

HYDROGRAPHIE

HYDROGRAPHIE

MÉMOIRE

de MM. B. HELLAND-HANSEN

Directeur de la Station Biologique de Bergen

et EINAR KOEFOED

Attaché à la Direction des Pêcheries de Norvège

Naturaliste de l'Expédition

I

INTRODUCTION

La majeure partie de la Mer du Grönland oppose de grands obstacles aux recherches scientifiques.

En effet, au nord et à l'ouest, les glaces polaires, massées en banquise compacte, présentent, même aux navires spéciaux, une barrière souvent impénétrable.

Une méthode, préconisée par NANSEN, pour l'exploration de cette région, consisterait à pénétrer dans les glaces, le plus avant possible, au NW du Spitsbergen, et à se laisser dériver ensuite avec elles, vers le sud. Ce plan se présente comme le plus efficace que l'on puisse adopter avec les moyens dont nous disposons aujourd'hui.

Quoi qu'il en soit, l'Expédition du DUC D'ORLÉANS a rapporté sur la partie nord-ouest de cette mer la série d'observations la plus complète qui ait été recueillie jusqu'ici dans cette région si difficile d'accès.

Les expéditions qui avaient traversé la banquise avant elle n'y avaient fait que quelques stations; au surplus, la plupart d'entre elles, assez anciennes d'ailleurs, ne disposaient pas d'instruments suffisamment précis et leurs observations sont généralement plus ou moins sujettes à caution.

Les océanographes étaient mieux documentés, cela va de soi, sur la zone libre de glaces et sur celle couverte de glace de baie, plus morcelée et plus maniable que la glace polaire, qui borde à l'est la grande banquise.

A la demande du Dr J. HJØRT, directeur des Pêcheries de Norvège, les chasseurs de phoques qui fréquentent ces parages ont recueilli, depuis plusieurs années, des échantillons d'eau et des observations sur la température à la surface.

M. HJØRT a bien voulu mettre à notre disposition, pour les comparer avec les données recueillies par la *Belgica*, celles qu'il a pu rassembler de cette façon en 1905; elles sont consignées dans les tables III à VI publiées à la suite de ce mémoire.

La carte (Pl. LXII) donne une vue d'ensemble des lieux d'observation dans la Mer du Grönland et qui, à ce titre, présentent de l'intérêt pour nous.

La valeur des observations effectuées en ces différents points dépend évidemment, dans une large mesure, de leur plus ou moins d'actualité. En effet, les méthodes d'investigation océanographique n'ayant pas cessé de se perfectionner durant ces dernières années, il est clair que, toutes choses égales d'ailleurs, les observations anciennes seront moins exactes que celles de date plus récente.

Ces diverses stations ont été faites au cours des expéditions que nous allons rapidement passer en revue (1).

En juillet 1877, puis en juillet et août 1878, c'est l'Expédition norvégienne du *Vöringen* (2) qui fait des recherches scientifiques entre la Norvège, Jan Mayen et le Spitsbergen.

Les mesures de températures prises au cours des campagnes du *Vöringen* sont relativement exactes. La plupart d'entre elles se sont faites à l'aide des anciens thermomètres de NEGRETTI et ZAMBRA qui ont généralement bien fonctionné. De temps à autre cependant, elles furent effectuées au moyen de thermomètres à maximum et à minimum des types MILLER-CASELLA et CASELLA-BUCHANAN qui présentent le grave inconvénient de ne pas révéler, le cas échéant, une température maximum ou minimum caractérisant une couche intermédiaire, ce qui fait qu'un certain nombre des observations faites avec ces instruments doivent être écartées.

Quant aux déterminations de salinité et de densité faites par cette expédition, elles ne satisfont pas non plus aux exigences actuelles de l'océanographie; elles résultent, en effet, ou bien de l'emploi d'aréomètres ordinaires dont les erreurs n'étaient pas suffisamment connues à cette époque, ou bien d'analyses chimiques exécutées par des méthodes inexactes. Les bouteilles à eau en usage alors ne fonctionnaient du reste que très imparfaitement.

(1) Cfr. FRIDTJOF NANSEN : « Northern Waters » : Captain Roald Amundsen's oceanographic observations in the Arctic Seas in 1901. — *Christiania Videnskabselskabs Skrifter* 1906, p. 3.

(2) H. MOHN : The North Ocean, its Depths, Temperature and Circulation. *The Norwegian North Atlantic Expedition, 1876-1878*. — Christiania, 1887.

En juillet 1891 et en août 1892, le capitaine C. RYDER, de la Marine Royale danoise, fit à bord de l'*Hécla* (1), à travers le courant polaire, à partir de 4° Long. E et à peu près à la hauteur de l'île Shannon, quelques observations océanographiques. Ses mesures de températures, faites au moyen du thermomètre à renversement de NEGRETTI et ZAMBRA, paraissent en général dignes de foi, mais ses déterminations de salinité et de densité sont trop peu sûres pour que nous puissions utilement les comparer à celles résultant de recherches plus récentes.

En août 1896, le professeur S. ARRHENIUS fit, à bord de la *Virgo* (2) de l'Expédition ANDRÉE, une série de stations à partir du nord du Spitsbergen, et vers l'ouest, jusqu'à 2° Long. W.

Il employa la bouteille isolante de PETERSSON et la température fut déterminée à l'aide d'un thermomètre introduit dans cette bouteille après la remonte. Les analyses de salinité sont meilleures que celles des expéditions précédentes, mais elles ne sont cependant pas toutes absolument satisfaisantes, la bouteille à eau ne s'étant pas toujours fermée aux profondeurs voulues.

En juin et juillet 1899, l'Expédition suédoise de NATHORST, au Grönland oriental, embarquée sur l'*Antarctic* (3), fit quelques stations dans la Mer du Grönland et le long de la côte orientale du Grönland, à l'est et au sud de l'île Shannon.

On fit usage d'une bouteille isolante de PETERSSON, de l'ancien modèle, et les observations rapportées par cette expédition sont relativement sûres, celles sur la salinité l'étant moins cependant que celles sur la température.

En juin et en août 1899, l'amiral MAKAROFF fit, à bord du *Yermak*, un bon nombre de stations dans le voisinage de l'île aux Ours ainsi qu'au nord et à l'ouest du Spitsbergen.

En juin et juillet 1900, c'est le capitaine G. AMDRUP, de la Marine Royale danoise, qui fait, à bord de l'*Antarctic* (4), trois stations océanographiques, entre Jan Mayen et le Grönland. Il employa surtout la bouteille isolante, ancien modèle, de PETERSSON, instrument qui lui donna de bonnes observations; mais à une station il fit usage d'une bouteille de SIGSBEE et d'un thermomètre à renversement qui fonctionnèrent mal, et, au dire d'AMDRUP lui-même, les observations faites au moyen de ces instruments sont peu satisfaisantes.

(1) C. RYDER : Den Östgrönlandske Expedition 1891-1892. Hydrografi. *Meddelelser om Grönland*, t. XVII. — Copenhague, 1895, pp. 191-279.

(2) O. PETERSSON, G. E. EKMAN et P. T. CLEVE : Die hydrographischen Verhältnisse der oberen Wasserschichten des nördlichen Nordmeeres zwischen Spitzbergen, Grönland und der norwegischen Küste, 1896 und 1897. *Bihang till Kgl. Svenska Vetenskaps Akademiens Handlingar*. — Stockholm, 1898.

(3) FILIP ÅKERBLOM : Recherches océanographiques. Expédition de M. A. G. Nathorst en 1899. *Uppsala Universitets Årsskrift*, 1903. Matematik och Naturvetenskap, II, n° 1. — Upsala, 1904.

(4) G. AMDRUP : Carlsbergfondets Expedition til Östgrönland 1898-1900. Hydrografi. *Meddelelser om Grönland*, t. XXVII. — Copenhague, 1902, pp. 343-352.

En juillet 1900, au cours de l'Expédition suédoise de KOLTHOFF, embarquée sur le *Frithjof* (1), M. HJ. ÖSTERGREN fit des observations océanographiques en deux points situés au nord de Jan Mayen. Il se servit de la bouteille isolante de PETTERSSON-NANSEN et détermina les températures au moyen d'un thermomètre ordinaire plongé dans cette bouteille après sa remontée sur le pont. Ses observations sont bonnes pour la plupart.

La même année (1900) débutèrent les recherches approfondies du vapeur norvégien *Michael Sars* (2), qui fit en août et septembre de nombreuses stations entre la Norvège, Jan Mayen et le Spitsbergen.

En février et mars 1901, le *Michael Sars* explora l'Océan Glacial entre la Norvège et l'île aux Ours; en juin et juillet 1901, il poursuivit ses observations de Norvège jusqu'au Spitsbergen.

Ces recherches se sont faites avec les instruments et suivant les méthodes les plus modernes : les prises d'eau et les déterminations de température se firent au moyen de la bouteille isolante de PETTERSSON-NANSEN avec thermomètre fixe de NANSEN, et, pour certaines observations en eau profonde, au moyen de bouteilles à renversement de fonctionnement sûr; la salinité et la densité furent déterminées en partie par titrage avec eau normale, en partie à l'aide de l'aréomètre à immersion totale de NANSEN.

En 1901, le capitaine ROALD AMUNDSEN fit une croisière dans la Mer du Grönland et la Mer de Barents afin d'essayer la *Gjøa*, et il mit cette occasion à profit pour exécuter des observations océanographiques. AMUNDSEN se servit d'une bouteille à eau construite par lui-même, d'une bouteille isolante PETTERSSON-NANSEN, pourvue d'un thermomètre de NANSEN, ainsi que de thermomètres à renversement de RICHTER et de NEGRETTI et ZAMBRA. Ses échantillons d'eau furent étudiés avec des aréomètres à immersion et par titrage exact à l'aide d'eau normale.

Les nombreuses observations d'AMUNDSEN furent faites avec une minutie extrême. Les résultats en ont été publiés récemment dans un mémoire de NANSEN (3), travail remarquable qui comporte aussi une étude approfondie et une critique serrée de tout le matériel d'observations recueilli par les expéditions ayant précédé, dans les mêmes parages, celle de la *Gjøa* et qui constitue par conséquent un document d'importance primordiale pour toute étude ultérieure de la Mer du Grönland.

Cependant, bien qu'il ait abordé dans son mémoire tous les problèmes océanographiques que soulève l'étude de cette mer, NANSEN n'a pas eu à sa disposition assez d'observations pour pouvoir résoudre complètement certaines questions.

(1) O. PETTERSSON et HJ. ÖSTERGREN : Vattenprof tagna under 1900 Års Svenska Zoologiska Expedition. *Ymer*, t. XX, pp. 325-329. — Stockholm, 1901.

(2) B. HELLAND-HANSEN et F. NANSEN : The Norwegian Sea. *Report on Norwegian Fishery and Marine Investigations*, t. II, n° 2. — Bergen.

(3) FRIDTJOF NANSEN : « Northern Waters », *loc. cit.*

Les observations de la *Belgica* apportent donc une contribution importante à la connaissance de la Mer du Grönland, et leur discussion viendra compléter d'heureuse façon les conclusions des « Northern Waters » de NANSEN.

Deux circonstances leur donnent une valeur toute particulière :

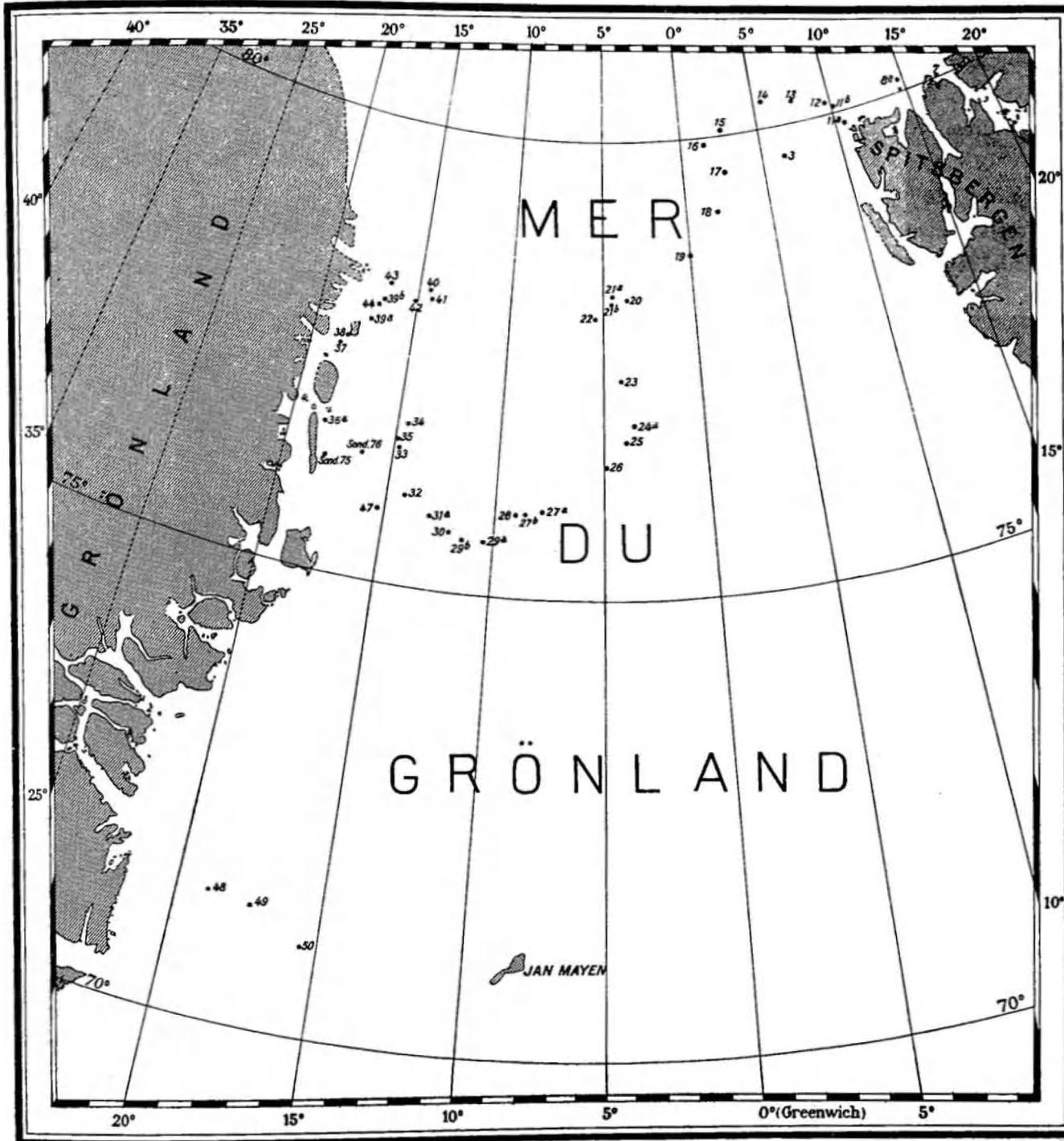


FIG. I. — STATIONS DE LA « BELGICA » OÙ FURENT EXÉCUTÉES DES OBSERVATIONS HYDROGRAPHIQUES

Tout d'abord la perfection des instruments employés et le soin méticuleux avec lequel on s'en est servi font qu'elles sont plus exactes que toutes celles recueillies par les expéditions antérieures et qu'elles satisfont complètement à toutes les exigences de la science océanographique actuelle.

En outre, la *Belgica* a exploré une région de la Mer du Grönland qu'on n'avait pas encore abordée. Elle a non seulement traversé le courant polaire à une latitude sensiblement plus élevée qu'aucun autre navire, mais encore, parvenue à la côte grönlandaise, elle put la longer jusqu'au delà de 78° Lat. N et pousser ensuite une pointe importante vers l'est, avant d'opérer sa retraite vers le sud. (Fig. 1.)

Ces circonstances nous mettent à même de compléter la connaissance que nous a donnée de la Mer du Grönland le mémoire de NANSEN, de telle sorte que nous pourrons désormais considérer comme connue dans ses traits essentiels cette partie de l'Océan, naguère encore *Mare incognitum*.

II

INSTRUMENTS ET MÉTHODES

Le matériel scientifique de la *Belgica* comprenait, en ce qui concerne les observations hydrographiques :

Trois bouteilles à eau d'EKMAN (1), fonctionnant par renversement, à l'aide d'un messenger, et dont deux étaient munies d'une double gaine à thermomètre ;

Une bouteille à eau du Laboratoire central de Christiania, permettant la prise d'échantillons d'eau pendant la marche du bâtiment ;

Quatre thermomètres à renversement de RICHTER, nouveau modèle ;

Plusieurs thermomètres de MÜLLER, divisés en degrés et 1/10 de degré, pour la détermination des températures de surface.

DÉTERMINATION DES TEMPÉRATURES

Les quatre thermomètres de RICHTER portaient les nos 713, 714, 715 et 716.

Thermomètre Richter 713.

C'est le n° 713 qui fut le plus fréquemment employé.

Les vérifications auxquelles furent soumis les thermomètres au Laboratoire central de Christiania, le 16 mai 1905, ainsi que plusieurs déterminations du zéro effectuées après le retour de l'Expédition, établissent que, dans les limites des températures qu'il servit à mesurer, les corrections de cet instrument sont absolument négligeables.

Thermomètre Richter 714.

Cet instrument ne fut pas employé parce qu'il s'était montré trop lent et que la colonne mercurielle ne s'y rompait pas régulièrement au renversement.

(1) V. WALFRID EKMAN : On the Use of Insulated Water-Bottles and Reversing Thermometers. *Publications de circonstance* du Conseil permanent international pour l'Exploration de la Mer. — Copenhague, avril 1905.

Thermomètre Richter 715.

Lors de la vérification de cet instrument, au Laboratoire central, on trouva les corrections suivantes :

<i>Température</i> :	— 2°	0°	4°	8°	12°	16°
<i>Correction</i> :	— 0°01	0°00	+ 0°01	+ 0°01	+ 0°01	+ 0°01

Ce thermomètre était également un peu lent; il ne fut d'ailleurs utilisé qu'à deux reprises (stations 3 et 18) et, chaque fois, en même temps que le n° 713. Lors de la station 18, son tube protecteur fut brisé, ce qui mit fin à son emploi.

Thermomètre Richter 716.

Les corrections suivantes ont été employées :

<i>Température</i> :	— 2°	0°	4°	8°	12°	16°
<i>Correction</i> :	— 0°01	0°00	+ 0°02	+ 0°02	+ 0°02	+ 0°02

Nous avons rassemblé dans le tableau ci-contre toutes les températures déterminées simultanément à l'aide des thermomètres n° 713 et n° 716 et corrigées.

L'examen de ce tableau montre clairement que la concordance entre les deux instruments est des plus satisfaisante et que les observations ont été faites avec le plus grand soin.

En effet, sur 96 observations simultanées :

30	donnent	la même	température	corrigée,
41	»	une	différence	de 1 centième de degré,
14	»	»	2 centièmes	»
4	»	»	3	»
et 7	»	»	4	»
				ou plus.

On voit donc que dans 74 p. C. des cas la différence des températures fournies par les deux thermomètres a été d'un centième de degré ou moins; que dans 89 p. C. des cas, cette différence a été de 2 centièmes de degré ou moins; que dans 11 p. C. seulement des cas, elle a été supérieure à 2 centièmes de degré et qu'enfin nous n'avons à noter que 7 p. C. des cas où elle ait été de 4 centièmes de degré ou davantage.

Un jour, cependant, au début de la campagne, lors de la station 6, les indications fournies par les deux instruments présentèrent des écarts considérables :

0 mètre	: $\Delta t = 0^{\circ}32$
20 mètres	: $\Delta t = 0^{\circ}96$

Il n'est pas inadmissible que ces écarts résultent d'erreurs de lecture, mais il est fort possible aussi que l'un des thermomètres était plus lent que l'autre et que le renversement s'est fait trop tôt, ou bien encore, que la colonne mercurielle, dans l'un

OBSERVATIONS SIMULTANÉES DE TEMPÉRATURES

STATIONS	PROFONDEURS EN MÈTRES	TEMPÉRATURES		Δt $\frac{1^\circ}{100}$	STATIONS	PROFONDEURS EN MÈTRES	TEMPÉRATURES		Δt $\frac{1^\circ}{100}$	
		THERM. 713	THERM. 716				THERM. 713	THERM. 716		
6	0	0° 50	0° 18	+ 32	14 (Suite)	400	1° 22	1° 22	0	
	10	0° 02	0° 01	+ 1		500	0° 92	0° 93	- 1	
	20	— 0° 08	— 1° 04	+ 96		600	1° 20	1° 20	0	
				715		0° 58	0° 69	- 11		
7	0	— 0° 89	— 0° 86	- 3	15	0	— 0° 66	— 0° 62	- 4	
	10	— 0° 01	— 0° 02	+ 1		10	— 0° 64	— 0° 63	- 1	
	20	0° 27	0° 29	- 2		20	— 0° 29	— 0° 31	+ 2	
	50	0° 40	0° 41	- 1		50	0° 79	0° 77	+ 2	
	85	0° 37	0° 38	- 1		100	2° 33	2° 33	0	
				150		2° 18	2° 18	0		
8	10	0° 20	0° 22	- 2		200	1° 88	1° 89	- 1	
	20	0° 24	0° 24	0		300	1° 53	1° 54	- 1	
11 ^A	0	2° 88	2° 88	0		400	1° 29	1° 29	0	
	10	2° 87	2° 84	+ 3		500	0° 99	0° 99	0	
	20	2° 89	2° 91	- 2		600	0° 73	0° 74	- 1	
	50	3° 81	3° 82	- 1		800	— 0° 14	— 0° 14	0	
	100	3° 66	3° 65	+ 1		1,200	— 0° 72	— 0° 71	- 1	
	150	3° 15	3° 14	+ 1		1,800	— 1° 03	— 1° 03	0	
	200	2° 73	2° 74	- 1	16	0	0° 68	0° 68	0	
	300	2° 42	2° 42	0		10	0° 69	0° 68	+ 1	
				20		— 0° 32	— 0° 33	+ 1		
				50		— 0° 94	— 0° 95	+ 1		
11 ^B	630	0° 24	0° 25	- 1		100	2° 19	2° 18	+ 1	
12	10	— 0° 41	— 0° 41	0		150	2° 03	2° 03	0	
	20	— 0° 47	— 0° 45	- 2		200	2° 02	2° 01	+ 1	
	50	1° 62	1° 62	0		300	1° 56	1° 55	+ 1	
	100	2° 16	2° 15	+ 1		400	1° 28	1° 29	- 1	
	150	1° 64	1° 63	+ 1		500	0° 97	0° 97	0	
	200	1° 82	1° 82	0		600	0° 56	0° 57	- 1	
	300	1° 49	1° 49	0		800	— 0° 11	— 0° 12	+ 1	
	400	1° 21	1° 22	- 1		1,200	— 0° 89	— 0° 88	- 1	
500	0° 86	0° 85	+ 1		1,800	— 1° 07	— 1° 07	0		
13	0	0° 37	0° 37	0	17	0	0° 22	0° 22	0	
	10	0° 43	0° 42	+ 1		10	— 0° 64	— 0° 65	+ 1	
	20	0° 20	0° 18	+ 2		20	— 1° 38	— 1° 36	- 2	
	50	1° 80	1° 78	+ 2		50	— 1° 12	— 1° 12	0	
	100	2° 01	2° 02	- 1		100	1° 48	1° 48	0	
	150	1° 90	1° 91	- 1		150	1° 08	1° 08	0	
	200	1° 79	1° 81	- 2		200	1° 69	1° 68	+ 1	
	300	1° 28	1° 30	- 2		300	1° 49	1° 49	0	
	400	0° 80	0° 80	0		400	1° 18	1° 17	+ 1	
	500	0° 27	0° 28	- 1		500	0° 91	0° 91	0	
540	0° 23	0° 23	0	600	0° 81	0° 80	+ 1			
14	0	— 0° 43	— 0° 33	- 10	21 ^B	800	— 0° 01	0° 00	- 1	
	10	— 0° 45	— 0° 37	- 8		1,200	— 0° 69	— 0° 72	+ 3	
	20	— 0° 13	— 0° 10	- 3		1,800	— 0° 95	— 0° 95	0	
	50	1° 06	1° 04	+ 2		50	2° 55	2° 61	- 6	
	100	2° 04	2° 02	+ 2	43	50	— 1° 77	— 1° 78	+ 1	
	150	1° 80	1° 80	0		44	50	— 1° 79	— 1° 77	- 2
	200	1° 76	1° 75	+ 1						
300	1° 46	1° 47	- 1							

d'eux, ne s'est pas brisée au point voulu, ce qui se produit parfois, et d'une manière tout à fait inexplicable, avec le thermomètre à renversement. Dans cette hypothèse ce serait le n° 716 qu'il faudrait soupçonner d'erreur.

Mais, si l'on ne tient pas compte de ces deux cas exceptionnels, on constate que la différence moyenne entre les déterminations simultanées sera de 0°004, quantité que le thermomètre n° 716 indique de plus que le n° 713; cette différence est si minime qu'elle tombe dans les limites de l'exactitude de la correction.

Ces résultats établissent nettement l'excellence des thermomètres de Richter : ils montrent que ces instruments fournissent la température avec une exactitude répondant bien à ce que la science moderne exige des déterminations de précision. Et nous croyons être autorisés à admettre que les déterminations de température de la *Belgica* sont, dans la plupart des cas, exactes à 0°01 près et que ce n'est que dans de rares exceptions que l'approximation est > 0°05.

Il y a donc tout lieu d'admettre que les thermomètres sont toujours restés plongés suffisamment de temps avant leur renversement. En règle générale ils ont été maintenus pendant deux minutes à la profondeur dont on voulait connaître la température et, pour les grandes profondeurs, le temps d'immersion a même toujours été plus long.

Il semble aussi résulter des observations que les bouteilles à eau se sont toujours fermées aux profondeurs voulues.

ÉCHANTILLONS D'EAU

Les échantillons d'eau recueillis au cours de la campagne de la *Belgica* ont tous été conservés dans des bouteilles de 250 centimètres cubes pourvues de bouchons brevetés (en porcelaine avec anneau en caoutchouc), bouteilles absolument hermétiques dans lesquelles les échantillons peuvent se conserver longtemps intacts.

La teneur en chlore a été déterminée, pendant l'automne 1905, par le procédé de titrage de MOHR. On a fait usage d'une burette à boule et à chaque quinzième détermination, à peu près, on a effectué un titrage de contrôle au moyen de l'eau normale fournie par le Laboratoire central de Christiania.

La quantité de chlore une fois connue on a déterminé la salinité et la densité des échantillons à l'aide des Tables hydrographiques de MARTIN KNUDSEN.

Les déterminations comportent une approximation moyenne de 0.02 ‰ de sel.

Un grand nombre d'échantillons et, notamment, ceux recueillis aux grandes profondeurs, ont été analysés plusieurs fois; cette précaution ajoute évidemment à la valeur des observations.

La température, la teneur en chlore (Cl ‰), la salinité (S ‰) et la densité *in situ* (σ_t) sont inscrites dans des colonnes spéciales des tableaux hydrographiques publiés dans le Journal des Stations qui précède ce mémoire (1).

On aura également trouvé dans ces tableaux les valeurs des pressions et du volume spécifique qui forment la base des calculs dynamiques des courants suivant la formule de BJERKNES :

$$\frac{dC}{dt} = - \int v dp - z \omega \frac{dS}{dt} - R$$

équation qui n'est pas autre chose qu'une expression particulière de l'équation fondamentale de l'hydrodynamique, appliquée, ici, à l'étude du mouvement relatif, par rapport au Globe en rotation, d'un courant océanique dont la trajectoire formerait une courbe fermée. Le premier membre de cette équation exprime la variation avec le temps de ce que LORD KELVIN a, le premier, appelé la *circulation* en un point donné de la courbe; c'est une intégrale, $\int v ds$, dans laquelle v et ds représentent la vitesse suivant la courbe et l'élément de courbe. Les trois termes du second membre représentent respectivement : l'effet de la pression combinée avec le poids ou le volume spécifique, l'effet de la rotation du Globe et, enfin, celui du frottement du fluide. Dans le second terme qui exprime l'action de la rotation du Globe, ω est la vitesse angulaire de la Terre et S l'aire de la projection, sur le plan de l'équateur, de la courbe fermée que l'on considère; $\frac{dS}{dt}$ est donc la variation de cette aire avec le temps.

La méthode de calcul est décrite dans un travail publié par J. W. SANDSTRÖM et B. HELLAND-HANSEN, sous le titre de « Ueber die Berechnung von Meeresströmungen » (2), travail dans lequel on trouvera des tables pour le calcul de l'intégrale du second membre de l'équation.

C'est à l'aide de ces tables que nous avons déterminé les valeurs de $v-v'$ et $E-E'$ inscrites dans les tableaux hydrographiques, $v-v'$ étant l'expression du volume spécifique aux profondeurs considérées et $E-E'$ l'effet total du volume spécifique et de la pression, de la surface aux diverses profondeurs envisagées.

En soustrayant la valeur de $E-E'$, à une station, de celle qu'on trouve pour la même profondeur, à une autre station, on obtiendra la valeur numérique de l'intégrale pour la masse d'eau se trouvant entre ces deux stations, de la surface à la profondeur considérée.

(1) On trouvera à la fin de ce mémoire une liste complète des stations hydrographiques de la *Belgica* (Table I). Les tables II à VI contiennent toutes les observations de surface de la *Belgica* et des phoquiers norvégiens.

(2) Dans les *Report on Norwegian Fishery and Marine Investigations*, vol. II, no 4. — Bergen, 1903.

N. B. — Une traduction anglaise de ce travail a été publiée dans le *Report on Hydrographical and Biological Investigations in the North Sea and Adjacent Waters, Northern Area*, vol. I. — Edimbourg, 1905.

On peut, au moyen de cette formule de BJERKNES, déterminer non seulement l'accélération de la circulation $\frac{dC}{dt}$, mais encore, avec une certaine approximation, les différences entre les vitesses moyennes à la surface et à une profondeur donnée.

Si l'on considère un plan vertical passant par deux stations et si on représente par $C_0 \frac{\text{cm}}{\text{sec}}$ la vitesse moyenne de courant à la surface, perpendiculairement à ce plan, et par $C_1 \frac{\text{cm}}{\text{sec}}$ cette vitesse à une profondeur déterminée, on obtient en appliquant la formule de BJERKNES

$$C_0 - C_1 = \frac{A - R}{K \times l}$$

équation dans laquelle A est une expression simplifiée de $\int v dp$, l , la distance entre les deux stations, exprimée en kilomètres, et K, un facteur uniquement fonction de la latitude (1) et dont la valeur est, aux latitudes élevées de l'hémisphère nord,

pour 70° Lat. :	13.70	pour 76° Lat. :	14.15
» 71° »	13.79	» 77° »	14.21
» 72° »	13.87	» 78° »	14.26
» 73° »	13.95	» 79° »	14.31
» 74° »	14.02	» 80° »	14.36
» 75° »	14.09	» 81° »	14.40

On ne connaît pas encore la valeur de l'effet du frottement; nous devons donc négliger ce facteur dans la discussion suivante et les valeurs que nous obtiendrons ainsi pour les différences de vitesse ne seront pas exactes; elles seront en général trop faibles.

Mais, en attendant qu'elle soit perfectionnée, cette méthode nous fournira toujours une comparaison intéressante entre les vitesses des courants aux divers endroits.

Dans le diagramme dynamique figuré sur la Pl. LXXIV on a tracé les courbes relatives à diverses valeurs de $v-v'$ et de $E-E'$. Le nombre et l'inclinaison des premières ainsi que les gradients horizontaux des secondes donneront une idée des différences dans la vitesse des courants: il y a de grandes différences de vitesses là où existent une forte inclinaison et un grand gradient (c'est-à-dire une petite distance horizontale entre les courbes représentant les valeurs de $E-E'$).

(1) HELLAND-HANSEN : Report on Hydrographical Investigations in the Færøer-Shetland Channel and the Northern Part of the North Sea in 1902 (dans le *Report on Hydrogr. and Biol. Investigations, etc.*, cité plus haut).

III

DIVISIONS GÉOGRAPHIQUES ET HYDROGRAPHIQUES

DE LA

MER DU GRÖNLAND

La carte bathymétrique, dressée par le Commandant DE GERLACHE, donne un aperçu du relief du lit de la Mer du Grönland (Pl. LXI) (1).

Bien que les sondages qui ont permis de dresser cette carte soient trop peu nombreux pour qu'on ne doive pas s'attendre à ce que des recherches futures y apportent mainte modification, ils sont cependant suffisamment disséminés pour qu'on puisse la considérer comme fixant, dans ses traits généraux, la topographie de la province marine qui nous occupe.

Elle nous montre qu'à l'ouest du Spitsbergen le socle continental est relativement étroit et accore. A une distance de la terre ferme qui varie généralement de 80 à 100 kilomètres, la sonde révèle déjà des profondeurs de 1,500 mètres.

Elle nous montre aussi que le talus continental du Spitsbergen est dans le prolongement de celui de la presqu'île scandinave.

Les isobathes de 500 et 1,000 mètres (et les isobathes intermédiaires qui ne sont pas figurées sur la carte) sont fort rapprochées et sont, en quelque sorte, parallèles.

Du côté du Grönland on observe une déclivité correspondante, mais le plateau continental, sillonné par plusieurs fiords submergés, y est beaucoup plus large.

Les abords de la côte nord-est du Grönland n'ont guère été sondés jusqu'ici et, en fait, les sondages les plus élevés en latitude qui aient été effectués au large de cette côte sont dus à la *Belgica*. Il semble, d'après ces sondages, que le plateau continental aille en s'élargissant vers le nord.

On voit en effet, sur la carte, qu'entre les 75^e et 78^e parallèles, la distance à la terre de l'isobathe de 1,500 mètres serait de 200 à 300 kilomètres, tandis que moins haut, elle n'est que de 150 à 200 kilomètres.

(1) Voir aussi Bathymetrical Chart of the Norwegian Sea par B. HELLAND-HANSEN et F. NANSEN, dans *Report on Norwegian Fishery and Marine Investigations*. — Bergen, 1909.

Le choix que nous venons de faire de cette isobathe de 1,500 mètres pour marquer le plus ou moins de largeur du plateau continental est, nous devons le faire remarquer, quelque peu arbitraire; car, s'il est vrai qu'en certains points, et notamment à la hauteur du 75^e parallèle, la distance entre les isobathes de 1,500 et 2,000 mètres est si grande que la première peut être considérée comme formant la base du talus continental, en beaucoup d'autres endroits, par contre, la pente de ce talus continue sous le même angle jusqu'à 2,000, voire même 2,500 mètres.

Entre le talus oriental et le talus occidental existe une dépression étendue. En fait, la majeure partie de la Mer du Grönland comporte des profondeurs de plus de 2,000 mètres. La sonde atteint même, dans la partie centrale de cette dépression, une profondeur de 3,600 mètres.

Il semble exister un relief légèrement accusé (la croupe sous-marine de MOHN), avec des sondes un peu supérieures à 2,000 mètres, qui unirait Jan Mayen à l'île aux Ours et qui, par conséquent, séparerait en quelque sorte l'une de l'autre la Mer de Norvège proprement dite et celle du Grönland. Mais, en l'état actuel de nos connaissances, ce n'est là qu'une simple hypothèse et les observations ne sont pas non plus assez nombreuses pour décider si la partie la plus profonde de la Mer du Grönland forme une cuvette unique ou si des surélévations du sol la divisent en deux ou plusieurs parties.

Signalons encore la forme très caractéristique de cette partie de la Mer du Grönland dont le lit est à plus de 2,000 mètres de profondeur. Cette dépression affecte, en plan, la forme d'un triangle dont la base, située au sud, est particulièrement large puisqu'elle s'étend à peu près de 12° Long. E à 16° Long. W et dont les deux autres côtés sont les talus continentaux du Spitsbergen et du Grönland. Le bassin profond de la Mer du Grönland est donc fort large au sud et très étroit au nord.

Si l'on se proposait de fixer une ligne de démarcation entre la Mer de Norvège proprement dite et la Mer du Grönland on serait assez fondé à adopter la ligne imaginaire qui relierait Jan Mayen à l'île aux Ours. On aurait alors comme limite méridionale de la Mer du Grönland précisément la légère surélévation que nous avons signalée plus haut, où la profondeur est voisine de 2,000 mètres, c'est-à-dire le bord méridional de la dépression profonde en question.

Quant à l'hypothèse émise par NANSEN sur l'existence d'une crête sous-marine réunissant le Spitsbergen au Grönland septentrional, elle n'a pu être ni confirmée ni infirmée; cette question reste ouverte et nous ignorons encore si la Mer du Grönland est ou n'est pas limitée au nord par un seuil la détachant du Bassin polaire proprement dit.

Comme presque partout dans l'Océan, il existe dans les eaux superficielles de la Mer du Grönland des différences de caractères assez notables, soit qu'on les compare

les unes aux autres d'un endroit à un autre, c'est-à-dire dans le sens horizontal, soit qu'on les observe dans le sens vertical.

Dans le premier cas, ces différences sont régies par les conditions atmosphériques et par les courants marins.

A cet égard et, en nous en tenant aux traits généraux, nous reconnaitrons dans la Mer du Grönland trois régions distinctes :

1° La région orientale qui baigne la côte du Spitsbergen et qui, soumise particulièrement à l'influence du Gulfstream, présente des salinités et des températures relativement élevées ;

2° La partie centrale, profonde, région de mélange où les courants, probablement faibles d'ailleurs, sont plus compliqués ;

3° La région occidentale ou la mer côtière du Grönland qui s'étend au-dessus du plateau continental grönlandais et qui est caractérisée par les températures basses et la faible salinité qui sont le propre du courant polaire.

Dans le sens vertical aussi, on observe de grandes différences dans les couches superficielles. Partout on observe une augmentation de la densité avec la profondeur.

A la surface même, la glace joue, on le conçoit, un rôle prépondérant et c'est d'elle que dépend le rapprochement des isopyknes (1) dans la partie supérieure des couches d'eau. En règle générale, la distance entre ces lignes sera moindre dans le courant polaire où l'eau de surface présente la plus faible salinité.

Ces couches superficielles de composition variable reposent sur une couche puissante, de nature assez homogène, dont la salinité est comprise entre 34.9 et 35.0 ‰ et dont la température varie de + 2° à - 1°. La partie la plus profonde est formée de l'eau de fond proprement dite, de salinité constante et de température négative.

Il paraît pratique d'adopter comme ligne de séparation entre les couches superficielles et les couches profondes l'isohaline de 34.9 ‰.

Nous commencerons cet exposé de l'hydrographie de la Mer du Grönland par l'étude des couches superficielles et nous traiterons d'abord des grands courants : le courant polaire qui s'écoule le long de la côte du Grönland et le courant atlantique qui longe la côte du Spitsbergen ; puis nous étudierons la couche de surface dans sa portion centrale, au-dessus des grandes profondeurs de cette mer. Nous passerons ensuite à l'examen de la couche intermédiaire, à températures positives, et nous terminerons par l'étude de l'eau de fond, homogène et froide.

(1) On appelle isopyknes les lignes comprenant les points où la densité de l'eau de mer est la même.

IV

LE COURANT POLAIRE A L'EST DU GRÖNLAND

Dans la Mer du Grönland la répartition des salinités et celle des températures des eaux de surface dépendent beaucoup des conditions météorologiques.

Dans la saison chaude la salinité diminue sensiblement partout où la glace est en fusion, c'est-à-dire sur une grande étendue; il en résulte que les déterminations de salinité d'échantillons de surface ne sauraient donner d'indications quelque peu précises sur les courants. Et cependant, on peut reconnaître, à leur seule salinité, que les échantillons recueillis par la *Belgica* dans la Mer du Grönland proviennent de régions diverses.

On verra, par exemple, dans la carte de surface (Pl. LXIII) et sur plusieurs des sections (Pl. LXVI, LXVII, LXXI, LXXIII) que, du côté du Grönland, la salinité de l'eau de surface est partout inférieure à 32 ‰, sur le plateau continental et ses approches, et que, sur les grandes profondeurs, la salinité à la surface est, au contraire, partout supérieure à 32 ‰. On voit notamment qu'à la station 22 qui se trouve précisément à l'accroche du socle continental grönlandais la salinité (32.08 ‰) est plus faible qu'à toutes les stations environnantes.

Dans la partie la plus septentrionale de l'itinéraire de l'Expédition, là où celle-ci s'est écartée du massif grönlandais, la salinité de surface atteint en plusieurs endroits une valeur supérieure à 33 ‰.

D'une façon générale, l'isohaline de 32 ‰, à la surface, suivait assez exactement la base du talus continental grönlandais. Au-dessus des grandes profondeurs la salinité, à la surface, dépassait 32 ‰ et même un peu 33 ‰.

La *Belgica* ayant surtout parcouru cette partie de la Mer du Grönland que recouvrent les glaces, elle a rapporté relativement peu d'observations faites en eau libre; mais, ainsi que nous l'avons dit, nous avons pu comparer à ses observations celles faites à la même époque, plus à l'est, par des phoquiens.

Cette comparaison établit que, dans la partie profonde de la Mer du Grönland, la salinité est beaucoup plus élevée à la surface lorsque la mer est libre de glaces. Des valeurs supérieures à 34 ‰ et même, en général, très proches de 35 ‰ ont été observées.

Les températures diffèrent aussi, sensiblement, d'une région à une autre; mais, en général, la température de l'eau de surface est de 1° à 2° plus élevée en eau libre que parmi les glaces.

C'est à l'accore du plateau continental grönlandais que nous observons la plus basse température de surface ($-1^{\circ}7$).

A la lisière de la grande banquise, dans la zone occupée par la glace de baie, la température de l'eau de surface est, en plusieurs endroits, positive; c'est à la station 23 que nous observons la plus haute température ($0^{\circ}88$).

L'examen des cartes des glaces montre qu'il y a corrélation entre la topographie de la banquise et la distribution des salinités à la surface. La *Belgica* rencontra de la glace polaire épaisse et impénétrable au-dessus des bancs du Grönland, sans que, bien entendu, la banquise fût partout nettement limitée à cette région topographique. Par contre, presque immédiatement à l'est du talus continental, la banquise était plus lâche et consistait surtout en glace de baie (chapitre VI).

En résumé, nous pourrions définir comme suit les caractères généraux de l'eau de surface de la Mer du Grönland pendant l'été 1905 :

La glace polaire épaisse, provenant du Bassin polaire proprement dit, flotte sur de l'eau dont la température est basse et dont la salinité est inférieure à 32 ‰. Son expansion vers l'est est limitée à la partie profonde du talus continental grönlandais.

Plus à l'est, au-dessus des grandes profondeurs, règne une banquise plus lâche, composée, en grande partie, de glace de baie formée dans la Mer du Grönland elle-même. Cette glace flotte sur des eaux de température légèrement plus élevée et dont la salinité est comprise entre 32 et 34 ‰.

Enfin, dans la région libre de glace, les températures étaient en général positives et notablement plus élevées; la salinité était supérieure à 34 ‰ et même, dans la plupart des cas, supérieure à 34.5 ‰.

Les cartes que nous avons dressées pour représenter les conditions hydrographiques à diverses profondeurs (Pl. LXIII à LXV) font ressortir des faits fort intéressants.

A 50 mètres, la salinité est de 34 ‰ à la station 22, tandis que, à toutes les stations situées dans les parties septentrionale et orientale de l'itinéraire de la *Belgica*, elle est supérieure à 34 ‰ et même, souvent, très notablement. Mais, dès que l'on considère des stations situées sur le plateau continental grönlandais, on observe des salinités moindres. C'est ce que fait ressortir le tableau suivant :

STATION	BRASSIAGE	TEMP.	à 50 mètres	
			S ‰	σ_t
26	2,425	0.77	34.78	27.905
27 ^B	env. 1,400	-1.74	34.00	27.380
28	1,275	-1.73	33.95	27.345
29 ^A	1,260	-1.32	34.08	27.430
29 ^B	340	-1.64	33.52	26.995
30	375	-1.77	32.96	26.540

Plus près de la côte grönlandaise, la salinité des échantillons prélevés à 50 mètres de profondeur est toujours comprise entre 32.7 et 32.9 ‰, sauf toutefois à la station 31 où la salinité est de 33.08 ‰.

En résumé, à 50 mètres de profondeur, on observe : sur les parties profondes de la mer (brassage de 2,000 mètres et au delà) une salinité comprise entre 34 et 35 ‰; à l'accore du plateau continental grönlandais, une salinité comprise entre 33 ‰ et un peu plus de 34 ‰; enfin, sur le plateau continental lui-même, une salinité inférieure à 33 ‰.

L'examen des températures à cette profondeur de 50 mètres révèle également des différences caractéristiques sur lesquelles nous reviendrons d'ailleurs lorsque nous étudierons la partie centrale de la Mer du Grönland (chapitre VI).

Pour le moment, nous retiendrons seulement qu'à toutes les stations faites aux approches de la côte grönlandaise la température était, à cette profondeur, sensiblement inférieure à -1° , c'est-à-dire remarquablement basse, et que, plus au large, elle était plus élevée.

A 100 mètres de profondeur nous observons, dans les diverses régions de la Mer du Grönland, des différences analogues.

Dans la partie centrale et dans la partie nord-orientale, la salinité est partout voisine de 35 ‰; dans la partie occidentale, elle est inférieure à 34 ‰.

C'est aux stations les plus élevées au nord (de la portion occidentale de l'itinéraire de la *Belgica*, au NE de l'île de France) que nous notons les salinités les plus faibles : environ 33 ‰; aux stations intermédiaires, à l'est des îles Koldewey, elles sont de 33.2 à 33.3 ‰ et aux stations méridionales, plus rapprochées du talus continental, elles sont d'environ 33.5 ‰.

Ici encore la station 22 occupe une place spéciale : elle présente une salinité (34.3 ‰) moindre que les stations situées plus au nord ou plus au sud dans la partie profonde de la mer.

Mais, partout, dans ces diverses régions de la Mer du Grönland, la salinité est plus forte à 100 mètres qu'à 50 mètres de profondeur.

Quant à la température, elle continue à être uniforme et fort basse aux approches du massif grönlandais ($-1^{\circ}7$ à $-1^{\circ}8$), tandis que — à l'exception, toutefois, de la station 22 — on observe des températures positives à toutes les stations situées au nord et à l'est jusques et y compris la station 26.

A de plus grandes profondeurs ces différences de caractères entre les diverses régions s'atténuent progressivement.

A 200 mètres, cependant, nous observons encore les mêmes limites.

L'isohaline de 34.9 ‰ est ici particulièrement caractéristique : elle suit à peu près l'accore du socle continental grönlandais. Mais, à cette profondeur, la limite entre les diverses couches se porte à l'ouest vers des parties un peu moins profondes.

A 300 mètres la salinité est partout voisine de 34.90 ‰, excepté dans un fiord sous-marin au sud de l'île de France où l'eau est un peu moins salée (34.70 ‰).

Les températures, à cette profondeur, sont partout positives, sauf à la station 24 située dans la partie centrale; mais elles sont plus basses au large de la côte grönlandaise qu'immédiatement à l'ouest et au nord-ouest du Spitsbergen.

Tout cela tend à établir que *le courant polaire reste confiné, au large du Grönland nord-oriental, dans les limites du plateau continental, qu'il ne se répand pas au-dessus du bassin profond de la Mer du Grönland, là où le brassage dépasse 2,000 mètres.*

Le relief sous-marin a donc une grande influence sur la distribution des eaux de salinités et de températures différentes; l'aspect du fond se réfléchit, en quelque sorte, à la surface, et le seul examen de la distribution des salinités permettra de soupçonner des dénivellations importantes du lit de la mer.

Les observations de la station 22 viennent illustrer ce fait de façon frappante. Le brassage était en ce point de 1,425 mètres; à l'est la mer est beaucoup plus profonde, tandis qu'un peu à l'ouest son lit se relève vers le plateau continental grönlandais.

Ce qui précède a trait à la partie de la Mer du Grönland se trouvant au nord du 75° parallèle.

Moins haut, le long de la côte grönlandaise, la salinité augmente peu à peu dans les couches sous-jacentes à la surface.

A la surface même, la teneur en sel est moindre par suite de la fusion de la glace qui est, là, fort active.

Mais, avant de poursuivre ce sujet, nous étudierons la répartition verticale de la salinité et de la température.

La planche LXXI représente une section faite, suivant le 76° parallèle environ, au-dessus du plateau continental grönlandais, section établie au moyen des observations recueillies aux stations 29A, 29B, 30, 31A, 32, 33 et 35.

L'examen de cette planche nous montre, au premier coup d'œil, que les stations situées sur le plateau (29B — 35) présentent, dans leurs caractères généraux, des conditions assez semblables, les diverses courbes accusant, toutefois, un léger relèvement vers l'est.

L'isotherme de $-1^{\circ}7$ enveloppe une couche caractérisée par un minimum de température et située entre 40 et 150 mètres de profondeur.

Le minimum absolu, environ $-1^{\circ}8$, paraît se trouver généralement vers 60 mètres, c'est-à-dire précisément à la profondeur où NANSEN a, dans le Bassin polaire, observé l'eau la plus froide.

Les couches plus profondes ont, sur le socle continental, des températures positives.

L'isotherme de 0° se rencontre entre 200 et 250 mètres de profondeur.

A 250 mètres environ existe une couche présentant un maximum de température; à l'ouest (station 32), cette nappe git un tant soit peu plus profondément et, à l'est, sur le talus continental (station 29A), elle est à un niveau un peu plus élevé.

A 300 mètres environ, on observe la couche salée limitée par l'isohaline de 34.9 ‰.

Les isopyknes montrent, dans cette partie de l'Océan, une légère tendance à se relever vers l'est. Toutefois leur inclinaison y est si faible que l'on doit admettre que la vitesse du courant polaire est sensiblement uniforme aux diverses profondeurs et qu'elle n'est pas très grande.

Ceci ressort également, avec évidence, des calculs dynamiques d'après Bjerknes. Ces calculs établissent, en effet, que dans la région comprise entre les stations 30 et 32, les différences moyennes de vitesse, entre la surface et les diverses profondeurs jusqu'à 300 mètres, sont fort petites.

Mais, au rebord du plateau continental, au haut du talus, la situation est toute différente.

Entre les stations 29B et 29A on remarque, en effet, sur le diagramme, une montée accentuée, vers l'est, des diverses courbes. Aussi le calcul donne-t-il, pour cette partie de la section, des valeurs importantes pour les différences de vitesse :

entre la surface et	50 mètres,	la différence de vitesse est	$3 \frac{\text{cm}}{\text{sec}}$
»	100 »	»	11 »
»	200 »	»	20 »
»	300 »	»	22 »

Le plan vertical passant par ces deux stations semble être perpendiculaire à la direction du courant et les valeurs notées plus haut devraient par conséquent représenter les différences moyennes entre les vitesses réelles en cet endroit.

Les chiffres indiqués ci-dessus ne prétendent pas, cependant, à une exactitude absolue parce que, ainsi que nous l'avons dit déjà, l'effet du frottement a été négligé; il est extrêmement probable qu'ils sont trop faibles.

La répartition de la densité suppose un courant portant du nord au sud. Or, nous verrons bientôt que, même à des profondeurs dépassant 300 mètres, l'eau se déplace, selon toute vraisemblance, dans cette direction nord-sud. Les chiffres notés indiqueraient alors que la vitesse du courant à la surface doit dépasser 22 centimètres à la seconde. Il est même probable que cette vitesse est beaucoup plus grande.

Vers l'est la vitesse paraît diminuer, si nous en jugeons d'après l'allure des isopyknes, et cette conclusion se trouve également corroborée par le calcul.

Ainsi que nous l'avons remarqué déjà la station 22 s'effectua exactement sur le rebord du socle continental, un peu au-dessus du 78^e parallèle (78° 05' N — 5° 21' W) et la station 21A se trouve un peu au NE (78° 20' N — 4° 27' W). Le courant formerait

donc avec la section verticale passant par ces deux stations un angle qu'on peut évaluer à 30° environ.

Le calcul effectué à l'aide de la méthode précitée nous donne une expression de la composante de la vitesse perpendiculaire à la direction de la section.

Si l'on connaît l'angle entre la ligne de section et la direction du courant il est aisé de déterminer, à l'aide de la trigonométrie, les différences de vitesse entre la surface et une profondeur donnée. Nous trouvons, en effectuant ce calcul pour la partie comprise entre les stations 21A et 22 :

entre la surface et	50 mètres,	différence de vitesse	16 $\frac{\text{cm}}{\text{sec}}$
"	100 "	"	24 "
"	200 "	"	30 "
"	300 "	"	30 "
"	400 "	"	30 "
"	600 "	"	31 "
"	800 "	"	32 "

L'angle de 30° que nous avons adopté est peut-être un peu trop faible ; le cas échéant, les valeurs ainsi obtenues pour les différences de vitesse seraient trop fortes. Mais d'autre part ces valeurs doivent, en général, être inférieures à la réalité parce que nous n'avons pu tenir compte, dans le calcul, de l'effet du frottement.

On peut supposer qu'à 800 mètres de profondeur la vitesse du courant est très faible et en conclure, par conséquent, qu'à la surface le courant polaire a, entre les deux stations considérées, une vitesse de 30 centimètres par seconde, soit d'environ 15 milles marins par jour.

A 50 mètres de profondeur, la vitesse serait de moitié moindre et à 100 mètres elle serait diminuée des trois quarts.

A partir de 200 mètres la vitesse diminuerait très lentement et serait très réduite.

La distribution des pressions et des densités entre les stations 22 et 23 montre aussi, très nettement, que le courant porte au sud. Et si l'on effectue les calculs comme précédemment, pour la partie de la section comprise entre ces deux points, on reconnaît que la vitesse à la surface est de 20 à 25 $\frac{\text{cm}}{\text{sec}}$, soit de 10 à 12 milles par jour, et que la diminution de vitesse avec la profondeur répond à celle que nous avons obtenue pour les deux stations envisagées plus haut (voir fig. 2). Il en résulterait qu'à l'est la force du courant serait un peu moindre.

Ainsi que nous l'avons dit déjà, la vitesse du courant semble être la même aux diverses profondeurs, au-dessus des bancs grönlandais. Mais il est difficile de décider si cette vitesse est petite ou grande.

On put observer, lorsque la *Belgica* se trouvait amarrée à la glace côtière du Grönland, que le courant portait, tantôt au nord, tantôt au sud, et que, dans le premier cas, il était sensiblement plus faible que dans le second.

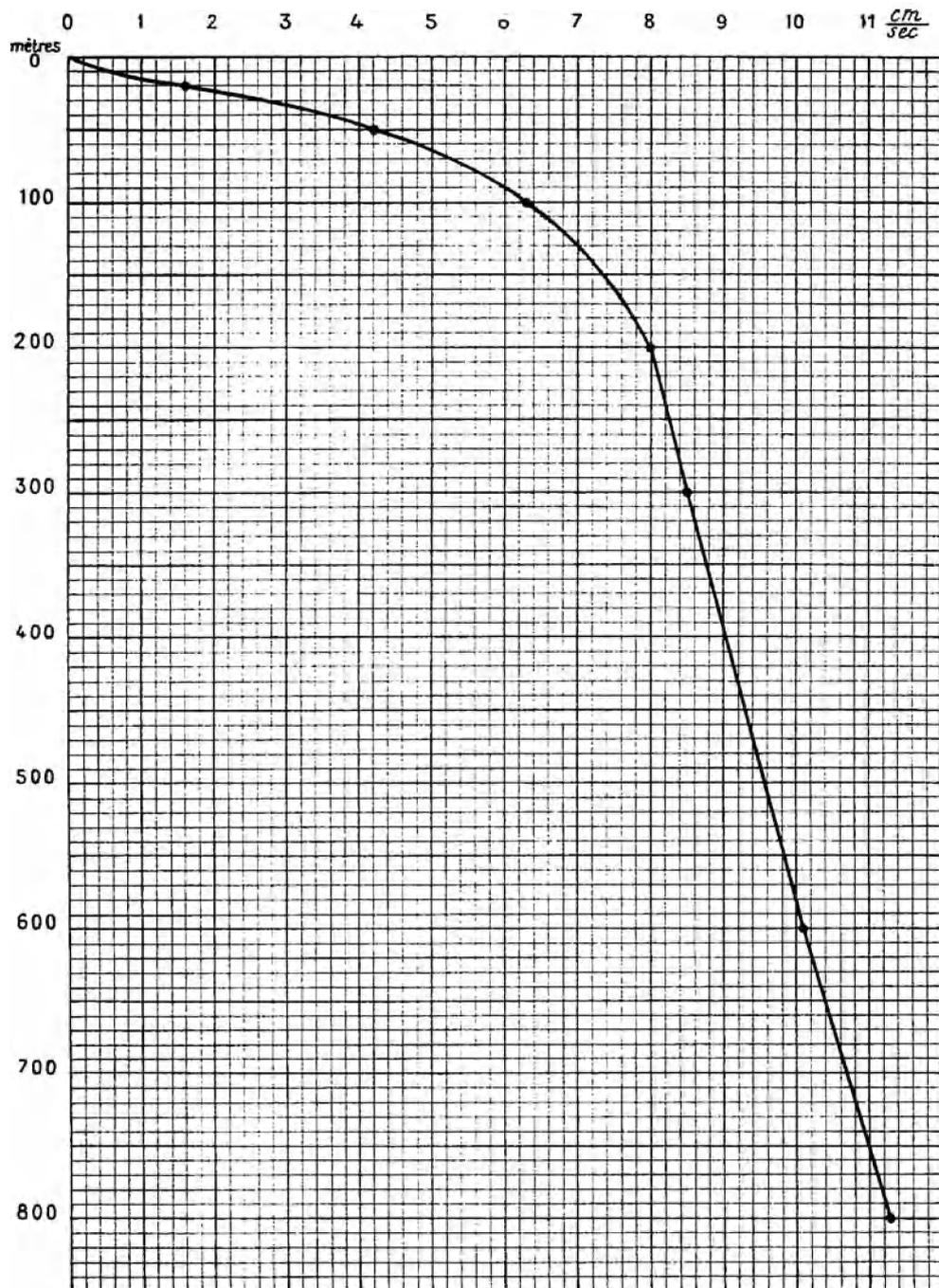


FIG. 2. — C_0 — C_1 ENTRE LES STATIONS 22 ET 23

Le Commandant DE GERLACHE a conclu des quelques observations qu'il a pu faire qu'il existe, le long de la côte est du Grönland, des courants de marée dont l'intensité est assez grande et dépasse celle du courant de dérive habituel.

Nous rappellerons du reste ce qu'il dit à ce sujet, dans la Relation succincte du voyage (page 24) :

« Préoccupés avant tout de la sécurité du navire et constamment absorbés par

» les incessantes manœuvres que nécessite le séjour parmi les glaces flottantes, nous
» avons du négliger l'observation attentive des manifestations du phénomène des marées
» le long de ces côtes. Nous avons pu constater, néanmoins, tandis que la *Belgica*
» était amarrée à la *landice*, qu'au nord du cap Bismarck règnent des courants dont
» l'alternance est nettement caractérisée, courants dont l'un porte au nord et l'autre au
» sud. Ce sont évidemment des courants de flux et de reflux. D'après ce que nous
» avons observé par temps calme, au nord du cap Philippe, la vitesse propre du
» courant polaire serait d'environ 0,2 mille par heure et celle des courants de marée,
» d'environ 0,3 mille. »

Il résulterait de ces constatations que la vitesse du courant polaire dans ces parages serait d'environ $10 \frac{\text{cm}}{\text{sec}}$ et que celle du courant de marée serait à peu près de 5 centimètres plus grande.

Lorsque la *Belgica* traversa la banquise de l'est à l'ouest, suivant le 76^e parallèle, elle rencontra, près de terre, une glace plus « ouverte » qui lui permit de s'élever, sans grande difficulté, jusqu'au delà de 78° Lat. N. Cette glace plus maniable était de même nature que la glace compacte, rencontrée précédemment, plus à l'est; c'était de la vieille glace polaire transportée vers le sud et non de la glace de baie, récente et formée sur place.

Ce fait que la glace polaire était très navigable près de terre, fait qui eut d'heureuses conséquences pour le cours de l'Expédition, est évidemment en corrélation avec la faiblesse du courant : sous l'abri de la côte les eaux sont relativement tranquilles et la glace se disperse quelque peu tandis que, plus à l'est, la glace polaire, entraînée par le courant intense du large, reste pressée en masse compacte.

Cependant on observa dans la zone côtière des remous assez violents qui avaient pour effet d'agglomérer les glaces par moments, mais ces remous étaient sans doute causés par les courants de marée.

Cette distribution de la glace paraît être normale le long de la côte orientale du Grönland. Il n'est pas rare, en effet, que les phoquiers puissent, lorsqu'ils sont parvenus à se frayer un passage à travers la banquise du large et qu'ils arrivent près de la terre, remonter ensuite, sans trop de difficultés, vers le nord.

Au large, à l'est du talus continental du Grönland, le commandant de la *Belgica* a fait également des observations intéressantes sur la dérive des glaces.

« Au cours de nos stations océanographiques », dit-il page 19, « l'inclinaison du
» fil de sonde nous a permis de constater le plus ou moins d'intensité et, de façon
» approximative, la direction du courant polaire. Nous avons observé également que
» si ce courant porte généralement au SSW vrai, sa direction et sa vitesse peuvent
» être modifiées par le vent. » Quand le navire était ancré à la glace et dérivait avec elle, l'inclinaison de la ligne de sonde indiquait une dérive accentuée vers le sud, par vent du nord, même faible, tandis que par vent du sud, il arrivait que cette ligne de sonde restait verticale ou presque verticale.

« Nous avons observé aussi », poursuit DE GERLACHE « et ce doit être là une des » causes de l'existence de cette zone de moindre compacité dans laquelle pénétraient » les baleiniers du XVII^e siècle et qu'ils désignaient sous le nom de « Baie du Nord », » nous avons observé, disons-nous, que le courant polaire est plus rapide au bord » oriental de la banquise qu'il ne l'est le long de la côte grönlandaise. A la lisière, ce » courant peut avoir, par vent faible de la partie nord, une vitesse de 0.5 mille par » heure, tandis qu'au cap Philippe sa vitesse propre, déduction faite du courant de » marée, n'est que de la moitié à peine. »

Or, cette vitesse de 0.5 mille par heure répond à 26 centimètres par seconde et cadre par conséquent, aussi exactement qu'on est en droit de s'y attendre, avec les chiffres que nous avons indiqués plus haut.

Nos conclusions à l'égard du courant polaire sont également corroborées par ce que l'on sait de la dérive des glaces en d'autres points de la banquise, plus au sud.

Dans la relation de sa traversée du Grönland, NANSEN (1) a fait l'historique des tentatives faites pour atteindre la côte orientale de cette terre et il a été amené ainsi à citer également les cas les plus remarquables de dérive de navires avec les glaces.

« L'année 1777 », dit-il notamment, « fut particulièrement mauvaise. Pendant les » journées du 24 au 28 juin, vingt-sept ou vingt-huit baleiniers de nationalités diverses » furent pris dans les glaces, au large de la côte est du Grönland, entre 74° et » 75° Lat. N. Une partie d'entre eux purent se libérer au cours des mois suivants, » mais douze bâtiments qui restèrent bloqués finirent par être écrasés et sombrèrent.

» La première catastrophe se produisit les 19 et 20 août; six bateaux furent » écrasés, à peu près au même endroit, entre 67° 30' et 68° Lat. N, à quelque » 50 milles de terre. Les autres continuèrent à dériver au sud, tout en conservant » constamment la côte en vue. A la fin de septembre ils se trouvaient entre 64° et » 65° Lat. N. Le dernier navire fut anéanti le 11 octobre à une distance de 20 à » 24 milles de terre, par 61° Lat. environ, donc précisément à la hauteur d'Anoritok » où notre dérive prit fin. »

La distance que ce bâtiment avait couverte, depuis le moment où il fut bloqué, c'est-à-dire pendant cent sept jours de dérive, était de quelque 1,100 milles, de sorte que la vitesse moyenne de cette dérive fut de 10 milles par jour (2). Mais, dans les derniers temps la vitesse avait été bien plus considérable qu'au début. « Jusqu'au » 20 août elle doit avoir été de 8 milles en moyenne; à partir de cette époque, et » jusqu'à la fin de septembre, elle fut de 10 milles et, ensuite, d'environ 18 milles » par jour (3).

(1) FRIDTJOF NANSEN : Paa Ski over Grönland. — Christiania, 1890.

(2) Environ 21 centimètres par seconde.

(3) Ces vitesses répondent à 17, 21 et 37 $\frac{\text{cm}}{\text{sec.}}$

»Des infortunés marins qui dérivèrent ainsi le long de la côte est du » Grönland en 1777, 320 à peu près ne revirent jamais leur pays, tandis que » 155 seulement atteignirent la côte ouest d'où ils purent gagner l'Europe l'année » suivante. »

Pendant l'hiver 1869-70, l'équipage de la *Hansa* fit, le long de la côte orientale du Grönland, un voyage tout aussi remarquable, sinon aussi funeste.

La *Hansa* était un des deux bâtiments portant la Seconde Expédition Arctique allemande. L'autre navire, la *Germania*, qui était pourvu d'une machine auxiliaire, parvint à traverser heureusement la banquise et à atterrir à la côte grönlandaise, mais le petit voilier *Hansa* fut bloqué par les glaces, le 6 septembre 1869, par 74° 06' Lat. N et 16° 30' Long. W, à une quarantaine de milles de terre et à peu près au même point que les baleiniers de 1777. Le navire dériva alors vers le sud, à une assez petite distance de terre; le 19 octobre, il fut brisé et sombra par 70° 50' Lat. N et 20° 30' Long. W à quelques milles de la Côte de Liverpool. L'équipage se réfugia alors sur une plaque de glace avec laquelle il continua à dériver au sud..... Le 7 mai 1870, étant par 61° 12' Lat. N et à quelques milles seulement de terre, les naufragés de la *Hansa* purent quitter la glace et prendre place dans leurs embarcations pour gagner la côte ouest..... La dérive totale, depuis le jour où le navire fut bloqué, le 6 septembre 1869, jusqu'au 7 mai 1870, soit pendant 246 jours, fut de 1,080 milles. La vitesse moyenne de la dérive fut donc de 4.4 milles par jour ou d'environ 10 centimètres par seconde, c'est-à-dire pas même la moitié de la vitesse avec laquelle dérivèrent les baleiniers de 1777.

NANSEN croit pouvoir attribuer cette différence à ce qu'en hiver le courant est moins rapide qu'en été et aussi au fait que les naufragés de la *Hansa* dérivèrent à moindre distance de terre que ceux de 1777.

Lui-même aurait voulu gagner la côte orientale du Grönland à la hauteur d'Angmagsalik. Il quitta le *Jason* un peu au-dessous de ce point et s'aventura alors sur la glace. La dérive l'emporta au sud à raison de plus de 23 milles par jour (env. 50 $\frac{\text{cm}}{\text{sec}}$); la plupart du temps même, cette dérive fut de 28 milles par jour.

La rapidité de la dérive a donc été très différente dans les divers cas que nous venons de mentionner.

NANSEN attribue ces différences de vitesse du courant polaire à la saison et au plus ou moins d'éloignement de la terre. Il fait encore remarquer qu'il semble que le courant soit beaucoup moins rapide au nord du cap Dan qu'au sud ou dans le voisinage immédiat de ce promontoire.

Les phoquiers norvégiens qui fréquentent le détroit de Danemark ont, eux aussi, observé que plus on se rapproche du cap Dan et plus le courant est fort. Ce phénomène peut s'expliquer par la topographie sous-marine de cette région : à la hauteur du cap Dan le plateau continental se rétrécit et, en même temps, son niveau

se relève; le courant se trouve donc, en cet endroit, pressé à travers une section moindre et sa vitesse doit s'accélérer.

A l'influence qu'exerce sur l'allure du courant la configuration du sol sous-marin s'ajoute, comme l'a fait remarquer NANSEN, celle des saisons. Dès le début de l'été la fonte des glaces produit une grande quantité d'eau de surface fort légère et cet apport a évidemment pour effet de renforcer l'intensité du courant.

Tous ces faits peuvent se résumer comme suit :

Le courant polaire s'écoule dans la Mer du Grönland avec des vitesses diverses.

Il acquiert son maximum d'intensité le long du talus continental et les masses considérables de glace qu'il amène du Bassin polaire se trouvent si pressées dans cette zone qu'il est difficile d'y pénétrer.

Sa vitesse à la surface varie avec la force et la direction du vent; elle s'accroît sous l'influence des vents de la partie nord, elle diminue avec les vents du sud.

Elle varie aussi suivant les saisons, la fonte des glaces ayant pour effet d'accélérer le mouvement, et la congélation produisant l'effet contraire.

La vitesse du courant est plus grande à la surface qu'au-dessous et elle diminue assez rapidement avec la profondeur. Déjà à 200 mètres de profondeur cette vitesse semble être très faible.

Dans la partie septentrionale de la Mer du Grönland la vitesse moyenne à la surface, le long du talus continental, est d'environ 30 centimètres par seconde. Plus au sud, elle dépend de la section transversale du courant. A la hauteur et au sud du cap Dan cette vitesse peut être très grande.

Le long de la terre on observe une zone où les déplacements généraux, tout en se faisant également vers le sud, sont bien plus lents qu'au large. Là, aussi, on trouve de la glace polaire, mais elle est mêlée avec de la landice (ou glace côtière, formée en hiver dans les anfractuosités de la côte) et forme une banquise plus maniable que celle charriée dans la partie médiane du courant. Dans cette zone existent des courants de marée bien caractérisés. Le flux porte vraisemblablement au nord et il est assez intense pour renverser le courant; le reflux porterait alors au sud, pour accentuer le courant du nord.

Plus au large, à l'est de l'axe du courant, les déplacements sont faibles et variables.

Le courant que nous venons de décrire provient du Bassin polaire. C'est grâce à lui que le *Fram* opéra sa mémorable dérive; il n'est pas étonnant, dès lors, que nous trouvions des analogies frappantes entre les observations du *Fram* et celles des observations de la *Belgica* qui furent effectuées au sein de ce courant.

A titre d'exemple nous mettrons en regard, dans les tableaux qui suivent, les observations recueillies à bord de la *Belgica* lors de la station 28 et celles rapportées par le *Fram* de sa station 23; nous y ajouterons les résultats de la station 23 de la *Gjøa*.

La station 28 de la *Belgica* s'effectua, le 21 juillet, par $75^{\circ} 55' N$ et $9^{\circ} 00' W$.
La station 23 du *Fram* se fit par $84^{\circ} 28' N$ et $75^{\circ} 56' E$.

La station 23 de la *Gjøa* se fit, le 11 juillet, par $74^{\circ} 30' N$ et $7^{\circ} 53' W$.
C'est la station la plus avancée au NW que fit Amundsen pendant sa campagne de 1901; elle n'est distante de la station 28 de la *Belgica* que de quelque 80 milles et en est par conséquent infiniment plus rapprochée que la station considérée du *Fram*.

Pour abrégé l'analyse des tableaux suivants et celle des diagrammes qui les accompagnent, nous désignerons respectivement ces trois stations par 28B, 23F et 23G.

PROFONDEUR (Mètres)	TEMPÉRATURE			DIFFÉRENCE ENTRE <i>Belgica</i> STATION 28 ET	
	<i>Belgica</i> STATION 28	<i>Fram</i> STATION 23	<i>Gjøa</i> STATION 23	<i>Fram</i> STATION 23	<i>Gjøa</i> STATION 23
0	0° 28	0° 16	0° 0	+ 0° 12	+ 0° 28
10	0° 08	—	0° 0 ?	—	+ 0° 08 ?
20	— 1° 30	— 1° 79	— 0° 4 ?	+ 0° 49	— 0° 90 ?
50	— 1° 73	(— 1° 88)	— 0° 89	+ 0° 15	— 0° 84
100	— 1° 67	— 1° 78	— 0° 58	+ 0° 11	— 1° 09
150	0° 03	—	— 0° 61	—	+ 0° 64
200	1° 32	0° 43	— 0° 96	+ 0° 89	+ 2° 29
300	1° 41	1° 18	— 0° 97	+ 0° 23	+ 2° 38
400	1° 03	0° 99	— 1° 04	+ 0° 04	+ 2° 07
500	—	0° 73	— 1° 14	—	—
600	0° 44	0° 56	—	— 0° 12	—
700	—	0° 47	— 1° 18	—	—
800	0° 10	0° 12	—	— 0° 02	—

Si nous établissons un graphique à l'aide des chiffres inscrits dans les quatre premières colonnes du tableau ci-dessus, nous obtenons le diagramme ci-contre (fig. 3).

Une remarque se dégage immédiatement de l'examen de ce diagramme : la station de la *Belgica* et celle du *Fram* offrent la même répartition des températures



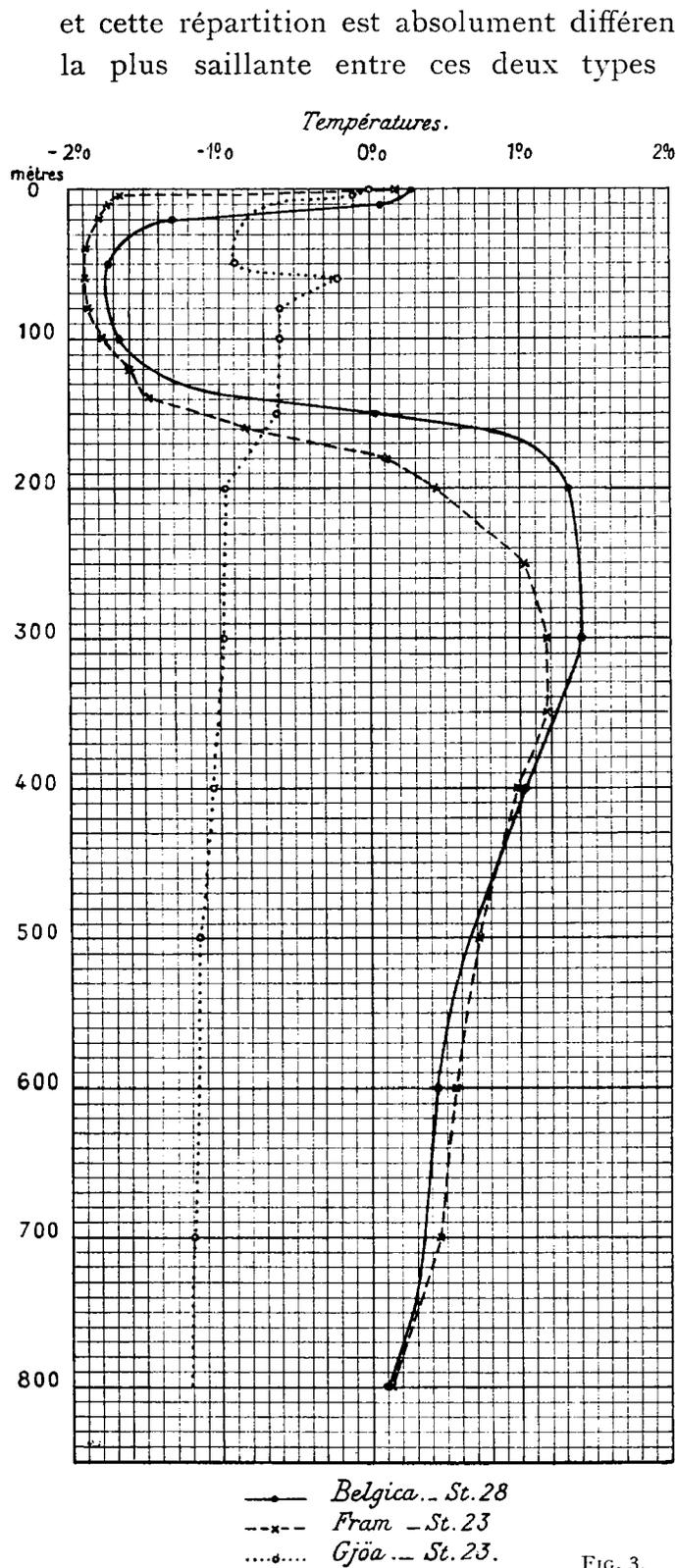


FIG. 3.

et cette répartition est absolument différente de celle observée par la *Gjøa*. La dissemblance la plus saillante entre ces deux types de distribution des températures sous-marines

réside en ce qu'aux deux premières stations existait une couche puissante, s'étendant de 150 mètres environ jusqu'au delà de 800 mètres de profondeur, et offrant des températures positives, couche dont nous cherchons vainement une trace dans les observations faites à la troisième station encore que celle-ci soit dans le voisinage immédiat de la première.

Dans les 400 mètres supérieurs, la température est partout plus élevée à la station 28B qu'à la station 23F; cependant ce n'est que dans les couches de transition que la différence est sensible: ainsi, à 20 mètres, elle était d'un demi-degré. Mais il faut remarquer qu'entre 10 et 20 mètres existait une nappe de transition (*Sprungschicht*) caractérisée par un abaissement très fort de la température, de sorte qu'un déplacement d'un mètre ou deux suffirait pour expliquer cette différence.

A 200 mètres de profondeur la température était de 0°89 plus élevée à la station de la *Belgica* qu'à celle du *Fram* située en plein Océan polaire. Sans doute cela provient en grande partie, de ce que la limite entre l'eau froide et l'eau chaude se trouvait un peu plus bas en ce dernier point (23F) qu'au premier (28B).

D'une manière générale il semble que la couche chaude intermédiaire et son maximum de température se trouvent un peu plus profondément dans le Bassin polaire que sous le courant polaire de la Mer du Grönland; mais l'écart n'est, en tout cas, pas considérable et on peut fort bien l'attribuer, en partie, à la différence entre les

époques auxquelles les observations furent faites, celles du *Fram* étant du mois de mai et celles de la *Belgica* du mois de juillet.

Il est rationnel, d'ailleurs, que la température soit généralement plus élevée à la station de la *Belgica* qu'à celle du *Fram* dont la latitude est bien supérieure.

A partir de 400 mètres, c'est le contraire qui s'observe : il fait un tant soit peu plus froid en 28B qu'en 23F.

Enfin, à 800 mètres, il n'existe plus, pratiquement parlant, aucune différence.

La similitude entre ces deux stations n'est pas le fait du hasard : à toutes les stations effectuées dans le courant polaire, tant dans la Mer du Grönland que dans l'Océan polaire lui-même, la distribution des températures présente le même caractère et les courbes des températures sous-marines revêtent une forme commune.

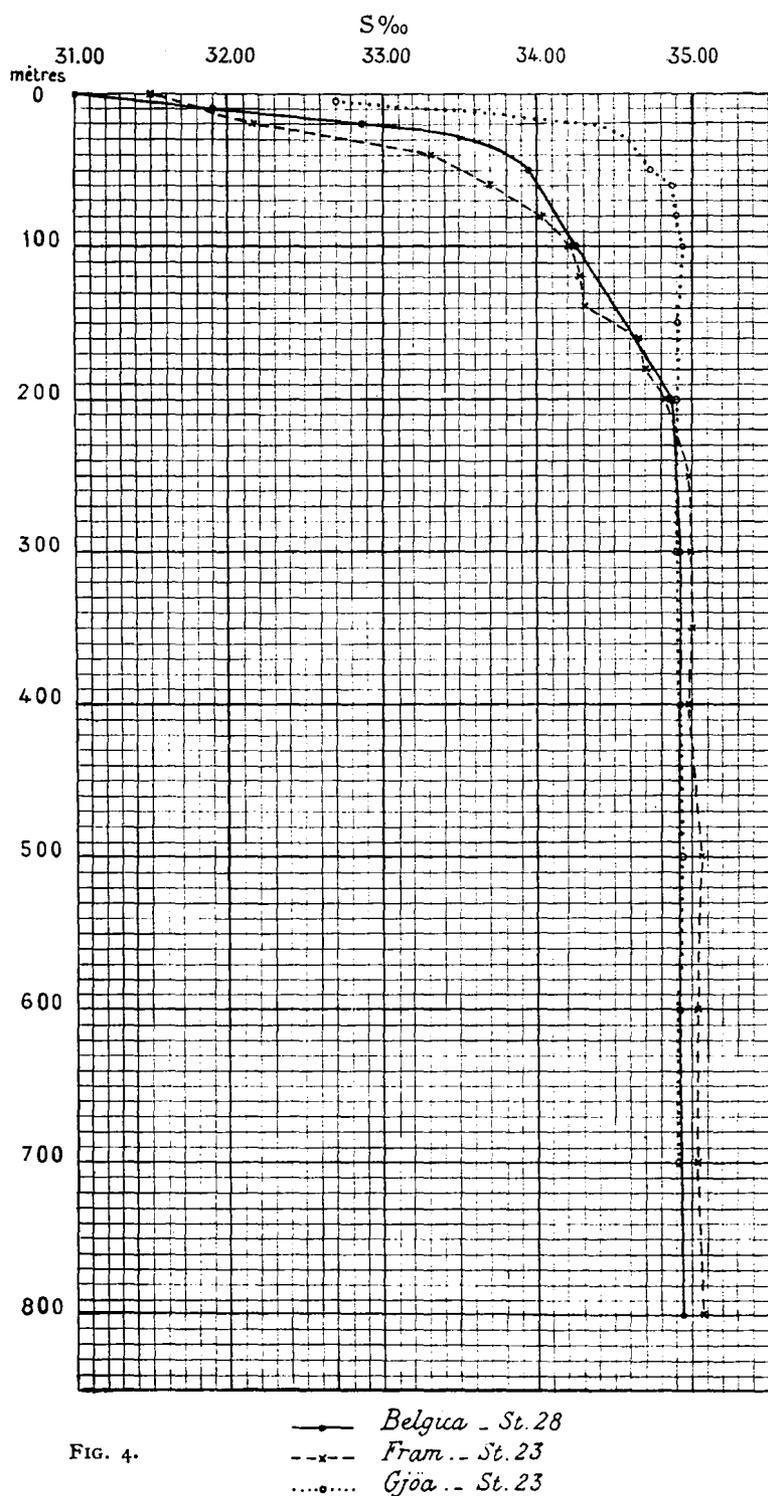
On peut donc en conclure que les observations de la *Belgica* confirment de manière frappante celles du *Fram*, et en inférer que les mesures de températures de l'eau de fond faites par NANSEN dans le Bassin polaire sont relativement sûres, encore qu'elles aient été effectuées à l'aide de méthodes dont la précision n'approche pas de celle qui caractérise les observations de la *Belgica*.

Nous reviendrons plus loin (chapitre VIII) sur cette importante constatation et nous comparerons maintenant les salinités aux trois stations considérées :

PROFONDEUR (Mètres)	SALINITÉ			DIFFÉRENCE ENTRE <i>Belgica</i> STATION 28 ET	
	<i>Belgica</i> STATION 28	<i>Fram</i> STATION 23	<i>Gjøa</i> STATION 23	<i>Fram</i> STATION 23	<i>Gjøa</i> STATION 23
0	env. 31.00	31.50	—	— 0.50	—
10	31.90	—	32.64 ?	—	— 0.74 ?
20	32.86	32.15 (1)	33.31 ?	+ 0.71	— 0.45 ?
50	33.95	—	34.73	—	— 0.78
100	34.25	34.20	34.93	+ 0.05	— 0.68
150	34.56	—	34.91	—	— 0.35
200	34.87	34.82	34.91	+ 0.05	— 0.04
300	34.92	35.00	34.91	— 0.08	+ 0.01
400	34.92	34.98	34.95 ?	— 0.06	— 0.03 ?
500	—	35.06	34.93	—	—
600	34.92	35.04	—	— 0.12	—
700	—	35.04	34.92	—	—
800	34.93	35.07	—	— 0.14	—

(1) Dans « Oceanography of the North Polar Basin », page 254, on lit 33.31 ‰; c'est une faute. La valeur réelle 32.31 ‰ est indiquée aux pages 190 et 306; comme on le verra plus loin, il y a lieu de la réduire de 0.16, ce qui donne 32.15.

Les observations du *Fram*, de la *Belgica* et de la *Gjøa* notées dans le tableau qui précède, nous permettent d'établir le diagramme ci-contre (fig. 4).



d'observations et qu'elle tend plutôt à établir l'excellence des déterminations de NANSEN.

Une remarque, avant de passer à l'examen de ce tableau et de ce diagramme : les salinités indiquées par NANSEN dans « *Oceanography of the North Polar Basin* » sont déterminées au moyen de tables anciennes ; calculées d'après les TABLES DE KNUDSEN elles sont moindres d'environ 0.16 ‰, aussi avons-nous réduit de cette quantité les valeurs de NANSEN.

Le tableau et le diagramme relatifs à la distribution des salinités révèlent un phénomène analogue à celui que nous avons observé pour les températures. La station de la *Belgica* et celle du *Fram* présentent les mêmes particularités, tandis que celle de la *Gjøa* appartient à un autre type.

Les salinités sont beaucoup plus élevées en ce point (23G) qu'aux deux autres stations. En 28B on ne rencontre une valeur un peu supérieure à 34.9 ‰ qu'à partir de 300 mètres de profondeur, tandis qu'en 23G on la trouve déjà à 100 mètres.

A la surface la salinité du courant polaire était moindre dans la Mer du Grönland que dans l'Océan polaire. Mais, à partir de 20 mètres, au contraire, l'eau du Bassin polaire est devenue, par mélange, plus salée en se déplaçant vers le sud.

A 100 et à 200 mètres la salinité est un peu plus forte en 28B qu'en 23F ; cependant la différence est si minime qu'elle reste dans les limites des erreurs

A partir de 300 mètres celles-ci donnent des valeurs plus élevées que les nôtres et, dans les couches profondes, l'écart est même de 1 à 2 dixièmes pour mille. Nous nous réservons de revenir sur ce sujet dans la suite.

La comparaison des densités aux trois stations conduit aux mêmes constatations.

PROFONDEUR (Mètres)	DENSITÉ <i>in situ</i> (σ_t)			DIFFÉRENCE ENTRE <i>Belgica</i> STATION 28 ET	
	<i>Belgica</i> STATION 28	<i>Fram</i> STATION 23 (1)	<i>Gjøa</i> STATION 23	<i>Fram</i> STATION 23	<i>Gjøa</i> STATION 23
0	24.900	25.300	—	— 0.40	—
10	25.625	—	26.230	—	— 0.60
20	26.445	25.850	26.780	+ 0.59	— 0.33
50	27.345	—	27.950 (2)	—	— 0.60
100	27.585	27.505	28.100	+ 0.08	— 0.51
150	27.770	—	28.080	—	— 0.31
200	27.940	27.960	28.100	— 0.02	— 0.16
300	27.975	28.050	28.100	— 0.07	— 0.12
400	28.000	28.055	28.130 ?	— 0.05	— 0.13 ?
500	—	28.125	28.120	—	—
600	28.035	28.125	—	— 0.09	—
700	—	28.125	28.120	—	—
800	28.065	28.170	—	— 0.10	—

Le diagramme ci-après (fig. 5) établi à l'aide des données du tableau des densités montre en effet, une fois de plus, combien les observations du *Fram*, prises dans le Bassin polaire, coïncident avec celles de la *Belgica* effectuées dans cette partie de la Mer du Grönland que parcourt le courant polaire et combien, par contre, sont différentes les observations de la *Gjøa* faites en dehors de ce courant.

A toutes les profondeurs, jusqu'à 500 mètres, l'eau recueillie à la station 23 de la *Gjøa* est plus dense que celle recueillie aux deux autres stations (28B et 23F).

(1) Ces densités du *Fram* sont déterminées au moyen des TABLES DE KNUDSEN, à l'aide des températures et des salinités prises comme arguments.

(2) Dans les « Northern Waters », page 144, on lit 26.95; c'est une faute d'impression, 27.95 est la valeur exacte.

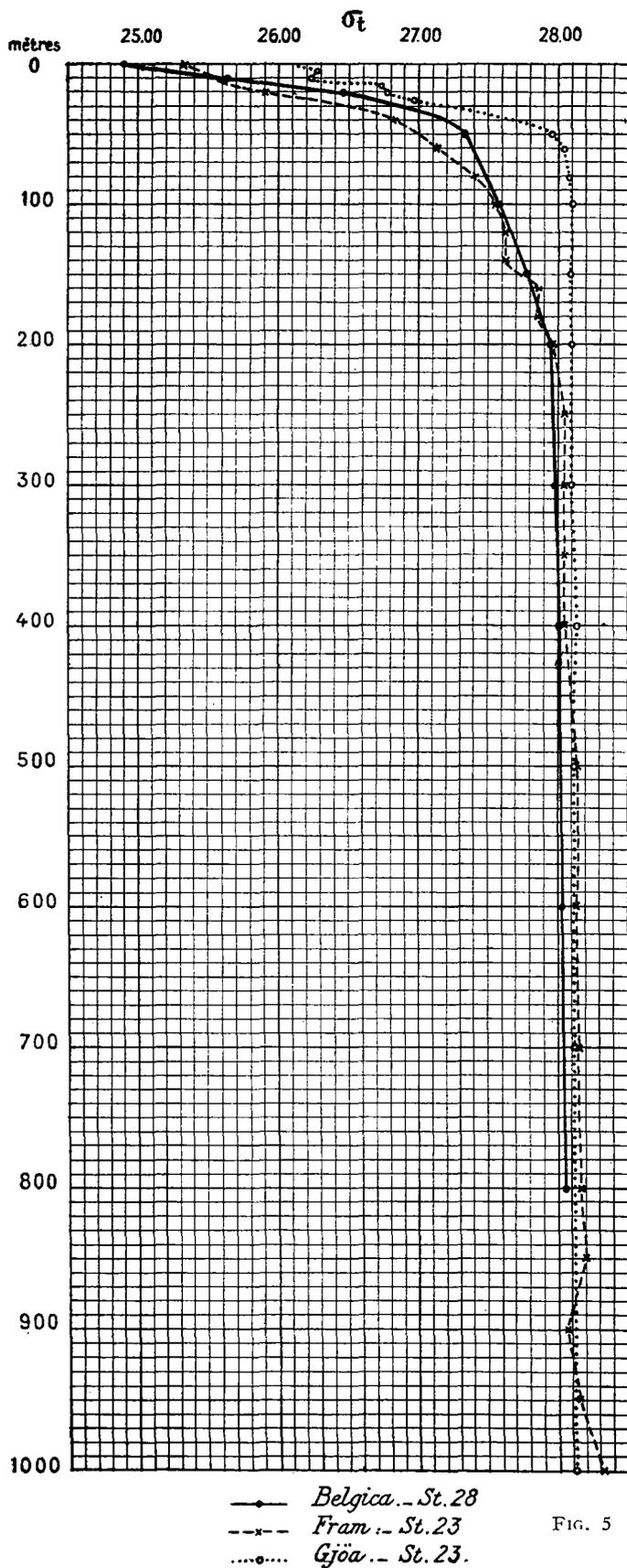


FIG. 5

Les observations de la *Gjøa* donnent déjà à cent mètres de profondeur, $\sigma_t = 28.10$, valeur qui ne se rencontre ailleurs que dans les couches profondes.

A la surface la différence est très grande.

L'examen comparatif des données recueillies en d'autres points du Bassin polaire, par le *Fram*, et de la Mer du Grönland, par la *Gjøa* et la *Belgica*, amène des constatations identiques.

Quel que soit leur éloignement, toutes les stations faites dans le courant polaire, soit dans le Bassin polaire lui-même, soit dans la Mer du Grönland, présentent des conditions hydrographiques similaires, tandis que les observations provenant, même de points rapprochés, de la Mer du Grönland révèlent un régime absolument différent selon qu'elles furent effectuées dans le courant polaire ou en marge de ce courant.

V

L'EAU ATLANTIQUE DANS LA MER DU GRÖNLAND

Dans les régions océaniques situées au nord de l'Europe, on adopte généralement comme limite des eaux atlantiques l'isohaline de 35.0 ‰, en ce sens que l'on considère comme provenant de l'Atlantique toutes les eaux de salinité plus élevée.

Dans la partie méridionale de la Mer de Norvège, la salinité atteint jusque 35.40 ‰, et il existe des quantités très importantes d'eaux atlantiques dont la salinité dépasse 35.20 ‰. Mais, à mesure qu'elles s'éloignent de l'Atlantique proprement dit, ces eaux deviennent plus fraîches par suite de leur mélange avec les eaux continentales et l'on ne trouve plus qu'exceptionnellement, à une latitude aussi élevée que celle de la Laponie, d'eaux dont la salinité soit de 35.20 ‰.

En été, on observe en général dans ces régions un maximum de salinité dans les couches intermédiaires, par 50 à 100 mètres de profondeur.

Plus au nord, dans cette branche du courant atlantique qui passe à l'ouest de l'île aux Ours et du Spitsbergen, la salinité diminue encore et devient inférieure à 35.10 ‰, mais on peut toujours suivre les fortes salinités qui, même à une latitude aussi élevée, donnent avec les températures un bon moyen de déterminer les limites du courant.

La carte (Pl. LXIII) montre la distribution des salinités et des températures à la surface dans la Mer du Grönland pendant l'été 1905. Elle est dressée d'après les observations de la *Belgica* et celles des phoquiens norvégiens (Tables II et III).

Cette carte montre une répartition analogue à celle qu'a représentée NANSEN dans la carte de surface publiée dans ses « Northern Waters » et relative à l'été 1901.

Nos observations de 1905 s'étendent sur la période comprise entre le début de mai et la fin de septembre.

Pendant le cours de l'été, la température de surface subit des variations considérables; l'amplitude de ces variations est néanmoins très différente dans les diverses régions.

Dans la partie couverte de glace pendant toute l'année ces variations de température sont naturellement très faibles. Mais, plus on s'éloigne de la glace, plus les écarts deviennent considérables; ils atteignent leur valeur maximale près de la côte de Norvège.

Dans le courant atlantique à l'ouest du cap Nord, les températures étaient, au début de mai, comprises entre 4° et 6°; au milieu de juillet, au contraire, elles étaient supérieures à 10°.

Dans l'eau atlantique, entre la Norvège et l'île aux Ours, les températures se relevèrent depuis 3° ou 4° au début de juin jusqu'à 8° ou 9° à la fin de juillet; au milieu de septembre, elles étaient, dans ces parages, d'environ 8°.

Des variations correspondantes eurent lieu à l'ouest de l'île aux Ours.

Entre l'île aux Ours et le Spitsbergen, un peu à l'est du courant atlantique, la *Belgica* trouva, en juin, des températures particulièrement basses (jusqu'à -1°9) sur une étendue considérable où, en août, on a observé 5° ou 6° et même davantage.

Au milieu du mois d'août, on a noté jusqu'à plus de 8° dans le courant atlantique par 75° Lat. N.

Ces variations, qui peuvent donc s'élever à une couple de degrés dans le laps d'un mois, sont moindres au large du Spitsbergen, à l'entrée du Bassin polaire.

On voit sur la même carte comment les salinités diminuent progressivement vers le nord.

Déjà à la hauteur du 76° parallèle à peu près, l'eau de 35.0 ‰ disparaît de la surface. Par 80° Lat. N la salinité la plus élevée qu'ait observée la *Belgica*, à la surface, est légèrement supérieure à 34.7 ‰.

Mais un peu plus au nord, les valeurs tombent assez au-dessous de 34 ‰, l'influence de l'eau atlantique ne se faisant plus sentir à la surface.

La courbe répondant aux salinités les plus élevées à la surface se trouve particulièrement rapprochée de la côte occidentale du Spitsbergen et beaucoup plus près du Spitsbergen que de l'île aux Ours. C'est là un effet de la rotation de la Terre.

Les sections des planches LXVI, LXVII et LXVIII montrent l'existence à l'ouest du Spitsbergen d'une eau de 35 ‰ sur le fond. Les salinités y sont, en effet, tout juste un peu plus élevées que 35 ‰ (35.01 ‰).

Pendant l'été 1905 cette eau de 35 ‰ couvrait le fond, depuis environ 80 mètres jusqu'à 400 mètres, à l'angle nord-ouest du Spitsbergen. Elle ne s'étendait pas très loin en mer, car, à la station 12, située à quelque 50 kilomètres de la côte, elle ne s'observait plus qu'entre 180 et 330 mètres et à la station 13, à environ 85 kilomètres du Spitsbergen, elle avait disparu. On ne trouve d'eau de 35 ‰ en aucun point de la section (Pl. LXVII et LXIX), si ce n'est à la station 23 où il semble qu'il en existait un peu à 100 mètres de profondeur environ.

Les masses d'eaux de caractère atlantique le plus accentué sont donc complètement pressées contre le talus continental, au large du Spitsbergen nord-occidental. Aussitôt qu'elles arrivent à la pointe nord-ouest de cet archipel, elles prennent vraisemblablement une direction est ou nord-est, et pénètrent dans le Bassin polaire, ce qui établit très clairement l'influence de la rotation terrestre.

Plus loin, vers l'ouest, à une profondeur inférieure à 100 mètres environ, la salinité était de 34.95 ‰, et par conséquent fort voisine de 35 ‰.

A la station 11A qui est, parmi les stations qu'embrassent les sections, la plus rapprochée du Spitsbergen, la température à la surface était de 2°88; elle augmentait

d'abord avec la profondeur et atteignait un maximum (3°8) à 50 mètres; puis, elle diminuait régulièrement vers le fond (315 m.) où elle était de 2°4. Aux stations suivantes, vers l'ouest, les températures étaient sensiblement plus basses, mais, partout, nous observons un maximum de la température dans les couches intermédiaires.

Aux stations 12 et 16 ce maximum se trouvait à environ 50 mètres de profondeur (peut-être un peu plus bas), et il s'élevait, à ces stations, un peu au-dessus de 2°.

L'isotherme de 2° présente par conséquent une forme très caractéristique : elle enferme une masse d'eau, peu épaisse par endroits, qui s'avance assez loin vers l'ouest. Cette couche intermédiaire plus chaude sera spécialement étudiée au cours du chapitre VII.

A la station 3, située un peu au sud des stations comprises dans les sections, et qui se trouve à 92 kilomètres à l'ouest du Spitsbergen, la température était supérieure à 2° depuis la surface jusqu'à plus de 300 mètres de profondeur. Le maximum de température, dépassant 3°, se trouvait vraisemblablement entre 50 et 100 mètres de profondeur.

A 100 et à 300 mètres, la salinité était de 35.0 ‰; à 150 mètres et à 200 mètres elle était un peu plus faible : 34.97 ‰.

Ici l'eau de 35.0 ‰ s'étendait donc à une plus grande distance de la côte. Peut-être a-t-elle formé une petite branche détachée se portant vers le nord-ouest de la masse principale.

D'autres faits peuvent être interprétés dans le même sens : la constatation, notamment aux stations 15 et 16, de températures intermédiaires plus élevées qu'ailleurs et ce fait qu'à ces deux stations la couche enveloppée par l'isotherme de 2° augmentait beaucoup en épaisseur.

Dans ses « Northern Waters », NANSEN a donné quelques coupes qui nous montrent la situation hydrographique dans le courant atlantique, plus au sud. Là aussi, l'eau de 35 ‰ est pressée contre le talus continental qui s'étend à l'ouest de l'île aux Ours et du Spitsbergen.

La section qui passe par les stations d'ARRHÉNIUS en 1896 (« Northern Waters », section IX, Pl. X) présente pour nous un intérêt particulier. L'eau de 35 ‰ y possède une hauteur beaucoup plus considérable que dans nos sections. Cette couche de 35 ‰ est intermédiaire, là également; elle est couverte d'eau de surface beaucoup plus fraîche. Mais elle paraît descendre beaucoup plus profondément que ne le montrent les observations de la *Belgica* : en quelques endroits elle atteint jusqu'à la profondeur de 600 mètres. Il est possible que ces différences soient dues à de véritables variations annuelles, mais il est plus probable qu'elles doivent être attribuées à une moindre précision des observations.

A la station 23 de la *Belgica*, au voisinage du talus continental grönlandais et du courant polaire, par 77° 30' Lat. N (brassage : 2,925 m.), les températures étaient remarquablement élevées et présentaient un maximum de 3°29 à 20 mètres. A 100 mètres, la salinité était de 35.00 ‰ et, à 200 mètres, elle était de 34.99 ‰. Ainsi que nous

l'avons dit déjà, on ne trouve de l'eau de salinité si élevée à aucune des autres stations aussi éloignées du Spitsbergen.

En 1900, le *Frithjof* effectua une station un peu à l'est de la station 23 de la *Belgica*, et observa là une salinité de 34.97 ‰ à 100 mètres et de 34.99 ‰ à 200 mètres, donc près de 35 ‰.

Il est peu probable que cette eau salée provienne du sud où les salinités et les températures sont partout sensiblement plus basses; il est plus vraisemblable qu'elle est venue du nord-est, comme le laisse présumer la carte spéciale pour la profondeur de 100 mètres (Pl. LXIV). Selon cette carte, l'isohaline de 35 ‰ se présente comme une branche se détachant du courant atlantique par 77° à 78° Lat. N, se portant vers le sud-est et achevant ainsi le circuit cyclonique dont nous avons parlé au chapitre précédent et sur lequel nous reviendrons plus loin.

Dans la partie sud de la Mer du Grönland, l'eau de 35 ‰ se porte loin vers l'ouest, dans la direction de Jan Mayen (Pl. LXIII). Cette eau atlantique doit provenir de l'est; elle est vraisemblablement entraînée avec les masses qui se détachent du Gulfstream, à la hauteur de la côte nord de Norvège, et qui forment une partie du système cyclonique dont l'existence est démontrée dans la Mer de Norvège, au sud de la Mer du Grönland.

L'image que nous obtenons de la partie du courant atlantique remontant vers le Spitsbergen peut donc se définir comme suit : le courant vient frapper le talus continental, vers 78° à 79° Lat. N; il rejette une branche à l'ouest et au sud-ouest pour former la partie septentrionale de la circulation cyclonique de la Mer du Grönland. Peut-être aussi envoie-t-il encore une autre branche vers le nord-ouest. Le reste contourne vers l'est la pointe nord-occidentale du Spitsbergen, et pénètre dans l'Océan polaire; la salinité n'est plus, à ce moment, que très légèrement supérieure à 35 ‰.

Il résulte de la section de détail septentrionale (Pl. LXVIII) que la densité avait la même valeur à 50 mètres de profondeur sous la surface, à toutes les stations depuis 11A jusque 15.

Si nous comparons entre elles les stations 11A et 12 nous voyons que l'eau était plus légère, de la surface à 50 mètres de profondeur, à la plus occidentale des deux stations (st. 12) et que, par contre, au delà de cette profondeur de 50 mètres, c'était l'inverse qui se produisait : l'eau était plus dense à la station 12 qu'à la station 11A. A la station 11A, l'eau de surface se mouvait selon toutes probabilités vers le nord ou le nord-est; à la station 12, au contraire, elle se déplaçait plutôt vers le sud que vers le nord.

La vitesse moyenne entre les deux stations a donc visiblement été fort petite.

La distribution des densités tend à établir que les vitesses calculées perpendiculairement à la section augmentaient avec la profondeur jusqu'à environ 50 mètres sous la surface où elles atteignaient un maximum.

Les calculs exécutés d'après la méthode de BJERKNES donnent les différences de vitesse suivantes :

entre la surface et	10 mètres.	. . .	1.8 centimètre par seconde.
»	20 »	. . .	3.0 centimètres »
»	30 »	. . .	4.6 » »
»	100 »	. . .	4.2 » »
»	150 »	. . .	3.3 » »
»	200 »	. . .	2.3 » »
»	300 »	. . .	0.3 » »

Ces valeurs sont assez faibles, ce qui peut provenir en partie d'erreurs inhérentes à la méthode de calcul, en partie du fait qu'en réalité les mouvements s'effectuaient plutôt le long de la section que normalement à son plan. Mais en tous cas les observations indiquent qu'*au voisinage du Spitzbergen le maximum de vitesse se trouvait à une bonne cinquantaine de mètres sous la surface.*

Même jusqu'à 300 mètres de profondeur il y avait, à en juger d'après les salinités et les températures, un mouvement des eaux vers le nord.

Les calculs établissent que les composantes de la vitesse perpendiculaires à la section avaient la même valeur à cette profondeur qu'à la surface; il s'ensuit qu'entre les stations 11A et 12 l'eau de surface s'est déplacée vers le nord, encore que la vitesse de translation ait été faible.

Les différences de vitesses calculées sont portées sur le graphique ci-contre (fig. 6) qui fait ressortir le rapide accroissement de ces différences de vitesses entre la surface et le point où elles atteignent leur maximum, et qui montre que, plus bas, les valeurs diminuent régulièrement et assez lentement.

La courbe de ce diagramme est très régulière; elle montre que la vitesse maximale se produirait à 50 mètres de profondeur environ, c'est-à-dire là où la température atteint la plus grande valeur mais où la salinité est un peu inférieure à 35.0 ‰.

Dans l'eau atlantique, moins mélangée, la vitesse serait, d'après le diagramme des vitesses, un peu moindre à une plus grande profondeur. Mais il est vraisemblable que la direction du courant n'est pas la même à 50 mètres, par exemple, qu'à 200 mètres, car dans les couches supérieures le mouvement se produit plus vers le nord et, par conséquent, plus obliquement par rapport à la section que dans les couches plus profondes où semble exister une plus forte composante vers l'ouest, le long de la partie septentrionale du circuit cyclonique; la conséquence en serait que, par rapport aux vitesses réelles, les vitesses calculées seraient sensiblement moindres dans les couches profondes que dans les couches supérieures.

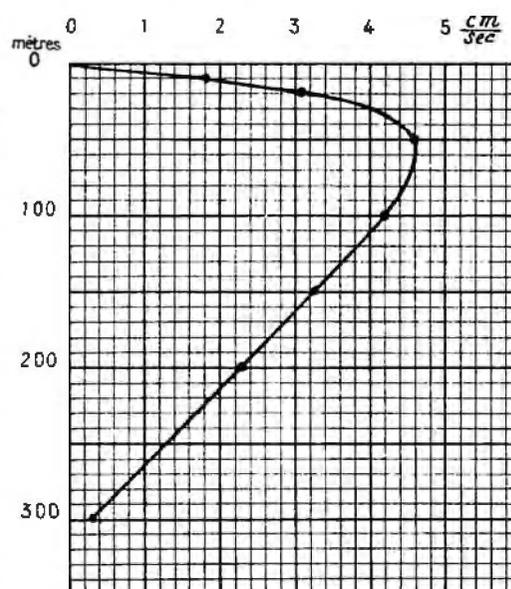


FIG. 6

VI

LES EAUX DE SURFACE DANS LA PARTIE CENTRALE

DE LA

MER DU GRÖNLAND

La répartition de la température et de la salinité des eaux de surface pendant l'été 1905 est figurée dans ses grands traits sur la carte de surface de la planche LXIII.

Le fait le plus caractéristique que fasse ressortir cette carte est l'existence le long du talus continental qui borde à l'ouest l'île aux Ours et le Spitsbergen, de températures et de salinités élevées dues à l'influence du courant atlantique et celle, sur le talus continental et les bancs du massif grönlandais, d'une eau froide et relativement fraîche caractérisant le courant polaire. Au nord et au sud nous observons une transition entre ces deux courants, transition qui ferme le circuit.

A en juger d'après des observations faites précédemment, par d'autres expéditions, il est possible qu'il existe, dans la Mer du Grönland, non pas seulement un, mais deux ou même plusieurs circuits cycloniques des eaux de surface. Ainsi, par exemple, sur la carte représentant ce qui se passe à 50 mètres de profondeur (Pl. LXIII), on voit qu'à la hauteur du 74^e parallèle il se détache une nappe d'eau de salinité relativement élevée; il est bien possible, dès lors, qu'il existe un circuit au nord et un autre au sud de cette langue. Mais la route de la *Belgica* se trouvant plus au nord et à l'ouest, nous ne possédons aucun document permettant d'élucider cette question.

Nous avons fait observer déjà que les glaces qui couvrent la Mer du Grönland sont de deux espèces essentiellement différentes : la glace polaire, compacte, dans laquelle il est le plus souvent impossible de pénétrer et qui dérive avec le courant polaire et, plus à l'est, la glace de baie qui se forme, pendant l'hiver, dans la Mer du Grönland elle-même.

On aura un aperçu de l'état des glaces dans la Mer du Grönland pendant l'été 1905, en consultant les petites cartes, fig. 7 (juillet) et fig. 8 (août), dressées d'après les cartes des glaces publiées par l'Institut météorologique danois (1).

(1) Isforholdene i de arctiske Have 1905, dans : *Det danske meteorologiske Instituts nautisk-meteorologiske Aarbog, 1905.* — Copenhague, 1906.

Selon les commentaires qui accompagnent ces cartes, la barrière de glaces bloquant le Grönland oriental était plus large pendant l'été 1905 qu'elle ne l'est généralement; elle s'étendait plus à l'est que les années normales (1). Cela était vrai, surtout aux abords de Jan Mayen. Entre les 75^e et 76^e parallèles il y avait, en mai déjà, des chances de pénétrer dans les glaces. D'après les observations, faites en juillet, par DE GERLACHE, il y avait là une démarcation nette entre la glace polaire compacte et la glace de dérive, désagrégée et dispersée.

Dans les figures 7 et 8, la lisière de la glace polaire compacte est indiquée par un trait épais, et la glace de baie, plus lâche, est marquée par de petits cercles.

Tandis que la première, surtout dans sa partie orientale, est emportée par le courant polaire, assez violent, la glace de baie flotte dans une zone relativement tranquille. Au nord de Jan Mayen, elle se répand vers l'est et il en résulte la formation, plus au nord, d'une baie ouverte bien connue des chasseurs de phoques sous le nom de *bay-is bugten* (golfe de la glace de baie).

Cette langue de glace se projetant ainsi au nord de Jan Mayen marque la partie méridionale du circuit cyclonique dont nous venons de parler, et le « Golfe de la glace de baie » se trouve au centre de ce circuit qui est ainsi fort bien caractérisé.

On discerne également, dans la figure 7, la trace, par 78° Lat. N, d'une baie dans la glace polaire compacte : c'est au fond de cette baie relativement restreinte que s'est faite la station 22, déjà citée plusieurs fois. La *Belgica* fit, en cet endroit, une

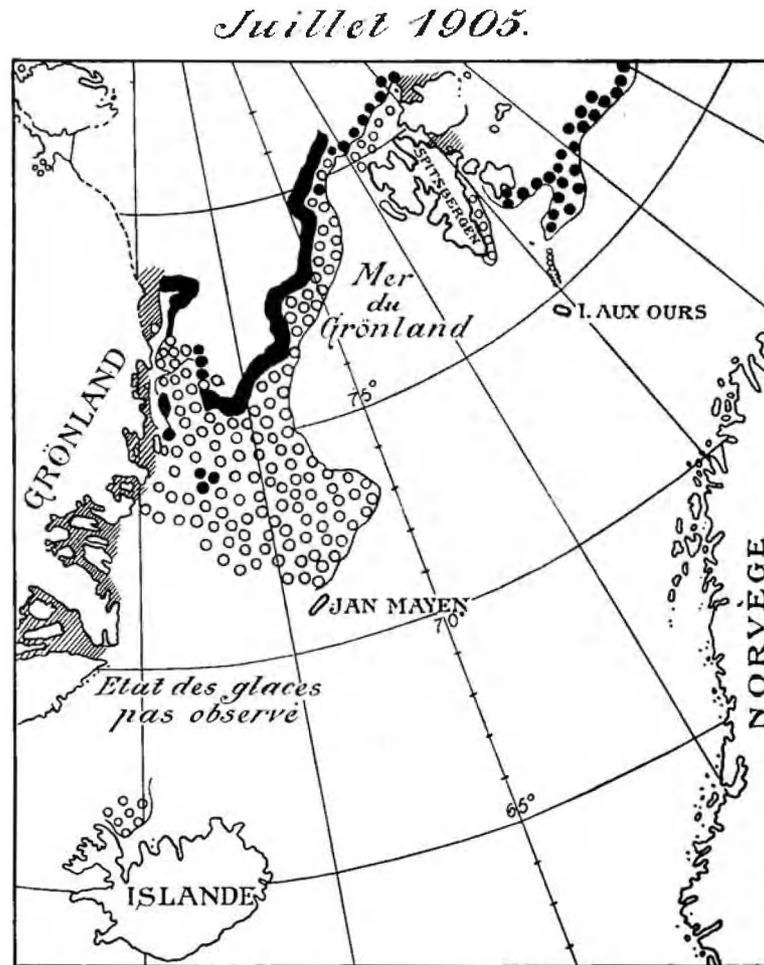


Fig. 7.

- banquise continue
- ▨ glace côtière (landice)
- vastes champs de glace
- banquise compacte
- banquise ouverte

(1) Voir aussi, à ce sujet, ce que dit le commandant DE GERLACHE dans la *Relation succincte du voyage*, pages 17 à 21, et consulter sa carte de l'itinéraire de la *Belgica* et de l'état des glaces en 1905 qui accompagne ce volume.

pointe vers l'ouest, mais elle dut rebrousser chemin et gouverner au sud et un peu à l'est. Au sud de cette petite baie dans la glace polaire vient donc une saillie qui, certes, n'est pas fort accusée, mais qui pourrait toutefois marquer la division du système de courants en deux circuits cycloniques. Toutefois, le vent jouant un rôle important dans la formation de ces saillies et de ces indentations de la lisière des glaces, la petite baie en question pourrait bien n'être due qu'au hasard. Mais le grand golfe de la glace de baie se retrouve, d'année en année, à peu près au même endroit.

Août 1905.

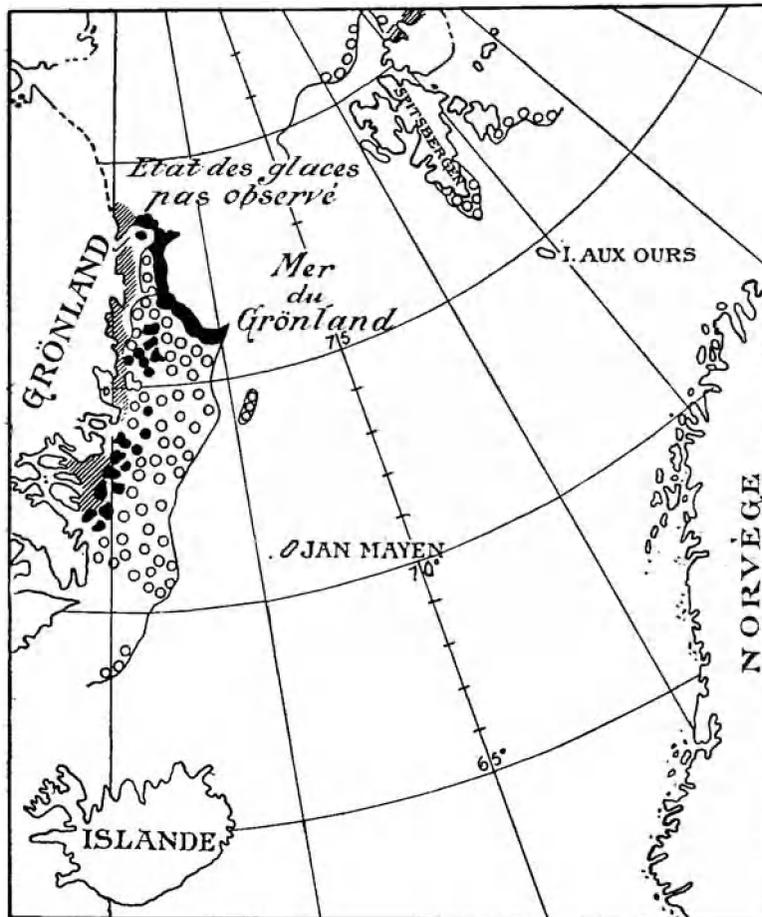


Fig. 8.

-  banquise continue
-  glace côtière (landice)
-  vastes champs de glace
-  banquise compacte
-  banquise ouverte

est limité aux endroits fréquentés par ces animaux.

D'autre part, il faut se rappeler que la glace polaire, tout d'abord compacte, se dissocie au sud et qu'il devient alors possible de la traverser comme l'a fait la

La distribution de la glace polaire et de la glace de baie est, nous l'avons vu, en relation étroite avec le régime des courants, et l'on peut admettre, d'une manière générale, qu'une carte de la glace impénétrable répond à celle du courant polaire lui-même. S'il est donc vrai que la situation du courant polaire est essentiellement déterminée par les conditions topographiques; s'il est vrai, en d'autres termes, que le courant polaire suit la partie profonde du talus continental du Grönland, on doit s'attendre à retrouver annuellement, à peu près aux mêmes endroits, la glace polaire avec ses grandes plaques de « vieille glace » et ses hummocks de pression. Or, d'après les cartes des glaces publiées, tous les ans, par l'Institut météorologique danois, cela paraît bien être le cas de façon générale. Il y a lieu de remarquer toutefois que les observations servant de base à ces cartes ne sont pas très nombreuses; elles émanent surtout des phoquiers dont l'unique objectif est la chasse aux phoques et dont le champ d'action

Belgica par 76° Lat. Ce que nous venons de dire au sujet des relations de la glace polaire et de la glace de baie s'applique, dès lors, à la partie nord de la Mer du Grönland.

Au sucl, le courant polaire entraîne toujours de la vieille glace polaire et celle-ci y est également essentiellement différente de la glace de baie.

Cette dernière se forme dans la Mer du Grönland, pendant la saison froide, et elle disparaît, au cours de l'été, par suite de la fonte, sans être entraînée hors de cette région marine. Il doit en résulter une périodicité marquée dans la salinité et la température : l'eau de surface doit être froide (à la température de congélation) et relativement salée en hiver, tandis que l'été voit se produire un réchauffement de la surface et un rafraîchissement des eaux par la fusion de la glace.

Les masses d'eaux du courant polaire ont une salinité beaucoup plus faible parce qu'elles sont principalement composées des eaux de précipitation de l'Asie.

Dans l'Océan polaire lui-même, il fond, d'après les observations de NANSEN, très peu de glace, même au cœur de l'été ; c'est seulement dans la Mer du Grönland que commence réellement la fusion. Aussi les variations entre l'été et l'hiver doivent-elles être fort faibles dans la partie septentrionale de la Mer du Grönland ; en tous cas, elles doivent être beaucoup moins sensibles que dans la zone occupée par la glace de baie.

Dans cette dernière région, le long de la route de la *Belgica*, c'est-à-dire à proximité de la glace polaire, la salinité à la surface était généralement comprise entre 32 et 33 ‰ et les températures étaient positives et comprises entre 0° et 1°. La salinité augmentait assez rapidement avec la profondeur ; à 10 mètres elle était le plus souvent très supérieure à 33 ‰. En même temps, la température diminuait ; l'isotherme de 0° se trouvait à une profondeur variable, le plus généralement à moins de 20 mètres sous la surface et, à la plupart des stations, la température descendait jusqu'à un minimum de -1° ou moins. Ce minimum s'observait à une profondeur variable : à certaines stations, à 20 mètres environ ; à d'autres, à près de 50 mètres de la surface.

Si l'on se rappelle actuellement que la glace de baie est assez mince (1 ou 2 mètres) on voit que cette glace flotte, en été, sur une eau relativement chaude et qu'il n'y a pas de glace au contact de l'eau la plus froide qui gît trop profondément pour que la glace puisse jamais l'atteindre.

Comment expliquer, dès lors, l'origine de cette température basse sous la surface ?

Le professeur PETERSSON a fait remarquer que pareil minimum de la température existe dans toutes les mers arctiques et antarctiques et il en a cherché une explication dans sa théorie sur la fusion de la glace, en admettant que ce minimum se trouve à la profondeur maximale atteinte par la glace. Il y aurait, au niveau inférieur des masses de glace les plus épaisses, un afflux d'eau plus chaude qui provoquerait la fusion, tandis qu'au-dessus de cette eau chaude la température se maintiendrait constamment basse par suite du contact avec la glace.

Mais, dans le domaine de la glace de baie, le minimum de température sous la surface n'a apparemment rien à voir avec la glace; suivant toutes probabilités, il est un souvenir de l'hiver. Pendant la partie hivernale de l'année, la surface gèle et la salinité augmente entre les morceaux de glace. Il doit facilement en résulter une circulation verticale comme on l'observe, par exemple, sans formation de glace, dans la Mer de Norvège, toute la masse d'eau, depuis la surface jusqu'à 50 mètres de profondeur, ou même au delà, devenant de la sorte homogène et prenant une température très basse. La salinité s'élève probablement au-dessus de 34 ‰, et même, en partie, beaucoup au-dessus de cette valeur, et il est logique de supposer que *la salinité que l'on observe dans l'eau présentant le minimum de température répond à peu près à la salinité de l'eau de surface en hiver.*

Lorsque le réchauffement commence à se produire, au printemps, la glace fond à nouveau, et l'eau environnante se réchauffe tout d'abord, sous l'action des rayons solaires, jusqu'au-dessus de la température de fusion de la glace. La chaleur solaire pénètre quelque peu dans l'eau et la réchauffe jusqu'à plusieurs mètres de profondeur. Cette eau réchauffée contribue à la fusion de la partie inférieure de la glace (1). Mais plus profondément, la température se maintient fort basse; elle s'élève seulement un tant soit peu par conduction, tant aux dépens des couches supérieures qu'aux dépens des couches inférieures.

Dans les fiords et le long des côtes de Norvège, on trouve régulièrement, en été, un minimum de température qui est une réminiscence du refroidissement hivernal et de la circulation verticale. Il ne disparaît pas, parce que les mouvements, dans cette couche, sont minimes et que le mélange y est faible.

C'est de même manière que le minimum de température se maintient dans le domaine de la glace de baie où les courants sont apparemment si faibles qu'ils n'arrivent pas à l'effacer.

Il est clair que l'on doit s'attendre à trouver une couche avec semblable minimum de température dans les parages arctiques et antarctiques où la formation de la glace et le refroidissement provoquent, en hiver, une circulation verticale, et où, par suite de la fonte de la glace en été, il se crée une couche superficielle assez diluée pour flotter au-dessus comme une surface protectrice.

Dans ces régions le minimum de température peut donc s'expliquer tout naturellement sans que l'on soit obligé d'admettre que la nappe d'eau où on l'observe soit en contact avec la glace. Il a donc peut-être une origine autre que dans le domaine de la glace polaire où la glace par ses compressions peut atteindre une certaine profondeur et contribuer ainsi au refroidissement.

(1) Une certaine quantité de glace dérive naturellement dans une eau qui est d'avance plus chaude (par exemple dans l'eau atlantique venue du sud).

La station 23 forme une exception par ses températures élevées sous la surface.

Alors qu'à la surface, la température n'y était que de $0^{\circ}88$, elle y était de $2^{\circ}15$ à 5 mètres, de $3^{\circ}29$ à 10 mètres et de $3^{\circ}26$ à 20 mètres.

A la surface, l'eau y était relativement fraîche (32.77 ‰); tandis qu'à 20 mètres, elle y était très salée (34.82 ‰).

A cette station, nous retrouvons, à 100 mètres de profondeur, de l'eau atlantique de 35.00 ‰ (voir les sections des planches LXVII et LXIX). C'est qu'en cet endroit pénètre, comme nous l'avons dit dans le chapitre précédent, une branche du courant atlantique côtoyant le Spitsbergen. De là, les hautes températures et les salinités élevées, sous la surface, tandis que l'eau de fusion de la glace s'étale à la surface même. *Nous avons là, par conséquent, un courant d'eau plus chaude et nous n'y trouvons pas de minimum intermédiaire de température.* Ce courant s'écoule à une profondeur que détermine la distribution des densités : il plonge sous les eaux moins denses et passe au-dessus de celles qui sont plus denses. Mais sa situation ne dépend de la fonte des glaces que parce qu'il résulte de ce phénomène une eau de surface plus légère; ce courant chaud n'est pas, comme le croit PETERSSON, amené au contact des glaces par le processus même de la fusion.

Des conditions analogues règnent à la station 21A, où la température était, à la surface de $-0^{\circ}28$ et où, à 20 mètres, on observait un maximum de $3^{\circ}38$. Nous avons, là aussi, une couche de salinité relativement élevée couverte par une mince nappe d'eau de fusion, froide. Cette station appartenait au même domaine que la station 23, où pénètre une branche du courant atlantique.

L'effet de ce courant se révèle aussi à la station 22 par une couche fort mince présentant un maximum de température à 50 mètres de profondeur et à la station 26 où de l'eau plus chaude pénètre à la façon d'un coin entre la surface et une couche plus froide dont la température est, à 50 mètres, de $0^{\circ}77$.

Dans la discussion précédente, nous avons considéré la partie de la Mer du Grönland située immédiatement au dehors de celle où s'écoule le courant polaire. A partir de là, les salinités et les températures augmentent peu à peu vers la limite orientale de cette mer, là où règne le courant atlantique.

Dans les autres régions, la situation est déterminée par l'extension de l'eau atlantique et par celle de l'eau de fusion.

Il y a des zones étendues où l'influence de l'eau atlantique est assez grande pour que les salinités atteignent des valeurs approchant de 35 ‰ . C'est le cas particulièrement dans la région où l'eau de fond se forme en hiver par refroidissement à la surface et circulation verticale accompagnée ou non de formation de glace.

Nous reviendrons sur ce sujet au cours du chapitre VIII et nous soulignerons seulement ici ce trait important de la physionomie de la Mer du Grönland qu'on y observe en hiver une partie où l'eau de fond arrive jusqu'à la surface, tandis qu'en été elle est complètement couverte d'eau plus fraîche par suite de la fusion de la glace.

VII

LA COUCHE INTERMÉDIAIRE A TEMPÉRATURE POSITIVE

Sous la surface et au-dessus de l'eau de fond, il existe une couche d'eau, épaisse par endroits de plusieurs centaines de mètres, caractérisée par des températures positives et des salinités notablement supérieures à 34 ‰.

C'est cette couche qui joue un rôle si important dans la théorie de la fusion de la glace du professeur PETERSSON. Celui-ci pense que ces eaux sont attirées vers la région des glaces par suite de la fonte, contribuant, ainsi, à entretenir ce phénomène. Mais cette hypothèse se trouve déjà infirmée par le fait que la couche chaude intermédiaire est généralement complètement séparée de la glace par la nappe de température minimum dont nous avons parlé au cours du chapitre précédent.

Nous croyons, quant à nous, que l'existence de cette couche doit avoir une tout autre cause et l'explication que nous en donnons ici se rapproche beaucoup de celle que NANSEN a présentée à plusieurs reprises.

La Mer du Grönland est le lieu de rencontre d'eaux venues du sud, possédant une salinité et une température relativement élevées et d'eaux provenant de l'Océan polaire, possédant une température inférieure à 0° et une faible salinité.

L'eau atlantique se mélange, pendant son passage dans la Mer de Norvège, avec l'eau de précipitation de l'Europe de sorte que sa salinité diminue peu à peu et qu'avec l'augmentation de la latitude, la température décroît également.

Dans la Mer du Grönland, une grande partie de cette eau est animée d'un mouvement très faible et son refroidissement continue jusqu'à ce qu'elle prenne une température de 3° ou 2° ou même moins.

Par suite de sa salinité assez forte et de sa basse température, cette eau atteint une densité relativement élevée; σ_t se rapproche de 28.00 ou dépasse même cette valeur.

Là où elle rencontre l'eau de précipitation que le courant polaire amène, elle s'y mélange encore de la même façon qu'elle s'est mélangée avec l'eau provenant de la côte norvégienne. A sa limite inférieure, elle se mélange également avec l'eau de fond. De telle sorte qu'il se forme de grandes quantités d'eau atlantique, diluée et refroidie, dont la salinité est un peu inférieure à 35 ‰. Son mouvement de circulation étant faible, cette eau « vieillit », pour ainsi dire, sur place et elle forme au-dessus de l'eau de fond une masse énorme et relativement stagnante.

L'eau du courant polaire n'a, par suite de sa faible salinité, qu'une densité beaucoup moindre; aussi, lorsqu'elle se répand vers le sud, doit-elle recouvrir l'autre. Il en est de même de l'eau de fonte en été.

A la surface, cette eau se mélange aisément, de sorte que sa salinité atteint 34 ‰ à 35 ‰.

A certains endroits, la circulation verticale créera, en hiver, un minimum de température caractérisé le plus souvent par des températures négatives.

Là où l'eau est le plus salée, elle devient, en se refroidissant progressivement en hiver, trop pesante pour pouvoir se maintenir à la surface, elle devient plus dense que tout autre couche et forme l'eau de fond. Ce sera le cas dans le système cyclonique où par suite du mouvement même les eaux de surface, plus légères, se grouperont sur les côtés tandis que l'eau la plus pesante se portera au centre.

La section figurée sur la planche LXVII montre nettement ces phénomènes.

Au large du Spitsbergen (aux stations 12 à 16) nous trouvons, à 100 mètres de profondeur environ, une couche dont la température est supérieure à 2°; cette couche se retrouve encore sur la carte de la planche LXIV.

Plus au sud-ouest, plusieurs stations (21A, 23, 26, et, à un moindre degré, 22 et 24A) montrent cette branche du courant atlantique dont nous avons parlé précédemment; l'eau n'y est pas encore aussi refroidie que le reste des eaux de mélange, et comme elle était, dès le début, assez diluée, elle est assez légère pour flotter immédiatement sous l'eau de fonte superficielle.

Dans cette eau de mélange, à température positive, les salinités sont le plus souvent comprises entre 34.9 et 35.0 ‰.

Quelque part au milieu de cette couche il y a un maximum de salinité. Celui-ci n'est pas fort accentué et sa profondeur n'est pas la même aux diverses stations; il ne répond pas au maximum de la température, mais se trouve plus profondément.

Si l'eau de mélange, de salinité supérieure à 34.9 ‰, n'était pas couverte, en tant d'endroits, par de l'eau beaucoup plus mélangée, la zone où se forme l'eau de fond serait bien plus étendue.

Tout en renvoyant à ce sujet au chapitre suivant, nous ferons remarquer que l'on peut facilement imaginer, dans ces relations, des variations considérables d'une année à l'autre.

Ainsi, il est évident que si le courant atlantique à la surface possède lorsqu'il pénètre dans la Mer du Grönland des salinités supérieures à la normale (ce qui sera le cas, par exemple, si l'apport d'eau douce de l'Europe est faible), l'eau de surface deviendra, par refroidissement, assez dense pour former l'eau de fond, même aux endroits où d'ordinaire la salinité est si faible que la glace se forme avant que la densité n'atteigne des valeurs voisines de 1.0281. Dans ce cas, la circulation verticale

fera disparaître les températures positives des couches intermédiaires, et la température sera, en hiver, depuis la surface jusqu'au fond, d'environ $-1^{\circ}3$; en été, seule la partie superficielle se réchauffera quelque peu. Mais les vents et les courants de surface interviennent ici : ils peuvent couvrir la couche de mélange d'une eau plus légère en sorte que les températures positives se maintiennent au-dessous.

N'était cette nappe superficielle, la couche puissante à températures élevées n'existerait pas; on ne trouverait en été qu'une mince nappe à températures positives couvrant une masse uniforme ayant le caractère des eaux de fond.

Nous arrivons ainsi à cette constatation curieuse que la température dans la Mer du Grönland serait beaucoup plus basse si le courant polaire n'était pas là pour contribuer à maintenir la salinité plus faible à la surface. D'autre part, dans cette hypothèse, il ne se formerait presque pas de glace de baie, en hiver, parce que l'eau disparaîtrait de la surface avant d'atteindre la température de congélation.

VIII

L'EAU DE FOND DANS LA MER DU GRÖNLAND

Ainsi que nous l'avons dit plus haut, pages 282 et suivantes, les observations de température faites pendant l'Expédition de la *Belgica*, doivent être considérées comme très exactes, les erreurs ne dépassant pas, en général, 1 à 2 centièmes de degré.

Les températures de l'eau de fond ont été déterminées avec la même exactitude en différents points de la Mer du Grönland et notre matériel donne certainement les renseignements les plus sûrs concernant la situation thermique de l'eau de fond en ces points.

A quelques stations, un thermomètre à renversement a été fixé à la ligne de sonde, un peu au-dessus du plomb. Les déterminations suivantes de la température du fond ont été faites de cette manière :

<i>Station</i>	:	20	23	24A	25	26	27A	28	29A
<i>Profondeur</i>	:	2,570	2,925	2,900	2,300	2,400	1,700	1,250	1,225
<i>Température</i>	:	-1°25	-1°30	-1°28	-1°29	-1°30	-1°31	-0°79	-0°80

La température aux plus grandes profondeurs explorées est donc, d'une manière à peu près constante, -1°30.

La température la plus basse fut observée à la station 27A, c'est-à-dire dans la partie méridionale de la route de la *Belgica*. Nous n'avons malheureusement, à cette station, aucune autre détermination de température qui nous permette de contrôler ce résultat et nous devons le regretter, car il serait très intéressant de savoir avec certitude si les températures les plus faibles se trouvent à un niveau plus élevé sur la partie du talus continental grönlandais où s'est faite la station 27A, qu'en d'autres points du talus.

Plus au nord, à la station 22, déjà citée plusieurs fois, la température près du fond était beaucoup plus élevée. En effet, les déterminations suivantes y ont été faites :

A 1,200 mètres	à 1,350 mètres	à 1,400 mètres
-0°32	-0°37	-0°40

Aux stations 28 et 29A (voir la fig. 1) les températures à 1,250 et 1,225 mètres étaient respectivement $-0^{\circ}79$ et $-0^{\circ}80$, donc de $0^{\circ}4$ plus basses. Il semble, par conséquent, que l'eau de fond remontait plus haut le long du talus continental, à la hauteur du 76° parallèle, qu'à une latitude plus élevée.

Ces deux parties différentes du talus continental sont nettement caractérisées dans la section figurée sur la planche LXVI.

Cette section nous montre en outre que les températures des eaux profondes sont, d'une manière constante, plus basses entre 76° et 78° Lat. que, plus au nord, entre 78° et 80° Lat.

A la station 20, la température au fond (par 2,570 mètres) était $-1^{\circ}25$, et à la station 19 elle devait être environ $-1^{\circ}20$, si nous nous en référons aux autres observations; mais, à la station 27A, elle était déjà de $-1^{\circ}31$ à 1,700 mètres.

Cette différence entre les diverses portions de la Mer du Grönland apparaît clairement dans les observations faites à 1,200 et à 1,800 mètres. Voici ces observations, réunies en un tableau, avec les déterminations de la salinité et de la densité :

Station	1,200 mètres			1,800 mètres		
	Temp.	S ‰	σ_t	Temp.	S ‰	σ_t
15	$-0^{\circ}72$	34.92	28.095	$-1^{\circ}03$	34.91	28.105
16	$-0^{\circ}89$	34.92	28.105	$-1^{\circ}07$	34.90	28.105
17	$-0^{\circ}70$	34.92	28.095	$-0^{\circ}95$	34.92	28.110
18	$-0^{\circ}74$	34.92	28.100	$-0^{\circ}95?$	34.92	28.110
19	$-0^{\circ}71$	34.93	28.105	$-1^{\circ}10$	34.91	28.110
23	$-1^{\circ}10$	34.92	28.115	$-1^{\circ}16$	34.92	28.115
24A	$-1^{\circ}08$	34.92	28.115	$-1^{\circ}18$	34.92	28.115
26	$-1^{\circ}01$	34.91	28.105	$-1^{\circ}14$	34.92	28.115

Aux stations 23, 24A et 26, les températures étaient plus basses qu'à n'importe quelle autre station plus septentrionale; les écarts étaient plus grands à 1,200 mètres qu'à 1,800 mètres.

Les températures étaient le plus élevées aux stations 17 et 18.

Contre le talus continental du Spitsbergen, elles diminuaient de nouveau. Là aussi, par conséquent, l'eau de fond est quelque peu soulevée de la même manière qu'elle l'est contre le socle continental grönlandais.

Lorsque l'on compare ainsi les observations faites en diverses stations situées près des talus continentaux du Spitsbergen ou du Grönland, on constate qu'au nord de 77° à 78° Lat., l'eau de fond est soulevée du côté oriental, vers le Spitsbergen (st. 15 et 16), et qu'elle est refoulée, plus profondément, du côté grönlandais (st. 22).

Si nous nous portons plus au sud, le long du talus grönlandais (aux stations 27A, 28 et 29A), nous la trouvons aussi soulevée.

Enfin, si nous examinons ce qui se passe aux stations 48 et 49 situées au large de la côte du Grönland par $71^{\circ} 20'$ Lat. N, c'est-à-dire encore beaucoup plus au sud, nous trouvons :

à la station 48, par 1,100 mètres : $-0^{\circ}63$

à la station 49, par 1,400 mètres : $-0^{\circ}98$

soit des températures légèrement plus élevées qu'aux stations 27A, 28 et 29A, par contre, beaucoup plus basses qu'à la station 22, et approximativement les mêmes qu'au Spitsbergen aux stations 15 et 16.

La station 27A est, de toutes les stations de la *Belgica*, la plus rapprochée de la région où — d'après les observations recueillies par AMUNDSEN ainsi que par divers phoquiers norvégiens — prendrait naissance, pendant l'hiver et par refroidissement des eaux superficielles de salinité voisine de 34.9 ‰ , l'eau profonde de la Mer norvégienne, région qui serait située au nord et au nord-est de Jan Mayen, à peu de distance des points où AMUNDSEN effectua ses stations 21, 22 et 23 (Pl. LXII).

La densité augmente par suite du refroidissement (environ 28.10) et cette eau devenant alors plus dense que toute l'eau environnante, doit s'enfoncer. Il est, dès lors, naturel d'admettre que l'eau la plus pesante et la plus froide doit être recherchée assez près de l'endroit de sa formation.

C'est précisément ce que montrent les observations de la *Belgica*.

Nous venons de voir que les températures de l'eau de fond sont les plus basses aux stations les plus rapprochées de cette région; si nous comparons actuellement les densités à 1,800 mètres de profondeur (elles sont rassemblées à la page précédente et sont inscrites sur la planche LXVI) nous voyons que les valeurs de σ_t sont un peu plus fortes aux stations méridionales (23 à 26 ou $\sigma_t = 28.115$) qu'aux stations septentrionales (15 à 19 ou $\sigma_t = 28.105$).

Ces densités sont, il est vrai, calculées d'après les tables hydrographiques de KNUDSEN, sur la base des titrages; on ne peut, par conséquent, leur accorder plus d'exactitude que n'en comporte la méthode de titrage elle-même, ce qui revient à dire que les erreurs peuvent facilement s'élever à une ou deux unités de la seconde décimale des valeurs de σ_t . Les petites différences que présente le tableau dressé pour la profondeur de 1,800 mètres peuvent donc très bien n'être qu'illusoires. Il est possible que les densités dans la même couche horizontale soient identiques partout et que, par conséquent, l'inclinaison des isopyknes soit insignifiante.

Formée à la surface, l'eau de fond tombe et s'étale peu à peu vers les côtés : vers le sud, elle coule dans la Mer norvégienne en passant probablement tant à l'est qu'à l'ouest de Jan Mayen, et vers le nord elle se répand à travers la Mer du Grönland. Il n'existe encore aucun élément qui nous permette d'estimer la vitesse avec laquelle cette eau de fond se déplace. Sans doute pourrait-on se former une opinion à ce sujet, à l'aide des diverses observations provenant de la Mer du Grönland et en conclure les

directions du mouvement : mais on ne pourrait cependant rien démontrer avec une autorité suffisante. Il est seulement très probable que, de la région de formation, l'eau de fond se meut en ligne droite vers le nord, en même temps qu'une autre partie arrive aux latitudes septentrionales après avoir décrit dans la Mer norvégienne un arc plus ou moins étendu.

Les stations 15 et 16 où les isothermes des couches profondes se relèvent légèrement vers la surface et où, par conséquent, il paraît y avoir un relèvement de l'eau de fond elle-même, se trouvent à l'angle nord-ouest du Spitsbergen, un peu au sud de l'endroit où NANSEN a admis l'existence d'un repli unissant l'angle nord-est du Grönland au Spitsbergen. Ce relèvement des isothermes vient à l'appui de l'hypothèse de NANSEN, car, s'il existe un repli, l'eau de fond doit évidemment s'accumuler contre lui. Nous reviendrons d'ailleurs bientôt sur ce sujet.

Comme nous l'avons dit, les observations de la station 22 offrent un intérêt spécial pour l'étude de l'eau de fond, tout comme pour celle du courant polaire à l'est du Grönland.

A cet endroit, les isothermes des couches profondes sont déprimées fort bas. Il est vrai que le brassage n'y dépasse pas 1,425 mètres; mais, à cette profondeur, la température est supérieure à celle de n'importe quelle autre station de la *Belgica*.

Le titrage a également fourni des salinités plus fortes qu'ailleurs : à 1,350 mètres 34.95 ‰ ($\sigma_t = 28.105$) et à 1,400 mètres 34.93 ‰ ($\sigma_t = 28.095$). Ces déterminations indiquent, elles aussi, que l'eau de fond est refoulée plus profondément. Peut-être est-ce parce que toute l'eau homogène qui remplit le Bassin grönlandais, dans sa cuvette profonde au nord du 77^e parallèle, est animée d'un mouvement vers le nord et que, par suite de la rotation de la Terre, elle remonte sur le versant oriental du bassin pour être déprimée ensuite le long du versant occidental.

Le fait que, plus au sud, aux stations 27A à 29A, les températures sont de nouveau relevées vers la surface, peut trouver son explication dans la situation même de ces stations : elles sont plus rapprochées de la région où, à certaines périodes de l'année, l'eau de fond remplit toute la mer, de la surface jusqu'au fond.

Les observations faites dans la Mer du Grönland par AMUNDSEN, en 1901, fournissent, pour les couches les plus profondes, des températures comprises entre $-1^{\circ}30$ et $-1^{\circ}40$. Les stations d'AMUNDSEN se trouvaient au sud-est de celles de la *Belgica* (voir Pl. LXII), c'est-à-dire là où l'eau de fond prend son origine. Aussi, ces températures sont-elles un peu plus basses que celles mesurées à bord de la *Belgica*.

Comme nous l'avons vu, ces dernières étaient, aux stations 23 à 27A, d'environ $-1^{\circ}30$. Plus au nord, la température au fond était légèrement plus élevée : ainsi, à la station 20 elle était $-1^{\circ}25$ à 1,270 mètres. Encore plus au nord, à la station 19, où la profondeur était 2,520 mètres, on a mesuré $-1^{\circ}10$ à 1,800 mètres, et $-1^{\circ}17$ à 2,300 mètres; la température du fond à cet endroit peut donc être évaluée à environ $-1^{\circ}2$

Il semble donc y avoir un accroissement régulier de la température des abysses, à mesure que l'on s'éloigne au nord du domaine d'origine de l'eau de fond. Cet accroissement de température a sans doute pour cause une action lente de la chaleur terrestre.

Dans le Bassin polaire, l'eau de fond a, d'après les observations de NANSEN, une température comprise entre $-0^{\circ}8$ et $-0^{\circ}9$, c'est-à-dire supérieure de 4 à 5 dixièmes de degré à celle des eaux profondes de la Mer du Grönland.

Cette différence, bien que relativement forte, s'explique très aisément si l'on admet l'existence d'une crête sous-marine séparant le Bassin polaire de la Mer du Grönland; mais, si l'on ne veut pas recourir à semblable hypothèse, on peut encore l'attribuer à un réchauffement des masses d'eau au contact du sol, pendant leur lent mouvement de translation.

Plus au sud, dans la Mer de Norvège, les observations du *Michael Sars* ont également fourni des valeurs plus élevées pour la température des eaux de fond couvrant les plus grandes profondeurs. Entre 2,000 et 3,000 mètres, on a mesuré pendant l'été 1900, dans la partie centrale de cette mer, des températures de $-1^{\circ}1$ et $-1^{\circ}2$ (1).

Nous voyons donc que la température de l'eau de fond, dans cette mer profonde, est un peu inférieure à $-1^{\circ}3$, là où se forme l'eau de fond et où AMUNDSEN a fait ses observations en 1901 et qu'à partir de cet endroit la température augmente régulièrement dans toutes les directions, aussi bien vers le nord que vers le sud.

On peut supposer que ce relèvement de température est un effet de la chaleur terrestre; mais, si naturelle que soit cette hypothèse, elle devrait être étayée par plus de preuves que nous n'en possédons, car pareilles différences de température peuvent également provenir d'autres causes. Ainsi, il est probable que l'eau de fond ne possède pas toujours la même température ($-1^{\circ}3$) quand elle abandonne la surface. La température peut être plus élevée certaines années, et cette température élevée pourra s'observer l'année suivante si la circulation est peu active et si le renouvellement des eaux s'opère lentement. En outre, la température des couches supérieures est plus élevée que celle des couches voisines du fond, et un léger accroissement de la température des eaux profondes peut avoir lieu par conduction ou, peut-être, par suite de mélange fort lent avec les couches un peu plus chaudes.

Au cours du voyage de la *Belgica*, on n'a pas recueilli d'échantillon d'eau à plus de 1,800 mètres, mais de cette profondeur et de celle de 1,200 mètres, nous possédons un nombre important de déterminations de la salinité.

Ces déterminations ont toutes été faites par titrage au chlore et les résultats en sont consignés dans le tableau de la page 322.

(1) HELLAND-HANSEN et NANSEN : *The Norwegian Sea*; loc. cit.

Dans la majeure partie des cas, on a trouvé une valeur de 34.92 ‰, c'est-à-dire la même salinité que celle des couches les plus profondes de la Mer de Norvège. Nous retrouvons cette salinité, avec de très faibles variations, partout dans la Mer du Grönland, entre 800 et 1,800 mètres. Dans un seul échantillon, nous avons trouvé 34.95 ‰ (st. 22, 1,350 mètres); dans une couple d'autres, 34.93 ‰, et enfin, dans quelques autres, 34.91 et 34.90 ‰. Ces variations sont si petites qu'elles restent dans les limites des erreurs inhérentes à l'emploi de la méthode de titrage et que nous ne pouvons, par conséquent, en tirer aucune conclusion sûre.

Nous avons signalé, dans le chapitre précédent, que les salinités atteignaient généralement un maximum dans les couches intermédiaires où la température est positive. Les salinités sont là, à beaucoup d'endroits, de 34.95 ‰ ou un peu au-dessus. La salinité diminue donc plus bas et cette diminution semble se poursuivre au fur et à mesure que l'on arrive à de plus grandes profondeurs, encore que les différences puissent être extrêmement faibles.

La moyenne des salinités inscrites au tableau précité est : à 1,200 mètres de profondeur, 34.920 ‰ et à 1,800 mètres 34.915 ‰. A de plus grandes profondeurs, la salinité moyenne est probablement 34.91 ‰ ou un peu moins, ce qui répondrait aux valeurs fournies par les échantillons d'AMUNDSEN.

On doit cependant ne pas perdre de vue que la quantité totale de sel est calculée d'après la quantité de chlore, à l'aide des tables hydrographiques de KNUDSEN qui supposent le même rapport constant entre Cl et S que dans l'Océan atlantique. Si cette proportion était différente pour l'eau profonde de la Mer du Grönland, les salinités calculées devraient subir une correction. Ce serait le cas si la glace jouait un rôle important dans la formation de cette eau profonde, car, pendant le processus de la congélation, la glace conserve plus de sulfates que de chlorures, et l'eau environnante devient relativement riche en chlore. Dans l'eau mère de la glace, la quantité de sel déterminée d'après la teneur en chlore sera donc légèrement trop élevée, et dans l'eau de fusion ce sera l'inverse. Mais les différences seront dans tous les cas très minimes.

La même remarque s'applique aux *densités* indiquées dans les tableaux et dans les sections. Elles ne sont pas déterminées directement, mais calculées d'après les tables de KNUDSEN avec les quantités de chlore et les températures *in situ* comme arguments. Nous avons trouvé ainsi, pour les couches profondes, $\sigma_t =$ environ 28.11.

Les variations sont tout à fait minimes :

Dans le sens vertical, il y a un léger accroissement vers le fond, mais cette augmentation des densités est si faible qu'elle ne doit pas empêcher les mouvements verticaux d'avoir lieu.

Dans un grand nombre de cas, la densité est exactement la même à 1,800 mètres et à 1,200 mètres. Cela provient de ce que les diminutions lentes de la salinité et de la température étant simultanées conservent à la densité sa même valeur.

Dans le sens horizontal, les variations sont également très faibles : les valeurs calculées de σ_t à 1,800 mètres ne varient que de 28.105 à 28.115. Il y a cependant lieu de remarquer que la distribution des densités trouvées présente en quelque sorte une certaine régularité géographique : les stations méridionales, de 23 à 26 inclus, donnent toutes $\sigma_t = 28.115$, à 1,800 mètres, tandis que les stations septentrionales, de 17 à 19 inclus, donnent $\sigma_t = 28.110$, et que les deux stations les plus au nord, 15 et 16, donnent $\sigma_t = 28.105$.

Des différences analogues se trouvent également à 1,200 mètres, et il semble que les densités dans une même couche horizontale soient plus grandes dans la région centrale de la Mer du Grönland, aux environs des stations d'AMUNDSEN et, qu'à partir de là, elles diminuent dans toutes les directions.

Ces variations répondent à la répartition des températures.

Nous avons abordé, à diverses reprises déjà, la question des *communications de la Mer du Grönland avec le Bassin polaire*.

Pour bien comprendre le régime océanographique de ces deux régions marines, il serait spécialement intéressant de savoir si elles sont ou non séparées, dans leurs parties profondes, par un repli sous-marin. En attendant que cette question puisse être l'objet d'observations directes, tout document portant dans un sens ou dans l'autre aura sa valeur ; aussi, bien que les données recueillies par la *Belgica* ne fournissent pas de solution définitive à cette question, elles permettent cependant quelques conclusions intéressantes.

Nous avons vu plus haut, pages 301 et suivantes, quelles étaient, dans les 800 mètres supérieurs, les relations existant entre les deux bassins.

Il y a une coïncidence remarquable, avons-nous observé, entre les températures de la *Belgica* (station 28) et celles du *Fram* (station 23), surtout pour les profondeurs comprises entre 400 et 800 mètres.

Pour la salinité, il y a également une analogie frappante jusque 300 mètres, mais plus profondément, les salinités du *Fram* sont supérieures à celles de la *Belgica* d'un dixième ‰.

Au delà de 800 mètres, les différences s'accroissent.

Dans les couches les plus profondes du Bassin polaire les eaux homogènes ont, d'après NANSEN, une température de $-0^{\circ}8$ à $-0^{\circ}9$.

Pendant l'été 1894, ce dernier observa les températures suivantes :

27 juin	à 1,200 mètres	$-0^{\circ}34$
26 avril	» 1,400 »	$-0^{\circ}44$
27 juin	» 1,600 »	$-0^{\circ}58$
27 octobre	» 2,500 »	$-0^{\circ}89$
29 »	» 3,000 »	$-0^{\circ}84$

(1) Cfr. « Northern Waters », p. 100.

Ces températures sont sensiblement plus élevées que celles observées en général dans la Mer du Grönland. En effet, si l'on excepte une seule station, la station 22, la température la plus élevée que la *Belgica* ait observée à 1,200 mètres était $-0^{\circ}70$ et la température la plus basse $-1^{\circ}18$; à 1,800 mètres la température la plus élevée était $-0^{\circ}95$ et la plus basse $-1^{\circ}18$; les températures de la *Belgica* sont donc partout de plusieurs dixièmes de degré inférieures à celles observées à bord du *Fram*, dans le Bassin polaire. Aux plus grandes profondeurs, près du lit de la mer, les températures étaient $-1^{\circ}2$ et $-1^{\circ}3$.

Seule la station 22 fait exception : on y observe la même répartition des températures et des salinités dans les couches superficielles qu'à la station 28 de la *Belgica*, qui a été employée plus haut pour la comparaison, et qu'aux stations du *Fram*; mais, dans les couches profondes, les températures sont également en absolue concordance avec celles du *Fram* : on y obtenait $-0^{\circ}32$ à 1,200 mètres de profondeur et $-0^{\circ}40$ à 1,400 mètres, soit seulement 2 et 4 centièmes de degré de plus que dans le Bassin polaire. Cette identité est d'autant plus remarquable que toutes les autres stations présentent, au delà de 800 mètres, des conditions hydrographiques différentes.

Malheureusement, il n'existe pas d'observation pour la partie profonde du talus grönlandais, plus au nord, de sorte que nous ne pouvons savoir si cette analogie, observée à la station 22, se manifeste là aussi.

Si l'on calcule, à l'aide des tables de KNUDSEN, la salinité des échantillons d'eau recueillis dans le Bassin polaire par le *Fram*, en obtient comme valeur approximative pour l'eau profonde homogène 35.10 ‰ au lieu de 34.91 ‰ dans la Mer du Grönland.

NANSEN s'exprime comme suit au sujet des déterminations du Bassin polaire : « As there seems to be no probable reason to doubt these determinations it appears at present, until new investigations shall have been made, necessary to assume that the salinity of the bottom-water of the North Polar Basin is about 35.10 ‰ (1). »

NANSEN considère cette valeur de 35.10 ‰ comme la plus faible qu'on puisse admettre pour la salinité à 450 mètres de profondeur (observations du 18 octobre 1894), profondeur où les déterminations de la *Belgica* ne donnent que 34.90 et 34.97 ‰, mais où, par contre, les températures observées dans le Bassin polaire et dans la Mer du Grönland concordent parfaitement.

Donc, tandis que la divergence entre les températures ne commence qu'à 800 mètres seulement, elle se manifeste pour la salinité dès 300 mètres.

Si l'on juge d'après la distribution des températures, il est naturel d'admettre l'existence d'un seuil séparant le Bassin polaire de la Mer du Grönland et s'élevant

(1) « Northern Waters », p. 100.

jusqu'à 800 mètres sous la surface de l'eau. Si, au contraire, on n'envisage que la salinité, ce seuil doit s'élever beaucoup plus près de la surface.

Or, on est en droit de supposer que les observations de températures faites dans le Bassin polaire sont relativement plus exactes que les déterminations de salinité et l'on ne peut, dès lors, accorder à celles-ci autant de crédit qu'aux premières. Cependant, d'autre part, la salinité au delà de 300 mètres serait, d'après les travaux de NANSEN, tellement supérieure dans le Bassin polaire, à ce qu'elle est, aux mêmes profondeurs, dans la Mer du Grönland, que le seuil en question, séparant ces deux bassins, ne saurait être couvert de beaucoup plus de 300 mètres d'eau.

Il est vrai qu'on observe une grande similitude de régime entre les couches profondes de la station 22 de la *Belgica* et celles du Bassin polaire exploré par le *Fram*; mais c'est là un fait isolé qui doit vraisemblablement être attribué à quelque circonstance spéciale. Au surplus, ce sont les températures seules et non les salinités qui présentent cette analogie.

Nous croyons, en résumé, que la similitude des observations faites dans les nappes supérieures, à bord du *Fram* et à bord de la *Belgica*, vient étayer d'un puissant argument l'hypothèse de NANSEN. Nous croyons, nous aussi, à l'existence d'un seuil séparant les parties profondes de la Mer du Grönland d'avec le Bassin polaire proprement dit et les considérations qui précèdent nous portent à croire que ce seuil doit se rencontrer entre 300 et 800 mètres de profondeur.

La section du Bassin polaire qu'a tracée NANSEN met en lumière la presque horizontalité des isothermes.

La profondeur approximative de ces isothermes est :

pour celle de	0°	de	800 à 900 mètres.
»	»	— 0°25	» 1,000 »
»	»	— 0°50	» 1,200 à 1,400 »
»	»	— 0°75	» 2,000 »

Vers les îles de la Nouvelle-Sibirie, les isothermes des températures négatives s'infléchissent légèrement vers le fond.

Il existe trois déterminations de température pour la profondeur de 3,000 mètres; ce sont :

Station	Date	Position	Température
18	16 août 1894	81°06' N, 128°00' E,	—0°78
19	29 oct. 1894	82°11' » 113°13' »	—0°84
26	15 avril 1896	84°07' » 16°00' »	—0°87

Ces observations révèlent un léger accroissement de la température de l'ouest vers l'est.

NANSEN n'a fait qu'une série d'observations à de plus grandes profondeurs; ce sont celles de la station 28 que voici :

à	2,100	2,600	2,900	3,000	3,400	3,700	3,800 mètres
temp.	—0°73	—0°79	—0°81	—0°78	—0°74	—0°70	—0°69 C.

On voit qu'il existait en ce point, à 2,900 mètres sous la surface, un minimum de température très faiblement accusé.

A partir de ce niveau, les températures augmentaient régulièrement vers les abysses, et cette augmentation était de 0°12 pour 900 mètres.

Ce très minime accroissement de température, tant dans le sens horizontal que dans le sens vertical, peut s'expliquer par un échauffement lent, au contact du sol, comme il semble que ce soit aussi le cas dans la Mer du Grönland et dans les parties méridionales de la Mer de Norvège.

Mais les conditions thermiques des couches profondes de la Mer du Grönland nous paraissent trop différentes de celles des abysses du Bassin polaire pour que nous puissions admettre que l'eau de fond de la première de ces deux régions se porte vers la seconde.

A 3,000 mètres de profondeur, en effet, cette eau qui, dans la Mer du Grönland, a une température d'environ —1°3, aurait, à la station 26 du *Fram*, relativement voisine, une température de —0°87, tandis que sur la distance beaucoup plus considérable qui sépare les stations 26 et 18 du *Fram*, la température ne se serait accrue que de —0°87 à —0°78, fait qui serait d'autant plus surprenant que l'on devrait supposer, en même temps, que l'eau abyssale se meut plus rapidement de la Mer du Grönland à la station 26 du *Fram* que de celle-ci à la station 18.

Il nous paraît donc, encore une fois, extrêmement probable qu'il existe un seuil entre le Spitsbergen et le Grönland, séparant l'eau profonde de ces deux régions marines, et que la profondeur de ce repli sous la surface est de 300 mètres au moins et de 800 mètres au plus.

Après que ces pages avaient été écrites, les échantillons recueillis à plus de 600 mètres de profondeur furent soumis à une nouvelle analyse.

Ces échantillons avaient été titrés plusieurs fois au retour de l'Expédition, en 1905, et il restait trop peu d'eau dans les flacons pour une détermination directe du poids spécifique. On a donc réuni quelques-uns de ces restants de flacons et les mélanges ainsi obtenus ont été étudiés par M. BJERKE au Laboratoire central de Christiania.

M. BJERKE a procédé à un titrage méticuleux de ces mélanges et à une détermination exacte du poids spécifique par une pesée hydrostatique. Les résultats de ses recherches sont consignés dans le tableau ci-contre où l'on trouvera des données relatives

aux parties constituantes des mélanges ainsi que les nouvelles valeurs obtenues pour la quantité de chlore et le poids spécifique.

La salinité et le poids spécifique (σ_0) sont calculés avec les Tables de KNUDSEN à l'aide des quantités de chlore déterminées directement. Les quantités de chlore et la salinité ont, d'autre part, été calculées, avec les mêmes tables, à l'aide des valeurs de σ_0 déterminées directement.

Nous avons indiqué, sous la rubrique « différence », l'écart entre les valeurs du poids spécifique et de la salinité résultant de l'emploi de chacune de ces deux méthodes.

On remarquera immédiatement, à l'examen de ce tableau, que les quantités de chlore déterminées pour les mélanges sont sensiblement plus élevées que celles relatives aux échantillons originaux. Ce fait est vraisemblablement dû à l'évaporation; en effet, les bouteilles ont été ouvertes à plusieurs reprises et, comme en dernier lieu, elles ne contenaient plus que de toutes petites quantités d'eau, l'évaporation a pu causer une concentration assez grande pour expliquer ces valeurs élevées.

Cette évaporation n'a pas été régulière : elle a été particulièrement active pour les mélanges nos 1, 2 et surtout 10. On ne peut donc accorder aucune importance aux valeurs absolues du chlore ou du poids spécifique. Il y a, par contre, un grand intérêt à comparer les valeurs du poids spécifique et du chlore déterminées directement et calculées.

On constate alors que le titrage a, de façon constante, donné des valeurs plus élevées que les pesées hydrostatiques.

La différence moyenne pour σ_0 est 0.009, pour toutes les déterminations, y compris la grande différence relative au mélange 1. Les valeurs de σ_0 sont donc plus élevées de cette quantité si on les calcule d'après la quantité de chlore au lieu de les déterminer directement; cela représente pour la salinité une différence d'un peu plus d'un centième pour mille. A supposer que les déterminations soient tout à fait exactes et qu'il ne se soit pas glissé d'erreur dans l'établissement des constantes de l'eau normale ou du flotteur, cela signifierait qu'il y a, relativement à la quantité totale de sels, plus de chlore que d'habitude et que ne l'a supposé KNUDSEN pour établir ses tables. C'est ce que l'on doit s'attendre à trouver dans de l'eau où se serait formée de la glace (voir plus haut) et cela tendrait à prouver que ces couches d'eau ont été à la surface à une époque pendant laquelle la glace se formait, ou qu'elles ont été mélangées à des eaux dont cela aurait été le cas.

Nous pouvons rappeler ici, à ce sujet, que, d'après la théorie de la fusion de la glace de PETERSSON, l'eau de fond se formerait par le refroidissement des eaux atlantiques au contact de la glace ainsi amenée à fondre.

D'après cette théorie, il devrait donc y avoir dans l'eau de fond un déficit de chlore plutôt qu'un excédent; or, c'est le contraire que nous observons.

Cependant les différences observées sont, en général, très minimes; elles sont même si minimes pour certains échantillons, qu'elles restent dans les limites des erreurs possibles d'observation.

Au cours d'observations antérieures de l'eau de fond, les déterminations du chlore ont en partie donné des salinités calculées moindres que les déterminations de la densité (1). On est donc autorisé à croire que ces différences doivent être attribuées à de petites erreurs dans les déterminations des constantes de l'eau normale ou du corps flottant, ou à des erreurs d'observation. En d'autres termes, on peut négliger ces petites différences qui sont tantôt positives, tantôt négatives, et admettre que, dans les eaux profondes de la Mer du Grönland, le chlore, la salinité et la densité sont dans les mêmes rapports que dans toutes les mers européennes.

(1) Cfr. HELLAND-HANSEN et NANSEN : *The Norwegian Sea* et NANSEN : *Northern Waters*, p. 12.

TABLE I

STATIONS HYDROGRAPHIQUES DE LA BELGICA

STATIONS	DATE (1905)	HEURE	POSITION		PROFONDEUR EN MÈTRES	OBSERVATIONS HYDRO- GRAPHIQUES	STATIONS	DATE (1905)	HEURE	POSITION		PROFONDEUR EN MÈTRES	OBSERVATIONS HYDRO- GRAPHIQUES
			LAT. N.	LONG.						LAT. N.	LONG.		
3	10 juin	8—12	79° 40'	6° 29' E	—	300 à 0 m.	29 ^A	22 juillet	12	75° 35'	10° 23' W	1260	1225—0 m.
6	17 »	12.30	79° 55'	10° 55' »	—	20—0 »	29 ^B	» »	16.45	75° 35'	11° 20' »	340	300—0 »
7	26 »	12.30	80° 02'	17° 02' »	90	85—0 »	30	» »	20	75° 39'	12° 00' »	375	360—0 »
8 ^A	28 »	13.30	80° 07'	14° 33' »	22	20—0 »	31 ^A	23 »	9.30	75° 47' ^s	12° 59' »	350	325—0 »
11 ^A	7 juillet	16	79° 52'	10° 42' »	310	300—0 »	32	24 »	10—12	75° 58' ^s	14° 08' »	300	300—0 »
11 ^B	» »	20	80° 04'	10° 05' »	650	630 et 0 »	33	25 »	24	76° 30'	14° 47' »	200	200—0 »
12	» »	24	80° 08' ^s	9° 40' »	550	500 à 0 »	34	» »	7	76° 46'	14° 33' »	270	267—0 »
13	8 »	16	80° 13' ^s	7° 42' »	560	540—0 »	35	26 »	10—11	76° 33' ^s	14° 58' »	210	200—0 »
14	9 »	9	80° 17' ^s	5° 40' »	735	700—0 »	36 ^A	27 »	matin	76° 37'	18° 22' »	314	300—0 »
15	10 »	12.30	80° 03'	2° 47' »	2600	1800—0 »	37	28 »	15	77° 30'	18° 34' »	235	210—0 »
16	11 »	14—20	79° 56'	1° 29' »	2275	1800—0 »	38	29 »	17	77° 35' ^s	18° 12' »	53	50—0 »
17	12 »	12.30	79° 34'	2° 37' »	4000 [?]	1800—0 »	39 ^A	30 »	12	77° 47' ^s	17° 11' »	290	30—0 »
18	13 »	14—19	79° 12'	1° 52' »	3400	1800—0 »	39 ^B	» »	20	78° 01'	16° 44' »	395	375—0 »
19	14 »	13.30-18.40	78° 43'	0° 00' »	2520	2300—0 »	40	31 »	7.30	78° 13' ^s	14° 18' »	100	100—0 »
20	15 »	13.30-15.20	78° 18'	3° 40' W	2700	2570—0 »	41	» »	12	78° 09'	14° 01' »	78	75—0 »
21 ^A	» »	17.30	78° 20'	4° 27' »	2107	800—0 »	42	» »	22	78° 06' ^s	15° 06' »	310	300—0 »
21 ^B	» »	23.30—24	78° 14'	4° 30' »	—	400—0 »	43	1 ^{er} août	12	78° 13'	16° 31' »	490	480—0 »
22	16 »	10.15—19	78° 05'	5° 21' »	1425	1400—0 »	44	2 »	—	77° 57'	17° 00' »	400	390—0 »
23	17 »	18.20	77° 25'	4° 03' »	2950	2925—0 »	7	» »	12	76° 15'	18° 03' »	75	70—0 »
24 ^A	18 »	12—16	76° 55'	3° 30' »	2910	2900—0 »	»	»	18	76° 22'	16° 27' »	370	350—0 »
25	19 »	14—16	76° 44'	3° 55' »	2325	2300—0 »	47	8 »	21.30	75° 47'	15° 21' »	180	175—0 »
26	20 »	13.30	76° 28' ^s	4° 54' »	2425	2400—0 »	48	15 »	9—13.30	71° 22' ^s	18° 58' »	1130	1100—0 »
27 ^A	21 »	14	75° 58' ^s	7° 52' »	1730	1700 et 10 »	49	16 »	9—12.30	71° 19' ^s	17° 25' »	1650	1400—0 »
27 ^B	» »	18	75° 56'	8° 35' »	—	200—0 »	50	17 »	8.30—9.30	70° 59'	15° 39' »	1525	600—0 »
28	» »	20	75° 55'	9° 00' »	1275	1250—0 »							

OBSERVATIONS DE LA TEMPÉRATURE A LA SURFACE

TABLE II

BELGICA

DATE (1905)	HEURE	POSITION		TEMPÉRATURE	SALINITÉ	DATE (1905)	HEURE	POSITION		TEMPÉRATURE	SALINITÉ
		LAT. N.	LONG.					LAT. N.	LONG.		
4 juin	4	70° 11'	20° 55' E	3°7	34.78	6 juin	2	72° 45'	18° 35' E	3°0	
" "	6	70° 19'	20° 50' "	3°4		" "	4	72° 53'	18° 35' "	3°0	35.28 ?
" "	8	70° 27'	20° 52' "	3°7	34.31	" "	6	73° 01' ⁵	18° 32' "	2°0	
" "	10	70° 31'	20° 50' "	4°3		" "	8	73° 10'	18° 28' "	3°0	35.07
" "	12	70° 35'	20° 28' "	3°7		" "	10	73° 18'	18° 30' "	3°3	
" "	14	70° 40'	20° 25' "	4°3		" "	12	73° 25'	18° 00' "	2°4	34.04
" "	16	70° 47'	20° 23' "	4°4		" "	14	73° 30' ⁵	17° 26' "	3°3	
" "	18	70° 53'	20° 15' "	3°7		" "	15	—	—	2°4	
" "	20	70° 59'	20° 06' "	3°9	34.78	" "	16	73° 36'	16° 52' "	2°6	34.99
" "	22	71° 05' ⁵	19° 55' "	4°2		" "	20	73° 53'	16° 42' "	1°2	34.28
" "	24	71° 11'	19° 50' "	4°1	34.85	" "	22	74° 03'	16° 42' "	3°8	
5 "	2	71° 17'	19° 49' "	4°0		" "	24	74° 14'	16° 42' "	3°6	35.12
" "	4	71° 24'	19° 48' "	3°7	34.85	7 "	2	74° 24'	16° 42' "	3°2	
" "	6	71° 30'	19° 48' "	3°6		" "	4	74° 34'	16° 42' "	3°1	35.11
" "	8	71° 35'	19° 40' "	3°9	34.92	" "	6	74° 44'	16° 42' "	—0°1	
" "	10	71° 38'	19° 28' "	3°8		" "	8	74° 54'	16° 30' "	—1°9	
" "	12	71° 51'	19° 15' "	3°9	35.13	" "	10	—	—	—	34.33
" "	14	71° 59'	19° 13' "	3°9		" "	12	75° 14'	16° 30' "	—1°2	
" "	16	72° 07'	19° 10' "	3°8	35.08	8 "	2	76° 00'	14° 52' "	—1°7	
" "	18	72° 15'	18° 50' "	3°6		" "	4	76° 05'	14° 46' "	—1°4	
" "	20	72° 21'	18° 24' "	3°7	34.99	" "	6	76° 12'	14° 38' "	—1°0	
" "	22	72° 29'	18° 35' "	3°3		" "	8	76° 19'	14° 30' "	—0°8	
" "	24	72° 37'	18° 35' "	3°4	35.04						

TABLE II (suite)

DATE (1905)	HEURE	POSITION		TEMPÉRATURE	SALINITÉ	DATE (1905)	HEURE	POSITION		TEMPÉRATURE	SALINITÉ
		LAT. N.	LONG.					LAT. N.	LONG.		
10 juin	16	—	—	—	34.05	2 juillet	6			1°9	
" "	18	79° 50'	8° 28' E	1°6		" "	8			1°8	
" "	20	80° 05'	9° 25' "	1°8	34.72	" "	12	Virgo Bay.		1°7	
" "	22	80° 02'	10° 26' "	2°2		3 "	4			1°8	
" "	24	79° 56'	11° 12' "	2°25	33.85	" "	8	79° 35'	10° 46' E	2°2	
13 "	12	↓ 79° 51'	11° 37' "	0°8		" "	10	—	—	2°1	
14 "	"	79° 46'	11° 20' "	1°1		" "	12	79° 21'	10° 30' "	2°5	34.45
15 "	"	↓ 79° 44'	11° 17' "	1°25		" "	14	79° 14'	10° 22' "	2°5	
16 "	20	79° 55'	13° 00' "	1°4		" "	16	79° 06'	10° 13' "	2°6	34.38
" "	22	79° 57'	13° 55' "	1°4		" "	18	78° 59'	10° 09' "	2°55	
" "	24	79° 59'	14° 50' "	0°4	34.43	" "	22	78° 44'	10° 09' "	2°9	34.45
17 "	4	80° 06'	16° 10' "	0°5		" "	24	78° 37'	10° 10' "	2°8	34.39
18 "	12	↓ 79° 54'	16° 55' "	0°3		4 "	2	78° 30'5	10° 16' "	3°3	
" "	14	—	—	0°2		" "	4	78° 24'	10° 20' "	2°6	
27 "	10	80° 06'	15° 55' "	—0°5		" "	6	78° 6	10° 25' "	3°8	
28 "	24	79° 57'5	13° 10' "	0°6		" "	8	78° 09'	10° 30' "	3°6	34.55
29 "	4	—	—	—	34.28	" "	10	78° 04'	10° 49' "	2°9	
" "	20	79° 49'	11° 18' "	1°3	34.31	" "	12	77° 59'	11° 09' "	3°65	34.55
" "	22	—	—	1°95		" "	14	78° 01'5	11° 55' "	3°1	
" "	24	79° 46'	10° 48' "	2°05	34.55	" "	16	78° 03'	12° 39' "	2°9	34.21
30 "	16			1°5		" "	18	78° 06'	13° 20' "	3°5	
" "	18			1°5		" "	20	78° 07'	13° 58' "	2°9	
1 ^{er} juillet	2			1°5		" "	24			3°8	
" "	8	79° 44' 11° 10' "		1°5		5 "	4			3°2	
" "	12	(↓ Baie Virgo)		1°5	34.28	" "	6	78° 04' 14° 13' "		2°8	
" "	20			1°8	34.33	" "	8	(↓ Green Harbour)		3°9	
2 "	2			1°7		" "	10			4°0	
" "	4			1°9		" "	12			4°0	

TABLE II (suite)

DATE (1905)	HEURE	POSITION		TEMPÉRATURE	SALINITÉ	DATE (1905)	HEURE	POSITION		TEMPÉRATURE	SALINITE
		LAT. N.	LONG.					LAT. N.	LONG.		
5 juillet (suite)	14			4°1		8 juillet	4	80° 06'	9° 30' E	— 0°5	33.31
" "	16			4°3		" "	8	80° 05'	9° 24' "	— 0°2	33.13
" "	18	78° 04'	14° 13' E	4°4		" "	20	80° 12'	7° 35' "	0°38	
" "	20	(↓ Green Harbour)		4°4		15 "	15	78° 18'	3° 40' W	— 0°36	
" "	22			4°0		5 août	24	76° 35'	17° 46' "	3°3	
" "	24			4°2		18 "	20	70° 26'	14° 30' "	0°4	
6 "	2	78° 07'	14° 00' E	2°7		" "	24	70° 09'	14° 43' "	2°1	env. 31.96
" "	4	78° 05 ⁵ '	13° 07' "	3°0	33.55 ?	19 "	4	69° 52'	15° 12' "	3°2	
" "	6	78° 07'	12° 16' "	3°1		" "	8	69° 35'	16° 01' "	3°2	
" "	8	78° 08'	11° 25' "	2°6	34.02	" "	12	69° 22 ⁵ '	17° 00' "	1°3	
" "	10	78° 10'	11° 57' "	3°0		" "	20	68° 28'	17° 00' "	3°2	32.59
" "	12	78° 14 ⁵ '	10° 32 ⁵ ' "	2°9	34.17	" "	24	68° 14'	17° 53' "	3°0	32.84
" "	14	78° 20'	10° 21' "	2°5		20 "	4	67° 57'	18° 15' "	3°0	33.12
" "	16	78° 25 ⁵ '	10° 10' "	2°5	34.17	" "	8	67° 44'	19° 06' "	2°8	
" "	18	78° 32'	10° 02' "	2°4		" "	12	67° 26'	20° 10' "	5°3	33.77
" "	20	78° 38'	9° 55' "	2°4	34.26	" "	16	67° 13'	21° 22' "	3°8	32.91
" "	22	78° 44'	9° 55' "	2°6		" "	20	67° 02'	22° 30' "	4°7	33.12
" "	24	78° 50'	9° 55' "	2°8	34.31	" "	24	66° 54'	23° 20' "	7°0	34.62
7 "	2	78° 59 ⁵ '	10° 03' "	2°7		21 "	4	66° 52'	23° 41' "	7°0	34.57
" "	4	79° 09'	10° 11' "	3°4	33.67	" "	8	66° 51'	24° 02' "	7°0	
" "	6	79° 18'	10° 20' "	2°7		" "	12	66° 35'	24° 30' "	7°1	
" "	8	79° 27'	10° 30' "	2°9	34.40	" "	16	66° 11'	24° 46' "	7°7	34.77
" "	10	79° 35'	10° 36 ⁵ ' "	2°8		" "	20	65° 47'	25° 03' "	8°9	34,67
" "	12	79° 43'	10° 43' "	2°4	34.50	" "	24	65° 22'	24° 39' "	8°9	34.76
" "	14	—	—	2°6	34.51	22 "	4	64° 58'	24° 10' "	10°0	34.37
" "	18	—	—	3°2		" "	8	64° 43'	23° 49' "	9°8	34.77
" "	20	80° 04'	10° 05' "	1°4	33.49	" "	12	64° 29'	23° 21' "	9°7	34.81
" "	22	80° 08 ⁵ '	9° 40' "	0°0		" "	16	64° 15'	22° 51' "	9°8	34.62

TABLE III

HVIDFISKEN, Cap. HERM. SVENDSEN

DATE (1905)	HEURE	POSITION		TEMPÉRATURE	SALINITÉ	DATE (1905)	HEURE	POSITION		TEMPÉRATURE	SALINITÉ
		LAT. N.	LONG.					LAT. N.	LONG.		
8 mai	12	69° 39'	17° 49' E	3°7	—	1 ^{er} juin	16	76° 53'	6° 17' E	0°9	35.05
» »	16	69° 48'	17° 25' »	4°7	34.68 ?	2 »	12	77° 24'	6° 20' »	1°5	34.91
9 »	4	69° 57'	16° 25' »	5°1	34.89	4 »	12	77° 29'	6° 09' »	2°6	34.76
» »	20	70° 05'	16° 23' »	5°5	35.05	» »	24	77° 14'	7° 59' »	3°3	35.05
10 »	4	70° 21'	15° 44' »	5°4	35.09	5 »	12	77° 12'	6° 18' »	2°7	—
» »	12	70° 41'	14° 24' »	4°9	34.82	6 »	4	—	—	2°9	35.00
» »	16	70° 52'	13° 50' »	4°9	35.12	» »	12	76° 47'	9° 24' »	3°7	—
11 »	4	71° 08'	12° 18' »	5°3	35.14	» »	22	76° 29'	9° 21' »	3°1 (1)	35.00
» »	12	71° 24'	11° 30' »	4°3	35.07	7 »	12	76° 13'	8° 40' »	3°0	35.24 ?
» »	20	71° 46'	11° 15' »	4°1	35.08	» »	24	76° 14'	7° 14' »	2°2	35.00
12 »	4	72° 09'	10° 40' »	3°5	35.17	8 »	24	76° 06'	8° 03' »	3°2	35.05
» »	16	73° 06'	10° 10' »	3°6	35.05	9 »	16	76° 11'	8° 58' »	3°1	35.08
13 »	12	73° 21'	10° 16' »	3°5	35.06	10 »	12	76° 44'	8° 31' »	3°0	35.03
14 »	12	73° 57'	9° 26' »	2°5	35.00	» »	24	77° 05'	8° 44' »	3°3	35.02
15 »	12	74° 17'	9° 39' »	2°5	35.07	11 »	12	77° 00'	9° 05' »	2°9	35.05
» »	24	74° 34'	10° 16' »	2°6	35.13	12 »	4	77° 18'	10° 48' »	3°6	35.04
18 »	8	74° 55'	9° 43' »	1°3	35.04	13 »	20	77° 15'	8° 17' »	2°9	35.05
» »	16	75° 17'	9° 35' »	2°7	35.07	15 »	12	77° 37'	6° 41' »	2°1	34.87
19 »	4	75° 14'	9° 18' »	2°1	35.04	16 »	8	77° 03'	8° 31' »	2°7	34.99
» »	12	75° 01'	9° 04' »	2°3	35.05	18 »	4	77° 07'	6° 35' »	2°1	35.00
» »	22	74° 48'	8° 17' »	1°8	34.99	» »	24	77° 04'	9° 00' »	3°7	35.09
24 »	16	75° 14'	7° 54' »	2°2	35.04	20 »	12	77° 31'	8° 30' »	3°4	35.05
25 »	12	75° 36'	8° 00' »	2°0	35.04	22 »	12	77° 14'	7° 41' »	2°6	35.05
26 »	12	75° 56'	8° 39' »	1°8	35.04	23 »	12	77° 44'	8° 44' »	4°3	35.10
27 »	21	76° 20'	6° 49' »	0°4	34.05	24 »	4	77° 23'	8° 32' »	3°6	35.10
28 »	16	76° 26'	7° 47' »	2°0	—	25 »	8	77° 38'	8° 40' »	4°1	34.79
29 »	12	76° 27'	8° 27' »	3°4	35.00	27 »	16	77° 12'	6° 55' »	3°4	35.00
30 »	20	76° 39'	7° 51' »	2°0	34.95	28 »	12	77° 05'	8° 17' »	3°7	35.02
31 »	8	76° 36'	7° 08' »	2°0	35.05	30 »	8	76° 54'	8° 20' »	3°9	35.02
» »	24	77° 02'	7° 46' »	1°7	34.91	» »	16	77° 02'	10° 10' »	4°7	34.95

(1) La température varie beaucoup à de petites distances.

TABLE III

HVIDFISKEN, Cap. HERM. SVENDSEN

DATE (1905)	HEURE	POSITION		TEMPÉRATURE	SALINITÉ	DATE (1905)	HEURE	POSITION		TEMPÉRATURE	SALINITÉ
		LAT. N.	LONG.					LAT. N.	LONG.		
30 juin (suite)	20	77° 03'	11° 30' E	3°1	—	15 août	24	77° 34'	13° 54' E	3°2	env. 31.96
1 ^{er} juillet	14	77° 36'	14° 36' »	2°3	34.41	16 »	4	77° 32'	13° 33' »	3°0	32.26
» »	24	78° 05'	13° 32' »	1°9	34.12	» »	12	77° 19'	13° 07' »	5°3	33.78
9 »	12	77° 33'	13° 18' »	4°4	33.56	» »	24	77° 06'	12° 20' »	6°2	34.60
10 »	8	77° 00'	12° 58' »	5°1	34.56	17 »	12	76° 53'	12° 45' »	5°8	34.22
» »	20	76° 16'	13° 10' »	6°0	35.04	» »	16	76° 34'	13° 03' »	5°9	33.88
» »	24	75° 52'	13° 20' »	5°3	35.04	» »	20	76° 15'	12° 12' »	6°2	34.96
11 »	8	75° 12'	13° 55' »	5°2	35.04	18 »	2	75° 52'	12° 33' »	6°4	35.08
» »	12	74° 53'	14° 30' »	6°2	35.08	» »	8	75° 29'	12° 47' »	7°8	34.95
» »	20	74° 18'	14° 55' »	5°7	35.05	» »	14	75° 01'	12° 57' »	8°2	35.00
12 »	4	73° 46'	15° 20' »	6°1	35.10	19 »	6	74° 40'	13° 45' »	7°8	34.92
» »	12	73° 04'	15° 37' »	7°0	35.10	» »	16	74° 14'	13° 40' »	7°3	35.07
» »	20	72° 28'	15° 58' »	7°5	35.08	» »	20	73° 58'	13° 46' »	7°8	35.07
13 »	4	71° 54'	16° 30' »	7°6	35.06	20 »	4	73° 39'	13° 42' »	7°6	35.02
» »	12	71° 13'	16° 27' »	8°1	34.85	» »	16	73° 25'	13° 07' »	7°7	35.05
» »	16	70° 52'	16° 49' »	8°3	34.63	21 »	1	73° 07'	12° 54' »	8°2	35.09
» »	24	70° 30'	17° 20' »	8°4	34.93	» »	8	72° 43'	13° 08' »	9°2	35.00
14 »	8	69° 40'	16° 58' »	8°6	33.70	» »	12	72° 32'	13° 43' »	9°8	34.96
26 »	4	69° 57'	18° 25' »	10°4	env. 32.65	» »	17	72° 13'	14° 16' »	10°4	34.64
27 »	12	70° 22'	18° 00' »	12°8	33.92	» »	22	71° 51'	14° 24' »	10°6	34.86
28 »	12	70° 50'	18° 12' »	10°6	34.60	22 »	3	71° 30'	14° 26' »	10°8	34.75
29 »	12	71° 45'	19° 06' »	9°0	34.90	» »	8	71° 10'	14° 30' »	11°1	34.87
» »	24	72° 18'	18° 52' »	8°6	35.00	» »	14	70° 47'	14° 38' »	11°7	34.95
30 »	12	73° 54'	18° 01' »	6°0	34.50	» »	21	70° 27'	14° 44' »	11°7	34.66
» »	16.30	74° 25'	17° 18' »	4°0	34.38	23 »	4	70° 09'	14° 27' »	11°5	34.99
» »	24	75° 19'	16° 14' »	6°0	34.74	» »	12	70° 17'	15° 46' »	12°1	34.66
31 »	8	76° 02'	14° 16' »	6°1	34.77	» »	24	69° 46'	16° 21' »	12°2	34.59
» »	12	76° 40'	13° 50' »	6°5	35.05	24 »	5	69° 55'	17° 42' »	12°1	34.47
» »	20	77° 18'	13° 26' »	7°1	34.04	25 »	8	69° 56'	18° 38' »	10°2	33.40
6 août	20	77° 33'	15° 12' »	4°0	< 32.16	» »	16	69° 44'	19° 04' »	8°3	32.21
13 »	20	77° 33'	15° 12' »	3°9	< 32.16						

TABLE IV

RIVALEN, Cap. H. ANDRESEN

DATE (1905)	HEURE	POSITION		TEMPÉRATURE (non corrigée) (1)	SALINITÉ	DATE	HEURE	POSITION		TEMPÉRATURE (non corrigée)	SALINITÉ
		LAT. N.	LONG.					LAT. N.	LONG.		
23 mai	22	69° 50'	20° 10' E	3°8C	34.00	1 ^{er} juin	12	72° 10'	4° 00' W	-0°5R	34.25
» »	24	70° 00'	19° 20' »	4°0 »	34.41	3 »	18	72° 00'	4° 20' »	0°0 »	34.29
24 »	3	70° 10'	19° 20' »	4°2 »	34.18	5 »	12	72° 15'	3° 00' »	0°0 »	34.35
» »	6	71° 55'	18° 40' »	4°5 »	34.64	6 »	6	72° 30'	3° 30' »	-0°5 »	34.37
» »	9	71° 30'	18° 00' »	4°2R	35.07	8 »	18	72° 40'	4° 00' »	0°0 »	34.33
» »	12	71° 10'	17° 15' »	4°0 »	35.01	9 »	18	72° 50'	4° 20' »	0°5 »	34.40
» »	15	71° 25'	16° 40' »	4°0 »	35.12	12 »	12	73° 10'	3° 40' »	0°0 »	—
» »	18	71° 50'	15° 50' »	4°0 »	35.13	15 »	6	74° 00'	4° 00' »	0°0 »	34.19
» »	21	72° 05'	14° 40' »	4°0 »	35.12	17 »	24	73° 15'	4° 40' »	0°0 »	33.75
» »	24	72° 15'	14° 00' »	4°0 »	35.12	18 »	8	72° 40'	6° 10' »	0°5 »	33.76
25 »	4	72° 35'	13° 10' »	3°0 »	—	19 »	12	71° 10'	2° 10' »	2°0 »	33.76
» »	8	72° 50'	12° 45' »	2°5 »	35.12	21 »	20	72° 10'	2° 00' »	0°5 »	33.75
» »	12	72° 30'	12° 00' »	4°0 »	35.16	22 »	8	72° 30'	1° 00' »	0°2 »	33.70
» »	18	72° 10'	11° 05' »	3°0 »	35.21 ?	» »	20	72° 55'	0° 00' »	0°5 »	33.80
» »	24	72° 33'	9° 55' »	3°0 »	35.12	23 »	8	73° 10'	1° 00' E	0°5 »	33.80
26 »	6	72° 50'	8° 50' »	2°0 »	34.97	24 »	16	73° 25'	2° 00' »	0°5 »	33.75
» »	12	72° 10'	8° 00' »	3°0 »	35.12	26 »	16	73° 50'	0° 00' »	1°5 »	—
» »	18	72° 13'	4° 00' »	2°5 »	35.12	30 »	18	74° 15'	2° 00' W	1°5 »	34.04
27 »	6	72° 08'	3° 00' »	2°0 »	35.07	2 juillet	8	74° 30'	4° 00' »	1°5 »	34.16
» »	24	72° 32'	1° 40' »	0°5 »	34.84	4 »	12	75° 05'	3° 30' »	1°5 »	34.23
28 »	6	72° 35'	0° 00' »	-0°5 »	—	» »	24	75° 25'	4° 00' »	1°2 »	34.04
» »	12	72° 40'	1° 00' W	-1°0 »	34.48	5 »	12	75° 50'	4° 30' »	1°0 »	34.04
» »	18	72° 20'	3° 00' »	-1°0 »	34.51	6 »	12	76° 10'	5° 00' »	1°0 »	33.77
29 »	18	72° 10'	3° 30' »	-1°0 »	34.41	7 »	9	76° 30'	4° 00' »	1°2 »	33.83
30 »	18	72° 15'	3° 10' »	-0°5 »	34.42	8 »	12	76° 30'	3° 12' »	1°0 »	33.00

(1) Le thermomètre fut brisé après les quatre premières observations. Le capitaine ANDRESEN fit alors usage d'un thermomètre Réaumur qui fut également brisé avant qu'on ait pu le corriger. Les températures indiquées dans cette colonne ne sont donc pas corrigées; il est vraisemblable qu'elles sont toutes un peu trop élevées.

TABLE IV (suite)

RIVALEN, Cap. H. ANDRESEN

DATE (1905)	HEURE	POSITION		TEMPÉRATURE (non corrigée)	SALINITÉ	DATE	HEURE	POSITION		TEMPÉRATURE (non corrigée)	SALINITÉ
		LAT. N.	LONG.					LAT. N.	LONG.		
9 juillet	18	76° 40'	1° 30' W	0°5 R	32.94	2 sept.	7	77° 15'	12° 10' E	4°2 R	34.49
11 "	12	77° 05'	1° 00' E	1°6 "	33.03	" "	12	76° 48'	14° 20' "	4°2 "	34.21
12 "	4	77° 30'	3° 10' "	2°0 "	34.82	" "	18	76° 25'	15° 00' "	5°0 "	34.98
" "	12	77° 50'	4° 30' "	2°5 "	34.88	" "	21	76° 10'	14° 20' "	4°5 "	35.13
" "	24	78° 20'	5° 20' "	2°8 "	34.51	" "	24	75° 50'	13° 40' "	4°5 "	35.07
13 "	12	79° 05'	8° 00' "	3°0 "	34.46	3 "	4	75° 30'	14° 00' "	4°8 "	35.10
14 "	6	79° 50'	12° 00' "	3°0 "	34.69	" "	8	75° 10'	14° 30' "	5°0 "	35.13
17 "	7	80° 00'	14° 20' "	1°0 "	33.18	" "	12	74° 45'	14° 10' "	5°2 "	35.08
20 "	16	80° 14'	15° 00' "	1°0 "	33.29	" "	15	74° 25'	14° 20' "	5°5 "	35.15
21 "	8	80° 10'	16° 40' "	2°2 "	33.41	" "	18	74° 05'	14° 40' "	6°0 "	35.09
23 "	12	80° 00'	17° 00' "	2°8 "	33.03	" "	21	73° 45'	15° 10' "	6°2 "	34.96
27 "	20	80° 30'	19° 30' "	2°2 "	—	" "	24	73° 25'	15° 40' "	6°2 "	35.02
3 août	20	80° 20'	19° 00' "	3°0 "	33.22	4 "	4	73° 10'	16° 00' "	6°8 "	34.74
4 "	24	80° 40'	18° 30' "	3°0 "	33.22	" "	8	72° 55'	16° 10' "	7°2 "	34.79
7 "	8	80° 35'	20° 40' "	2°5 "	33.04	" "	12	72° 30'	16° 30' "	7°0 "	34.94
10 "	12	80° 45'	16° 30' "	1°8 "	33.70	" "	16	72° 15'	16° 25' "	7°5 "	34.78
12 "	8	80° 15'	13° 25' "	2°0 "	33.92	" "	20	72° 00'	16° 40' "	7°5 "	34.76
16 "	8	79° 51'	11° 55' "	3°0 "	34.13	" "	24	71° 40'	17° 00' "	7°5 "	34.95
18 "	8	80° 10'	12° 00' "	2°0 "	33.72	5 "	3	71° 20'	17° 30' "	7°8 "	34.92
20 "	4	79° 48'	12° 50' "	3°0 "	33.92	" "	6	71° 00'	17° 00' "	8°0 "	34.90
22 "	8	79° 55'	13° 35' "	2°0 "	33.62	" "	9	70° 40'	16° 40' "	8°0 "	33.79
27 "	24	80° 20'	18° 20' "	1°5 "	<32.34	" "	12	70° 20'	16° 40' "	8°0 "	33.87
31 "	7	79° 50'	10° 35' "	4°0 "	33.74	" "	15	70° 00'	17° 00' "	7°5 "	33.34
" "	22	79° 30'	10° 00' "	4°0 "	34.32	" "	18	69° 45'	17° 20' "	7°2 "	33.86
1 ^{er} sept.	7	79° 00'	9° 10' "	4°0 "	33.63	" "	21	69° 20'	17° 40' "	7°0 "	33.86
" "	12	78° 40'	9° 50' "	3°0 "	32.85	5 "	24	—	—	7°5 "	33.27
" "	18	78° 10'	11° 15' "	3°2 "	33.13	6 "	3	Au large du phare de Høekkingen		7°2 "	32.88
" "	24	77° 30'	12° 40' "	3°0 "	32.83	" "	6	Près Röberg, Malangen		7°0 "	32.69

TABLE V

HAABET, Cap. JOHS. LARSEN

DATE (1905)	HEURE	POSITION		TEMPÉRATURE	SALINITÉ	DATE (1905)	HEURE	POSITION		TEMPÉRATURE	SALINITÉ
		LAT. N.	LONG.					LAT. N.	LONG.		
3 mai	20	70° 55'	14° 30' E	5°0	35.10	28 mai	12	73° 52'	0° 45' W	-1°5	34.62
4 "	8	71° 15'	12° 00' "	4°3	35.12	29 "	12	74° 10'	1° 20' "	-1°3	34.78
" "	12	71° 13'	11° 40' "	3°5	35.14	30 "	12	74° 15'	1° 15' "	-1°3	34.79
5 "	12	72° 12'	10° 05' "	3°3	35.28 ?	" "	24	74° 07'	1° 00' "	-1°3	34.77
" "	24	72° 40'	8° 30' "	3°2	35.11	31 "	24	73° 55'	1° 00' "	-1°2	34.78
6 "	12	73° 04'	6° 05' "	2°2	34.90	1 ^{er} juin	24	73° 55'	0° 50' "	-1°2	34.31
" "	20	73° 17'	3° 12' "	-2°0	34.70	2 "	24	73° 50'	1° 10' "	-1°0	34.35
7 "	12	73° 18'	2° 26' "	-1°9	34.77	5 "	12	74° 10'	1° 12' "	-0°5	34.72
8 "	12	72° 58'	1° 40' "	-1°5	34.95	" "	24	74° 15'	1° 00' "	-0°2	34.79
9 "	12	72° 44'	1° 00' "	-1°5	34.76	6 "	12	74° 30'	1° 48' "	± 0°0	34.71
" "	24	72° 55'	0° 30' "	-1°7	34.71	" "	20	74° 42'	2° 50' "	-0°1	34.71
10 "	12	73° 00'	0° 45' W	-1°5	34.79	" "	24	74° 40'	3° 40' "	-0°8	34.17
11 "	12	73° 11'	1° 55' "	-1°5	34.76	7 "	12	74° 35'	5° 55' "	-0°8	34.13
" "	24	—	—	-1°5	34.82	" "	24	74° 39'	7° 25' "	-0°5	34.47
13 "	12	—	—	-2°0	34.82	8 "	12	74° 20'	5° 12' "	-0°7	34.47
14 "	12	73° 25'	1° 19' "	-1°8	34.75	" "	24	74° 15'	4° 10' "	-0°7	34.50
15 "	12	73° 45'	1° 40' "	-2°0	34.73	9 "	12	74° 14'	3° 30' "	-0°4	34.72
16 "	12	73° 48'	1° 26' "	-1°3	35.02 ?	10 "	24	—	2° 50' "	-1°0	34.80
18 "	24	74° 08'	1° 20' "	-2°0	34.86	11 "	24	74° 15'	2° 45' "	-1°0	34.71
20 "	24	74° 31'	2° 21' "	-2°0	34.78	12 "	24	74° 18'	1° 30' "	-1°2	34.57
21 "	24	73° 57'	1° 19' "	-2°0	34.72	13 "	12	74° 16'	2° 00' "	-0°8	34.61
22 "	24	73° 55'	0° 40' "	-2°0	34.67	14 "	24	74° 36'	2° 00' "	-0°8	34.55
23 "	24	—	—	-1°5	34.71	15 "	24	74° 33'	2° 00' "	-0°8	34.74
24 "	12	—	—	-1°7	34.77	16 "	24	74° 30'	2° 10' "	-1°0	34.46
25 "	24	—	—	-1°7	34.63	17 "	24	74° 24'	2° 30' "	-0°8	34.23
27 "	12	73° 50'	0° 55' "	-1°5	34.47	18 "	12	73° 59'	0° 30' "	-0°4	34.28

TABLE VI

KjÖLVA, Cap. FR. SVENDSEN

DATE (1905)	HEURE	POSITION		TEMPÉRATURE	SALINITÉ	DATE (1905)	HEURE	POSITION		TEMPÉRATURE	SALINITÉ
		LAT. N.	LONG.					LAT. N.	LONG.		
14 sept.	16	71° 04'	19° 02' E	8°6	34.64	20 sept.	8	77° 05'	13° 25' E	4°7	34.53
15 "	8	72° 23'	18° 20' "	7°8	34.93	" "	16	76° 19'	13° 00' "	5°6	—
" "	12	73° 00'	17° 44' "	7°7	34.96	" "	20	76° 04'	15° 03' "	5°3	34.63
" "	16	73° 31'	17° 53' "	5°4	34.41	21 "	8	75° 37'	17° 30' "	2°7	33.90
" "	20	73° 55'	17° 22' "	4°1	34.06	" "	12	75° 24'	18° 41' "	2°8	33.80
16 "	4	74° 30'	17° 00' "	4°6	34.91	" "	18	75° 00'	19° 49' "	2°3	33.70
" "	8	74° 50'	16° 40' "	5°4	34.84	22 "	4	74° 05'	20° 23' "	5°3	34.87
" "	12	75° 10'	16° 33' "	5°3	34.68	" "	8	73° 44'	20° 23' "	6°1	34.82
" "	16	75° 36'	16° 10' "	5°3	34.45	" "	12	73° 20'	20° 23' "	6°7	34.93
17 "	8	76° 45'	14° 50' "	2°2	33.53	" "	16	72° 57'	20° 39' "	7°2	34.96
" "	12	77° 16'	13° 50' "	2°1	33.38	23 "	12	71° 26'	20° 48' "	8°0	34.93
" "	18	78° 03'	13° 27' "	3°3	33.46	" "	16	70° 54'	22° 04' "	8°4	34.58

PLANCHE LXI

CARTE BATHYMÉTRIQUE DE LA MER DU GRÖNLAND

(Projection gnomonique)

La carte ci-contre est établie d'après la carte bathymétrique de la Mer de Norvège publiée par B. HELLAND-HANSEN et F. NANSEN, à l'échelle de un six-millionième ($1/6,000,000^e$) (1) dont nous nous sommes borné à restreindre les limites et à modifier l'échelle ainsi que le mode de projection.

Elle est établie, ainsi, en concordance avec la *Carte bathymétrique générale des Océans*, dressée, par ordre de S. A. S. LE PRINCE DE MONACO et sous la direction de CH. SAUERWEIN, enseigne de vaisseau, d'après le Mémoire de M. le professeur THOULET, adopté par le Congrès international de Géographie de Washington (2).

Elle embrasse, à l'ouest du méridien de Greenwich, une partie de la feuille C_I et, à l'est de ce méridien, une partie de la feuille C_{IV} de la *Carte bathymétrique générale*. Elle diffère de celle-ci en ce qu'elle comporte, en plus, les courbes intercalaires de 1500, 2500 et 3500 mètres.

A. DE GERLACHE.

(1) Bathymetrical Chart of the Norwegian Sea by B. HELLAND-HANSEN et F. NANSEN, dans : *Report on Norwegian Fishery and Marine Investigations*. — Bergen, 1909.

(2) J. THOULET : Carte bathymétrique générale des Océans, *Bull. du Musée océanog. de Monaco*, n° 21, 25 décembre 1904.

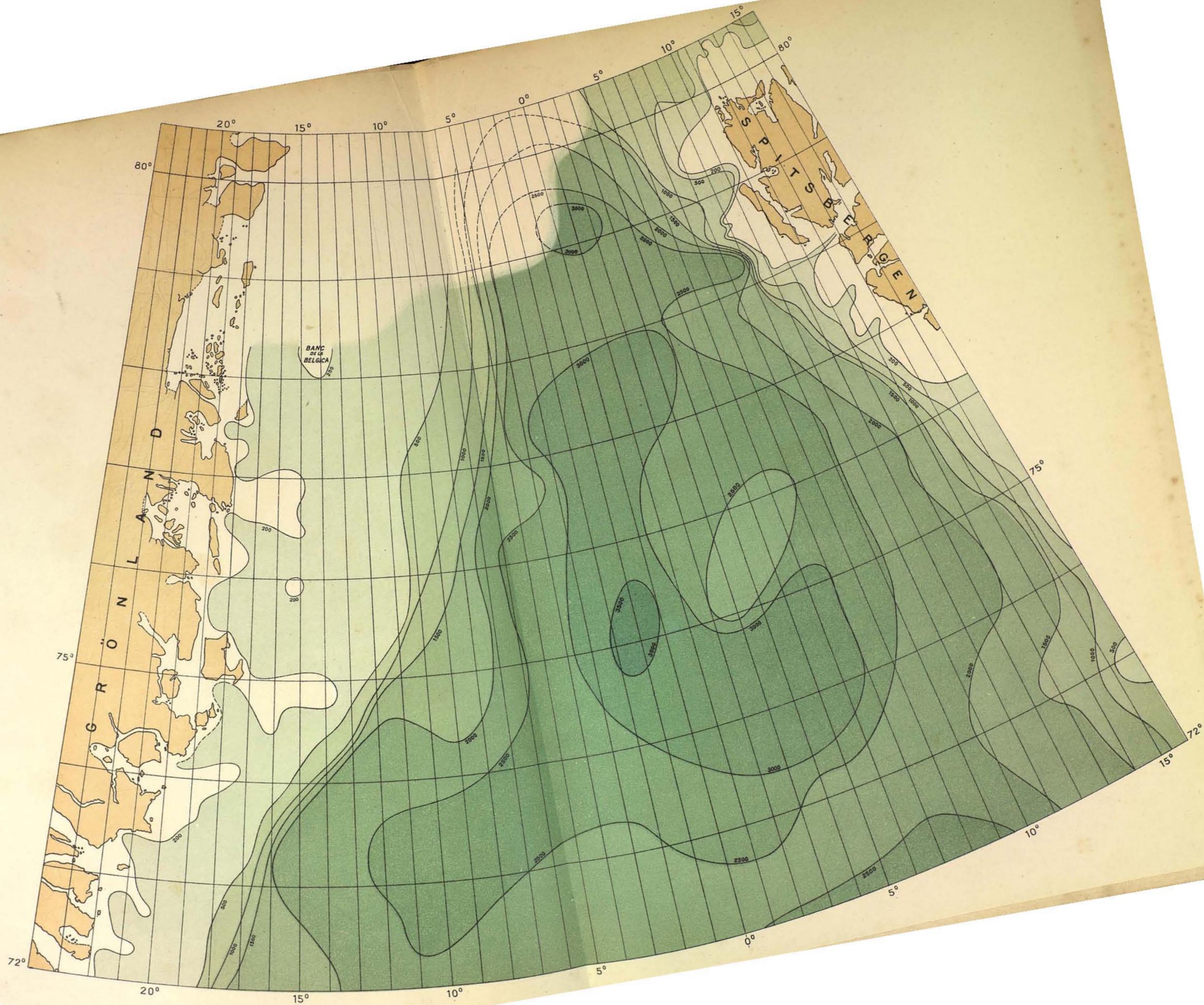


PLANCHE LXII

CARTE INDIQUANT LES STATIONS ET L'ITINÉRAIRE DE LA BELGICA ET LES STATIONS FAITES PAR D'AUTRES EX- PÉDITIONS DANS LA MER DU GRON- LAND ET DANS LES RÉGIONS VOISINES

Cfr. FRIDTJOF NANSEN: *Northern Waters*, 1906. — PL. V.

- A*₁₅—*A*₂₃ AMUNDSEN, Juin—Août 1901.
J 116 *L'Ingolf*, 1896.
MS 19—*MS* 68 *Le Michael Sars*, Juillet—Septembre 1900.
MS 14—*MS* 28 *Le Michael Sars*, Février—Mars 1901.
 Au large de la Norvège septentrionale.
MS 76—*MS* 94 *Le Michael Sars*, Juin—Juillet 1901.
MS 7a—*MS* 10a *Le Michael Sars*, Février 1903.
M 206—*M* 215 MOHN, Juillet 1877.
M 277—*M* 370 MOHN, Juillet—Août 1878.
R III—*R* XVI RYDER, Juin—Juillet 1891.
R XXVI—*R* XXVII RYDER, Août 1892.
Ar I—*Ar* X ARRHENIUS, Août 1896.
N VI—*N* X NATHORST (Åkerblom), Juin—Juillet 1899.
F I—*F* II KOLTHOFF, à bord du *Frithjof* (Østergren) Juillet 1900.
Ap II—*Ap* IV AMBRUP, Juin—Juillet 1900.
Ma V—*Ma* X MAKAROFF, Juin 1899.
Ma XV—*Ma* XXXI MAKAROFF, Août 1899.
K 108—*K* 111 KNIFOWITSCH, Octobre 1901
 et BREITFUSS, Octobre 1902.

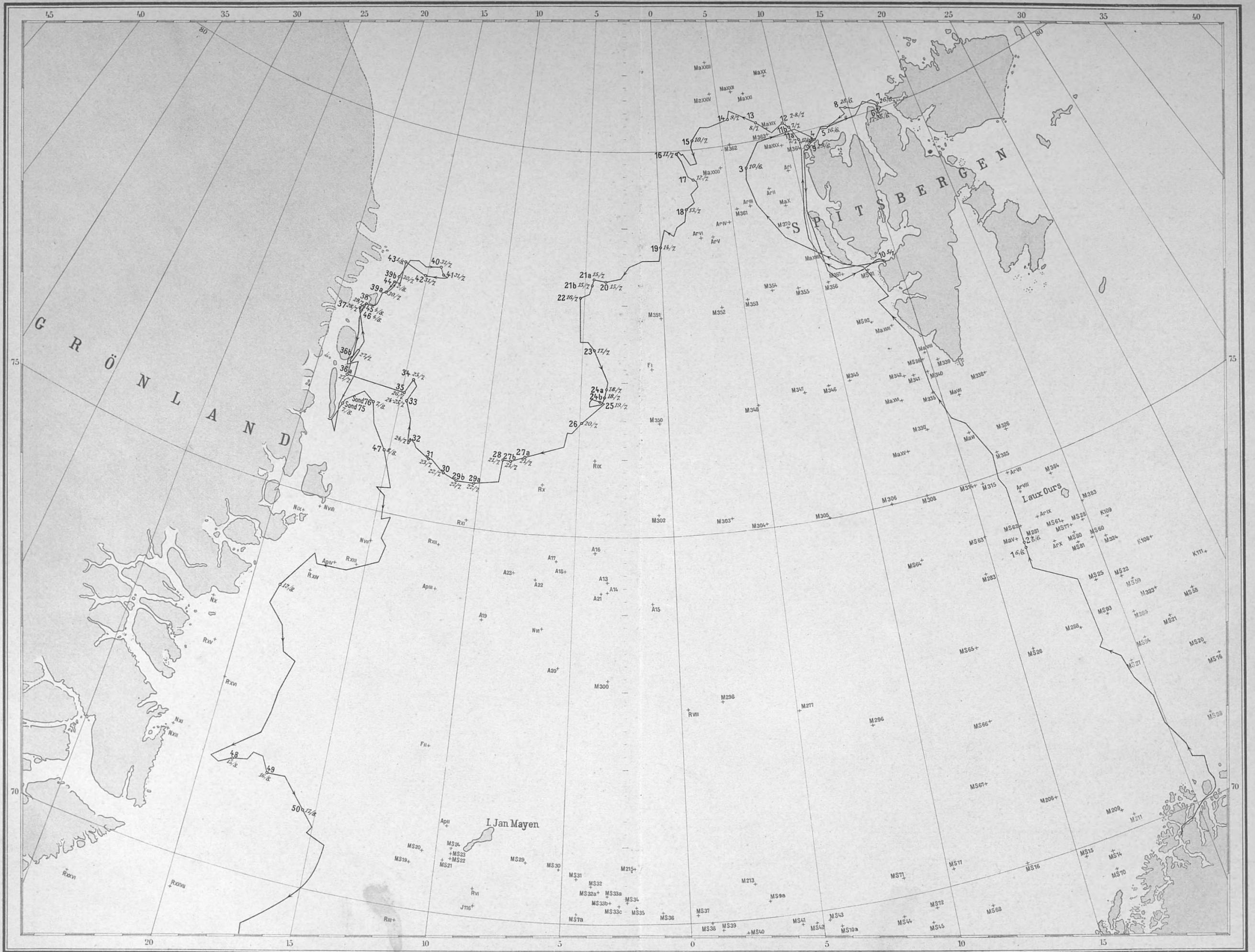


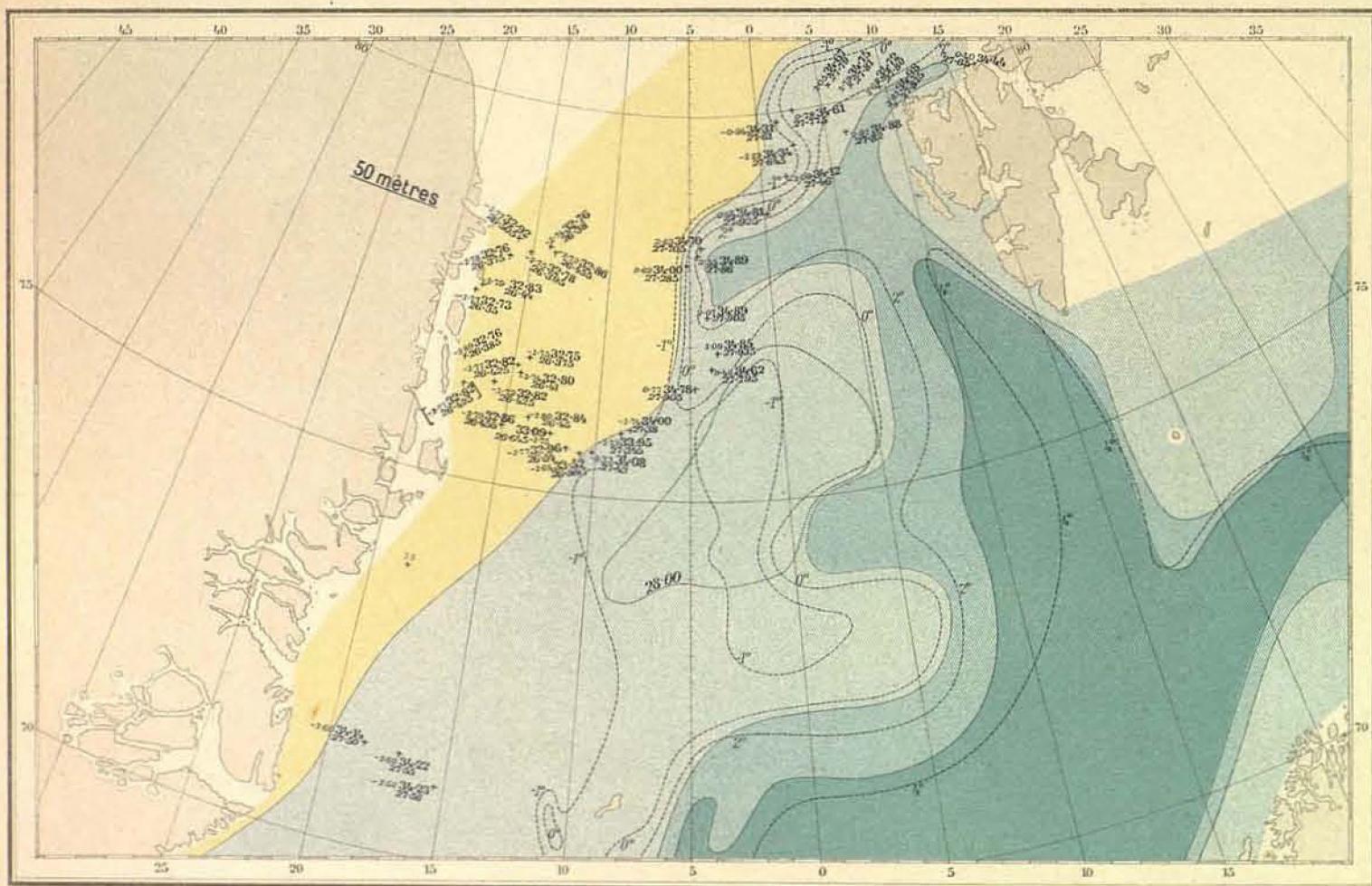
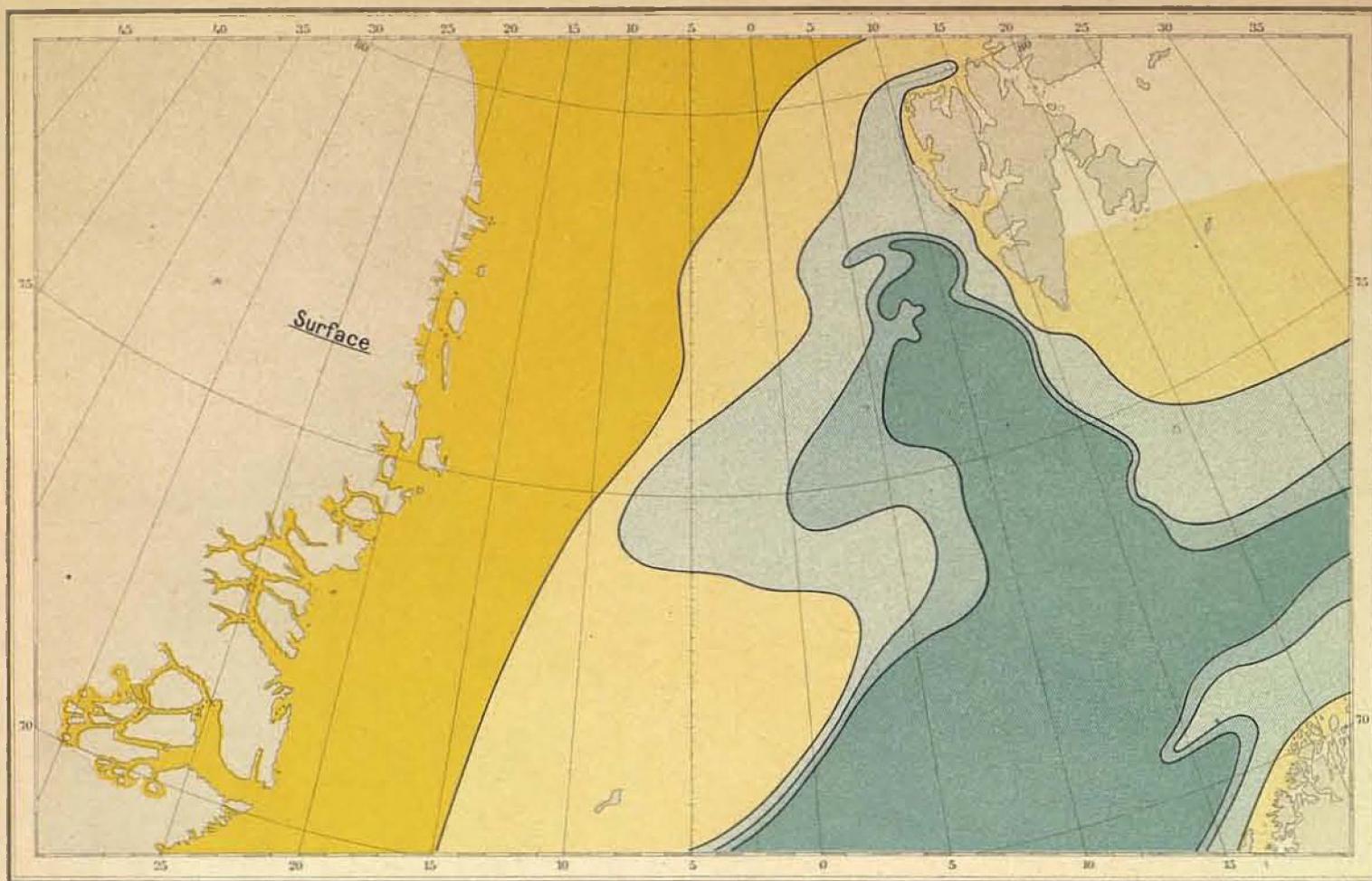
PLANCHE LXIII

TEMPERATURE, SALINITÉ ET DENSITÉ

à la surface
et à 50 mètres

A l'échelle du 10,000,000^e

Cf. FRIDTJOF NANSEN: *Northern Waters*, 1906. — PL. V.



Lith. A.S. John Orteg, Bergen.

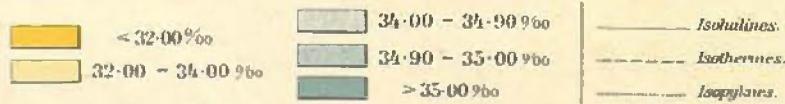


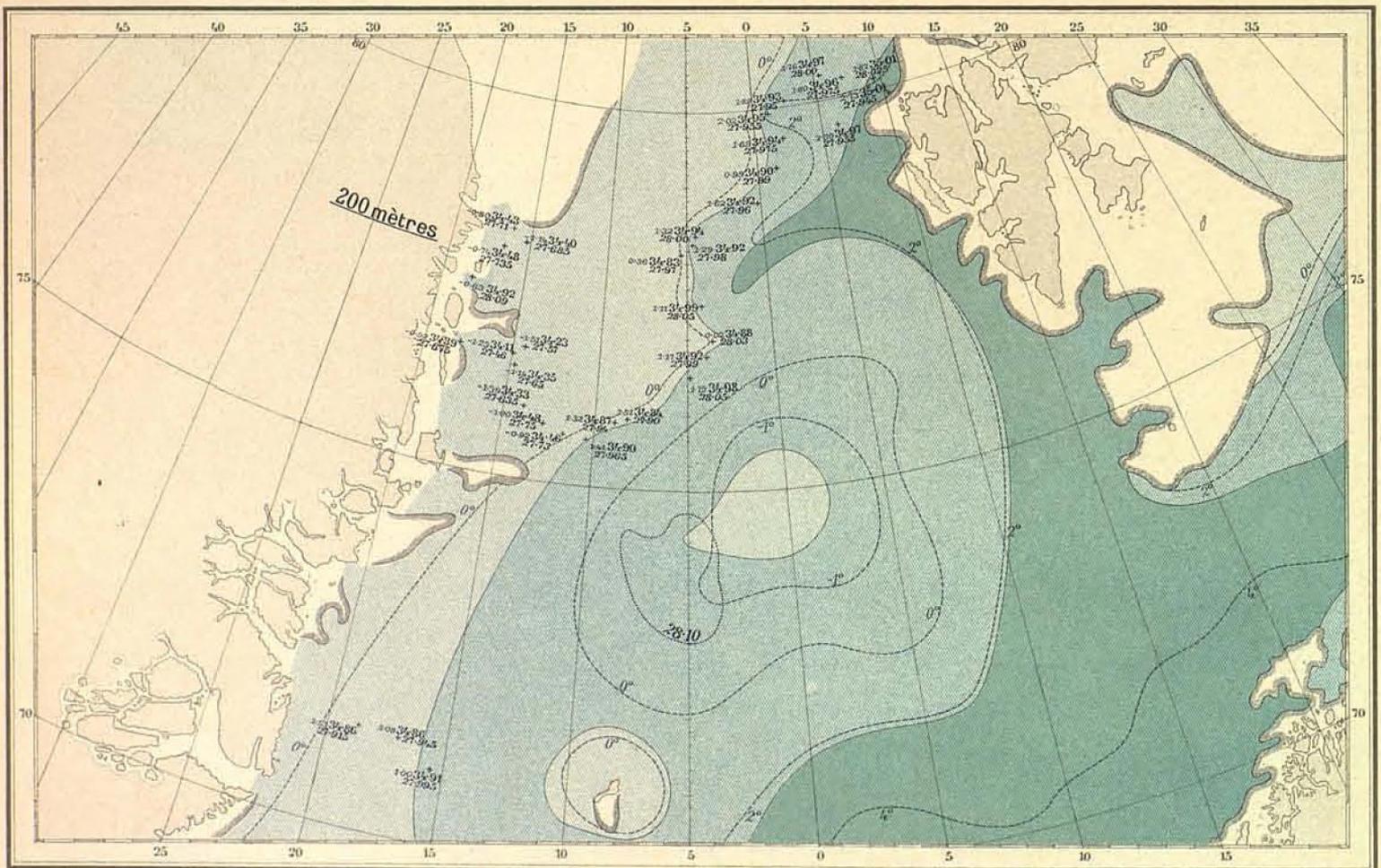
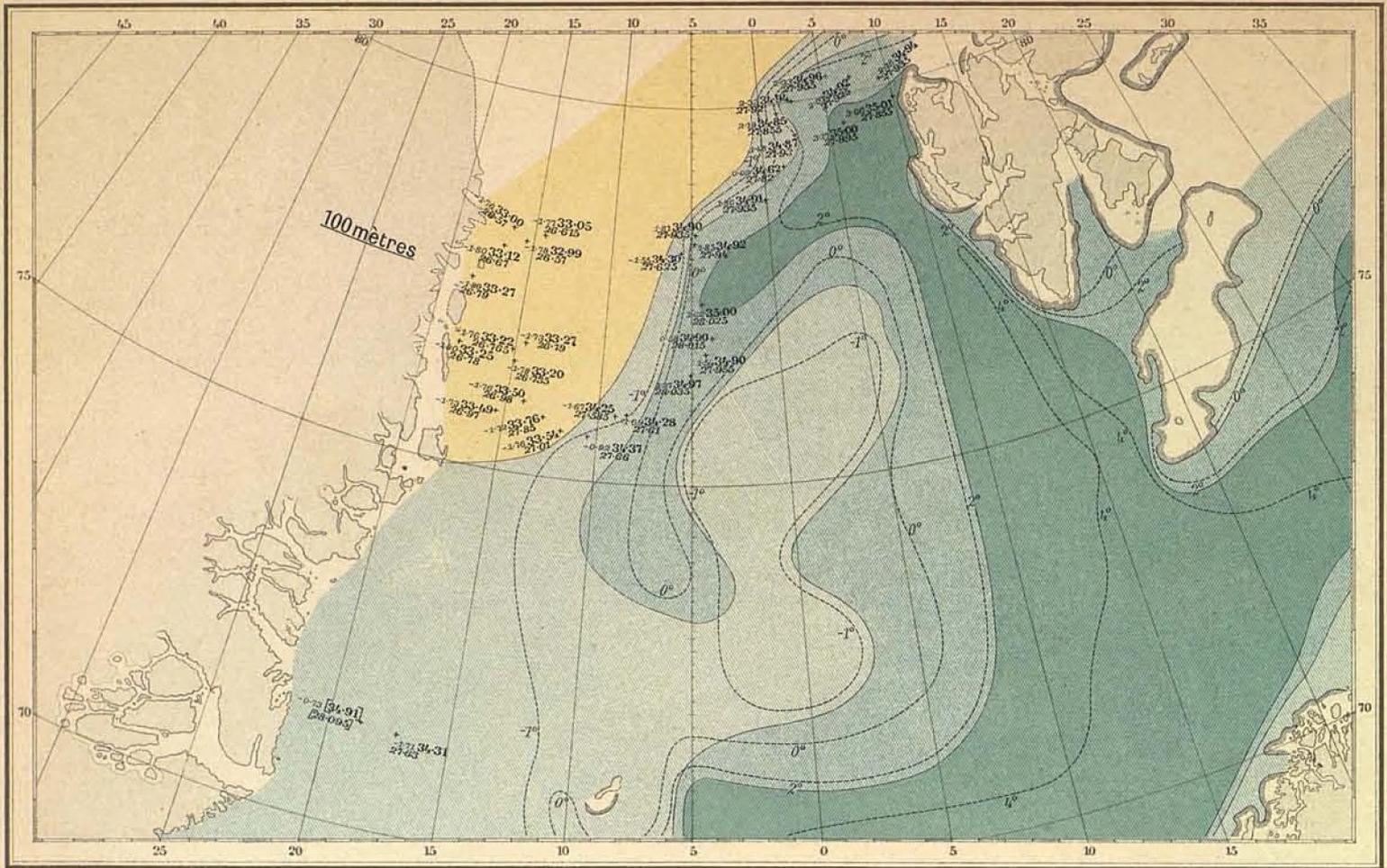
PLANCHE LXIV

TEMPERATURE, SALINITÉ ET DENSITÉ

à 100 mètres
et à 200 —

A l'échelle du 10,000,000^e

Cf. FRIDTJOF NANSEN: *Northern Waters*, 1906. — PL. V.



Lith. A.S. John Grieg, Bergen.

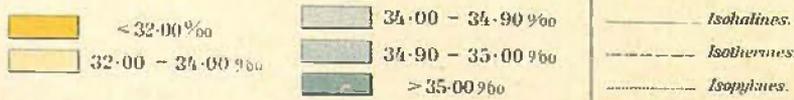


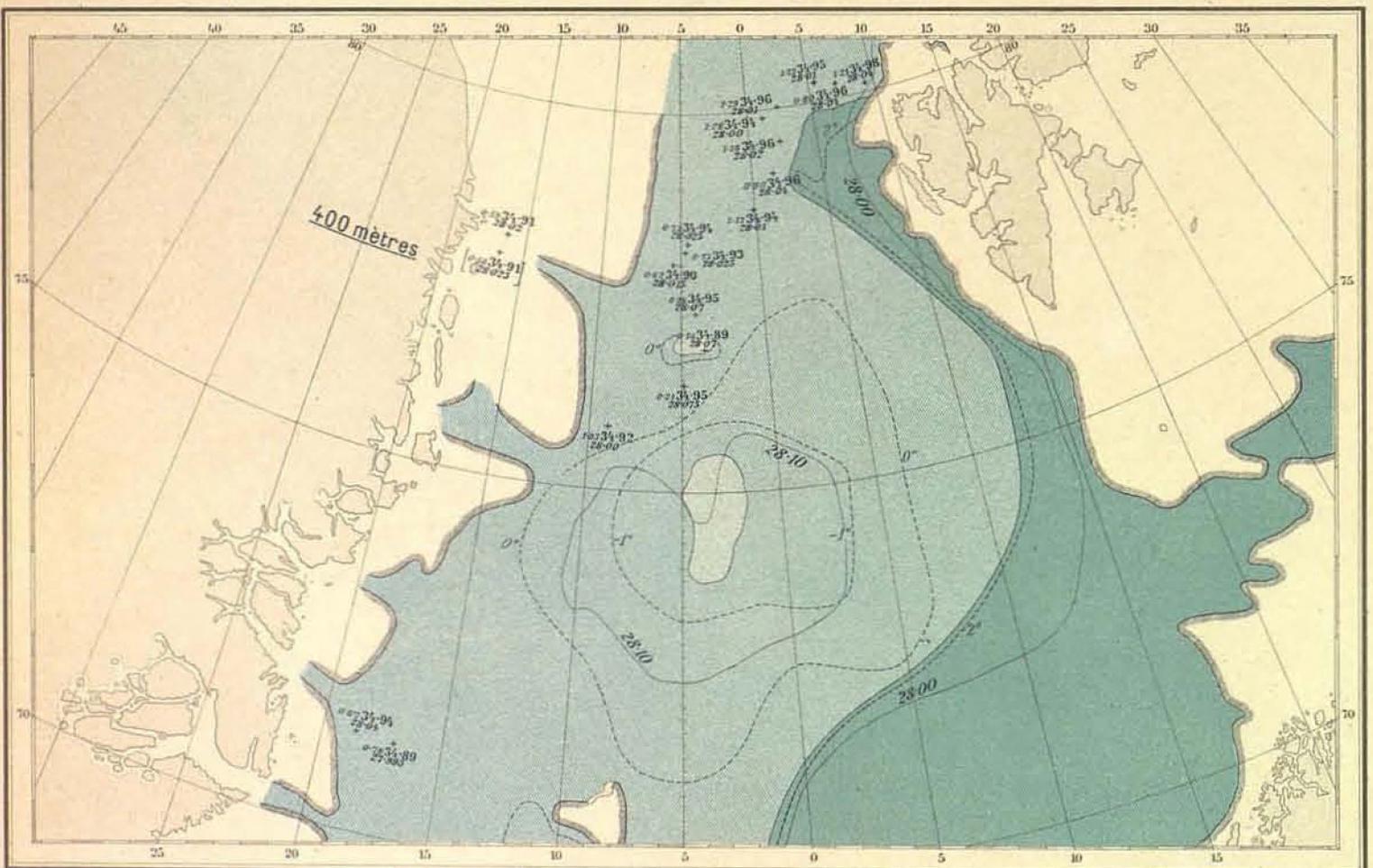
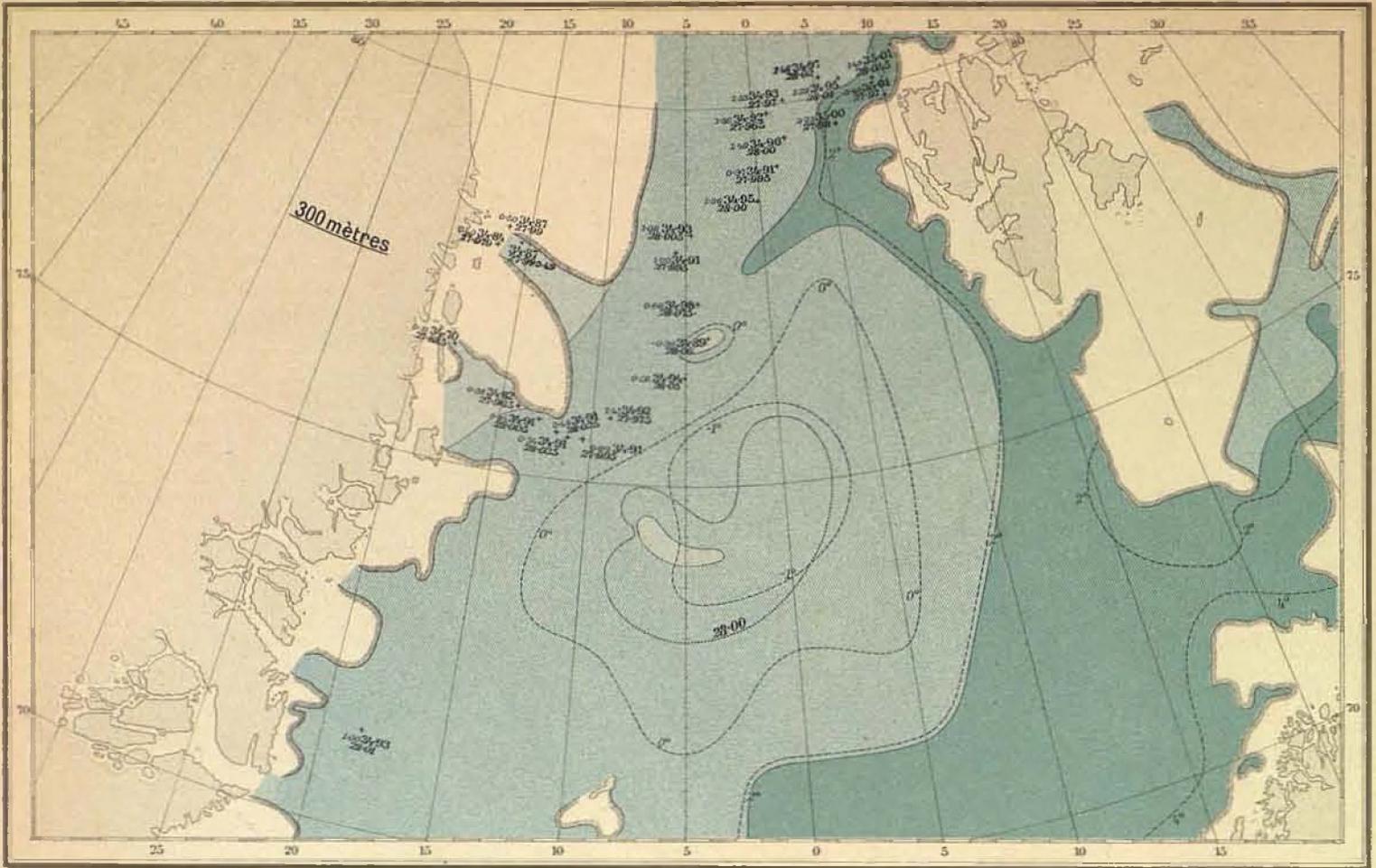
PLANCHE LXV

TEMPERATURE, SALINITÉ ET DENSITÉ

à 300 mètres
et à 400 —

A l'échelle du 10,000,000^e

Cfr. FRIDTJOF NANSEN: *Northern Waters*, 1906. — Pl. V.



Lith. A.S. John Greig, Bergen.

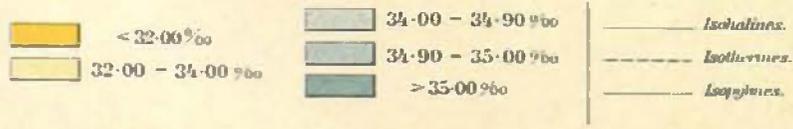
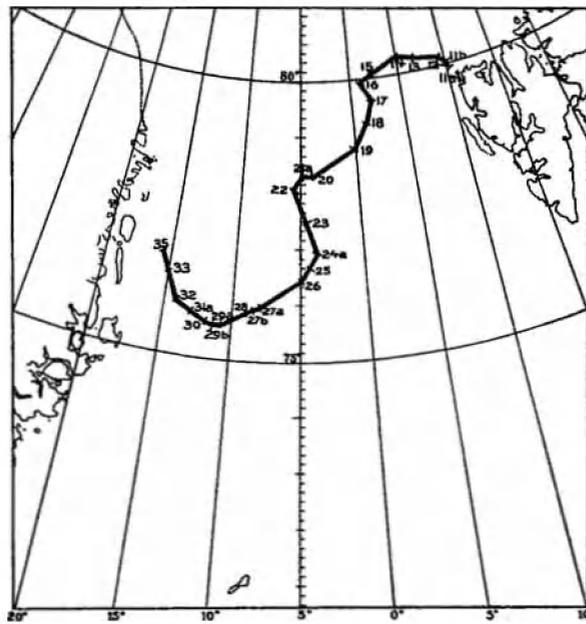


PLANCHE LXVI

DIAGRAMME DES STATIONS 11a à 35

Echelle horizontale: 1 : 2,300,000 (1 mm. = 2.3 km.)

Echelle verticale: 1 : 20,000 (1 mm. = 20 m.)



Situation géographique de la section

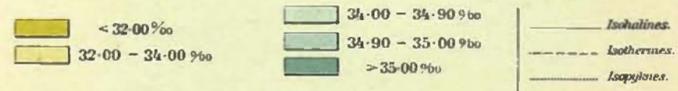
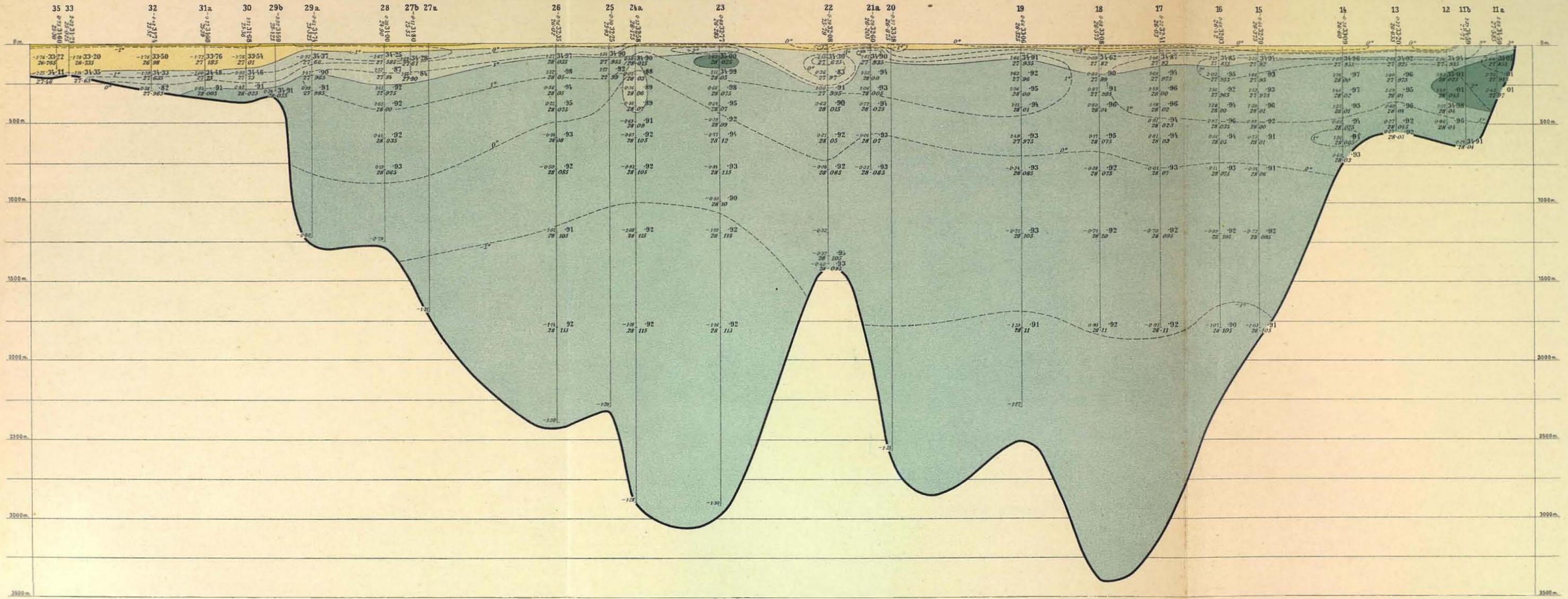
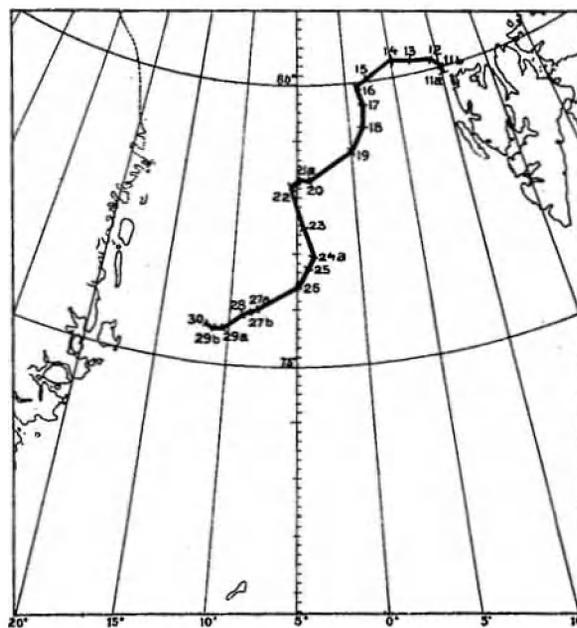


PLANCHE LXVII

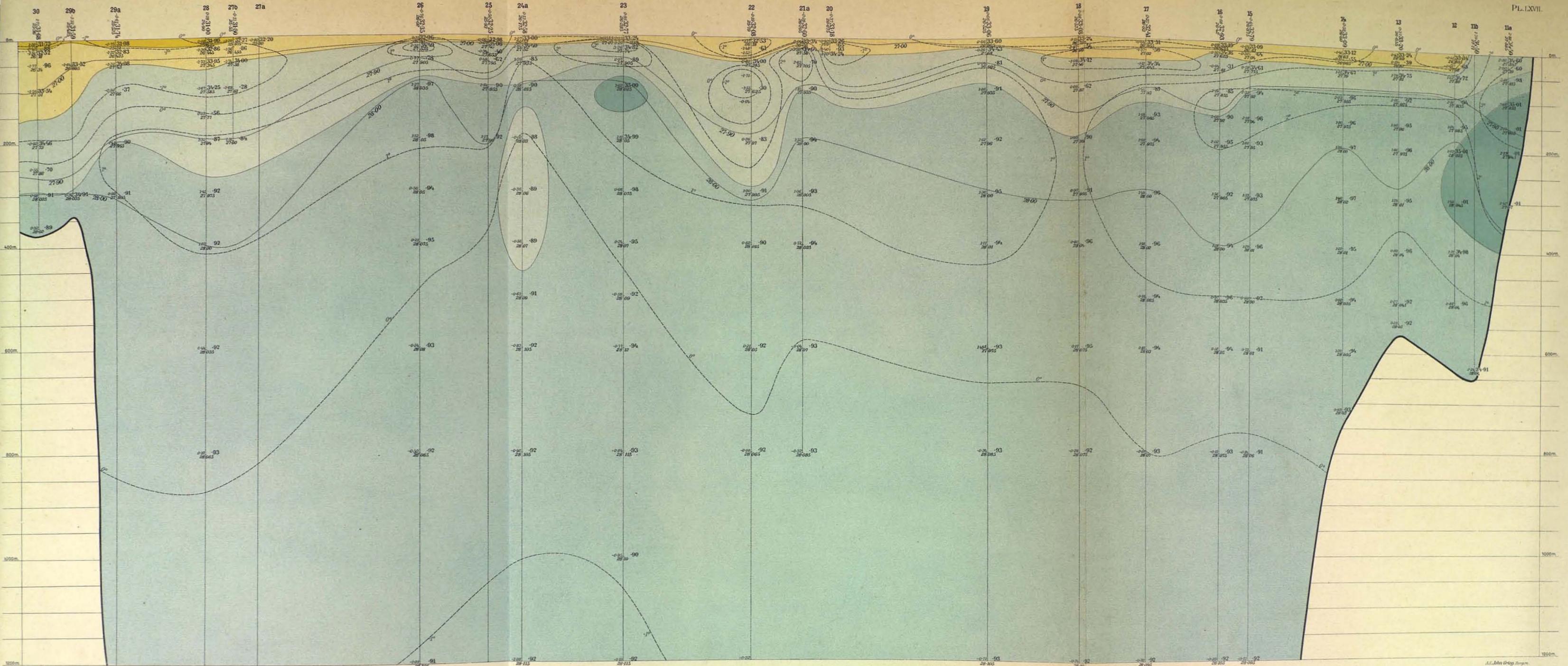
DIAGRAMME DES STATIONS 11a à 30 jusqu'à 1200 mètres de profondeur

Echelle horizontale: 1 : 1,600,000 (1 mm. = 1.6 km.)

Echelle verticale: 1 : 5000 (1 mm. = 5 m.)



Situation géographique de la section



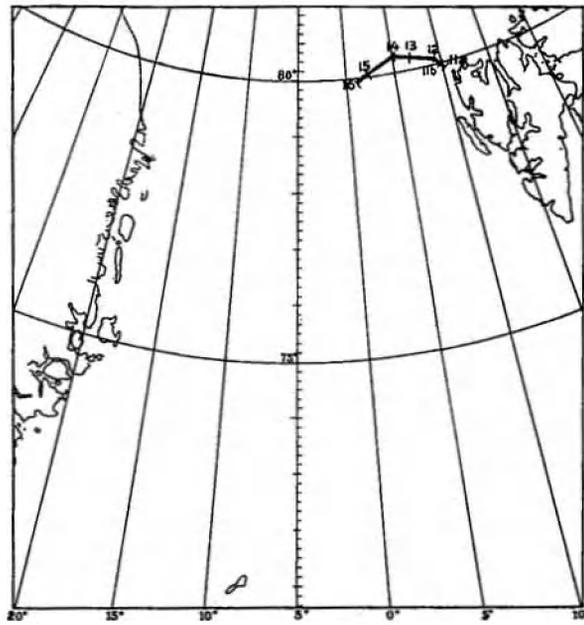
	< 32.00 ‰		34.00 - 34.90 ‰		Isohalines.
	32.00 - 34.00 ‰		34.90 - 35.00 ‰		Isothermes.
			> 35.00 ‰		Isohypses.

PLANCHE LXVIII

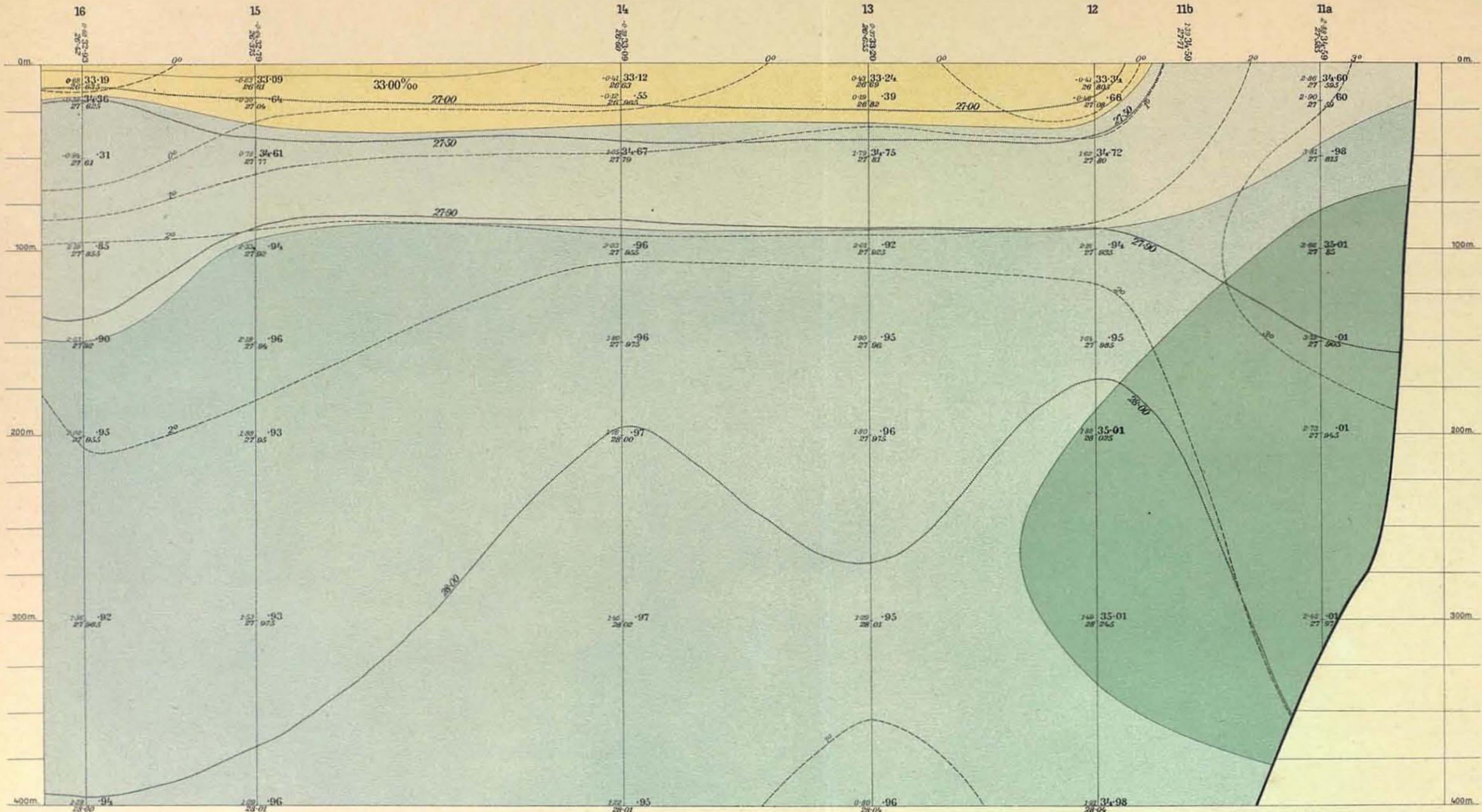
DIAGRAMME DES STATIONS 11a à 16
de la surface à 400 mètres de profondeur

Echelle horizontale: 1 : 800,000 (1 mm. = 0.8 km.)

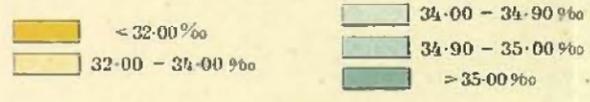
Echelle verticale: 1 : 2500 (1 mm. = 2.5 m.)



Situation géographique de la section



A.S. John Grieg, Bergen.



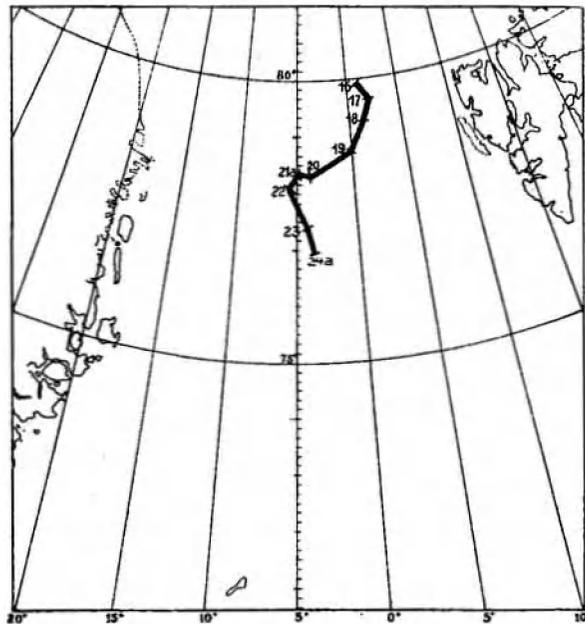
— Isohalines.
 - - - Isotherms.
 ····· Isopycnals.

PLANCHE LXIX

DIAGRAMME DES STATIONS 16 à 24a
de la surface à 400 mètres de profondeur

Echelle horizontale: 1 : 800,000 (1 mm. = 0.8 km.)

Echelle verticale: 1 : 2500 (1 mm. = 2.5 m.)



Situation géographique de la section

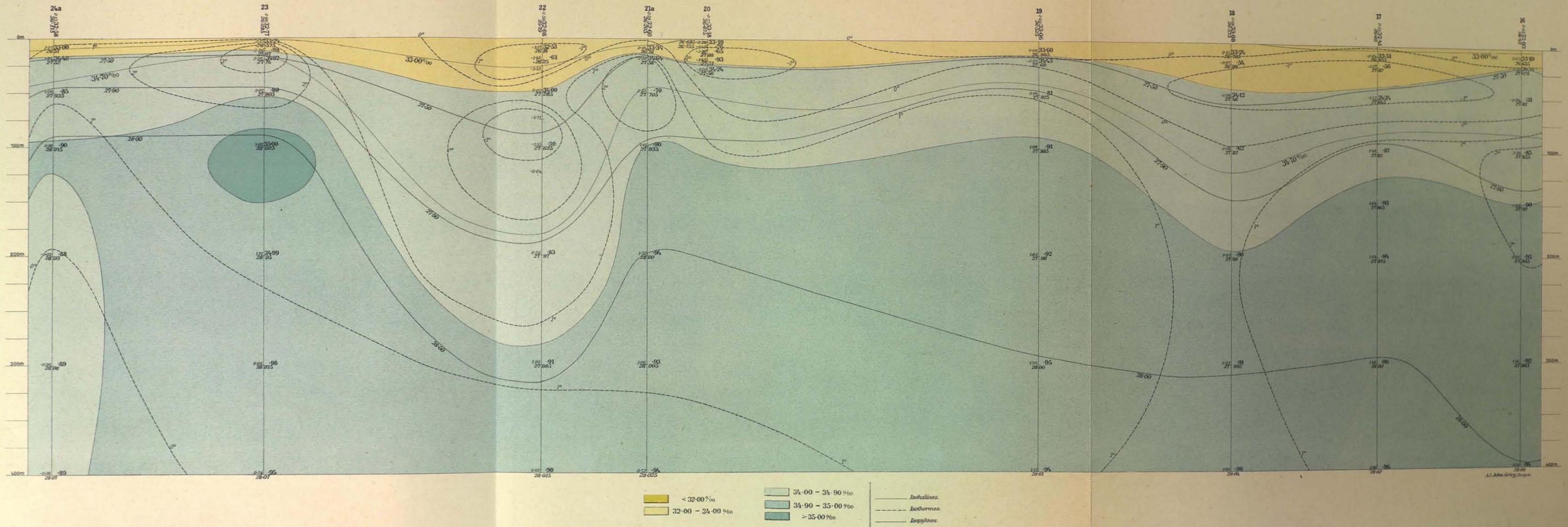
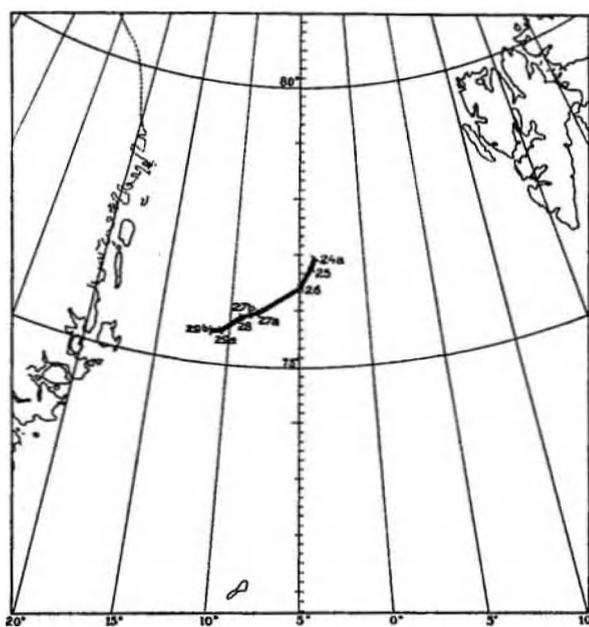


PLANCHE LXX

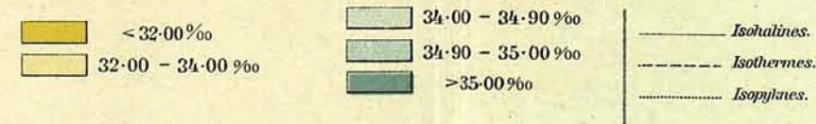
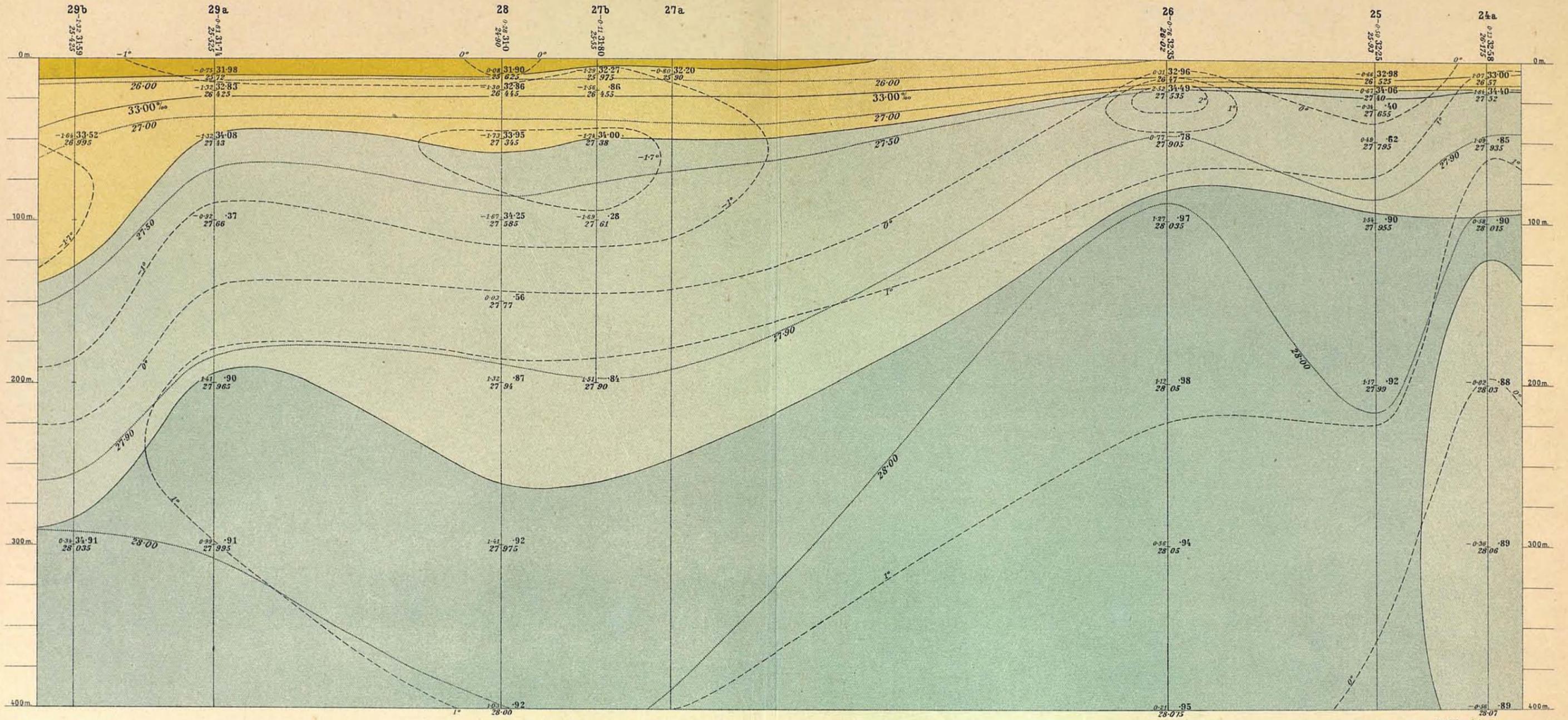
DIAGRAMME DES STATIONS 24a à 29b de la surface à 400 mètres de profondeur

Echelle horizontale: 1 : 800,000 (1 mm. = 0.8 km.)

Echelle verticale: 1 : 2500 (1 mm. = 2.5 m.)



Situation géographique de la section



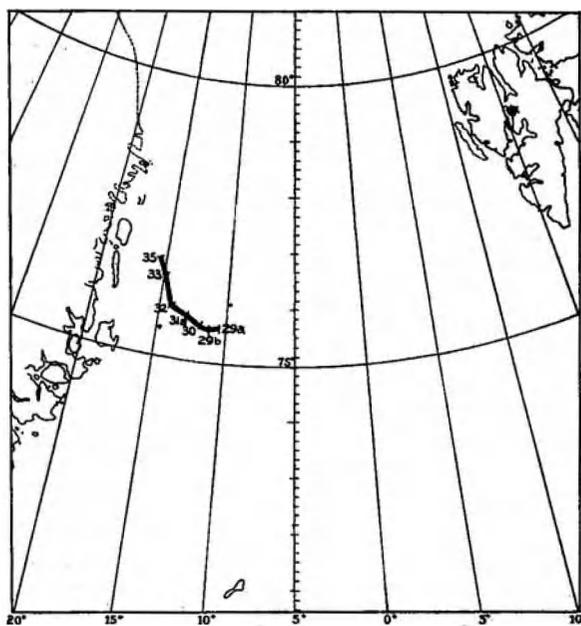
A.S. John Grteg, Bergen.

PLANCHE LXXI

DIAGRAMME DES STATIONS 29a—35

Echelle horizontale: 1 : 800,000 (1 mm. = 0.8 km.)

Echelle verticale: 1 : 2500 (1 mm. = 2.5 m.)



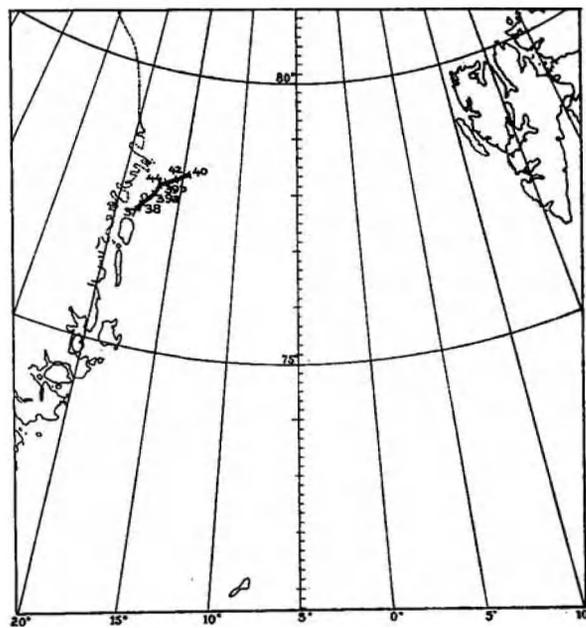
Situation géographique de la section

PLANCHE LXXII

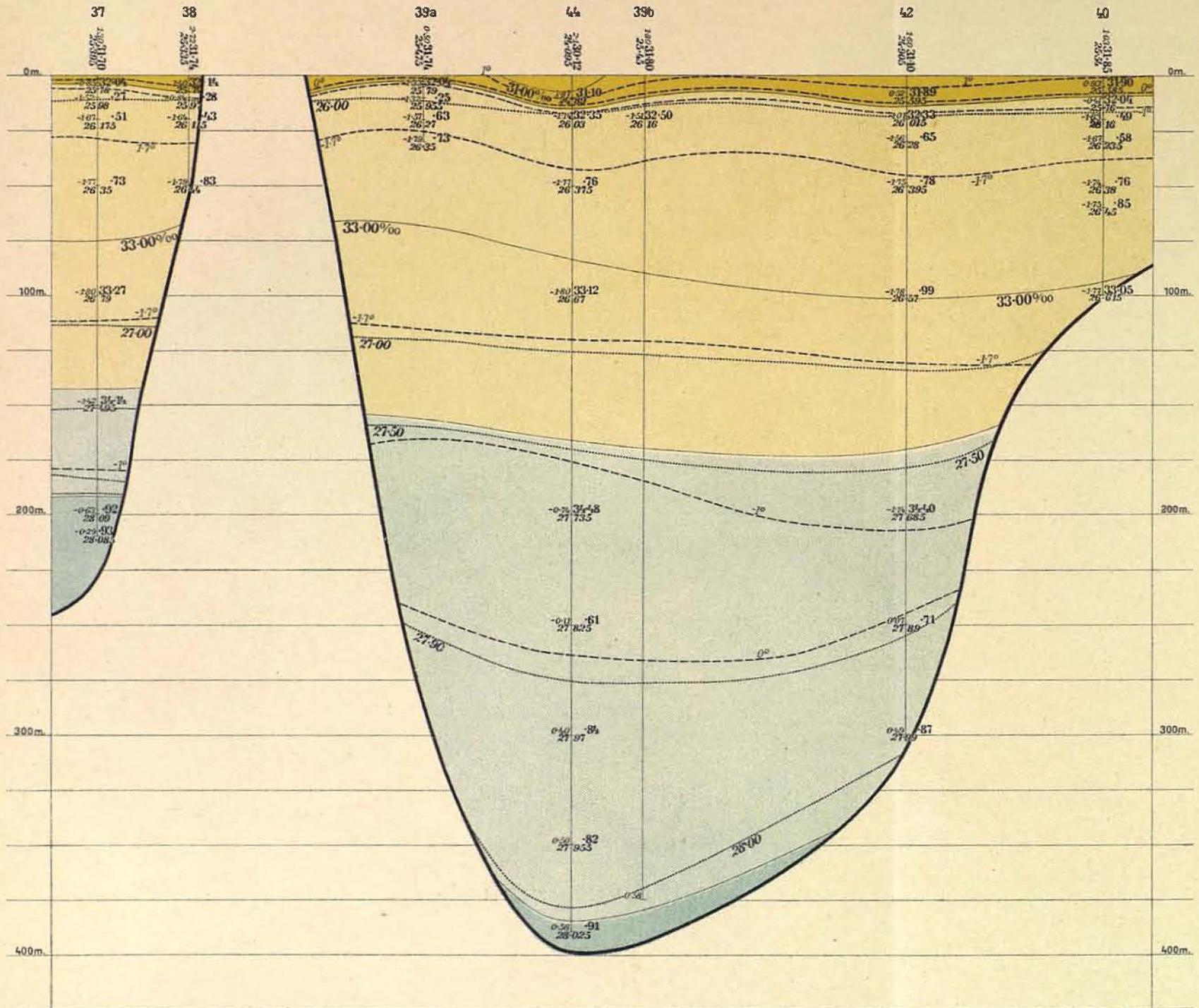
DIAGRAMME DES STATIONS 40-37

Echelle horizontale: 1 : 800,000 (1 mm. = 0.8 km.)

Echelle verticale: 1 : 2500 (1 mm. = 2.5 m.)



Situation géographique de la section



A.S. John Greg. Bryon.

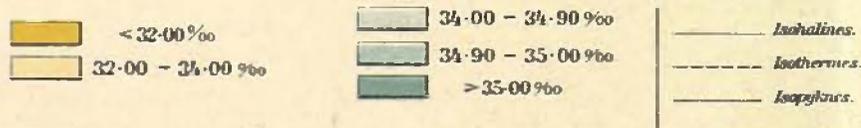
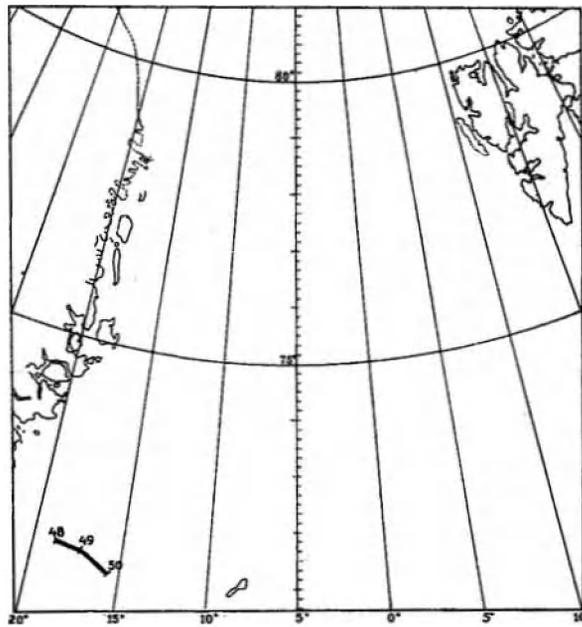


PLANCHE LXXIII

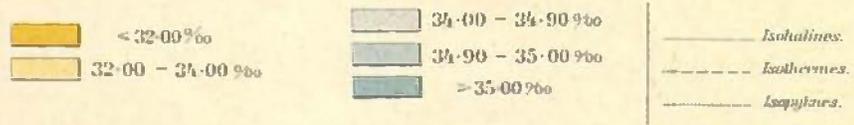
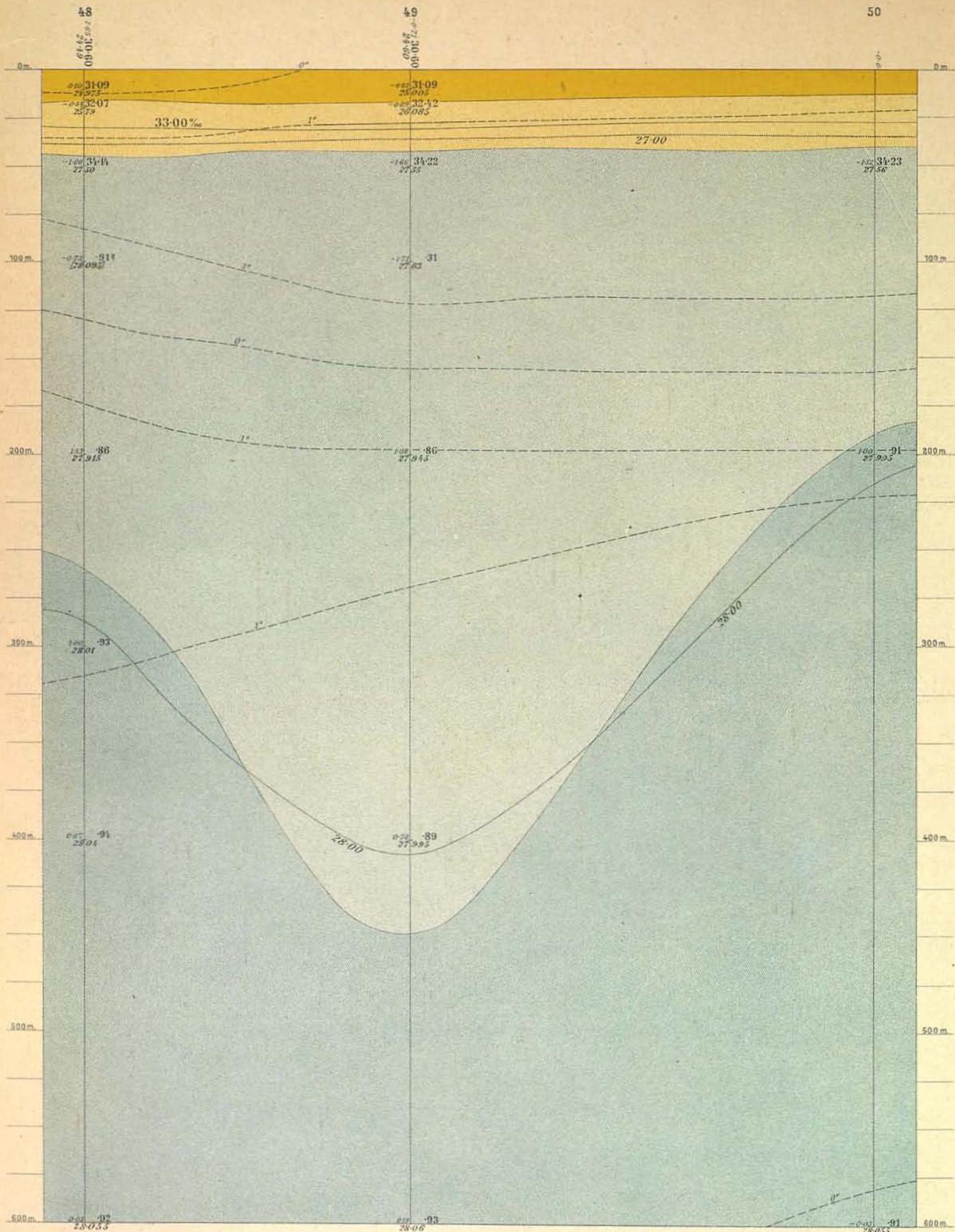
DIAGRAMME DES STATIONS 48—50 jusqu'à 600 mètres de profondeur

Echelle horizontale: 1 : 800,000 (1 mm. = 0.8 km.)

Echelle verticale: 1 : 2500 (1 mm. = 2.5 m.)



Situation géographique de la section



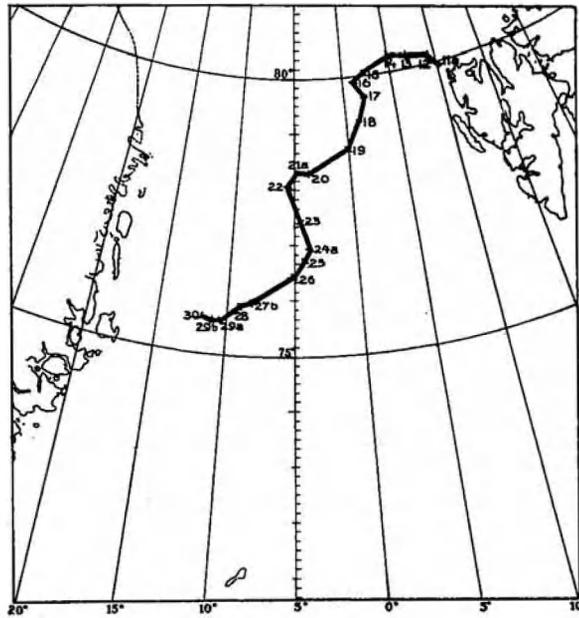
A. S. John Grieg, Bergen.

PLANCHE LXXIV

DIAGRAMME DYNAMIQUE courbes relatives aux valeurs diverses de $v-v'$ — — — E—E'

Echelle horizontale: 1 : 1,600,000 (1 mm. = 1.6 km.)

Echelle verticale: 1 : 5000 (1 mm. = 5 m.)



Situation géographique de la section

