à l'emplacement de la station 169, la seconde au milieu du chenal de Spartel.

2^o *Section B, sur le seuil*, de la pointe d'Al Boassa sur le versant marocain à l'anse de Valdevaqueroz, sur le versant espagnol.

Cette coupe suit la ligne des plus hauts fonds qui constituent le seuil du détroit de Gibraltar. Elle présente donc une cassure à hauteur de la station 120, d'où elle se déploie d'une part vers le NE, d'autre part vers le SE.

Elle comprend 7 stations, faites au mouillage, du 1^{er} au 5 juin, mais nous examinerons surtout au cours de cette étude, les 4 stations 118, 120, 121 et 119 (du N au S) qui ont fait l'objet d'observations répétées. Les autres stations, 116, 117 et 119 se trouvent plus ou moins décalées par rapport aux heures critiques ; nous avons vérifié qu'elles s'inscrivaient à leur place par rapport aux autres stations, dans le cycle de marée et nous n'en parlerons qu'occasionnellement dans l'exposé.

Pendant ces observations sur le seuil, le coefficient de marée a varié de 52 à 73. La station 121 correspond sensiblement à la station 169 de la section A.

3^o *Section C, aux alertours du méridien de 5°28'*, du SO de Tarifa à Calla Grande. Cinq stations de répétition : 143, 141, 140, 139, 142 (du N au S) faites du 13 au 18 juin 1959 occupent cette section. Les stations côtières ont eu lieu au mouillage, les autres à la dérive. La station 140 correspond sensiblement à la station 167 de la section axiale et à la station de recouplement 229.

On note, pendant cette série d'observations, un coefficient de 58 à 77.

N.B. — *Les données chiffrées concernant la position des stations et les moments d'observation, ainsi que les résultats des différentes mesures sont présentés sous forme d'un cahier ronéotypé qui sera distribué avec les tirages à part et que l'on peut se procurer à l'I.S.T.P.M. (Paris).*

CHAPITRE I

SALINITÉ ET TEMPÉRATURE

1. - Rappel de quelques notions sur la distribution des masses d'eau en opposition dans les détroits

On remarquera, dès un premier examen des coupes de salinité, que la convergence en faisceau d'un certain nombre d'isohalines à un niveau variable, traduit le contraste de deux masses d'eau dont les caractères sont nettement différents : eaux atlantiques dans la couche supérieure, eaux méditerranéennes en profondeur. Bien que plus diffuse, la thermocline marque également assez bien cette couche de séparation qui limite des eaux relativement chaudes de l'Océan et celles plus froides, de la Méditerranée.

On observe d'autre part que les eaux atlantiques ont tendance à s'accumuler dans la partie sud du Détroit, tandis que les eaux méditerranéennes remontent dans le secteur espagnol donnant à la surface de séparation, dans le sens transversal, une allure fortement inclinée.

Cette disposition procède de la circulation générale et des échanges d'eau dans les détroits dont plusieurs auteurs ont déjà défini le principe. DEFANT (1930, 1946, 1961) a plus particulièrement étudié cette question et sa théorie peut se résumer de la manière suivante.

Lorsque deux masses d'eau en mouvement et de densités différentes se rencontrent dans un détroit, elles se répartissent de part et d'autre d'une couche thermohaline de fort gradient généralement inclinée dans le sens axial. La pente de cette couche est d'autant plus grande que la différence entre les densités des deux masses est petite. Ainsi la pente est de 0,20 p.1000 dans le détroit des Dardanelles où la différence de densité entre la couche inférieure et la couche supérieure est de 10,8 tandis qu'elle est de 4,20 p.1000 dans le détroit de Gibraltar où la différence de densité moyenne est de 2,0. Mais la topographie des fonds joue également un rôle important dans la répartition des masses.

Dans le sens transversal, l'inclinaison de la surface de séparation est consécutive à l'accélération de Coriolis qui répartit, dans l'hémisphère nord, les masses en contact à droite de leur sens d'écoulement, disposition qui a aussi pour effet de faire monter le niveau de la surface du côté où s'accumulent les eaux plus légères de la couche supérieure en même temps que s'établit une pente de cette surface.

Pour définir ces pentes, DEFANT pose les équations :

$$g \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} = -fu_1 \qquad g \frac{\partial \zeta_2}{\partial y} = -f \frac{\rho_2 u_2 - \rho_1 u_1}{\rho_2 - \rho_1}$$

où u_1 et u_2 représentent respectivement la vitesse des couches supérieure et inférieure,

ρ_1 et ρ_2 représentent respectivement la densité des couches supérieure et inférieure,

f la force de Coriolis ($2\omega \sin \varphi$),

$\partial \zeta_1 / \partial y$ l'inclinaison de la pente de surface,

$\partial \zeta_2 / \partial y$ l'inclinaison de la surface de séparation.

La pente de la surface n'est jamais très importante. Une différence de 20 cm entre le niveau horizontal et le sommet de la pente superficielle peut être considérée comme maximale dans le détroit de Gibraltar.

Plus les courants sont rapides et plus le détroit est large, plus la pente de la surface de séparation sera grande. Il arrive que la masse d'eau du courant supérieur, déplacée vers la droite, ne soit pas suffisamment importante pour recouvrir la totalité de la masse d'eau inférieure, et dans un détroit très large, la pente de la couche de plus fort gradient peut être si inclinée que les eaux denses parviennent jusqu'à la surface, à tel point qu'un front peut se présenter, déterminant des courants de sens opposés à celui du courant principal.

Nous verrons que nos données sont, d'une façon générale, en accord avec la théorie de DEFANT établie sur les observations antérieures à 1950, mais que dans le détail, apparaissent certaines anomalies que nous relèverons au cours de l'exposé.

2. - Coupes hydrologiques en fonction de la marée

Section A, dans l'axe du Détroit.

PM — 3 h⁽¹⁾ (nous n'avons pas d'observation concernant ce moment à la station 167, à l'E du seuil).

Coupe des salinités (fig. 2).

Les eaux atlantiques occupent sur cette coupe toute la tranche superficielle au-dessus de la couche de discontinuité : elles se répartissent en deux formations.

(1) PM — 3 h = mi-période du « montant », PM = pleine mer, PM + 3 h = mi-période du « perdant », BM = basse mer.

a) Des « *eaux atlantiques superficielles* » d'une salinité de 36,20 à 36,30, comparables à celles de la côte océanique. Elles se présentent en coin dans le secteur O jusqu'à 200 m de profondeur et ne réapparaissent que dans l'E de la coupe où elles intéressent la couche des premiers 50 m, disposition qui traduit leur parcours sinueux dans le Déroit où elles sont écartées de son axe aux alentours du seuil.

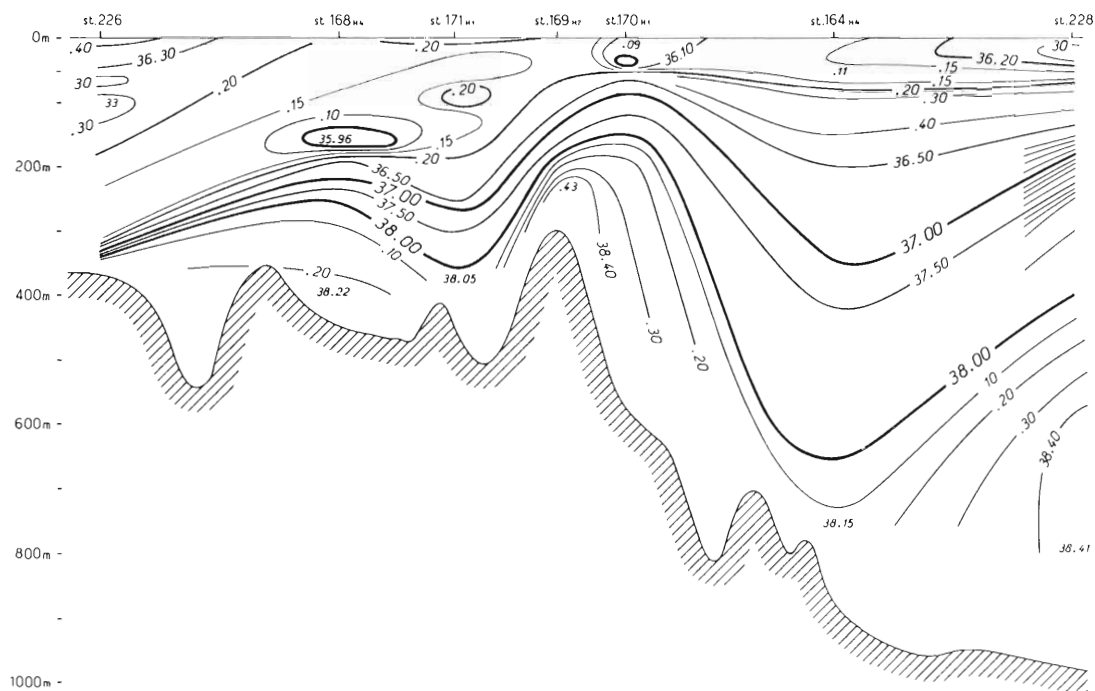


FIG. 2. —Section A, salinité à PM — 3 h.

b) Des eaux qui se présentent en position intermédiaire entre ces eaux superficielles et la couche de discontinuité avec un taux inférieur à 36,20 et qui ne peuvent provenir que du large atlantique où elles se situent à une profondeur supérieure à 200 m ainsi qu'on peut le constater sur différentes coupes hydrologiques antérieures à nos travaux (RAMALHO et DENTINHO, 1931 ; FURNESTIN, 1959 ; FUGLISTER, 1960). LACOMBE et M^{me} RICHEL (1961) qui ont récemment reconnu cette formation dans le détroit de Gibraltar l'attribuent à la poussée de la « masse d'eau centrale nord-atlantique » déterminée par SVERDRUP (1942). Mais il est nécessaire de préciser que cette eau est ramenée vers la couche superficielle sous l'effet d'un important upwelling que J. FURNESTIN (1959) a mis en évidence le long de la côte marocaine et qui est très actif en été jusqu'au cap Spartel, pendant la période des alizés. Il convient donc de les appeler « *eaux de l'upwelling marocain* ».

Cette formation est importante à PM — 3 h, puisqu'elle progresse en s'élevant depuis le chenal de Spartel où elle se situe entre 200 et 320 m, jusqu'à l'E du seuil où elle atteint la surface. On remarque que les salinités les plus basses se situent à hauteur de la station 168 H₄ (35,96 à 170 m) et un peu à l'E du seuil (36,00 à 40 m) indiquant une provenance latérale et donc un axe à salinité minimum en dehors de la coupe et contre le versant marocain, ainsi que le montreront les sections transversales.

La situation des « *eaux de l'upwelling marocain* », peu salées, immédiatement au-dessus de la couche de discontinuité, contribue à accentuer le contraste avec les eaux méditerranéennes.

Les « *eaux méditerranéennes* ». Dans ce terme, nous groupons les eaux profondes qui ont acquis des caractères propres en Méditerranée et qui ont été définies dans nos études antérieures (FURNE-

TIN, 1960 ; FURNESTIN et ALLAIN, 1962 ^{a, b, c}). Elles se rencontrent ici à l'E de la coupe (station 228), au-dessous du niveau de 600 m, avec un taux de 38,40 à 38,43 et parviennent au-dessus du seuil (38,43).

Ces eaux à forte salinité ne franchissent pas le seuil à ce moment dans la section axiale et ce sont déjà des eaux plus ou moins mélangées qui circulent sur le fond dans le secteur atlantique avec un taux de 38,22.

Les eaux méditerranéennes sont scindées à l'E du seuil (St. 164 H₄) par des eaux de mélange qui présentent un taux de 38,15 à 680 m, disposition qui annonce un mouvement tourbillonnaire profond des eaux les plus denses.

A l'O du seuil (St. 171), on remarque également un certain mélange jusqu'au niveau de 400 m où la salinité n'est que de 38,05.

L'accumulation de l'eau atlantique en des secteurs bien localisés favorise par compensation le mouvement ascendant des eaux méditerranéennes à l'E du seuil, caractère qui leur est déjà conféré par la topographie des fonds. Ces dernières s'élèvent ainsi jusqu'au niveau de 220 m, à hauteur du seuil en soulevant toute la couche supérieure : elles resserrent alors la couche de discontinuité et ramènent jusqu'à la surface l'« eau de l'upwelling marocain ». Contrairement à ce qui se passe généralement en haute mer, ce sont donc ici des eaux moins salées que les eaux environnantes qui accusent en surface une divergence d'origine profonde.

A l'entrée du chenal de Spartel (St. 226), la poussée des eaux atlantiques, d'évidence plus importante que dans le secteur E, ne laisse qu'une place très restreinte aux eaux méditerranéennes déjà très mélangées qui s'écoulent sur une épaisseur d'une trentaine de mètres seulement au-dessus du fond. On assiste alors à un laminage de la couche de discontinuité où le gradient de salinité est très fort puisque l'on passe de 36,15 à 38,10 sur un intervalle de 30 m. Ce resserrement a un effet certain sur l'intensité des courants de fond, ainsi que le montreront les mesures directes.

Coupe des températures (fig. 3).

On s'aperçoit avec cette coupe que les *eaux atlantiques* se manifestent jusqu'à la profondeur moyenne de 200 m, mais qu'elles sont plus ou moins scindées par des intumescences méditerranéennes.

Du côté atlantique, les « *eaux superficielles* » atteignent 22°30 et 18°47 dans le secteur méditerranéen.

Les « *eaux de l'upwelling marocain* » n'apparaissent de façon nette qu'à la surface, à la station 168 H₄, avec une température minimum de 15°02, mais il est probable que ce sont elles qui occupent le lobe dessiné de la station 168 H₄ à la station 169 H₂, entre les isothermes de 15°20 à 14°80. On notera que ces températures correspondent sensiblement à celle des eaux à 36,10 de l'upwelling marocain (FURNESTIN, 1959). Dans ce lobe, s'incluent cependant des eaux superficielles dont la température est de 15°20/15°30.

Les eaux méditerranéennes inférieures à 13°00 avec un minimum de 12°93 aux stations 228 et 170 H₁ et 12°91 à la station 169 H₂ sont celles qui présentent une salinité supérieure à 38,41. Ce sont des « *eaux septentrionales* » issues du nord du bassin occidental et de la côte espagnole, formées en hiver à la suite du refroidissement de la couche superficielle et telles que les a définies J. FURNESTIN (1960) d'après les observations de l'été 1957. Cette formation remonte progressivement depuis l'O de la Mer d'Alboran où elle se situe aux alentours de 700 m jusqu'au seuil de Gibraltar où elle se rencontre au niveau de 150 m.

Il est très important d'observer qu'aux alentours du seuil, ces basses températures intéressent non seulement la formation septentrionale qui les fournit, mais aussi les eaux qui l'environnent. En effet, à l'E du seuil, l'isotherme des 13°00 correspond sensiblement aux isohalines de 38,10/38,20.

Cette situation pourrait être le fait d'une extension maximale des eaux septentrionales avant le moment d'observation puis de leur retrait rapide, pulsation qui aurait provoqué le refroidissement de l'espace qui se trouve occupé au second temps par des eaux de mélange. Ce serait alors un processus qui nous rappellerait celui mis en valeur dans notre étude de l'automne 1958 au N du 42^e parallèle

(FURNESTIN et ALLAIN, 1962) où l'eau orientale succède à l'eau septentrionale en adoptant le caractère froid de la seconde.

Mais, comme ce refroidissement des eaux diluées est constant, ainsi que nous le constaterons aux autres moments de la marée, nous pensons qu'une autre cause le provoque, que nous allons essayer de déterminer en avançant une hypothèse.

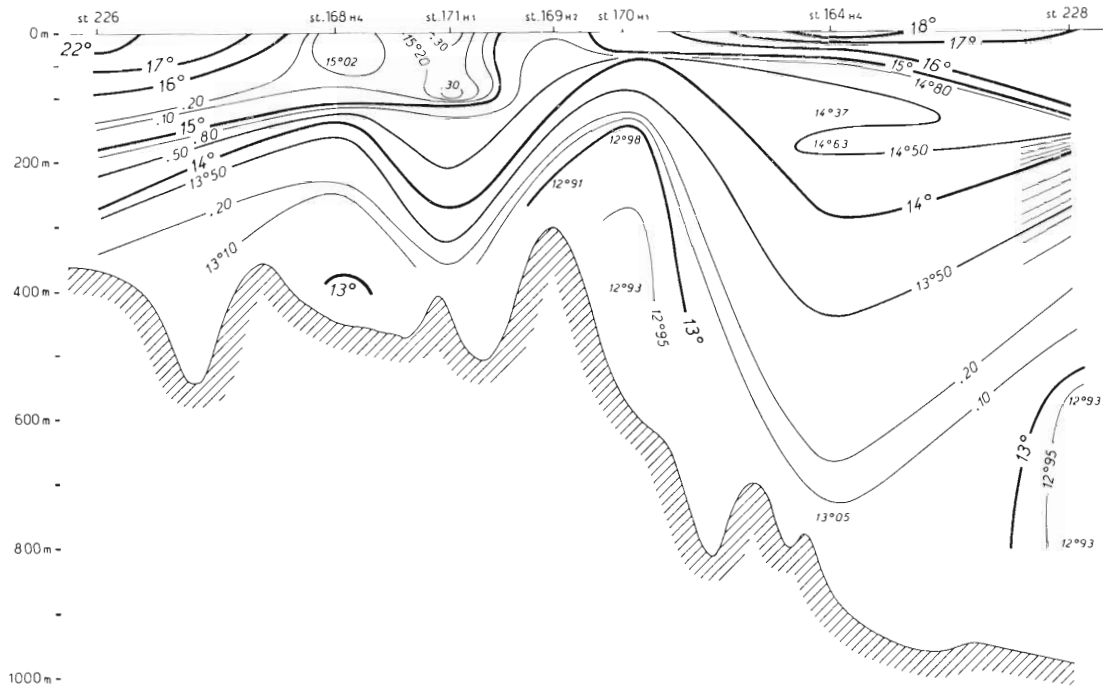


FIG. 3. — Section A, température à PM - 3 h.

Nous savons que la pression joue un rôle important sur la variation de la température d'une masse qui est soumise à des mouvements verticaux. Lord KELVIN (1857) a en effet démontré qu'une masse d'eau en plongée et donc subissant une pression de plus en plus forte se réchauffe progressivement. Réciproquement, une masse d'eau qui est amenée des grands fonds vers la surface se refroidit au fur et à mesure que diminue la pression. Cette variation adiabatique s'effectue donc indépendamment des échanges thermiques au contact des eaux environnantes.

Elle peut être déterminée par la formule de Lord KELVIN $\frac{dt}{dp} = \frac{e(t + 273)}{C_p \cdot \rho \cdot I}$, où t représente la température, p la pression, e le coefficient d'expansion à la température t et à la pression p, C_p la chaleur spécifique à une pression constante, ρ la densité, I l'équivalent mécanique de la chaleur.

EKMAN (1914) a établi, d'après cette formule, des tables qui permettent de calculer la *température potentielle*, c'est-à-dire la température que prendrait une particule d'eau qui serait amenée adiabatiquement du niveau où elle se trouve à un autre niveau, généralement la surface de la mer.

Dans le cas qui nous intéresse, pour une température observée voisine de 13°00, la variation adiabatique sera environ de 0°31 pour une masse d'eau qui serait élevée de 2 000 m jusqu'à la surface, de 0°15 de 1 000 m à la surface, de 0°07 de 500 m à la surface.

Si l'on considère, comme nous l'avons vu dans les coupes de l'été 1957 que les plus faibles températures, 12°90 à 13°00, se situent aux alentours de 1 000 m, représentant l'axe des eaux septentrionales dans l'E de la Mer d'Alboran, on en déduit qu'en remontant jusqu'au niveau de 200 m sur le

seuil du détroit de Gibraltar, cette masse aura donc subi une variation adiabatique de $-0^{\circ}10$, l'amenant à une température de $12^{\circ}80$ à $12^{\circ}90$. Mais au cours de sa remontée, elle se mélange plus ou moins sur sa périphérie aux eaux diluées de la couche superficielle. Sa frontière haline caractéristique s'en trouve beaucoup plus rapidement réduite que son étendue thermique qui intéresse alors une partie des eaux de la couche de mélange.

C'est sans doute ainsi, si l'on peut retenir cette hypothèse, que des eaux diluées à 38,10/38,20 se refroidissent et plongent contre le versant E du seuil. Un tel phénomène était déjà apparent en été 1957 dans l'O de la Mer d'Alboran où de basses températures ($12^{\circ}90$) influençaient des eaux à 38,30. Il est plus caractéristique aux alentours du seuil quand la masse divergente atteint la couche de discontinuité.

Ces eaux diluées et froides (38,37 à 38,22 et $12^{\circ}90$ à $13^{\circ}00$) franchissent le seuil et circulent dans le chenal de Spartel. On remarquera que toutes les données chiffrées des travaux antérieurs mènent à un résultat analogue, bien que les auteurs n'en aient pas fait mention dans leur exposé (notamment HELLAND-HANSEN in MURRAY et HJORT, 1912; LACOMBE et LIZERAY, 1960; BOCKEL, 1962), et dans de très nombreux cas les salinités de 38,18 à 38,37 dans le chenal de Spartel correspondent aux basses températures inférieures à $13^{\circ}00$. Les données de BOCKEL montrent que dans 2 cas seulement sur 22 observations des eaux à 38,40 parviennent dans ce secteur. Nous sommes en présence, dans l'O du seuil, d'une eau mixte qui a pris le caractère thermique de l'eau septentrionale qui circule dans l'E du seuil mais n'en a pas conservé le caractère halin.

Nous remarquerons, en nous basant sur les données antérieures dans la baie ibéro-marocaine (SCHOTT, 1928; RAMALHO et DENTINHO, 1931) que ces basses températures, inférieures à $13^{\circ}00$, que nous avons rencontrées dans l'O immédiat du seuil n'ont aucun rapport avec celles, analogues, des eaux océaniques de la mi-profondeur que l'on ne rencontre sur le fond, qu'au-delà du méridien de Trafalgar.

Les eaux méditerranéennes ont en effet tendance à se réchauffer au contact des eaux atlantiques de la couche supérieure en progressant vers l'O après le seuil. Rappelons que FURNESTIN (1959) leur attribuait une température de $13^{\circ}7$ à la profondeur de 400 m, devant le cap Spartel en automne 1953. Puis elles plongent d'un seul coup au sein des eaux profondes atlantiques qui les refroidissent à nouveau. Dès 600 m, elles ont acquis une température de $13^{\circ}00$ (RAMALHO et DENTINHO, 1931) et qui descend au-dessous de 12° vers le niveau de 1 000 m (LACOMBE et TCHERNIA, données chiffrées, 1960) autour duquel elles s'équilibrent pour progresser notamment vers le NO. Mais elles demeurent néanmoins un peu plus chaudes que les eaux environnantes ce qui permet, avec leur salinité plus élevée, de les caractériser et de suivre le cheminement de leur couche intermédiaire dans l'Océan. Leur nouveau caractère thermique a donc été acquis à l'O du détroit de Gibraltar : il procède d'un mélange avec l'eau atlantique de la couche supérieure, puis de la couche profonde.

PM (fig. 4 et 5). A partir de la pleine mer nous n'avons plus d'observations aux stations extrêmes 226 et 228. Par contre, une nouvelle station, 167, a été intercalée entre les stations 170 et 164, à l'E du seuil.

Les eaux atlantiques n'ont guère ici plus d'importance qu'à PM — 3 h. Tout au plus peut-on dire que l'isotherme des $15^{\circ}00$ n'est pas rompue au centre par une poussée profonde comme au moment précédent et traverse toute la coupe entre les niveaux de 25 et 100 m.

Les « eaux de l'upwelling marocain » pénètrent à la station 168 H₁ avec un taux minimum de 36,07 à 120 m, apparaissent en surface un peu à l'E du seuil avec un minimum de 36,06, mais elles se manifestent également à l'O du seuil où elles déterminent entre les stations 167 et 164 un lobe à 36,15/36,20 entre les profondeurs de 50 et 100 m. D'une température de $14^{\circ}61$ à $14^{\circ}75$ à l'E du seuil, elles se réchauffent en remontant vers la surface et en cheminant vers l'E où elles ne se distinguent plus comme à l'O par un lobe intermédiaire dans la coupe des isothermes.

La station 167 H₁ laisse apparaître des éléments nouveaux, éléments qui ressortiraient également à PM — 3 h si nous avions inclus à l'emplacement de la station 167, la station 140 H₃ effectuée à PM — 3 h mais plus tardivement. A l'intumescence observée au moment précédent, se substitue ici une onde double dont les points hauts sont constitués aux stations 169 H₃ (au-dessus du seuil) et 167 H₁ (à l'E du seuil) par des eaux de salinité supérieure à 38,30 entre 120 et 150 m, et le point bas

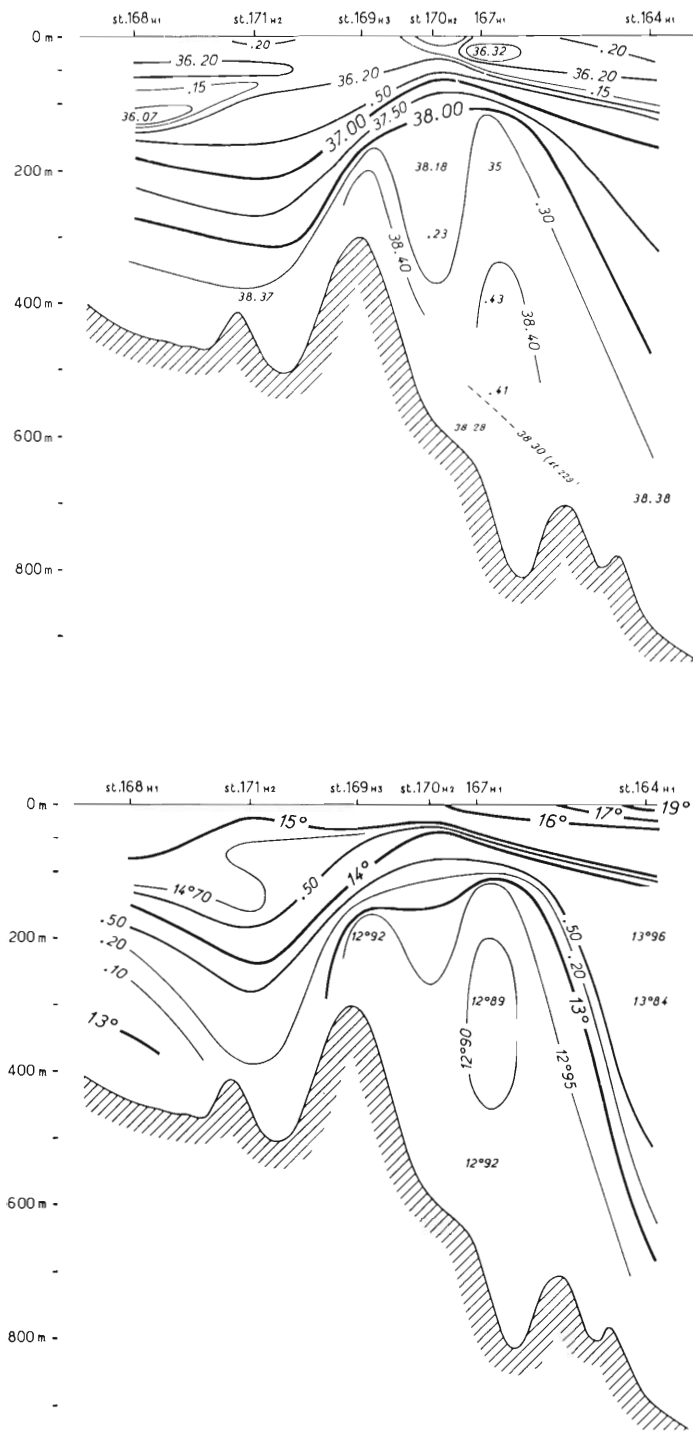


Fig. 4 et 5. — Section A, salinité (en haut), température (en bas) à la pleine mer.

par une chute brutale de la même isohaline jusqu'au niveau de 370 m à la station 170 H₂ et de celle de 38,40 jusqu'au niveau de 450 m.

Simultanément, les isothermes de 12°92 à 12°95 adoptent sensiblement la même disposition, tandis que l'isotherme des 13°00 couvre l'ensemble du phénomène, présentant ici une ampleur maximale puisqu'elle atteint le niveau de 110 m à la station 167 H₁ et de 160 m à la station 169 H₃ au-dessus du seuil. Un minimum thermique de 12°89 est observé à la station 167 H₁ entre 300 et 400 m de profondeur : il intéresse des eaux du type septentrional au taux de 38,41 à 38,44 (valeur maximale rencontrée à ce moment).

Comme précédemment, les basses températures débordent largement le domaine des eaux qui les y ont amenées et refroidissent celles au taux de 38,20 à 38,40 qui sont à leur contact. Il s'ensuit une chute de ces eaux mélangées laquelle ouvre en son centre l'intumescence méditerranéenne lui donnant l'aspect d'une onde double. Nous verrons, dans l'étude des ondes internes, qu'un phénomène dynamique intervient également dans cette disposition.

Consécutivement à ce phénomène, on observe à partir de 400 m, à la station 167 H₁, une diminution de la salinité qui passe de 38,43 à 38,41, décroissance qui sera beaucoup plus apparente à la station de recoupement 229 où la dernière bouteille d'une filière fut immergée sur le fond même, une autre bouteille étant disposée à 40 m au-dessus du fond. Les résultats obtenus à la suite de cette expérience et vérifiés par 5 analyses faites dans les meilleures conditions, nous donnèrent des salinités de 38,28 de 550 à 590 m. Cette observation nous permet de conclure avec certitude que des eaux diluées, d'influence atlantique, plongent jusqu'au fond du Déroit, à l'E du seuil. Elles scindent, sans doute par intermittence, la divergence méditerranéenne et glissent aussi contre le versant E du seuil, ainsi que le précise l'allure des courbes au voisinage du fond.

On notera par ailleurs que l'expansion thermique est sans doute aussi l'une des causes de la forte accumulation des eaux diluées autour de la station 164.

PM + 3 h (fig. 6 et 7). On assiste, au moment du perdant, à une importante pénétration des eaux atlantiques en Méditerranée en même temps qu'à un affaiblissement très net de la poussée méditerranéenne.

En effet, ce sont des eaux atlantiques pratiquement pures, inférieures à 36,20 et donc issues de l'upwelling marocain, qui envahissent presque toute la couche superficielle jusqu'à 100 m de profondeur et qui creusent à l'O du seuil un lit important dont le fond repose directement sur la couche de discontinuité, à 240 m de profondeur. La disposition de ce lobe principal, qui comporte un taux minimum de 35,98 à 125 m (St. 169 H₄) et autour duquel se ferment concentriquement les isohalines de 36,00 à 36,15 correspondant à des températures de 14°00 à 15°50, définit la provenance latérale des « eaux de l'upwelling marocain ». Une lentille dessalée (36,02) de même source, subsiste en surface à l'E du seuil (St. 167 H₂), mais elle subit dans ce secteur un réchauffement (17°00) qui traduit sans doute un certain cheminement au contact des « eaux superficielles ». Nous observons par ailleurs la présence, à la station 168 H₂ d'une autre pellicule d'eau peu salée (minimum 35,34) et relativement froide (15°54) qui ne peut provenir que d'une autre digitation d'« eau d'upwelling » à l'O du secteur considéré.

Les eaux méditerranéennes supérieures à 38,40 ne se présentent plus qu'en un lobe unique se redressant à l'E du seuil avec un taux maximum de 38,46 à 470 m mais se trouvant écarté de son versant par des eaux diluées au minimum de 38,27 à 450 m.

Ces dernières sont celles que nous avons rencontrées à la PM. Le cascading, alimenté maintenant par un flux atlantique beaucoup plus important, se manifeste contre le versant E du seuil où la présence de basses températures (12°89/12°90) accentue ce mouvement de plongée.

Simultanément, un nouveau mouvement se dessine qui infléchit vers l'E les isohalines de 36,30 à 37,00 entre les niveaux de 75 à 200 m, tandis qu'à une plus grande profondeur, entre 150 et 300 m, les isothermes de 14°00 à 12°90 accusent la même courbure de façon encore plus nette. Ce gauchissement traduit l'importante pression des eaux atlantiques sur l'intumescence méditerranéenne et aussi l'attraction du courant de surface très intense à ce moment sur les eaux mélangées qui sont en partie entraînées vers l'E. C'est un mascaret interne tel que nous le trouverons défini dans le chapitre sur les ondes internes.

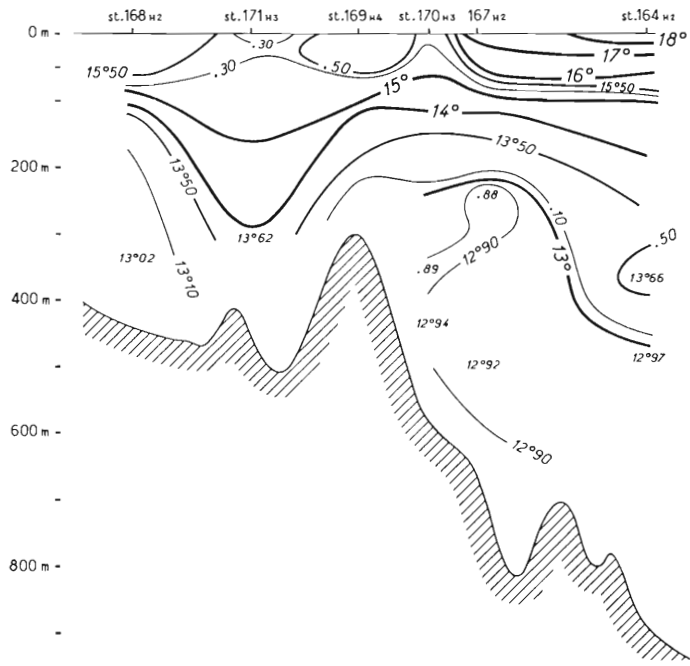
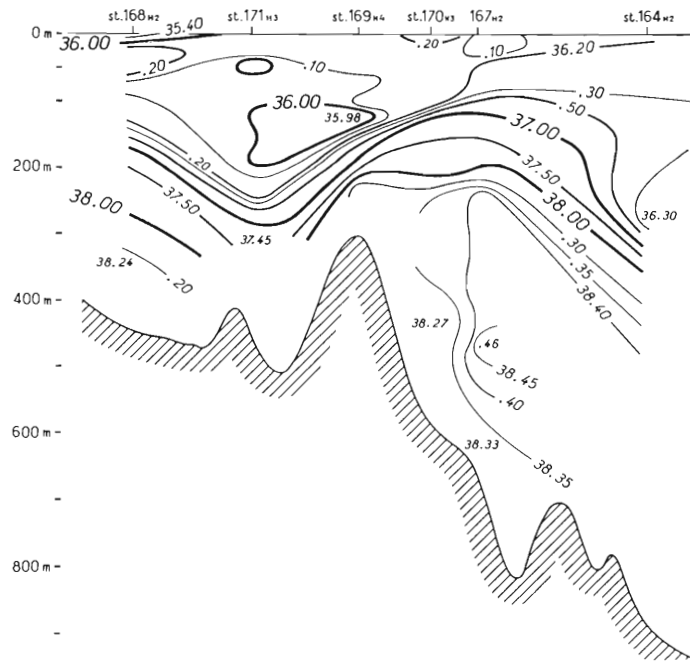


FIG. 6 et 7. — Section A, salinité (en haut), température (en bas) à PM + 3 h.

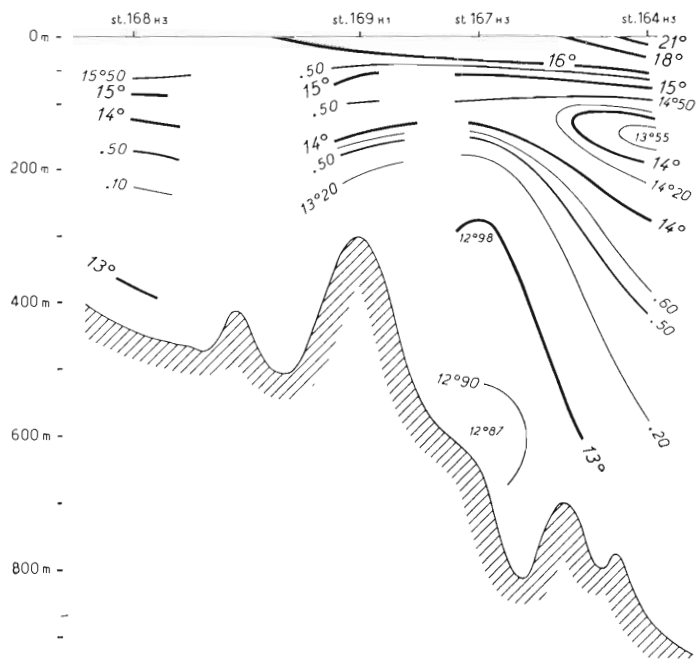
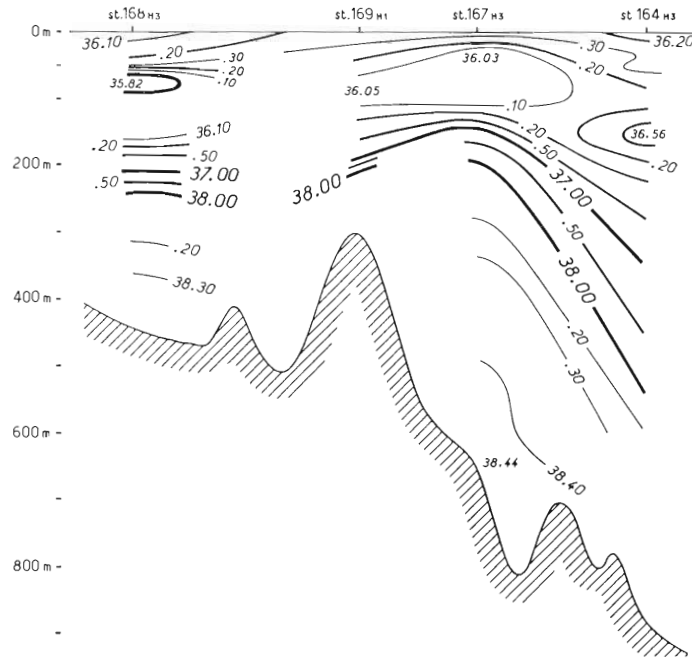


FIG. 8 et 9. — Section A, salinité (en haut), température (en bas)
à la basse mer.

BM (fig. 8 et 9). A la basse mer, nous manquons d'observations aux stations 170 et 171.

On peut remarquer ici que les eaux atlantiques occupent un volume aussi important qu'à PM + 3 h, mais leur répartition est un peu différente ; en effet, les « eaux de l'upwelling marocain » ont progressé vers l'E et leur lobe intermédiaire, circonscrit par l'isohaline de 36,20, s'étale de façon continue entre 50 et 150 m depuis la station 168 H₃ à l'O jusqu'au delà de la station 167 H₃ à l'E du seuil. Elles présentent des valeurs minimum de 35,82 à 75 m à leur entrée dans la coupe (168 H₃) et de 36,03/36,07 entre 40 et 120 m à l'E à hauteur de la station 167 H₃. Les températures s'échelonnent régulièrement de la surface au fond, mais par superposition on peut estimer que les « eaux de l'upwelling » se situent entre les isothermes de 13°70 à 15°50 dans l'O et qu'elles se réchauffent comme précédemment dans l'E où elles se mélangent progressivement aux eaux atlantiques superficielles qui les recouvrent. Ces dernières se présentent en effet à la basse mer avec des taux de 36,20 à 36,30 et une température de 15°50 à 21°00 qui atteint son maximum à l'E de la coupe, mais que nous retrouverions sans doute à l'O si la section était aussi étendue qu'à PM — 3 h.

L'importante anomalie que l'on trouve à l'E (station 164 H₃), avec un taux minimum de 36,56 à 150 m pourrait sembler, *a priori*, douteuse, mais nous pensons qu'il s'agit d'un lobe abandonné par une vague déferlante au moment du retrait de l'onde interne, ainsi que nous le verrons dans le chapitre traitant des variations verticales périodiques. A ce lobe plus salé correspond une température plus basse de 13°55 à 14°00 entre 100 et 200 m.

A l'E du seuil, le mélange entre les eaux atlantiques et méditerranéennes est très important puisque toutes les valeurs trouvées à l'E de la station 167 H₃ sont inférieures à 38,40. L'isotherme des 13°00 s'est également rapprochée du versant E du seuil, mais correspond encore à des eaux au taux de 38,30. Les plus faibles températures, 12°87 à 12°90, concernent des eaux à 38,40/38,44 à la station 167 H₃ de 500 m au fond.

Section B, à hauteur du seuil.

PM — 3 h (fig. 10 et 11). La couche de discontinuité qui sépare les eaux atlantiques et méditerranéennes est marquée par une forte pente dont le point haut se situe dans la zone superficielle contre le versant espagnol, et le point bas au-dessus des plus grands fonds vers le niveau de 170 m (St. 121 H₂). Le plus fort gradient de salinité se remarque à la charnière du seuil à hauteur de la station 120 H₅ où la distance entre les isohalines de 36,50 à 38,10 est seulement de 20 m. Sur le versant espagnol, il traduit une très forte poussée des eaux méditerranéennes. Par contre, dans la partie centrale, à hauteur de la station 121 H₂ la dispersion des courbes de la couche de discontinuité est l'indice d'un certain mélange. Sur le versant marocain, nos observations en profondeur sont insuffisantes pour apprécier l'allure de la couche de plus fort gradient et l'influence méditerranéenne. Toutefois, comme les salinités de la couche supérieure sont plus fortes dans le secteur espagnol, 38,04 à 50 m contre 36,25 sur le versant sud, il est certain que la poussée profonde est beaucoup plus active vers le N.

La thermocline qui se situe entre 14°00 et 13°10 et sur laquelle vient converger l'isotherme des 15°00 dans le secteur NE, se superpose à la couche de discontinuité.

Les « eaux atlantiques superficielles » au taux inférieur à 36,30 occupent la partie SE jusqu'au niveau de 60 m ainsi que la couche supérieure du secteur NE. Leur température varie de 15°00 vers 60 m à 18°29 en surface. On remarque cependant une pellicule superficielle au taux minimum de 36,16 entre les stations 121 H₂ et 120 H₃ ainsi qu'un lobe à 36,22 entre 10 et 25 m contre le versant marocain qui indiquent la présence de l' « eau d'upwelling marocain » dont l'influence est également marquée par un abaissement de la température superficielle dans le secteur SE (16°50 à 17°00).

Les eaux méditerranéennes sont nettement plus salées que dans la coupe axiale et des taux de 38,50/38,52 indiquent même l'apparition d' « eaux orientales » à partir de 270 m. On doit donc noter une certaine évolution du régime entre cette époque d'observations au début de juin et celle de la coupe axiale, de la fin de juin au début de juillet.

Si l'on considère les isothermes, on s'aperçoit que les plus faibles températures (12°88 à 12°95 entre 280 et 320 m) concernent non seulement des eaux comprises entre 38,30 et 38,50, mais

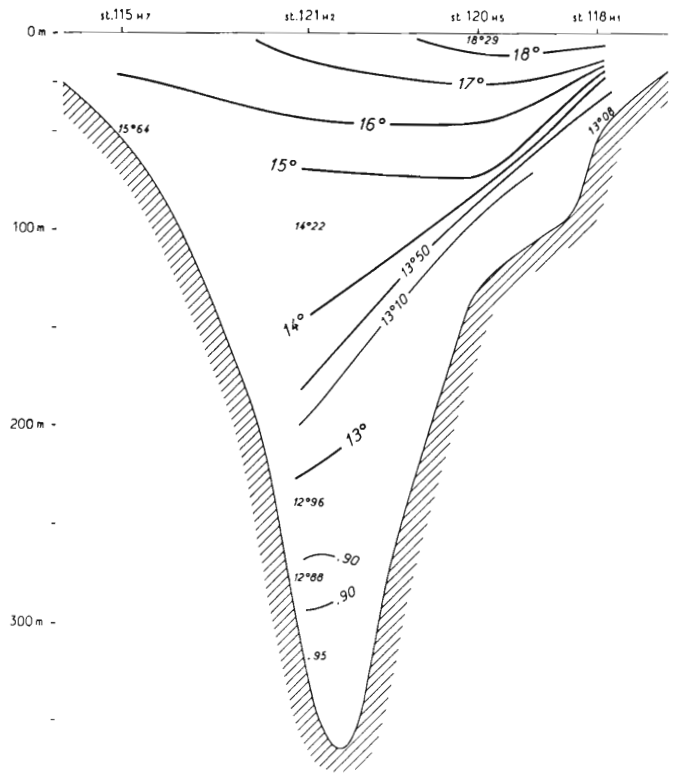
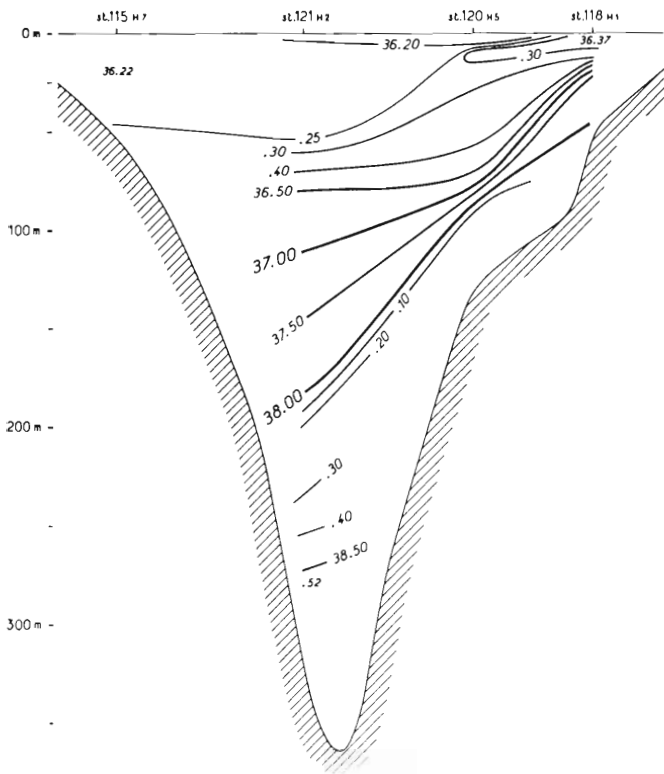


FIG. 10 et 11. — Section B, salinité (à gauche), température (à droite), à PM — 3 h.

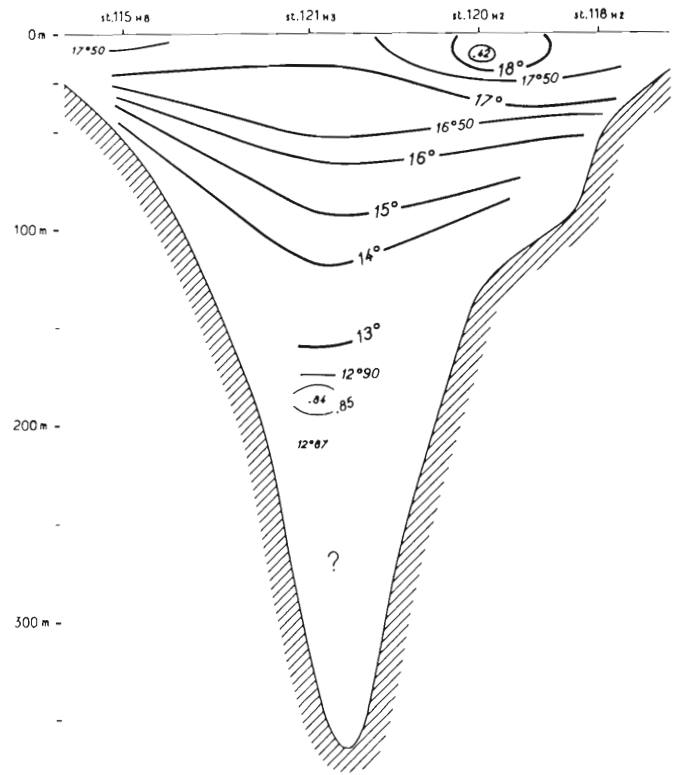
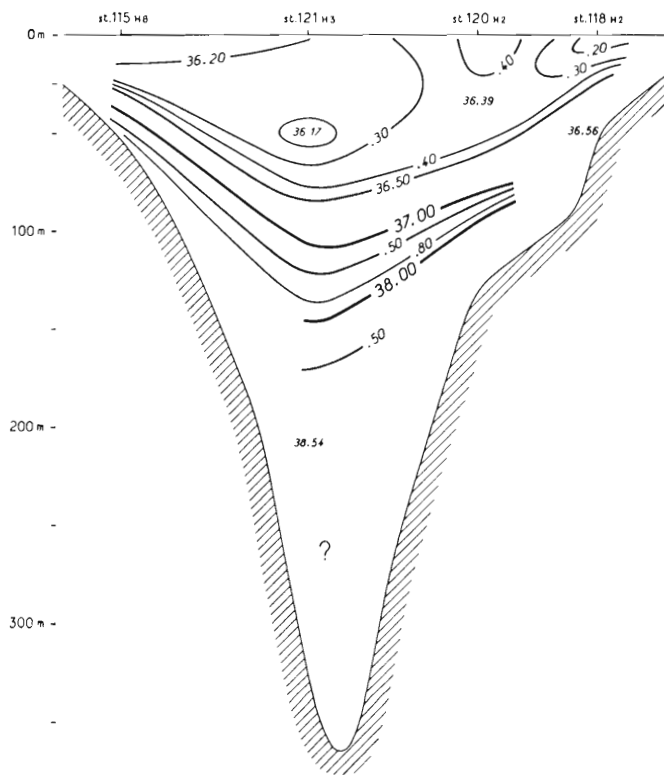


FIG. 12 et 13. — Section B, salinité (à gauche), température (à droite), à la pleine mer.

aussi les eaux à caractère halin oriental. Ces dernières, mixtes, ont été définies dans l'étude de FURNESTIN et ALLAIN (1962) sur le nord du bassin occidental de la Méditerranée en automne 1958: il s'agit de la branche d' « eau orientale » qui, accomplissant dans ce bassin un circuit cyclonique, succède aux « eaux septentrionales profondes » en perdant de sa température et en s'enfonçant progressivement, processus que nous retrouvons en hiver 1960 le long de la côte algérienne (FURNESTIN et ALLAIN, 1962) et qui existait d'ailleurs à l'ouest du seuil d'Alboran en été 1957 (FURNESTIN, 1960) où des eaux à 38,50 adoptent une température de $12^{\circ}95$, ainsi qu'on peut le voir sur la coupe A8 de cette dernière étude.

PM (fig. 12 et 13). La disposition en forme de V des isohalines comprises entre 36,50 et 38,00, limitant la zone de fort gradient de salinité, indique, en même temps qu'une poussée profonde des eaux méditerranéennes contre les deux versants, le creusement du lit atlantique dans la partie centrale. A l'image des isohalines, les isothermes de la thermocline adoptent cette allure en berceau.

Ainsi qu'à PM — 3 h, les eaux atlantiques sont presque essentiellement d'origine superficielle avec des valeurs supérieures à 36,20, mais un taux un peu plus faible, 36,19 à 10 m à la station 115 H₈ et 36,17 à 40 m à la station 121 H₃, indique l'influence dans le secteur SE d' « eaux de l'upwelling marocain » qui déterminent d'ailleurs un écartement des isothermes entre $16^{\circ}50$ et $17^{\circ}50$.

A la station 120 H₂, en surface, on note un taux nettement plus élevé de la salinité : 38,43 qui peut s'expliquer par une influence d'une remontée profonde située plus à l'E.

Ce sont encore des eaux orientales supérieures à 38,50 que l'on rencontre au-dessous de 170 m marquant un maximum de 38,54 au niveau de 200 m, profondeur maximale des observations à ce moment. Comme précédemment, ces eaux qui ont une température inférieure à $13^{\circ}00$, sont mixtes. Le faible minimum thermique que l'on rencontre autour de 200 m, $12^{\circ}85$, correspond sans doute à une variation adiabatique indiquant leur caractère ascendant et leur origine profonde.

PM + 3 h (fig. 14 et 15). Concordant avec les observations que nous avons faites sur la section axiale, c'est à partir de ce moment que le volume occupé par les eaux atlantiques augmente, traduisant leur très nette progression vers la Méditerranée. Leur lit s'approfondit au centre où l'isohaline de 38,00 descend jusqu'au niveau de 200 m (St. 121 H₄) et leur section emplit les 2/3 au moins de la coupe sur le seuil.

Les eaux atlantiques superficielles occupent en surface plus de la moitié de la coupe autour de son centre et s'enfoncent jusqu'au niveau de 150 m à la station 121 H₄ avec des salinités comprises entre 36,20 et 36,40.

Elles reposent directement sur des eaux moins salées de l' « upwelling marocain » (36,13/36,15 à 36,20) ici disposées en une lame d'égale importance épousant exactement les contours du lit atlantique, au-dessus de la couche de discontinuité.

A cet apport d'eau atlantique correspond un réchauffement de la surface et de la mi-profondeur. La température est de $18^{\circ}60$ à 5 m, au centre, et l'isotherme de $17^{\circ}00$ descend jusqu'à 100 m, tandis que celle des $13^{\circ}00$ est repoussée jusqu'à 240 m. Du côté marocain cependant, un certain refroidissement reste caractéristique de la présence de l' « eau d'upwelling ».

Les eaux méditerranéennes n'apparaissent plus qu'à partir de 225 m avec un taux de 38,40 et la plus forte salinité 38,48 se rencontre à 240 m, correspondant encore à la faible température de $12^{\circ}90$.

Mais, devant cet envahissement des eaux océaniques, la poussée verticale méditerranéenne reste néanmoins active surtout contre le versant espagnol où l'on retrouve un taux de 36,77 à 50 m de profondeur, en même temps qu'on note un abaissement de la température. 15° à $16^{\circ}00$, à ce niveau.

BM (fig. 16 et 17). A la basse-mer, bien que la salinité de l'eau atlantique superficielle reste forte, marquant une poussée de l'O aussi importante qu'au moment précédent, la symétrie thermohaline est rompue par une remontée des eaux profondes qui déforme le lit atlantique surtout dans la coupe des températures où les isothermes sont ramenées vers la surface, notamment dans le secteur NE (St. 120 H₄ et 117).

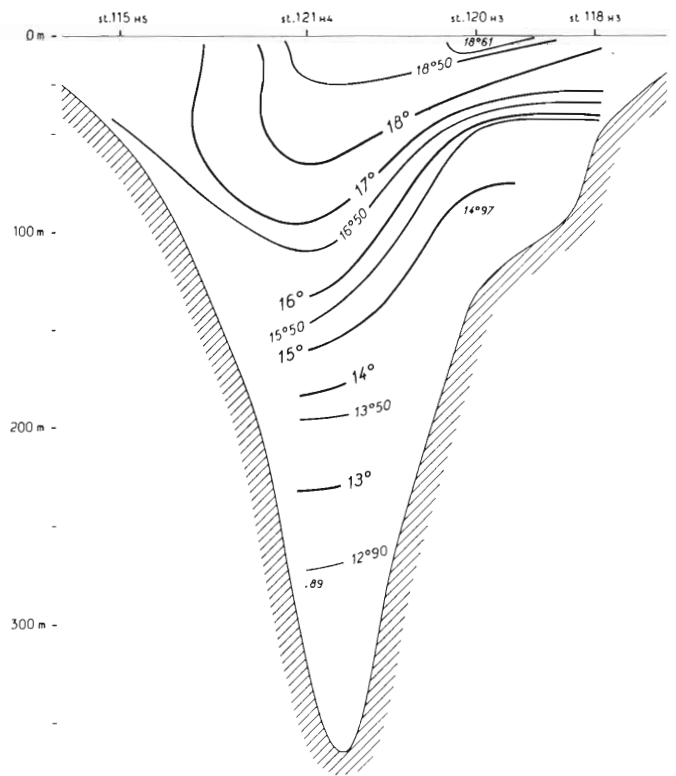
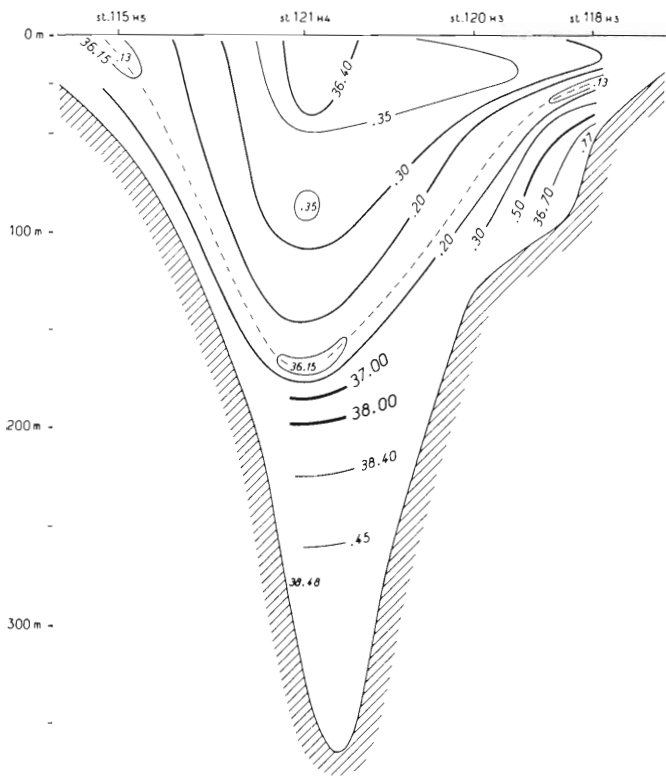


FIG. 14 et 15. — Section B, salinité (à gauche), température (à droite), à PM + 3 h.

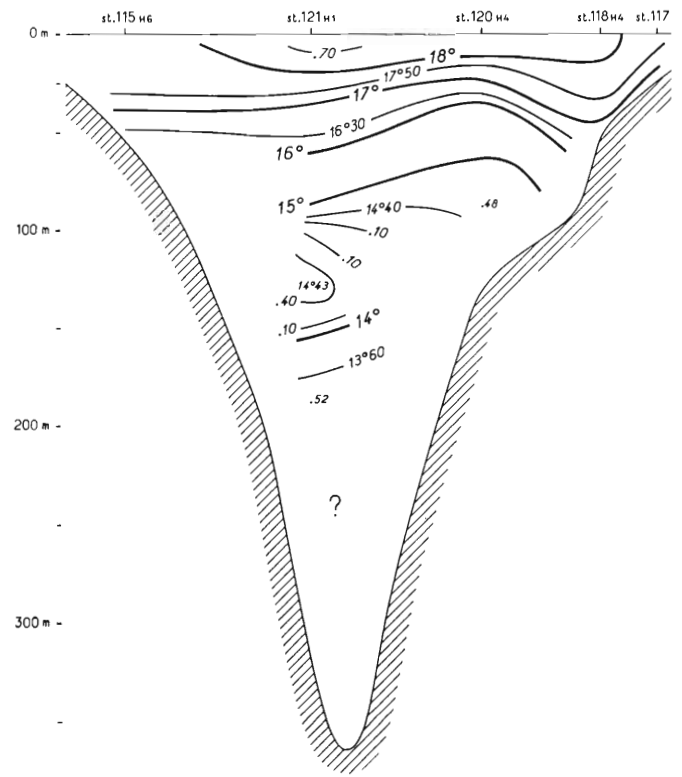
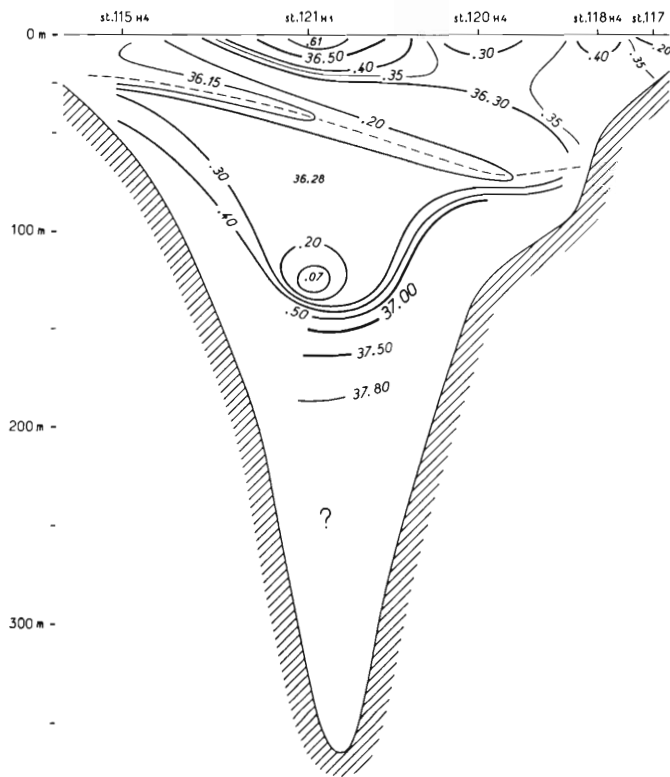


FIG. 16 et 17. — Section B, salinité (à gauche), température (à droite), à la basse mer.

Ce sont maintenant des eaux de l' « upwelling marocain » qui remplacent pour une large part, les « eaux atlantiques superficielles » qu'elles ne circonscrivent plus comme à PM + 3 h. En effet, elles se déploient ici en un lobe allongé au taux de 36,15 /36,20 depuis la côte marocaine où elles se trouvent en surface jusqu'au versant espagnol, en s'enfonçant progressivement du sud au nord jusqu'à la profondeur de 70 m. Simultanément, elles abandonnent au centre de la coupe, entre 120 et 140 m, une lentille dessalée à 36,10/36,20 qui correspond, dans la coupe des températures au lobe isolé de 14°43/14°10.

Les eaux atlantiques superficielles se reconnaissent à leur taux supérieur à 36,20, mais des valeurs particulièrement élevées marquent la surface à la station 121 H₁ (36,30 à 36,40) ; consécutives à un mélange, il est probable qu'elles ont une origine profonde bien qu'à ce moment de la marée les eaux atlantiques soient prédominantes ; elles peuvent provenir aussi d'un secteur assez lointain du NO ibéro-marocain.

Dans la couche superficielle, le réchauffement a lieu très régulièrement, sans tenir compte de l'opposition des différentes masses d'eau et, malgré le rehaussement des isothermes inférieures, la température reste de 18°73 en surface à la station 121 H₁. Tout au plus remarque-t-on un léger abaissement, d'une part dans le secteur SE (17°84) avec l'arrivée des « eaux d'upwelling », d'autre part dans le secteur NE (17°64) avec la divergence profonde. Cette divergence est d'ailleurs bien prononcée à la station 120 H₄ et les isothermes indiquent qu'elle est active non seulement contre le versant espagnol ainsi que l'indiquent les salinités, mais aussi plus au large au niveau de la charnière du seuil.

Nous manquons d'observations à partir de 180 m, mais nous remarquerons que l'isotherme de 14°00 a remonté jusqu'au niveau de 150 m, ainsi d'ailleurs que l'isohaline de 37,00, laissant plus de place aux eaux méditerranéennes.

Section C, à l'est du seuil, aux alentours du méridien de Tarifa.

Il apparaîtra, par l'examen comparé des différentes sections faites à une quinzaine de jours d'intervalle, que des variations appréciables interviennent dans la situation hydrologique, telles, par exemple, que l'extension des « eaux de l'upwelling marocain » plus importante à l'E du seuil que sur le seuil lui-même. Elles sont dues à des différences dans les coefficients de marée, à certaines perturbations météorologiques et aussi sans doute à une progression du cycle saisonnier. Nous examinerons plus loin ces variations en comparant des stations répétées à des époques différentes.

PM — 3 h (fig. 18 et 19). Dans cette coupe, la couche de fort gradient est plus étalée que dans la section B puisque l'écartement minimum entre les isohalines de 36,50 et de 38,10 est de 55 m environ entre les stations 140 H₃ et 141 H₄.

Au-dessus de l'isohaline de 36,50, sensiblement horizontale depuis le versant marocain jusqu'à la station 141 H₄, et déclive vers la côte espagnole où elle atteint la surface, se situent les eaux atlantiques sur une épaisseur moyenne de 60 m. Elles sont dans leur majeure partie composées d' « eaux de l'upwelling marocain » dont le minimum halin (36,05/36,01) se place au niveau de 50 m. Ces dernières proviennent du secteur S ainsi que l'indique la disposition de leur lobe. Des eaux atlantiques superficielles les recouvrent dans le secteur N (36,30/36,40) ; elles forment par ailleurs un lobe d'importance secondaire contre le versant marocain (36,30/36,35).

Bien que d'assez faible importance dans la coupe des salinités, c'est cependant à ces dernières eaux qu'est attribuable le réchauffement superficiel : 17°43 au N, 15°62 au S, 15°00 vers 50 m sur toute la largeur de la coupe. Il intéresse une grande partie des « eaux de l'upwelling » et même le sommet de la divergence profonde sur le versant espagnol.

Par contre, la basse température observée dans le secteur marocain entre 75 et 100 m (St. 139 H₄ : 14°02) et qui écarte les isothermes de 14° à 15°00 correspond à une influence de l' « eau d'upwelling », mais nous voyons qu'elle refroidit en même temps des eaux à 36,40/36,60. Cette disposition suffirait à expliquer la chute de ces dernières qui se traduit par la présence, sous une couche plus salée à 37,60, d'un lobe d'eau diluée à 37,50 occupant les niveaux de 150 à 270 m et ouvrant la couche de discontinuité contre le versant marocain. Nous verrons plus loin que cet enfoncement des eaux moins salées est favorisé par l'activité des ondes internes.

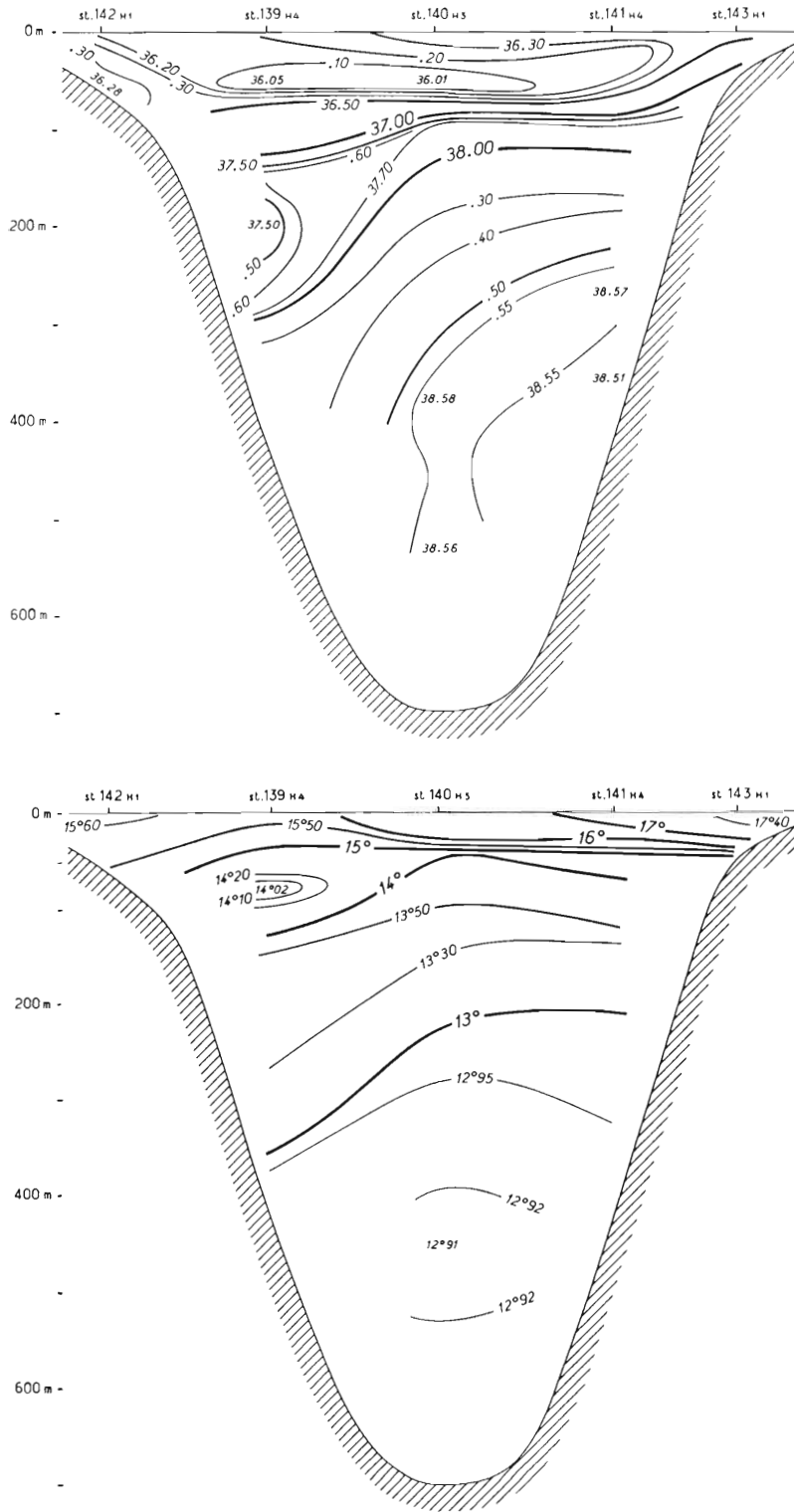


FIG. 18 et 19. — Section C, salinité (en haut), température (en bas), à PM — 3 h.

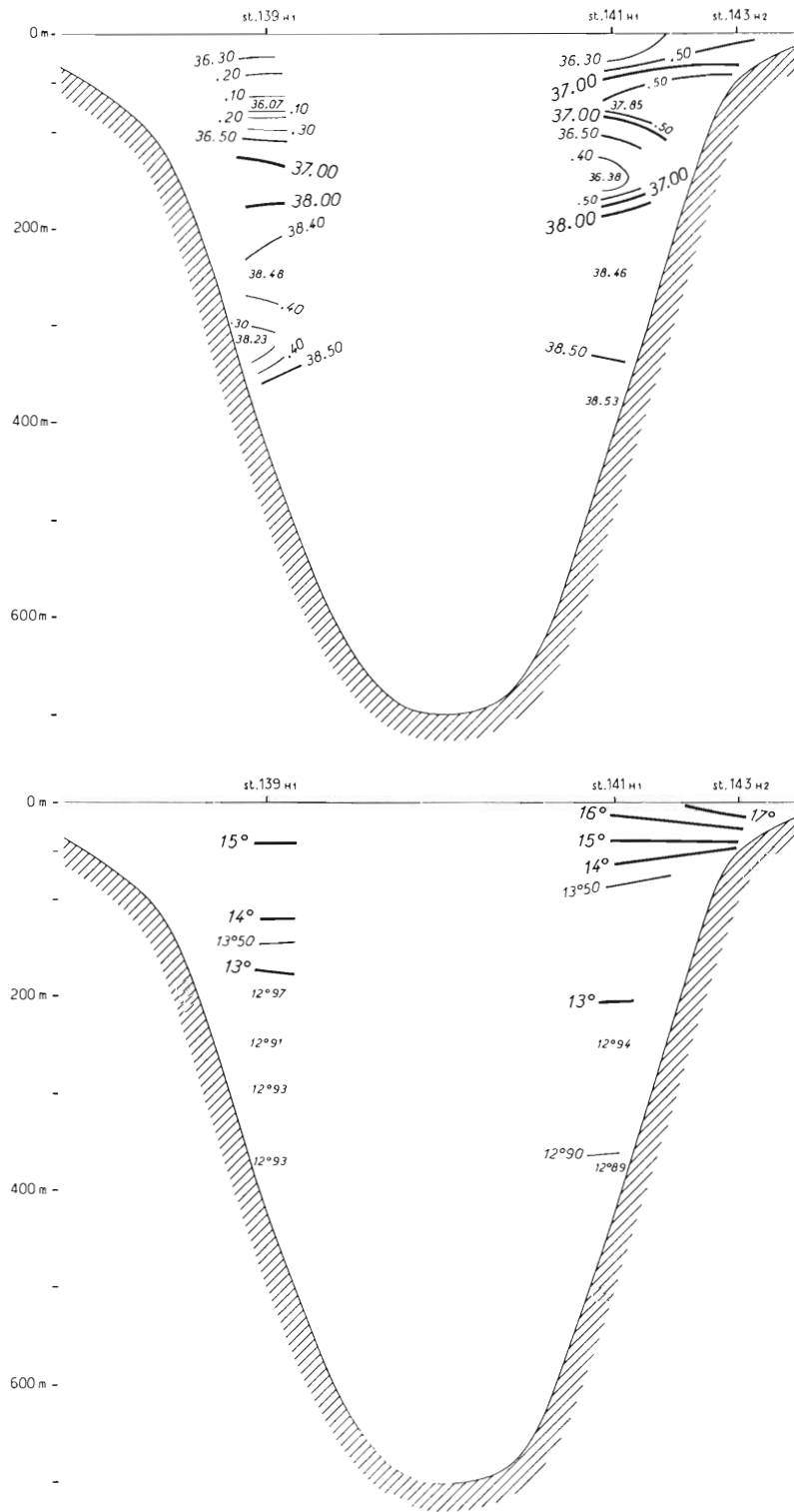


FIG. 20 et 21. — Section C, salinité (en haut), température (en bas), à la pleine mer.

Ainsi cette plongée des eaux d'origine superficielle sous des eaux plus salées à caractère divergent n'est pas seulement propre à la côte algérienne où nous l'avons découverte en hiver 1960 (FURNESTIN et ALLAIN, 1962) puisqu'elle s'amorce, dès le détroit de Gibraltar, contre le versant marocain.

Simultanément, les eaux méditerranéennes remontent contre le versant espagnol seulement où l'on rencontre à partir de 180 m une salinité supérieure à 38,40 et une température inférieure à 13°00 tandis que l'isohaline et l'isotherme correspondantes descendent jusqu'à 400 m et plus du côté marocain.

Les eaux les plus salées, supérieures à 38,50, et dont le maximum se situe à 370 m circulent dans la moitié N seulement de la coupe, formant un lobe important à partir du versant espagnol. Ainsi que sur le seuil, elles sont mixtes et leur caractère halin « oriental » correspond à une température inférieure à 13°00 qui est le caractère thermique de l'« eau septentrionale » et dont le minimum de 12°91/12°92 intéresse les taux les plus forts.

PM (fig. 20 et 21). Nos observations sont ici limitées aux stations 139 H₁, 141 H₁ et 143 H₂. Néanmoins, on peut observer dans cette coupe, par rapport à PM — 3 h, un enfoncement de la couche de discontinuité consécutif à un apport atlantique plus important. Les « eaux de l'upwelling marocain » subsistent avec un taux de 36,03 à 36,20 à la station 139 H₁ à la profondeur de 50 à 80 m.

Il est important d'observer que les eaux diluées continuent à descendre sur le versant marocain où on les retrouve maintenant entre 270 et 350 m avec une salinité de 38,23/38,40. Là, elles rencontrent des eaux orientales refroidies auxquelles elles empruntent leur basse température qui leur permet alors de se maintenir en état d'équilibre presque stable à ce niveau. On constate une fois de plus que des eaux dessalées d'influence atlantique peuvent participer de proche en proche à la formation d'une partie de l'eau profonde dans le sud du bassin occidental, ce qui ne fait que confirmer ce que nous savons déjà de leur processus de cascading sur la côte algérienne.

Beaucoup plus marquée que précédemment, la remontée des eaux méditerranéennes contre le versant espagnol se distingue ici par un véritable plissement de la colonne d'eau qui, après s'être redressée contre le talus, déferle vers le sud entre 50 et 100 m, au-dessus d'eaux moins salées. Des eaux à 37,85 parviennent ainsi jusqu'à 75 m à la station 141 H₁ et recouvrent des eaux atlantiques à 36,40 entre 100 et 150 m. Dans la coupe des températures, cette violente poussée verticale est seulement marquée par un relèvement de l'isotherme des 14°00 jusqu'au niveau de 50 m sur le versant N.

Dans le reste de la coupe, les eaux à 38,40 atteignent comme précédemment le niveau de 200 m jusqu'où remonte l'isotherme des 13°00. Quant aux eaux orientales refroidies, on les retrouve de part et d'autre de la coupe au niveau de 350 m au-dessous duquel nous n'avons plus d'observation.

PM + 3 h (fig. 22 et 23). C'est le moment, nous l'avons vu sur la section B, où le courant atlantique vers la Méditerranée se développe, mais au lieu de creuser, comme sur le seuil, un lit en forme de V, il s'étale en largeur sur presque toute la coupe jusqu'au niveau de 100 à 130 m où passe l'isohaline de 36,50. Nous voyons qu'à hauteur du méridien de Tarifa, les eaux atlantiques n'occupent guère beaucoup plus d'espace qu'à PM — 3 h ou à la pleine mer. Les « eaux de l'upwelling marocain » proviennent, comme à PM — 3 h, du secteur S et de la surface d'où elles plongent jusqu'au niveau de 75/100 m pour s'étaler, en lobe intermédiaire, sur les 2/3 de la coupe; leur minimum halin se situe à 10 m à la station 142 H₂ (36,18), à 100 m à la station 139 H₂ (36,18), à 50 m à la station 140 H₁ (36,14).

En opposition avec ces dernières, les eaux atlantiques superficielles se manifestent dans le N de la coupe avec une salinité supérieure à 36,25 et atteignant 36,42 en surface. On notera qu'elles s'écoulent vers le S en un mouvement qui fait suite à celui déterminé par le repliement des eaux ascendantes au moment précédent. Il s'ensuit nécessairement un certain mélange en surface. L'apport d'eaux atlantiques superficielles est également accusé par un lobe important dessiné par les isothermes de 17°00 à 16°00 dans ce secteur.

Mais l'extension à PM + 3 h des eaux océaniques est surtout caractérisée dans cette coupe par une importante zone de mélange qui écarte la couche de discontinuité et rabaisse l'isohaline de 37,00 à la profondeur de 280 m dans le secteur marocain. Elle est déterminée par une chute des eaux atlantiques qui dessinent un lobe à 36,33/36,40 entre 200 et 270 m. Ce lobe se trouve écrasé par une

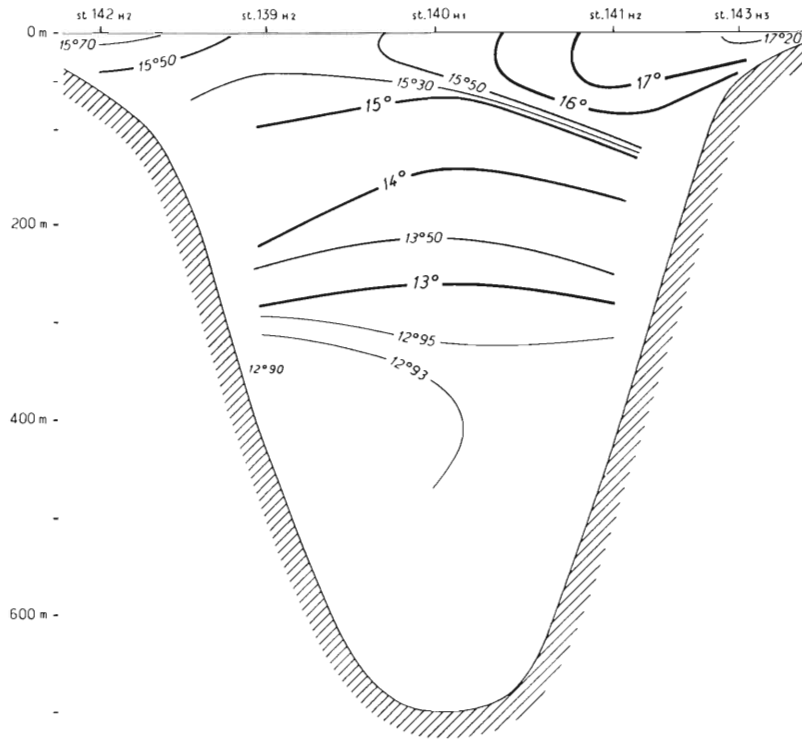
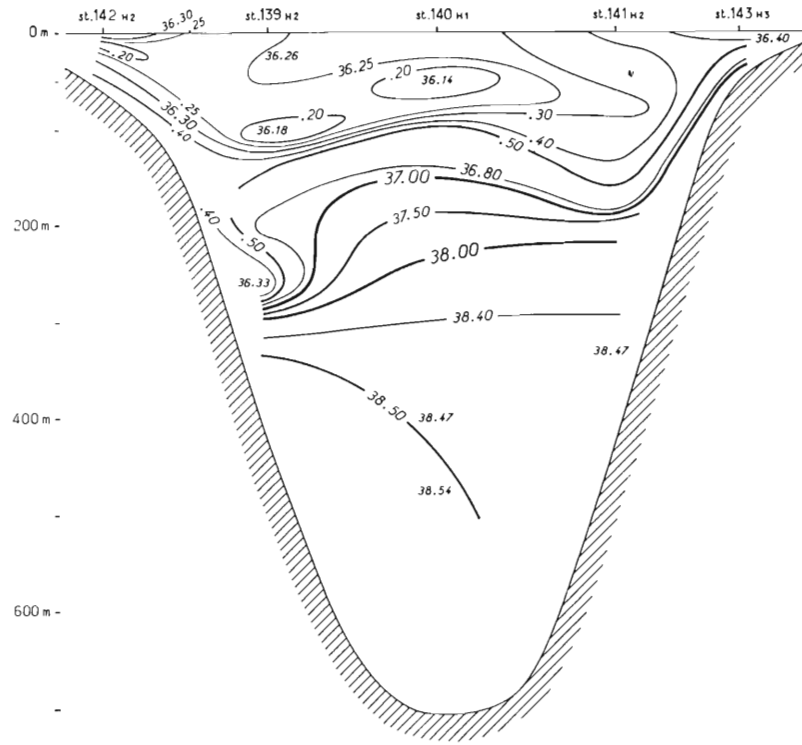


FIG. 22 et 23. — Section C, salinité (en haut), température (en bas) à PM \pm 3 h.

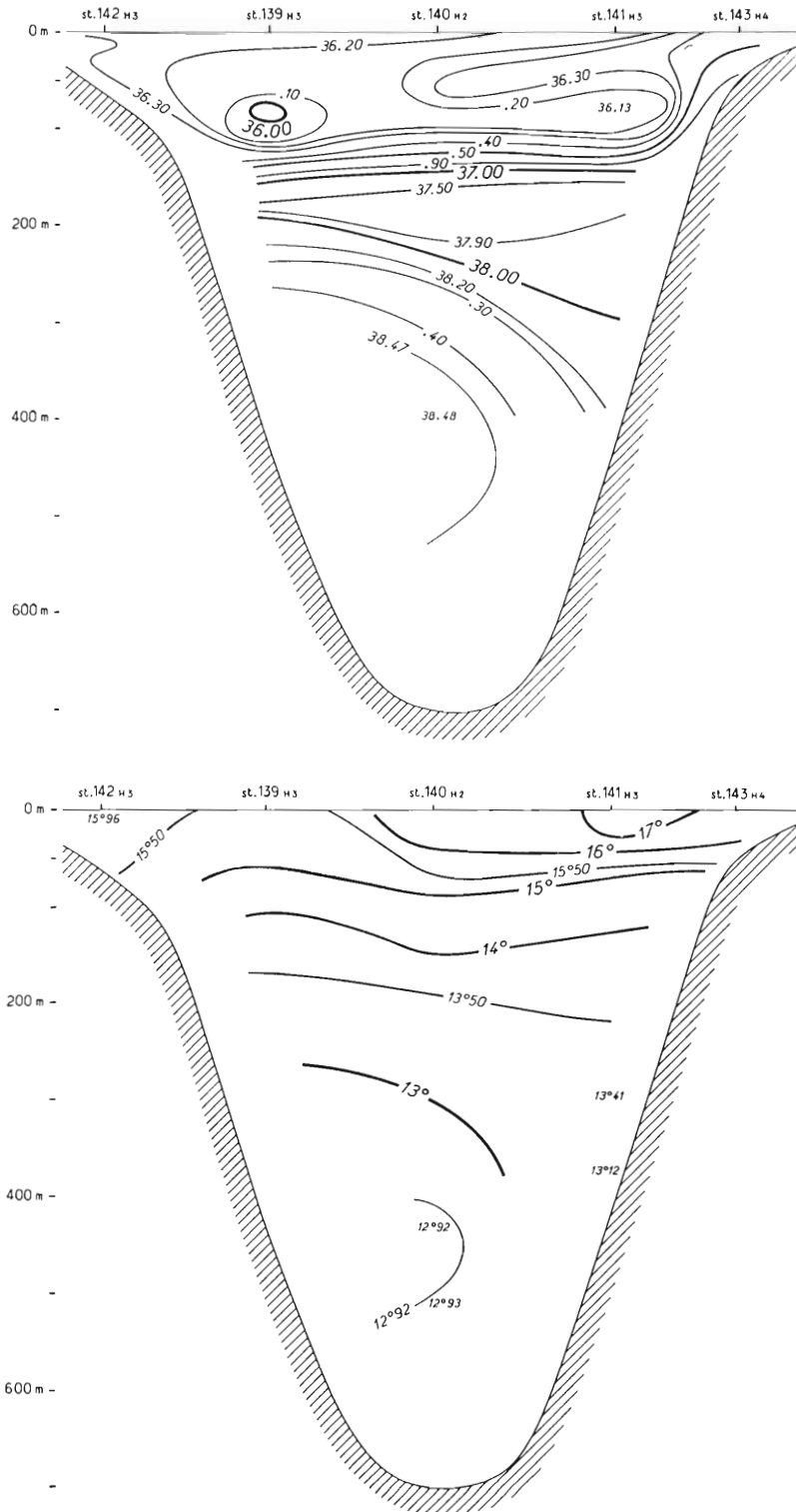


FIG. 24 et 25. — Section C, salinité (en haut), température (en bas), à la basse mer.

poussée méditerranéenne vers le S s'exerçant jusqu'au versant marocain au niveau de 200 m.

Les eaux méditerranéennes mélangées s'élèvent encore jusqu'à la surface sur le versant espagnol, mais nous voyons qu'en profondeur, les plus fortes salinités, 38,50 à 38,54 intéressent maintenant le versant marocain à partir duquel elles dessinent un lobe jusqu'au centre de la coupe. Les plus faibles températures, 12°90/12°93 adoptent sensiblement la même disposition.

Si l'on rapproche cette situation de celle que nous avons à PM — 3 h, on peut conclure *qu'il existe à l'est du seuil un mouvement cyclonique profond* qui entraîne les eaux les plus salées vers le N et contre le versant espagnol pendant la phase montante, vers le S et contre le versant marocain pendant la phase descendante.

A titre indicatif, nous pouvons, d'après ces données, essayer de déterminer la vitesse approximative de ce courant cyclonique. Si nous choisissons pour ce calcul le niveau de 400 m et si nous suivons l'isobathe correspondante depuis les points recoupés par la section jusqu'au versant du seuil, la distance parcourue par la masse d'eau considérée serait d'environ 10 milles pour une durée de 6 heures (de PM — 3 h à PM + 3 h). La vitesse du courant cyclonique atteindrait alors 1,6 nœud. Bien qu'un tel résultat soit hypothétique, nous verrons qu'il se trouve confirmé par la mesure directe à la station d'hiver M 109.

BM (fig. 24 et 25). Avec des taux naturellement plus faibles à la basse mer, la disposition des isohalines dans la couche supérieure ne manque pas de rappeler celle qu'elles avaient à la pleine mer.

L'« eau de l'upwelling », 36,00 à 36,20, occupe la plus grande partie de la coupe jusqu'au niveau de 100 m, mais elle est écartée des deux versants, d'une part par la poussée verticale méditerranéenne du N qui provoque, à la suite de son repliement vers le S, un mélange (36,30 à 36,60) jusqu'au centre de la coupe, d'autre part du côté marocain par des eaux à 36,30 qui représentent sans doute, plutôt qu'un apport d'eau superficielle, une poussée profonde prolongeant celle que nous avons observée 3 heures auparavant.

La situation thermique n'a guère évolué dans la couche superficielle depuis l'observation précédente. On note toutefois, dans le secteur S, un relèvement de l'isotherme de 14°00 qui confirme le mouvement ascendant du côté marocain.

Dans le secteur espagnol, les isohalines se dispersent à partir du taux de 37,60 et on assiste à une chute des courbes de 38,00 à 38,30. Cet enfoncement correspond à un mélange intensif de 180 à 400 m au moins et à une plongée jusqu'à proximité du fond ainsi que l'indique l'isohaline de 38,47.

Ce glissement des eaux diluées vers le N rappelle d'une autre façon la direction que prenaient les « eaux de l'upwelling » à hauteur du seuil au même moment. Il est en rapport avec le fait que les eaux les plus denses, moins salées cependant que 3 h auparavant et froides (38,48 et 13°00 à 12°93), continuent à circuler dans la moitié sud de la coupe.

Après cette étude de la salinité et de la température en fonction de la marée, nous allons examiner maintenant la relation température-salinité (diagrammes TS) qui nous renseignera de façon plus précise sur les mélanges.

3. - *La relation température-salinité (diagrammes T.S.) et les mélanges*

Depuis que HELLAND-HANSEN (1916) a mis au point cette méthode qui consiste à étudier le diagramme de la température (portée en ordonnée) et de la salinité (portée en abscisse), de nombreux océanographes l'ont appliquée dans leurs travaux.

Plus rapidement que la superposition des isohalines et des isothermes, le diagramme TS permet de reconnaître, par les ruptures plus ou moins brutales qu'il présente, les différentes masses d'eau qui entrent dans la composition de la couche étudiée. Dans les diagrammes verticaux, on peut également préciser, d'après l'écartement des points correspondants aux niveaux observés, si le contraste est net entre deux formations différentes ou s'il se produit un mélange.

Mais les utilisateurs de cette méthode estiment que la meilleure information fournie par ces graphiques est l'identification rapide des secteurs de formation des couches en contact, par la comparaison des segments de courbe du secteur considéré avec ceux des eaux dites « fondamentales » ou « types ». On peut alors connaître la proportion de ces dernières à une station donnée.

Plusieurs auteurs se sont attachés à définir les eaux types dans la mer. JACOBSEN (1929) détermine ainsi six eaux fondamentales dans l'Atlantique ; mais plus tard, DEFANT et WÜST (1930) adoptent à la suite d'une campagne du « Météor » des eaux types atlantiques assez différentes. SVERDRUP (1954) fait une synthèse de toutes les données relatives à ces eaux types et revise entièrement la question. Mais, bien que le choix d'une telle eau soit fondé sur des observations de plus en plus nombreuses, il reste encore arbitraire et d'autant plus difficile que, dans la plupart des cas, l'eau type est elle-même issue d'un mélange.

Ainsi, pour la Méditerranée, nous n'avons pu adopter l'eau type de 38,39 et de 12°90, telle qu'elle a été définie par TCHERNIA (1954). Nous avons en effet constaté dans nos propres travaux sur le bassin occidental, que l'homogénéité n'existe pas aux grandes profondeurs. L'eau orientale, refroidie et instable à sa base, plonge dans de nombreux cas, plus ou moins mélangée à l'« eau septentrionale » et à l'« eau algéro-atlantique ». L'eau type ne peut être dans ce cas que celle qui correspond à la plus forte densité : elle pourrait être une eau de caractère halin oriental qui aurait pris le caractère thermique de l'eau septentrionale, de salinité supérieure à 38,50 et de température inférieure à 13°00. Mais, comme l'eau méditerranéenne n'est qu'une transformation de l'eau atlantique, à laquelle s'ajoute une certaine proportion d'eau continentale, les points culminants des courbes de salinité (maximum) et de température (minimum) devraient représenter l'eau idéale de référence ; pour la Méditerranée occidentale, elle aurait une salinité voisine de 38,80 p.1000 et une température de 12°80 et serait donc fictive puisque ces caractères ne se rencontrent pas simultanément.

Il nous a toutefois paru utile, pour compléter l'étude des coupes de salinité et de température de présenter quelques diagrammes TS qui nous renseignent bien sur les mélanges. LACOMBE (1961) en a déjà donné l'allure caractéristique dans les secteurs O et E du Déroit : un segment vertical représente les eaux atlantiques superficielles, tandis qu'un segment horizontal marque la tendance vers l'eau méditerranéenne. Un segment oblique sépare les deux formations et caractérise les eaux atlantiques pures qui correspondent à la masse centrale nord-atlantique déterminée par SVERDRUP.

Mais, dans notre étude, nous choisirons comme référence les caractères extrêmes des masses en présence telles que nous les avons observées dans le Déroit, sans tenir compte toutefois des valeurs exceptionnelles rencontrées en de rares occasions. Les trois formations seront donc orientées vers les points et segments suivants :

1° l'eau atlantique superficielle (A) : $S = 36,20$, $t^{\circ} = 22^{\circ}25$ à $15^{\circ}50$;

2° l'« eau de l'upwelling marocain » (U U') : $S = 35,90$ à $36,20$, $t^{\circ} = 15^{\circ}50$ à $13^{\circ}25$;

3° l'eau méditerranéenne mixte (M) : $S = 38,53$, $t^{\circ} = 12^{\circ}90$.

Elles sont nettement distinctes à la station 226 (fig. 26) dans l'O du chenal de Spartel : l'eau atlantique supérieure, jusqu'à la profondeur de 100 m est représentée par un segment vertical. De 100 à 300 m un segment oblique caractérise l'« eau d'upwelling ». Un long segment horizontal marque le contraste brutal entre ces dernières et les eaux méditerranéennes dont le pourcentage atteint près de 90 p.100 à 350 m.

Partant de ces données, on peut classer en trois groupes les différentes stations :

Groupe 1, celui où les 3 formations sont distinctes et participent au mélange ;

Groupe 2, celui où l'« eau atlantique superficielle » seulement se mélange à l'eau méditerranéenne ;

Groupe 3, celui où l'« eau d'upwelling » seulement participe au mélange avec l'eau méditerranéenne.

Bien que nous les ayons construits, nous n'avons pas jugé utile de représenter les diagrammes TS de toutes les stations. Nous donnons seulement les plus caractéristiques tout en mentionnant néanmoins les autres dans le texte.

Groupe I. Dans ce groupe on peut inclure les stations 120, 121, 141, 167/140 et 164 dont les différents diagrammes s'apparentent à celui de la station 120 que nous reproduisons ici (fig. 27).

C'est à la station 120, ainsi qu'à la station 121 du seuil que l'on retrouve le segment vertical qui caractérise les eaux atlantiques superficielles, moins étiré toutefois que dans le secteur O du Déroit (St. 226) à cause du refroidissement superficiel dû aux divergences du secteur central.

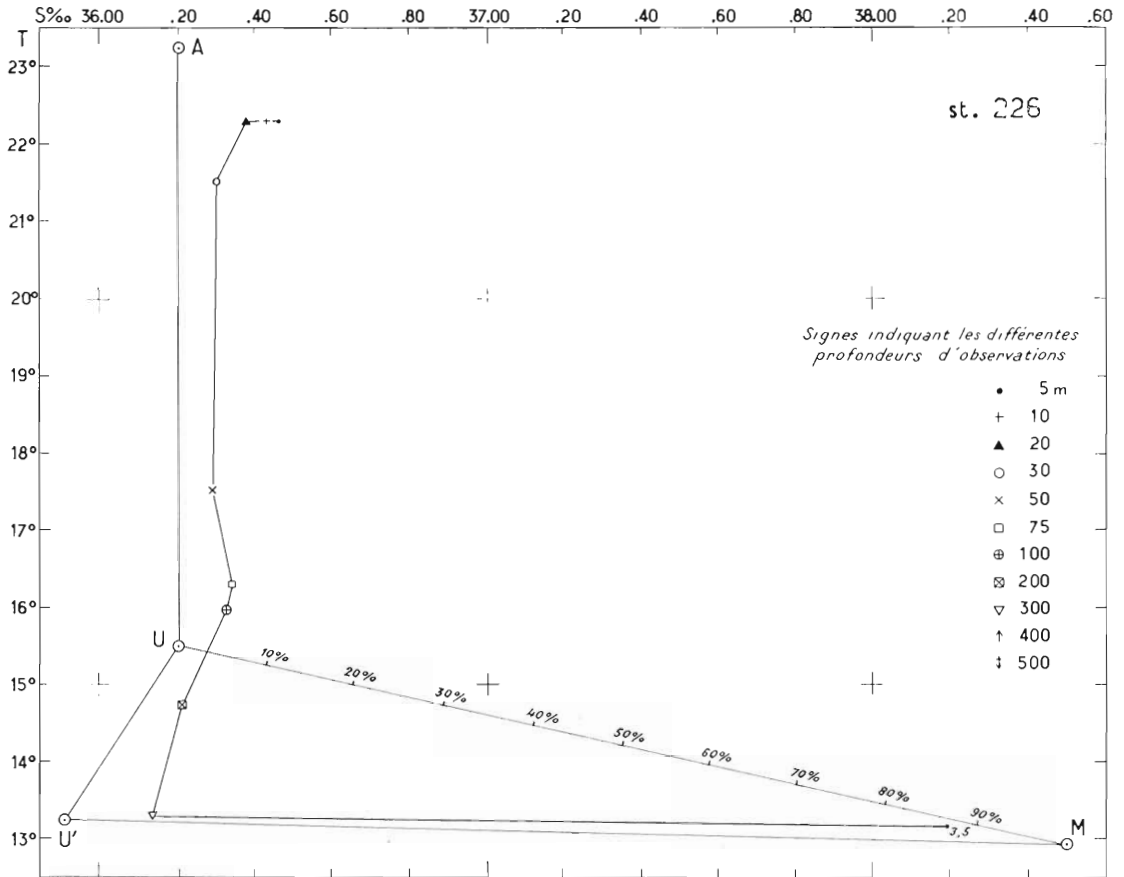


FIG. 26. — Station 226, diagramme TS (PM — 3 h). La valeur des signes représentant les différents niveaux d'observations pour tous les diagrammes est indiquée dans cette figure.

Les proportions de différentes eaux qui participent au mélange, varient suivant les moments d'observation. Ainsi, à la station 121, l'« eau d'upwelling » est pratiquement pure entre les niveaux de 70 à 100 m à la phase descendante, tandis que l'on observe à la phase montante une proportion de 30 p.100 d'« eau méditerranéenne » à la même profondeur.

A la station 120 (fig. 27) c'est surtout l'« eau atlantique supérieure » qui intervient dans le mélange et l'« eau d'upwelling » n'apparaît qu'à la phase descendante. On note un pourcentage d'« eau méditerranéenne » de 20 à 30 à la profondeur de 70 m, sauf à PM + 3 h.

A l'E immédiat du seuil, au voisinage du méridien de Tarifa, le refroidissement superficiel (aux alentours de 17°00) se traduit sur les diagrammes par une réduction encore plus forte du segment vertical. Par contre, on observe, à la station 164 plus à l'E, une certaine analogie avec le diagramme de la station 226 de l'O, étirement vers le haut qui correspond à un réchauffement local de l'eau superficielle jusqu'à 21°. On retrouve, dans ce secteur déjà oriental une fraction de l'« eau d'upwelling »

avec un taux minimum de 36,10 et une température de 14°25. Les trois eaux y participent donc encore au mélange.

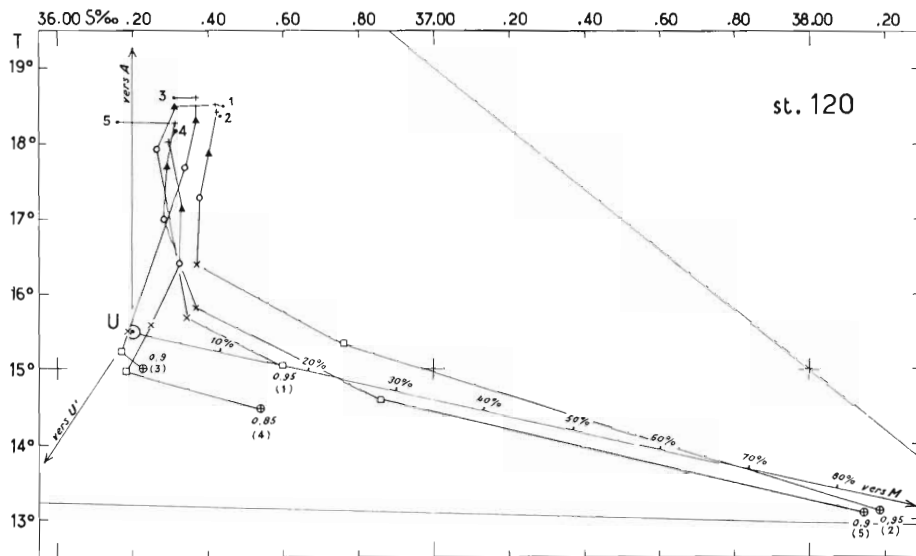


FIG. 27. — Station 120, diagrammes TS Groupe 1. (1. PM - 3 h, 2. PM, 3. PM + 3 h, 4. BM, 5. PM - 3 h).

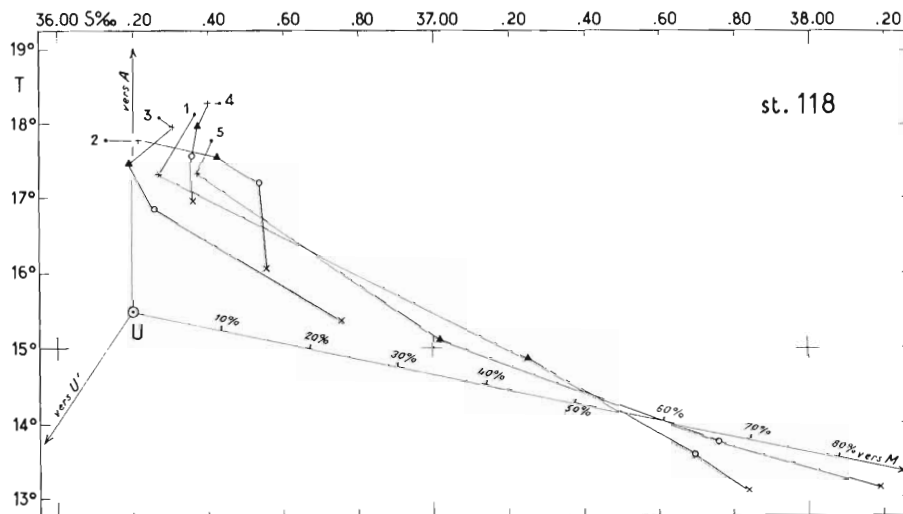


FIG. 28. — Station 118, diagrammes TS Groupe 2. (1. PM - 3 h, 2. PM, 3. PM + 3 h, 4. BM, 5. PM - 3 h).

Groupe 2. Les stations 118, 143 et 228 font partie de ce groupe où le mélange ne se produit presque essentiellement qu'entre l'« eau atlantique superficielle » et l'« eau méditerranéenne ». Le diagramme de la station 115, de même allure, s'en écarte toutefois par la composition des eaux superficielles.

A la station 118, représentée sur la figure 28, on s'aperçoit que l'eau méditerranéenne a une certaine influence jusqu'à la couche superficielle. On note par ailleurs des différences importantes dans

le pourcentage de l'eau méditerranéenne à proximité du fond suivant les phases : de 70 à 80 à PM — 3 h, il n'est plus que de 10 à 20 aux autres moments.

La station 143, près de Tarifa, révèle une influence méditerranéenne encore plus forte (10 p. 100) dès la surface. A 50 m, la proportion d'eau méditerranéenne est déjà de 30 à 50 p.100 et même de 70 p.100 à la pleine mer.

La station 115 (fig. 29) offre ceci de particulier que des « eaux de l'upwelling » ont pris le caractère thermique de l'eau superficielle et ne sont plus représentées par le segment de courbe qui les définit. De 20 à 30 m, elles entrent dans la composition de l'eau superficielle dans une proportion de 50 à 60 p.100. Par ailleurs, ce n'est qu'à la pleine mer qu'un mélange important a lieu avec les eaux méditerranéennes dont le pourcentage à 50 m est de 40 à 70, ce qui confirme l'activité de la poussée profonde sur le versant marocain du seuil.

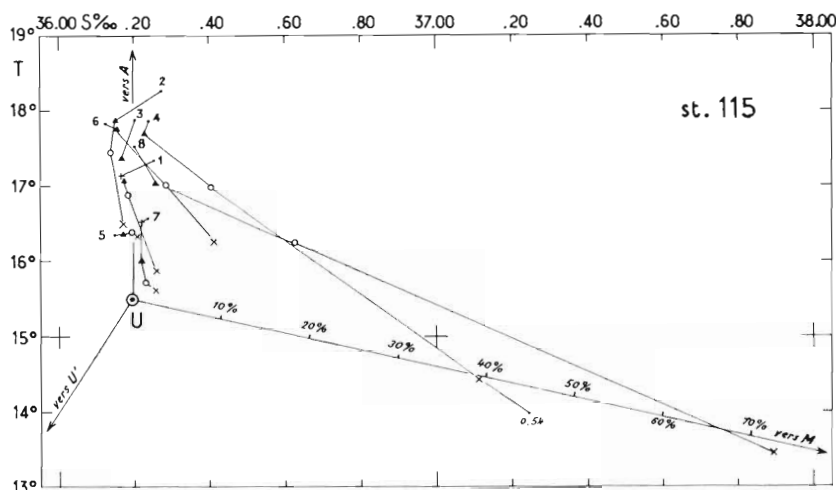


FIG. 29. — Station 115, diagrammes TS Groupe 2. (1^{er} cycle : 1 : PM + 3 h, 2 : BM, 3 : PM — 3 h, 4 : PM, 2^e cycle : 5 : PM + 3 h, 6 : BM, 7 : PM — 3 h, 8 : PM).

Groupe 3. Sur la ligne de stations 168, 171, 169, 170 et à la station 139, on se rend compte, mis à part quelques points de détail, que l'« eau de l'upwelling marocain » occupe la couche superficielle. Ainsi que nous l'avons vu, cette situation est dans la plupart des cas, consécutive à la poussée profonde aux alentours du seuil.

A la station 168, le contraste entre les deux formations est accentué : on passe de l'eau atlantique au niveau de 100 m à une eau de mélange où la proportion de l'« eau méditerranéenne » est de 30 à 50 p.100 à 200 m.

On note un réchauffement de l'« eau d'upwelling » à la station 171. A 300 m, la proportion d'eau méditerranéenne est de 50 p.100 à la phase descendante et de 70 à la pleine mer.

Sur le seuil (St. 169) le contraste est également brutal : la proportion d'eau méditerranéenne qui ne dépasse pas 15 p.100 à 100 m atteint 50 à 80 p.100 à 300 m. On note une certaine différence avec la station 121 située sensiblement à la même position ; nous l'étudierons plus loin avec les variations dans le temps.

Immédiatement à l'E du seuil - station 170 - les écarts sont très grands entre les différentes observations. C'est à la pleine mer que l'influence méditerranéenne prend le plus d'importance avec une proportion de 70 p.100 à 100 m, tandis qu'à la phase descendante, au même niveau, les eaux atlantiques sont pratiquement pures. A PM + 3 h également, le contraste est très accentué entre 100 et 200 m.

A la station 139 (fig. 30) les « eaux de l'upwelling » sont particulièrement bien représentées et leur immersion varie suivant le moment d'observation entre 50 et 100 m. A la pleine mer, le con-

traste entre les deux formations est brutal, avec une proportion de 10 p.100 d'eau méditerranéenne à 100 m et de 80 p.100 à 200 m. A PM + 3 h, le pourcentage est de 30 à la profondeur de 200 m, mais on observe une instabilité entre 200 et 260 m ainsi que le montre le retour du diagramme sur l'isopycne de 27,50. Il en est de même à PM — 3 h entre 150 et 200 m où cette disposition angulaire est toutefois moins prononcée.

De ces observations ressortent les points suivants.

Dans le sens axial, on remarque d'abord que les trois formations : eau atlantique supérieure, « eau de l'upwelling », eau méditerranéenne sont nettement séparées dans l'O du chenal de Spartel et que le contraste est très marqué entre les eaux atlantiques et méditerranéennes.

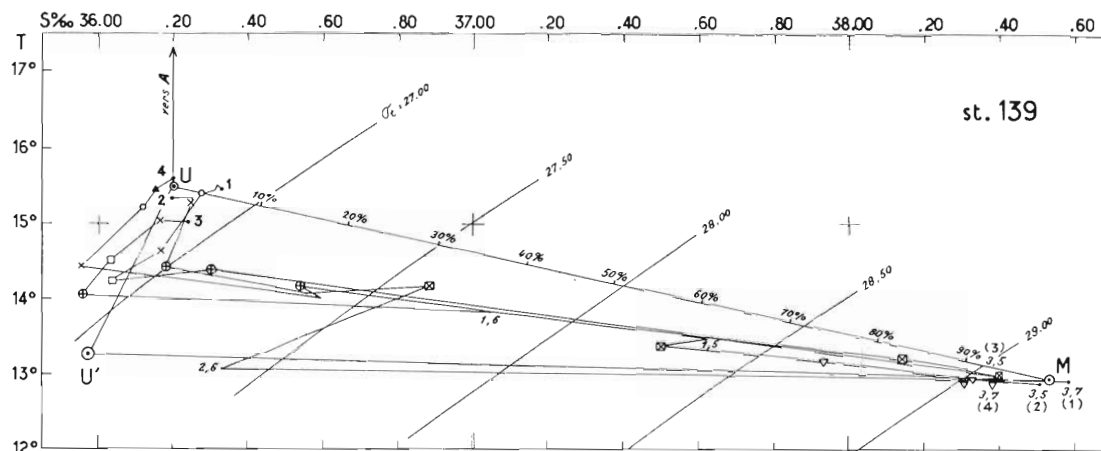


Fig. 30. — Station 139, diagrammes TS Groupe 3. (1 : PM, 2 : PM + 3 h, 3 : BM, 4 : PM — 3 h).

Entre le chenal de Spartel et le seuil, sur le seuil lui-même en son centre et immédiatement à l'E, l'« eau d'upwelling », ramenée vers la surface par la poussée des eaux profondes, participe directement au mélange avec l'eau méditerranéenne. L'égal proportion des deux eaux est atteinte vers 200/250 m à la station 168 et vers 120/150 m au niveau du seuil où le contraste est brutal.

A la station 164 de l'E, l'égal pourcentage n'est obtenu qu'entre 200 et 400 m. Le mélange, actif dans l'O du seuil, l'est beaucoup plus dans l'E, dans la zone d'accumulation de l'eau atlantique.

Dans le sens transversal, le contraste est très accentué du côté espagnol où les eaux méditerranéennes remontent vers la surface. Dans ce secteur, c'est essentiellement l'eau atlantique superficielle qui participe au mélange où la proportion de 50 p.100 est atteinte dès le niveau de 20 à 50 m.

Au delà de ces stations côtières, dans la moitié N du Déroit, les deux formations atlantiques se superposent et se mélangent parfois avant de prendre part au brassage profond.

Sur le versant marocain où l'eau atlantique séjourne, sans doute sous l'effet d'un tourbillon local, la couche d'« eau d'upwelling » se trouve réchauffée sur le seuil (St. 115) et on observe un peu plus à l'E une certaine homogénéité jusqu'à 50 m. On note toutefois dans ce secteur S une certaine influence méditerranéenne jusque dans la couche superficielle.

4. - Les variations de la situation hydrologique du début de juin à la fin de juillet 1959 et de l'été 1959 à l'hiver 1960

En trois secteurs du Déroit, des stations de recouplement ont été répétées à des époques différentes. L'examen des données chiffrées et la comparaison des diagrammes TS de ces trois groupes nous donneront quelques indications sur les variations hydrologiques dans le temps.

1^{er} groupe, au centre du seuil, à sa plus grande profondeur.

Station 121, le 4 juin, coefficient 68, vent d'O force 6 à 9,5 m/s, température de l'air 19° à 18°.

Station 169, les 3 et 4 juillet, coefficient 60-66, vent d'E force 13 à 19 m/s, température de l'air 18°5.

On constate que les eaux superficielles sont plus chaudes à la station 121 le 4 juin (18°75 à 17°20) qu'à la station 169 le 3 juillet (16°20 à 14°80). Cette variation ne correspond ni à un réchauffement de l'air (19° à 18° dans le 1^{er} cas, 18°5 dans le second) ni à une différence suffisamment sensible dans l'amplitude de la marée dont les coefficients, qui sont des nombres proportionnels à cette amplitude, sont de 68 à la station 121, 60 à 66 à la station 169.

Par contre, on remarque que le 4 juin le vent soufflait de l'O avec une force de 6 à 9,5 m/s, tandis que le 3 et le 4 juillet, il soufflait de l'E avec une force de 13 à 19 m/s, ralentissant l'avancée des eaux atlantiques vers la Méditerranée. On peut donc estimer que les vents jouent un rôle important dans le régime superficiel du détroit de Gibraltar.

Aux deux stations, on note, en même temps qu'un réchauffement à la phase descendante, marquant l'apport le plus important d'eau atlantique superficielle à ce moment, une augmentation de la salinité qui est l'indice d'une influence méditerranéenne en surface jusque dans ce secteur.

L'« eau de l'upwelling » se présente de façon différente aux deux époques. Alors qu'elle est recouverte par l'eau atlantique superficielle à la station 121, elle apparaît dès la surface à la station 169. Cette situation, logique, est en accord avec la théorie d'EKMAN (1923) du fait que les vents d'E chassent les eaux superficielles vers la droite, les eaux subsuperficielles du S et donc d'upwelling se trouvant alors attirées vers la surface.

On remarque par ailleurs que le pourcentage de l'eau méditerranéenne dans le mélange est plus important à la station 121 où il atteint 70 au niveau de 200 m tandis que le contraste est brutal entre les deux formations à la station 169.

Avec la répétition des observations à la station 121, on s'aperçoit que des changements peuvent intervenir au cours de deux cycles successifs. Ainsi, au moment de la première basse mer, le vent d'O entraîne des eaux superficielles où entre une proportion de 15 p.100 d'eau méditerranéenne. A la basse mer du cycle suivant, le vent continuant à souffler dans la même direction, la couche superficielle devient homohaline et l'allure de la courbe se rapproche alors de celle des stations plus occidentales en présentant un segment de droite vertical.

2^e groupe, à l'E du seuil et au centre du Déroit, sur le méridien de 5°38.

Station 140, le 14 juin, coefficient 56, 3 observations : PM + 3 h, BM, PM — 3 h ; vent d'ENE force 16 à 9 m/s, température de l'air 19°.

Station 167, le 30 juin, coefficient 46, 3 observations : PM, PM + 3 h, BM ; vent d'ENE force 10 m/s, 1 m/s puis 18 m/s, température de l'air 20° ; diagramme étudié plus haut, dans la coupe longitudinale.

Station 229, le 28 juillet, coefficient 43, 1 seule observation environ à PM ; pas d'observation météo.

Station M 109 (fig. 31) le 21 février 1960, coefficient 51, au mouillage, 1 seule observation à PM + 4 h 20.

Dans ce secteur à l'E du seuil, les eaux superficielles se sont à peine réchauffées du 14 juin (St. 140) au 30 juin (St. 167) (15°60/16°70 à 16°50/17°20). Le vent soufflait vers la même direction aux deux époques et la température de l'air avait augmenté de 1° à la station 167. Mais on observe le 28 juillet, à la station 229, une température plus élevée (18°70) qui correspond sans doute à une variation saisonnière.

Bien qu'elle soit plus caractéristique dans le diagramme de la station 140 (14 juin), l'« eau d'upwelling » occupe une place aussi importante à la station 167 (30 juin), mais elle est réchauffée à proximité de la surface. Cette disposition rappelle celle du diagramme de la station 115.

En hiver (St. M 109), nous voyons que le refroidissement de la surface (15°90) ne permet plus de distinguer par la température l'« eau d'upwelling », mais la faible salinité (36,05) montre

qu'elle est toujours présente dans se secteur. Le diagramme se réduit à un long segment oblique qui tend vers l'eau méditerranéenne. A partir de 70 m, il est semblable à celui de la station 167 à la même phase (PM + 3 h), mais on observe un maximum de salinité supérieur à 38,50 comme à la station 140.

En été, le contraste entre les deux formations est brutal à la basse mer, entre 100 et 200 m .

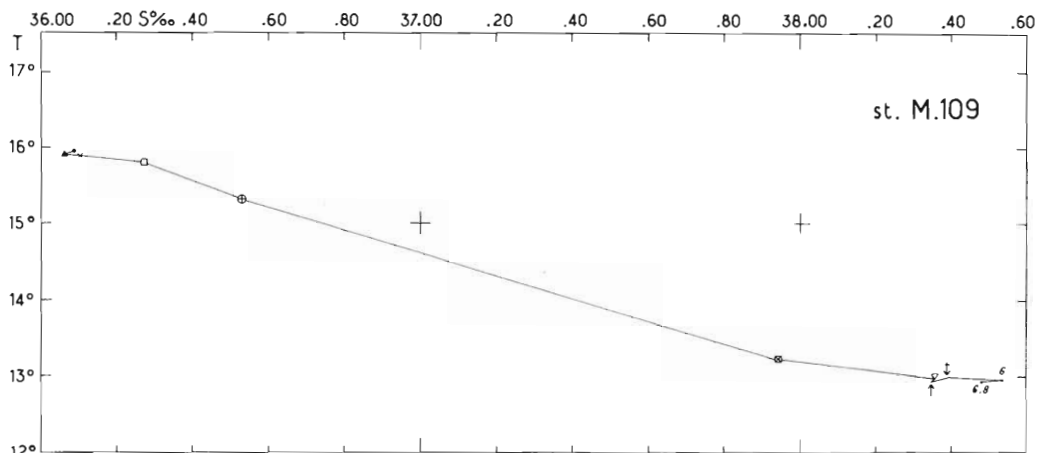


FIG. 31. — Station M 109, diagramme TS (entre PM + 3 h et BM).

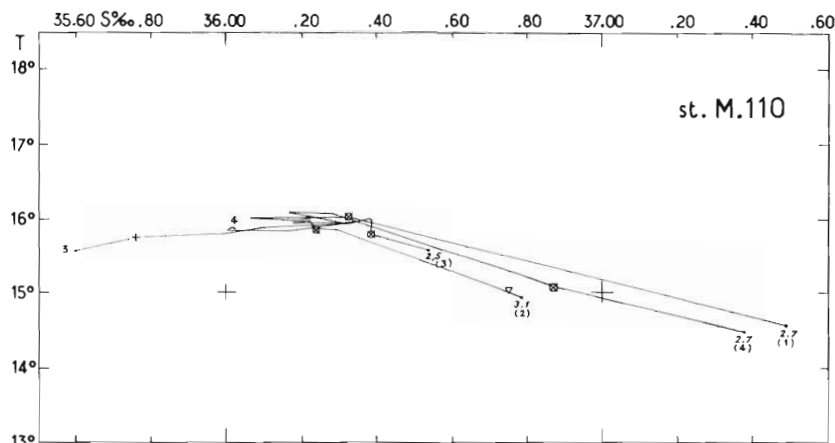


FIG. 32. — Station M 110, diagrammes TS (1 BM, 2. PM - 3 h, 3 PM, 4 PM + 3 h).

3^e groupe, dans le chenal de Spartel.

Station 168, du 1^{er} au 2 juillet 1959, coefficient 48 à 53, 4 observations ; vent d'E force 21 à 17 m/s ; diagramme étudié plus haut.

Station M 110 (fig. 32), le 23 février 1960, coefficient 60, 4 observations ; vent d'O force 12 à 15 m/s .

La station M 110, faite dans des conditions difficiles ne comporte pas d'observation à proximité du fond. Elle est située entre les stations 226 et 168, sur le seuil du chenal de Spartel, mais elle a plus de caractères communs avec la station 168, en ce qui concerne le mélange.

Nous voyons qu'en hiver, jusqu'au niveau de 150 m, l' « eau atlantique superficielle », refroidie jusqu'aux environs de 16°00, est homogène et se trouve représentée dans le diagramme par une surface réduite entre 36,20 et 36,30 de salinité. L' « eau d'upwelling » n'apparaît qu'à la pleine mer et 3 heures après, en surface et réchauffée comme à la station 168 à la phase descendante.

L'eau atlantique tient plus de place à la station M 110 qu'à la station 168, mais comme la station M 109 dans l'E du seuil ne permet pas de faire une telle constatation, on ne peut conclure à un apport océanique plus important en hiver. Un vent d'O favorise d'ailleurs la pénétration de l'eau atlantique à la station M 110, tandis qu'un vent d'E ralentit sa progression à la station 168.

On s'aperçoit pourtant que la proportion d'eau méditerranéenne est beaucoup plus importante en été : de 30 à 50 p. 100 à 200 m à la station 168, elle n'est que de 5 à 30 p.100 à la même profondeur à la station M 110.

L'étude de la densité et de la stabilité va nous montrer maintenant les perturbations que provoquent les variations thermohaline et dynamique sur la stratification des couches en présence.

CHAPITRE II

DENSITÉ ET STABILITÉ

La répartition de deux masses d'eau de part et d'autre d'une couche de discontinuité dont la pente est très forte ne peut se faire d'une manière parfaite et nous avons vu dans les coupes de salinité et de température que des échanges rapides pouvaient avoir lieu dans certains secteurs. Des inclusions rompent en effet la continuité de la surface de séparation, qui sont dues principalement à des échanges thermiques, à des oscillations internes décalées par rapport aux oscillations superficielles et à des mouvements de convection. On observe ainsi des plongées de l'eau d'influence atlantique jusqu'au fond et aussi des poussées latérales des eaux profondes qui ont remonté jusqu'à la couche superficielle.

Ces anomalies, qui déforment quelque peu la structure théorique des masses en présence dans un détroit, déterminent souvent des instabilités. De même dans la couche superficielle, des poussées simultanées de l'eau atlantique superficielle et de l'« eau de l'upwelling marocain » peuvent rompre l'équilibre de cette tranche avant que le mélange n'ait pu se faire entre les deux formations.

Nous signalons ces instabilités au cours de l'exposé et le tableau 2 donne ci-contre la liste des stations où elles ont été observées.

Au-dessous de la profondeur de 200 m, la stabilité E a été calculée en considérant tous les termes de l'équation posée par HESSELBERG et SVERDRUP (1915) :

$$E = \frac{\partial \varrho}{\partial \tau} \left(\frac{d\tau}{dz} - \frac{d\zeta}{dz} \right) + \frac{\partial \varrho}{\partial S} \frac{dS}{dz}$$

où l'on considère les fonctions de la salinité (S), de la température (τ) ⁽¹⁾ et de la profondeur (pression) en tenant compte de la variation de la température et de la salinité avec la profondeur et de la variation adiabatique

Par extension de l'expression $\partial \varrho$, l'équation peut également s'exprimer ainsi (HESSELBERG et SVERDRUP, 1915) :

$$E = \frac{d\sigma_{\tau}}{dz} + \frac{\partial \varepsilon_{s,p}}{\partial S} \frac{dS}{dz} + \frac{\partial \varepsilon_{t,p}}{\partial \tau} \cdot \frac{d\tau}{dz} - \frac{\partial \varrho}{\partial \tau} \frac{d\zeta}{dz}$$

(1) t (température °C) sera employé à la place de τ au cours de l'exposé, cette écriture étant plus usuelle.

Le premier terme est le plus important, $\partial \epsilon_{s,p} / \partial S$ donne l'influence de la variation de teneur en sel, $\partial \epsilon_{t,p} / \partial \tau$ l'influence de la variation de température sur la compressibilité et le dernier terme l'influence de la variation adiabatique de la température.

Station	P (m)	T (°C)	S‰	σ_t	$10^3 d\sigma_t/dz$	$10^3 E$
121 H ₁	100	14°04	36,25	27,16	-733	
	130	14°43	36,07	26,94		
139 H ₁	250	12°91	38,48	29,12	-316	
	310	12°93	38,23	28,93		
139 H ₂	200	14°19	36,88	27,61	-300	
	260	13°07	36,33	27,43		
139 H ₃	5	15°02	36,23	26,93	-133	
	50	15°05	36,16	26,87		
139 H ₄	150	13°47	37,64	28,36	-220	
	200	13°43	37,50	28,25		
140 H ₁	5	15°57	36,26	26,83	-400 +544 -500	
	15	15°68	36,24	26,79		
	30	15°55	36,30	26,87		
	50	15°45	36,14	26,77		
141 H ₁	75	13°63	37,85	28,49	-3 640	
	100	13°27	36,57	27,58		
141 H ₂	5	17°10	36,42	26,60	-200	
	25	17°09	36,36	26,56		
142 H ₁	25	15°53	36,35	26,92	-240	
	50	15°51	36,28	26,86		
164 H ₃	150	13°55	36,56	27,51	-960	
	200	14°28	36,14	27,03		
167 H ₁	370	12°89	38,44	29,10	-17	-13
	540	12°92	38,41	29,07		
167 H ₂	470	12°93	38,46	29,11	-60	-57
	620	12°89	38,33	29,02		
168 H ₃	50	15°69	36,30	26,84	-1 160	
	75	15°31	35,82	26,55		
170 H ₃	340	12°89	38,39	29,06	-100	-99
	440	12°94	38,27	28,96		
171 H ₁	5	15°30	36,27	26,90	-128	
	75	15°25	36,15	26,81		
171 H ₃	5	15°24	36,18	26,84	-288	
	50	15°24	36,00	26,71		
229	300	12°93	38,46	29,11	-20 -70 -66	-18 -65 -58
	400	12°92	38,43	29,09		
	500	12°88	38,33	29,02		
	590	12°96	38,28	28,96		

TABLE. 2. — Liste des instabilités.

Jusqu'à 200 m, nous ne considérerons que le premier terme $d\sigma_t/dz$, les autres n'ayant pratiquement pas d'influence jusqu'à cette immersion.

On pourrait également, comme certains auteurs le préconisent, calculer la température potentielle θ , c'est-à-dire la température que prendrait la masse d'eau si elle était amenée à un niveau

déterminé qui est généralement la surface, compte tenu de la variation adiabatique (HELLAND-HANSEN, 1912). On en déduirait alors $d\sigma_t/dz$ qui est considéré comme un critère de la stabilité. Mais cette mesure n'est que qualitative et les nombres que l'on obtient à des profondeurs différentes ou dans des conditions différentes ne sont pas comparables.

Nous allons maintenant étudier les différentes coupes de σ_t en fonction des différentes heures d'observation.

Section A.

PM — 3 h (fig. 33). Les courbes de σ_t s'apparentent aux isohalines de la surface jusqu'au fond, ce qui indique que le facteur thermique est bien établi à ce moment dans tout le secteur puisqu'il n'amène pas de perturbation sur σ_t . On remarque cependant un resserrement des courbes dans l'O, vers la surface, qui est consécutif au réchauffement rapide de ce secteur.

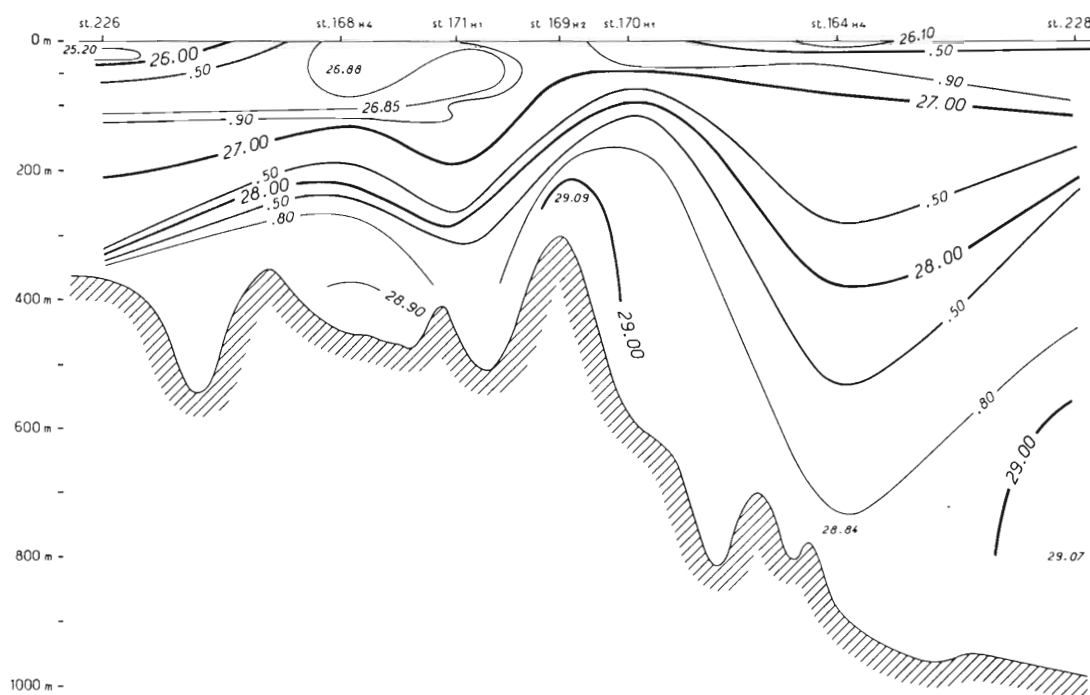


FIG. 33. — Section A, répartition de σ_t à PM — 3 h.

En surface, la densité passe de 25,20 à l'O à 26,10/26,50 à l'E, ce qui est caractéristique du mélange progressif des eaux atlantiques qui s'engagent en Méditerranée, mais le trait marquant est le maximum que l'on rencontre dans le centre du Déroit où σ_t s'élève à 26,80/26,90, marquant l'importance de la poussée profonde au niveau du seuil. L'épanchement de ces eaux denses en divergence est d'ailleurs sensible à l'O immédiat du seuil, avec l'enfoncement de la couche de discontinuité et l'instabilité provoquée au contact des « eaux de l'upwelling » plus légères, à la station 171 H₁, entre les profondeurs de 5 à 70 m où $10^5 d\sigma_t/dz = -128$.

Les densités maximales de la couche septentrionale sont de 29,07 dans l'E et de 29,09 à hauteur du seuil. Dans l'O, σ_t n'excède pas 28,90 à proximité du fond.

L'affaissement des courbes à hauteur de la station 164, à l'E du seuil où σ_t n'atteint que 28,84 à proximité du fond, traduit l'importance du mélange dans ce secteur.

PM (fig. 34). A la pleine mer, c'est surtout avec les isothermes que s'accordent les courbes de σ_t dans la couche superficielle, ce qui indique un réchauffement important dans le secteur E jusqu'à la profondeur de 50 m. En profondeur, elles s'accordent avec les isohalines. Les densités superficielles sont toujours aussi fortes (26,90/26,85) à hauteur et à l'O immédiat du seuil.

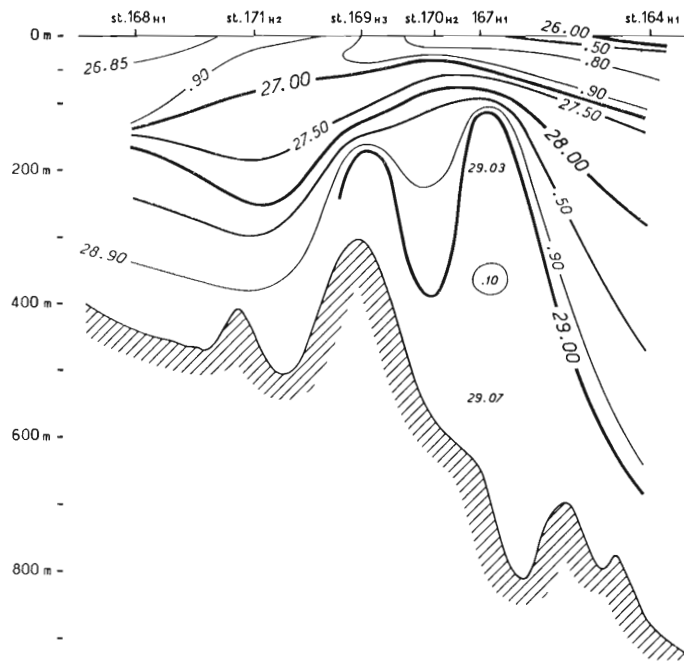


FIG. 34. — Section A. répartition de σ_t à la pleine mer.

Les eaux diluées qui plongent sur le versant E du seuil déterminent une instabilité quand elles se trouvent recouvertes vers l'E par des eaux plus denses.

C'est ainsi qu'à la station 167 H₁, $10^8 E = -13$ entre 370 et 540 m.

Mais si l'on considère la station de recoupement 229, où les observations ont été faites avec certitude sur le fond même, l'instabilité est encore plus forte : $10^8 E = -18$ entre 300 et 400 m, -65 entre 400 et 500 m et -58 entre 500 et 590 m.

PM + 3 h (fig. 35). A ce moment, c'est toujours le réchauffement superficiel qui détermine l'allure des courbes de σ_t dans l'E de la coupe, mais dans l'O leur resserrement correspond à celui des isohalines. Ainsi les densités se trouvent équilibrées de part et d'autre du Déroit avec σ_t minimum = 26,13, malgré l'écart de salinité de 1,00 p.1000 qui existe entre l'O et l'E.

La poussée profonde, toujours active au niveau du seuil, maintient la densité aux alentours de 26,80/26,90, mais les « eaux de l'upwelling marocain » présentent à ce moment de la forte avancée atlantique un caractère qui leur est propre, avec une densité allant de 26,71 à 26,80 qui les font apparaître en position intermédiaire sous des eaux plus denses à l'O du seuil.

L'instabilité de la couche superficielle, à la station 171 H₃, entre 5 et 50 m, est :

$$10^5 d\sigma_t/dz = -288.$$

En profondeur, à l'E du seuil, où les eaux diluées accentuent leur plongée contre le versant, l'instabilité se manifeste à la station 170 H₃, entre 340 et 440 m où $10^8 E = -99$ et à la station 167 H₂ où $10^8 E = -57$ entre 470 et 620 m.

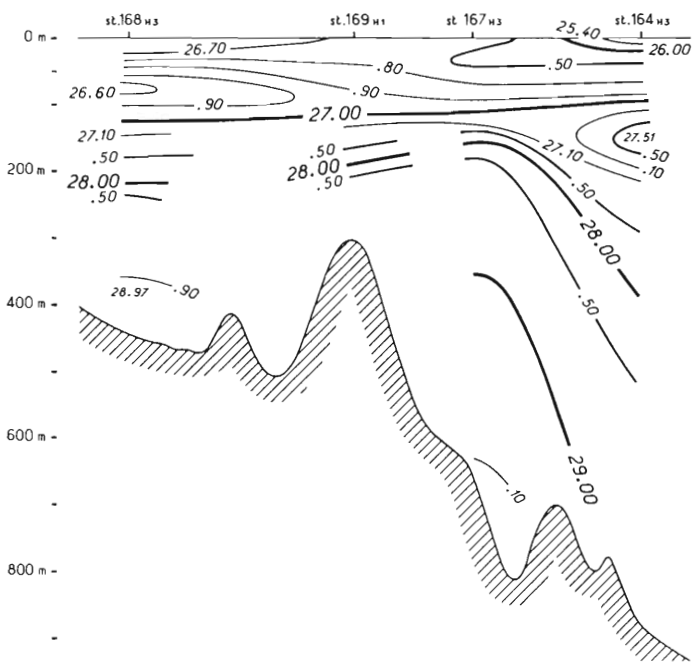
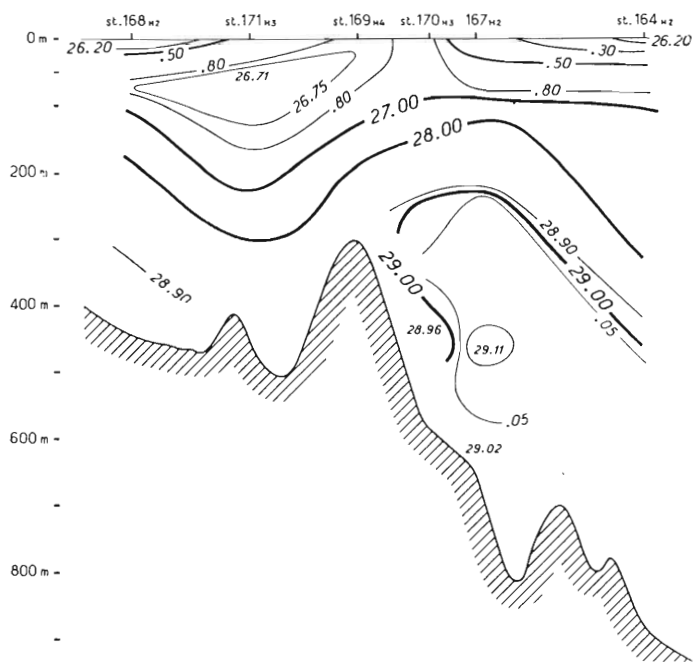


FIG. 35 et 36. — Section A, répartition de σ_t . En haut à PM + 3 h, en bas à la basse mer.

BM (fig. 36). A la basse mer, la température joue un rôle important dans la couche superficielle et l'on se rend compte que la densité diminue au centre du Déroit avec l'affaiblissement de la poussée profonde.

En profondeur, on retrouve l'image des isohalines et des isothermes qui, à ce moment, se superposent elles-mêmes assez bien.

Les « eaux de l'upwelling marocain » sont recouvertes par des eaux instables à l'endroit de leur pénétration dans la coupe : à la station 168 H₃ où $10^5 d\sigma_t/dz = -1\,160$ entre 50 et 75 m, mais plus à l'E, cet état est compensé par un réchauffement à partir de la surface.

Dans l'E de la coupe, à la station 164 H₃, l'emplacement de la poussée vers le S des eaux d'influence méditerranéenne, qui ont remonté contre le versant espagnol et se sont repliées en direction du S, est marquée par une plus forte instabilité entre 150 et 200 m où $10^5 d\sigma_t/dz = -960$.

Section B.

PM — 3 h (fig. 37). La répartition régulière des courbes de σ_t indique, que, malgré la forte pente de la couche thermohaline de fort gradient et l'inclusion, dans la couche supérieure, d'un lobe intermédiaire moins salé sur le versant marocain et d'un lobe plus salé sur le versant espagnol, l'équilibre est presque parfait à ce moment au niveau du seuil. La poussée méditerranéenne amène cependant jusqu'au niveau de 25 m des eaux denses : $\sigma_t = 27,40$, alors qu'au centre de la coupe on observe une valeur de 26,50 au même niveau.

La densité passe de $\sigma_t = 26,10$ en surface à 29,17 à 280 m.

PM (fig. 38). A la pleine mer, la stratification des courbes de σ_t est encore plus régulière et le réchauffement fait disparaître les lobes que présentaient les isohalines dans la couche superficielle. Le lit déterminé par les eaux atlantiques dans les coupes de salinité et de température reste bien apparent avec la surface de discontinuité de σ_t dont les courbes sont resserrées entre 27,00 et 29,00.

La densité a augmenté en surface, notamment dans le N ($\sigma_t = 26,29$) indiquant un mélange plus important des eaux atlantiques avec celles de la profondeur.

PM + 3 h (fig. 39). Les courbes de σ_t n'apportent rien de nouveau à ce que nous avons dit des isohalines et des isothermes qui se superposent elles-mêmes presque exactement au moment où les eaux atlantiques creusent leur lit le plus important à travers la coupe.

Les « eaux de l'upwelling marocain », réchauffées, sont ici équilibrées.

BM (fig. 40). A la basse mer, ce sont les températures qui influencent les courbes de σ_t jusqu'à 100 m. On remarque cependant, aux stations 121 H₁ et 118 H₄ un certain recouvrement de la surface par des eaux de mélange légèrement plus denses (26,30/26,34) que celles de la couche atlantique.

A la station 121 H₁ entre 100 et 130 m, une instabilité où $10^5 d\sigma_t/dz = -733$ marque le recouvrement du noyau de plus faible salinité des « eaux de l'upwelling marocain » par des eaux plus denses indiquant à ce moment une poussée de l'onde interne dans la couche supérieure.

Section C.

PM — 3 h (fig. 41). Les courbes de σ_t adoptent sensiblement l'allure des isothermes dans la partie supérieure, estompant le lobe caractéristique de l'« eau d'upwelling » qui occupait cette couche dans la coupe des salinités.

Mais le cascading des eaux diluées d'influence atlantique accentué ainsi que nous le verrons plus loin par des vagues déferlantes internes, se traduit ici par une instabilité remarquable entre 25 et 50 m à la station 142 H₁ où $10^5 d\sigma_t/dz = -240$ et entre 150 et 200 m à la station 139 H₄ où $10^5 d\sigma_t/dz = -220$.

En surface la densité a augmenté par rapport à celle de la section B, sur le seuil; $\sigma_t = 29,20$ dans l'O de la coupe; elle marque dans ce secteur un certain mélange avec des eaux méditerranéennes. En

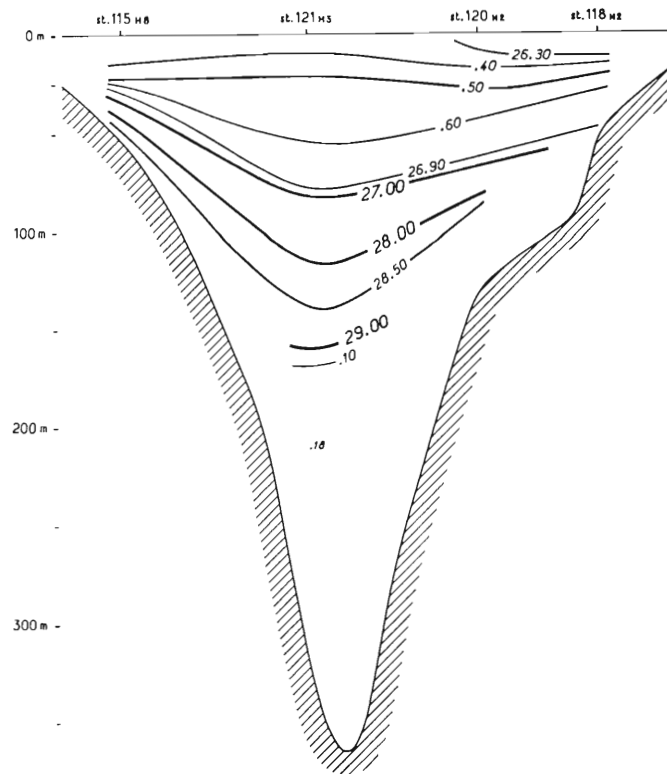
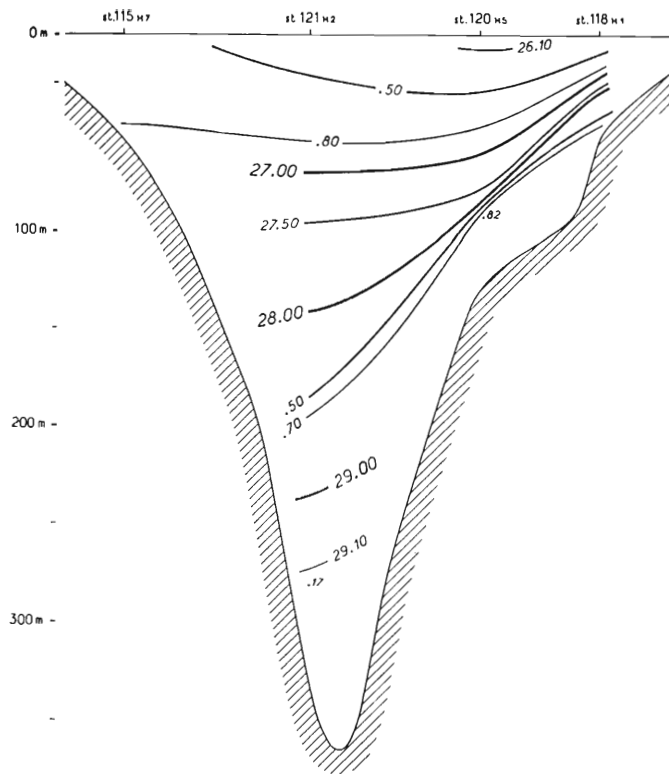


FIG. 37 et 38. — Section B, répartition de σ_1 . À gauche à PM — 3 h, à droite à la pleine mer.

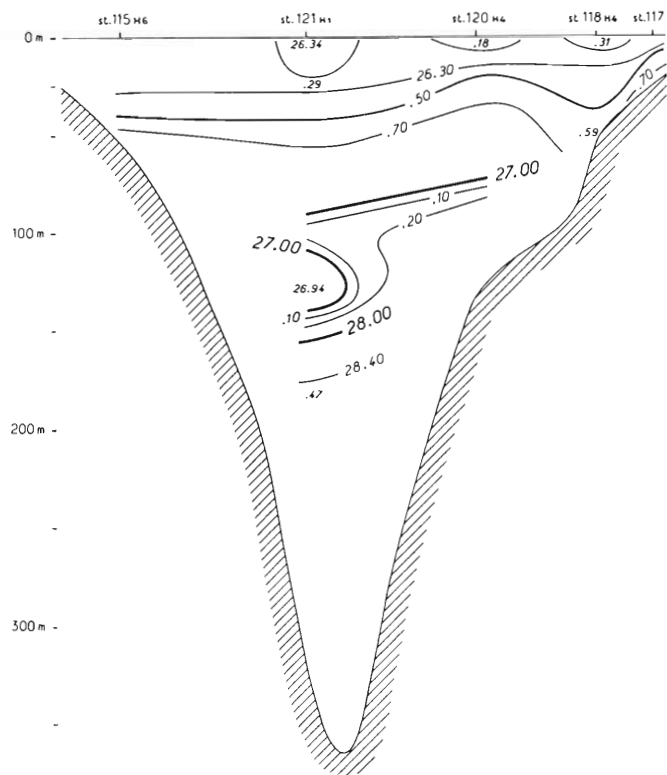
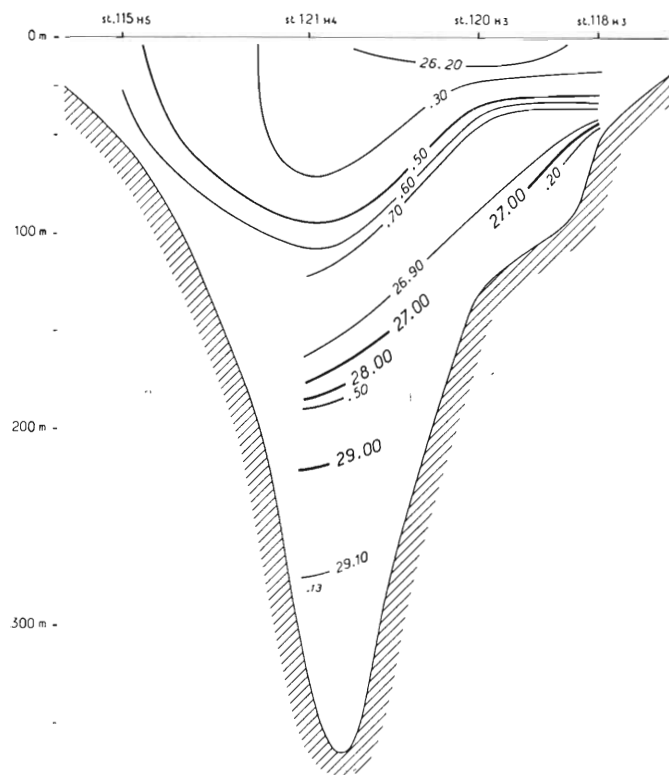


FIG. 39 et 40. — Section B, répartition de σ_1 . À gauche à PM + 3 h, à droite à la basse mer.

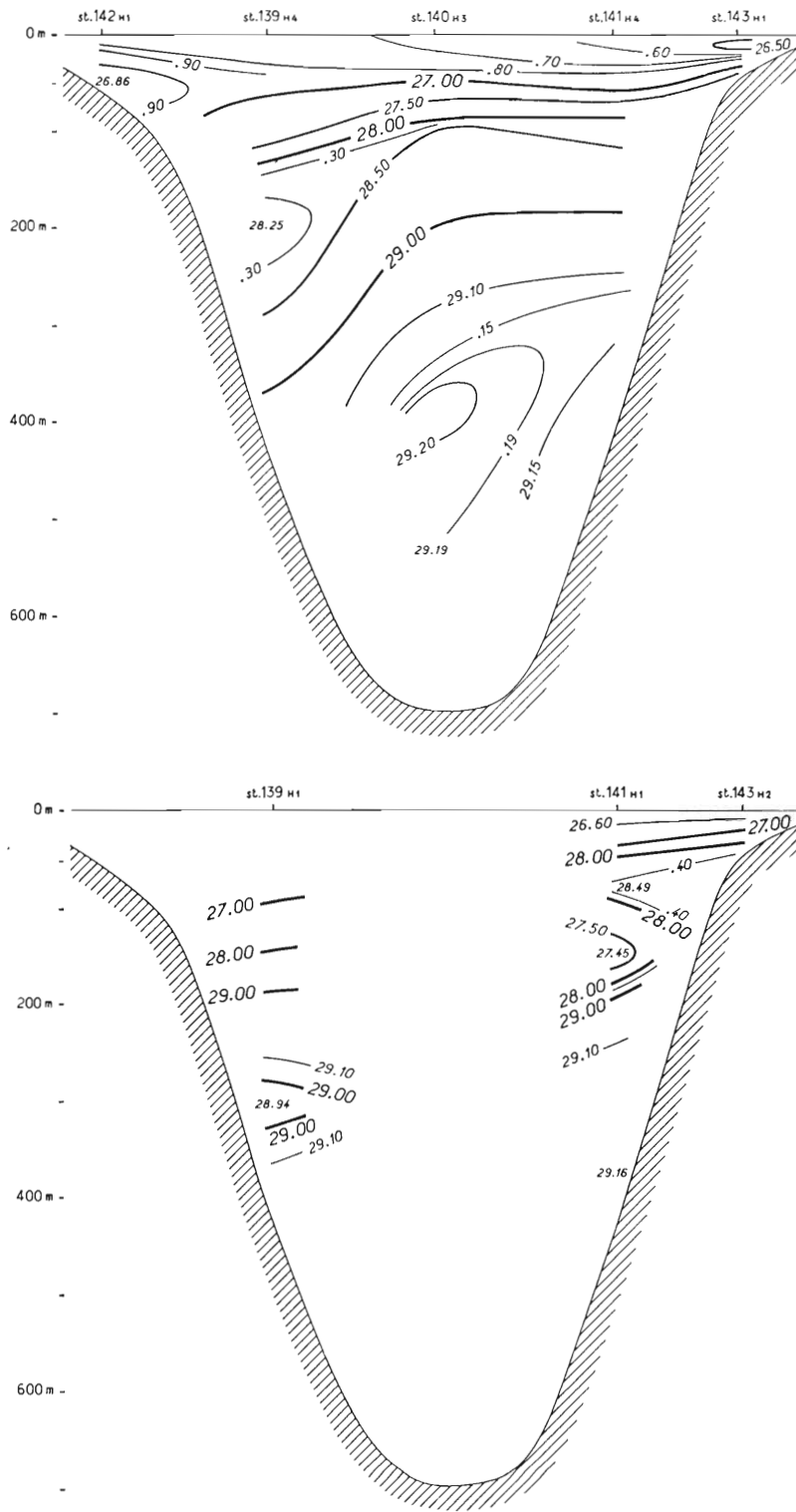


FIG. 41 et 42. — Section C, répartition de σ_t . En haut à $PM - 3 h$, en bas à la pleine mer.

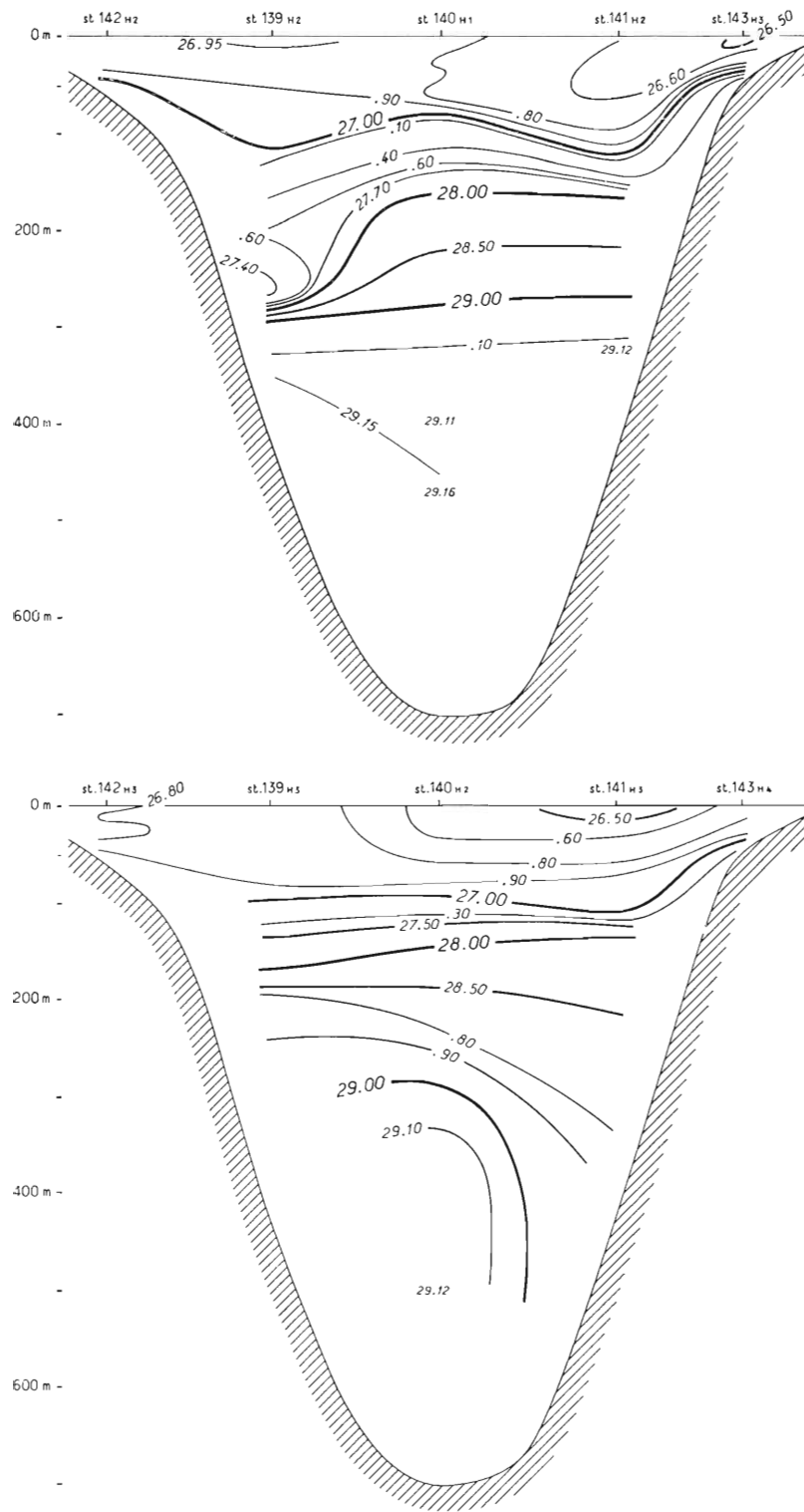


FIG. 43 et 44. — Section C, répartition de σ_t . En haut à PM + 3 h.
en bas à la basse mer.

profondeur, les courbes de σ_t s'accordent aux isohalines et l'arrivée des eaux orientales refroidies est marquée par un maximum de 29,20 vers le centre de la coupe. Les ellipses de forte densité occupent en profondeur la partie N de la coupe.

PM (fig. 42). À l'image des isohalines, la forte poussée des eaux méditerranéennes sur le versant espagnol se traduit pour σ_t par un relèvement jusqu'à la surface de la couche de discontinuité où les courbes de 27,00 à 28,50 se touchent rendant le secteur superficiel N très stable ($10^5 d\sigma_t/dz = + 3 777$ de 5 à 50 m).

Mais immédiatement au-dessous de 50 m, le repliement de ces courbes vers le S détermine une forte instabilité à la station 141 H₁ entre 75 et 100 m où $10^5 d\sigma_t/dz = - 3 640$.

Dans le secteur marocain les « eaux de l'upwelling » sont stabilisées, mais la plongée des eaux diluées en profondeur continue à être marquée par une instabilité à hauteur de la station 139 H₁ où $10^5 d\sigma_t/dz = - 316$ entre 250 et 310 m, bien que ces eaux soient déjà refroidies.

PM + 3 h (fig. 43). Bien que les salinités marquent toujours dans le secteur superficiel espagnol une certaine flexure des eaux ascendantes, ce sont les fortes températures communiquées par les eaux atlantiques supérieures qui sont déterminantes en surface puisque $\sigma_t = 26,50$ à 26,80 dans le N tandis que sur le versant marocain, les « eaux de l'upwelling », plus froides, amènent la densité autour de 26,90.

La couche de discontinuité est ici moins resserrée, par suite du mélange dû à une certaine plongée des eaux atlantiques, mais sans doute aussi à cause de la diffusion des eaux denses repliées vers le S lesquelles, nous l'avons vu, étaient instables au moment précédent.

Les eaux plus denses recouvrant des eaux diluées en plongée contre le versant marocain entraînent une instabilité à la station 139 H₂ entre 200 et 260 m où $10^5 d\sigma_t/dz = - 300$.

Les eaux orientales mixtes ont ici une densité de 29,15/29,16.

BM (fig. 44). Dans la couche superficielle, la situation reste assez semblable à ce qu'elle était au moment précédent et les « eaux de l'upwelling » sont ici recouvertes par des eaux plus denses. Il en résulte, à la station 139 H₃, une instabilité entre 5 et 50 m où $10^5 d\sigma_t/dz = - 133$.

La couche de discontinuité s'est resserrée, mais il est intéressant de noter dans le secteur espagnol la chute des courbes de 28,30 à 29,00 qui, déjà amorcée au moment précédent, traduit un certain mélange et un mouvement de convection sur le fond, tandis que les courbes de 28,00 à 26,80 continuent à remonter dans la couche superficielle sur le versant espagnol.

Les eaux les plus denses, supérieures à 29,00, circulent entièrement à mi-profondeur dans le secteur S de la coupe.

CHAPITRE III

LES VARIATIONS VERTICALES PÉRIODIQUES DE LA DENSITÉ ET LES ONDES DE MARÉE INTERNE

Ainsi que le montrent les coupes hydrologiques, les masses d'eau en opposition dans le détroit de Gibraltar prennent, suivant les heures d'observation, plus ou moins d'importance de part et d'autre d'une couche de discontinuité qui est sujette à des oscillations généralement en phase avec la marée dans la partie supérieure, mais souvent décalées par rapport à elle dans la partie

inférieure. Les couches profondes se trouvent donc influencées par une onde interne dont le rythme peut être différent de celui de la marée.

L'existence des ondes internes dans la mer fut reconnue pour la première fois au Gullmard fjord par Otto PETERSON (1909) en 1907. Plus tard HELLAND-HANSEN et F. NANSEN (1926) les mirent en évidence dans le Nord-Atlantique d'après les stations fixes du « Michaël Sars ». Parmi les nombreuses études qui furent publiées par la suite à ce sujet, les plus remarquables sont celles de DEFANT (1932, 1948, 1961), basées principalement sur les observations du « Météor », et de FJELDSTAD (1933).

Une station fixe de la « Dana », le 14 et le 15 juillet 1928, permit à JACOBSEN et THOMSEN (1934) de les étudier dans l'E du détroit de Gibraltar. Ces auteurs ont déterminé le caractère périodique de l'onde interne et estimé à 66 m l'amplitude d'oscillation de l'isohaline de 37 p. 1000. Plus près de nous, LACOMBE et RICHEL (1960) estiment, d'après les stations de la « Winnaretta-Singer », que les ondes internes dans le S de la section E (méridien de Ceuta) sont plus amples qu'en tout autre point des deux sections étudiées, à l'E et à l'O du Déroit. Ces auteurs observent en effet dans ce secteur une variation d'immersion de l'isohaline de 37,00 de 100 m alors qu'elle n'est que de 40 m vers le centre du chenal de Spartel.

Dans la plupart des cas étudiés par ces différents observateurs, les ondes internes affectent surtout la couche de discontinuité, mais nous verrons dans le présent travail que des variations importantes animent aussi, au-dessous d'elle, la couche profonde.

Dans une étude traitant des conditions de stabilité des ondes de marées internes, DEFANT (1948) se référant à plusieurs séries d'observations faites au mouillage dans le détroit de Gibraltar (d'après JACOBSEN et THOMSEN, 1934), dans l'Atlantique équatorial, sur le plateau du cap Vert (stations fixes du « Météor ») et dans le détroit de Messine (stations fixes du « Marsigli »), met en évidence le changement du profil d'onde lié dans de très nombreux cas à un état d'équilibre instable accentué au moment du « déferlement » interne (mascaret). L'auteur souligne l'influence que peut avoir ce phénomène dans le processus de mélange sur le plateau continental.

Considérons que deux courants de sens contraires se superposent, comme c'est le cas dans la plupart des détroits ; si la vitesse du courant supérieur croît, en même temps que celle du courant inférieur décroît, il se produit un enfoncement de la couche de discontinuité ; dans le cas contraire, il y a relèvement de cette couche (DEFANT, 1961). Mais il arrive souvent que cette disposition soit perturbée par l'onde interne, si cette dernière n'est pas en phase avec la marée. Le décalage est parfois si important que le sommet de l'onde interne parvient à la base du courant supérieur et se trouve rabattu par ce courant sous la forme d'une vague déferlante, d'un mascaret qui provoque des instabilités.

Nos sections hydrologiques, dans l'axe du Déroit, nous donnent déjà un exemple frappant de ce phénomène qui, moins marqué pour les densités, est absolument net dans les coupes de salinité. Le mouvement s'amorce à la pleine mer, au moment où l'onde interne est la plus haute ; sa crête est alors scindée par le courant supérieur en deux vagues successives, mais non déferlantes. A PM + 3 h, au moment où le flux atlantique prend de l'importance vers l'E, ces vagues déferlent. Celle qui se trouve le plus à l'E se rabat entre les stations 167 et 164 à la profondeur de 100 à 250 m : elle est instable. Profitant de cette importante attirance du sommet de l'onde interne vers l'E, les eaux diluées déferlent elles-mêmes contre le versant E du seuil. A la basse mer, le mascaret s'estompe du fait de l'abaissement de l'onde interne, mais un facteur d'inertie intervient qui fait que l'extrémité de la vague déferlante, détachée de son pied reste, sous forme de lentille, en état d'équilibre instable à la station 164.

D'autres exemples de mascaret se remarquent dans les coupes hydrologiques et notamment dans le secteur de Tarifa, mais ils ressortiront mieux dans l'étude des variations des courbes de σ_t que nous allons considérer en fonction des moments d'observation pour quelques-unes des stations de répétition choisies parmi les plus caractéristiques. Les schémas des variations ont été également établis pour les autres stations, mais comme ils n'apporteraient pas de faits nouveaux dans cet exposé, nous n'avons pas cru utile de les présenter ici. Ils permettent toutefois, reliés aux exemples cités, d'établir la synthèse que nous proposons à la fin de ce chapitre.

Station 169, sur le seuil (fig. 45).

On remarque, sur le seuil, que la couche de discontinuité adopte deux immersions successives entre les courbes de $\sigma_t = 27,00$ et de $\sigma_t = 28,00$ qui restent parallèles : l'une entre 50 et 140 m sans variation de PM — 3 h à la PM, l'autre de 130 à 190 m de PM + 3 h à la BM. La descente des courbes a lieu entre PM et PM + 3 h.

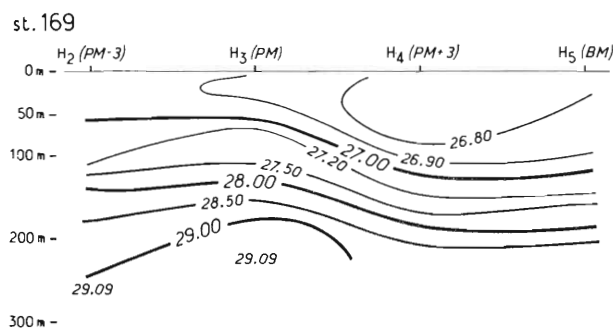


FIG. 45. — Variation verticale de σ_t à la station 169

Cette disposition est assez comparable à celle observée par ROMANOVSKY et LE FLOCH le 19 août 1958 et par TCHERNIA le 25 septembre 1960 (cités par LACOMBE, 1960) avec des amplitudes différentes : 120 m dans le premier cas, 60 m dans le second pour l'isohaline de 37 p.1000.

Mais nous observons en outre que la courbe de $\sigma_t 29,00$ oscille différemment puisque son point haut se situe à 170 m à la PM seulement.

L'amplitude des oscillations est la suivante :

$$\begin{array}{ll} \sigma_t = 27,00 & 80 \text{ m de } 50 \text{ à } 130 \text{ m,} \\ \sigma_t = 28,00 & 60 \text{ m de } 130 \text{ à } 190 \text{ m,} \\ \sigma_t = 29,00 & 70 \text{ m de } 170 \text{ à } 240 \text{ m} \end{array} \quad (\text{observée seulement à PM} - 3 \text{ h et à la PM}).$$

Station 164, sur le méridien de 5° 30' (fig. 46).

Nous avons déjà remarqué que la distribution des eaux atlantiques autour de la station 164 ne variait guère au cours des différentes heures d'observation. Cette situation se trouve confirmée par la disposition presque horizontale de la courbe de $\sigma_t = 27,00$ et montre que nous nous trouvons sans doute au centre d'un mouvement tourbillonnaire superficiel. Mais au-dessous, les fortes variations des courbes de σ_t mettent en valeur les oscillations de l'onde interne.

En effet, bien que la couche de discontinuité soit très diffuse à cette station, l'onde interne se manifeste entre les courbes de 27,00 et de 28,00 en présentant un point haut à la PM, suivi d'une descente à PM + 3 h et à la BM. Mais à PM + 3 h, s'exerce, en profondeur, une autre poussée des courbes inférieures à 28,00, indépendante de la première. Cette poussée doit être encore plus forte à l'O de la station puisqu'elle abandonne sous l'effet d'une vague déferlante une lentille plus lourde qui demeure en état d'équilibre instable à la basse mer vers la profondeur de 150 m. C'est l'extrémité du mascaret si bien saisi dans la coupe des salinités et dont nous aurions le processus complet avec une observation supplémentaire entre les stations 167 et 164.

On observe ici les oscillations suivantes :

$$\begin{array}{ll} \sigma_t = 27,00 & \text{sans variation notable,} \\ \sigma_t = 28,00 & 130 \text{ m de } 150 \text{ à } 280 \text{ m,} \\ \sigma_t = 29,00 & 260 \text{ m de } 460 \text{ à } 720 \text{ m.} \end{array}$$

Il nous a paru intéressant, devant ces fortes variations internes, d'examiner ici les courbes de

$\sigma_{s,t,D}$ (fig. 47). L'introduction du terme pression dans l'évaluation de la densité atténuée graphiquement les oscillations de l'onde interne. Cependant, l'intumescence subsiste à la PM, jusqu'à l'isopycne de 28,00 dont l'amplitude est de 50 m, et la deuxième poussée profonde reste nettement marquée à PM + 3 h, jusqu'à la profondeur de 300 m, bien qu'à cette profondeur la pression soit déjà importante. L'amplitude de l'isopycne 31,00 est de 90 m. Par ailleurs, subsiste l'instabilité relevée dans la coupe de σ_t à la BM, entre 150 et 200 m.

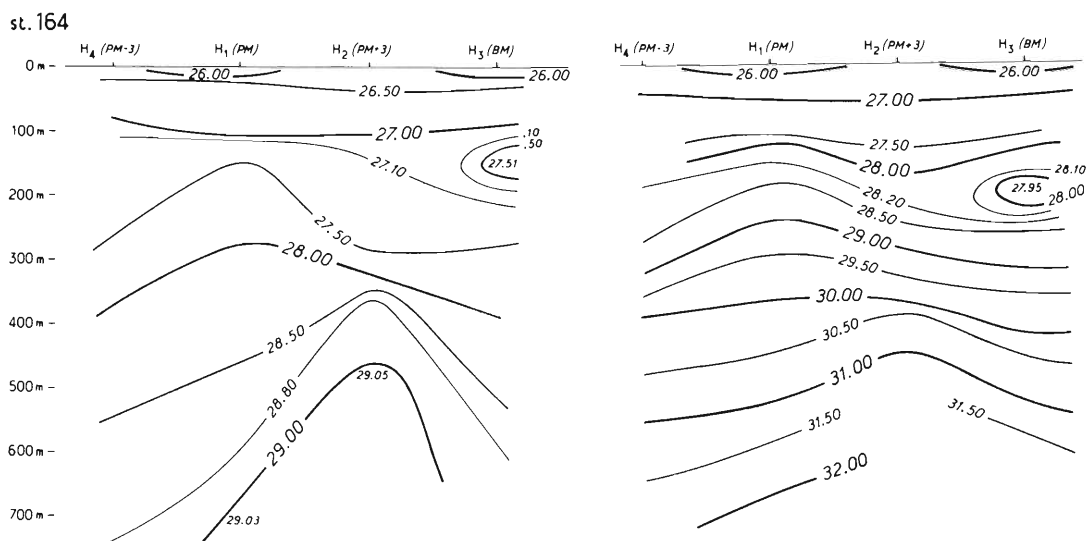


FIG. 46 et 47. — Variation verticale à la station 164, de σ_t à gauche, de $\sigma_{s,t,D}$ à droite.

Nous ne pouvons manquer, en nous rapprochant du point de station fixe de la « Dana », et bien que celui-ci soit encore à 7,5 milles dans l'E de notre station 164 ($1 = 35^{\circ}57' 5'' \text{ N} - L = 5^{\circ} 21' \text{ O}$), d'essayer de la comparer aux données des océanographes danois. JACOBSEN et THOMSEN (1934) ont observé dans ce secteur une amplitude moyenne de 66 m pour l'isohaline de 37 p.1000, mais ce chiffre est fonction de l'analyse harmonique que nous n'envisageons pas ici car elle nous mènerait à un développement trop long et aussi trop hasardeux dans un secteur où l'on connaît encore mal la période des ondes constitutives de la marée. Elle serait cependant indispensable pour connaître l'allure réelle de l'onde interne. Nous pouvons donc seulement remarquer que le graphique des observations directes de la « Dana » accuse une variation d'immersion de 140 m environ de l'isohaline des 37,00, alors que dans nos données l'amplitude observée est de 190 m pour la même courbe.

Dans le graphique des variations de la densité ($\sigma_{s,t,D}$) donné par DIETRICH (1957), puis par DEFANT (1961) d'après ces résultats de JACOBSEN et THOMSEN (1934), il apparaît que l'onde interne atteint son point culminant vers PM + 3 h pour redescendre très rapidement deux heures après. L'isopycne de 1028,00 atteint une amplitude d'une centaine de mètres. Cette disposition, ainsi que l'a remarqué DEFANT, revêt la forme d'un mascaret interne et certaines valeurs accusent une instabilité dans la stratification.

Station 115, dans le sud du seuil (fig. 48).

A cette station peu profonde (50/60 m) où les observations ont été répétées pendant presque deux cycles successifs de marée (du 1^{er} juin à 14 h 00 au 2 juin à 11 h 00), on constate que les eaux les plus légères s'accablent à la basse mer et à la pleine mer, phases qui sont séparées par une remontée d'eaux plus denses à PM - 3 h et à PM + 3 h. L'apport atlantique le plus important est cependant marqué avec des valeurs moins fortes à la BM.

Cette succession rapide de points hauts et de points bas dans les courbes superficielles ne semble pas avoir de rapport avec l'onde interne qui, elle, se manifeste par la poussée d'eaux plus denses entre 30 et 50 m, à la PM, bien que se renouvelle à ce même moment l'apport atlantique en surface.

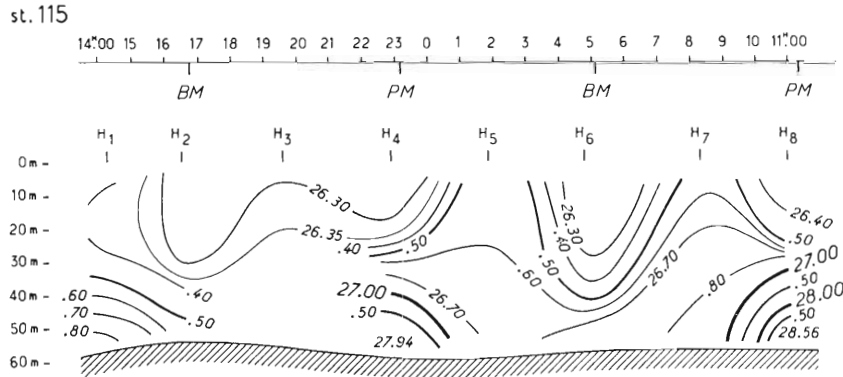


FIG. 48. — Variation verticale de σ_t à la station 115.

Il faut donc envisager l'existence, dans ce secteur, d'un contre-courant dont nous ne connaissons pas l'étendue, mais qui ramène au moment de la PM des eaux atlantiques n'ayant pas cheminé très loin vers l'E, et qui empêche la propagation de l'onde interne jusqu'au voisinage de la surface.

Sur ces petits fonds, la variation de l'onde interne est peu importante ; elle n'est que le reflet de leur ampleur au-dessus des plus grands fonds : $\sigma_t = 27,00$ 20 m de 35 m à 55 m,
 $\sigma_t = 28,00$ 10 m de 45 m à 55 m.

Station 118, au N du seuil (13 h d'observation) (fig. 49).

Dans ce secteur, où l'apport atlantique est important de la PM à la BM, avec un maximum à ce dernier temps, la poussée de l'onde interne est très ample à PM — 3 h puisqu'elle atteint presque la surface. Cette montée rapide commence après la BM et s'estompe avant la PM.

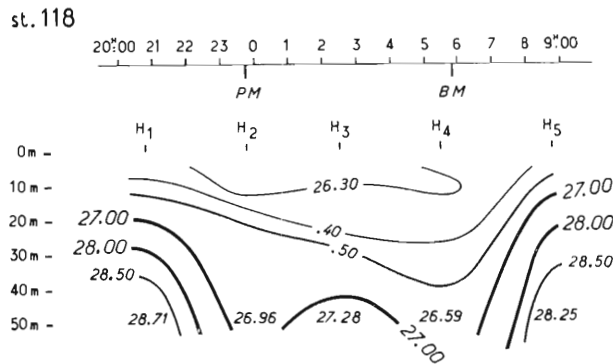


FIG. 49. — Variation verticale de σ_t à la station 118.

On observe une poussée secondaire à partir du fond à PM + 3 h, mais elle n'influence pas la masse d'eau au-dessous de 40 m.

Nous entrons donc ici dans une période très différente de celle observée à l'E du seuil pour l'onde interne. Amplitudes : $\sigma_t = 27,00$ 30/35 m de 15/20 à 50 m,
 $\sigma_t = 28,00$ 22/28 m de 22/28 à 50 m.

Station 139, dans la moitié S de la coupe C (fig. 50).

Cette station peut être comparée à la station 164, où une onde interne secondaire profonde se trouve décalée par rapport à l'onde interne principale.

Ici se manifestent, de façon très nette, deux vagues déferlantes successives provoquées par l'ascension de l'onde interne jusqu'au courant atlantique.

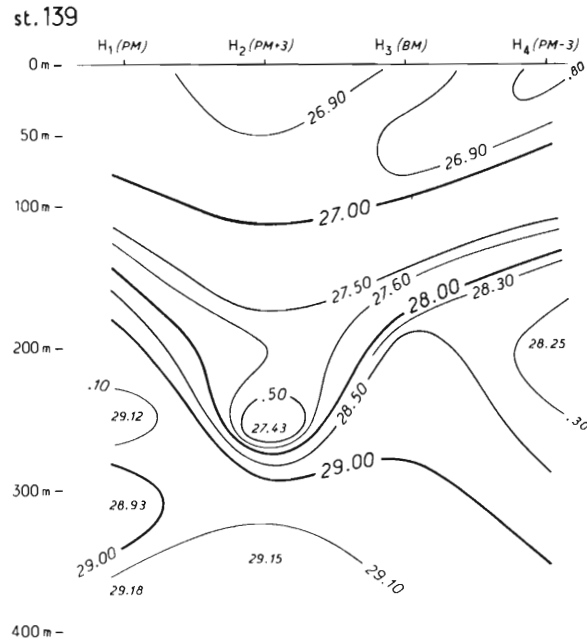


FIG. 50. — Variation verticale de σ_t à la station 139.

Si l'on considère les courbes de 27,00 et 28,00, on remarque que l'onde interne est haute à PM - 3 h et basse à PM + 3 h. Mais si l'on suit l'évolution des courbes profondes on s'aperçoit que les valeurs, plus fortes à PM + 3 h, marquent une poussée profonde secondaire à ce moment. Cette poussée secondaire continue à se manifester, profitant de la montée de l'onde principale jusqu'à PM - 3 h, moment où elle se termine par une vague déferlante qui enserre dans son rouleau des eaux diluées vers la profondeur de 200 m. Cette première vague est suivie par le déferlement de l'onde interne principale laquelle dégénère 3 h après la pleine mer en un mascaret coiffant, lui aussi, des eaux plus légères en entraînant une instabilité entre 200 et 250 m.

On peut donc considérer que, dans ce secteur, la poussée interne est permanente, mais qu'elle peut se décomposer en une onde interne principale haute à PM - 3 h et une onde interne secondaire haute à PM + 3 h. Les amplitudes observées sont les suivantes :

$$\begin{aligned} \sigma_t = 27,00 & \quad 55 \text{ m de } 60 \text{ m à } 115 \text{ m.} \\ \sigma_t = 28,00 & \quad 140 \text{ m de } 135 \text{ m à } 275 \text{ m,} \\ \sigma_t = 29,00 & \quad 160 \text{ m de } 190 \text{ m à } 350 \text{ m.} \end{aligned}$$

Station 141, au nord de la coupe C, dans le secteur de Tarifa (fig. 51) (pour faciliter la lecture du graphique, nous avons présenté les stations, en commençant par la BM, la première station occupée étant H₁ à la PM).

C'est à cette station, à 2,5 milles dans le SSO de Tarifa, que se développe le mascaret le plus important du Déroit.

L'onde interne s'enfle puissamment à PM — 3 h et cette poussée violente, issue des grandes profondeurs, intéresse toute la couche d'eau, au moins jusqu'au niveau de 100 m. Sous cette impulsion verticale, la crête de l'onde interne continue à se déployer dans la couche supérieure jusqu'à la pleine mer. Elle atteint ainsi le niveau de 50 m où, subissant l'effet latéral du mouvement superficiel, elle déferle en emprisonnant les eaux diluées d'influence atlantique, créant ainsi un état d'équilibre instable entre 75 et 150 m.

Ce rouleau s'exerce jusqu'à la surface, entraînant dans son tourbillon vertical des eaux superficielles qui plongent 3 heures encore après la pleine mer. A partir du même moment et jusqu'à la BM, l'onde interne descend rapidement en même temps qu'a lieu jusqu'au fond un important mélange, consécutif à la diffusion rapide de cette masse très dense, chute d'eau diluée qui va contribuer à repousser vers le S les eaux les plus denses.

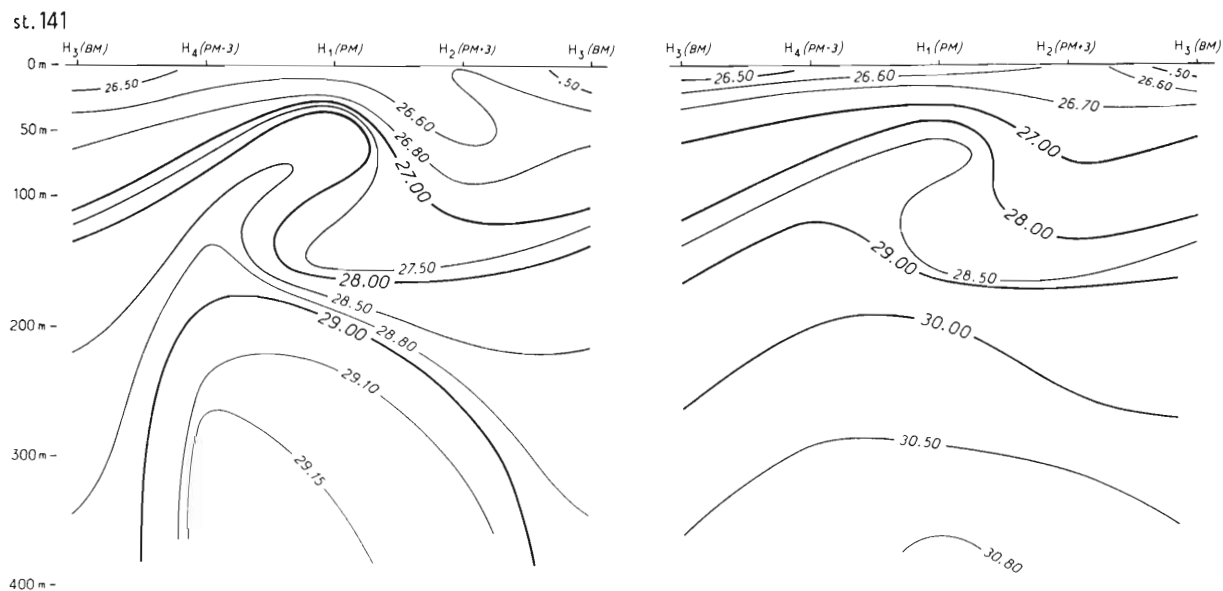


Fig. 51 et 52. — Variation verticale à la station 141, de σ_t à gauche, de $\sigma_{s,t,p}$ à droite.

Nous voyons donc que l'onde interne dans le secteur de Tarifa, exerce sa poussée ascendante à PM — 3 h et que cette impulsion profonde a des répercussions jusqu'à la surface pendant une période de 6 heures. L'amplitude des courbes de σ_t est la suivante :

$$\begin{aligned} \sigma_t &= 27,00 & 90 \text{ m} & \text{de } 30 \text{ à } 120 \text{ m}, \\ \sigma_t &= 28,00 & 125 \text{ m} & \text{de } 35 \text{ à } 160 \text{ m}, \\ \sigma_t &= 29,00 & 220 \text{ m} & \text{de } 180 \text{ à } 400 \text{ m}. \end{aligned}$$

Nous avons cru opportun de représenter ici la stratification de la densité, $\sigma_{s,t,p}$ (fig. 52). Les isopycnes estompent l'allure des ondes internes en profondeur, mais l'image du mascaret subsiste avec une instabilité de 60 à 100 m. On note que les plus grandes fluctuations se situent entre les isopycnes de 27,00 et 30,00 qui sont sensiblement parallèles, contrairement à ce que montraient les graphiques de densité aux stations 139 et 164 où les oscillations principales se maintenaient entre les isopycnes de 28,00 et 30,50, asymétriques du fait de l'existence d'une onde interne profonde secondaire.

Les observations de l'« Origny » dans le secteur de Tarifa le 27 mai 1961 (BOCKEL, 1962), sont à comparer aux nôtres. A considérer uniquement le schéma présenté par l'auteur et donnant les variations dans le temps des stations 190 à 202, on n'observe, mises à part les fortes amplitudes des isohalines, aucun phénomène comparable au mascaret que nous avons trouvé. La seule différence

dans les coefficients : 58/62 pour la station 164, 65 à 75 pour les stations de l'« Origny », pourrait expliquer de tels changements, mais notre attention a cependant été retenue par le fait que dans les données chiffrées, les eaux supérieures à 38,30 recouvraient par deux fois successives des eaux diluées inférieures à 38,30 et atteignant même 38,07 entre 160 et 220 m ; nous n'avons pas manqué de rapprocher ces résultats des nôtres.

Il convient maintenant de grouper en différents points ces résultats qui varient de façon importante d'une station à l'autre.

1° On peut considérer que, d'une façon générale, l'onde interne subit, comme la marée, des oscillations de période semi-diurne.

Les courbes de $\sigma_t = 27,00$ et $\sigma_t = 28,00$ nous montrent qu'une montée générale de l'onde interne a lieu de PM — 3 h à la PM. L'intumescence est marquée pendant le 1^{er} temps seulement dans la partie N du Déroit, pendant les 2 temps dans le deuxième tiers du seuil et de ses alentours, pendant le 2^e temps seulement à l'O du seuil et dans les stations E de la section axiale. On note cependant une exception à l'entrée du chenal de Spartel où le point haut se situe à PM + 3 h.

2° On observe par ailleurs, dans l'E du seuil et suivant un arc de cercle qui passe par les stations 170-139/142 une autre poussée plus profonde à PM + 3 h qui est mise en évidence par des valeurs plus fortes de σ_t . Ces valeurs décroissent à la PM.

Cette poussée est une onde interne réfléchiée dont il faut sans doute voir l'origine dans un mouvement de convection local dû à la descente rapide d'eaux diluées dans le secteur N et contre le versant E du seuil au même moment ; elle est en corrélation avec l'existence d'un mouvement cyclonique profond à l'E du seuil.

3° Ainsi que le résume le tableau 3 donnant les amplitudes d'oscillations de $\sigma_t = 27,00$, 28,00, 29,00, nous voyons que les variations dans le secteur E sont plus fortes en profondeur que dans la couche supérieure, tandis que dans le secteur O, c'est le contraire qui se produit.

Stations	Section A						Section B				Section C		
	168	171	169	170	167	164	115	121	120	118	139	140	141
$\sigma_t = 27,00$	40	130	80	50	60	0	20	105	35	32	55	50	90
$\sigma_t = 28,00$	40	40	60	60	70	130	10	60	20	25	140	85	125
$\sigma_t = 29,00$			70	160	260	260		70			160	70 ?	220

TABLE. 3. — Amplitudes d'oscillations (en mètres) sur les sections A, B, C.

On remarque par ailleurs qu'en profondeur (courbes de 28,00 et 29,00), cette amplitude est nettement plus forte à l'E qu'à l'O, atteignant son maximum au-dessus des plus grands fonds : 260 m, pour la courbe de $\sigma_t = 29,00$ à la station 164.

Par contre, si l'on considère la couche supérieure (courbe de 27,00), l'amplitude dans l'O du seuil est plus forte qu'à l'E, sauf à l'entrée du chenal de Spartel (St. 168) qui a un régime particulier annonçant une autre disposition de l'onde interne dans le secteur atlantique marocain.

Sur le seuil, on note au passage le plus profond (St. 121) une amplitude plus forte que sur les versants, les oscillations étant cependant, du côté espagnol, plus grandes que du côté marocain.

Dans la section voisine du méridien de Tarifa, nous n'avons pas suffisamment d'observations au centre pour juger de l'amplitude profonde à la station 140, amplitude qui était très grande à la station 167, mais on y remarque également que les oscillations du côté de Tarifa sont nettement plus fortes que du côté marocain.

Il apparaît donc, d'après ces différents points :

a) que l'onde interne la plus importante atteint sa plus forte amplitude suivant la ligne des plus grands fonds et qu'elle se propage de l'E à l'O, jusqu'à l'O du seuil ; sur le versant espagnol, elle est plus marquée que sur le versant marocain ;

b) qu'une onde interne, d'origine atlantique, se propage de l'O vers l'E, dans la couche supérieure, jusqu'à l'E du seuil.

Dans les secteurs où ces ondes, qui ne sont pas en phase entre elles, se rencontrent vers le même niveau, il s'établit soit une prolongation des phases hautes et basses (aux alentours du centre du seuil) si le décalage est faible, soit des ruptures rapides si les phases s'opposent.

4° Les ondes internes, principales et réfléchies donnent lieu à un mascaret quand leur crête atteint le courant atlantique supérieur. Celui de Tarifa est particulièrement important puisqu'il se manifeste dans la couche superficielle entre 50 et 150 m au moment de la PM.

A la station 139, il est permanent à des profondeurs variables, mais surtout actif à PM — 3 h entre 150 et 200 m et à PM + 3 h entre 200 et 260 m.

La coupe axiale des salinités nous montre une telle vague déferlante à PM + 3 h, que nous avons décrite au début de ce chapitre.

Ce mascaret, très actif de PM — 3 h à la PM dans le N et le centre du Déroit, à l'E du seuil, l'est aussi au centre et dans le secteur sud 3 h après la PM, montrant la forte influence de l'onde interne réfléchie qui suit un faisceau tourbillonnaire.

Il se manifeste, à certains moments, jusqu'à la surface et nous l'avons remarqué, par temps calme, à l'E du seuil où il forme une barre écumante suivant un arc de cercle dont les pointes sont dirigées vers l'E et qui correspond à la ligne des profondeurs minimales des courbes de $\sigma_t = 27,00$.

Cette étude nous montre aussi que le mascaret est l'une des principales causes des instabilités dans le Déroit. Ce sont en effet les vagues internes déferlantes qui emprisonnent des eaux diluées de la couche subsuperficielle et les forcent à s'enfoncer.

Ce phénomène revêt donc ici plus d'ampleur que dans les exemples cités par DEFANT. L'instabilité, dynamique, peut subsister pendant un temps plus ou moins long, lorsque le mélange entre les masses d'eau superposées au cours du déferlement interne n'a pu se faire de façon suffisamment différente.

CHAPITRE IV

OXYGÈNE

A la suite de sa dissolution directe au contact de toute la surface marine, déterminant le plus souvent une sursaturation de la couche superficielle notamment entre 25 et 50 m, l'oxygène est transporté par les courants de translation et les mouvements de convection sur toute l'étendue et les profondeurs de la mer. Son taux, que nous exprimerons ici en centimètres cubes par litre, diminue en fonction du cheminement de la masse qui l'entraîne, mais subit néanmoins, ainsi que les autres facteurs constitutifs de l'eau de mer, des variations consécutives au contact de formations d'origine différente.

Les travaux de JACOBSEN (1912) et les récentes études de FURNESTIN (1960, 1962) ont ainsi démontré que la répartition de l'oxygène dissous en Méditerranée occidentale est en rapport avec celle des eaux de natures différentes qui y circulent : « septentrionale », « orientale », « atlantique » et « algéro-atlantique ». Le taux élevé des eaux atlantiques diminue avec la progression, en Méditerranée, du courant qui les draine : de 7,5 cm³ dans la baie ibéro-marocaine en été 1957, il tombe à des valeurs de 5,5 dans le déroit de Gibraltar ainsi que sur la côte algérienne, et inférieures à 5,0 dans le N du bassin. Quant à l'eau orientale, sa faible oxygénation dans le N et en Mer d'Alboran est l'indice très net de son long cheminement depuis les parages du Levant. De même les variations du taux de l'eau septentrionale permettent d'apprécier son déplacement vers le Sud.

Les trois stations faites en été 1957 à l'occasion d'un passage du « Président-Théodore-Tissier » dans le détroit de Gibraltar permettaient déjà d'observer une corrélation évidente entre la répartition de l'oxygène, de la température et de la salinité, ainsi que la présence d'une couche de fort gradient entre les courbes de 5,2 à 4,3 marquant le contraste entre les eaux atlantiques et méditerranéennes. L'étude beaucoup plus détaillée de l'été 1959 nous montre que l'oxygène dissous permet de discerner, parfois plus aisément qu'avec les autres facteurs, les influences des masses en contact et les mouvements qu'elles déterminent.

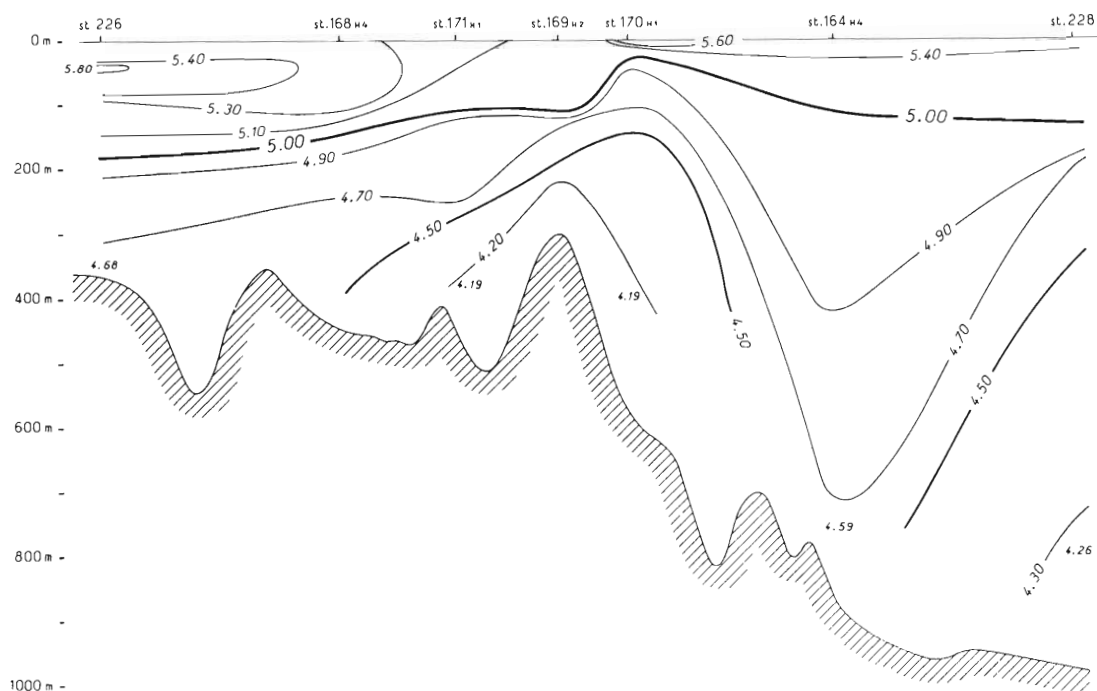


FIG. 53. — Section A, oxygène dissous (O_2 cm^3/l) à PM — 3 h.

Section A.

PM — 3 h (fig. 53). L'eau atlantique est marquée par un taux d'oxygène supérieur à 5,00. Les « eaux superficielles » sont caractérisées dans l'O du seuil par un maximum de 5,80 à 50 m de profondeur. Cette forte valeur, rapportée à la teneur en sel et à la température (Fox, 1905) correspond à une sursaturation d'environ 120 p.100. La disposition de cette couche à oxygénation maximale au-dessous de la surface est classique, en Méditerranée notamment : c'est là que s'exerce la photosynthèse. Nous la retrouverons seulement à certains moments à l'O ou à l'E du Déroit, quand elle échappe aux violents brassages de la couche supérieure et à l'influence des remontées des eaux profondes.

A l'E immédiat du seuil les « eaux atlantiques superficielles » réapparaissent, marquant un maximum en surface, 5,60, à la station 170 H₁. La discontinuité de cette couche dans l'axe du Déroit, rappelle la sinuosité du courant dont les méandres sont déterminés par la remontée, à hauteur et à l'O du seuil, des eaux profondes qui poussent jusqu'à la surface des « eaux de l'upwelling marocain » dont le taux n'atteint que 5,05 (St. 169 H₂).

C'est à cette dernière formation que l'on doit aussi, si l'on établit une corrélation avec les salinités, attribuer l'écartement des courbes de 4,70 et 4,90, vers le niveau de 200/250 m, à la station 171 H₁.

Les eaux méditerranéennes sont caractérisées par un taux minimum de 4,14/4,19 qui affecte le seuil et ses alentours immédiats à l'E et à l'O, marquant leur passage très net du bassin méditerranéen vers l'Océan. On peut limiter arbitrairement ces eaux à la courbe de 4,40, taux qui correspond à celui de la masse septentrionale profonde en Mer d'Alboran, du côté de la pente ibérique (FURNESTIN, 1960).

Dans le secteur oriental du Déroit, l'accumulation des eaux atlantiques, qui provoque en profondeur un certain mélange, est marquée par un taux élevé jusqu'à proximité du fond (4,59 à 750 m à la station 164 H₁). Plus à l'E, à la station 228, les eaux septentrionales réapparaissent avec un taux inférieur à 4,40. L'ensemble implique un mouvement tourbillonnaire profond à l'E du seuil et une avancée très pauvre en oxygène qui passe en dehors et au NE de la coupe et aboutit à hauteur du seuil seulement.

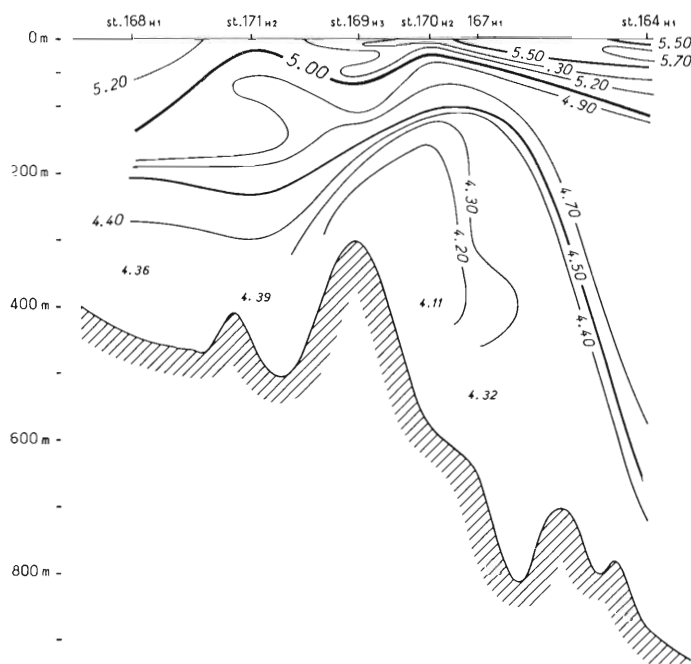


FIG. 54. — Section A, oxygène dissous (O_2 , cm^3/l) à la pleine mer.

PM (fig. 54). L'eau atlantique superficielle est présente tout au long de la coupe avec un taux supérieur à 5,00 et atteint une valeur maximale de 5,70 à 25 m (St. 164 H₁), montrant, soit que son axe se situe en dehors de la coupe, dans le centre du Déroit et dans le secteur O, soit qu'un courant de marée ramène vers l'O des eaux plus oxygénées parvenues dans le secteur E pendant une phase précédente.

L'eau de l'« upwelling marocain » qui écarte les courbes de 4,90 à 5,00 dans l'O du seuil (St. 171 H₂) est plus mélangée qu'à PM — 3 h, ainsi que l'ont par ailleurs montré les salinités, et remonte jusqu'à la surface à la même station.

L'eau septentrionale dont le taux minimum est de 4,11 à l'E du seuil est beaucoup plus mélangée qu'à PM — 3 h à l'O où le taux atteint 4,36 à 4,39 près du fond ; les eaux de plus faible valeur ne franchissent donc pas le seuil à ce moment, ce qui est en accord avec la disposition des isohalines.

En même temps, une certaine augmentation du taux, vers 600 m, sur le versant E du seuil (4,32 à la St. 167 H₁) accuse, comme dans les salinités, la présence sur le fond d'eau diluée, résultat que corrobore également la station de recoupement 229 avec une valeur de 4,36 à proximité du fond.

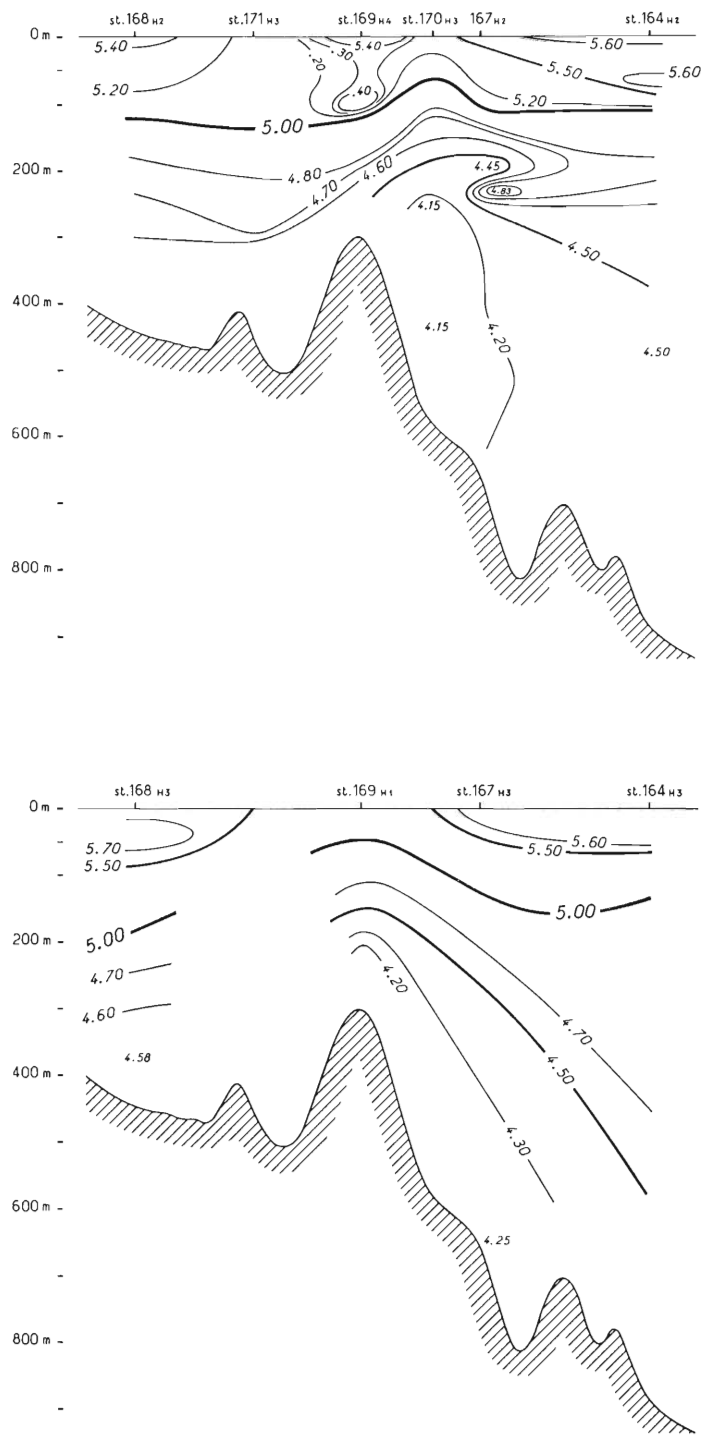


FIG. 55 et 56. — Section A, oxygène dissous ($0, \text{cm}^3/\text{l}$).
En haut, à PM + 3 h, en bas à la basse mer.

PM + 3 h (fig. 55). Le lit atlantique s'approfondit en enfonçant la courbe de 5,00 jusqu'à la profondeur moyenne de 100 m. Les sinuosités du courant superficiel sont plus marquées qu'auparavant puisque les valeurs les plus élevées concernent non seulement l'O et l'E mais aussi le centre, au-dessus du seuil (5,40). Cependant le taux est toujours maximum à l'E. à la station 164 H₂, indiquant que l'axe du courant passe en dehors des autres stations.

Cet apport important d'« eau atlantique superficielles » confère à la couche d'« eau d'upwelling » qui se manifeste cependant jusqu'à la surface à la station 171 H₃, une augmentation de son taux d'oxygène (5,12 à 5,20).

L'eau septentrionale à 4,15 ne franchit pas le seuil à ce moment. Son lobe isolé sur le versant E marque sa circulation perpendiculaire à la coupe dans ce secteur.

Si, à l'E du seuil, les courbes d'oxygène ne sont pas à l'image exacte des isohalines à partir du niveau de 150 m, il n'en reste pas moins que le mascaret interne mis en évidence par les salinités se trouve ici confirmé. En effet, la crête de l'onde interne, représentée par les courbes de 4,70 à 4,50 est fortement rebroussée vers l'E sous l'effet du courant atlantique qu'elle rencontre dans la couche supérieure. Cette vague déferlante dont le taux minimum est de 4,45 enserre dans son rouleau des eaux plus oxygénées à 4,83.

BM (fig. 56). Bien que nous manquions ici d'observations, on peut assister à ce moment à un enfoncement général des courbes, indiquant la forte influence de l'eau atlantique jusque sur le fond même. Dans le secteur occidental, le taux atteint 4,58, tandis qu'à l'E il est de 4,25. Des valeurs plus faibles, inférieures à 4,20 subsistent cependant sur le seuil.

Section B.

Dans les coupes transversales, le taux d'oxygène dissous est nettement plus élevé que dans la coupe axiale. On doit y voir un apport plus important d'« eau atlantique superficielle » au début de la campagne, ainsi que l'a d'ailleurs montré l'examen comparé des stations de recouplement.

L'oxygénation est telle en surface dans le secteur ibéro-marocain (7,5 en été 1957 sur le méridien de 6°30') qu'il suffit d'une très faible variation dans le régime hydrologique pour augmenter le taux superficiel dans le détroit de Gibraltar. Mais une forte sursaturation a un certain pouvoir de diffusion qui se répercute sur les couches profondes et dont l'effet se traduit ici par une augmentation du taux d'oxygène de l'eau méditerranéenne qui est de 0,50 environ dans le cas que nous étudions.

PM — 3 h (fig. 57). Mieux que la salinité et la température, l'oxygène marque ici la répartition des deux formations atlantiques :

« eaux superficielles » dans la partie N de la coupe avec un taux maximum de 6,19 à la station 120 H₅ ;

« eau de l'upwelling » dans le S avec un taux plus faible de 5,84. Mais ces dernières se manifestent également par un taux encore moindre entre les niveaux de 75 à 125 m, et dont le minimum est de 5,29. Ce lobe intermédiaire n'était apparent ni dans les salinités, ni dans les températures, mais nous avons cependant observé un fort écartement des courbes de 14" à 15°00 vers la même profondeur, sur le versant marocain.

Par ailleurs, l'allure générale des courbes d'oxygène est à l'image de celle des isohalines et des isothermes, marquant un enfoncement de l'eau atlantique à hauteur de la charnière du seuil (St. 120 H₅) dans le tiers N de la coupe, et une pente très forte des lignes de 5,40 à 5,00 correspondant au redressement de la couche de discontinuité sur le versant espagnol sous l'effet de la remontée des eaux méditerranéennes.

Les eaux méditerranéennes de caractère halin oriental mais froides, qui se situent autour de 150 m, ont un taux minimum de 4,56.

PM (fig. 58). A la pleine mer, l'opposition des deux formations atlantiques est particulièrement bien marquée par deux lobes qui, à partir des versants côtiers s'avancent vers le centre de la coupe :

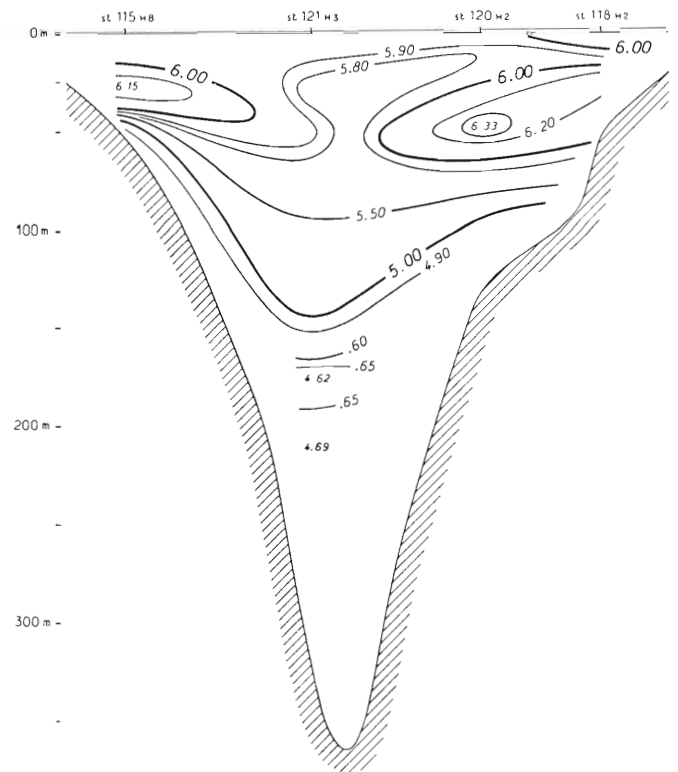
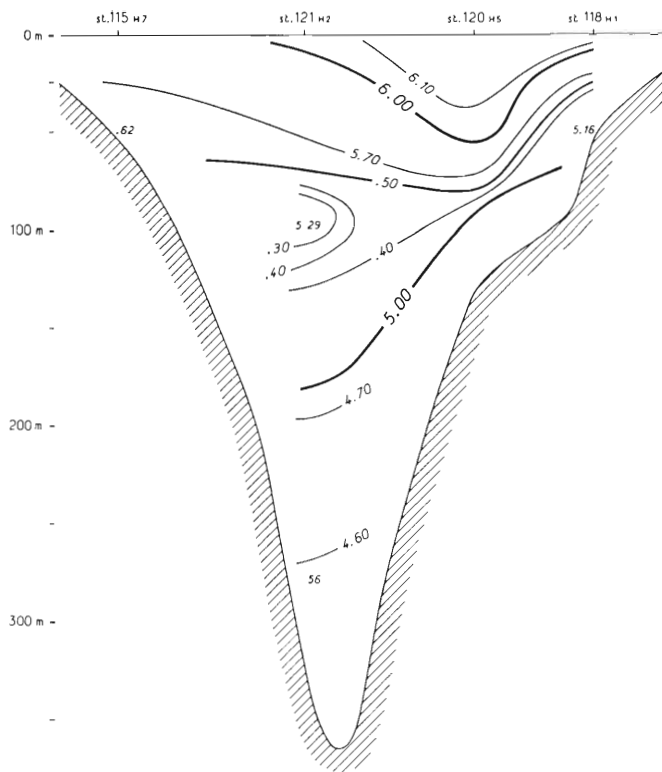


FIG. 57 et 58. — Section B, oxygène dissous (O_2 cm³/l) à PM — 3 h (à gauche), à la pleine mer (à droite).

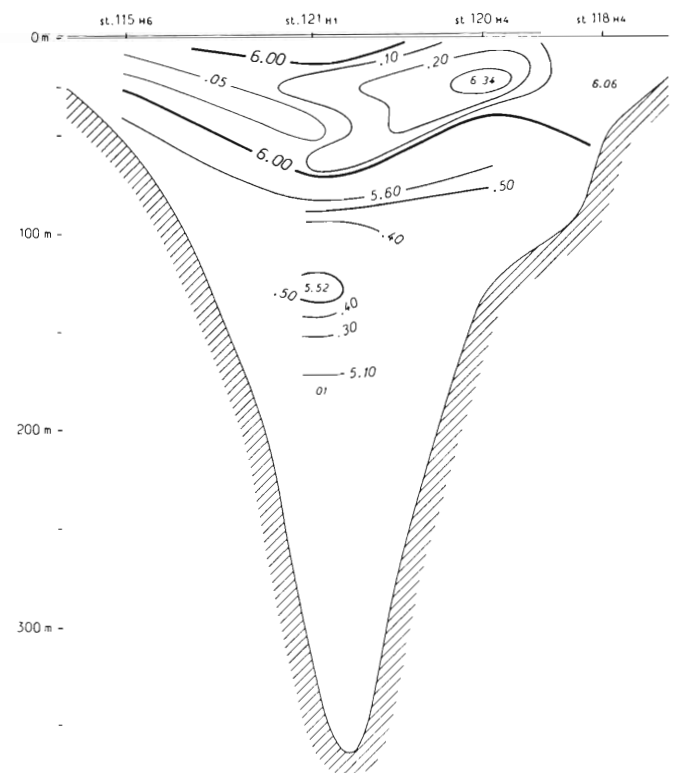
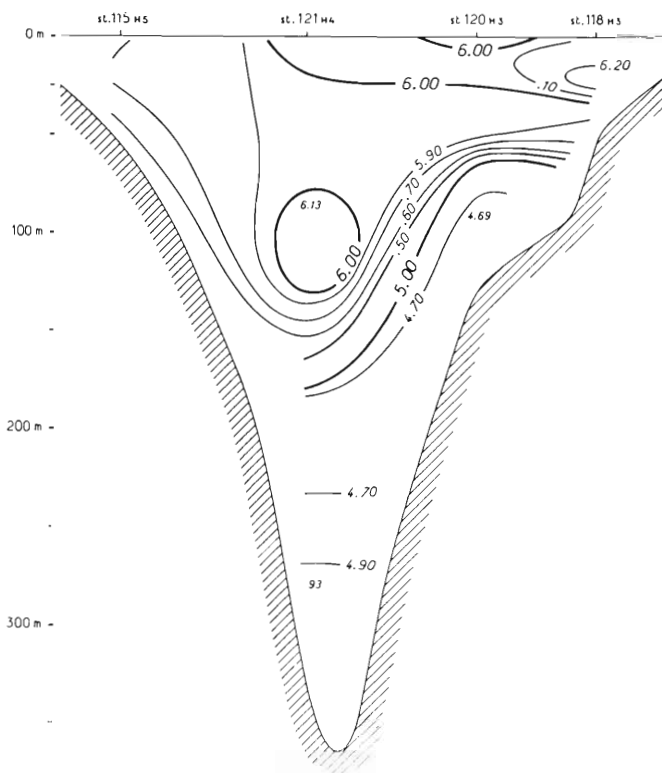


FIG. 59 et 60. — Section B, oxygène dissous (O_2 cm³/l) à PM + 3 h (à gauche), à la basse mer (à droite).

« eau superficielle » dans le N (6,00 à 6,33), « eau d'upwelling » dans le S, cette dernière s'étant fortement oxygénée (5,99 à 6,15) en se rapprochant de la surface.

Une divergence centrale les sépare, avec un taux inférieur à 5,90. Cette remontée qui parvient ici latéralement à une origine profonde qui, nous l'avons vu, augmente également le taux de la salinité en surface.

La couche de discontinuité est représentée par un faisceau des courbes de 5,50 à 4,60 qui, par son redressement au N et au S, accuse, comme les isohalines, une remontée des eaux méditerranéennes aussi bien sur le versant espagnol que sur le versant marocain.

En profondeur les eaux orientales refroidies ont un taux minimum de 4,65/4,62 entre 170 et 200 m, au centre de la coupe (St. 121).

PM + 3 h (fig. 59). A ce moment de fort déversement des eaux atlantiques en Méditerranée, on observe ce mouvement de bascule que nous montraient déjà les coupes de salinité et de température : creusement du lit atlantique au centre, jusqu'à 130 m, mouvement ascendant des eaux méditerranéennes sur les deux talus, mais beaucoup plus important sur le versant espagnol et jusqu'à la charnière du seuil.

Comme dans la coupe des températures, la poussée profonde est limitée sur le versant espagnol au niveau de 50 m, alors que dans la coupe des salinités elle se manifeste avec une pente plus accentuée, jusqu'au voisinage de la surface. Une forte oxygénation (6,10 à 6,25) confirme cependant, avec les températures, une forte influence des « eaux atlantiques superficielles » dans le secteur N. Ces eaux qui se mélangent plus ou moins à celles de l'upwelling marocain, caractérisées dans le S par un taux inférieur à 5,90, emplissent avec ces dernières le centre de la coupe, jusqu'à la profondeur de 130 m.

L'« eau d'upwelling » n'est donc pas disposée, comme dans la coupe des salinités, en une couche intermédiaire qui se superpose à la surface de discontinuité. Il est cependant intéressant de noter que, sous la couche de plus fort gradient dont l'immersion est ici moindre qu'avec les isohalines, on rencontre un minimum d'oxygène de 4,61 à 4,69 qui peut être en relation avec cette « eau d'upwelling ». Mais ce minimum peut également concerner les eaux orientales mixtes que les autres facteurs nous montrent cependant plus profondes. A leur emplacement, une augmentation du taux d'oxygène (4,93) ferait plutôt penser à une influence des couches supérieures. Il n'y a donc pas, de 170 m au fond, de concordance exacte entre la salinité et l'oxygène dissous, mais un décalage qui est sans doute consécutif à un certain brassage au moment de la forte pénétration des eaux atlantiques.

BM (fig. 60). La partie supérieure de cette coupe est assez comparable à celle de la PM, mais le contact des lobes représentant les deux formations atlantiques est ici plus marqué du fait qu'une remontée profonde ne s'exerce plus entre eux. Dans la moitié N de la coupe un maximum de 6,34 à 25 m caractérise l'« eau superficielle » tandis que l'« eau d'upwelling » se distingue dans la moitié S par un minimum de 6,05.

Un noyau à 5,40/5,52 au centre, entre 100 et 150 m représente une plongée des « eaux d'upwelling » jusqu'à ce niveau, plongée que nous montraient déjà les salinités. Mais son environnement par des eaux moins oxygénées, indique en même temps le début de la poussée de l'onde interne.

Manquant de données au-dessous de 200 m, nous ignorons de quelle façon se comportent les eaux méditerranéennes. Leur poussée est à peine marquée par le redressement sur les versants et à la charnière du seuil, de la courbe de 6,00.

Section C.

PM — 3 h (fig. 61). On remarque, d'emblée, que 3 heures avant la pleine mer, cette coupe met en relief le principal phénomène que nous montrait la salinité à la pleine mer : le mascaret de Tarifa. C'est donc avec une certaine avance, mais aussi avec une ampleur que nous ne pouvions discerner, faute d'observation dans la coupe des salinités, que l'oxygène dissous confirme et précise l'importance de la remontée méditerranéenne sur le versant espagnol, suivie d'une vague déferlante interne qui se propage vers le S.

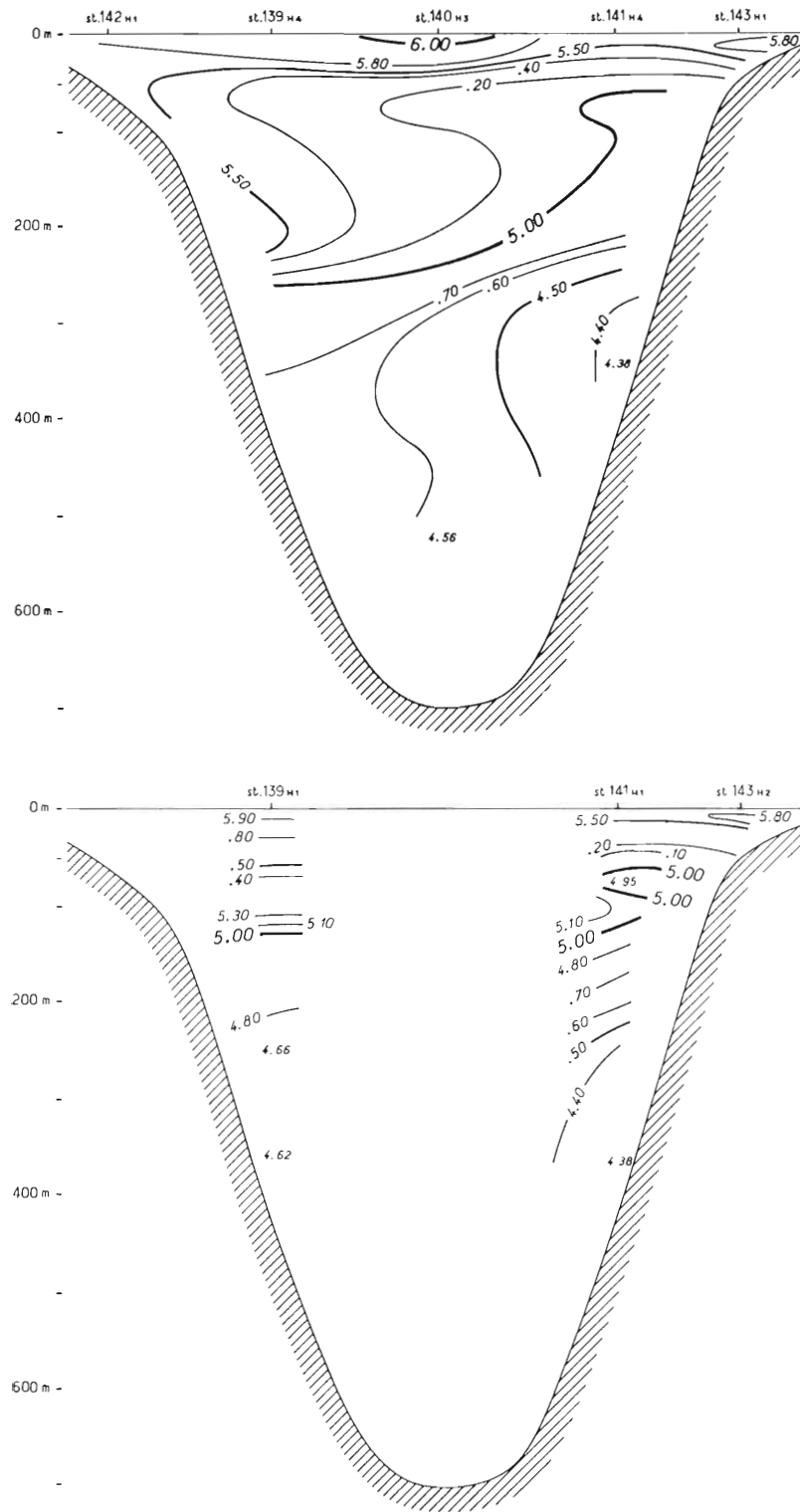


FIG. 61 et 62. — Section C. oxygène dissous (O_2 cm³/l). En haut à PM — 3 h, en bas à la pleine mer.

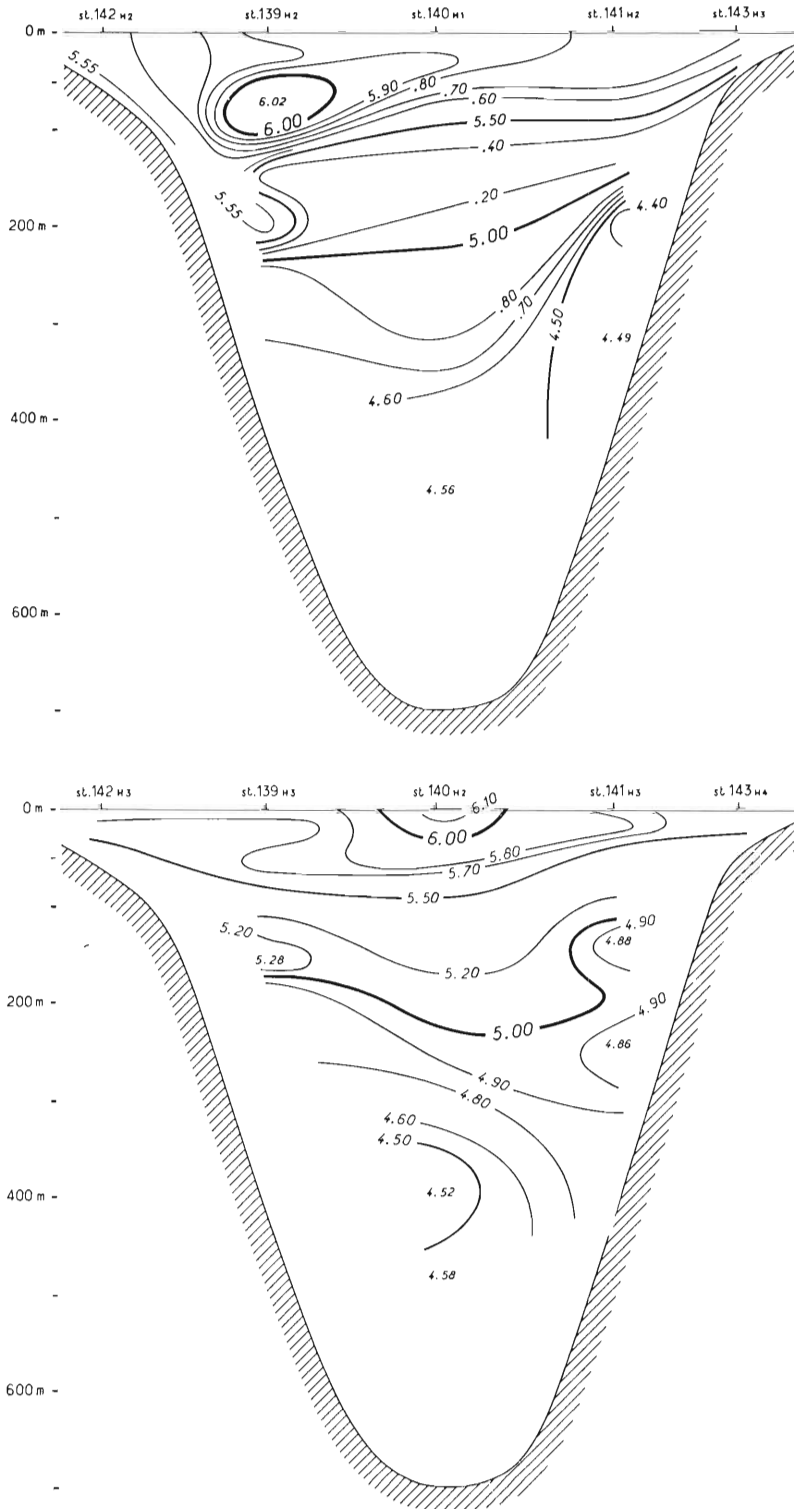


FIG. 63 et 64. — Section C, oxygène dissous (O_2 cm³/l). En haut à $PM \pm 3 h$, en bas à la basse mer.

Au-dessous des eaux atlantiques qui occupent la surface avec un maximum de 6,07 au centre (St. 140 H₃) et un minimum de 5,50 sur le versant marocain, on remarque en effet qu'entre 25 et 100 m un lobe à oxygénation minimum dont le taux augmente du N au S, de 4,97 à 5,50, se superpose à un lobe plus oxygéné dont les valeurs décroissent du S au N, de 5,50 à 5,00 : le mascaret recouvre, en les forçant à plonger, des eaux diluées et plus oxygénées de la couche superficielle.

Comme pour les salinités, cette plongée sur le versant marocain affecte les couches profondes où l'on retrouve une valeur de 4,56 tandis que les eaux méditerranéennes se concentrent et remontent sur le versant espagnol où les plus faibles valeurs, 4,38 à 4,60 indiquent, comme le faisaient les autres facteurs, la progression vers l'O des eaux à caractère halin oriental.

PM (fig. 62). Bien que nous manquions d'observations au centre de la coupe, on s'aperçoit que la distribution de l'oxygène dissous est presque rigoureusement semblable à ce qu'elle était 3 heures auparavant, ce qui nous montre la durée et l'influence importante du mascaret interne. Cependant, la vague déferlante ne parvient pas ici jusqu'au versant marocain, ce qui laisse à penser que l'oxygène dissous marquerait déjà, avec une avance sur la salinité, un certain retrait de l'onde interne.

Hormis cette constatation, les taux n'ont guère changé depuis le moment précédent : 5,80 à 5,90 en surface et, en profondeur, 4,38 à 350 m dans le N de la coupe, 4,62 dans le S au même niveau.

PM + 3 h (fig. 63). A ce moment la superposition des lobes formés par les isohalines et les courbes d'oxygène, montre que la salinité a rattrapé son retard sur le second facteur quand la poussée vers l'E des eaux atlantiques est devenue active, indiquant ainsi qu'un certain rapport existe entre les décalages précédemment observés et l'intensité des courants.

Les « eaux d'upwelling » déjà fortement mélangées (36,14 à 36,20) ne se remarquent pas dans le lobe atlantique principal qui se développe dans la moitié S de la coupe avec une oxygénation maximale de 6,02 à 75 m de profondeur, suivant la stratification classique du large. Néanmoins, elles se distinguent sur le versant marocain par un lobe en plongée depuis la surface jusqu'à 220 m, et dont le taux n'atteint que 5,55. Ce sont donc elles qui sont à l'origine des eaux diluées instables (36,33) que nous avons remarquées entre 200 et 300 m dans la coupe des salinités. Des eaux moins oxygénées les recouvrent qui sont une dernière manifestation vers le S du « mascaret de Tarifa ».

Les eaux méditerranéennes de taux minimum (4,40) s'élèvent contre le versant espagnol jusqu'au niveau de 200 m, rappelant que la poussée profonde, bien qu'ayant perdu de sa puissance, continue à se manifester dans ce secteur.

Moins net que dans les salinités, le retour vers l'E des eaux méditerranéennes qui n'ont pas franchi le seuil se traduit cependant sur le versant marocain par un redressement des courbes jusqu'au niveau de 225 m.

BM (fig. 64). A la basse mer, on peut considérer que les « eaux atlantiques superficielles » occupent presque toute la partie supérieure de la coupe, jusqu'au niveau de 75 m, sauf dans le secteur côtier S où les « eaux de l'upwelling » accusent un taux de 5,51 à 5,47. Mais ces dernières se développent surtout sous les eaux superficielles en s'enfonçant et en progressant vers le N. Elles se mélangent progressivement aux eaux d'influence méditerranéenne qui subsistent dans ce secteur et les enserrment en atteignant le versant espagnol où leur taux n'atteint plus que 4,90 à 200 m, 4,94 à 300 m.

La progression oblique des eaux atlantiques vers le N, que montrait aussi la coupe des salinités, correspond au déplacement vers le S des eaux méditerranéennes, mouvement que nous connaissons déjà et qui se traduit ici par la présence, dans la moitié méridionale de la coupe, d'un lobe qui présente un taux minimum de 4,52 à 400 m de profondeur (St. 140 H₂). Il s'agit du retour vers l'E d'une partie des eaux septentrionales et des eaux de caractère halin oriental, mais froides, qui n'ont pas franchi le seuil.

Il s'ensuit, sur le versant espagnol et sur le fond, une augmentation du taux d'oxygène : 4,58 à 4,80 traduisant une forte influence des eaux superficielles qui s'enfoncent en se mélangeant.

RÉSUMÉ ET CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE

La salinité, la température et l'oxygène dissous nous montrent que l'eau atlantique est à tous moments présente dans la couche supérieure du détroit de Gibraltar et qu'elle est séparée des eaux profondes méditerranéennes par une couche de discontinuité dont l'immersion et le gradient varient suivant les secteurs et les moments d'observation répartis sur des cycles de marée.

D'une façon générale, l'extension des eaux atlantiques a lieu à la phase descendante et leur retrait à la phase montante alors que s'enflent simultanément les eaux méditerranéennes.

1° *L'eau atlantique* : elle se présente suivant deux formations différentes.

a) L'une, originaire de la couche superficielle et surtout de la côte océanique ibérique est caractérisée par des salinités de 36,20 à 36,30 et par des températures de 22° à 15°50. Elle occupe le N du Déroit ainsi que son centre à hauteur du seuil et progresse au moins jusqu'à la zone la plus à l'E du secteur étudié. Elle parvient rarement jusqu'à la côte marocaine.

b) L'autre, le plus souvent subsuperficielle, d'une salinité allant de 35,90 à 36,20 et d'une température inférieure à 15°50 s'apparente à celle du large atlantique où elle se situe vers 200/300 m de profondeur. Attirée vers la surface, surtout dans le secteur marocain, par l'important upwelling d'été provoqué par les vents alizés (FURNESTIN, 1959), elle est en partie entraînée par le courant général vers la Méditerranée. Nous l'avons appelée « eau de l'upwelling marocain ».

Présente dans l'O du Déroit pendant la première phase de la marée, elle progresse vers l'E pendant la phase descendante, avec les eaux superficielles qui pénètrent largement en Méditerranée à ce moment. Elle se maintient surtout dans le S du Déroit d'où elle se ramifie vers le N.

L'eau de l'« upwelling marocain » qui repose généralement sur la couche de discontinuité se trouve presque partout recouverte par l'eau atlantique superficielle, mais elle atteint néanmoins la surface aux alentours du seuil sous l'effet de la poussée verticale méditerranéenne. Cela explique qu'aux basses températures que l'on rencontre dans le centre du Déroit, correspond une faible salinité prouvant bien que si la cause initiale du refroidissement dans ce secteur est une poussée de l'eau profonde, ce n'est pas cette dernière qui parvient, même mélangée, jusqu'à la surface, mais l'« eau d'upwelling marocain », elle-même refroidie et peu salée.

L'eau atlantique conserve donc dans le détroit de Gibraltar une stratification océanique comportant une décroissance de la salinité et de la température depuis la surface jusqu'à la couche de discontinuité. Ce caractère est commun à la plupart des détroits (DEFANT, 1961). Mais on l'observe également dans la couche supérieure du bassin occidental de la Méditerranée avec la formation des eaux septentrionales supérieures à partir du refroidissement d'hiver (FURNESTIN, 1960).

2° *Les eaux méditerranéennes* : sous cette appellation nous groupons les différentes masses d'eau qui ont acquis des caractères propres en Méditerranée. Elles proviennent dans leur majeure partie des eaux du courant atlantique qui ont subi au cours de leur cheminement des transformations sous l'effet des conditions atmosphériques en même temps qu'elles se sont plus ou moins mélangées aux eaux continentales. Nous les avons étudiées dans nos précédents travaux sur la Méditerranée.

L'eau rencontrée sous la couche de discontinuité a une salinité supérieure à 38,40 et une température voisine de ou inférieure à 13°00 : c'est une « eau septentrionale inférieure », formée dans le bassin occidental méditerranéen à partir du refroidissement d'hiver, suivant un processus déjà connu et telle que l'a définie FURNESTIN (1960).

Dans cette masse d'« eau septentrionale » s'inclue une eau de salinité supérieure à 38,50 et de température inférieure à 13°00 : c'est une eau mixte, à caractère halin « oriental » qui s'est refroidie au contact de l'eau septentrionale et qui a plongé dans le sud du bassin occidental (FURNESTIN et ALLAIN, 1962). Elle progresse en Mer d'Alboran vers le détroit de Gibraltar où elle atteint le niveau du seuil.

Les eaux méditerranéennes, déjà plus ou moins mélangées aux eaux atlantiques, franchissent le

seuil et s'écoulent dans la baie ibéro-marocaine avec des valeurs supérieures à 38,30, mais une partie des eaux les plus denses, dont la salinité excède 38,45, séjourne à l'E du seuil où elle accomplit un mouvement cyclonique dont la branche nord progresse vers l'O contre le versant espagnol à la phase montante, et la branche sud vers l'E contre le versant marocain à la phase descendante. C'est la première fois qu'un tel mouvement tourbillonnaire est observé en profondeur, à l'E du seuil.

La progression des eaux méditerranéennes vers le seuil leur confère un mouvement ascendant consécutif à la disposition topographique du fond du Déroit et à l'intensité du courant vers l'O. Ce mouvement vertical subit des oscillations de cycle semi-diurne qui affectent la couche de discontinuité et qui sont, dans certains cas, en phase avec la marée, dans d'autres décalées par rapport à elle : c'est une *onde de marée interne*, qui a son caractère propre, résultant aussi bien des répercussions plus ou moins lointaines de la marée et des conditions météorologiques dans les bassins adjacents, que des mouvements de convection.

Cette impulsion, importante au centre du Déroit, l'est encore plus sur ses bords et notamment dans le secteur de Tarifa où la couche de discontinuité, relevée pendant la phase montante jusqu'au courant atlantique qui la déforme, se replie sur elle-même en un mouvement déferlant.

Un tel phénomène n'est pas limité au seul secteur de Tarifa et le *mascaret interne* est fréquent à l'E du seuil où nous l'avons saisi dans la section axiale, ainsi que dans le secteur marocain. Dans tous les cas, ces vagues déferlantes internes, dont l'ampleur atteint parfois une centaine de mètres de hauteur, emprisonnent des eaux diluées par rapport auxquelles elles se trouvent en état d'équilibre instable. Cet état subsiste parfois, par simple effet d'inertie, au moment où l'onde interne se retire.

Comme le mascaret précède, dans le secteur NE du Déroit, le moment où les eaux atlantiques s'accumulent et où l'onde interne baisse, la masse instable qu'il a engendrée accentue, par sa diffusion, la chute des eaux diluées contre le versant espagnol à la phase descendante, d'autant plus que le transport des eaux les plus denses sur le versant marocain ouvre un passage dans le secteur N. Il s'ensuit un mouvement de convection ayant pour effet de provoquer une *onde interne réfléchie* qui intéresse la masse profonde dans la partie S du Déroit, et dont la montée se manifeste avec un retard de 3 heures sur l'onde de marée, nouvelle poussée qui détermine aussi un mascaret sur le versant marocain.

D'une façon générale, on peut donc dire que le mascaret interne se développe à l'E du seuil suivant un arc de cercle qui passe par les points les plus hauts de l'onde interne et dont les pointes sont dirigées vers l'E. Nous avons pu constater, par temps calme, que de violents remous, soulignés par un clapotis écumant, matérialisaient cette ligne en surface, jusqu'où le phénomène fait sentir son influence.

Si la plupart des *instabilités* se trouvent ainsi expliquées, cette situation est renforcée par le fait que des eaux de mélange, voisines de la couche de discontinuité sont refroidies et donc alourdies par le contact des eaux profondes d'autant plus froides qu'amenées des grands fonds de la Mer d'Alboran, elles ont subi une certaine variation adiabatique. C'est ainsi que des eaux diluées, inférieures à 38,35, parviennent sur le fond même, à l'E du seuil où les eaux méditerranéennes qui les y recouvrent déterminent alors une instabilité. C'est aussi le fait d'une accumulation des eaux atlantiques sur le versant marocain devant la divergence du secteur espagnol, disposition qui ne manque pas de rappeler, sur une autre échelle, celle de Ténès et de Bougaroni en hiver 1961 qui engendrait la formation des « eaux de fond algéro-atlantiques ».

Bien que le contraste soit le plus souvent brutal entre les masses océaniques et méditerranéennes, cette rencontre ne se fait cependant pas sans donner lieu à un brassage plus ou moins important. Les diagrammes TS permettent d'évaluer la proportion des eaux dans ce mélange et montrent la part qu'y prennent séparément ou conjointement les « eaux atlantiques superficielles » qui ont plus d'influence dans le secteur espagnol et les « eaux d'upwelling » qui dominent dans le S.

L'examen comparé des stations répétées aux mêmes points à des époques différentes montre l'importance de l'action du vent sur le régime superficiel du Déroit, même au cours de deux cycles successifs de marée. L'évolution saisonnière est peu marquée du début de juin à la fin de juillet. Par contre, on note que le refroidissement superficiel hivernal détermine une certaine homogénéité de

la couche atlantique. Nos observations sont par ailleurs insuffisantes pour connaître l'époque où le flux atlantique vers la Méditerranée prend le plus d'importance. Quant aux variations des eaux méditerranéennes, elles ne semblent pas correspondre à un rythme saisonnier.

L'oxygène dissous permet de suivre, parfois avec une certaine avance sur la salinité et la température, l'évolution des masses en présence. Sa distribution confirme en tous points les phénomènes mis en valeur par ces deux facteurs, en les accentuant dans certains cas. Les valeurs relativement fortes observées jusque sur le fond même sont l'indice du brassage résultant des mouvements de convection et de l'importante influence atlantique sur toute l'épaisseur de la couche d'eau.

Dans ce secteur où sa stratification classique n'est obtenue qu'en de rares occasions dans les zones de courants intenses où la photosynthèse ne peut s'exercer de façon normale, non plus d'ailleurs que tout processus chimique, l'oxygène dissous, transporté par le mouvement des masses, devient un facteur hydrologique précis qui, à lui seul, doit pouvoir permettre de déterminer les échanges d'eau dans le détroit de Gibraltar.

DEUXIEME PARTIE

LES COURANTS

GÉNÉRALITÉS

Des mesures directes de courants ont permis de compléter l'étude hydrologique du détroit de Gibraltar du 27 juin au 26 juillet 1959.

Elles ont eu lieu sur le seuil (section B, 4 stations) simultanément aux observations hydrologiques et à l'E du Déroit (section D, 5 stations) sur une ligne qui relie le SO du cap Spartel au banc de l'Hoyo, dans le SO du cap Trafalgar et qui n'a pas comporté d'observations hydrologiques. Quatre autres stations ont été disposées là où le but principal de l'opération les rendait nécessaires.

Une station à l'E du seuil, en février 1960, a permis de vérifier les données nouvelles apportées par l'hydrologie dans ce secteur.

La carte d'implantation de la figure 65 donne les positions des différentes stations dont les coordonnées seront indiquées dans l'étude détaillée des résultats.

Deux courantographes Mecabolier, à enregistrement continu, conçus pour pouvoir fonctionner jusqu'à une profondeur de 1 000 m, ont été utilisés au cours de cette campagne.

Le courantographe Mecabolier est un appareil à hélice qui a la forme d'un corps fuselé muni d'un empennage et stabilisé par quatre ailerons. Le mouvement du moulinet est transmis par entraînement magnétique à l'intérieur de la chambre étanche qui comporte l'appareillage d'enregistrement. Démultiplié, il actionne, par l'intermédiaire d'une came, une balance dont l'un des fléaux supporte un compas magnétique. Des plumes chargées d'encre de couleurs différentes sont disposées aux 4 points cardinaux de ce compas. Lorsque le fléau, libéré par la came, se trouve en position basse, les plumes impressionnent la bande d'enregistrement où les caps se trouvent alors indiqués par

les couleurs correspondantes. Simultanément, une autre plume indique sur le côté de la bande chaque chute du fléau. L'écartement de ces points permet de déduire la vitesse au moyen de la courbe d'éta-lonnage de l'hélice. La bande d'enregistrement est entraînée par le mouvement d'horlogerie à une vitesse connue.

Les deux appareils ont été manœuvrés soit de l'avant du navire pour les mesures à faibles profondeurs, en utilisant le mât de charge (le treuil arrière étant réservé aux observations hydrologi-ques simultanées), soit de l'arrière en employant le treuil Bergen-nautik équipé d'un câble de 7,5 mm, pour les mesures intermittentes (les opérations d'hydrologie étant alors exclues).

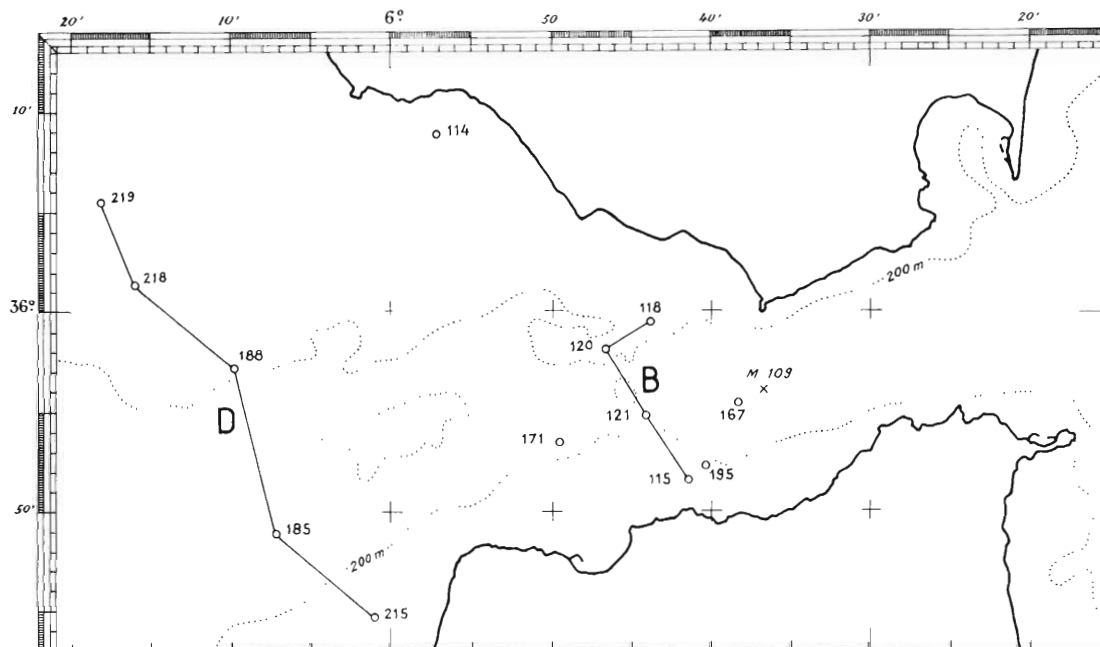


Fig. 65. — Carte des stations de courantométrie dans le détroit de Gibraltar.

Les courantographes étaient séparés par une entremise plus ou moins longue suivant les niveaux à observer et l'extrémité du câble supportait un lest de 100 kg. Dans certains cas les enregistre-ments furent continus pour deux profondeurs déterminées, dans d'autres ils furent fractionnés, les appareils étant alors immergés à des niveaux successifs par périodes de 20 ou 30 minutes, suivant un cycle fixé d'avance permettant leur retour à la même profondeur après un temps donné (généra-lement 1 heure).

Pendant ces opérations le navire était au mouillage.

Exceptionnellement, sur le banc de l'Hoyo, un courantomètre, disposé entre un crapaud de béton reposant sur le fond et un flotteur, a été laissé au mouillage pendant 24 heures.

Les enregistrements portent en général sur un cycle complet de marée et ont permis de composer des roses de courants. Ces graphiques sont obtenus à partir des vecteurs qui donnent le sens et la vitesse des courants. Afin que la figure ne soit pas trop chargée, les vecteurs eux-mêmes sont effacés et seule la courbe qui relie leur extrémité, tout en permettant l'interpolation, subsiste.

Certaines mesures ont dû être interrompues 3 heures avant la fin d'un cycle de marée. Cette lacune peut être alors comblée par une interpolation schématique, à condition toutefois que les points de vitesse maximales aient été atteints. Dans le cas contraire, l'interprétation demeure douteuse surtout pour l'extraction des courants de marée.

Nous allons étudier successivement : 1° les résultats des mesures de courants, 2° le courant moyen, 3° les courants de marée, tout en soulignant les relations qui existent entre ces données et les observations hydrologiques.

RÉSULTATS DES MESURES DE COURANTS

Les figures 66 à 75 donnent les roses de courants pour chacune des stations des deux sections considérées B et D, et sont accompagnées de légendes donnant la date, la position, la sonde, l'heure de la pleine mer (PM) déduite du calcul initial de la marée prédite à Brest et corrigée par l'établissement du port le plus proche, ainsi que l'heure de la PM observée au marégraphe de Tarifa pour la section B, le coefficient moyen, la direction et la force du vent. A titre seulement indicatif, nous avons noté les vitesses du courant de surface par rapport au cap d'évitage, chaque fois qu'elles ont pu être observées. Ces mesures calculées à l'aide d'un objet flottant, dérivant parallèlement au navire au mouillage sont d'autant plus imprécises que l'évitage est fonction du vent et du courant. Nous n'avons donc pas établi de roses pour la surface.

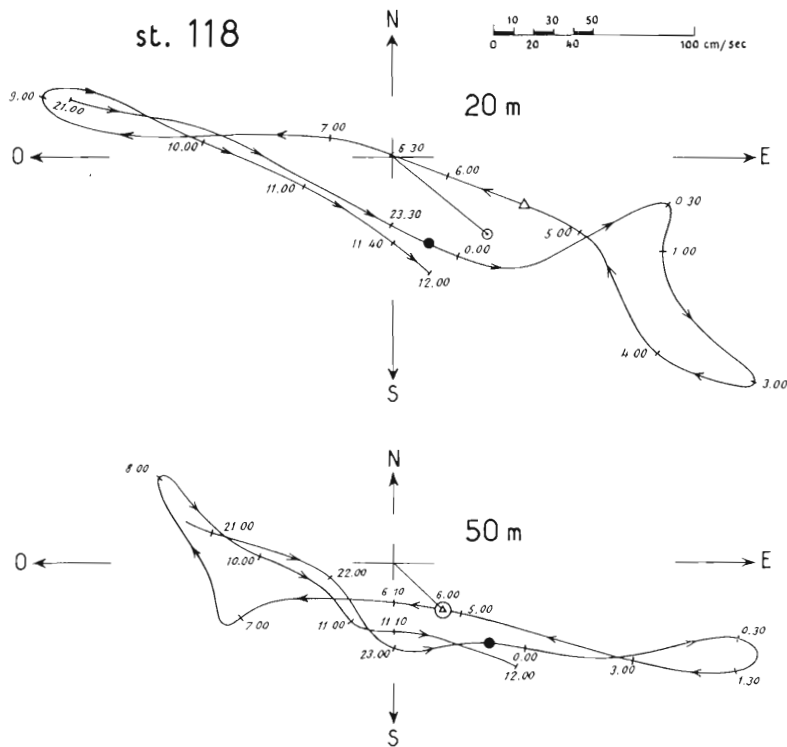


FIG. 66. — Rose des courants à la station 118. Vent 20 h 45 : E, 10 à 5 m/s, 02 h 30 : SE, 1 m/s ; puis NO à O, 1 m/s.

Coeff. 57 à 63, PM le 2 à Tarifa 11 h 33 - 23 h 45
 Brest (préd.) 11 h 28 - 23 h 49

Les disques pleins indiquent l'heure de la pleine mer, les triangles celle de la basse mer. Les cercles à l'extrémité d'un vecteur partant du centre de la rose situent le courant moyen. Ces signes concernent également les figures suivantes.

Section B, à hauteur du seuil.

Station 118 (fig. 66) : 2-3 juin 1959, lat. 35°59'48 N - long. 05°43'7 O, sonde 52 m.

A 20 m de profondeur, le courant porte au SE pendant 7 h 00 avec une pointe de vitesse maxi-

male de 4,2 n ⁽¹⁾ aux environs de PM + 3 h et à l'O pendant 5 h 00 avec une intensité maximale de 3,5 n aux environs de PM — 3 h. Les renversements du courant ont lieu 15 min avant la PM prédite et 45 min après BM ; la composante vers l'E est donc plus importante que la composante vers l'O.

A 50 m, le courant porte à l'ESE pendant 7 h 10 avec une pointe maximale de 3,70 n aux environs de PM + 3 h. Il est de direction O avec une tendance à l'ONO à PM — 3 h, l'intensité atteignant alors 2,5 n. Les renversements du courant ont lieu 50 min avant la PM et 25 min après la BM : la composante E est donc prédominante.

Une certaine poussée a lieu vers le S pendant la plus grande partie du cycle, sauf à PM — 3 h, moment qui correspond à une forte poussée de l'onde interne, ainsi que l'a montré le graphique des variations de σ_t (fig. 49). Il faut y voir un infléchissement du courant d' « eau atlantique superficielle » devant le barrage constitué plus à l'E, dans le secteur de Tarifa, par la remontée méditerranéenne.

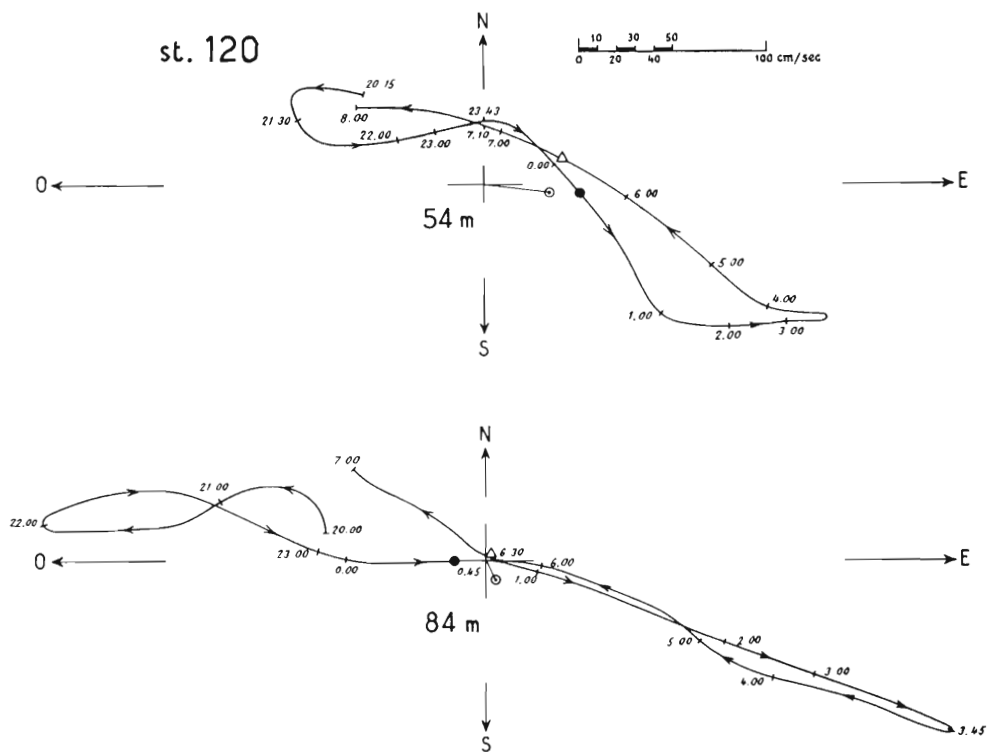


FIG. 67. — Rose des courants à la station 120. Vent : SO à O, 4 à 7 m/s.
 Coeff. 63 à 68, PM Tarifa le 4 00 h 25 - 13 h 20
 Brest (préd.) le 4 00 h 29 - 12 h 49

Station 120 (fig. 67) : 3-4 juin 1959. lat. 35°58'1 N - long. 05°46'5 O, sonde 110 m.

A 54 m, le courant porte au SE pendant 7 h 30 et la vitesse maximale est de 4 n à PM + 3 h. Il porte à l'ONO et atteint une intensité de 2,2 n à PM — 3 h. Le renversement a lieu 30 min environ avant la PM et la composante E est nettement la plus importante.

A 84 m, la PM prédite et la BM correspondent sensiblement aux moments de renversement. Le courant atteint ses pointes maximales à PM + 3 h vers l'E avec 5,2 n et aux environs de PM — 3 h vers l'O avec 4,7 n.

(1) « Nœud » sera abrégé et désigné par « n » pour alléger l'écriture.

La tendance vers le S au moment de la phase descendante est due sans doute à la même cause qu'à la station précédente, mais elle confirme aussi l'origine, du NO, de la branche atlantique superficielle.

L'augmentation de la vitesse au niveau de 84 m correspond, si l'on s'en rapporte à l'hydrologie, à une forte influence du courant méditerranéen à la phase montante et à un apport d' « eaux de l'upwelling » à la phase descendante.

Station 121 (fig. 68) : 4-5 juin 1959, lat. 35°54'9 N - long. 05°44'1 O, sonde 340 m.

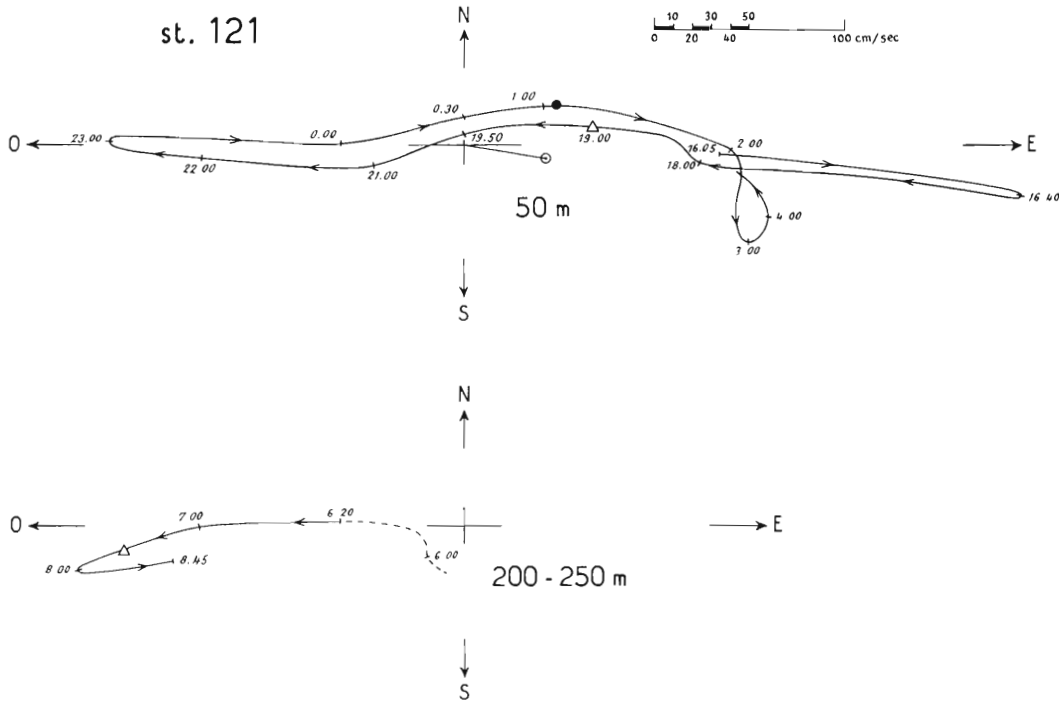


FIG. 68. — Rose des courants à la station 121. Vent O à NO, 6 à 12 m/s.

Coeff. 68 à 73. PM Tarifa le 4 00 h 25 - 13 h 20 le 5 00 h 55 - 13 h 20
Brest (préd.) le 4 00 h 29 - 12 h 49 le 5 01 h 07 - 13 h 24

A 50 m, la disposition allongée de la rose autour d'un axe E-O montre qu'il n'y a plus d'influences latérales du N ou du S dans ce secteur central. Les plus grandes vitesses sont atteintes vers l'E à PM + 3 h : 6 n, vers l'O à PM - 3 h : 3,8 n. Les renversements ont lieu 1 h 30 avant la PM prédite et aux environs de la BM. Il y a donc excès de flux vers l'E.

A 230 m, nos observations sont incomplètes, mais la pointe maximale atteinte au moment de la BM (4 n) et le mouvement vers l'O au moment de la phase montante (contrairement à ce que l'on trouve au niveau de 50 m) indiquent qu'il y a prédominance du flux vers l'O à cette profondeur, fait logique puisque cette station se trouve située sur le passage le plus profond du seuil, occupé à ce niveau par des eaux méditerranéennes.

Cette mesure peut être d'ailleurs utilement comparée à celle de la station 185 à 360 m où la pointe maximale vers l'O se situe entre PM - 3 h et PM + 3 h et où la totalité du courant porte à l'O.

Station 115 (fig. 69) : 1-2 juin 1959, lat. 35°51'42 N - long. 05°41'02 O, sonde 56 à 59 m .

Les enregistrements ont été continus pendant 24 heures et les deux cycles de marée successifs se superposent assez bien.

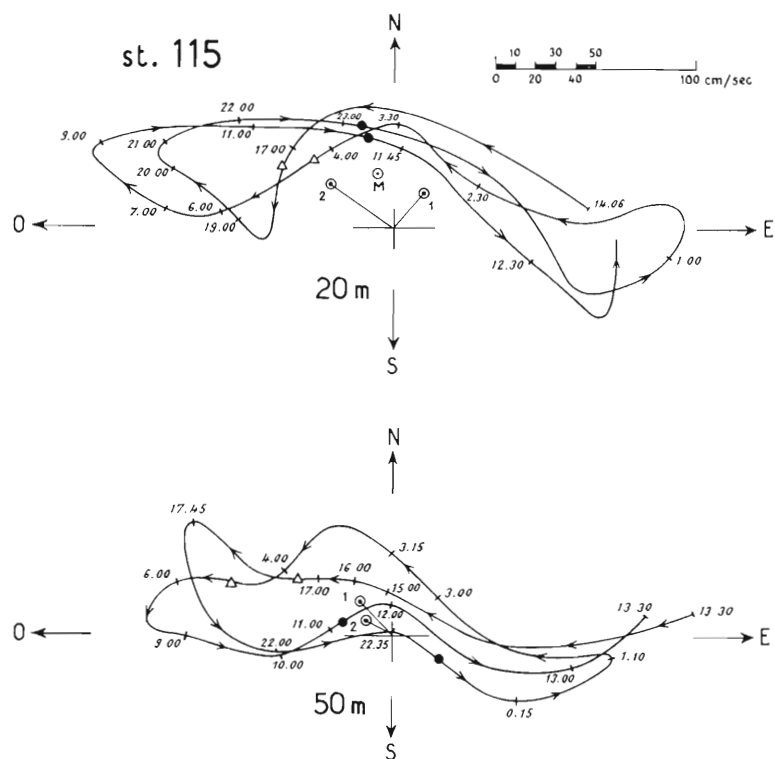


Fig. 69. — Rose des courants à la station 115. Vent NE à E. 10 à 5 m/s.
 Coeff. 52 à 57, PM Tarifa ? - 23 h 07 le 1 10 h 42 - 23 h 06 le 2 11 h 33 - 23 h 45
 Brest (préd.) le 1 10 h 42 - 23 h 06 le 2 11 h 28 - 23 h 49

A 20 m, une composante importante vers le N intervient au moment des renversements vers l'E et vers l'O, amenant des décalages importants dans les phases de la marée.

On remarque en effet que le 1^{er} cycle est de 11 h 00, le courant portant à l'O pendant 6 h 45 et à l'E pendant 4 h 15, et que le 2^e cycle est de 13 h 00, le courant portant à l'O pendant 8 h 15 et à l'E pendant 4 h 45. Le renversement vers l'E a lieu peu après la PM dans les deux cas, et vers l'O environ 1 heure avant la BM. Les vitesses maximales atteintes sont de 2,8 n vers l'E, de 3 n vers l'O, mais la résultante du 1^{er} cycle porte cependant légèrement à l'E, tandis que celle du 2^e cycle porte franchement à l'O. La plus grande intensité vers le N est de 1 n en moyenne au moment des renversements.

Cette inégalité des phases et ce mouvement vers le N sont sans doute consécutifs aux ondes internes observées dans l'hydrologie et dont la période, décalée par rapport à celle de la marée, contrecarre ses effets. Le fait que les courants se renversent vers l'O une heure environ avant la basse mer semble indiquer aussi que l'onde interne réfléchie s'exerce jusque dans ce secteur, forçant les « eaux de l'upwelling marocain » à se replier vers le N.

A 50 m, les décalages sont encore plus accentués puisque dans le 1^{er} cycle le courant porte à l'O pendant 7 h 35 puis à l'E pendant 4 h 40, et dans le 2^e cycle à l'O pendant 8 h 45 et à l'E pendant 3 h 00 seulement. Le courant vers l'O reste très intense entre la BM et PM — 3 h avec un maxi-

mum de 2,4 n . La vitesse atteint 3 n vers l'E juste avant PM + 3 h . La PM se situe à plus ou moins 15 min avant ou après le renversement. Il y a nettement prédominance du flux O à cette profondeur.

La poussée vers le N s'exerce entre PM + 3 h et PM - 3 h ; elle est plus forte dans le 1^{er} cycle entre BM et PM - 3 h , ce qui confère à la composante dans ce sens une direction NO ; dans le 2^e cycle, elle atteint son maximum de suite après le renversement vers l'O (0,6 n).

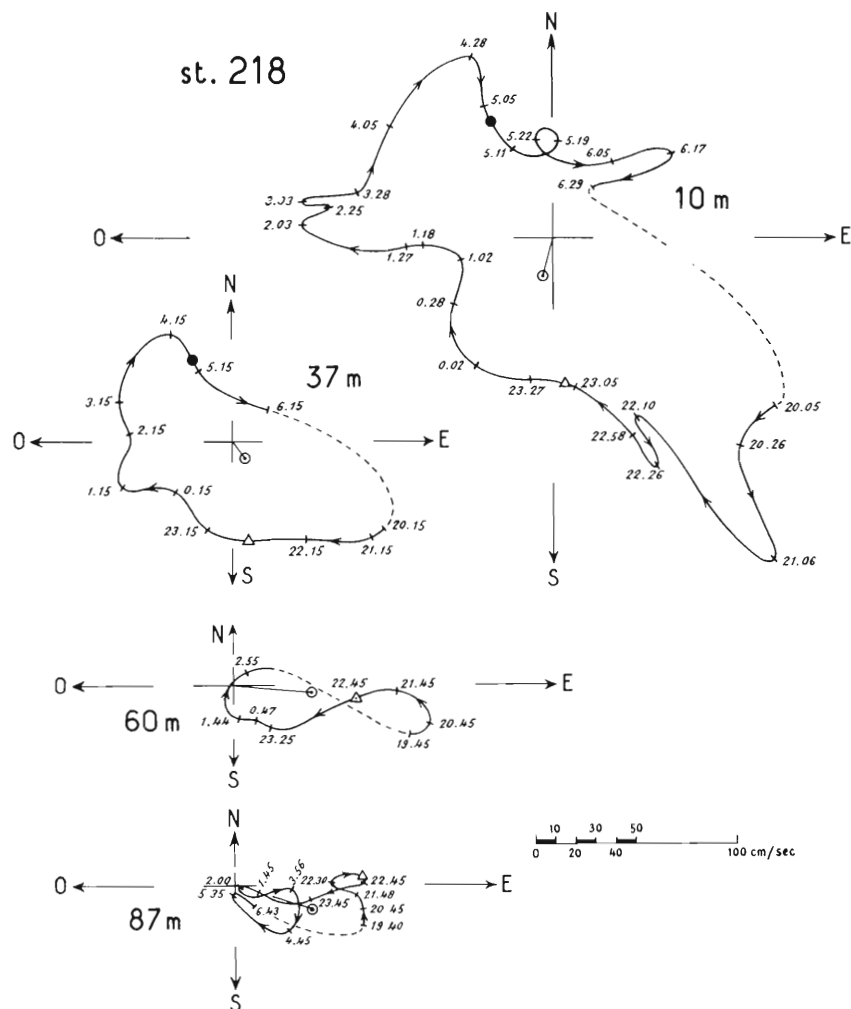


FIG. 70. — Rose des courants à la station 218. Vent 19 h 30 : O, 4 m/s ; 21 h 30 : NO, 4 m/s ; 01 h 30 / OSO, 1 m/s ; 06 h 30 S, 1 m/s. Vitesses maximales et minimales du courant de surface par rapport au cap d'évitage : 20 h 30 : 110 cm/s (300°), 00 h 30 : 49 cm/s (30°), 02 h 30 : 100 cm/s (90°), 05 h 30 : 37 cm/s (235°).

Coeff. 83 à 92, PM Brest (préd.), le 24 : 04 h 19 - 16 h 43, le 25 : 05 h 07 - 17 h 31.

Section D, du banc de l'Hoyo au SO du cap Spartel.

Cette section comporte uniquement des mesures de courants et n'a pas fait l'objet d'observations hydrologiques.

Station 219 : 25-26 juillet 1959. lat. $36^{\circ}05'38''$ N - long. $06^{\circ}18'1''$ O, banc de l'Hoyo, sonde 22 m .

A 17 m , une partie seulement de la bande est utilisable ; elle nous donne un enregistrement de la BM à la PM avec une pointe maximale de 0,8 n vers le SSE à la PM. Quelques indications permettent, par ailleurs, de dire que le courant se renverse et qu'il atteint 1,2 n vers le NO.

Station 218 (fig. 70) : 24-25 juillet 1959. lat. $36^{\circ}01'3''$ N - long. $06^{\circ}16'1''$ O, sonde 94 m .

A 10 m , le courant oscille autour d'un axe NO-SE et les composantes N-S sont aussi importantes que les composantes E-O. Les plus fortes vitesses se situent entre PM — 3 h et PM vers le NO avec 2,5 n et entre PM + 3 h et BM vers le SO avec 2 n . On n'observe pas de mouvement nul puisque le courant porte franchement au N avant et pendant le renversement vers l'E , et au S avant et pendant le renversement vers l'O . L'intensité diminue cependant (0,6 n) aux environs de la PM et de la BM mais aussi 2 h après la BM. La composante vers l'O est la plus importante.

Les vitesses diminuent rapidement de la surface vers le fond et l'ensemble des courants se déporte progressivement à l'E. A 37 m , on observe un maximum de 1,2 n vers le NO, de 1,7 n vers le SE. A 60 et 87 m , il n'y a plus de renversement et il ne subsiste qu'une légère influence vers le S. Les pointes atteintes à PM + 3 h sont de 1,9 n vers l'E à 60 m , de 1,3 n vers l'E à 87 m .

Ainsi que le montre la direction des courants à ces dernières profondeurs, les eaux atlantiques sont donc prédominantes jusqu'au fond dans ce secteur.

Station 188 (fig. 71) : 12-13 juillet 1959, lat. $35^{\circ}57'2''$ N - long. $06^{\circ}09'8''$ O, sonde 112 à 122 m .

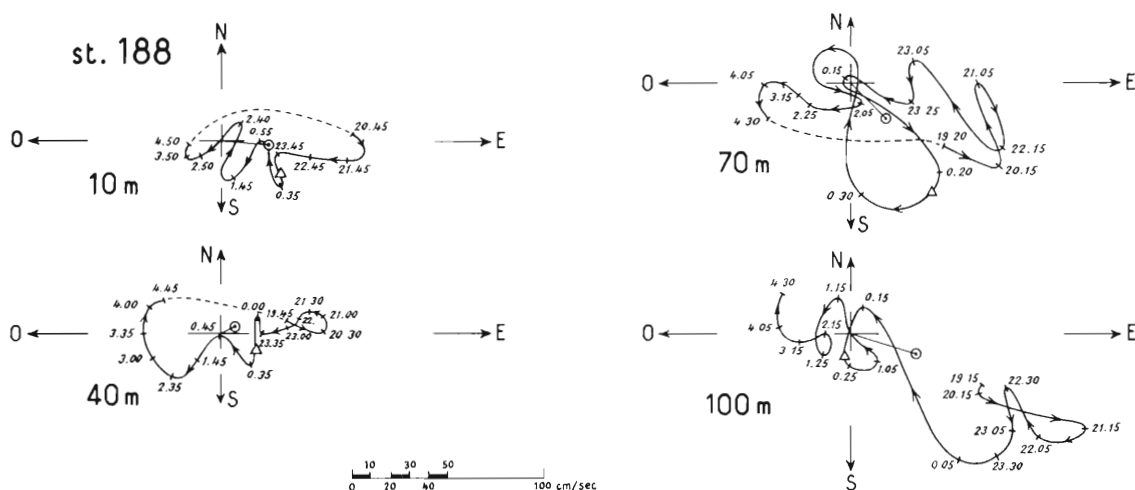


FIG. 71. — Rose des courants à la station 188. Vent 19 h 00 : nul ; 20 h 00 O, 5 m/s ; 23 h 00 NO, 1 m/s , 24 h 00 S, 1 m/s ; 01 h 00 E, 2,5 m/s ; 03 h 00 O, 1 m/s , 05 h 00 ONO, 4 m/s. Vitesses minimales et maximales du courant de surface par rapport au cap d'évitage : 20 h 00 77 cm/s (250°) ; 02 h 00 nul (0°) ; 03 h 00 25 cm/s (35°) ; 05 h 00 : nul (270°).

Coeff. 69 à 63, PM Brest (préd.), le 12 : 05 h 52 - 18 h 22, le 13 06 h 57 - 19 h 31.

Bien que les roses de courants soient incomplètes, les vitesses maximales ont été atteintes dans les deux sens et nous avons pu compléter schématiquement les graphiques.

Contrairement à ce qui se passe à la station précédente, les oscillations sont moins importantes à la surface qu'en profondeur et c'est à 100 m qu'est observée la plus grande intensité : 2,6 n vers l'E .

A tous les niveaux, les plus grandes vitesses sont obtenues, vers l'E aux environs de PM + 3 h et vers l'O aux environs de PM - 3 h. Les renversements ont lieu un peu avant la PM et un peu après la BM : la composante vers l'E prédomine. Une poussée vers le S se dessine à 70 et 100 m en même temps que le mouvement vers l'E.

Les vitesses maximales atteintes sont :

à 10 m : 1,5 n vers l'E	0,4 n vers l'O	à 70 m : 1,8 n vers l'ESE	0,9 n vers l'O
à 40 m : 1,1 n vers l'E	0,8 n vers l'O	à 100 m : 2,6 n vers l'ESE	0,8 n vers l'O

Station 185 (fig. 72) : 11-12 juillet 1959, lat. 35°48'9" N - long. 06°07'2" O, sonde 376 à 387 m.

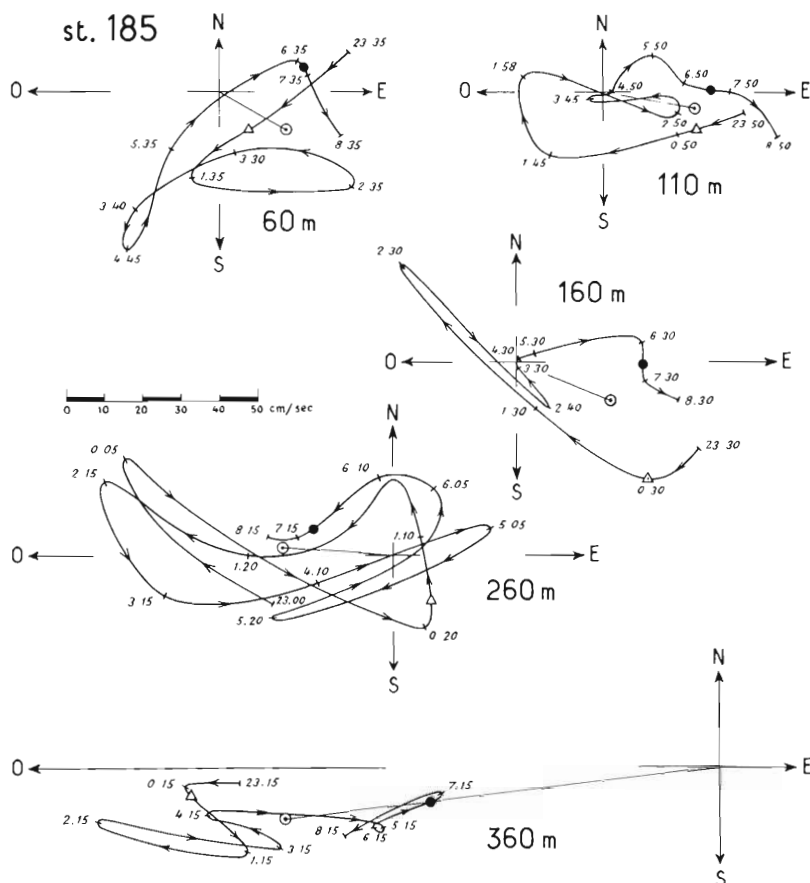


FIG. 72. — Rose des courants à la station 185. Vent : 23 h 00 : E, 4 m/s ; 0 h 00 SSO, 5 m/s ; 02 h 00 à 03 h 00 : OSO, 5 m/s ; 04 h 00 : nul ; de 05 h 00 à 09 h 00 : ENE à E, 3 m à 6 m/s. Vitesses maximales et minimales du courant de surface par rapport au cap d'évitage : 0 h 00 à 1 h 00 : 43 cm/s (175 à 220°) ; 02 h 00 à 2 h 45 : 17 cm/s (10° puis 260°) ; 03 h 00 : 47 cm/s (290°) ; 05 h 00 : 19 cm/s (355 puis 15°) ; 07 h 00 : 23 cm/s (330°).

Coeff. 74 à 69. PM Brest (préd.), établ. du port de Tanger.
le 11 06 h 07 - 18 h 31, le 12 07 h 00 - 19 h 29.

A cette importante station située à l'entrée du chenal de Spartel où se déverse la plus grande partie des eaux méditerranéennes, les observations ont pu être poussées jusqu'à 20 m du fond.

A 60 m, le courant commence à porter à l'E 30 min avant la PM et présente un maximum dans ce sens aux environs de PM + 3 h, mais dont nous n'avons pu enregistrer la pointe. Il a tendance à se renverser aux environs de la BM, mais une nouvelle poussée se manifeste vers l'E pendant 2 h. Le courant porte ensuite au SO où l'intensité maximale (1 n) est atteinte à PM - 3 h.

A 110 m, le processus est sensiblement le même mais la vitesse maximale est atteinte vers l'O entre la BM et PM — 3 h (0,4 n). On observe également une phase secondaire qui dure 1 h 45 vers l'E avant PM — 3 h, suivie d'un retour au point nul. Puis le courant se dirige à nouveau vers l'E où la plus grande intensité est atteinte aux environs de PM — 3 h.

A 160 m, les variations sont du même ordre, avec cependant une poussée vers le N au début de la phase montante. Quant au mouvement secondaire vers l'E précédant le mouvement classique dans cette direction, il dure ici 55 min. Les vitesses maximales sont de 0,8 n vers le NO au début de la phase montante et de 1 n au moins vers l'ESE à PM + 3 h.

Un mouvement local intermédiaire se manifeste donc à ces trois niveaux et sa durée décroît de 60 à 160 m. Il semble dû à la rencontre de deux ondes de marée. Dans les trois cas, la composante vers l'E est nettement prédominante mais nous n'en connaissons pas l'intensité maximale.

A 260 m, la presque totalité du courant porte à l'O avec un maximum de 1,6 n et les renversements vers l'E sont de très courte durée et de faible intensité (0,5 n). L'influence de la marée est cependant bien marquée par l'accélération et la diminution de la vitesse et ses mouvements alternatifs peuvent être étudiés par rapport à un axe largement déporté vers l'E. On observe ainsi deux cycles complets dans un intervalle de 9 h 15 et il est probable qu'une nouvelle révolution a lieu entre 8 h 15 et 11 h 00, période non observée.

En corrélation avec l'anomalie observée aux niveaux supérieurs, cette rapidité et ce dédoublement des phases sont peut-être dus également à la rencontre de deux ondes de marée ayant des périodes différentes, ou bien au fait qu'à cette profondeur, qui correspond à la couche de discontinuité, se développe une onde interne dont les phases alternent avec celles de la marée.

A 360 m, le courant porte franchement à l'O avec une vitesse maximale de 3,3 n, mais des variations dans l'intensité font ressortir l'influence de la marée dont les phases sont fortement décalées par rapport aux niveaux supérieurs. On n'assiste pas, comme à 260 m, à plusieurs cycles successifs, mais une anomalie marquant un brusque ralentissement dans l'intensité avant PM — 3 h rappelle le renversement secondaire des niveaux supérieurs.

Aux niveaux de 260 m et surtout de 360 m, le courant presque constant vers l'O est déterminé par les eaux méditerranéennes, qui, après avoir franchi le seuil, s'écoulent dans l'Océan.

Station 215 (fig. 73) : 23-24 juillet 1959. lat. 30°44'7 N - long. 06°01'0 O, sonde 75 à 81 m.

Les quatre moments principaux de la marée ont pu être saisis pendant ces mesures et les hodographes peuvent être schématiquement complétés entre PM et PM + 3 h.

A 37 m, la presque totalité de la courbe s'inscrit au S du centre de la rose, montrant qu'une composante importante vers le S intervient à ce niveau. Les composantes E et O sont sensiblement égales. Les renversements se situent aux environs de la PM et de la BM. Les vitesses maximales sont de 1 n (maximum observé) vers l'ENE et de 1,6 n vers le SO.

A 74 m, l'axe est sensiblement NE-SO, mais le renversement vers l'E a lieu plus d'une heure avant la PM. Les vitesses maximales sont de 1 n (maximum observé) vers le NE et de 1 n vers le SO.

Cette station permet de constater que les courants sont peu intenses dans le secteur au SO de Spartel et la forte composante vers le S montre que l'on s'écarte du Détroit pour entrer dans un régime marocain.

Autres stations, à l'E du seuil.

Station 167 (fig. 74) : 30 juin-1^{er} juillet 1959. lat. 35°55'7 N - long. 05°38'1 O, sonde 610-672 m.

Cette station se situe dans le centre du Détroit, à l'E du seuil. Les mesures ont été faites aux niveaux de 10 et 50 m, mais nous n'avons pas d'observation pendant la moitié du cycle.

Le courant se maintient nettement vers l'E pendant 6 h avec des vitesses maximales de 3,2 n vers l'ESE à 10 m, et 1,8 n vers l'E et le NE à 50 m. Au moment de la BM, on note une vites-

se de 1,8 n à 10 m et de 1,6 n à 50 m, ce qui laisse à penser que la presque totalité du courant porte à l'E pendant tout le cycle de marée.

Afin de vérifier ces données ainsi que celles acquises par l'hydrologie à la même station, et qui suggéraient l'existence d'un contre-courant profond vers l'E, nous avons profité d'un autre passage dans le détroit de Gibraltar en hiver 1960 pour faire de nouvelles mesures de courants dans le même secteur.

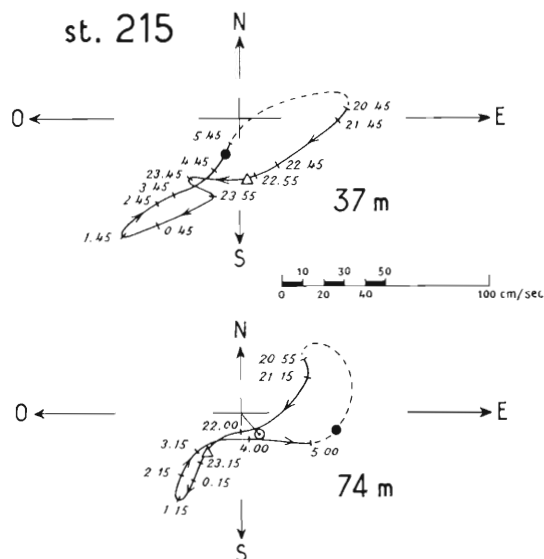


FIG. 73. — Rose des courants à la station 215.
 Vent 20 h 00 à 01 h 00 : E, 4 m/s à 3 m/s ;
 02 h 00 à 05 h 00 SO à SSO, 3 m/s à 7 m/s.
 Coeff. 91 à 83, PM Brest (préd.),
 établ. du port de Tanger.
 le 23 : 04 h 39 - 17 h 03. le 24 : 05 h 27 - 17 h 51.

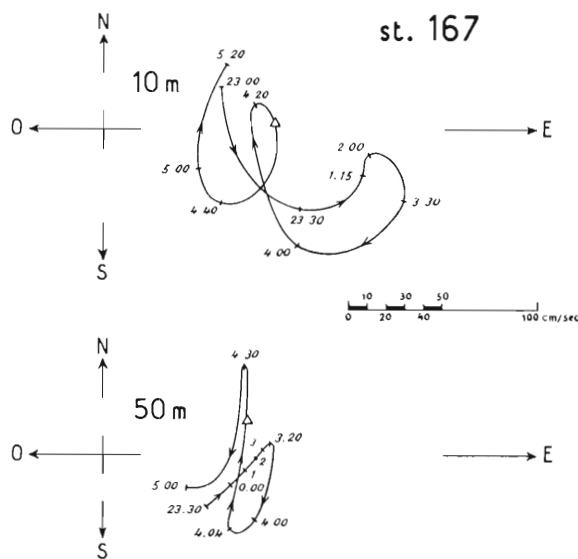


FIG. 74. — Rose des courants à la station 167. Vent
 22 h 25 : ENE, 10 m/s ; 01 h 45 : E, 1 m/s ; 04 h 50 :
 E, 18 m/s.
 Coeff. 46 à 48, PM Tarifa
 Brest (préd.)
 le 30 VI 09 h 40 - 22 h 17 le 1 VII ?
 09 h 58 - 22 h 25 10 h 50 - 23 h 58

Station M 109 (fig. 75) : 21 février 1960, lat. 35°56'1 N - long. 05°36'8 O, sonde 718 à 675 m.

De 20 à 50 m : le courantographe fut d'abord immergé à 50 m pendant 2 h 00 puis remonté au niveau de 20 m pendant l'autre partie du cycle. L'hydrologie nous montre que nous ne sommes pas sortis de la tranche atlantique où les observations couvrent donc un cycle complet de marée.

Ces mesures complètent celles de la station 167 et montrent bien que le courant ne se renverse pas et porte à l'E à tous moments dans ce secteur.

L'influence de la marée se fait cependant sentir par une variation importante de l'intensité qui est presque nulle à la PM, tandis que la vitesse maximale est atteinte à PM + 3 h et aux environs de la basse mer (4.2 n vers l'E).

On observe toutefois entre PM + 3 h et la BM, à 50 m, un certain ralentissement, très fugitif puisqu'il ne dure qu'un quart d'heure environ.

Ce mouvement permanent vers l'E, dans l'axe du Déroit, à hauteur du méridien de Tarifa, est sans doute consécutif à une convergence de courants superficiels, maintenue à la phase montante par la poussée des eaux profondes sur les versants. La stratification hydrologique de la couche superficielle se trouve d'ailleurs très aplanie dans ce secteur (St. 167 et 140) et la convergence se traduit plus à l'E (St. 164) par une augmentation de l'épaisseur de la couche atlantique.

De 585 à 665 m, les observations hydrologiques, faites seulement entre PM + 3 h et la basse mer, montrent que nous nous trouvons au sein des eaux méditerranéennes les plus denses dont l'épais-

seur, nous l'avons vu aux stations antérieures, effectuées au même lieu, serait encore plus importante à la phase montante.

Les mesures de courant n'ont pas été faites sur un cycle complet de marée et il nous manque 1 h 30 d'observations au moment du perdant. Nous pouvons cependant observer qu'à ces niveaux, contrairement à ce qui se passe à proximité du fond dans le chenal de Spartel, le courant est alternatif. Il se maintient vers l'E pendant 4 h 30 environ, vers l'O pendant 7 h 30 environ.

Nous ne connaissons pas la pointe de vitesse maxima vers l'E et les observations accusent 0,9 n entre PM + 3 h et la BM. Vers l'O, la plus grande intensité est atteinte aux environs de la PM avec 2 n.

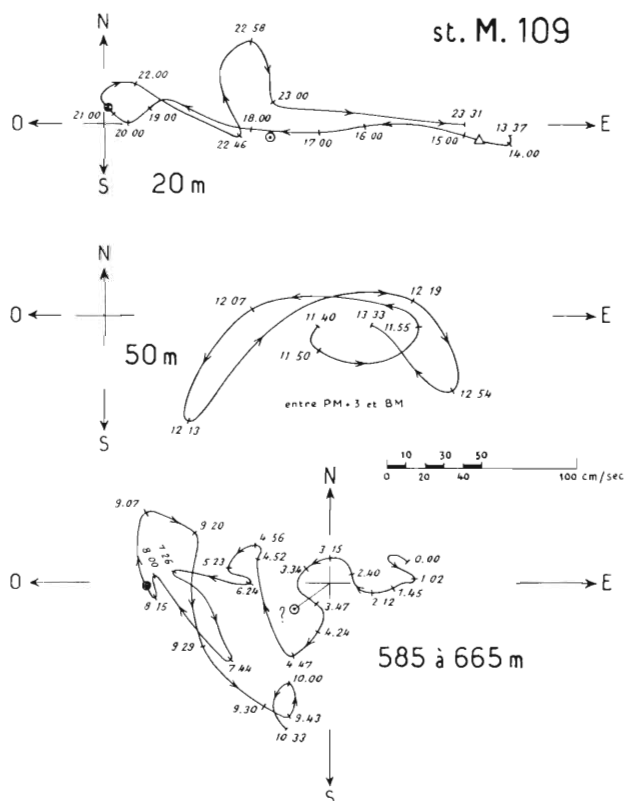


Fig. 75. — Rose des courants à la station M 109. Vent :
 le 21 à 12 h 00 SO, 17 m/s; 23 h 00 SO, 9 m/s;
 0 h 00 à 08 h 00 SO, 15 m/s, le 22 de 09 h 00 à 11 h 40
 O à NO, 12 à 15 m/s.
 Coeff. 51 à 54, PM Brest (préd.)
 le 21 : 08 h 14 - 20 h 59, le 22 : 09 h 02 - 22 h 23.

On note une oscillation locale S-N pendant 1 h 40 autour de la PM qui est peut-être due à une poussée verticale plus importante à cette époque. Un important mouvement vers le S se remarque entre la PM et PM + 3 h, où le courant se maintient pendant plus d'une heure avec une intensité de 1,4 n.

Cette disposition traduit bien le mouvement cyclonique que nous avons pressenti dans l'hydrologie en été 1959, et qui amène par le N du Déroit les eaux méditerranéennes les plus denses au moment de PM - 3 h et dont l'apport est plus important à la PM; ces eaux ne franchissent pas en totalité le seuil et s'infléchissent en partie vers le S, formant une branche secondaire, un contre-courant qui les entraîne en portant à l'E dans la partie S du Déroit aux moments de PM + 3 h et à la BM. Les nouvelles observations que nous nous proposons de faire plus au SE permettront sans doute de saisir avec plus de netteté ce mouvement vers l'E.

CHAPITRE II

LE COURANT MOYEN

Résultats acquis.

Les résultats des mesures directes représentent la somme de tous les courants de causes diverses qui s'exercent dans le détroit de Gibraltar. Mais dans ce secteur, soumis à des variations rapides, nous ne considérerons que les courants de marée et le courant général en négligeant les autres facteurs. En partant du principe que les courants de marée s'équilibrent, le courant moyen extrait des mesures permettra d'avoir une idée sur le courant général à cette époque de l'année.

Ce calcul d'extraction tient compte des directions et des vitesses observées ainsi que des temps écoulés dans chaque position. Les résultantes sont très précises pour les mesures de la section B où les enregistrements ont eu lieu de façon continue. Pour les stations de la section D, l'interpolation a été nécessaire dans certains cas, mais comme les pointes de vitesse maximales sont généralement atteintes, les résultats sont très proches de la réalité.

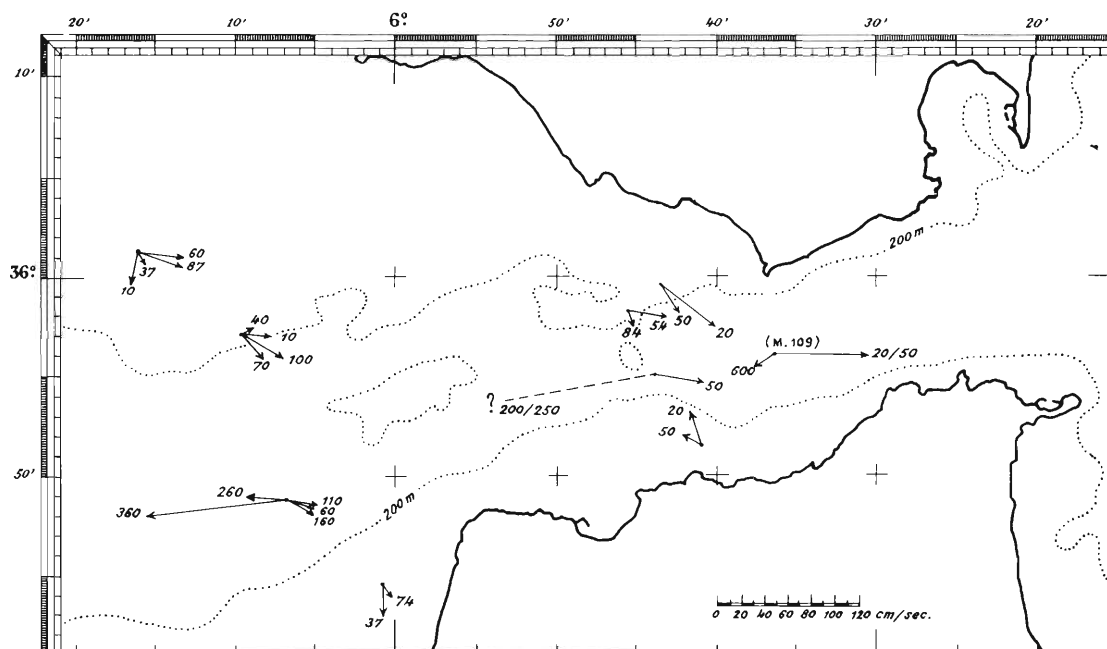


Fig. 76. — Répartition horizontale des courants moyens. Les vecteurs sont proportionnels à la vitesse. ils sont suivis d'un chiffre indiquant le niveau d'observation.

Les vecteurs (direction et vitesse) qui représentent ces courants aux différentes stations et aux niveaux considérés sont portés sur la carte de la figure 76. Les résultats chiffrés sont donnés dans le tableau 4.

On observe d'une façon générale que, dans presque tous les cas, le courant moyen superficiel est dirigé vers l'E, montrant la prédominance du flux atlantique. Par ailleurs, les composantes E des stations du seuil sont plus importantes en intensité (vitesse maximale 1,2 n) que celles de la section D

(vitesse maximale 0,7 n), situation logique du fait de l'étranglement du Détroit à hauteur de la première coupe. On note aussi que les vitesses sont croissantes vers le N, montrant que l'essentiel du flux atlantique est composé d'« eaux superficielles » issues du NO de la baie ibéro-marocaine.

Section B				Section D							
St.	Niveau d'obs. (en m)	Direction (degrés)	Vitesse (nœuds)	St.	Niveau d'obs. (en m)	Direction (degrés)	Vitesse (nœuds)	St.	Niveau d'obs. (en m)	Direction (degrés)	Vitesse (nœuds)
118	20	130	1,2	219	observations insuffisantes			185	60	119	0,4
	50	135	0,6	218	10	193	0,4		110	101	0,5
120	54	96	0,7		37	149	0,2		160	113	0,5
	84	156	0,2		60	95	0,7		260	274	0,6
121	50	99	0,8		87	106	0,8		360	264	2,3
	262 (3 h. d'obs.)	262(?)	2,9(?)	188	10	97	0,4	215	37	180	0,5
					40	67	0,2		74	145	0,2
115	20	342	0,6		70	136	0,5				
	50	305	0,4		100	121	0,8	M 109 (hiver 1960)	20 à 50	95	1,8
									585 à 665	230(?)	0,4(?)

TABLE 4. — Courants moyens extraits des mesures directes.

Section B. Dans la partie N du seuil, les vitesses diminuent progressivement de la surface à 100 m (stations 118-120), et il en est sans doute de même à la station 121 où nous n'avons pas d'observation intermédiaire entre 50 et 200 m.

Dans la partie S du seuil, les composantes sont N à 20 m et NNO à 50 m avec des vitesses respectives de 0,6 n et 0,4 n. Il s'agit, ainsi que nous l'avons vu par ailleurs, d'une action combinée d'un contre-courant superficiel et d'une poussée profonde. Un mouvement presque symétrique a lieu au N du seuil où l'on remarque à la station 118 une forte composante S, mais nous savons par l'hydrologie que ce mouvement vers le S est beaucoup plus marqué dans le secteur de Tarifa.

Bien que nos données soient incomplètes en profondeur à la station 121, on peut penser que la composante O dans ce secteur au niveau de 200/250 m est plus importante qu'à la station 185 au niveau de 360 m. En effet, le lit des eaux profondes sur le seuil est plus étroit et moins profond que dans le chenal de Spartel, et si l'on considère que leur débit reste sensiblement le même d'une section à l'autre, la vitesse est nécessairement plus grande sur le seuil.

Section D. On remarque que la plupart des composantes du courant entrant ont une direction sensiblement ESE, ce qui indique la nette influence dans ce secteur d'une branche du courant du Portugal, ainsi que l'origine des eaux superficielles.

Dans le N de la coupe D, l'intensité du courant, assez forte près de la surface, diminue notablement aux environs de 50 m pour augmenter à nouveau et atteindre une pointe maximale vers 100 m. Dans le secteur S, à la station 185, la plus grande intensité est atteinte à 160 m (0,6 n) au-dessous d'un minimum situé à 110 m. Cette anomalie semble être en rapport avec la présence, sous une couche d'eau atlantique superficielle, d'une eau atlantique plus caractéristique, moins salée et plus froide, d'origine lointaine, qui est plus rapidement attirée vers la côte marocaine et le détroit de Gibraltar par l'upwelling d'été. C'est dans le S du Détroit que cette branche est la plus active.

A partir de la station 185, les eaux superficielles se répartissent, d'une part vers le Détroit, d'autre part vers la côte occidentale marocaine où le courant vers le S, bien connu et mis en valeur surtout dans l'étude de J. FURNESTIN (1959), est nettement déterminé à la station 215.

Au-dessous de 200 m, à la station 185, la composante O marque le passage des eaux méditerranéennes à la sortie du chenal au S du banc Spartel. L'intensité maximale, 2,3 n est atteinte à l'immersion la plus grande observée, 360 m, à 15 ou 20 m du fond. Cette vitesse est nettement supérieure aux valeurs de la couche supérieure du fait que la section traversée par le courant sortant est bien moindre que celle occupée par les eaux entrantes.

Par ailleurs, nous voyons qu'à la station M 109, faite en février 1960, la composante moyenne est d'autant plus forte (1,8 n) que le courant porte d'une façon continue à l'E dans la couche superficielle. Cette intensité maximale correspond bien à une convergence des eaux atlantiques dans ce secteur. En profondeur, aux alentours de 600 m, on peut estimer que le courant moyen porte au SO à une vitesse voisine de 0,4 n, si l'on admet une interpolation directe entre la première et la dernière observation à ce niveau où l'hodographe est incomplet.

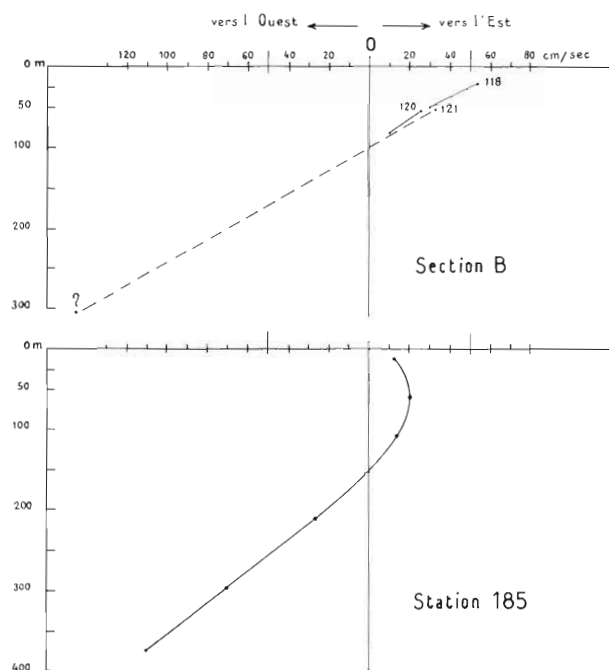


FIG. 77. — Composantes verticales de la vitesse sur la section B (calculées normalement à la section) et à la station 185.

Essai d'interprétation des flux.

Nos observations sont nettement insuffisantes pour établir de façon précise un bilan des flux en été dans le détroit de Gibraltar. En effet, les mesures sont souvent incomplètes en profondeur, notamment à la station 121 du seuil, et le décalage des observations dans le temps est important (début de juin sur le seuil, mi-juillet sur la station D).

Toutefois, on peut essayer d'apprécier de façon très approximative, d'une part le flux entrant sur le seuil d'après les composantes des vitesses calculées normalement à la section B (fig. 77), et d'autre part le flux sortant dans le chenal de Spartel, où passe l'essentiel du courant vers l'O, en considérant les composantes des vitesses de la station 185 (fig. 77), calculées parallèlement à l'axe du chenal.

Sur le seuil, on peut estimer que la composante s'annule depuis la station 115 jusqu'à la côte marocaine, et supposer qu'elle est de direction E de la station 118 à la côte espagnole. Le schéma des vitesses montre par ailleurs que le gradient des composantes moyennes est sensiblement le même pour les stations 118 et 120. D'autre part, la vitesse calculée à 50 m à la station

121 s'inscrit approximativement dans la même courbe et si l'on estime qu'à cette station la vitesse sur le fond est supérieure à celle que l'on trouve dans le chenal de Spartel, le gradient correspond à

celui des stations 118 et 120. On en déduit que l'intensité moyenne du courant général vers l'E est à peu près la même pour chaque niveau de la couche supérieure et que les courants s'annulent vers la profondeur de 100 m, au-dessous de laquelle nos observations ne permettent pas de juger de l'importance du flux vers l'E.

La section affectée par ce courant moyen entrant est approximativement de 26 km en surface, 24 km à 20 m, 16 km à 50 m et 14 km à 100 m.

En appliquant la formule $T = \int_0^d v \cdot dz$ où T représente le transport en volume, v la vitesse et dz la différence de profondeur, on obtient un flux entrant de l'O vers l'E de $0,688 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Pour avoir une idée du flux sortant vers l'Océan nous utilisons donc les données de la station 185, bien qu'une certaine dispersion des eaux méditerranéennes ait pu avoir lieu dans ce secteur un peu trop occidental.

On rapporte alors les vitesses moyennes du courant sortant au lit du chenal, entre les isobathes des 200 m, immersion qui correspond au point de renversement, en supposant que le gradient des vitesses est partout le même et en tenant compte toutefois que le frottement tend à annuler la vitesse à proximité du fond (400 m). La section considérée a une largeur de 8 km à 200 m, de 6 km à 300 m et de 4 km à 375 m. Le calcul donne alors un flux sortant vers l'Océan de $0,630 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

En résumé nous trouvons donc les valeurs suivantes :

flux entrant sur le seuil.....	$0,688 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.
flux sortant dans le chenal de Spartel.....	$0,630 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.
flux net, entrant	$0,058 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Nous insistons sur le fait que ces valeurs, obtenues arbitrairement, sont données à titre purement indicatif : le flux sortant est sans doute légèrement supérieur du fait que l'intensité du courant doit être plus forte dans le chenal de Spartel et qu'un certain pourcentage d'eau méditerranéenne doit passer au nord du banc du même nom. Si l'estimation du flux net se rapproche des valeurs « classiques » citées par différents manuels, notamment celui de SVERDRUP (1942), d'après les données de SCHOTT (1915) il n'en est pas de même des flux entrant et sortant qui leur sont nettement inférieurs. Nous reportons ci-dessous ces valeurs classiques :

flux entrant	$1,750 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.
flux sortant	$1,680 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.
flux net, entrant	$0,070 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

LACOMBE estime que l'évaluation de SCHOTT, fondée sur des valeurs d'origine anonyme ne peut être considérée que comme très grossièrement approchée.

CARTER (1956) donne une estimation par mois du flux net dans le détroit de Gibraltar. Ces résultats, très variables, aboutissent à une moyenne annuelle de $0,04 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Dans ses résultats de l'été 1958, LACOMBE (1960) trouve dans la coupe de l'O un flux net entrant de $0,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ et dans la coupe de l'E un flux net entrant de $1,02 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, valeurs fort différentes. Mais cet auteur estime que les rapides fluctuations dans le régime du détroit de Gibraltar seraient en rapport avec la répartition des pressions atmosphériques sur la Méditerranée. Il démontre que les flux entrants peuvent être appréciés d'après la différence de niveau moyen entre les deux rives du Déroit. Ainsi, en août 1958, la valeur moyenne du flux entrant aurait été d'environ $1,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ avec des minimums presque nuls et des maximums atteignant $2,6 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Rappelons enfin que certains auteurs (DOUGLAS, 1930 ; CARTER, 1956) ont trouvé à certaines époques de l'année, et notamment en hiver, un flux net sortant.

Nous voyons donc que les différentes données au sujet des échanges entre l'Océan et la Méditerranée, aboutissent à des résultats très variables. Toutes les méthodes employées, basées sur de trop rares observations, sont pour une large part arbitraires et même hypothétiques, et le bilan des flux dans le détroit de Gibraltar reste encore à établir.

CHAPITRE III

LES COURANTS DE MARÉE

Les figures 78 et 79 donnent les résultats des courants de marée de direction est et ouest sur les sections D et B. Ils ont été obtenus à partir des roses de courants en établissant les composantes de part et d'autre du point représentant le courant moyen, le courant général se trouvant ainsi exclu. Bien que le courant de marée change assez souvent de direction avec une tendance assez fréquente vers le N ou le S, nous avons choisi les composantes E-O, qui sont apparemment les plus importantes au cours d'un cycle.

Les vitesses ont été calculées à partir du point moyen en considérant les pointes maximales E et O. Elles sont représentées par le premier chiffre qui figure sur chaque composante. Afin de pouvoir comparer entre elles les différentes stations, nous avons ensuite rapporté ces vitesses au coefficient le plus faible puis au coefficient le plus élevé rencontrés au cours des observations, en postulant que les facteurs sont proportionnels. Ces intensités maximales comparées pour la période considérée, du 1^{er} juin au 25 juillet, sont indiquées entre parenthèses à la suite du premier chiffre.

Nous avons choisi comme axe, dans les deux coupes, la pleine mer prédite de Brest et corrigée par l'établissement du port le plus proche : Trafalgar et Tanger pour la section D, Tarifa pour la section B. Dans cette dernière coupe, nous avons ajouté la position dans le temps de la pleine mer observée d'après les enregistrements du marégraphe de Tarifa pendant cette période.

Si l'on compare sur ces deux coupes les valeurs rapportées au même coefficient, on s'aperçoit d'emblée que les vitesses des courants de marée sur le seuil par rapport à celles observées sur la section D du secteur atlantique leur sont 2 à 3 fois supérieures dans le N du Déroit et 4 à 5 fois dans le centre et le sud.

Section D (fig. 78).

Dans cette coupe on remarque que, dans la couche superficielle, le courant porte presque constamment à l'E dans les 6 heures qui suivent la pleine mer. La pleine mer a donc lieu sensiblement au même moment et l'onde est stationnaire.

Il convient de rappeler ici qu'une onde *stationnaire* résulte de la superposition d'une onde *progressive incidente* et d'une onde *progressive réfléchie* de même amplitude. Le courant de *flot* s'exerce alors au moment du *montant*, tandis que le courant de *jusant* se manifeste au moment du *perdant*. Le flot porte donc ici à l'O, tandis que le jusant porte à l'E. Nous savons par ailleurs que le sens de propagation de l'onde progressive incidente initiale est déterminé par le sens du courant à la phase montante. Cette onde viendrait donc de la Méditerranée, constatation qui se trouve en accord avec les résultats de LACOMBE (1961) d'après la section de la « Winnaretta Singer » dans l'O du Déroit.

On note toutefois des exceptions à la station 218 au niveau de 87 m où le courant vers l'E débute 2 h 25 après la pleine mer et à la station 215 où il débute 1 h 30 avant la pleine mer.

A la station 185, à 260 m, un fait nouveau apparaît : c'est la multiplication des renversements de marée à ce niveau laquelle était déjà marquée dans les mesures directes de courant. Nous avons alors fait intervenir l'action d'une onde interne dont les phases auraient été décalées par rapport à celles de la marée, mais nous manquons d'observations hydrologiques pour préciser cette hypothèse. Il est pourtant probable qu'il existe un régime spécial en profondeur puisque la

phase de courant vers l'E à 360 m est en avance de 1 h 30 sur la même phase à 160 m, fait qui corrobore aussi les données de LACOMBE (station A₂ - A₄). Mais nous ne perdrons pas de vue que le mouvement secondaire vers l'E, observé dans les mesures directes de courants avant PM — 3 h aux niveaux supérieurs et à 360 m, entre ici dans la composante O. sauf à 60 m où il conserve son sens. La phase supplémentaire a donc tendance à se manifester à tous les niveaux de la station 185 et cette disposition laisse à penser que ce secteur est influencé par une onde dont le sens de propagation viendrait alors de l'Atlantique. Ce point de rencontre est d'ailleurs caractérisé par une nette diminution de l'intensité moyenne des courants de marée.

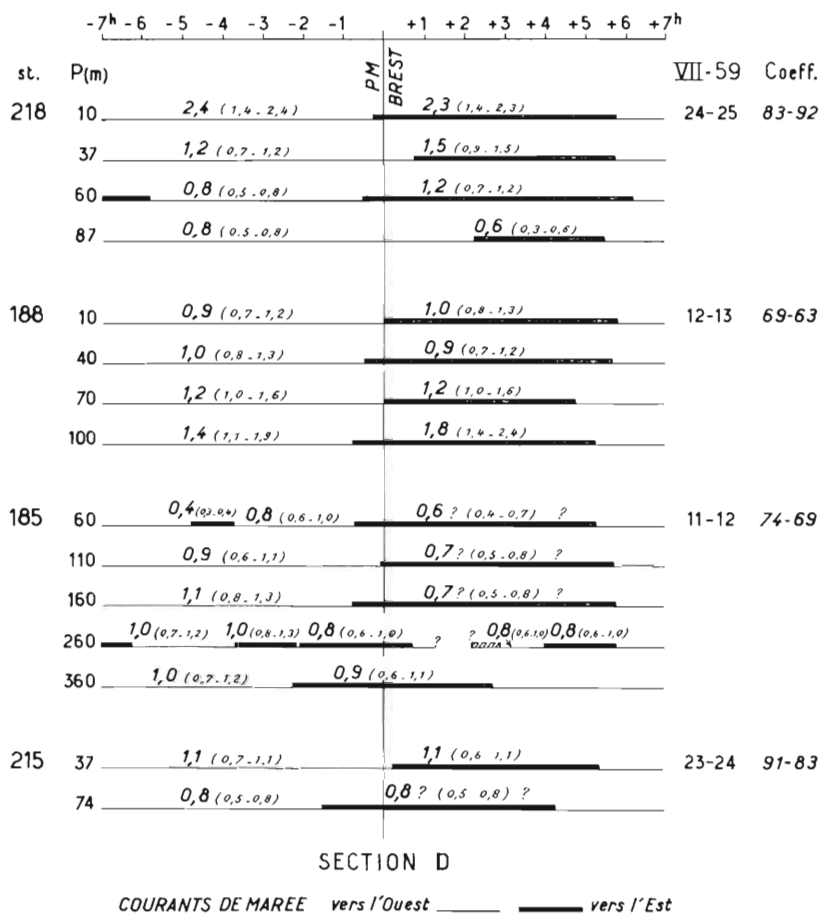


FIG. 78. — Section D, courants de marée suivant l'axe est-ouest. Sur chaque segment, le 1^{er} chiffre représente les pointes maximales de vitesse observées : entre parenthèses, le 1^{er} chiffre indique la vitesse maximale rapportée au coefficient le plus faible observé pendant la durée de toutes les observations, le 2^e chiffre la vitesse maximale rapportée au coefficient le plus fort ; le trait vertical indique la situation de la pleine mer prédite à partir de Brest.

Si nous examinons un niveau commun, entre 60 et 70 m, nous voyons que la vitesse des courants vers l'E est de 1,2 n dans le N du banc Spartel et de 0,6 à 0,8 n dans le S. Cette différence est encore plus accentuée si l'on considère les vitesses rapportées au coefficient le plus fort : 1,2 à 1,6 n dans le N, 0,7 à 1,1 n dans le S. Par contre, c'est à la station 188, dans le NO du banc Spartel, que l'intensité du courant O est la plus forte à ce niveau : 1,2 n alors qu'elle n'est que de 0,8 n à la station du N et dans le chenal de Spartel ; rapportée au coefficient le plus fort, elle est de 1,6 n à la station 188 pour 0,8 n dans le N et 1 n dans le chenal de Spartel.

La vitesse maximale rapportée au coefficient le plus fort se rencontre dans le N, à la station 218, prouvant bien que c'est au-dessus des hauts-fonds du plateau que le courant de marée prend le plus d'importance. À la station 188, elle croît avec la profondeur et l'on trouve à 100 m 2,4 n E, 1,9 n O.

Il en est de même à la station 185 où les plus grandes vitesses sont atteintes à 260 et 360 m avec un maximum de 1,3 n, fait qui semble aussi impliquer la superposition de deux ondes dans le chenal de Spartel.

Section B (fig. 79).

Comme dans la section D, le renversement de courant est proche de la pleine mer. Il n'y a donc pas d'énergie transmise et l'onde est stationnaire.

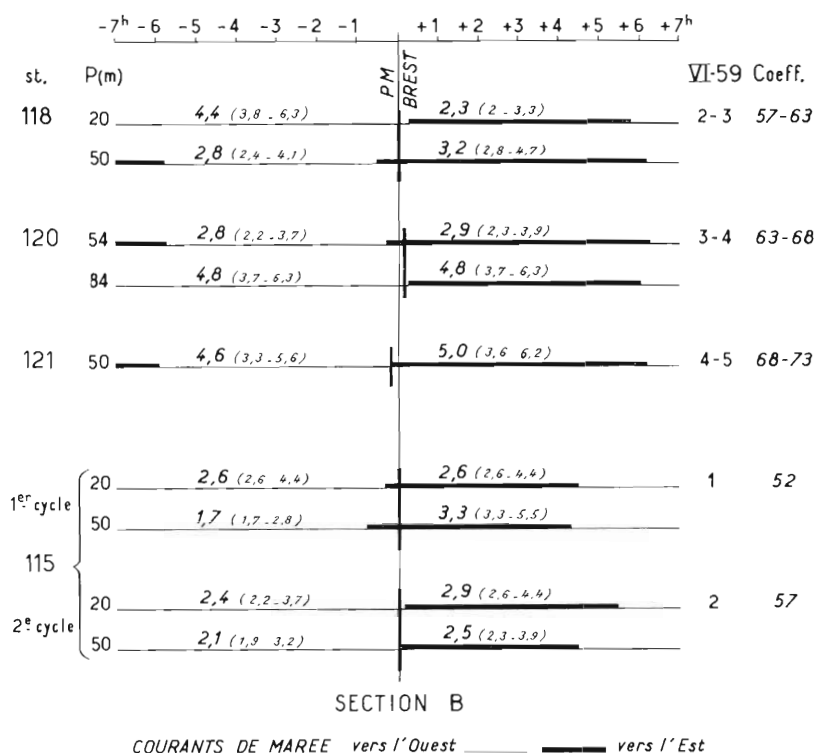


FIG. 79. — Section B, courants de marée suivant l'axe est-ouest. (Même légende qu'à la figure précédente). Les traits gras verticaux indiquent la situation de la pleine mer observée au marégraphe de Tarifa.

Aux stations 118 et 115, le renversement du courant vers l'E à 50 m a lieu 30 à 40 min avant celui des 20 m. A la station 120, il possède également une avance du même ordre sur le courant des 84 m.

Dans la partie N et le centre du Déroit, jusqu'à la station 121, la phase de courant vers l'E dure 6 h 30 à 6 h 40. Dans la partie S, au contraire, elle ne dure que 4 h 30 à 5 heures.

Pour le niveau commun de 50 m, les vitesses observées accusent un maximum à la station 121, au-dessus de la plus grande profondeur du seuil avec 5 n vers l'E et 4,6 n vers l'O, tandis qu'elles ne sont que de 2,8 à 3,2 n dans le N du seuil et de 1,7 à 3,3 n dans le S.

Mais, rapportées au coefficient le plus fort rencontré sur la section D et qui n'est pas encore un coefficient de vive-eau, les vitesses donnent le véritable ordre de grandeur du courant de marée sur le seuil : il peut atteindre 6 n aux stations 118 (courant vers l'O), 120, 121 (dans les deux sens)

à la profondeur de 50-80 m. Le courant diminue vers le S mais l'intensité maximale reste quand même de l'ordre de 3,9 n vers l'E et de 2,8 n vers l'O. Si l'on considère les vitesses rapportées au coefficient le plus faible, les valeurs maximales sont de 2 n vers l'E et de 1,7 n vers l'O.

On remarquera par ailleurs qu'une certaine variation a lieu entre les deux cycles observés à la station 115. Cette évolution, surtout marquée au niveau de 50 m et de quelque importance, nous rappelle que les résultats d'observations pendant une seule période de 12 h ne peuvent être considérés comme définitifs dans une telle étude.

Station M 109 (fig. 80).

L'extraction des courants de marée nous montre que la situation est différente dans ce secteur du moins pendant cette période de l'hiver 1960.

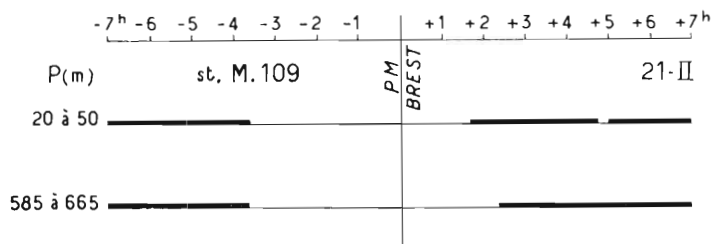


FIG. 80. — Station M 109, courants de marée suivant l'axe est-ouest.

En effet, aux niveaux raccordés de 20-50 m, on remarque que le mouvement vers l'E commence 2 h après la pleine mer prédite. Le courant porte à l'E pendant 6 h 45 environ, à l'O pendant 5 h 15.

Bien qu'il ne soit pas très logique de raccorder cette station à celles du seuil, étant donné les époques différentes d'observation, on peut suggérer qu'ici l'onde est progressive par rapport aux données précédentes. Dans une onde progressive, le courant de flot maximum se situe à la pleine mer et il porte dans la direction de propagation de l'onde marée qui viendrait donc de la Méditerranée. L'onde réfléchie qui s'y ajoute au niveau du seuil ne se manifeste donc pas plus à l'E. Nous rappellerons que LACOMBE, dans la section de l'E (Gibraltar-Ceuta) trouvait une énergie transmise de l'O vers l'E dans le S de la coupe mais trouvait une situation différente dans le N (St. C₁) suggérant des énergies transmises d'E en O.

CHAPITRE IV

LA CIRCULATION GÉNÉRALE EN ÉTÉ DANS LE DÉTROIT DE GIBRALTAR ET LE DÉVELOPPEMENT DU COURANT ATLANTIQUE EN MÉDITERRANÉE

Il convient maintenant de préciser le schéma général de la circulation en été dans le détroit de Gibraltar. Nous nous servirons, à cet effet, des résultats obtenus par le calcul des courants moyens qui correspondent sensiblement au courant général, et de ceux acquis en Mer d'Alboran en été 1957 par les calculs dynamiques. Ces derniers ont fait l'objet d'une précédente publication (ALLAIN, 1960) à laquelle nous renvoyons.

Bien que notre étude ait été géographiquement limitée au détroit de Gibraltar, elle pourrait paraître incomplète si nous ne nous étendions, bien que de façon succincte, sur le développement du courant atlantique en Méditerranée car, on l'a vu, ce courant joue dans l'hydrologie du Détroit un rôle très important. On en tracera donc ici les grandes lignes en se basant surtout sur nos récents travaux dans le bassin occidental (FURNESTIN et ALLAIN, 1960 à 1963).

La carte de la topographie dynamique à 5 décibars (1960), montrait que le courant atlantique s'engageait en Mer d'Alboran en sortant par la moitié N du Détroit à hauteur de Gibraltar puis en se dirigeant vers l'ENE avec une vitesse relative (par rapport à 500 db) de 1 nœud. Les eaux les plus légères étaient alors rejetées sur la droite du courant et s'accumulaient dans la baie rifaine entre Ceuta et le cap des Trois Fourches, y déterminant un mouvement anticyclonique qui repoussait vers le N l'axe du courant principal.

Bien qu'il y ait un décalage important dans le temps, ces observations de l'été 1957 apportent le complément qui nous permet, avec ce que nous connaissons maintenant de l'hydrologie et de la courantométrie dans ce secteur, de tracer un schéma général de la circulation superficielle en été dans le détroit de Gibraltar (fig. 81).

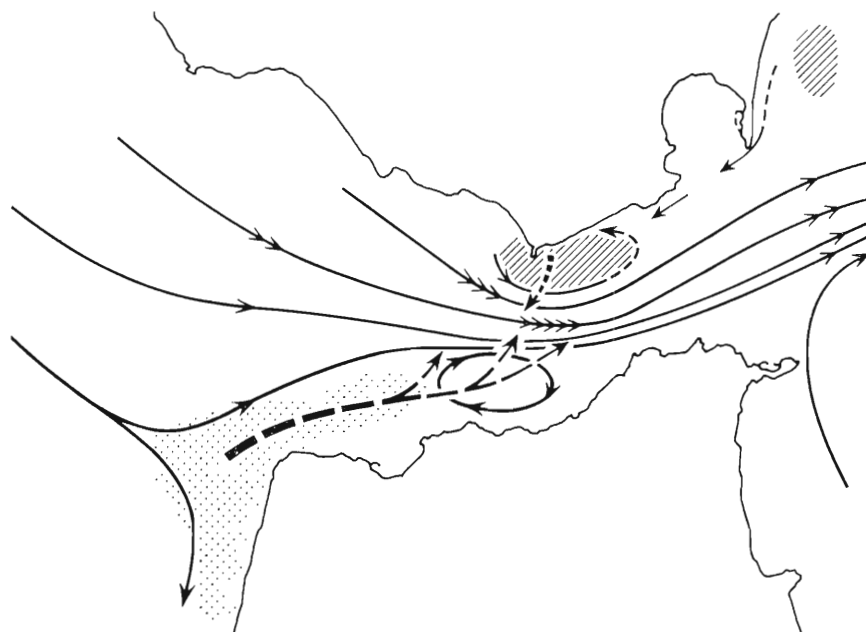


FIG. 81. — Carte schématique montrant le déplacement du courant général atlantique dans le détroit de Gibraltar en été. Le nombre de flèches est proportionnel à l'intensité du courant ; la zone pointillée indique le lieu de formation de l'eau d'upwelling marocain, les tirets le sens d'écoulement de cette eau ; les zones hachurées les principaux secteurs de la divergence méditerranéenne.

On retrouve sur ce schéma le trajet de l' « eau atlantique superficielle » qui provient du NO ibéro-marocain où elle est amenée par le courant du Portugal. Mais ce courant qui ne pénètre qu'en partie dans le détroit de Gibraltar poursuit également sa route vers le sud le long de la côte marocaine. La divergence de ses branches détermine dans le secteur de Spartel et de Tanger une importante remontée des eaux qui fait suite à l'upwelling d'été de la côte marocaine. Ces eaux d'upwelling qui se localisent surtout dans la partie S du Détroit sont entraînées par le mouvement général jusqu'en Mer d'Alboran et perdent progressivement leurs caractères au cours de leur cheminement.

Les eaux atlantiques ont tendance, sous l'effet de l'accélération de Coriolis, à s'accumuler dans

la partie S du Déroit où leur masse légère détermine un point haut dynamique qui se traduit par un mouvement anticyclonique aux alentours S du seuil.

Simultanément, les eaux profondes de la Méditerranée qui progressent vers l'O, se collent pour la même raison contre le versant espagnol et remontent, plus ou moins mélangées, dans le secteur de Tarifa devant le barrage que constitue le seuil. Elles repoussent alors le courant atlantique vers le centre du Déroit. Cette divergence est sans doute en rapport avec celle que nous avons remarquée en été 1957 dans le secteur de Malaga. Un contre - courant vers l'O existerait donc dans la zone côtière NE du Déroit qui corroborerait les observations de R. DE BUEN (1926) devant la baie d'Algésiras.

Ces tourbillons locaux dans le N et le S du Déroit réduisent en un lit très étroit le courant atlantique, lui conférant, dans l'E du seuil, une telle intensité qu'il ne subit plus de renversement, les courants de marée restant toutefois marqués, dans l'allure globale, par une nette variation de la vitesse.

Ces nouvelles données acquises, on s'aperçoit maintenant que la disposition du courant atlantique en Mer d'Alboran suit les mêmes règles que dans le déroit de Gibraltar. En effet, l'accumulation des eaux les plus légères dans sa partie S détermine des mouvements anticycloniques, notamment de part et d'autre du cap des Trois Fourches, tandis que les remontées des eaux méditerranéennes se traduisent du côté espagnol par des tourbillons cycloniques. L'intensité du courant principal augmente lorsque les deux masses de nature différente se rapprochent ou quand l'ampleur de la divergence le resserre contre la côte.

Mais, hors de cet étroit bras de mer, cette situation subsiste encore le long de la côte algérienne où continue à se développer le courant atlantique. Les deux grandes divergences du large jouent alors le rôle d'un véritable mur qui canalise entre lui et la côte les eaux océaniques. Ces dernières se trouvent parfois si étranglées qu'elles plongent contre les versants abrupts des secteurs oranais et kabyle où, plus ou moins mélangées aux eaux environnantes elles vont former l'eau de fond « algéro-atlantique » dont nous avons saisi la progression vers le N jusqu'au centre du bassin occidental pendant les hivers 1960 et 1961. Nous venons de voir que cette plongée des eaux diluées n'est d'ailleurs pas particulière à la côte algérienne et qu'elle commence à se manifester dès le déroit de Gibraltar, contre le versant marocain où elle se trouve accentuée par le mascaret interne.

Utilisant un passage entre les deux divergences de l'E et de l'O, une partie de l'eau atlantique se dirige vers le NO et parvient, fortement mélangée, dans le secteur occidental de la Corse. De là, le courant se déploie, d'une part vers le canal corso-toscan, d'autre part autour de la divergence générale des eaux orientale et septentrionale qui occupent le N du 42^e parallèle et aussi la Mer catalane. Il draine au passage les eaux continentales et notamment celles du courant du Rhône. Ce vaste mouvement elliptique se trouve plus ou moins scindé suivant les saisons par des dérivations de la branche atlantique principale.

Bien que les mélanges altèrent progressivement le courant atlantique au cours de son long cheminement, on peut considérer qu'il influence fortement la périphérie du mouvement cyclonique des eaux orientales en Mer tyrrhénienne.

Mais son action ne s'étend pas seulement au bassin occidental de la Méditerranée. Nous avons vu (1962) qu'il franchissait aussi le canal de Sicile et parvenait dans le bassin oriental, où, se chargeant en sels sous l'effet de l'évaporation intense, il perdait ses caractères océaniques.

Après une telle constatation, on se rend compte qu'il est difficile d'établir la frontière des eaux atlantiques et méditerranéennes puisque ce sont en fait les premières qui, plus ou moins transformées et mélangées à une certaine proportion d'eau continentale, circulent dans tout le bassin méditerranéen. Néanmoins, les mouvements de convection qu'occasionnent non seulement les variations de la densité - provoquées, soit par l'insolation des régions orientales, soit par le refroidissement hivernal de la marge septentrionale - mais aussi l'accumulation des eaux du courant atlantique contre le versant africain, déterminent une circulation intermédiaire et profonde qui met en opposition des masses dont les caractères différents ont été acquis en Méditerranée. Ces eaux « orientales », « septentrionales », « algéro-atlantiques », refluent au bout d'un temps plus ou moins long vers la Mer d'Alboran et le déroit de Gibraltar en échangeant parfois leurs caractères, et retournent à leur prin-

cipale source, l'Océan, sous une couche d'eau beaucoup plus jeune qui accomplira à son tour le même périple méditerranéen.

Echappant cependant à ce retour dans l'Atlantique, les eaux les plus denses ne franchissent pas le seuil. Nous les avons observées, accomplissant un mouvement cyclonique dans l'E du Déroit et aussi en Mer d'Alboran en été 1957, ainsi que le montre le schéma de la circulation profonde dans le Déroit (fig. 82) et la carte de la topographie dynamique en Mer d'Alboran au niveau de 300 db.

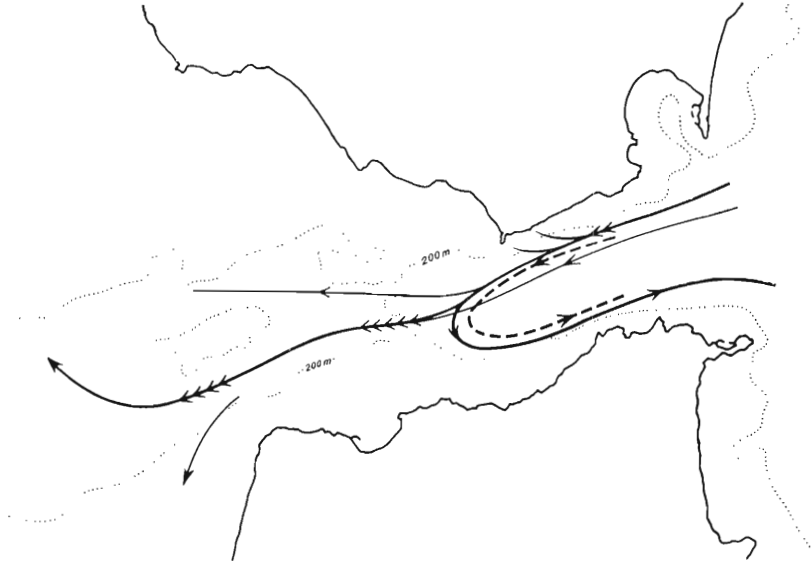


FIG. 82. — Carte schématique montrant le déplacement du courant général méditerranéen dans le détroit de Gibraltar en été. Le nombre de flèches est proportionnel à l'intensité du courant : les traits gras indiquent le déplacement de l' « eau septentrionale » (plus ou moins mélangée dans l'O), les tiretés celui de l' « eau orientale ».

Parvenues dans ce secteur en longeant la côte espagnole, elles en repartent en se dirigeant vers l'E le long de la côte marocaine. Cette disposition n'est d'ailleurs pas spéciale au détroit de Gibraltar où elle n'avait pas encore été soupçonnée ; nous l'avons également observée dans le canal Corse. Il est logique qu'elle existe dans tous les détroits à seuil, du côté où s'exerce la poussée profonde.

Quant à l'extension de ces eaux transformées « méditerranéennes » dans l'Océan, les auteurs qui ont traité ce sujet sont maintenant presque tous d'accord pour affirmer que le maximum halin que l'on retrouve dans une grande partie de l'Atlantique nord est caractéristique de l'influence de ce courant. Son axe le plus salé qui se situe dès la baie ibéro-marocaine aux environs de 1000 m de profondeur se dirige vers la droite, parallèlement à la côte ibérique. À partir de cet axe se déploie une vaste auréole de plus en plus diffuse qui intéresse aussi bien le large océanique que la côte africaine.

On voit ainsi que la présence d'un détroit, tel que celui de Gibraltar a des conséquences lointaines et considérables sur l'hydrologie des deux bassins qu'il met en communication.

R É S U M É

Il paraît difficile d'apporter une conclusion générale à une étude aussi limitée dans l'espace, et dans le temps. Nous avons vu en effet que le régime du détroit de Gibraltar était sujet à des fluctuations très rapides et le bilan des échanges entre l'Océan et la Méditerranée ne pourrait être dressé qu'après un très grand nombre d'observations à partir de stations permanentes.

Chacun des chapitres constitue en quelque sorte une étude séparée qui fait ressortir des éléments nouveaux soulignés au fur et à mesure et qui trouve sa conclusion propre.

C'est pourquoi nous nous bornerons à donner pour finir un résumé des principaux points qui ont été successivement considérés.

Après un historique des différentes campagnes océanographiques dans le détroit de Gibraltar, nous avons examiné une coupe hydrologique axiale et deux autres, transversales, l'une sur le seuil, l'autre aux abords du méridien de Tarifa, à des moments comparables correspondant aux heures critiques de la marée.

Ces sections permettent de distinguer la répartition des formations atlantiques et « méditerranéennes » de part et d'autre d'une couche de discontinuité ainsi que les variations de la stratigraphie des couches en présence suivant les différents moments des observations.

En dépit de la topographie tourmentée du seuil, la structure thermohaline reste parfaitement interprétable. L'extension de l'« eau d'upwelling marocain » montre combien est importante son influence dans le régime du Détroit. Nous avons vu aussi comment une partie des eaux les plus denses, qui ne franchit pas le seuil, revient vers l'E après avoir accompli un mouvement cyclonique.

A l'aide des diagrammes T.S., classés en trois groupes suivant la prédominance de l'« eau atlantique supérieure », de l'« eau d'upwelling » et de l'« eau méditerranéenne », nous avons pu apprécier la part que prennent ces différentes formations dans les mélanges.

L'étude de la densité a donné, sur le seuil, une image assez régulière montrant qu'une certaine compensation s'établit entre la température et la salinité mais fait ressortir plus à l'E des instabilités plus ou moins importantes qui intéressent surtout les pentes espagnole et marocaine ainsi que le versant E du seuil.

Les variations verticales périodiques des différents secteurs ont mis en évidence des ondes de marée interne souvent compliquées par des ondes réfléchies. Des mascarets internes, particulièrement importants dans le secteur de Tarifa, se manifestent, auxquels on peut attribuer la plupart des instabilités relevées dans le Détroit.

L'oxygène dissous, considéré pour la première fois de façon systématique se présente comme un indicateur très précis de l'hydrologie dans ce secteur et accuse souvent certains phénomènes avec plus d'ampleur que la température et la salinité.

Les mesures directes de courants ont confirmé et complété les résultats de l'hydrologie. Elles ont permis de suivre, station par station, les variations qui sont dues non seulement à la marée mais à des influences diverses et notamment celles des mouvements verticaux. Les résultats obtenus dans l'O du Détroit, en un secteur qui n'avait pas encore été exploré, donnent une idée de la répartition des eaux dans l'entrée atlantique.

Les roses de courants, déduites des enregistrements, indiquent, avec la direction, les vitesses globales instantanées qui atteignent à cette époque une intensité maximale de 6 nœuds vers l'E au centre du seuil, dans la couche atlantique. Les eaux méditerranéennes qui ont franchi le seuil sont étranglées dans le fond du chenal de Spartel où elles circulent à une vitesse maximale de 3,3 nœuds vers l'O.

Ces données résultent de l'action combinée des courants de marée et du courant moyen qui correspond au courant général auquel s'ajoutent des courants dus au vent et que nous n'avons pu étudier ici. Le courant moyen que nous avons calculé fait ressortir la nette prédominance vers l'E du flux atlantique avec une intensité maximale de 1,8 nœud à l'E du seuil. Mais la vitesse du courant de sortie méditerranéen, en profondeur, est nettement supérieure puisque dans la section étroite du chenal de Spartel, elle atteint 2,3 nœuds.

Quant aux courants de marée, ils s'inversent, d'une façon générale, vers l'E, à la phase descendante, vers l'O à la phase montante, ce qui explique l'apport beaucoup plus important d'eau atlantique dans le premier cas comme nous l'avons observé dans les coupes hydrologiques. L'onde est dans la plupart des cas, stationnaire mais le secteur à l'E du seuil et dans l'axe du Déroit fait cependant exception : le courant y porte constamment à l'E dans la couche superficielle et l'onde est progressive. Les courants de marée sont particulièrement rapides sur le seuil où leur vitesse calculée atteint un maximum de 5 nœuds, mais une intensité plus grande encore, 6,3 nœuds quand elle est rapportée au coefficient le plus fort pendant la période considérée.

Les relations avec nos travaux antérieurs en Méditerranée permettent enfin de tracer un schéma général de la circulation en été dans le déroit de Gibraltar et, en particulier, de montrer toute l'importance du courant atlantique dans les échanges entre la Mer intérieure et le grand Océan.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLAIN (Ch.), 1959. — Note préliminaire sur un nouvel aspect de l'hydrologie dans le déroit de Gibraltar. — *Cons. int. Explor. Mer*, Communication au Comité hydrographique, Copenhague 3 p.
- 1960. — Topographie dynamique et courants généraux dans le bassin occidental de la Méditerranée (golfe du Lion, Mer catalane, Mer d'Alboran, secteur à l'Est de la Corse). — *Rev. Trav. Inst. Pêches marit.*, **24** (1) : 121-45.
- 1963. — Topographie dynamique et courants généraux dans le bassin occidental de la Méditerranée, au Nord du 42° parallèle (supplément à l'étude hydrologique de septembre-octobre 1958). — *Ibid.*, **27** (2) : 127-35.
- ARAGO (F.). 1838. — Instructions concernant la météorologie et la physique du globe. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, **7** : 206-14.
- BERNARD (F.). 1956. — Contribution à l'étude du déroit de Gibraltar. — *Bull. Inst. océanogr.*, Monaco, n° 1074 : 22 p.
- BOCKEL (M.). 1962. — Hydrologie dans le Déroit. In PELUCHON (G.) Travaux océanographiques de « Origny » à Gibraltar, campagne internationale 15 mai-15 juin 1961. 1^{re} partie. — *Cah. océanogr., Bull. C.O.E.C.*, **14** (5) : 325-29.
- BRENNECKE (W.). 1909. — Ozéanographie. Forschungsreise S.M.S. « Planet », 1906-1907, *Reichsmarine*. — *Amt.* **3**, Berlin.
- BRUNEAU (L.), JERLOV (N.G.) et KOCZY (F.F.), 1953. — Physical and chemical methods. — *Rep. Swed. Deep-Sea Exped. 1947-1948, Phys. Chem.*, **3** (2) n° 4 : 99-112. Appendice : I-LV.
- BUEN (R. DE), 1924. — Quelques observations sur le régime des courants dans le déroit de Gibraltar. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, **179** : p. 1146.
- 1926. — Résultats des investigations espagnoles dans le déroit de Gibraltar. — *Cons. int. Explor. Mer, Rapp. et P.V.*, **64** : 60-91.
- 1931. — Caractères hydrologiques du secteur sud. — *Ibid.*, **70** : 47-81.
- 1933. — Contribución al estudio del relieve del estrecho de Gibraltar (Campañas del « Xauen » 1932). — *Inst. esp. Oceanogr., Notas y Resum.*, s. 2 (66), 10 p.
- 1935. — Hydrographie du déroit de Gibraltar en mars 1933 (Croisière du navire « Xauen »). — *Cons. int. Explor. Mer, Rapp. et P.V.*, **93** : 25-9.

- CARPENTER (W.B.), 1872. — Report on scientific researches carried on during the months of august, september and october 1871 in H.M.S. « Shearwater ». — *Proc. roy. Soc.*, **20** : 535.
- CARPENTER (W.B.), JEFFREYS (J.G.) et THOMSON (W.), 1871. — Report on deepsea researches carried on during the months of july, august and september 1870 in H.M.S. « Porcupine ». — *Proc. roy. Soc.*, **19** : 146.
- « DANA », 1937. — Hydrographical observations made during the « Dana » expedition 1928-1930, with an introduction by Helge Thomsen. — *Dana Rep.*, **12**, 46 p.
- DEFANT (A.), 1930. — Die Bewegungen und der thermo-haline Aufbau der Wassermassen in Meeresstrassen. — *S. B. Akad. Wiss., Phys.-Math.*, **14** : 191-208.
- 1932. — Die Gezeiten und inneren Gezeiten Wellen des atlantischen Ozean. — *Wiss. Ergebn. dtsch. atlant. Exped. « Météor » 1925-1927*, **7** (1), 318 p.
- 1946. — Die Stromvorgänge in Meeresstrassen und ihre Bedeutung für die Tiefenzirkulation der Ozeane. — *Naturwissenschaften*, **1** : 15-19.
- 1948. — Über interne Gezeitenwellen und ihre Stabilitätsbedingungen. — *Arch. Met., Wien. s. A.*, **1** (1) : 39-61, 17 fig.
- 1956. — Die Ausbreitung des Mittelmeerwassers in Nordatlantischen Ozean. — *Deep-Sea Res.*, **3** : 465.
- 1961. — Physical oceanography. — Francfort/Main, Londres, New York, Paris, Pergamon Press S.A.R.L., Vol. **1** : 729 p. 340 fig. 10 pl. h.t., bibliogr. 285-297 et 708-724 ; Vol. **2** : 598 p. 239 fig. 4 pl. h.t., bibliogr. 571-90.
- DEFANT (A.) et WÜST (G.), 1930. — Die Mischung von Wasserkörpern im System $S = f(t)$. — *Cons. int. Explor. Mer. Rapp. et P.V.*, **67** : 40-8.
- DIETRICH (G.), 1957. — Allgemeine Meereskunde. — Berlin, Gebrüder Borntraeger ; 492 p., 223 fig., 26 clichés, 7 cartes h.t., 63 tableaux ; bibliogr. : 458-71.
- DONGUY (J.R.), 1962. — Courants de surface dans le détroit de Gibraltar. In PELUCHON (G.) Travaux océanographiques de l'« Origny » dans le détroit de Gibraltar. Campagne internationale. 15 mai-15 juin 1961. 2^e partie. — *Cah. océanogr., Bull. C.O.E.C.*, **14** (7) : 474-83.
- DOUGLAS (H.P.), 1930. — Current measurements in the strait of Gibraltar made in H.M.S. « Goldfinch » in 1905. — *Cons. int. Explor. Mer. Rapp. et P.V.*, **67** : 8-13.
- DUMONT D'URVILLE (J.S.), 1833. — Voyage de l'« Astrolabe ». T. 5. Météorologie, physique et hydrographie. — Paris.
- EKMAM (V.W.), 1905^a. — On the influence of the earth's rotation on ocean current. — *Ark. Mat. Astron. Fysik*, **2** (11).
- 1905^b. — On the use of insulated water-bottles and reversing thermometers. — *Cons. int. Explor. Mer. Publ. Circonst.*, n° 23, 28 p., 8 fig., 2 pl. h.t.
- 1910. — Tables for sea-water under pressure. — *Ibid.* — n° 49, 48 p., 9 tabl.
- 1914. — Der adiabatische Temperaturgradient in Meere. — *Ann. D. Hydr. u. Mar. Met.*, **42** : 340-44.
- 1923. — Über horizontalenzirkulation bei Windderzengten Meeresströmungen. — *Ark. For. Mat. o Fys.*, **17** (26).
- FICHOT (E.), 1938-1949. — Exposé critique de la théorie des marées. — *Annales du bureau des longitudes XI - XII*.
- FJELDSJAD (J.E.), 1933. — Interne Wellen. — *Geofys. Publikasjoner*, Oslo, **10**, n° 6.
- FOX (C.), 1905. — On the determination of the atmospheric gases dissolved in sea-water — *Cons. int. Explor. Mer. Publ. Circonst.*, n° 21, 24 p.
- FRASSETTO (R.), 1960. — A preliminary survey of thermal microstructure in the strait of Gibraltar. — *Deep-Sea Res.*, **7** : 152-62.
- FUGLISTER (F.C.), 1960. — Atlantic ocean atlas of temperature and salinity profiles and data from the international geophysical year of 1957-1958. — *Woods Hole oceanogr. Instit., Atlas series 1*, 209 p. dont : 40 pl., 57 p. données chiffrées, 55 p. bathythermogrammes.
- FURNESTIN (J.), 1959. — Hydrologie du Maroc atlantique. — *Rev. Trav. Inst. Pêches marit.*, **23** (1) : 5-77.
- 1960^a. — Hydrologie de la Méditerranée occidentale (golfe du Lion, Mer catalane, Mer d'Alboran, Corse orientale), 14 juin-20 juillet 1957. — *Ibid.*, **24** (1) : 5-119.
- 1960^b. — Teneur en oxygène des eaux de la Méditerranée occidentale (supplément à l'étude hydrologique de juin-juillet 1957). — *Ibid.*, **24** (4) : 453-80.
- 1963. — Teneur en oxygène des eaux de la Méditerranée algéro-tunisienne (supplément à l'étude hydrologique de février 1960. Campagne du « Président-Théodore-Tissier »). — *Ibid.*, **27** (2) : 119-26.

- FURNESTIN (J.) et ALLAIN (C.), 1962^a. — Hydrologie de la Méditerranée occidentale au Nord du 42° parallèle en automne 1958 (campagne du « Président-Théodore-Tissier », 27 septembre au 18 octobre 1958). — *Rev. Trav. Inst. Pêches marit.*, **26** (2) : 133-62.
- 1962^b. — L'hydrologie algérienne en hiver (Campagne du « Président-Théodore-Tissier », février 1960). — *Ibid.*, **26** (3) : 277-308.
- 1962^c. — Nouvelles observations sur l'hydrologie de la Méditerranée occidentale (entre Alger et le 40° parallèle). Campagne de la « Thalassa », hiver 1961. — *Ibid.*, **26** (3) : 309-17.
- 1962^d. — L'eau de fond algéro-atlantique dans le bassin occidental de la Méditerranée. — *Cons. int. Explor. Mer*, communication au Comité hydrographique, Copenhague.
- 1962^e. — La formation de l'eau de fond « algéro-atlantique » en hiver sur la côte algérienne et sa progression vers le centre du bassin occidental. — *Comm. int. Explor. Sci. Mer Médit.*, communication, Monaco.
- HANSEN (W.), 1962. — Tides. In *The sea, ideas and observations on progress in the study of the seas*, publié sous la direction de HILL (M.N.). — New York, London, John Wiley and Sons, division Interscience publishers, vol. I, sect. V, ch. 23 : 764-99.
- HELLAND-HANSEN, 1912. — The ocean waters, an introduction to Physical oceanography. — *Int. Rev. Hydrobiol.*, Leipzig, Suppl. **3** S. 1 (2), 84 p.
- 1916. — Nogen hydrografiske metoder. — *Skand. Naturforsker møte*, Kristiana (Oslo) 10-15 juillet.
- 1930. — Physical oceanography and meteorology. — « *Michaël Sars* », *North Atlantic Deep-Sea Exped.* 1910, *Rep. sci. Results*, **1** art. 2, 217 p.
- HESSELBERG (T.) et SVERDRUP (H. U.) 1914-1915^a. — Beitrag zur Berechnung der Druck und Massenverteilung im Meere. — *Berg. Mus. Aarb.*, n° 14 : 17 p., 7 tabl.
- 1914-1915^b. — Die Stabilitätsverhältnisse des Seewassers bei vertikalen Verschiebungen. — *Ibid.*, n° 15 : 16 p., 12 tabl.
- IDRAC (P.), 1928. — Enregistrement des courants sous-marins du détroit de Gibraltar. — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **186** : 1058-9.
- ISELIN (C.O'D.), 1936. — A study of the circulation of the Western North Atlantic. — *Pap. Phys. Oceanogr.*, Cambridge, **4** (4). 1-101.
- JACOBSEN (J. P.), 1912. — The amount of oxygen in the water, of the Mediterranean. — *Rep. dan. oceanogr. Exped.* 1908-1910 *Médit.*, **1**, II, n° 5. 207-36, 6 pl. h. t. : XII-XVII (1 carte, 42 fig.).
- 1921. — Manuel pratique de l'analyse de l'eau de mer. II. Dosage de l'oxygène dissous dans l'eau de mer par la méthode de Winkler. — *Bull. Inst. océanogr.*, Monaco, n° 390, 16 p.
- 1929. — Contribution to the hydrography of the North Atlantic the « Dana » expedition 1921-22. — *Dan. « Dana » Exped.* 1920-22, **3**, 98 p. avec 25 tables et 63 fig.
- JACOBSEN (J. P.) et THOMSEN (H.), 1934. — Periodical variations in temperature and salinity in the strait of Gibraltar. — *James Johnstone Mem. Vol.*, Liverpool 275-93.
- JERLOV (N. G.), 1953. — Particle distribution in the ocean. — *Rep. Swed. Deep-sea Exped.* 1947-48. *Phys. Chem.*, **3** (2) n° 3 : 71-97.
- KELVIN (T. W.), 1857. — On the alterations of temperature accompanying change of pressure in fluids. — *Proc. roy. Soc.*, **8** : 566.
- KNUDSEN (M.), 1901. — Hydrographical tables. — Copenhague, Tutein et Koch, édition 1953.
- KULLENBERG (E.), 1953. — Les échanges d'eau à travers le détroit de Gibraltar. — *Bull. Com. Océanogr. Etud. côtes*, **5** (7), 298-302.
- LACOMBE (H.), 1951. — Les marées de la Manche. — *Bull. Inst. océanogr.*, Monaco, n° 989 : 24 p. 6 pl. h. t.
- 1954. — Contribution à l'étude de la Méditerranée occidentale. Aperçu dynamique. — *Bull. Com. Océanogr. Etud. côtes*, **6** (1) : 31-5.
- 1956. — Contribution à l'étude de la Méditerranée occidentale. Aperçu dynamique. — *Ibid.*, **8** (9) : 455-63.
- 1959-1960. — Cours de dynamique des mers. — Paris, Service central hydrographique, 531 p.
- 1961. — Contribution à l'étude du détroit de Gibraltar. I. Etude dynamique. *Cah. océanogr.*, *Bull. C.O.E.C.*, **13** (2) : 73-107.
- 1962. — Résultats des observations océanographiques effectuées en mai et en juin 1961 dans la région du détroit de Gibraltar. Présentation de la campagne. — *S. Com. océanogr. O.T.A.N., Projet Gibraltar* (1) : I-III.
- LACOMBE (H.) et LIZERAY (J. C.), 1959^a. — Sur le régime des courants dans le détroit de Gibraltar. — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **248** : 2502-4.
- 1959^b. — Sur une cause des variations du niveau moyen de la Méditerranée et du régime du détroit de Gibraltar. *Ibid.*, Paris, **249** : 734-6.
- 1960. — Liste des stations M.O.P. « Winnaretta-Singer ». Campagne d'août 1958 dans le détroit de Gibraltar. — *Cah. océanogr.*, *Bull. C.O.E.C.*, **12** (9) : 673-82.
- LACOMBE (H.) et RICHEZ (C.), 1961. — Contribution à l'étude du détroit de Gibraltar. II. Etude hydrologique. — *Cah. océanogr.*, *Bull. C.O.E.C.*, **13** (5) : 276-91.

- LACOMBE (H.) et TCHERNIA (P.), 1958. — Températures et salinités profondes en Méditerranée en période d'été (fin juin-fin octobre). Étude préliminaire. — *Bull. Com. Océanogr. Etud. côtes*, **10** (4) 209-14.
- 1960^a. — Résultats d'observations, année géophys. intern. 1957-1958, I, Liste des stations M.O.P. Calypso 176 à 234 (campagne 1957) pour servir à l'étude des échanges entre la mer Méditerranée et l'océan Atlantique. — *Cah. océanogr., Bull. C.O.E.C.*, **12** (3) :204-34.
- 1960^b. — même titre, II, Liste des stations M.O.P. Calypso 241 à 297 (campagne 1958), *ibid.* — *Ibid.*, **12** (6) : 417-39.
- 1960^c. — Quelques traits généraux de l'hydrologie méditerranéenne, d'après diverses campagnes hydrologiques récentes en Méditerranée, dans le proche atlantique et dans le détroit de Gibraltar. — *Cah. océanogr., Bull. C.O.E.C.*, **12** (8) 527-47.
- LAFOND (E.C.), 1962. — International Waves. In The sea, ideas and observations on progress in the study of the seas. Publié sous la direction de HILL (M.N.). — New York, London. John Wiley and Sons, division Interscience publishers, vol. I, sect. V. ch. 22, part. I 731-35.
- LECAL (J.), 1935. — De l'intérêt de quelques stations du détroit de Gibraltar. — *Vie et milieu*, **4** (2) 177-86.
- LE DANOIS (E.), 1934. — Les transgressions océaniques. — *Rev. Trav. Off. sci. techn. Pêches marit.*, **7** (4) 367-459.
- MATTHEWS (D. J.), 1932. — Tables of the determination of density of sea water under normal pressure, σ_t . — *Cons. int. Explor. Mer.* (Copenhague, Andr. Fred. Høest et fils).
- MENENDEZ (N.), 1955^a. — El estrecho de Gibraltar, clave de la oceanografía de sus mares adyacentes. - I. Influencia del estrecho de Gibraltar en la estructura del agua atlantica. - In Las comunicaciones Euro-Africanas a traves del estrecho de Gibraltar. **2**. — *Cons. Sup. Investig. científ., Inst. de estudios africanos*, Madrid : 27-60.
- 1955^b. — El estrecho de Gibraltar clave de la oceanografía de sus mares contiguos. - II. Influencia del estrecho de Gibraltar en el agua del Mediterraneo. - *Ibid.* 61-87.
- 1959. — Distribution de la salinité et de la température au méridien de Tarifa en août 1958. — *Cons. int. Explor. Mer* (communication à la réunion spéciale de l'A.G.I., n° 50).
- MURRAY (J.) et HJORT (J.), avec les contributions de APellof (A.), GRAN (H.H.) et HELLAND-HANSEN (B.), 1912. — The depths of the Ocean a general account of the modern science of oceanography based largely on the scientific researches of the norwegian steamer « Michaël Sars » in the North Atlantic. — Londres. Macmillan and Co., 821 p., 575 fig.
- NARES (G. J.), 1872. — Investigations of the currents in the strait of Gibraltar made in august 1871. — *Proc. roy. Soc.*, **20** 97-106.
- NIELSEN (J. N.), 1912. — Hydrography of the Mediterranean and adjacent waters. — *Rep. dan. oceanogr. Exped. 1908-1910 Médit.*, **1**, II, n° 2 77-191, 10 pl.h.t. : II-XI (19 fig.).
- « ORIGNY », 1962. — Observations hydrologiques du bâtiment océanographique « Origny ». Campagne internationale à Gibraltar, 15 mai-15 juin 1961. — *Cah. océanogr., Bull. C.O.E.C.*, **14** (5) : 340-75.
- OXNER (M.), 1920. — Manuel pratique de l'analyse de l'eau de mer. I. Chloruration par la méthode de Knudsen. — *Bull. Comm. int. Explor. sci. Mer. Médit.*, n° 3. 36 p.
- PELUCHON (G.), 1962. — Travaux océanographiques de l'« Origny » à Gibraltar (Introduction). — *Cah. océanogr., Bull. C.O.E.C.*, **14** (5) : 323-25.
- PETTERSON (O.), 1933. — Interne Gezeitenwellen. — *Cons. int. Explor. Mer. Rapp. et P. V.*, **82** 1 à 26.
- 1934. — La marée interne. — *James Johnstone Mem. Vol.*, Liverpool 294-309.
- PROUDMAN (J.), 1953. — Dynamical oceanography. — Londres. Methuen · 409 p.
- RAMALHO (A.) et DENTINHO (L.), 1931. — Contribution à l'étude océanographique du golfe de Gibraltar, *Cons. int. Explor. Mer. Rapp. et P. V.*, **70** 82-115.
- ROUCH (J.), 1946^a. — Traité d'océanographie physique. L'eau de mer. — Paris. Bibl. sci., Payot édit. 349 p., 150 fig.
- 1946^b. — La Méditerranée. — Paris. Bibl. Philos. sci., Flammarion, édit. · 243 p.
- 1948. — Traité d'océanographie physique. Les mouvements de la mer. — Paris, Bibl. sci., Payot édit. · 413 p., 176 fig.
- 1961. — Les marées. — *Ibid.* · 230 p. 27 fig.
- ROUX (G.), 1943. — Les eaux d'origine méditerranéenne dans la région nord africaine de l'Atlantique. — *Ann. Inst. océanogr.*, Paris · **21** (4) : 171-228.
- SCHMIDT (Johs.), 1910. — Exposé sommaire des travaux de l'expédition océanographique danoise dans la Méditerranée (1908-1909). — *La géographie*, **21** 99-112.
- 1912. — Introduction. — *Rep. dan. océanogr. Exped 1908-1910 Médit.*, **1**, I 1-49, liste des stations p. 25-49, 1 pl.h.t.I.
- 1922. — Oceanography of the Gibraltar region. — *Nature*, Londres, **109**, n° 2724 p. 45.
- 1929. — Introduction to the oceanographical reports, including List of the stations and hydrographical observations. — *Dan. « Dana » Exped. 1920-1922*, **1** 87 p., 6 pl. h.t.

- SCHOTT (G.), 1912. — Geographie des Atlantischen Ozeans. — Hamburg, Boysen édit. 330 p., 90 fig., 18 pl., 1 carte h.t.
- 1915. — Die Gewässer des Mittelmeeres. — *Ann. D. Hydr. und Mar. Met.*, **43** (1) 1-18, (2) 49-79.
- 1928. — Die Wasserbewegungen im Gebiete der Gibraltarstrasse. — *J. Cons. int. Explor. mer*, **3** : 139-75.
- SCHOTT (G.), SCHULZ (K.) et PERLEWITZ (P.), 1914. — Die Forschungsreise SMS « Möwe » im Jahre 1911. — *Archiv der Deutschen Seewarte*, **37** (1).
- SERVICE HYDROGRAPHIQUE DE LA MARINE, 1957. — Annuaire des marées des côtes de France pour l'an 1959. — Paris, Imprimerie nationale, n° 559.
- 1958. — Annuaire des marées pour l'an 1960, I. Ports de France. — Paris, Imprimerie nationale. n° 560.
- SVERDRUP (H. U.), JOHNSON (N. W.) et FLEMING (R. H.), 1954. — The oceans. Their physics, chemistry and general biology. — New York, Prentice-Hall 1087 p., 265 fig., 121 tabl., 8 cartes.
- TCHERNIA (P.), 1954. — Contribution à l'étude hydrologique de la Méditerranée occidentale. Premier rapport préliminaire. — *Bull. Com. Océanogr. Etud. côtes.*, **6** (1) : 7-30.
- 1956. — Contribution à l'étude hydrologique de la Méditerranée occidentale. Deuxième mémoire préliminaire. — *Ibid.*, **8** (9) : 425-54.
- THOMSEN (H.), 1954. — Instructions pratiques sur la détermination de la salinité de l'eau de mer par la méthode de Mohr-Knudsen, avec une préface de KNUDSEN (M.). — *Bull. Inst. océanogr.*, Monaco. 2^e édition revue avec la collaboration de MÉNACHÉ (M.), n° 1047 20 p.
- « THOR » 1912. — Observations made during the « Thor » expeditions to the Mediterranean. — *Rep. dan. océanogr. Exped. 1908-10 Médit.*, **1**, II, n° 1. 55-69.
- U. S. HYDROGRAPHIC OFFICE, 1951. — Processing oceanographic data. — Washington, H. O. Pub., n° 614.
- 1955. — Instruction manual for oceanographic observations. — Washington, H. O. Pub., n° 607 (2^e édit).
- VANTROYS (L.), 1958. — Les divers aspects mathématiques, dynamiques ou cinématiques du problème des marées. I. — *Bull. Com. Océanogr. Etud. côtes*, **10** (8) 469-83.
- 1958. — *Id.* II. — *Ibid.*, **10** (9) 541-58.
- 1958. — *Id.* III. — *Ibid.*, **10** (10) 657-90, 12 pl. h.t.
- WÜST (G.), 1935. — Die Stratosphäre des atlantischen Ozeans. — *Wiss. Ergebn. Dt. Atlant. Exped. « Meteor » 1925-1927*, **6** (1). part. 2 288 p.
- 1960. — Die Tiefenzirkulation des Mitteländischen Meeres in den Kernschichten des Zwischen und des Tiefenwassers. — *Dtsch. hydrogr. Z.*, **13** (3) 105-31.
- « XAUEN », 1949. — Campanas del « Xauen » en 1947 y 1948 en el Mar de Alborán y en el estrecho de Gibraltar. — *Bol. Inst. esp. Oceanogr.*, n° 18 : 53 p.
-

TABLE DES FIGURES

FIGURES

1. — Carte des stations hydrologiques dans le détroit de Gibraltar	13
2. — Section A, salinité à PM — 3 h	16
3. — Section A, température à PM — 3 h	18
4. — Section A, salinité à la pleine mer	20
5. — Section A, température à la pleine mer	20
6. — Section A, salinité à PM + 3 h	22
7. — Section A, température à PM + 3 h	22
8. — Section A, salinité à la basse mer	23
9. — Section A, température à la basse mer	23
10. — Section B, salinité à PM — 3 h	25
11. — Section B, température à PM — 3 h	25
12. — Section B, salinité à la pleine mer	25
13. — Section B, température à la pleine mer	25
14. — Section B, salinité à PM + 3 h	27
15. — Section B, température à PM + 3 h	27
16. — Section B, salinité à la basse mer	27
17. — Section B, température à la basse mer	27
18. — Section C, salinité à PM — 3 h	29
19. — Section C, température à PM — 3 h	29
20. — Section C, salinité à la pleine mer	30
21. — Section C, température à la pleine mer	30
22. — Section C, salinité à PM + 3 h	32
23. — Section C, température à PM + 3 h	32
24. — Section C, salinité à la basse mer	33
25. — Section C, température à la basse mer	33
26. — Station 226, diagrammes TS	36
27. — Station 120, diagrammes TS	37
28. — Station 118, diagrammes TS	37
29. — Station 115, diagrammes TS	38
30. — Station 139, diagrammes TS	39
31. — Station M 109, diagramme TS	41
32. — Station M 110, diagrammes TS	41
33. — Section A, répartition de σ_t à PM — 3 h	44
34. — Section A, répartition de σ_t à la pleine mer	45
35. — Section A, répartition de σ_t à PM + 3 h	46
36. — Section A, répartition de σ_t à la basse mer	46
37. — Section B, répartition de σ_t à PM — 3 h	48
38. — Section B, répartition de σ_t à la pleine mer	48
39. — Section B, répartition de σ_t à PM + 3 h	48
40. — Section B, répartition de σ_t à la basse mer	48

41. — Section C, répartition de σ_t à PM — 3 h	49
42. — Section C, répartition de σ_t à la pleine mer	49
43. — Section C, répartition de σ_t à PM + 3 h	50
44. — Section C, répartition de σ_t à la basse mer	50
45. — Variation verticale de σ_t à la station 169	53
46. — Variation verticale de σ_t à la station 164	54
47. — Variation verticale de σ_{sup} à la station 164	54
48. — Variation verticale de σ_t à la station 115	55
49. — Variation verticale de σ_t à la station 118	55
50. — Variation verticale de σ_t à la station 139	56
51. — Variation verticale de σ_t à la station 141	57
52. — Variation verticale de σ_{sup} à la station 141	57
53. — Section A, oxygène dissous (O_2 cm ³ /l) à PM — 3 h	60
54. — Section A, oxygène dissous (O_2 cm ³ /l) à la pleine mer	61
55. — Section A, oxygène dissous (O_2 cm ³ /l) à PM + 3 h	62
56. — Section A, oxygène dissous (O_2 cm ³ /l) à la basse mer	62
57. — Section B, oxygène dissous (O_2 cm ³ /l) à PM — 3 h	64
58. — Section B, oxygène dissous (O_2 cm ³ /l) à la pleine mer	64
59. — Section B, oxygène dissous (O_2 cm ³ /l) à PM + 3 h	64
60. — Section B, oxygène dissous (O_2 cm ³ /l) à la basse mer	64
61. — Section C, oxygène dissous (O_2 cm ³ /l) à PM — 3 h	66
62. — Section C, oxygène dissous (O_2 cm ³ /l) à la pleine mer	66
63. — Section C, oxygène dissous (O_2 cm ³ /l) à PM + 3 h	67
64. — Section C, oxygène dissous (O_2 cm ³ /l) à la basse mer	67
65. — Carte des stations de courantométrie dans le détroit de Gibraltar	72
66. — Rose des courants à la station 118	73
67. — Rose des courants à la station 120	74
68. — Rose des courants à la station 121	75
69. — Rose des courants à la station 115	76
70. — Rose des courants à la station 218	77
71. — Rose des courants à la station 188	78
72. — Rose des courants à la station 185	79
73. — Rose des courants à la station 215	81
74. — Rose des courants à la station 167	81
75. — Rose des courants à la station M 109	82
76. — Répartition horizontale des courants moyens	83
77. — Composantes verticales de la vitesse sur la section B et à la station 185	85
78. — Section D, courants de marée suivant l'axe est-ouest	88
79. — Section B, courants de marée suivant l'axe est-ouest	89
80. — Station M 109, courants de marée suivant l'axe est-ouest	90
81. — Carte schématique montrant le déplacement du courant général atlantique dans le détroit de Gibraltar en été	91
82. — Carte schématique montrant le déplacement du courant général méditerranéen dans le détroit de Gibraltar en été	93