

D120-SER-E

UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

---

OCEANOGRAPHIE PHYSIQUE

---

6, Avenue Victor Le Gorgeu  
29279 - BREST - Cedex

---

Tél. : 03.16.94

CONVENTION DE RECHERCHE

PORTANT SUR :

ETUDE DE QUELQUES DONNEES HISTORIQUES RELATIVES  
AU PROCHE ATLANTIQUE FAITE EN LIAISON AVEC  
LA CLIMATOLOGIE

RAPPORT N° 4

ETUDE STATISTIQUE DE L'ENSEMBLE DES DONNEES  
HYDROLOGIQUES RECUEILLIES DEPUIS LE DEBUT  
DU SIECLE EN MER CELTIQUE

Rapport rédigé  
par Jacques SERVAIN

---

JUIN 1976

IFREMER Bibliotheque de BREST



0EL06388

UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

---

OCEANOGRAPHIE PHYSIQUE

---

6, Avenue Victor Le Gorgeu  
29279 - BREST - Cedex

---

Tél. : 03.16.94

CONVENTION DE RECHERCHE

PORTANT SUR :

ETUDE DE QUELQUES DONNEES HISTORIQUES RELATIVES  
AU PROCHE ATLANTIQUE FAITE EN LIAISON AVEC  
LA CLIMATOLOGIE

RAPPORT N° 4

*ETUDE STATISTIQUE DE L'ENSEMBLE DES DONNEES  
HYDROLOGIQUES RECUEILLIES DEPUIS LE DEBUT  
DU SIECLE EN MER CELTIQUE*

Rapport rédigé  
par Jacques SERVAIN

---

JUIN 1976

## SOMMAIRE

	Pages
AVANT-PROPOS . . . . .	1
1. <u>RAPPELS PRELIMINAIRES CONCERNANT LA MER CELTIQUE ET L'INTERACTION OCEAN-ATMOSPHERE</u>	
A) <u>Généralités sur la Mer Celtique</u> . . . . .	5
1. <i>Limites, bathymétrie et géomorphologie de la Mer       Celtique</i> . . . . .	5
2. <i>Conditions physiques des masses d'eau et régimes       de circulation</i> . . . . .	8
B) <u>Rappel sur quelques aspects des transferts d'énergie       entre l'Océan et l'Atmosphère</u> . . . . .	15
1. <i>Chaleur incidente solaire : <math>Q_S</math></i> . . . . .	16
2. <i>Rayonnement solaire réfléchi par la surface de la       mer : <math>Q_r</math></i> . . . . .	16
3. <i>Rayonnement ondes-longues : <math>Q_n</math></i> . . . . .	17
4. <i>Echanges par évaporation et conduction : <math>Q_e</math> et <math>Q_h</math></i> . .	19
C) <u>Quelques exemples de l'évolution à grande échelle du       système Océan-Atmosphère pouvant influencer sur l'hydro-       logie des couches superficielles</u> . . . . .	22
1. <i>Un système périodique et persistant de pression       anormales, cause principale de variation hydrolo-       gique à l'échelle intermédiaire dans les eaux du       plateau continental</i> . . . . .	22
2. <i>Les centres d'Interaction Océan-Atmosphère de       l'Atlantique Nord. Leurs importances relatives et       leurs conséquences sur la distribution quantitative       de l'échange de chaleur</i> . . . . .	25

3. <i>Corrélation spatiale de la température de surface de la mer et de la température de l'air . . . . .</i>	28
2. <u>LES DONNEES HISTORIQUES - LES PREMIERS TRAITEMENTS</u>	
A) <u>Présentation des données historiques . . . . .</u>	31
1. <i>Les moyens de calcul . . . . .</i>	31
2. <i>Inventaire des données historiques en Mer Celtique . . . . .</i>	32
B) <u>Modèle moyen mensuel à 3 dimensions des principaux paramètres physiques . . . . .</u>	36
1. <i>Organigramme du calcul . . . . .</i>	36
2. <i>Cycle annuel de la température . . . . .</i>	39
a) Niveau 5 mètres . . . . .	39
b) Niveau 20 mètres . . . . .	41
c) Niveau 40 mètres . . . . .	42
d) Niveau 60 mètres . . . . .	43
e) Niveau 80 mètres . . . . .	44
f) Niveau 100 mètres . . . . .	45
g) Discussion . . . . .	46
3. <i>Cycle annuel de la salinité . . . . .</i>	50
a) Niveau 5 mètres . . . . .	50
b) Niveau 20 mètres . . . . .	51
c) Niveaux 60 mètres et 100 mètres . . . . .	51
C) <u>Examen comparatif avec d'autres travaux . . . . .</u>	52
1. <i>L'Atlas de la température et de la salinité de surface de l'I.C.E.S. (1962) . . . . .</i>	52
2. <i>Aspects particuliers en Iroise . . . . .</i>	54
D) <u>Calcul des anomalies hydrologiques - Détermination des séries chronologiques . . . . .</u>	58

### 3. ANALYSE STATISTIQUE DES SERIES

INTRODUCTION . . . . .	65
A) <u>Etude des oscillations de courtes périodes</u> . . . . .	68
1. <i>Aspects théoriques</i> . . . . .	68
2. <i>Résultats et commentaires</i> . . . . .	73
a) Température en surface (5 mètres) . . . . .	76
b) Température à 20 mètres . . . . .	78
c) Température à 40 mètres . . . . .	78
d) Quantité de chaleur de 0 à 40 mètres . . . . .	81
e) Discussion . . . . .	81
B) <u>Etude des oscillations de longues périodes</u> . . . . .	86
1. <i>Aspects théoriques</i> . . . . .	86
2. <i>Résultats et commentaires</i> . . . . .	88
C) <u>Filtrage passe-bande</u> . . . . .	92
1. <i>Filtre employé</i> . . . . .	92
2. <i>Résultats et commentaires</i> . . . . .	94
D) <u>Discussion sur les origines des oscillations hydrologiques. Essai de synthèse avec des phénomènes d'ordre atmosphérique</u> . . . . .	96
CONCLUSION . . . . .	101
REPERTOIRE DES STATIONS UTILISEES (Annexe I) . . . . .	107
ATLAS DES TEMPERATURES (Annexe II) . . . . .	115
ATLAS DES SALINITES (Annexe III) . . . . .	129
BIBLIOGRAPHIE . . . . .	137

## AVANT-PROPOS

Depuis sa création (1967), l'un des thèmes essentiels de recherche du Laboratoire d'Océanographie Physique de la Faculté des Sciences de Brest reste l'étude du Proche-Atlantique. Les divers travaux s'orientent vers des directions différentes mais complémentaires. Citons par exemple l'étude de l'influence de la topographie du fond sur la circulation générale dans le Golfe de Gascogne, les recherches sur la variabilité à échelle fine de la structure thermique dans les zones frontales, les tentatives de modélisation de la circulation en fonction des conditions météorologiques, les études répétées sur le plateau continental, le Golfe de Gascogne ou le Proche-Atlantique...

Ces études avaient comme principal support les campagnes de mesures organisées ou non dans le cadre des activités du laboratoire. Par une approche différente, en considérant non plus les différentes campagnes comme autant de travaux isolés mais en les regroupant suivant certains critères de temps ou d'espace, on peut disposer d'un ensemble considérable de données pour le secteur Proche-Atlantique, celui-ci étant étudié depuis le début du siècle. Bien entendu, un tel traitement global ne peut être envisagé qu'à l'aide de l'informatique.

Il ne semble pas que les études systématiques sur les données historiques soient très nombreuses. Elles ont été, jusqu'à nos tentatives en cours, négligées en France. Les possibilités offertes par les moyens de traitement actuels laissent espérer cependant que des résultats intéressants dans le domaine de la prévision à long terme puisse être attendus de l'exploitation de

l'ensemble des mesures actuellement disponibles, en liaison avec les variations climatologiques à période relativement courte (variations annuelles : hivers ou étés exceptionnels par exemple). Quels sont les décalages de phase entre les anomalies du climat d'une région et les variations anormales de la structure thermohaline du secteur maritime adjoint ? Dans les interactions air-mer celle-ci du fait de son inertie thermique peut réagir avec retard sur des effets climatiques exceptionnels. Elle peut aussi pour la même raison restituer ces influences avec un certain décalage dans le temps et avoir ainsi une action sur les variations des conditions climatiques saisonnières.

C'est ce qui a incité Monsieur Le Floc'h à proposer au CNEXO une Convention de Recherche portant sur l'étude des données historiques relatives au Proche Atlantique, étude faite en liaison avec la climatologie. L'exécution de ce travail ne pouvait être envisagée qu'avec la collaboration du B.N.D.O. (Bureau National des Données Océanologiques). Antérieurement à cette démarche, et c'est ce qui l'a motivée, nous avons fait un essai à caractère "exploratoire" à l'aide d'une partie des données N.O.D.C. stockées à l'EPSHOM qui nous en a facilité l'accès.

Lors de l'inventaire des stations disponibles en hydrologie classique (les mesures "bathysondes" n'étant pas encore accessibles directement par l'intermédiaire de la banque des données) il est apparu un vide d'information considérable à l'intérieur du Golfe de Gascogne. Par contre, la quantité d'observations ayant trait à la Mer Celtique s'est révélée relativement suffisante pour essayer de discerner l'évolution historique de l'hydrologie en cette zone.

Bien que notre étude porte essentiellement sur l'évolution hydrologique du milieu, nous essaierons tout au long de ce travail d'y associer les quelques informations d'ordre climatologiques dont nous disposons. Compte-tenu du fait que les données atmosphériques historiques du N.O.A.A. (National Oceanic and Atmospheric Administration), dont nous avons demandé l'acquisition au début de ce travail, n'ont pu être obtenues que très récemment, ce qui est présenté ici ne constitue qu'une étape dans le développement de l'étude envisagée.

Nous présentons dans le premier chapitre quelques généralités à propos des conditions géographiques et physiques rencontrées en Mer Celtique ainsi que l'énoncé de quelques remarques concernant le bilan énergétique entre l'air et la mer. Nous donnons peut-être une part excessive au rappel des notions relatives au transfert d'énergie entre l'océan et l'atmosphère, mais notre recherche actuelle devant être poursuivie en liaison avec la climatologie, ces rappels préliminaires nous paraissent utiles.

Le second chapitre est consacré aux premiers traitements de l'ensemble des données hydrologiques en Mer Celtique, comprenant notamment la description d'un modèle moyen mensuel à trois dimensions en température et en salinité.

Avec le troisième chapitre nous procédons à une analyse statistique des séries chronologiques obtenues concernant les anomalies de température à différentes immersions. Nous essayons de cerner le plus exactement possible les quelques oscillations privilégiées retenues par cette analyse et les comparons à certains mouvements cycliques d'ordre atmosphérique.





*L'Atlantis*

1. RAPPELS PRELIMINAIRES CONCERNANT  
LA MER CELTIQUE  
ET L'INTERACTION OCEAN-ATMOSPHERE

A) Généralités sur la Mer Celtique

1. Limites, bathymétrie et géomorphologie de la Mer Celtique

L.H.N. COOPER rapporte (1949) que c'est E.W.L. HOLT qui pour la première fois employa le terme "Mer Celtique". Ceci se passait à Dublin en 1921 lors d'une réunion d'experts de la Pêche Maritime. Rarement peut-être un terme géographique ne fut aussi approprié.

En effet, la Mer Celtique est une mer épicontinentale, largement ouverte vers l'Océan Atlantique, qui s'étend entre l'Irlande, le Pays de Galles, la Cornouaille britannique et la Bretagne armoricaine. Ses limites au sens strict sont arbitrairement fixées par :

- à l'Est, la droite joignant l'Ile d'Ouessant au cap Land's End, Cornwall, la côte britannique entre Land's End et Hartland Point et la droite reliant Hartland Point et St David's Head, Pembrokeshire.

- au Nord, la droite reliant St David's Head et Carnsore Point, Comte de Wexford, la côte sud de l'Irlande entre Carnsore Point et le cap Dursey Head, et la ligne la plus courte entre Dursey Head et l'isobathe de 200 mètres.

- à l'Ouest et au Sud-Ouest, l'isobathe de 200 mètres.

- au Sud, la plus courte distance entre Ouessant et la ligne de 200 mètres.

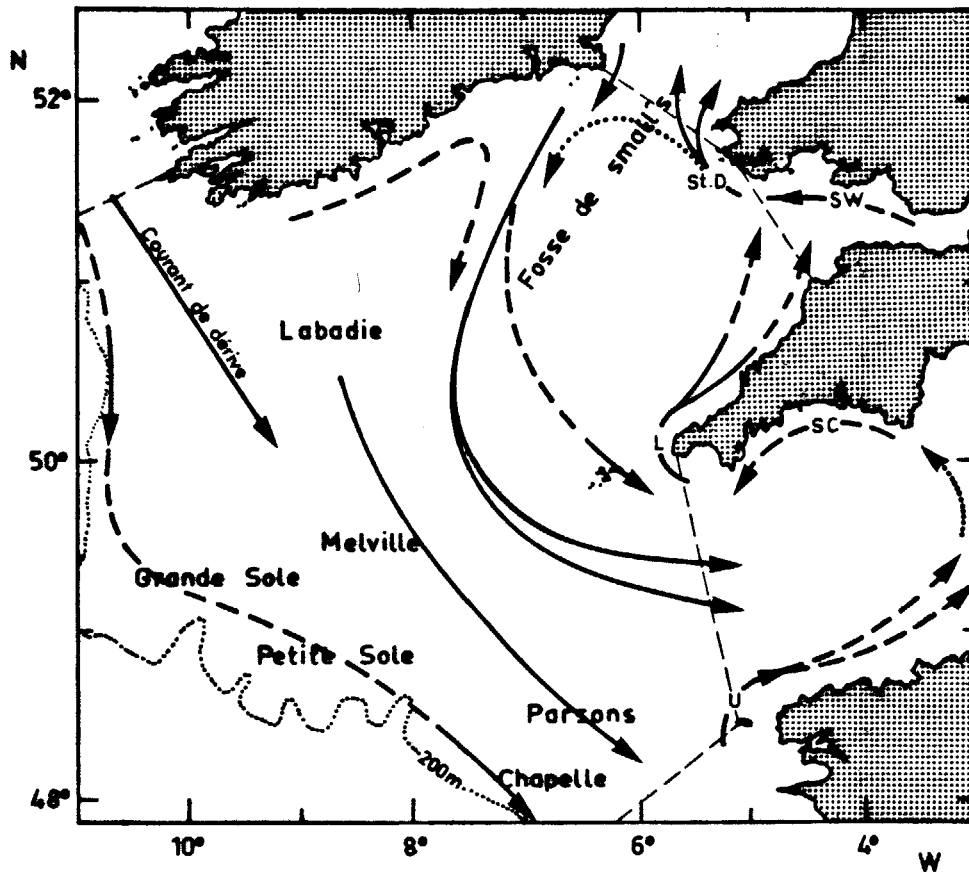


Fig. 1.1 — Distribution des courants en Mer Celtique au mois d'Avril 1950  
(d'après COOPER, 1967, in HENAFF, 1973).

- U - Courant littoral favorisé par temps humide sur l'ouest de la France et temps doux sur la mer. Il peut complètement disparaître par temps froid et sec.
- SC - Courant côtier du sud de la Cornouaille qui peut être dû à l'excès d'eau de la Manche. Il peut être renforcé par des fortes pluies ou un temps très doux sur le sud-ouest de l'Angleterre.
- L - Courant de Lands End. Il peut disparaître pendant les marées de vives eaux ou par temps froid.
- SW - Courant du sud du Pays de Galles. Il dépend de la quantité d'eau drainée par les fleuves du Canal de Bristol.
- St D - Courant côtier de St David Head.

Remarquons que cette isobathe de 200 mètres servant à limiter la Mer Celtique vers le large correspond parfaitement à la bordure du plateau continental. Il suffit en effet de parcourir la distance de quelques kilomètres pour passer d'une profondeur de 200 mètres à celle de 2000 mètres.

Les frontières étant ainsi définies, la Mer Celtique s'étend dans ses plus grandes dimensions sur environ 670 kilomètres du Nord au Sud et de l'Est à l'Ouest. Elle couvre une superficie légèrement inférieure à 200 000 kilomètres carrés.

Sauf reliefs particuliers, la profondeur varie lentement entre la côte et l'isobathe de 200 mètres, la ligne des 100 mètres se situant entre 30 et 40 km (localement 100 km) au large de la terre émergée.

Les seuls accidents géologiques venant rompre cette monotonie sont marqués par de larges bancs de sables s'élevant de quelques dizaines de mètres (rarement plus) au-dessus des plaines sablo-vaseuses qui les séparent. Les plus importants de ces bancs portent les noms de Chapelle, Grande Sole, Petite Sole, Labadie, Melville, Parsons, etc... (figure I.1).

Le relief fait aussi apparaître des vallées sous-marines submergées, par lesquelles s'écoulaient au quaternaire les eaux de la Seine et de la Sévern. On trouve aussi quelques fosses d'origine glaciaire dont la plus importante, la fosse des Small's, se situe dans l'axe du Canal St George au sud de la Mer d'Irlande.

En ce qui concerne la géomorphologie du plateau celtique nous pouvons citer J.P. PINOT (1967) : "En dehors des fonds rocheux proches du littoral .../... la répartition des sédiments en Mer Celtique est dictée par l'action des deux principaux agents morphologiques : les houles de nord-ouest dans la partie externe, les courants de jusant dans la partie orientale".

C'est ainsi que les grands bancs de sables à l'Ouest et au Sud-Ouest du Plateau Celte sont façonnés par la houle de Nord-Ouest en prenant une direction perpendiculaire à celle-ci. La largeur de ces bancs varie entre 5 et 10 kilomètres alors que leur longueur peut atteindre 60 kilomètres.

A l'Est de 7°W, les courants de marée sont le principal agent morphologique. Il s'ensuit là aussi des formations de rides de sables mais

d'aspect très différent de celui des grands bancs. Ce sont, dit PINOT, "des "ridins", perpendiculaires à la propagation de la marée et dissymétriques (le flanc raide à l'aval), dépassant rarement 30 mètres de largeur et cinq ou six kilomètres de longueur". Ces ridins sont très souvent groupés en trains le long des itinéraires préférentiels des courants.

## 2. Conditions Physiques des masses d'eau et régimes de circulation

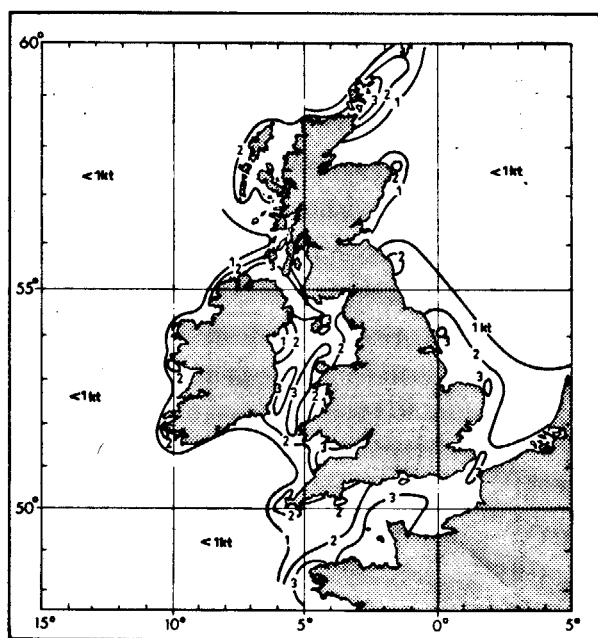
Différents facteurs entrent en jeu dans l'établissement de la structure hydrologique des eaux celtiques. Nous en verrons quelques uns, à savoir l'influence océanique du large, les forts courants de marée près des côtes, l'action motrice des coups de vent, la liaison avec les mers intérieures (Manche et Mer d'Irlande), enfin l'importance du bilan radiatif.

La Mer Celtique est si largement ouverte sur l'Océan Atlantique que les caractères de ses eaux sont étroitement contrôlées par l'hydrologie de l'océan.

Nous savons que le courant Nord-Atlantique, prolongation orientale du Gulf Stream, se divise en deux branches en approchant du continent européen, vers le 25ème méridien ouest. Tandis que l'une de ces branches remonte vers le Nord, atteignant la Mer de Norvège, la seconde, d'un débit moindre, s'incurve vers le Sud-Est et donne naissance au courant des Canaries. Ces deux terminaisons du courant tiède Nord-Atlantique influent fondamentalement sur la climatologie de toute la bordure Ouest du continent européen.

Sur les mers épicontinentales bordant l'Europe de l'Ouest, les courants généraux sont "faibles, mal définis et en général tourbillonnaires" (G. HENAFF, 1973). Ici l'influence de la dérive Nord-Atlantique, si elle est efficace sur la climatologie, n'entraîne pas de mouvements particuliers quant à la circulation des masses d'eau sur le plateau continental.

A part les courants de dérive dus au vent et la faible circulation thermohaline que nous verrons plus en détail par la suite, la force génératrice de la marée est essentielle dans les mouvements marins intéressant les bordures continentales de la Mer Celtique. L'onde de marée arrive du Sud, avec un marnage inférieur à 5 mètres en vives eaux au large (vitesse



LIGNES D'ÉGALES VITESSES MAXIMALES DES COURANTS DE MARÉE

Fig. 1.2 – (d'après LUMB, 1961).

inférieure à 1 noeud). Mais l'amplitude s'accroît aux abords des côtes, surtout à l'intérieur des golfes jusqu'à 14 mètres dans l'estuaire de la Sévern) et les vitesses peuvent dépasser trois noeuds. (Figure I.2).

Ces courants de marée exercent un énorme brassage des eaux côtières et entraînent une homogénéité sur toute la couche plus ou moins parfaite suivant la saison, de toutes les caractéristiques physiques et biologiques.

Pour COOPER (1967), la circulation générale dans la Mer Celtique (en dehors des courants de marée) est régie principalement par la force de frottement du vent sur la surface de la mer. Les dépressions du front polaire qui parcourent la Mer Celtique, surtout en hiver, y engendrent des vents violents, généralement de secteur Ouest. (Figure I.3).

"La mer étant peu profonde, ces coups de vent exercent leur influence sur toute la couche d'eau indépendamment de la structure thermohaline pré-existante. La direction et l'amplitude du flux sont contrôlées par la force et la direction du vent, par la profondeur de la couche d'eau et par les discontinuités dues aux côtes et aux hauts-fonds". (G. HENAFF 1973).

Suivant la loi d'EKMAN des courants de dérive dus au vent, les directions du courant de surface et du transport d'eau sont respectivement à 45° et à 90° à droite (dans l'hémisphère Nord) de la direction du vent. Les coups de vent du proche-Atlantique étant surtout de secteur Ouest et Sud-Ouest, le flux océanique résultant se dirige vers le Sud et le Sud-Est. Notons toutefois que la théorie d'EKMAN est relative à un océan sans fron-

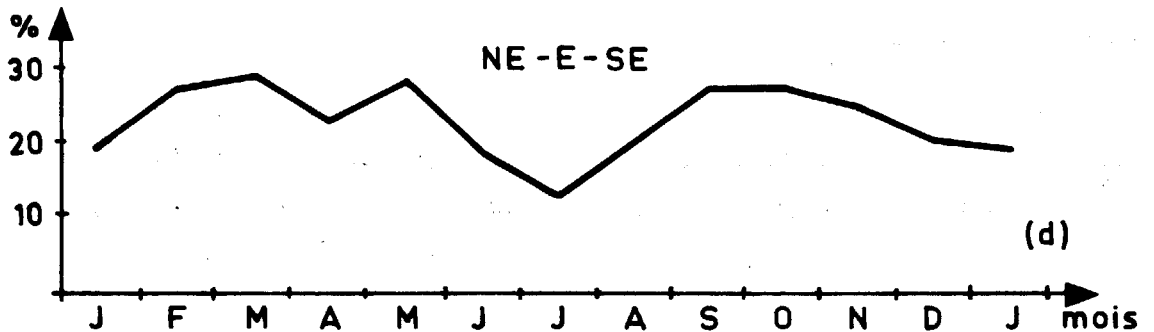
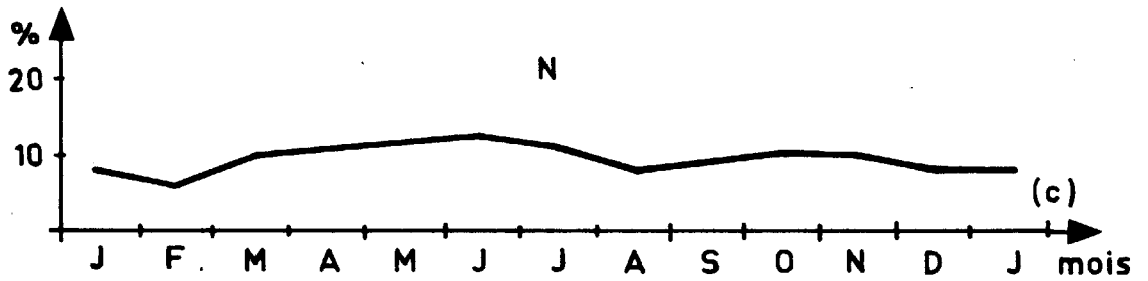
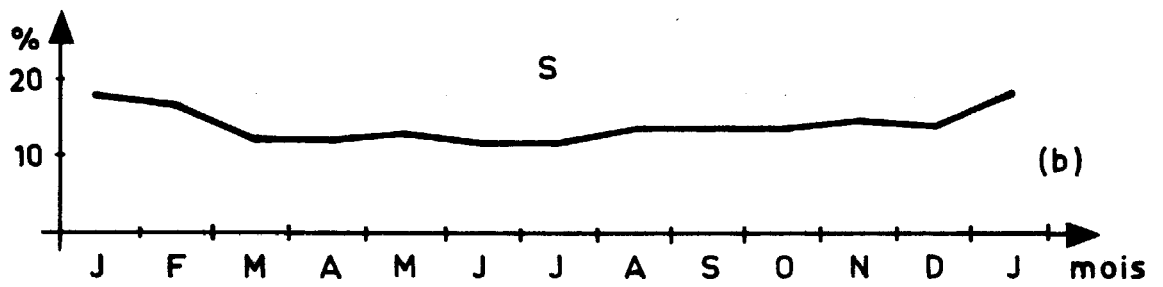
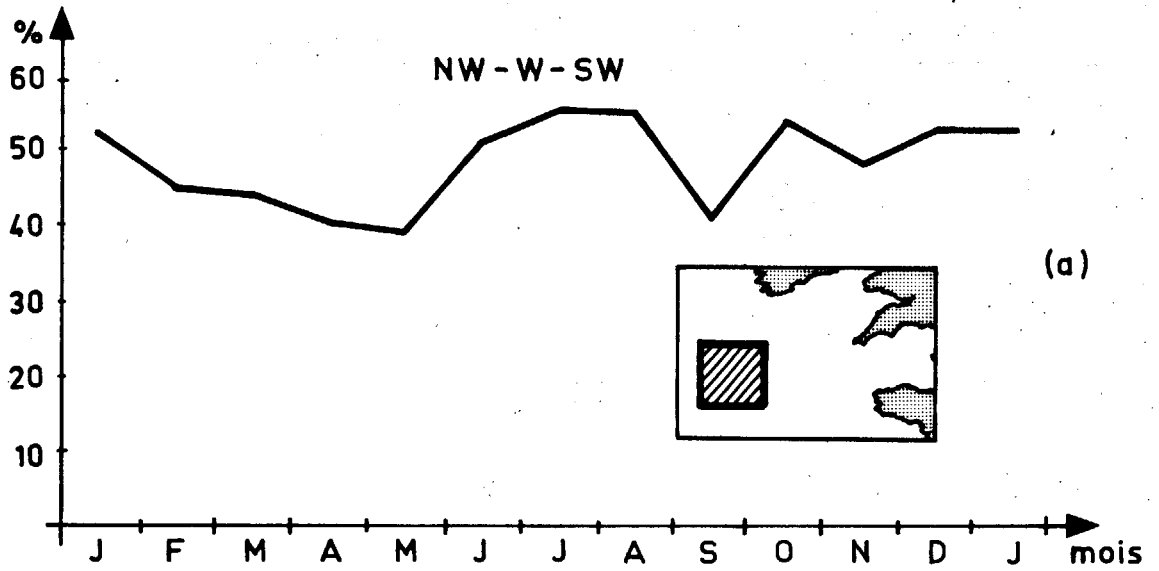


Fig. 1.3 - Fréquence en pourcentage de la direction du vent.  
(Calculée à partir des données de l'Atlas de l'U.S. Navy, 1970).

tière alors qu'ici nous sommes en présence de limites latérales.

Les coups de vent qui donnent naissance à de tels courants de dérive étant le plus souvent associés à une dépression, les mouvements marins induits seront aussi de caractère cyclonique (Figure I.1), ce qui interdit dans une certaine mesure des échanges intensifs entre la Mer Celtique et l'Océan.

A l'approche du littoral ces courants peuvent être suffisamment puissants pour contrebalancer les courants de marée et provoquer des surélévations durables du niveau de la mer. Les études faites sur les échanges des masses d'eau entre la Mer Celtique et la Manche n'apportent pas toujours des résultats très cohérents. La variabilité est importante dans ce secteur et nous manquons de mesures systématiques de courant sur de longues périodes et à toutes les époques de l'année. Toutefois, il est prouvé qu'il entre plus d'eau par l'Ouest de la Manche qu'il n'en sort par le Pas de Calais (ceci est aussi valable pour la Mer d'Irlande). Cette différence est compensée par des courants "en coin" au large des caps, tels que Quessant, Land's End, St David's Head, etc... (Figure I.1). D'après COOPER ces courants sont favorisés par un temps chaud, par de fortes précipitations et par les marées de mortes eaux. Ils sont atténués par un temps froid et sec et par les marées de vives eaux.

Reprenant le problème d'EKMAN, mais en tenant compte de la configuration réelle du littoral, H. de CHATEAU-THIERRY (1972) a présenté des cartes théoriques de la distribution des courants de surface dans le Proche Atlantique pour différentes situations météorologiques réelles, celles-ci étant toutefois supposées stationnaires. Les deux figures I.4 et I.5 empruntées à cet auteur, donnent les cartes de circulation superficielle calculées à partir de deux situations météorologiques typiques (en prenant comme hypothèse un frottement proportionnel au carré de la vitesse du courant). Pour le premier exemple (6 Mai 1971), nous observons une "profonde dépression centrée au Sud-Ouest de l'Irlande entraînant un flux assez fort de secteur Sud au large des zones côtières de la Gascogne et de la Bretagne", tandis que pour la seconde situation (18 Mai 1971), "l'anticyclone des Açores, très étalé dans sa partie Nord-Est, maintenait sur l'Europe Occidentale un régime de vents de secteur Nord dominant, tandis qu'une dépression quasi-stationnaire restait centrée sur la péninsule ibérique".



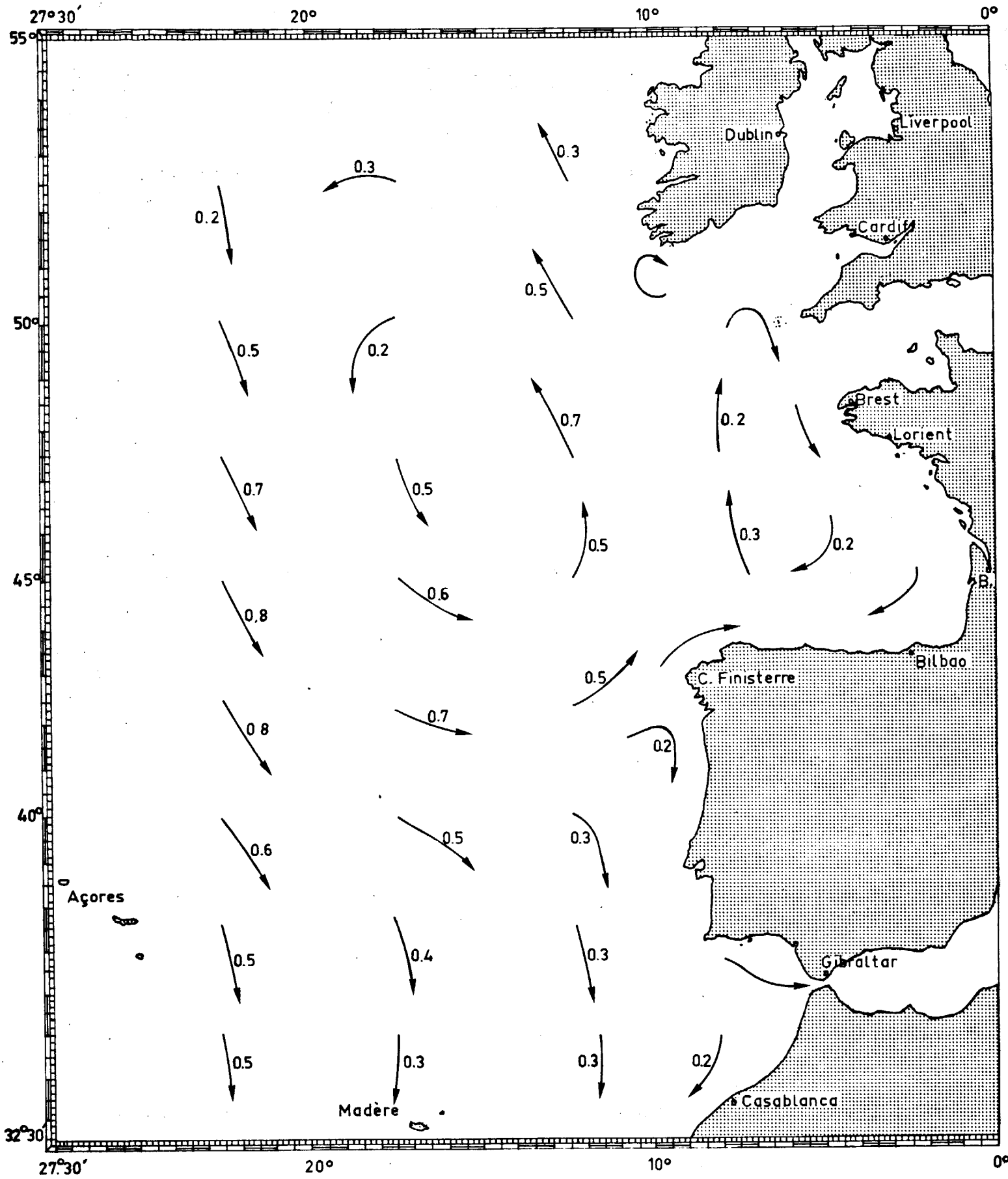


Fig. 1.4 — Circulation de surface (Vitesse exprimée en nœuds)  
6 Mai 1971 (d'après H. de CHATEAU-THIERRY, 1972).

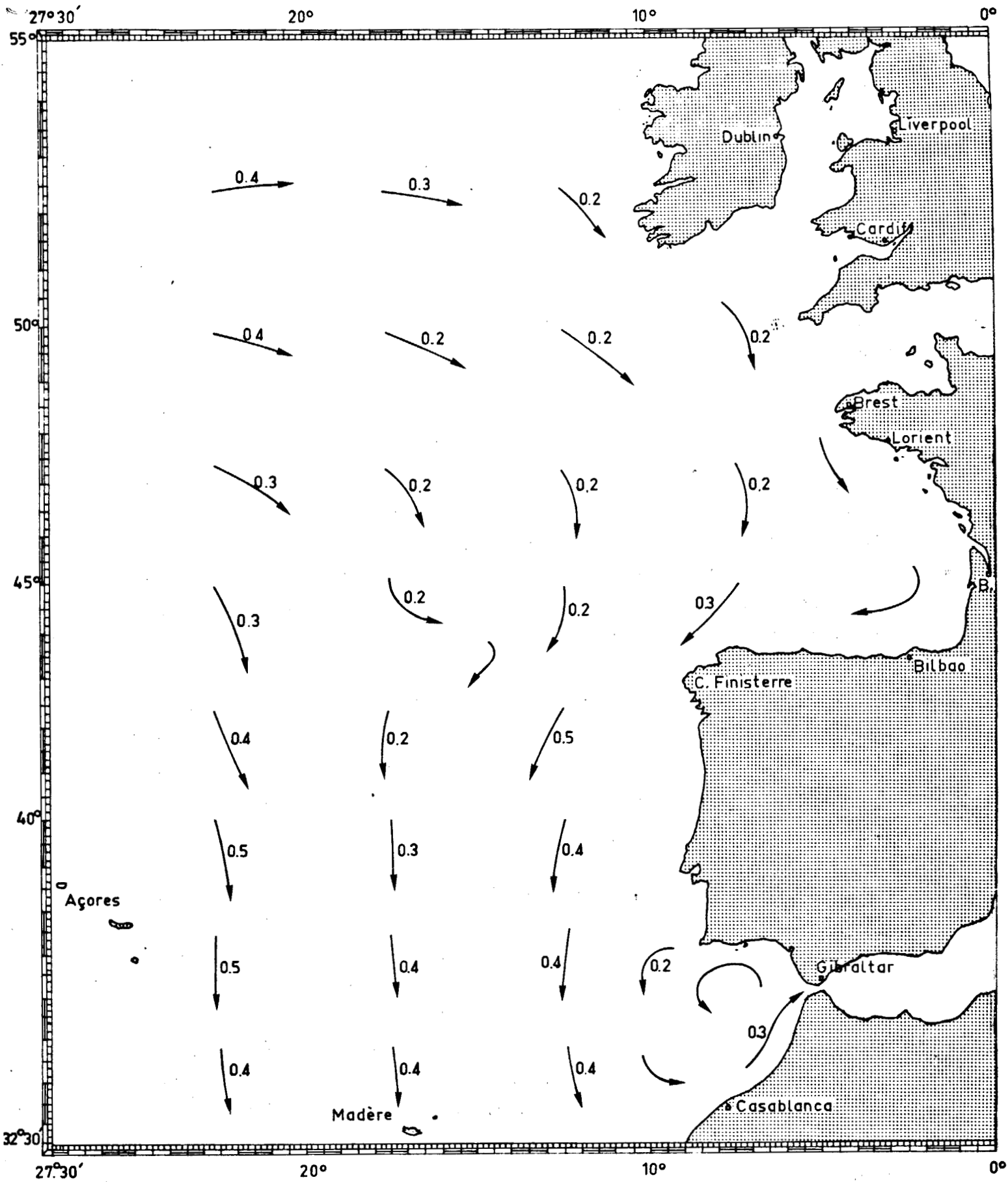


Fig. 1.5 — Circulation de surface (Vitesse exprimée en nœuds)  
18 Mai 1971 (d'après H. DE CHATEAU-THIERRY, 1972).

Lors des hivers particulièrement froids (1926-1927, 1962-1963), on peut assister à un refroidissement supplémentaire de l'eau de surface. D'après COOPER et VAUX (1949), l'eau superficielle ainsi devenue plus dense plonge et s'écoule lentement près du fond jusqu'à la bordure continentale, qu'elle dévale ensuite selon certains itinéraires préférentiels jusqu'à atteindre l'équilibre avec les eaux océaniques de même densité. Ce phénomène de "cascading" apporte de l'oxygène à ces eaux situées à l'extérieur immédiat du plateau continental et y favorise la vie biologique et animale. Pendant les hivers "normaux" il y a aussi formation d'eaux froides mais celles-ci restent généralement sur le plateau continental. C'est le bourrelet froid signalé par VINCENT et KURC (1969) et HENAFF (1973).

En été, une stratification s'établit sur la totalité de la Mer Celtique et il faut distinguer deux couches d'eau séparées par la thermocline. La couche superficielle, d'une épaisseur de 20 à 40 mètres selon les endroits est beaucoup plus légère que la couche sous-jacente. Cette différence de densité provient essentiellement des écarts de température enregistrés qui, sans vouloir anticiper sur le second chapitre, peuvent atteindre huit à neuf degrés centigrades.

La circulation en été est moins marquée qu'en hiver. Tandis que les eaux denses poursuivraient leur mouvement cyclonique hivernal près du fond mais avec des vitesses plus lentes, "la couche superficielle glisserait au-dessus de la thermocline, soumise uniquement à l'entraînement dû au vent". (A. Le MAGUERESSE, 1974).

Sachant d'une part que les échanges advectifs sont limités entre les mers épicontinentales entourant les Iles Britanniques et l'Océan Atlantique et notant d'autre part les importantes évolutions annuelles de la structure thermique de la couche d'eau, on ne peut qu'imaginer la prépondérance du bilan énergétique à l'interface air-mer. L'apport thermique essentiel provient en effet de l'atmosphère pendant la saison chaude en réchauffant les couches superficielles. Le brassage mécanique dû à la marée et à la houle diffuse ensuite cette chaleur sur toute la couche, principalement aux abords des côtes.

C'est l'étude de ce bilan thermique que nous allons voir dans le paragraphe suivant, ceci d'une manière non exhaustive.

## B) Rappel de quelques aspects des transferts d'énergie entre l'océan et l'atmosphère

Depuis longtemps, les scientifiques considèrent l'ensemble Océan-Atmosphère comme un tout et l'intérêt se porte de plus en plus depuis quelques années sur l'interaction de ces deux milieux fluides. Mais bien que ces derniers agissent l'un sur l'autre de façon très étroite, il n'en demeure pas moins qu'ils gardent des propriétés fort distinctes, en particulier leurs dynamiques propres. Les mouvements marins même s'ils intéressent des masses d'eau considérables, n'ont ni la rapidité, ni la variabilité des mouvements atmosphériques. L'inertie des deux milieux présente une énorme différence. Il est bien connu que l'océan agit comme un volant, un volant thermique en particulier. Ceci nous permettra d'étudier les macroprocessus des phénomènes marins en nous intéressant à des intervalles de temps relativement longs (de l'ordre du mois par exemple).

L'équilibre thermique de l'océan étant stable (1), celui-ci perd de la chaleur suivant plusieurs mécanismes. L'expression suivante, introduite pour la première fois par SCHMIDT en 1915, exprime le bilan thermique de l'océan.

Pour une durée et un volume donnés :

$$Q_s = Q_r + Q_n + Q_e + Q_h + Q_{ad} + Q_t \quad (I)$$

où :

$Q_s$  = chaleur incidente solaire (directe et indirecte)

$Q_r$  = chaleur réfléchiée par la surface de la mer

$$Q_r = 0,15 Q_s - (0,01 Q_s)^2 \quad (\text{LAEVASTU, 1970})$$

$Q_n$  = transfert de chaleur par rayonnement ondes longues

$Q_e$  = transfert de chaleur latente (évaporation)

$Q_h$  = transfert de chaleur sensible (conduction)

(1) Il est évident que si le bilan thermique est nul à l'échelle mondiale, il peut être soit positif, soit négatif aux échelles intermédiaires.

$Q_{ad}$  = transfert de chaleur par advection marine

$Q_t$  = chaleur ayant modifié le profil thermique du volume considéré pendant la période donnée.

Faisons quelques remarques sur ces différents paramètres.

### 1. Chaleur incidente solaire : $Q_s$

Sur la totalité des océans compris entre 70° N et 70° S, la valeur moyenne des radiations atteignant la surface serait d'environ 300 cal/cm<sup>2</sup> x jour selon H. CHARNOCK (1951).

Quelques auteurs ont avancé des formules empiriques pour le calcul de  $Q_s$ , ainsi MOSBY (1936) écrit :

$$Q_s = k \bar{h} (1 - 0,71 C) \quad (\text{cal/cm}^2 \cdot \text{mn}).$$

Ici k est un facteur dépendant à la fois de la transparence de l'atmosphère (variant avec la vapeur d'eau contenue dans l'air) ainsi que de la latitude. D'après M. HANZAWA (1962) k = 0,024 dans nos régions.

$\bar{h}$  est l'altitude moyenne du soleil (en degrés)

C correspond à la nébulosité (en dixièmes)

D'après cette formule l'albedo des nuages serait constant et indépendant de l'épaisseur de la couche nuageuse. En fait les avis sont partagés sur ce point et il semble que l'albedo des nuages puisse varier de 0 à 0,8 (NIEBURGER, 1949).

### 2. Rayonnement solaire réfléchi par la surface de la mer : $Q_r$

L'albédo de la surface de la mer dépend à la fois de l'altitude du soleil et de l'agitation superficielle. Les valeurs ci-dessous, emprun-



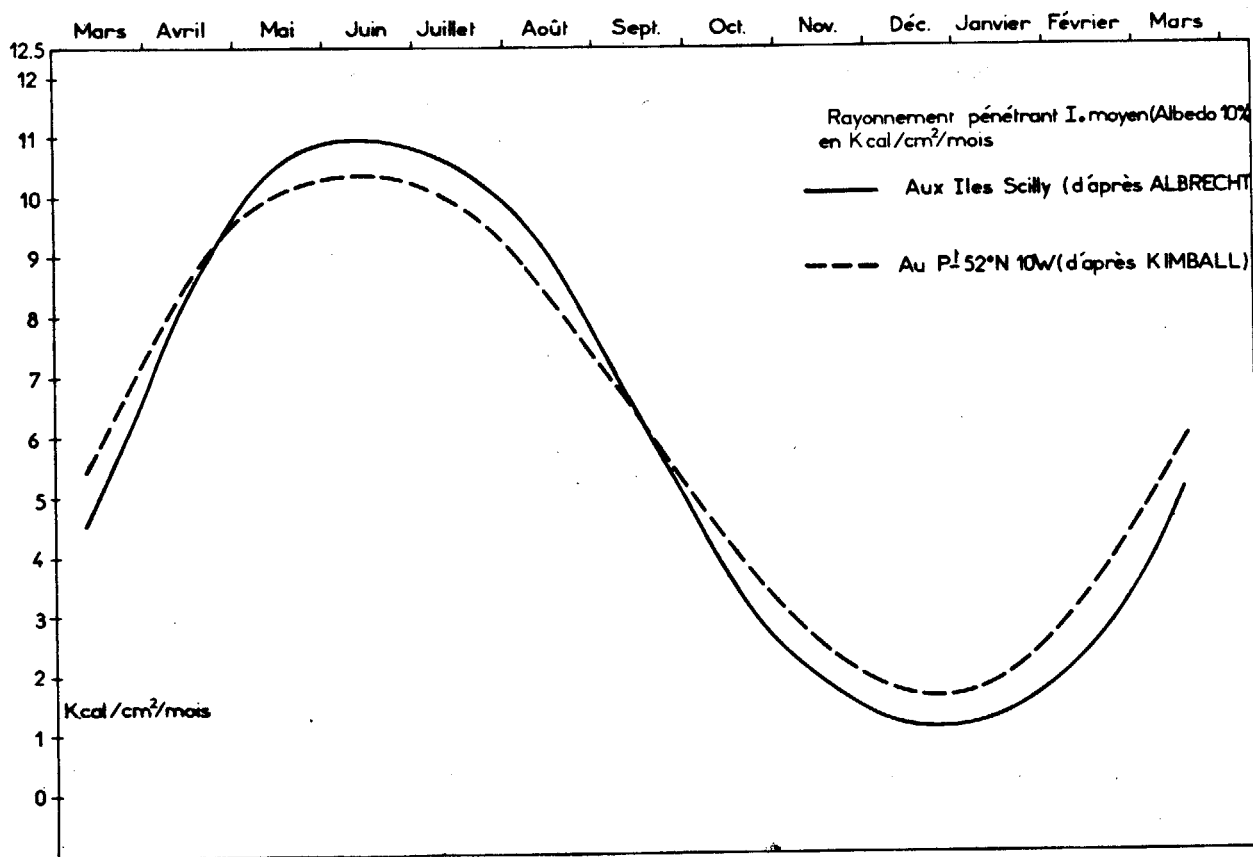


Fig. 1.6 -- (in LE MAGUERESSE, 1974).

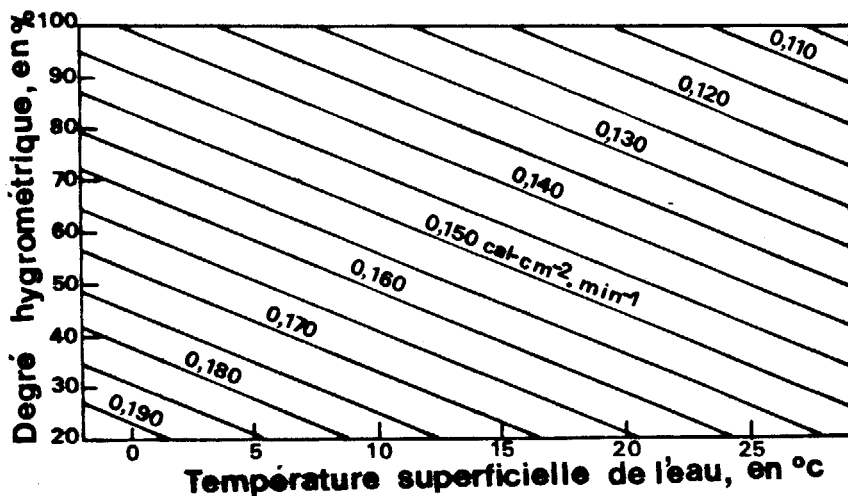


Fig. 1.7 -- Nomogramme de T. LAEVASTU (1960) fournissant la valeur maximale (par ciel clair) du rayonnement nocturne des océans (en cal. cm<sup>-2</sup>. min<sup>-1</sup>), en fonction de la température superficielle de l'eau et du degré hygrométrique de l'air.

#### 4. Echanges par évaporation et conduction : $Q_e$ et $Q_h$

Les transferts de chaleur latente  $Q_e$  et de chaleur par conduction  $Q_h$  sont très importants dans le bilan thermique. Ils sont même prépondérants dans certains cas en raison de leurs croissances proportionnelles à la vitesse du vent.

Tandis que  $Q_e$  correspond toujours à une perte d'énergie pour l'océan,  $Q_h$  peut prendre des valeurs positives ou négatives suivant que la température de la surface de la mer est plus froide ou plus chaude que la température de l'air.

Les deux quantités  $Q_e$  et  $Q_h$  sont reliées par le rapport de BOWEN (1926) :

$$R = \frac{Q_h}{Q_e}$$

où l'on suppose égaux les coefficients de diffusion relatifs au transfert direct de chaleur et au transfert de vapeur d'eau.

Parmi les formules empiriques, citons celles de LAEVASTU pour le calcul de  $Q_h$  et  $Q_e$  (cal/cm<sup>2</sup> x (24 h) ).

$$Q_h = 39 (0,26 + 0,077 V) \cdot (T_w - T_a) \quad \text{si } T_w - T_a > 0$$

$$Q_h = 3 V (T_w - T_a) \quad \text{si } T_w - T_a < 0$$

$$Q_e = (0,26 + 0,077 V) (0,98 e_w - e_a) \quad \text{si } e_w - e_a > 0$$

$$Q_e = 0,077 V (0,98 e_w - e_a) \quad \text{si } e_w - e_a < 0$$

avec  $V$  = vitesse du vent (m. sec<sup>-1</sup>)

$T_w$  = température de l'eau (°C)

$T_a$  = température de l'air (°C)

$e_w$  = pression de vapeur saturante à la température de l'eau (mb)

$e_a$  = pression de vapeur dans l'air (mb)

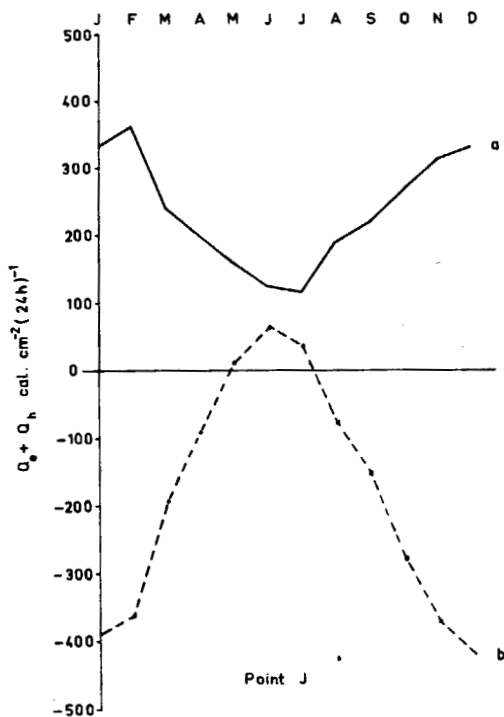
La chaleur requise pour l'évaporation  $Q_e$  est reliée à la quantité d'eau évaporée  $E$  par la relation  $Q_e = L_t E$ , où  $L_t$  est la chaleur latente de vaporisation à la température  $t$ .



D'une façon globale,  $Q_e \approx 0,10$  à  $0,11 \text{ cal. cm}^{-2} \cdot \text{mn}^{-1}$ , ce qui est équivalent à une évaporation de 1 mètre d'eau par an en moyenne sur le globe (Laçombe, 1970), alors que :

$$Q_h \approx 0,01 \text{ cal. cm}^{-2} \cdot \text{mn}^{-1} \text{ en moyenne}$$

Autrement dit, le transfert de chaleur par évaporation est en gros dix fois plus important que le transfert par conduction ( $R = 0,1$ ).



**Fig. 1.8 — Moyenne mensuelle du transfert de chaleur latente et sensible (trait continu) et total (trait discontinu) au point J (1948-1956) (d'après SHELLARD, 1962).**

Sur la figure I.8 nous avons reproduit les moyennes mensuelles des échanges (a) sensible et latent et (b) total (1) au point fixe météorologique J ( $52^\circ 30' N$ ,  $20^\circ W$ ) au Nord-Ouest de la Mer Celtique. Ces moyennes sont calculées sur une période de huit ans (1948-1956) par H.C. SHELLARD (1962). Nous remarquons que le bilan thermique de l'océan est négatif de Juillet à Mai. Il est donc nécessaire qu'un apport de chaleur se fasse par advection marine (c'est la quantité  $Q_a$  dans l'équation (I) ).

D'après LACOMBE (1970), "on évalue à 30 %, dans l'hémisphère Nord la part océanique du transfert total de chaleur vers le nord à travers les parallèles par environ  $30^\circ N$ ".

C'est le résultat global pour l'Atlantique Nord mais qu'il faut sensiblement modifier à l'échelle des mers européennes. En effet, si nous reproduisons dans le tableau 1 le bilan thermique aux Iles SCILLY calculé par F. ALBRECHT (1940), avec :

(1) Ici, l'échange total est  $Q_t = Q_s - Q_r - Q_b - Q_e - Q_h$

Kcal/cm <sup>2</sup> Mois	I <sub>0</sub>	A	L	V	P <sub>0</sub>	m
Janvier	1,25	3,16	1,45	3,51	8,12	- 5.496
Février	2,48	3,16	0,88	2,92	6,96	- 1.806
Mars	5,03	3,71	1,24	3,37	8,32	- 0.652
Avril	8,29	3,58	0,74	3,01	7,33	+ 0.115
Mai	10,61	3,50	0,57	2,81	6,88	0.352
Juin	10,92	2,67	0,00	2,70	5,37	0.508
Juillet	10,52	2,79	-0,47	2,20	4,52	0.570
Août	9,08	2,87	-0,58	2,20	4,49	0.506
Septembre	6,36	3,16	0,00	2,70	5,86	0.079
Octobre	3,45	3,08	0,67	3,49	7,24	- 1.096
Novembre	1,78	3,25	1,31	3,83	8,39	- 3.713
Décembre	1,05	3,16	1,42	3,62	8,20	- 6.80

**TABLEAU 1**

*(D'après ALBRECHT, 1940, in LE MAGUERESSE, 1974)*

$I_o$  = énergie radiative incidente provenant du soleil et du ciel  
(Albédo de la surface utilisée = 10 %).

$A$  = pertes à la surface sous forme de rayonnement infra-rouge.

$V$  = pertes à la surface par évaporation.

$L$  = pertes à la surface par transfert de chaleur sensible de l'eau à l'air.

$P_o = A + V + L$

$m = (I_o - P_o) / I_o.$

L'on peut se rendre compte, en calculant le rapport énergie reçue ( $70,82 \text{ Kcal.cm}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$ ) sur énergie perdue ( $81,68 \text{ Kcal.cm}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$ ), que l'apport advectif n'entre que dans une proportion de 13 % dans l'établissement annuel du bilan thermique.

Ce résultat confirme ce que nous avons déjà dit précédemment, à savoir l'influence prépondérante de l'échange d'énergie à l'interface air-mer sur les variations des conditions hydrologiques en Mer Celtique.

### C) Quelques exemples de l'évolution à grande échelle du système Océan-Atmosphère pouvant influencer sur l'hydrologie des couches superficielles

1. Un système périodique et persistant de pressions anormales, cause principale de variation hydrologique à l'échelle intermédiaire dans les eaux du plateau continental

R. DICKSON (1971) fait une étude sur la teneur en sel des eaux de surface des mers européennes. L'auteur choisit la salinité comme indicateur des variations à échelle intermédiaire, c'est-à-dire de l'ordre de quelques années, car ce paramètre possède un caractère nettement plus conservatif que la température. De plus, comme nous le verrons au cours du second chapitre, la salinité varie peu en profondeur sur le plateau continental.

R. DICKSON calcule les anomalies de salinité de surface pour chaque mois sur 60 ans (1902-1964) en employant une moyenne mobile sur 3 mois. La figure I.9 représente les variations obtenues pour trois régions

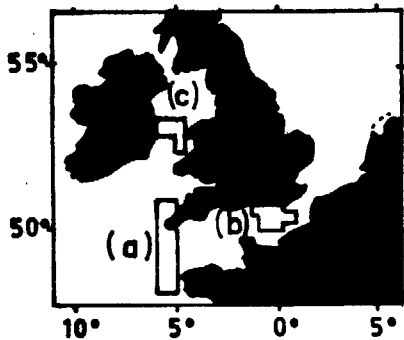
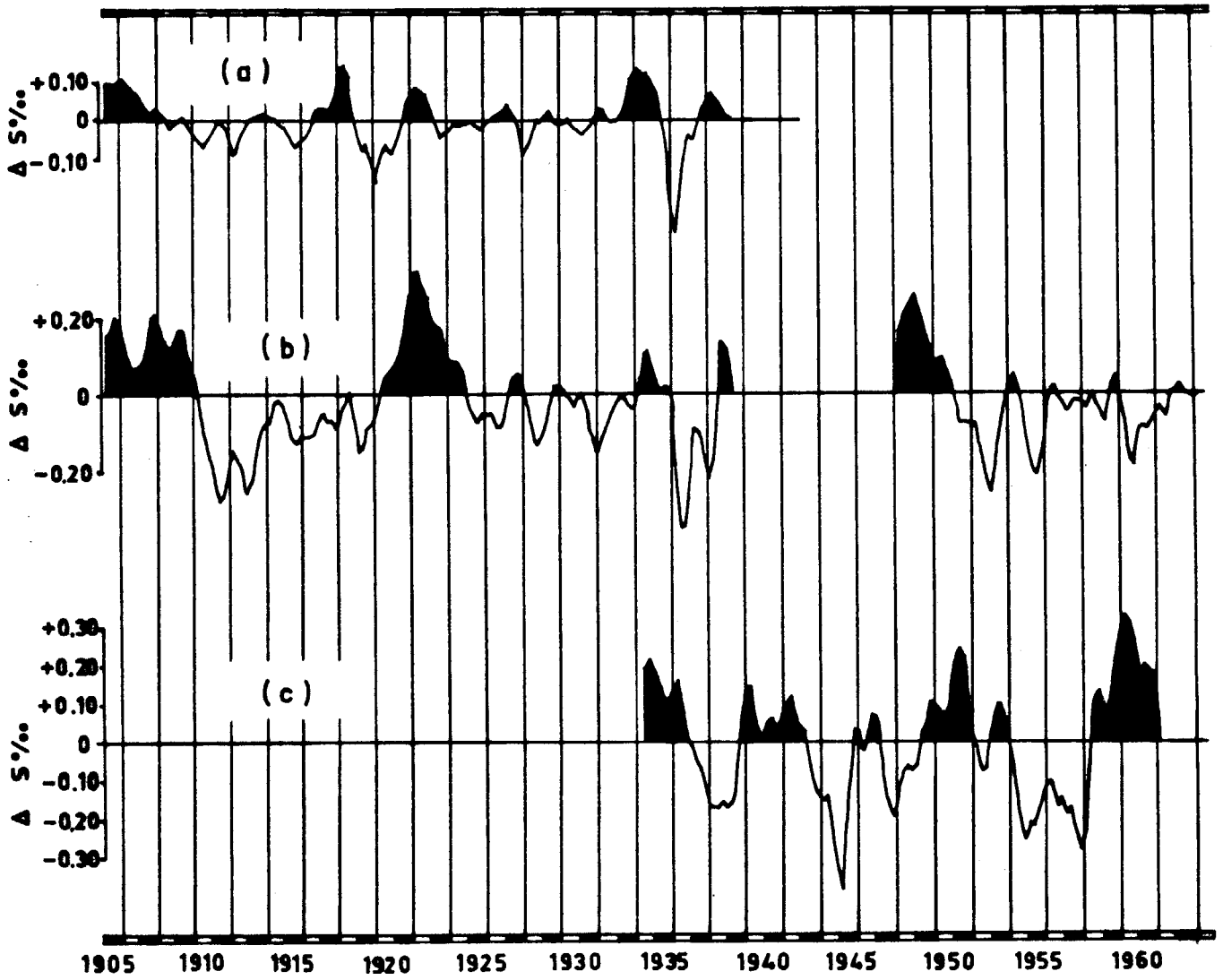


Fig. 1.9 – Anomalies de salinité de surface sur trois zones proches de la mer Celtique (d'après R. DICKSON, 1971).

- (a) : Entrée de la Manche
- (b) : Manche Est
- (c) : Mer d'Irlande

se rapprochant le plus de la Mer Celtique, à savoir le groupe "Entrée de la Manche", le groupe "Manche-Est" et le groupe "Mer d'Irlande". Notons que pour la guerre 1939-1945, la seule région où l'on possède des renseignements est la Mer d'Irlande.

En dehors des variations saisonnières, la figure I.9 met en évidence des périodes de quelques années (3 ou 4 ans) dans la teneur en sel des eaux de surface du plateau continental, donc dans l'apport d'eau océanique plus lointaine. Quelle est la cause d'un tel phénomène ?

En 1965, J. NAMIAS démontre que les situations atmosphériques anormales de 1959 étaient responsables d'une élévation rapide de la température de la zone océanique située à l'Ouest des Iles Britanniques en provoquant une advection prolongée vers le Nord d'eau chaude et salée. Le premier facteur était un champ anormal de pressions atmosphériques à l'automne 1958 et qui persista jusqu'au printemps 1960. Par exemple, sur la carte de l'anomalie de hauteur dynamique de l'isobare 700 millibars d'Octobre 1959 (J. NAMIAS, 1965) nous trouvons une zone d'anomalies négatives sur l'Atlantique Ouest et d'anomalies positives sur le Nord-Ouest de l'Europe. Cette situation génère un vent fort dirigé vers le Nord sur l'Atlantique Est d'où une advection intensive des masses d'eaux chaudes et salées vers nos régions.

R. DICKSON reprend l'idée de NAMIAS et l'applique sur la période post. 1948, car nous manquons de données atmosphériques complètes et continues avant cette date. Ici l'auteur se sert de l'anomalie de hauteur dynamique de l'isobare 500 mb. Il montre que chaque salinification importante des mers européennes coïncide avec l'établissement de la distribution de circulation anormale "Type NAMIAS".

Durant ces périodes, les observations météorologiques montrent un accroissement (et une persistance) du mouvement anti-cyclonique sur le Nord-Ouest de l'Europe, un affaiblissement du type cyclonique sur les Iles Britanniques et un renforcement des vents de secteur SUD sur l'EST Atlantique.

De plus, on doit s'attendre à trouver des conditions de relative sécheresse sur le Nord-Ouest de l'Europe, du moins à la fin d'une telle période, puisque les dépressions de l'Ouest apportant de la pluie sont re-

poussées vers le Nord.

Enfin, l'activité anti-cyclonique du Nord-Ouest de l'Europe favorise une intense évaporation des mers avoisinantes.

Ces deux derniers aspects, d'importance plus minime que ceux d'ordre advectif, contribuent toutefois à l'accroissement de la salinité des eaux couvrant le plateau continental européen.

## 2. Les Centres d'Interaction Océan-Atmosphère de l'Atlantique Nord - Leurs importances relatives et leurs conséquences sur la distribu- tion quantitative de l'échange de chaleur

Nous avons vu précédemment qu'il existait pour l'océan mondial des régions plus actives que d'autres en ce qui concerne l'échange d'énergie entre l'océan et l'atmosphère. Ces régions de forte activité, dénommées "Centres d'Interaction Océan-Atmosphère", sont de grande importance car c'est à l'intérieur de celles-ci que s'effectue la majeure partie de l'échange énergétique air-mer.

Pour la moitié froide de l'année (Octobre à Mars), V.V. TIMONOV (1970) construit des cartes donnant en chaque lieu la somme de la quantité de chaleur perdue par l'océan (chaleur sensible + chaleur latente).

On trouve un maximum au large du Cap Hatteras ( $266 \text{ Kcal.cm}^{-2}$ ) et un minimum à l'entrée du Golfe de Gascogne ( $26 \text{ Kcal.cm}^{-2}$ ) (Figure I.10). Il est remarquable de constater que 10 % seulement de la superficie de l'Atlantique Nord participe au quart de la quantité totale d'énergie échangée sur tout l'océan.

Le centre d'action au large du Cap Hatteras est le plus important, mais il en existe quelques autres, à savoir par ordre de grandeur :

- un second au Sud du Groënland,
- un troisième au Sud-Est de Terre-Neuve,
- un quatrième s'établissant sur les Mers de Norvège et de Barents.

En étudiant les séries chronologiques de la chaleur perdue par l'océan à partir d'observations faites à bord des navires météorologiques stationnés dans l'Atlantique Nord (1951-1967), TIMONOV trouve que tous les points situés à proximité des différents Centres d'Intéraction varient en phase, à part celui situé au Sud-Ouest du Groënland qui montre une différence de phase d'une année avec les précédents (Figure I.11).

M.A. VALERIANDVA (1970) utilise aussi les données de neuf navires météo sur la même période, 1951-1967. Elle fait des moyennes mensuelles des différentes pertes de chaleur par l'océan puis somme sur l'année. Le tableau 2 donne les résultats pour les points J et K, les plus proches de la Mer Celtique.

**Somme annuelle de chaleur perdue par évaporation ( $Q_e$ ) et par conduction ( $Q_c$ ) avec l'atmosphère en  $Kcal/cm^2$  (d'après M.A. VELERIANOVA, 1970).**

Années	Navires Météorologiques			
	J		K	
	$Q_c$	$Q_e$	$Q_c$	$Q_e$
1951	- 25,0	- 86,4	- 5,7	- 63,6
52	- 13,0	- 66,3	- 1,4	- 61,0
53	- 12,3	- 66,7	- 1,4	- 56,8
54	- 31,1	- 78,9	- 4,6	- 65,3
55	- 13,5	- 67,9	- 10,0	- 76,1
56	- 19,5	- 80,7	- 8,2	- 81,8
57	- 17,1	- 77,1	- 10,7	- 77,8
58	- 15,8	- 72,9	- 8,5	- 74,4
59	- 25,7	- 83,8	- 13,6	- 89,0
60	- 18,0	- 73,9	- 10,4	- 69,4
61	- 8,4	- 53,3	- 6,1	- 64,9
62	- 12,1	- 66,6	- 10,9	- 77,0
63	- 13,4	- 66,9	- 11,5	- 68,6
64	- 8,2	- 52,0	- 9,6	- 59,8
65	- 13,2	- 64,6	- 8,3	- 74,4
66	- 10,5	- 76,5	- 26,3	- 91,9
67	- 14,4	- 78,5	- 9,4	- 90,9

**TABLEAU 2**

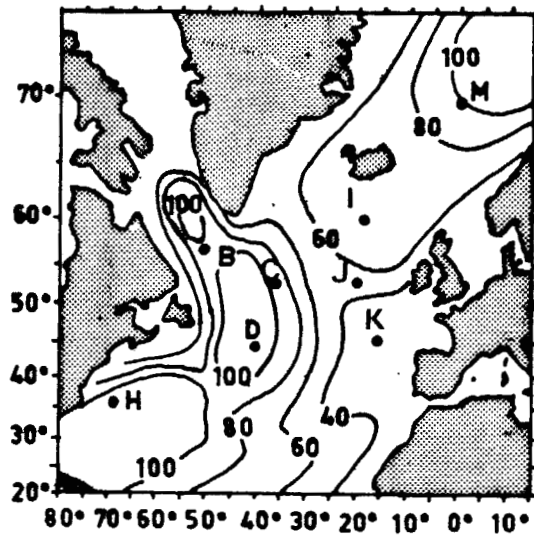


Fig. 1.10 — Chaleur moyenne totale perdue par l'océan pendant la moitié froide de l'année ( $Kcal/cm^2$ ). (d'après V.V. TIMONOV, 1970).

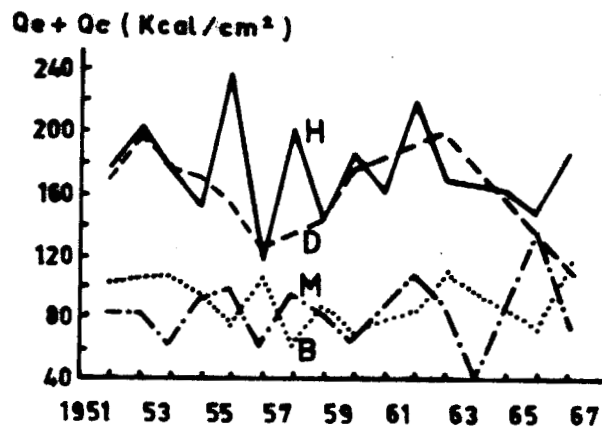


Fig. 1.11 — Chaleur totale perdue pendant la moitié froide de l'année pour différents points fixes sur l'Atlantique Nord ( $Kcal/cm^2$ ). (d'après V.V. TIMONOV, 1970).



Pour l'ensemble des neuf bateaux, l'auteur retient les conclusions suivantes :

- Les quantités de chaleur sensible  $Q_c$  et latente  $Q_e$  varient fortement suivant les années (facteur 2 à 3 pour  $Q_e$  ; facteur 1,5 à 2 pour  $Q_c$ ).
- Dans la majorité des cas,  $Q_c$  et  $Q_e$  varient en phase pour un même lieu.
- En ce qui concerne une périodicité éventuelle, nous ne sommes pas capables de déterminer des cycles distincts, mais des périodes de 2 et 3,5 ans prédominent.
- Comme nous l'avons vu précédemment, les plus grandes pertes de chaleur sont observées dans les régions des Centres d'Intéraction Océan-Atmosphère, c'est-à-dire là où l'on trouve des grandes vitesses de vent et une advection de l'air froid continental au-dessus des eaux chaudes du Gulf-Stream et du système complexe de dérive Nord-Atlantique.

### 3. Corrélation spatiale de la température de surface de la mer et de la température de l'air

Pour terminer ce chapitre nous ferons état de l'étude entreprise par E.B. KRAUSS et R.E. MORRISON (1966) à partir des enregistrements de température de l'air et de la mer pour les neuf navires météo stationnés dans le Nord-Atlantique.

La persistance des anomalies de températures (air et mer) est fortement démontrée dans les tables d'auto-corrélation publiées et plus particulièrement pour les régions du courant de Dérive Nord-Atlantique (Stations C, D, I et J).

Si l'on prend par exemple les deux points les plus proches de la Mer Celtique (J et K) et si l'on s'intéresse au seuil significatif de 95 % (test de Student), nous découvrons une capacité de "mémorisation" des anomalies durant 4 mois au point J et 5 mois au point K pour la température de l'air. De même, nous obtenons une durée de 8 mois au point J et 2 mois au point K pour la température de la mer.

Ces auteurs ont aussi calculé les corrélations spatiales entre les différents points fixes. Le Tableau 3 donne les résultats pour les trois navires météo I, J et K (voir Figure I.10).

**Coefficients de corrélation spatiale C**

**Corrélation significative au niveau 99 % pour  $C > 0,24$  (valeurs soulignées)**

**Corrélation significative au niveau 95 % pour  $C > 0,18$**

*(d'après KRAUSS et MORRISON, 1966)*

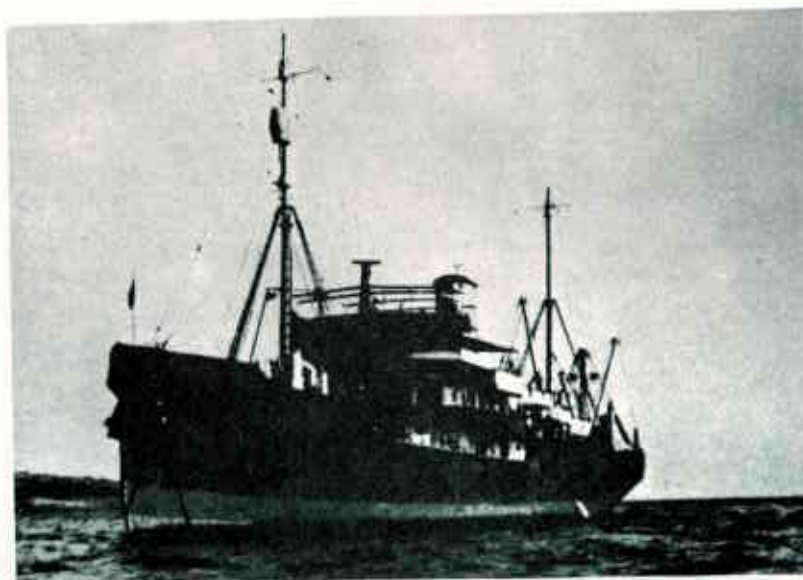
Température de l'air				Température de la mer			
Stations	I	J	K	Stations	I	J	K
I	1.00			I	1.00		
J	<u>0.55</u>	1.00		J	<u>0.39</u>	1.00	
K	0.22	<u>0.44</u>	1.00	K	0.13	<u>0.36</u>	1.00

**TABLEAU 3**

Ce tableau permet de conclure à l'existence de liens très étroits entre les différents paramètres hydrologiques et atmosphériques mesurés à des distances de près d'un millier de kilomètres (500 milles nautiques en moyenne séparent J des deux autres points).



*Le Discovery I*



*Le Discovery II*

## 2. LES DONNEES HISTORIQUES - LES PREMIERS TRAITEMENTS

### A) Présentation des données historiques

#### 1. Les moyens de calcul

Le travail envisagé suppose de très gros moyens de traitement et si certains programmes ont pu être exécutés au Centre de Calcul de l'Université de Bretagne Occidentale, il est bien évident que le traitement d'ensemble ne pouvait être fait qu'avec l'ordinateur du Bureau National des Données Océanographiques (B.N.D.O.).

Les données utilisées, provenant du réseau international des "National Oceanographic Data Centers" (N.O.D.C.), furent saisies par le B.N.D.O. sur support magnétique et chargées au fur et à mesure dans la Banque de Données.

En ce qui concerne le stockage des stations hydrologiques, un problème se pose du fait de l'évolution des techniques d'acquisition de l'information. En effet, il y a seulement une vingtaine d'années l'étude de la structure thermohaline se faisait par des prélèvements à l'aide de bouteilles à renversement et par des mesures de température observées sur des thermomètres associés à ces bouteilles ; la détermination de la salinité étant faite par la méthode classique de KNUDSEN. Ceci nous donnait donc à chaque station hydrologique une série de mesures ponctuelles.

Actuellement, grâce à l'utilisation de bathysondes TSD ou TCD nous disposons d'enregistrements en continu et les observations à la bouteille à renversement ne servent plus qu'à l'étalonnage de l'appareil. Cette différence de technique, ponctuelle ou continue, représente un problème supplémentaire quant à l'archivage des données océaniques.

Ce problème est résolu par la constitution de deux fichiers de formats différents. L'un, le "fichier hydrologique classique", englobe toutes les données anciennes, l'autre, le "fichier bathysonde" sera affecté aux mesures plus modernes.

Le premier travail du service du B.N.D.O. était donc d'enregistrer en banque le "fichier hydro-classique" en commençant par les données couvrant l'Atlantique Nord. L'acquisition des données intéressant la Mer Celtique proprement dite se termina en Juin 1974, mais ce n'est que depuis quelques mois que la totalité du "fichier hydro-classique" est maintenant disponible.

Le "fichier bathysonde" étant actuellement en début de chargement, nous pouvons donc regretter dès à présent que toute notre étude ne repose que sur l'ensemble des données historiques d'hydrologie classique et ne tienne pas compte des mesures modernes. Mais nous disposons cependant de toutes les données disponibles sur la période 1902-1964.

## 2. Inventaire des données historiques en Mer Celtique

Le système d'acquisition et de gestion des données du B.N.D.O. est différent de celui de l'E.P.S.H.O.M. Alors que pour ce dernier organisme les stations sont enregistrées par CARREAU MARDSEN, ce qui permet une sélectivité très rapide dans l'espace, le B.N.D.O. a voulu donner la priorité à la croisière. Il s'ensuit que pour sélectionner les 4730 stations dans la zone qui nous intéresse, à savoir :

- de 47° N à 52° N
- de 4° W à 12° W

il a fallu "lire" un total de plus de 75 000 stations.

Bien entendu, nous sommes en présence d'une très grande diversité quant à l'origine de ces données, que ce soit par les moyens mis en oeuvre, la zone géographique étudiée, la date des investigations ou le but scientifique recherché lors de la campagne. De plus, les observations sont obtenues par une somme d'appareils variés qui ne fonctionnent pas nécessairement selon le même principe et ne donnent pas la même précision. Enfin, l'aspect humain, et notamment le soin apporté lors de la collecte de l'information ainsi que lors de son traitement ultérieur n'est pas à négliger.

Toutes ces remarques nous empêchent de déterminer avec la précision souhaitable le degré de confiance accordé à chacune de ces mesures. C'est pourquoi nous nous attacherons surtout aux résultats moyens soit dans l'espace, soit dans le temps en escomptant que le nombre de données disponibles minimise les erreurs.

Nous verrons par la suite que ce n'est malheureusement pas toujours le cas et il suffit pour s'en convaincre de sélectionner les stations pour un mois donné sur toutes les années (fig. II.1). Il est tout à fait remarquable de constater l'existence d'une grande diversité dans le nombre de mesures lorsque l'on s'attache à une répartition mensuelle. L'exemple le plus frappant étant la comparaison entre le mois d'Août (760 stations) correspondant au mois le plus étudié, avec le mois de Septembre où le nombre de stations effectuées durant cette période de l'année paraît ridiculement bas (27 stations seulement).

Les planches I à VI de l'Annexe I (Répertoire des stations utilisées) donnent la répartition spatiale mensuelle de l'ensemble des observations. Chaque croix correspond à l'existence d'au moins une station.

Là encore un simple coup d'oeil suffit pour se rendre compte du manque d'homogénéité dans la répartition spatiale des données. Nous voyons que, dans la quasi-totalité des cas, si la partie EST de notre zone est relativement bien explorée, les parties OUEST et SUD-OUEST brillent par leur blancheur.

Si l'on étudie de manière plus fine, par exemple à l'échelle du degré carré, la répartition des stations, nous rencontrons là encore d'importantes différences. Le nombre de mesures à l'intérieur d'un carré et

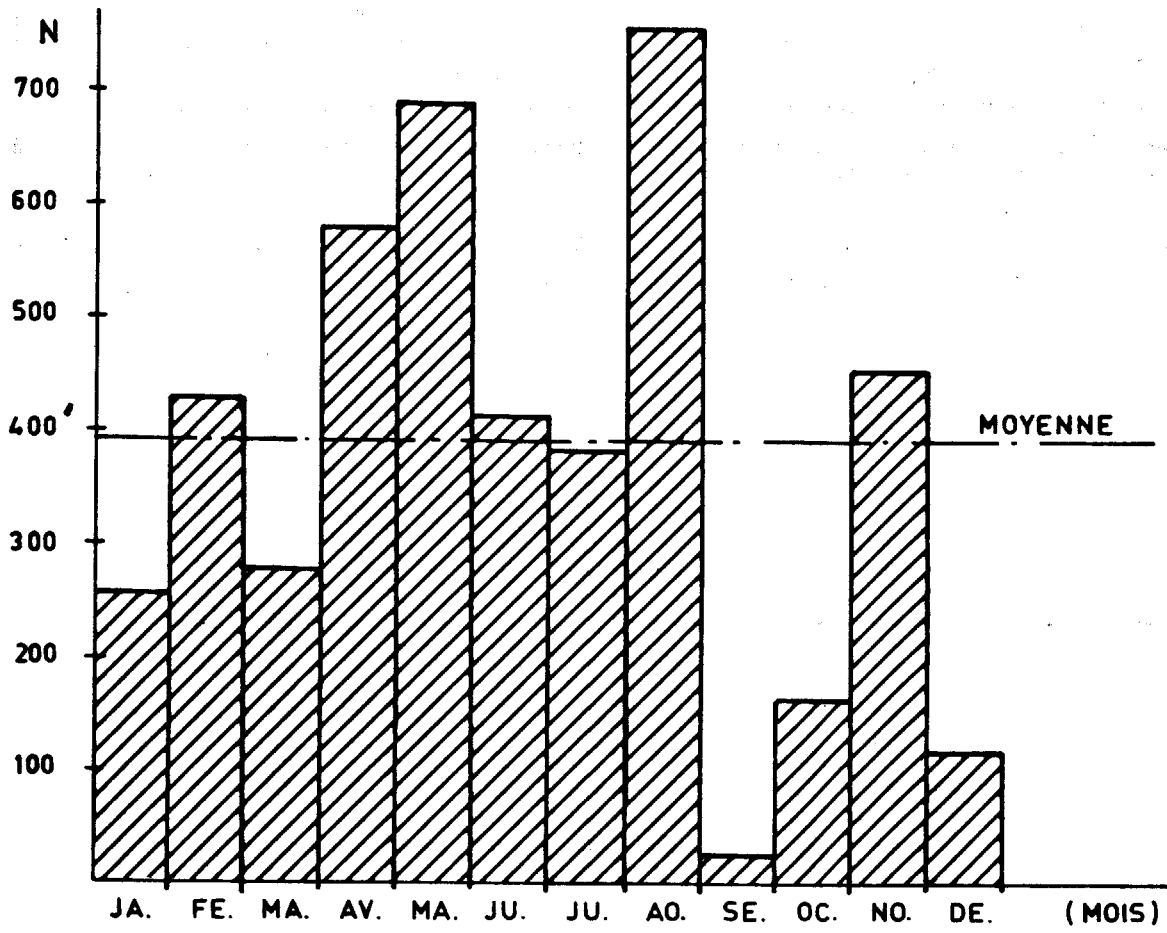


Fig. 2.1 - Histogramme des données.

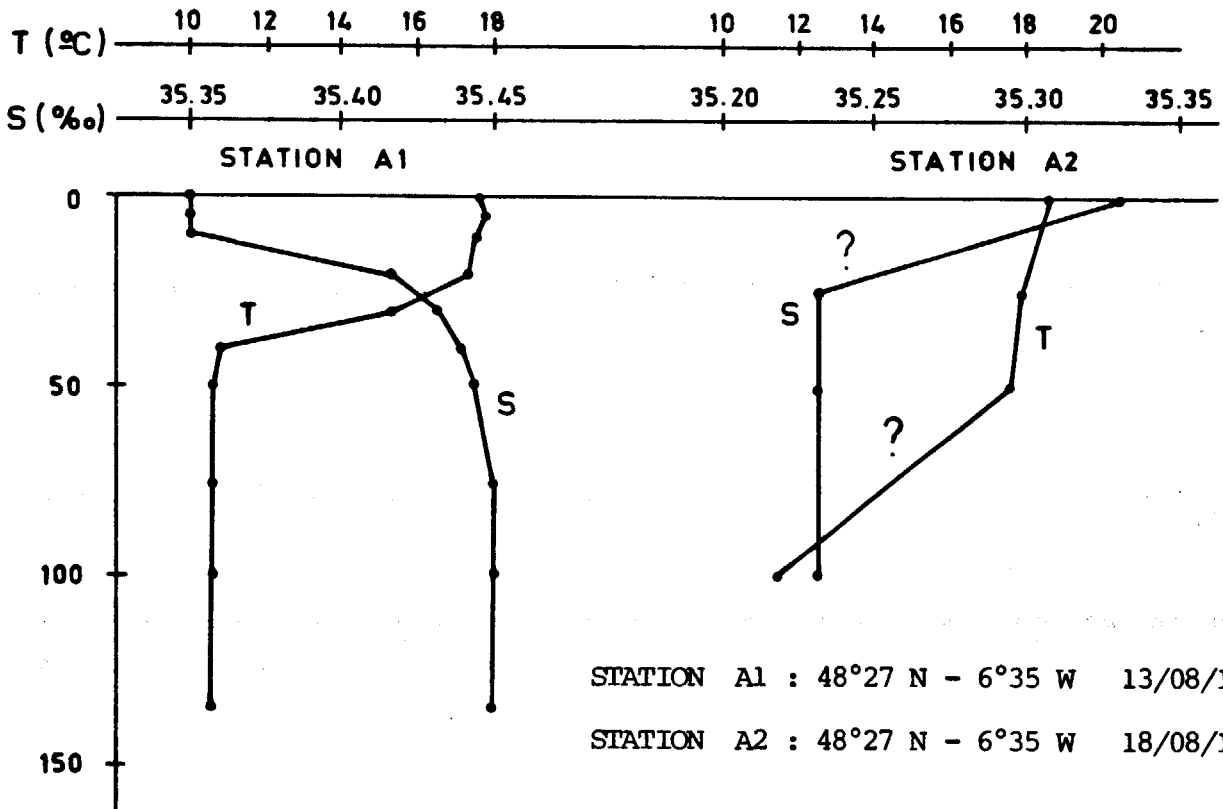


Fig. 2.2 - Exemple de la diversité des données

pour un même mois peut varier de zéro à quelques dizaines.

Les points géographiques de forte densité sont en général associés soit à des valeurs rondes en latitude et longitude, soit à la zone de mouillage de bateaux-feux près des côtes, soit encore à l'existence de points fixes internationaux.

En moyenne pour l'ensemble de la zone étudiée le nombre de stations par degré carré pour un mois donné se situe aux alentours d'une dizaine. C'est assez peu pour faire des calculs de moyennes sur les paramètres étudiés, surtout si l'on note que ces stations ne se répartissent pas obligatoirement sur autant d'années différentes.

A ce propos, il est important de signaler que nous manquons quasiment de données pendant les deux guerres mondiales et plus exactement entre 1914 et 1919 d'une part, et entre 1939 et 1946 d'autre part. Là encore nous nous heurtons à un problème de manque de données et lors de l'étude des séries chronologiques des différents paramètres océaniques nous ne disposerons pas de séries continues.

Toutes les stations sélectionnées sont des stations classiques d'hydrologie effectuées au moyen de bouteilles à renversement. En fait, nous ne disposons que de la température et de la salinité, très rarement de l'oxygène.

Les niveaux de mesures sont loin d'être standards et même, ce qui est plus ennuyeux, le nombre de niveaux d'observation varie sensiblement d'une station à une autre. Un exemple est donné sur la figure II.2 relative à deux stations appartenant à notre stock de données. Si la station A1 permet d'avoir une idée assez précise de la structure thermohaline verticale, la station A2, où l'on ne dispose que de quatre niveaux d'observation pour les 200 premiers mètres, nous imposera une grande prudence quant à sa structure réelle. En particulier pour la station A2, il est impossible de déterminer avec précision la profondeur de la thermocline et la qualité de la mesure en salinité paraît très contestable.



## B) Modèle moyen mensuel à 3 dimensions des principaux paramètres physiques

### 1. Organigramme du calcul

Le premier objectif de notre étude est de déterminer le cycle annuel des différentes grandeurs physiques utilisables et ceci avec le meilleur degré de précision possible. Vu le nombre relativement restreint d'observations (4730 stations réparties sur une cinquantaine d'années), nous avons choisi le mois comme unité de temps.

A partir d'un nombre limité d'observations pour un mois donné mais indépendamment des années de mesures, il faut donc construire par une méthode d'analyse objective un champ de valeurs des différents paramètres physiques, et ceci sur toute la couche de la mer.

Pour ce faire, nous nous inspirerons à la fois des travaux de J. MERLE (non encore publiés) lors de son étude de la variation saisonnière dans l'Atlantique Equatorial à partir de données historiques et aussi d'une méthode de lissage des champs expérimentée par Y. TREGLOS (1974) pour l'étude de l'évolution de la température de surface de la mer (SST pour les Anglo-saxons) dans le proche-Atlantique (programme SST-GASC, dérivé de la méthode d'analyse objective des champs de CARSTENSEN (1965) ).

Dans un premier temps, nous exploitons les fichiers mensuels généraux en 40 sous-fichiers regroupant les données par carré de un degré de côté. Il s'agit en fait de se donner une grille dont le pas est de un degré en longitude et en latitude et dont les extrémités sont 4° W, 12° W, 47° N et 52° N.

Ensuite nous interpolons par la méthode linéaire les valeurs de chaque paramètre aux différents niveaux choisis et ceci pour chaque station. Nous avons retenu 20 niveaux, un tous les 5 mètres de la surface à 40 mètres, puis un tous les 10 mètres jusqu'à 100 mètres et enfin un tous les 20 mètres jusqu'au fond ou à 200 mètres.

Puis, après avoir déterminé les coordonnées géographiques du barycentre des stations à l'intérieur de chaque carré, nous calculons la moyenne, aux différentes profondeurs choisies, en température, en salinité, en teneur en oxygène et en densité. Nous conservons aussi le nombre de me-

sures ayant servi au calcul de chaque valeur moyenne ainsi que la variance. La dernière partie du traitement consiste en l'intégration de la surface jusqu'au fond de la quantité de chaleur et de la quantité de sel à travers une surface de un mètre carré.

A ce stade du calcul nous sommes donc en présence d'un champ de valeurs, qui en principe, si le nombre de données brutes était suffisamment grand, serait immédiatement exploitable. En fait, l'analyse du champ doit être poursuivie pour différentes raisons.

La première de ces raisons est qu'il existe un certain nombre de trous à l'intérieur de la grille et qu'il s'agit, lorsqu'ils ne sont pas trop étendus, de les combler de la manière la moins subjective possible.

La seconde raison, et non la moindre, provient du fait de la grande diversité dans le temps lors de la collecte des données brutes. Prenons, par exemple, le champ de la température à 20 mètres au mois de Mai et considérons deux carrés élémentaires juxtaposés. Supposons que pour le premier nous ayons  $n_1$  observations enregistrées pendant les années A, B, C et D tandis que pour le second nous en ayons  $n_2$  correspondantes aux années C, F, J, K. Si par exemple A et B étaient des années relativement chaudes et l'inverse pour les années J et K, il est vraisemblable que les températures moyennes calculées à 20 mètres pour les deux carrés élémentaires soient peu cohérentes.

Il est donc nécessaire de lisser de manière judicieuse les champs ainsi obtenus. Le programme de calcul comporte tout d'abord la détermination des valeurs interpolées à chaque noeud de la grille. Ensuite, un lissage horizontal est effectué en tenant compte de ces valeurs propres ainsi que celles des carrés adjacents suivant une fonction décroissante de la distance. Pour la méthode de lissage nous avons retenu les conclusions de Y. TREGLOS (1974) dans sa Thèse de 3ème cycle "Essai d'Analyse Objective des Températures de Surface de la Mer". A la suite d'une étude assez complète, Tréglos détermine une constante de lissage A la mieux adaptée au problème rencontré.

Nous faisons agir sur la valeur  $X_i$  à lisser les huit plus proches points de la grille (figure II.3), la nouvelle valeur X s'écrivant :

$$X = X_1 + A (X_1 + X_2 - 2 X_i) + B (X_3 + X_4 - 2 X_i) + C (X_5 + X_6 + X_7 + X_8 - 4 X_i)$$

avec  $A = 0.06$   
 $B = 0.66.A$   
 $C = 0.55.A$

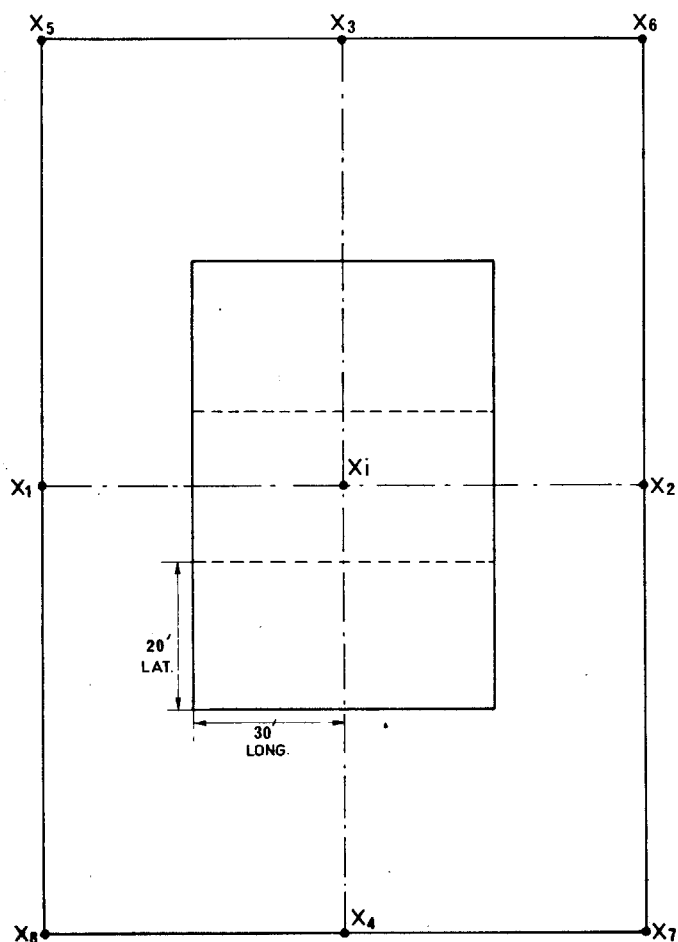


Fig. 2.3

Les coefficients B et C sont liés géométriquement à A en prenant comme unité de longueur 30 minutes de longitude, c'est-à-dire dans nos latitudes, environ 20 minutes de latitude.

Ce calcul étant terminé pour l'ensemble du champ, nous sortons des matrices correspondantes et les cartes donnant le lieu géographique des valeurs rondes pour les différents paramètres. C'est à ce stade que le tracé se poursuit manuellement. Il s'agit de tracer les isolignes en reliant une même famille de chiffres. Pour les cas litigieux il s'avère utile, voire indispensable d'étudier de très près l'aspect des données

brutes, leur nombre et leur fiabilité.

Nous proposons un condensé des résultats obtenus dans les atlas de température et de salinité présentés à la fin de ce travail (Annexe II et Annexe III).

Pour la température, nous donnons une carte mois par mois (1) pour chacun des niveaux choisis (5 m, 20 m, 40 m, 60 m, 80 m et 100 m). Nous avons choisi 5 mètres et non 0 mètre afin d'éliminer les effets de très courtes périodes, notamment l'évolution thermique journalière dans la couche très superficielle.

Pour la salinité, celle-ci évoluant peu au cours de l'année, nous donnons une carte trimestrielle à 5 mètres et à 20 mètres, ainsi que les cartes des moyennes annuelles à 60 mètres et à 100 mètres.

## 2. Cycle annuel de la température : voir l'Atlas des températures présenté en Annexe II

Intéressons-nous successivement aux six niveaux choisis sans perdre de vue l'évolution de la structure verticale. Dans un souci d'harmonisation nous commencerons à chaque fois la description du cycle annuel par le début du refroidissement hivernal.

### a) Niveau 5 m : Planches I et II

- \* Les renseignements sur SEPTEMBRE étant inexistant, commençons l'étude par le mois d'OCTOBRE. Ce mois correspond au début du refroidissement hivernal. Sur le plateau, entre l'IRLANDE et la BRETAGNE, les isothermes dessinent une structure zonale allant de 12° C (51° N) à 16° C (48° 20 N), tandis qu'aux abords de la BRETAGNE et de l'entrée de la Manche, elles s'incurvent vers le Sud.
  - \* D'OCTOBRE à NOVEMBRE, nous remarquons un très net refroidissement qui atteint 3° C dans le Sud. L'allure des isothermes se modifie sensiblement, surtout près du Canal de Bristol où elles remontent vers le Nord. Ceci montre que les eaux côtières proches de la Bretagne et de la Cornouaille se refroidissent moins vite que les eaux plus au large.
  - \* En DECEMBRE, le peu de données disponibles indique une baisse de température de l'ordre de 0° 3 C dans le centre de la zone. Cette valeur est sans doute sous-estimée.
- 

(1) excepté pour le mois de Septembre où le nombre de données est extrêmement faible.

- \* De DECEMBRE à JANVIER, la température baisse de 1 à 2° C. Pendant ce dernier mois, les trois quarts du plateau sont occupés par de l'eau de surface d'une température inférieure à 11° C. La région Sud-Irlande paraît être une zone de convergence des isothermes, tandis que ces dernières rentrent parallèlement à la côte dans l'entrée de la Manche. Il en sera ainsi jusqu'au début de l'été.
- \* En FEVRIER, nous observons à nouveau une baisse de température, surtout sensible au Nord (0° 8 C).
- \* De FEVRIER à MARS, la distribution des températures se stabilise dans toutes les zones, excepté au large de la Bretagne où le refroidissement continue (0° 2 C à 0° 4 C).
- \* AVRIL marque le début du réchauffement des eaux de surface. Celui-ci avoisine 0° 6 C partout.
- \* En MAI, le réchauffement s'accroît et atteint 1° C. Les zones où la température de surface est inférieure à 11° C correspondent en gros à la limite des 100 mètres du plateau continental.
- \* De MAI à JUIN, la température s'accroît fortement (3° C) et la distribution des isothermes se modifie. Celles-ci reprennent une allure zonale vers l'extérieur du plateau, tandis qu'au contraire, elles coupent l'entrée de la Manche. L'apport de chaleur provient du Sud-Ouest et remonte assez spectaculairement vers le Nord-Est. Au contraire, au Sud de la Cornouaille anglaise, le réchauffement se fait plus difficilement et il subsiste une langue relativement froide ( $T < 13° 6 C$ ).
- \* JUILLET nous a créé beaucoup de difficultés pour représenter une distribution typique des températures dans la couche superficielle. Le manque de données n'étant pas à incriminer (386 stations soit 1/12 des données totales), la principale cause de l'incohérence des valeurs de température (surtout à l'Ouest de 8° W) provient de la grande diversité des situations suivant les années. Juillet semble être de loin le mois dont l'écart-type des températures est le plus important. Par exemple, dans la partie centrale de la Mer Celtique (7° W - 10° W, 48° N - 50° N) la température de surface peut varier de 14° 30 C (1938) à 20° 00 C (1921).

Le passage de Juin à Juillet confirme la structure méridienne des

isothermes dans la partie Est du plateau, avec un réchauffement de l'ordre de 2°C.

- \* Le mois d'AOUT n'apporte pas de grande modification au large ni près de la côte irlandaise. Nous assistons seulement à un léger réchauffement près des côtes bretonnes et britanniques (0° 5 C).
- \* Enfin, de AOUT à OCTOBRE, la baisse de température est générale et peut atteindre 3° 5 C au Sud de l'Irlande.

b) Niveau 20 m : Planches III et IV

Suivons l'évolution annuelle de la température au niveau 20 m en la comparant à celle de surface.

- \* Les mois d'OCTOBRE à MARS présentent des structures isothermiques quasi identiques à celles de 5 m. En un même lieu, la température ne baisse que de quelques centièmes de degré entre la surface et 20 mètres de profondeur. Autrement dit, le refroidissement hivernal est strictement homogène dans les couches superficielles.
- \* Ce n'est qu'à partir d'AVRIL, époque de l'année où se crée une légère thermocline que la surface se réchauffe plus vite que l'eau à 20 m. L'écart est d'environ 0° 2 C à 0° 3 C en toutes zones.
- \* MAI continue d'accroître la différence de température qui devient plus sensible au Nord (0° 4 C) qu'au Sud (0° 2 C).
- \* JUIN est assez remarquable car nous assistons à une cassure brutale entre la structure à 20 m et celle de surface. A 20 m nous retrouvons la même orientation des isothermes que pendant le mois précédent, tandis qu'en surface, le système a évolué d'une façon totalement différente (cf. a).
- \* Mais l'échauffement des eaux superficielles est tout de même assez rapide pour qu'au mois de JUILLET, nous retrouvons une similarité entre la structure thermique de la surface et celle de 20 m. A cette époque de l'année, l'écart de température en un même lieu avoisine 1° C.

En AOÛT, le phénomène est identique (+ 1° C), ce qui tend à démontrer qu'en été le réchauffement est uniforme dans les couches superficielles.

Avant de poursuivre l'étude aux niveaux inférieurs remarquons, que dans les premiers 20 mètres, le refroidissement dure 6 Mois (Septembre à Mars) ainsi que le réchauffement (Mars à Septembre).

c) Niveau 40 m : Planches V et VI

- \* De OCTOBRE à JUIN, la configuration des isothermes à 40 m est semblable à celle existant à 20 m.

En OCTOBRE, le gradient vertical de température est pratiquement nul entre ces deux niveaux dans le Nord du plateau, tandis que près de la Manche et en Mer d'Iroise, il fait apparaître une différence de température comprise entre 0° 5 C et 1° C.

- \* De NOVEMBRE à FEVRIER, la température est homogène entre zéro et 40 m.
- \* En MARS, la situation est analogue entre 20 et 40 m dans la majeure partie du plateau, sauf semble-t'il en Mer d'Iroise où l'écart de température est de 0° 2 C.
- \* De MARS à AVRIL, la couche d'eau est encore pratiquement homogène.
- \* C'est à partir de MAI que nous assistons à une différence sensible de température entre 20 et 40 m, différence de l'ordre de 0° 4 C à 0° 5 C.
- \* Comme nous l'avons déjà signalé plus haut, c'est en JUIN que la configuration des isothermes du niveau 40 m diffère de celle du niveau supérieur choisi, surtout dans la partie orientale du plateau. Alors qu'à 20 m, le réchauffement paraît purement zonal, à 40 m, il est favorisé près des côtes, ce qui provient très certainement du brassage dû aux courants de marée qui deviennent plus importants à mesure que la profondeur diminue.
- \* JUILLET et AOÛT font apparaître le même phénomène.

A 40 m, l'élévation de température entre JUIN et JUILLET est de

1° C en toute zone. Elle est plus faible entre JUILLET et AOUT dans la zone Nord, mais semble plus forte dans la zone Sud (1° 5 C).

- \* De AOUT à OCTOBRE, et c'est là un résultat fondamental, alors que dans les couches superficielles, la température décroît de quelques degrés (cf. a et b), elle continue d'augmenter (+ 1° C) à 40 m dans la majeure partie de la zone étudiée. Nous verrons qu'il en sera de même pour les couches plus profondes.

En conclusion, à 40 m, l'échauffement dure 7 mois (Mars à Octobre) et le refroidissement 5 mois (Octobre à Mars).

d) Niveau 60 m : Planches VII et VIII

Pendant toute l'année, l'allure des isothermes à 60 m est semblable à celle de 40 m. On verra par la suite qu'il en sera de même aux immersions supérieures. Ainsi 40 m marque bien la surface de discontinuité entre les eaux superficielles, où apparaît la thermocline saisonnière, et les eaux plus profondes plus ou moins sensibles aux courants de marée suivant leur proximité des côtes et donc plus ou moins perméables aux changements de température.

- \* En OCTOBRE, si au Sud de 49° 20 et dans l'entrée de la Manche, le gradient vertical de température entre 40 et 60 m est pratiquement nul, par contre il est relativement fort dans la partie Nord (différence de 1 à 2° C).
- \* De OCTOBRE à NOVEMBRE, le refroidissement est général (1 à 2° C) sauf, semble-t'il aux abords immédiats de la côte irlandaise où l'on observe une légère augmentation de la température.
- \* Tandis que la situation se stabilise entre NOVEMBRE et DECEMBRE au Sud de l'Irlande, la température baisse partout ailleurs (environ - 1° C).
- \* De DECEMBRE à JANVIER, le refroidissement est assez important (plus de un degré) et la structure thermique est homogène depuis la surface jusqu'à 60 m.



\* En FEVRIER et MARS, la situation à 60 m est pratiquement identique à celles des couches supérieures, le refroidissement ne se terminant qu'au mois de Mars.

\* En AVRIL, nous assistons à une légère tendance au réchauffement (de  $0^{\circ} 2$  C dans le Nord à  $0^{\circ} 4$  C dans le Sud). Entre 40 et 60 m, la structure n'est plus strictement homogène et nous observons des écarts de température de l'ordre de  $0^{\circ} 1$  C ( $0^{\circ} 4$  C entre la surface et 60 m).

\* L'échauffement se poursuit en MAI, JUIN, JUILLET, AOÛT, (SEPTEMBRE) et OCTOBRE d'une manière analogue à ce qui se passe à 40 m.

En AOÛT, la chute de température entre 40 et 60 m varie entre  $0^{\circ} 5$  C (entrée de la Manche) et  $1^{\circ} 5$  C (Sud du plateau continental). C'est cette même différence qui existe entre la surface et 60 m en Octobre, alors qu'elle pouvait atteindre près de  $5^{\circ}$  C en Août.

Autrement dit, tandis qu'à la fin de l'été et au début de l'automne, la couche superficielle voit sa température baisser de 4 à  $5^{\circ}$  C, les eaux situées au-dessous de 40 m continuent de se réchauffer assez fortement (+  $1^{\circ} 5$  C à 60 m au centre du plateau celtique).

e) Niveau 80 m : Planches IX et X

\* D'OCTOBRE à NOVEMBRE, nous observons un léger réchauffement au Sud de l'Irlande (+  $0^{\circ} 6$  C) ainsi que nous l'avons déjà remarqué au niveau 60 m.

Partout ailleurs, la température diminue (-  $0^{\circ} 5$  C).

\* Même phénomène qu'à 60 m si l'on compare NOVEMBRE et DECEMBRE au niveau 80 m : stabilisation au Nord, refroidissement dans les autres zones.

\* En OCTOBRE, NOVEMBRE et DECEMBRE, l'eau est sensiblement plus froide à 80 m qu'elle n'est à 60 m, bien que l'on s'achemine vers une structure homogène (-  $1^{\circ}$  C en Octobre, -  $0,5^{\circ}$  C en Novembre, -  $0^{\circ} 3$  C en Décembre).

\* En JANVIER, la stratification a totalement disparu jusqu'à 80 m ( $0^{\circ} 2$  C entre la surface et le niveau 80 m).

\* En FEVRIER et MARS, l'homogénéité reste présente partout et à tous les niveaux tandis que les eaux continuent de se refroidir.

\* Ainsi que pour les couches supérieures, AVRIL marque le début du réchauffement à 80 m. Bien sûr celui-ci est peu important et se compare à celui du niveau 60 m (+ 0° 2 C dans le Nord, + 0° 4 C dans le Sud).

En Avril, la structure est encore strictement homogène entre 60 et 80 m.

\* Toujours entre 60 et 80 m, tandis qu'une stratification apparaît en MAI dans le Sud du plateau, elle est encore absente jusqu'en JUIN au Sud-Est de l'IRLANDE, ainsi qu'aux abords de la Manche.

\* En JUILLET et en AOÛT la différence de température entre le niveau 60 m et le niveau 80 m est toujours assez faible (0° 5 C).

\* De AOÛT à OCTOBRE l'échauffement continue (+ 0° 5 C en moyenne) et semble surtout intéresser l'entrée de la Manche.

En conclusion, de 60 à 80 m, le réchauffement dure 8 mois (de Mars à Novembre) dans la zone Nord du plateau. Il ne dure que 7 mois (Mars à Octobre) dans toutes les autres zones.

#### f) Niveau 100 m - Planches XI et XII

\* En OCTOBRE, si la couche d'eau entre 80 et 100 m est relativement homogène au Sud de l'Irlande, elle présente une stratification bien marquée au Centre et au Sud du plateau, la différence de température entre ces deux niveaux variant entre 0° 5 C et 1° C.

\* D'OCTOBRE à NOVEMBRE, nous assistons au phénomène déjà décrit plus haut pour les immersions égales et supérieures à 60 m, à savoir un léger échauffement au Nord du plateau (+ 0° 5 C) et un refroidissement partout ailleurs (- 0° 5 C).

\* En DECEMBRE, la température continue de monter légèrement à l'extrême Nord du plateau. Elle décroît au sud de 50° N et surtout en Mer d'Iroise (- 1° C).

\* De DECEMBRE à JANVIER, la baisse de températures ( $- 1^{\circ}$  C) est générale, même au Nord. Remarquons toutefois que la structure homogène qui intéresse les 80 premiers mètres n'a pas encore atteint le niveau 100 m.

En Janvier, la différence de température entre 80 et 100 m est de  $0^{\circ} 2$  C, c'est exactement celle qui existe entre la surface et 80 m.

\* Ce n'est qu'à partir de FEVRIER qu'apparaît cette structure homogène sur toute la couche des 100 premiers mètres.

\* En MARS et en AVRIL, la configuration des isothermes à 100 m se calque très exactement à celle au niveau 80 m. Autrement dit, nous assistons à la fin du refroidissement (Mars) et au début du réchauffement (Avril), avec semble-t-il une certaine tendance à la stabilisation dans le nord du plateau (pour les températures inférieures à  $9^{\circ} 5$  C).

\* MAI voit se poursuivre l'échauffement qui est plus important au Sud ( $+ 0^{\circ} 5$  C) qu'au Nord ( $0^{\circ} 2$  C à  $0^{\circ} 3$  C). Pendant ce mois, la structure thermique est encore relativement homogène partout entre 60 et 100 m (cf e). Elle subsistera encore dans le Nord du plateau et dans l'entrée de la Manche au mois de JUIN, et même en JUILLET pour la couche 80 - 100 m.

\* Alors que de JUILLET à AOUT l'accroissement de température est surtout sensible au Sud du plateau et dans les zones voisines de la Bretagne, de AOUT à OCTOBRE, il intéresse la totalité de la Mer Celtique à 100 m.

Ainsi, à l'immersion 100 m, si l'échauffement dure 7 mois (Mars à Octobre) sur la majeure partie de la Mer Celtique, il est présent 9 mois de l'année à l'extrême - Nord du plateau (Baie de FASTNET).

g) A. LE MAGUERESSE a représenté les graphiques se rapportant à l'évolution moyenne de la structure thermique en quelques points caractéristiques de la Mer Celtique (fig. II.4). Voici comment il interprète ces résultats :

"C'est ainsi que nous voyons, en E 10, une structure totalement homogène toute l'année : la température varie uniformément entre  $9^{\circ}$  C et  $15^{\circ}$  C sur toute la colonne d'eau.

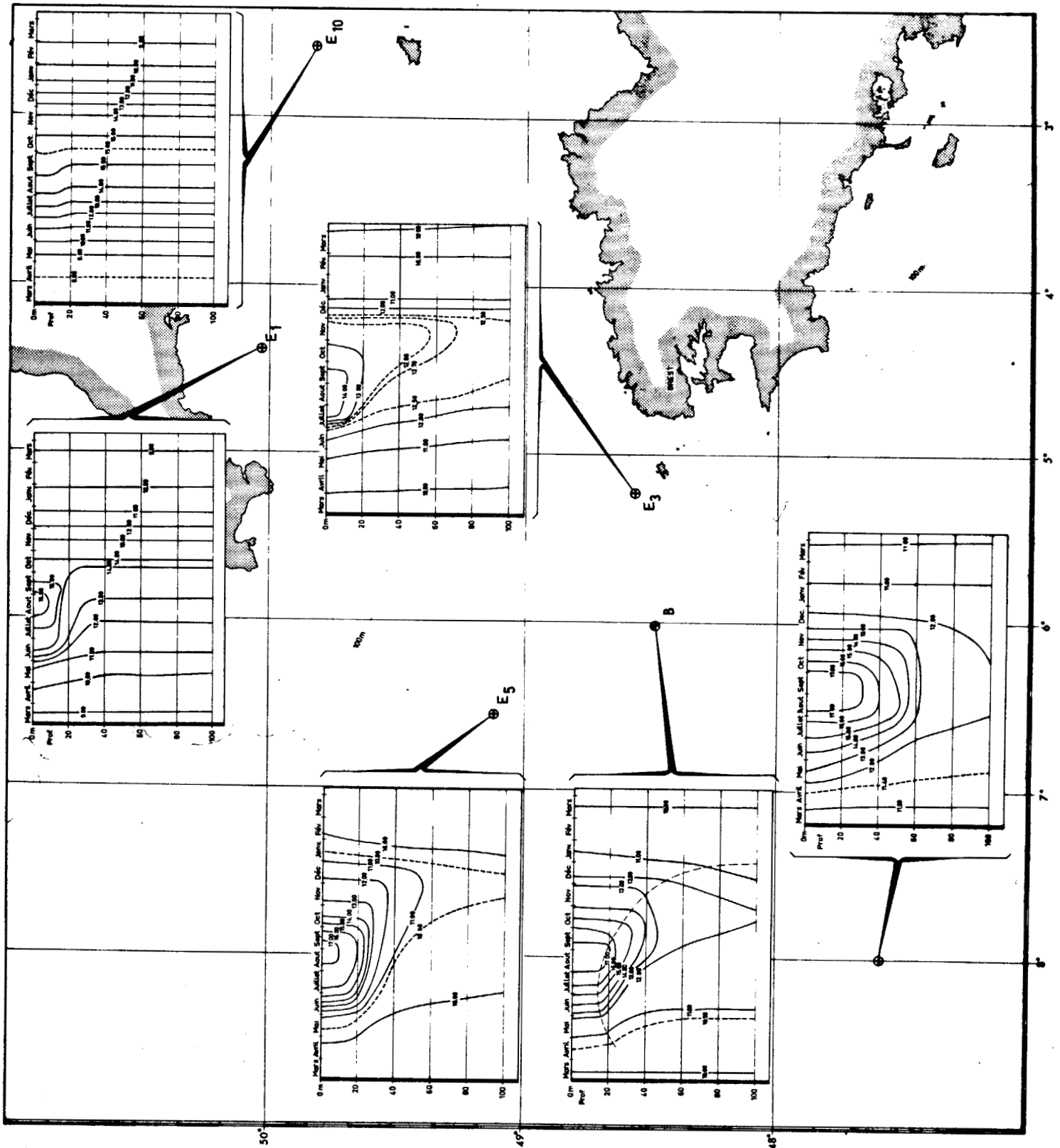


Fig. 2.4 — Evolution annuelle moyenne de la structure thermique en quelques points caractéristiques. (in LE MAGUERESSE, 1974).

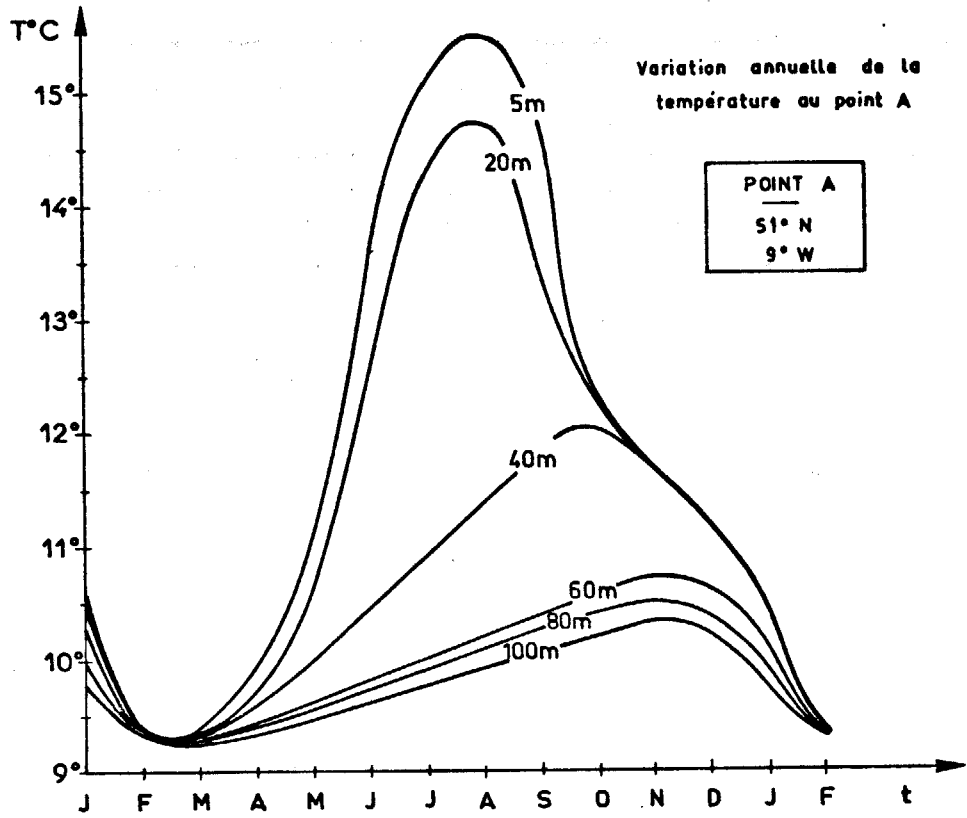


Fig. 2.5

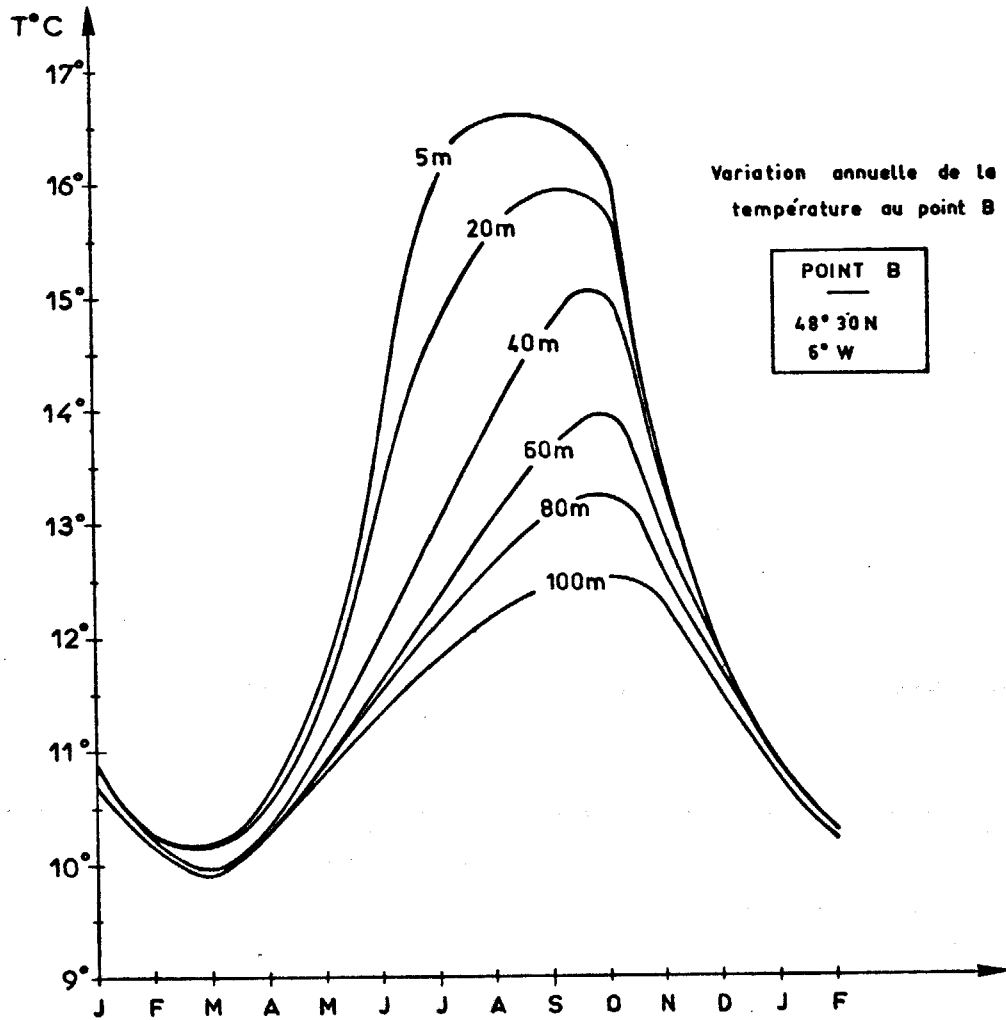


Fig. 2.6

En E 1 et E 3, situés de part et d'autre de l'entrée de la Manche, seule une légère stratification s'établit en été à la surface. La température de l'eau s'élève au fond, en E 3 de 10° C à 12,5° C, en E 1 à 9° C à 14° C, au cours du cycle d'échauffement annuel.

En E 5, nous observons une stratification estivale qui commence en mai-juin pour se terminer en novembre-décembre. L'eau de surface atteint 17, 18° C en août (exceptionnellement 19° C) alors qu'au fond l'eau ne s'échauffe que faiblement de 10° C à 10,8° C. Nous avons tracé aussi l'évolution thermique annuelle moyenne à partir des données du fichier hydro, pour les carreaux MARSDEN 145 - 85 (moitié Ouest) et 145 - 86 (moitié Est) ; l'évolution y est la même qu'au point E 5 à ceci près : "la température au fond passe cette fois de 10° C à 12° C".

Nous avons représenté sur les figures II.5 et II.6 les variations annuelles de la température en deux points : le point A (51° N, 9° W) au large de l'Irlande et le point B (48° 30', 6° W) qui est l'un des points caractéristiques de la figure II.4.

On s'aperçoit tout de suite que la stratification est plus importante au point A qu'au point B. Alors que la valeur absolue de la variation annuelle en surface est pratiquement identique en ces deux points (6° 50 C en A, 6° 25 C en B), à 100 m elle est égale à 2° 5 au point B et à seulement 1° C au point A.

Le retard de phase du maximum de température entre la surface et les couches profondes diffère aussi sensiblement entre ces deux points.

Au point B, ce retard est d'environ 2 mois (mi-Août à mi-October pour 100 m). Au point A, à la même immersion, il atteint 3 mois 1/2 (mi-Août à fin Novembre).

De plus, en ce dernier point, le maximum de température des immersions profondes correspond à un ralentissement du refroidissement des couches superficielles (au-dessus de 40 m). Là encore, il est possible que les courants de marée soient à l'origine de ce phénomène.

3. Cycle annuel de la salinité : Voir l'Atlas des Salinités présenté en Annexe III

La salinité est un paramètre physique beaucoup plus stable que la température. Ainsi, en surface, la différence de température entre saison froide et saison chaude atteint facilement 7° C, alors que la salinité ne varie que de 0,1 à 0,2 o/oo suivant la région. Dans les couches profondes, la variation de salinité est encore plus faible. C'est pourquoi nous n'avons pas trouvé utile de tracer les cartes moyennes de salinité pour chaque mois.

Cependant, nous reproduisons les cartes des moyennes trimestrielles pour les niveaux 5 m et 20 m (le "troisième" trimestre ne comportant que Juillet et Août), ainsi que les cartes représentant les moyennes annuelles aux niveaux 60 m et 100 m avec les enveloppes correspondantes.

a) Niveau 5 m : Planches I et II

- \* Partons du second trimestre (AVRIL - MAI - JUIN). Les isohalines suivent plus ou moins les isobathes. Il en sera de même toute l'année.
- \* Du second trimestre aux mois d'été (JUILLET et AOÛT) la salinité de surface s'accroît très légèrement en toutes zones. Ici l'influence océanique est prépondérante.
- \* De JUILLET - AOÛT au quatrième trimestre (OCTOBRE - NOVEMBRE - DECEMBRE), la teneur en sel continue d'augmenter devant l'entrée de la Manche et la Bretagne alors qu'elle semble en régression à l'Ouest de 9° W.
- \* Du quatrième au premier trimestre (JANVIER - FEVRIER - MARS), la salinité ne varie pratiquement pas près des côtes bretonnes et au voisinage de la Manche.

En revanche, elle augmente dans toutes les autres zones. On peut tenter d'expliquer ce résultat par le fait qu'à cette époque de l'année, l'évaporation est à son point culminant. En effet, la différence entre la température de l'air et la température de surface est négative à partir du mois de Novembre, et l'on sait que les coups de vents hivernaux favorisent une telle évaporation.

\* Enfin, du premier au second trimestre la salinité décroît en toutes zones et nous retrouvons notre situation initiale (1).

b) Niveau 20 m : Planches III et IV

A 20 m, l'évolution de la salinité est sensiblement différente de celle existant en surface.

\* Du premier au second trimestre, la teneur en sel décroît en toutes zones, ce qui est en accord avec la surface.

\* Par contre, alors qu'au niveau 5 m, nous avons constaté qu'entre le printemps et l'été, la salinité croissait partout, à 20 m, elle continue de baisser sur l'ensemble du plateau excepté à l'entrée de la Manche et en Mer d'Iroise.

\* Entre l'été et le quatrième trimestre la salinité varie peu au large, elle augmente légèrement près des côtes (+ 0,1 o/oo).

\* Enfin, du quatrième au premier trimestre, la teneur en sel à 20 m s'accroît sur la majeure partie du plateau. Elle ne décroît qu'au voisinage immédiat des côtes (- 0,15 o/oo en Mer d'Iroise).

c) Niveaux 60 m et 100 m : Planches V et VI

Pour les niveaux 60 m et 100 m, l'évolution de la salinité étant très faible, nous avons représenté les cartes des moyennes annuelles, ainsi que celles des enveloppes des moyennes mensuelles. Celles-ci donnent les positions géographiques extrêmes que peut prendre chaque isohaline.

Entre 60 et 100 m, l'augmentation de la salinité est de l'ordre de 0,2 o/oo.

L'isohaline 35,50 o/oo suit constamment la limite extérieure du plateau continental.

Notons que pour ces deux niveaux, le maximum de salinité est

---

(1) L'évaporation intensive se termine vers le mois de Mars.



atteint en JANVIER et le minimum en AOÛT, mais il semble que cette évolution ne soit pas systématique et qu'elle puisse subir d'importantes modifications suivant les années.

### C) Examen comparatif avec d'autres travaux

#### 1. L'Atlas de la température et de la salinité de surface de l'I.C.E.S. (1962)

Pour en terminer avec cette étude du cycle annuel des deux principaux paramètres physiques dans la Mer Celtique, nous avons fait quelques comparaisons avec des atlas anciens. Notons que ceux-ci ne portent que sur les températures ou les salinités de surface et aucun d'entre eux ne fournit de renseignements sur la distribution de ces paramètres en profondeur. Parmi ces compilations c'est surtout l'"Atlas des Températures Moyennes de Surface et des Salinités Moyennes de Surface pour les Mers entourant les Iles Britanniques" (Conseil Permanent pour l'Exploration de la Mer, I.C.E.S., 1962) qui a retenu notre attention.

Cette publication consiste en 24 cartes représentant les moyennes mensuelles en température et en salinité de surface. Les données qui servirent à l'élaboration de ces résultats furent collectées de 1905 à 1954 par différents organismes. Les sources sont de diverses origines, il s'agit de bateaux-feux, de stations côtières, de navires océanographiques et surtout de navires marchands. Les moyennes sont faites à l'intérieur de carrés de un degré de côté près des côtes, et de deux degrés de côté au large. Rappelons que dans notre cas nous avons pu adopter un maillage de un degré.

En ce qui concerne la température de surface nous trouvons en général une bonne similitude avec nos résultats dans l'orientation des isothermes. Mais le fait marquant est que la température de surface que nous proposons soit presque toujours plus élevée (de 0° 2 C à 0° 6 C) que celle publiée par le Conseil Permanent. Le seul contre-exemple a lieu en Octobre au large de la côte irlandaise.

Quelle est l'explication d'un tel écart de température ?

Remarquons tout d'abord que les sources d'observations sont sensiblement différentes dans les deux cas. Notre travail s'appuie sur pratiquement toutes les stations hydrologiques disponibles effectuées dans un but scientifique, tandis que les données servant à l'élaboration des cartes du Conseil proviennent en grande partie d'observations des navires de commerce. Toutefois, on ne peut incriminer le sérieux de l'étude du Conseil Permanent, car si les valeurs de températures mesurées par ces navires sont souvent entachées d'erreurs (Thermomètres mal étalonnés, température prise à l'entrée de condenseurs avec un capteur mal placé, etc...), ces observations sont filtrées et les valeurs aberrantes éliminées.

Nous pensons plutôt que la différence de température observée provient d'une autre origine. Les deux études ne couvrent pas exactement le même nombre d'années, nos travaux bénéficiant d'une dizaine d'années de mesures supplémentaires (1954 à 1964). Et lorsque l'on sait que les années "cinquante" et "début soixante" étaient particulièrement chaudes par rapport aux cinquante premières années de ce siècle, nous avons peut-être là l'explication cherchée.

En fait, il ne s'agit pas d'un réchauffement brutal mais d'une longue tendance intéressante tout l'Atlantique Nord. Déjà, en 1963, SMED (J.) montre que les eaux de surface couvrant la Mer Celtique se sont régulièrement échauffées durant les six premières décennies de ce siècle. Toujours en 1963, RODEWALD (M.) étudie les observations de température de la mer effectuées par les navires météorologiques stationnaires (NMS) dans l'Atlantique Nord. La décennie 1951 - 1960 marque une anomalie positive de l'ordre de  $0^{\circ} 5$  C par rapport aux années antérieures.

D'autres travaux plus récents (RODEWALD, 1972) montrent que le lent réchauffement séculaire de la température de surface dans l'Atlantique Nord trouve son point culminant vers les années 1960 et il semblerait, toujours d'après RODEWALD, que nous nous acheminions maintenant vers une "petite période glaciaire".

Cette prévision est sans doute assez aventureuse car ces dernières années n'ont pas été particulièrement froides. Les cartes de températures

de surface du Proche Atlantique, qui paraissent pour chaque mois depuis Janvier 1972 dans la "Revue Trimestrielle de Liaison et d'Information MET-MAR" (1), éditée par la Météorologie Nationale, montrent que les températures relevées ces dernières années sont très proches, et même souvent plus élevées que les moyennes mensuelles calculées sur les soixantes dix premières années de ce siècle (Voir "Met-Mar" N° 79 à 89).

Pour la Salinité de Surface, la comparaison entre nos cartes trimestrielles et celles, mensuelles, du Conseil Permanent permet de présenter les commentaires suivants :

- Les isohalines que nous obtenons apparaissent à peine plus lissées que celles des cartes mensuelles du Conseil. Cela montre bien le caractère peu évolutif de la salinité, surtout au large.
- La correspondance est parfaite au centre du Plateau Celtique, un peu moins bonne à l'entrée de la Manche et à celle de la Mer d'Irlande. Dans ces deux dernières régions, d'après les travaux du Conseil, les valeurs fortes de la salinité semblent pénétrer plus profondément en Manche et en Mer d'Irlande que nous l'avons indiqué sur nos cartes.

On peut expliquer ceci en remarquant que ces zones participent activement aux déplacements des différentes masses d'eau et que par conséquent les tracés des moyennes trimestrielles y sont peut être moins bien adaptés que ceux des moyennes mensuelles.

- On retrouve le même résultat essentiel, à savoir que pour l'ensemble du plateau, la salinité est maximale en Janvier et minimale en Août. Toutefois, le cycle annuel est quelque peu différent pour les abords immédiats de la Bretagne (maximum en Octobre - Novembre, minimum en Mars). Nous allons voir plus loin comment interpréter cette différence.

## 2. Aspects particuliers en Iroise

L'Iroise est décidément une région fort attractive. De par sa nature d'anti-chambre des sous-marins nucléaires, les militaires s'y intéressent depuis quelques années. Maintenant, c'est au tour des pétroliers d'y jeter un oeil curieux (et parfois même polluant...). Les récentes publications, à la fois du Service Hydrographique de la Marine et du labo-

-----

(1) Programme SST-GASC

ratoire d'Océanographie Physique de Brest font apparaître la grande complexité des phénomènes dans cette région.

GUITTON et HENROTTE-BOIS (1974) montrent que l'isothermie dure pendant 7 mois, de Novembre à Mai inclus au large de l'Iroise. On sait qu'une telle structure homogène se maintient plus longtemps encore dans l'entrée de la Manche (cf. figure II.4) et il arrive même qu'au mois d'Août, "la thermocline puisse disparaître à l'intérieur de l'isobathe 80 mètres et par fort coefficient de marée".

Pendant la saison chaude, entre Avril et Novembre, il se crée un front thermique au large de la Bretagne se déplaçant de  $5^{\circ} 00$  à  $5^{\circ} 40$  de longitude Ouest. A l'Ouest de ce front, on trouve une thermocline tandis qu'à l'EST, la structure verticale de la température est plus ou moins linéaire. Le front est caractérisé par la remontée de la thermocline (figure II.7).

La méthode de résolution employée (maillage de un degré de côté) ne nous permet pas d'apporter une aussi grande précision dans la zone littorale de la Mer d'Iroise. Il en est de même pour toutes les régions côtières entourant la Mer Celtique. Néanmoins, en ce qui concerne l'existence d'un front thermique en été au large de la pointe du Finistère (Figure II.8), nos résultats confirment l'accroissement du gradient horizontal entre Juin et Octobre.

Nous avons vu précédemment que la salinité de surface évoluait différemment si l'on s'intéressait à la majorité du Plateau Celte (maximum en Janvier, minimum en Août) ou aux abords immédiats de la Bretagne (maximum au quatrième trimestre, minimum au second). On peut rattacher à ce dernier type la zone du Canal de Bristol.

Sur les planches II et III de l'Atlas des salinités, on note que cette évolution est identique à 20 mètres tandis qu'aux immersions supérieures, le cycle se déroule uniformément sur l'ensemble du plateau.

D'où vient cette chute de salinité dans les eaux superficielles pour certaines zones littorales à la fin de l'hiver ?

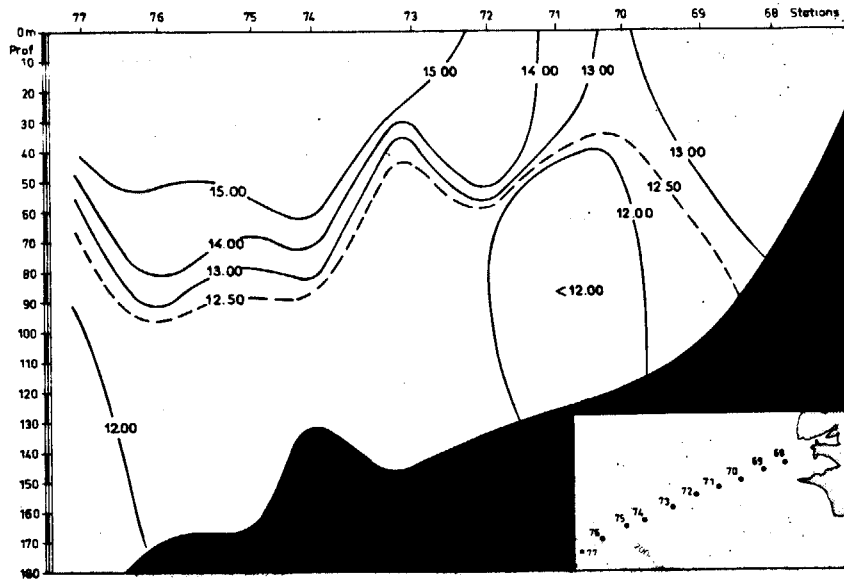


Fig. 2.7 - PHYGAS 34, Septembre 1973.  
(d'après LE FLOC'H, LE TAREAU, TANGUY, 1975)

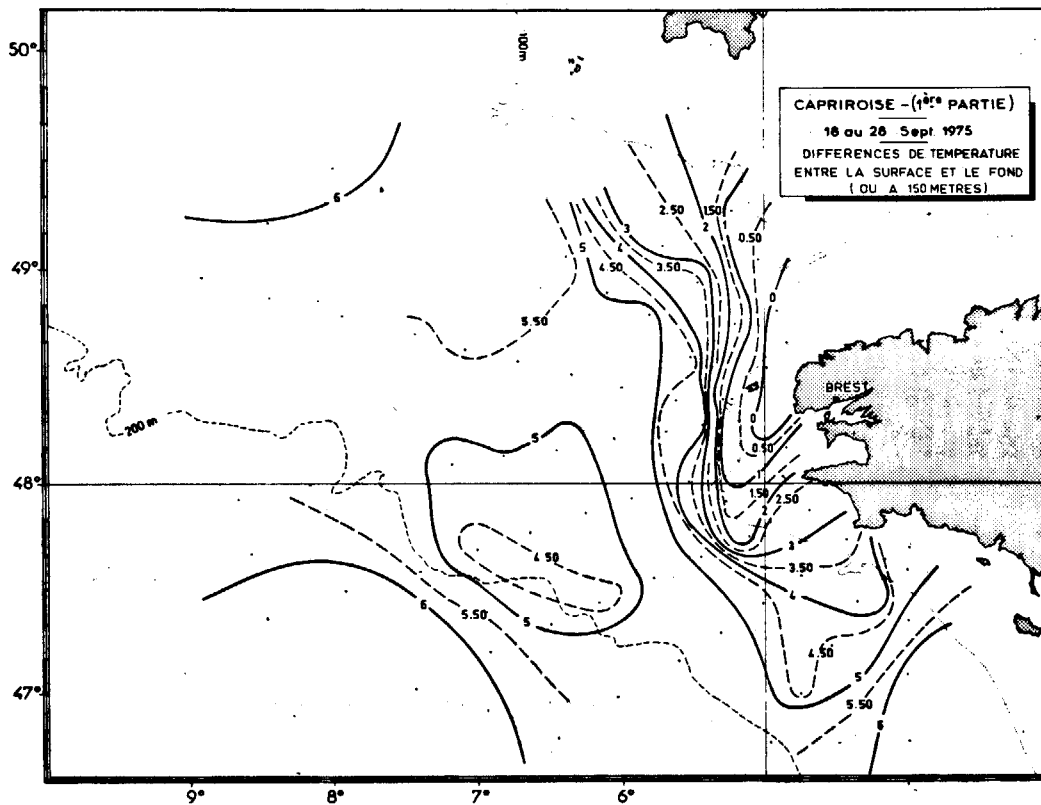


Fig. 2.8 - (d'après RAILLARD, 1976)

Remarquons tout d'abord que cette époque de l'année est propice à la présence de profils bathythermiques à gradients positifs, c'est-à-dire que les eaux de surface peuvent être plus froides (jusqu'à 2 degrés Celsius) que les eaux sous-jacentes. Ce phénomène n'apparaît pas dans nos résultats sur la température car il s'agit de situations bien localisées et d'une très grande variabilité. Néanmoins, nous l'avons rencontré assez souvent au cours de l'exploitation des données brutes.

GUITTON, HENROTTE-BOIS et HENAFF (1974) pensent que ce type de structure s'explique par "l'extension des eaux fluviales peu salées, donc plus légères que le milieu ambiant, alliée au refroidissement hivernal dû en grande partie à l'évaporation intensive". Ces auteurs constatent que le taux de présence élevé de tels bathys à gradient positif correspond aux débits maximaux des fleuves (Janvier, Février, Mars) (cf. figure II.9).

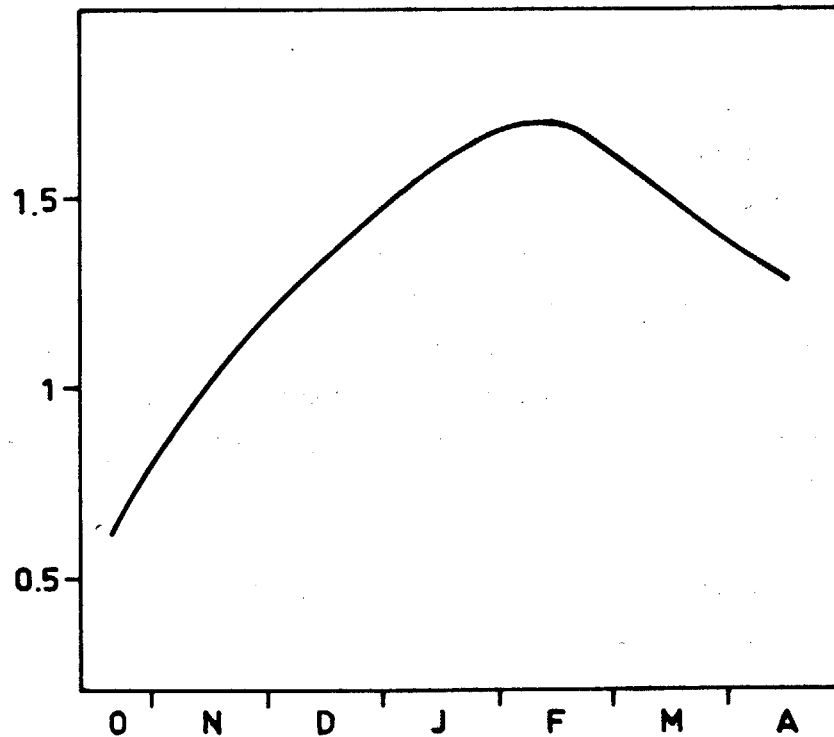


Fig. 2.9 – Rapport du débit moyen mensuel au débit moyen annuel de la Loire. (Annuaire Hydrologique 1967).

#### D) Calcul des Anomalies Hydrologiques - Détermination des Séries Chronologiques

La construction d'un schéma moyen hydrologique à l'échelle mensuelle pour la Mer Celtique, en dehors de son intérêt purement descriptif, va nous servir maintenant de référence dans le calcul des anomalies au cours du temps. La seconde partie de notre travail sera donc l'étude systématique de ces différentes séries temporelles.

C'est surtout maintenant que devient préjudiciable l'absence de mesures pendant les années de guerre. Les "trous" étant beaucoup trop importants à combler, il faut se contenter d'étudier des séries plus courtes. Nous allons en construire trois :

- la première de 1902 à 1913
- la seconde de 1920 à 1939
- la troisième de 1946 à 1963

Le nombre total de stations n'ayant pas changé, toujours 4730, nous désirons maintenant une information chaque mois de chaque année consecutive. Il faut donc élargir considérablement l'échelle spatiale de résolution. Mais il y a des limites à cette dilatation, nous savons que chaque zone de la Mer Celtique conserve son individualité et nous ne pouvons comparer sans danger des observations dont la diversité géographique est trop importante. C'est pourquoi nous devons garder une certaine homogénéité spatiale et ce raisonnement nous a conduit à considérer trois zones (cf. figure II.10).

- zone A : Mer d'Iroise, Entrée Sud de la Manche

47° 00 N - 49° 30 N

4° 00 W - 6° 00 W

- zone B : Nord-Est de la Mer Celtique

49° 30 N - 52° 00 N

4° 00 W - 9° 00 W

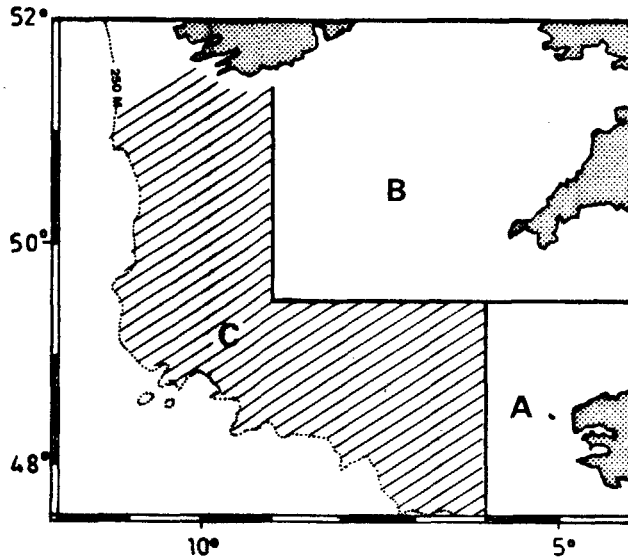


Fig. 2.10

- zone C : zone du large :  
Bancs de Parsons, Petite  
Sole, Melville Knoll,  
Grande Sole, ...

Là encore nos espérances se sont retrouvées quelque peu déçues en constatant qu'il était impossible de former des séries chronologiques continues pour les zones A et C, le nombre de trous et surtout la largeur de ceux-ci étant trop importants.

Par bonheur, la zone B, c'est-à-dire le Nord-Est de la Mer Celtique est relativement riche en observations et c'est maintenant là que va porter toute notre attention.

Avant de poursuivre plus loin nous voudrions ouvrir une parenthèse sur la nécessité de travailler avec des anomalies et non les données brutes. En effet, théoriquement, il aurait été préférable de garder les observations réelles et les exploiter sous cette forme. Mais là encore, nous nous heurtons au problème fondamental, la faible densité des données. Comment relier, par exemple, trois mesures de la température effectuées en Mai 1952 au sud de Plymouth, avec six autres mesures observées le mois suivant au large du Canal de Bristol ?

Alors que l'on peut très bien tourner la difficulté en éliminant la notion d'espace. Il suffit de choisir comme variable aléatoire, la moyenne des différences algébriques entre les valeurs mesurées et les valeurs théoriques associées aux mêmes mois et aux mêmes coordonnées géographiques.

Revenons au traitement proprement dit. Les données sont réparties maintenant d'une façon totalement distincte. Au sommet, nous avons un seul fichier général rassemblant toutes les observations du Nord-Est de la Mer Celtique. Ce fichier est ensuite "explosé" en autant de sous-fichiers qu'il



existe de mois de mesures entre 1902 et 1964.

Ensuite nous analysons chacun de ces sous-fichiers en employant un traitement automatique analogue à celui exposé plus haut lors du calcul du schéma moyen mensuel hydrologique tridimensionnel. Enfin, il ne reste plus qu'à déterminer pour différents niveaux l'anomalie mois par mois de chaque paramètre étudié.

Les figures II.11, II.12 et II.13 montrent l'évolution des anomalies mensuelles de température à différentes immersions pour la zone Nord-Est de la Mer Celtique (5 mètres, 20 mètres, 40 mètres et 80 mètres).

Quelques remarques sont nécessaires au regard de ces différentes séries.

Tout d'abord les premières de celles-ci, allant de 1903 à 1914 présentent un aspect beaucoup moins tourmenté que les suivantes. N'y voyons pas là de phénomène physique particulier, c'est tout simplement que le nombre de mesures est nettement moins élevé que pour les séries suivantes et il nous a fallu interpoler pratiquement tous les deux ou trois mois. Nous n'avons pas voulu interpoler sur une période plus longue que trois mois, c'est pourquoi il existe encore quelques trous à tous les niveaux pour la série 1903-1914 et à 80 mètres pour la série 1920-1939. Tandis que pour la série 1946-1962 il est même inutile de vouloir étudier les anomalies à cette profondeur.

En fait, de toutes ces séries, les seules justifiant du qualificatif de continues sont au nombre de six. Ce sont les suivantes :

- 1920 à 1939 : anomalies de Température à 5 m, 20 m et 40 m,
- 1946 à 1962 : anomalies de Température à 5 m, 20 m et 40 m.

Nous y ajouterons deux autres séries (non représentées ici) :

- L'anomalie de quantité de chaleur intégrée sur la couche de 0 à 40 m pour la période 1920-1939.
- La série analogue pour la période 1946-1962.

Si nous observons de plus près ces différents schémas nous retenons principalement trois indications :

Tout d'abord l'anomalie de température évolue en phase de la surface jusqu'au fond (n'oublions pas que dans la partie Nord-Est de la Mer Celtique, la profondeur est pratiquement toujours inférieure à 100 m).

Ensuite nous retrouvons, comme il en a été question tout-à-l'heure, la tendance générale au réchauffement des eaux durant les six premières décennies de ce siècle. Ceci est particulièrement clair en comparant les anomalies de 1903-1914 à celles de 1946-1962. Cependant, à une échelle plus courte, par exemple à l'intérieur même de chacune des séries que nous allons étudier maintenant, l'aspect stationnaire est sauvegardé.

Enfin nous ne distinguons pas, de visu, de périodicités particulières, il faudra donc étudier plus en détail et de manière quantitative ces séries temporelles. Pour cela, nous allons faire appel aux différentes méthodes de l'analyse statistique, c'est ce que nous verrons dans le chapitre suivant.

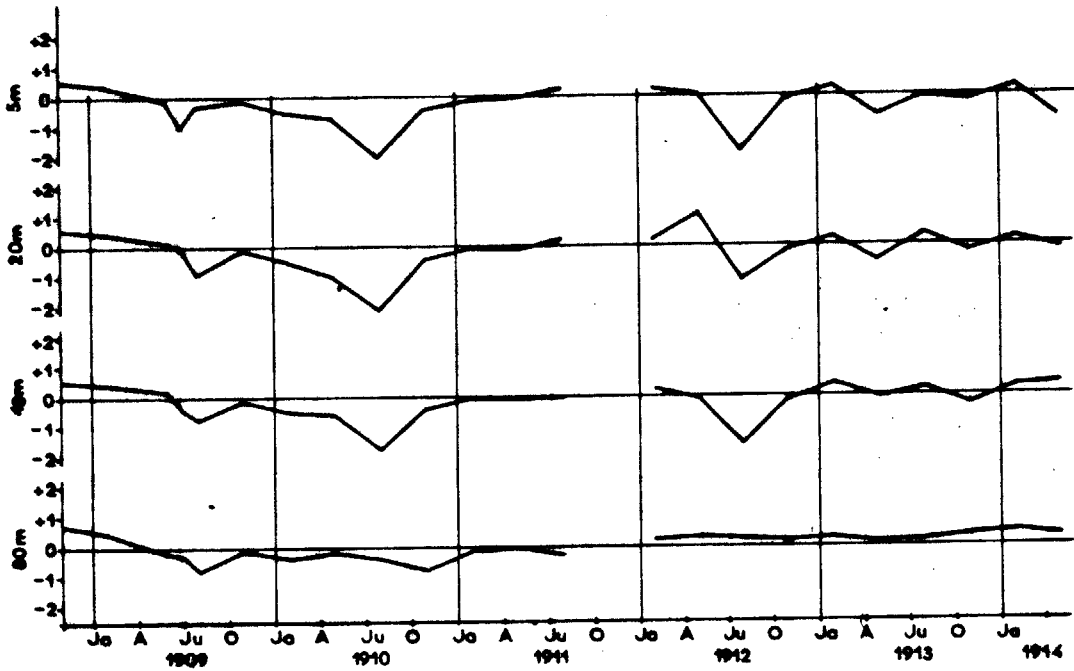
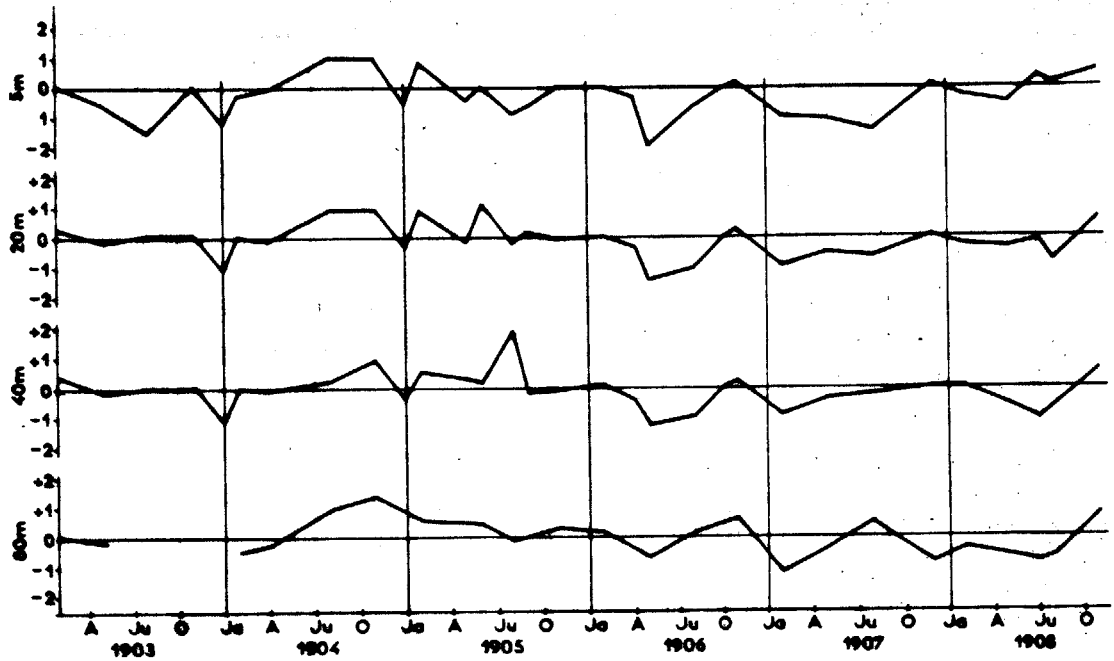


Fig. 2.11 — Zone Nord-Est de la Mer Celtique - Anomalies mensuelles de température à différentes profondeurs.

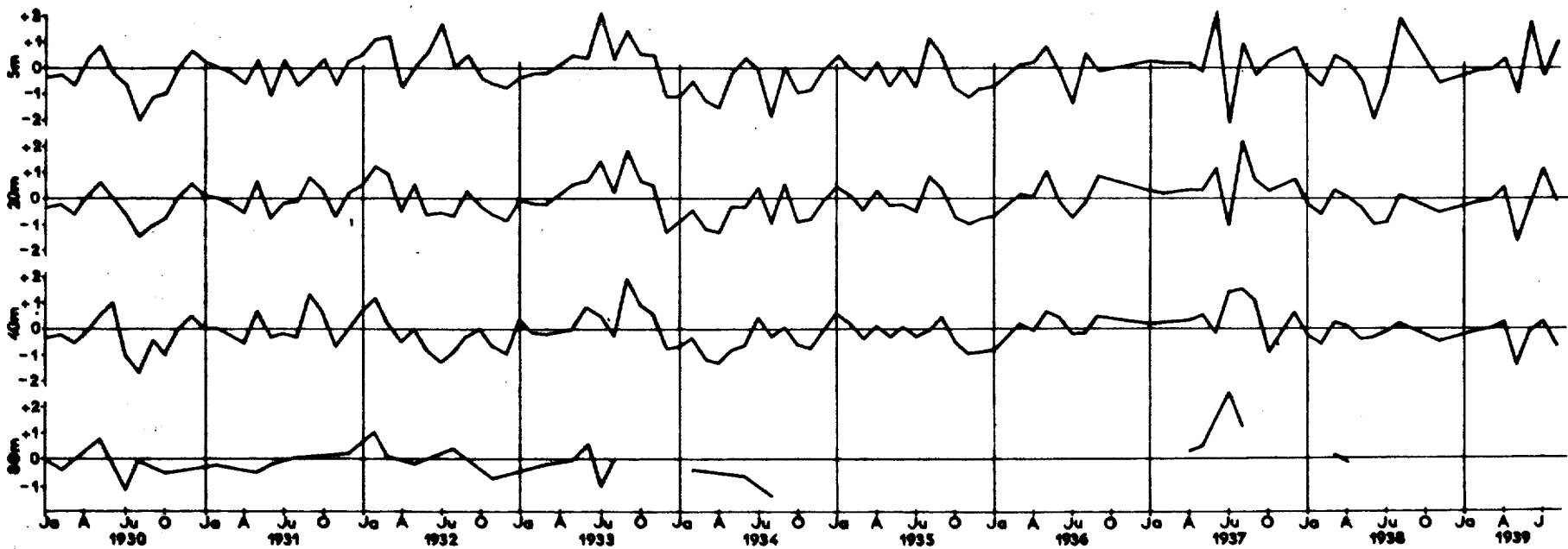
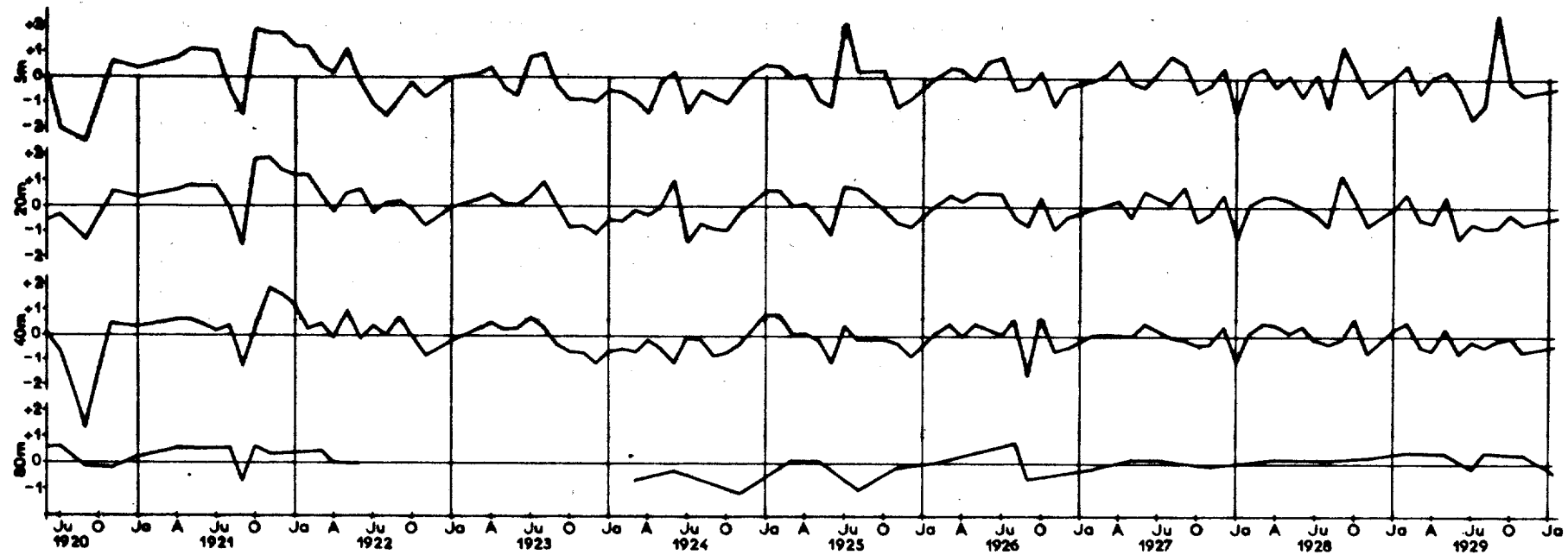


Fig. 2.12 – Zone Nord-Est de la Mer Celtique – Anomalies mensuelles de température à différentes profondeurs

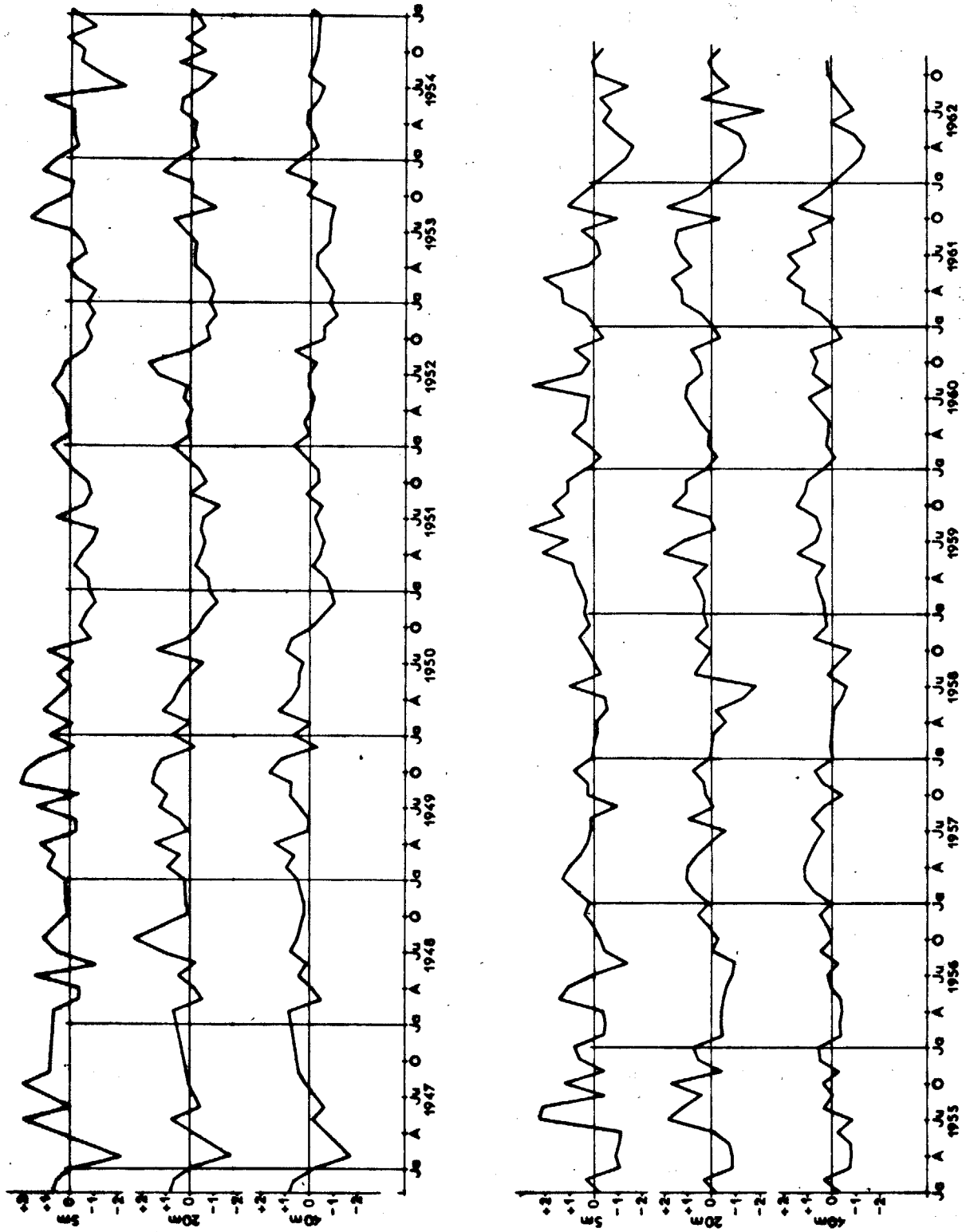


Fig. 2.13 - Zone Nord-Est de la Mer Celtique - Anomalies mensuelles de température à différentes profondeurs

### 3. ANALYSE STATISTIQUE DES SERIES

#### Introduction

Nous allons analyser huit séries temporelles concernant la température dans la partie Nord-Est de la Mer Celtique. Quatre de ces séries portent sur la période 1920-1939. Il s'agit des anomalies de température à 5 mètres, à 20 mètres et à 40 mètres, ainsi que l'anomalie de quantité de chaleur intégrée de 0 à 40 mètres. Les quatre séries suivantes, ayant trait à la période 1946-1962, sont analogues aux premières. A titre de comparaison nous y ajoutons deux autres séries, à savoir le Niveau Moyen Mensuel à Brest de 1953 à 1974 et la valeur moyenne mensuelle de la Pression Atmosphérique aux Iles SCILLY de 1923 à 1974 (Figures III,1 (1) et III,2).

L'analyse statistique est un élément essentiel dans la recherche de certains phénomènes périodiques lorsque ceux-ci n'apparaissent pas de manière évidente parmi la somme des observations disponibles. Bien que la tendance actuelle en matière de recherche océanographique présente quelques abus dans l'emploi de telles méthodes, il est nécessaire, dans une certaine mesure, de passer par cette technique d'analyse. Mais il convient d'être prudent quant aux conclusions formulées et nous verrons qu'il est

---

(1) Sur la figure III.1 (a) est représentée l'anomalie mensuelle du niveau moyen à Brest. Pour obtenir le niveau moyen mensuel il faut ajouter cette anomalie à la valeur moyenne calculée sur toute la longueur de la série (Fig. III.1 (b) ).

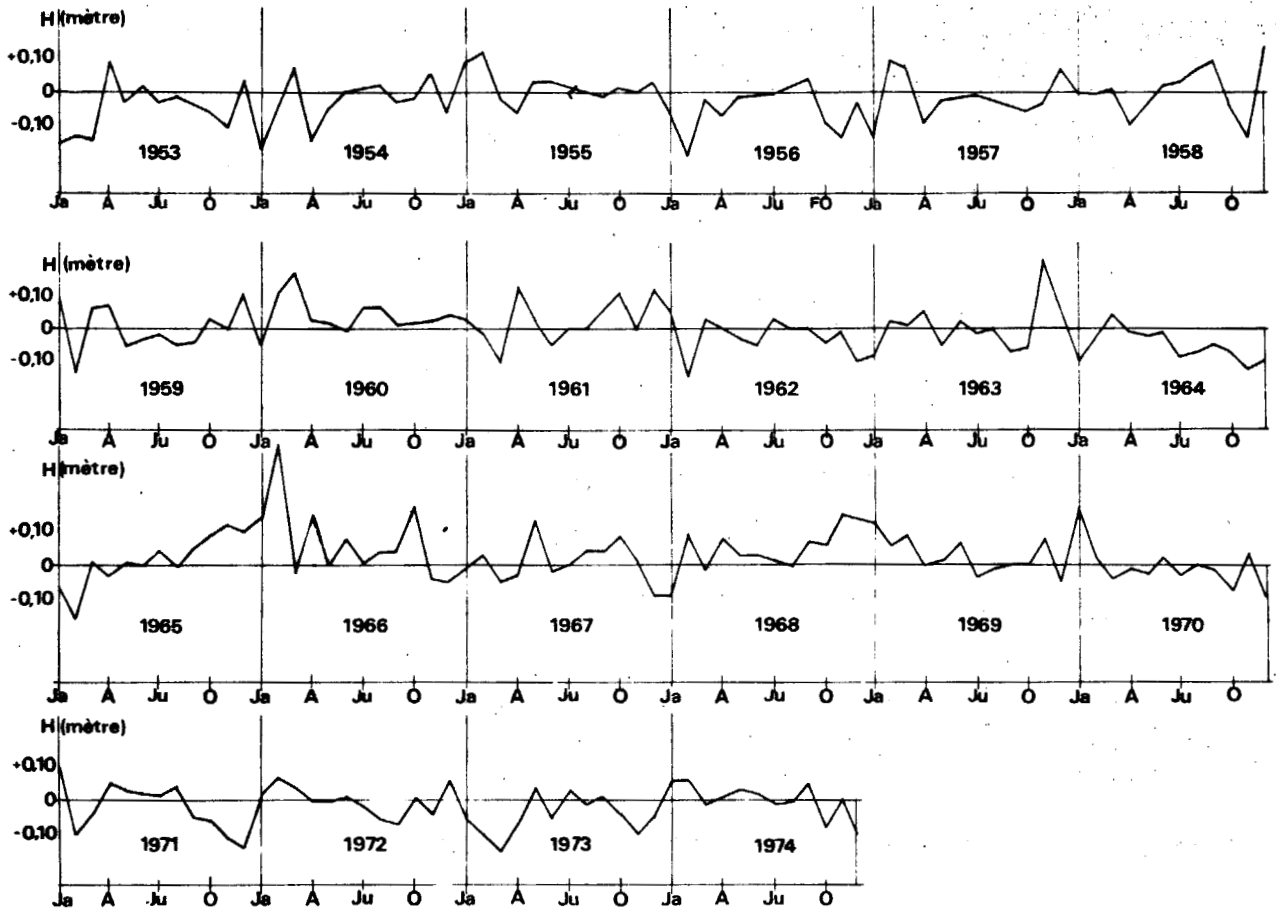


Fig. 3.1-(a) - Niveau moyen à BREST (1953 - 1974) (Anomalies mensuelles)

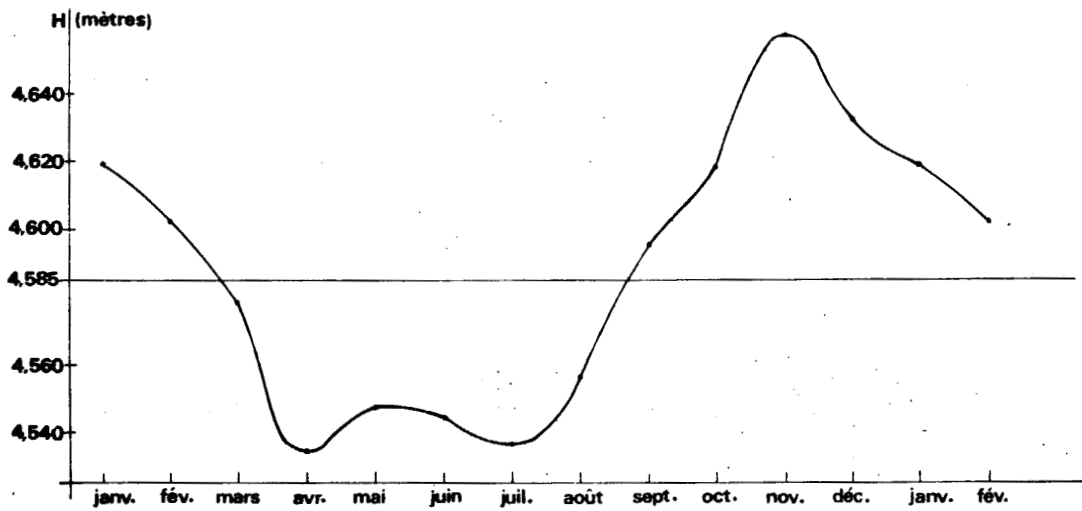


Fig. 3.1-(b) - Cycle annuel du niveau moyen à BREST (1953-1974)

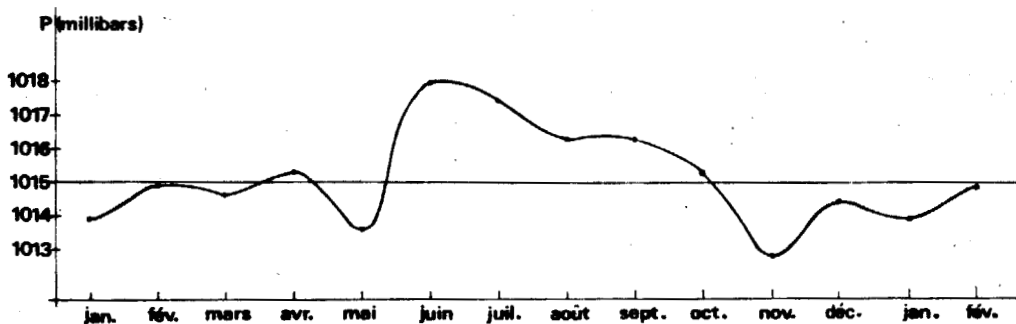


Fig. 3.2-(a) - Cycle annuel de la pression atmosphérique aux îles Scilly (1923 - 1975)

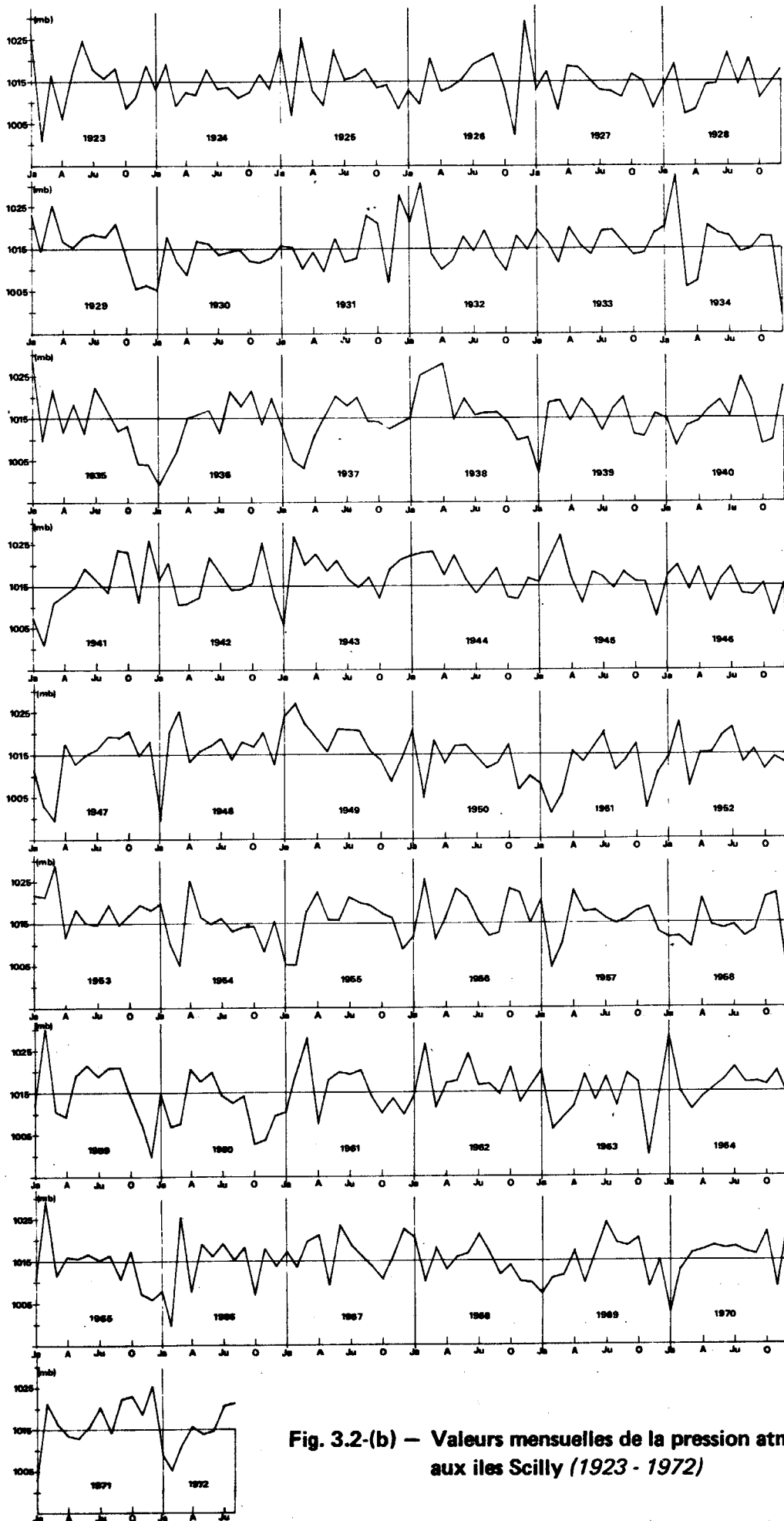


Fig. 3.2-(b) - Valeurs mensuelles de la pression atmosphérique aux îles Scilly (1923 - 1972)



parfois difficile de distinguer les phénomènes physiques réels parmi l'apparente complexité des résultats obtenus.

Nous rechercherons des périodicités dominantes (si elles existent) dans nos séries à partir de deux méthodes. La première, l'analyse spectrale nous permettra d'étudier les phénomènes de période courte et moyenne (de 2 mois à 2 ans environ).

La seconde méthode, l'analyse en série de Fourier, pourra nous donner quelques idées sur les plus grandes périodes. Etant donné que les différentes séries utilisées durèrent aux maximum une vingtaine d'années, on pourrait peut-être accorder moins de crédit aux résultats de cette deuxième partie. Notons toutefois que les enregistrements analysés se répartissent pour moitié avant et après la seconde guerre mondiale. On peut donc penser que parmi les oscillations privilégiées, celles qui sont communes aux différentes séries ont une chance satisfaisante d'exister réellement.

## A) Etude des Oscillations de Courtes Périodes

### 1. Aspects théoriques

Cette étude conduit à calculer la fonction de densité spectrale qui est la transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation.

Pour que les propriétés statistiques soient invariantes par changement de l'origine des temps, les séries utilisées doivent être stationnaires. Autrement dit, la valeur moyenne doit être nulle et indépendante de la longueur de la série.

Si la période d'échantillonnage est  $\Delta\tau$  (ici  $\Delta\tau = 1$  mois) et  $N$  le nombre de termes de la série, la longueur totale de l'enregistrement sera  $N \cdot \Delta\tau$ . Chaque terme de la série discrète est donc défini par  $X(n \Delta\tau)$ .

$$0 \leq n \leq N$$

On rend la valeur moyenne nulle en remplaçant la série  $X(n \Delta\tau)$  par la série :

$$\tilde{x}_n = X(n \Delta\tau) - \bar{X}$$

où  $\bar{X}$  est la moyenne arithmétique de la série initiale.

Nous devons ensuite filtrer la série  $\tilde{x}$  afin d'éliminer les phénomènes aperiodiques et de grandes périodes par rapport à la longueur de l'enregistrement. Pour cela nous employons un filtre Hanning dont l'utilisation s'avère à la fois efficace et économique en temps de calcul. Le principe de la méthode utilisée est le suivant : en prenant comme critère de filtrage le seuil de 50 % (c'est-à-dire celui pour lequel l'énergie de la fréquence de coupure est réduite de moitié), le filtre Hanning est un filtre passe-bas qui laisse passer les fréquences inférieures à  $f_c = \frac{1}{1\Delta\tau}$  (Figure III.3) ; en soustrayant l'action de ce filtre à la série

étudiée cela revient à employer un filtre passe-haut de même fréquence de coupure.

La série ainsi filtrée peut s'écrire :

avec 
$$a_j = 1 + \cos \frac{2 \pi j}{1}$$

et 
$$K = \sum_{j=1/2}^{1/2} a_j$$

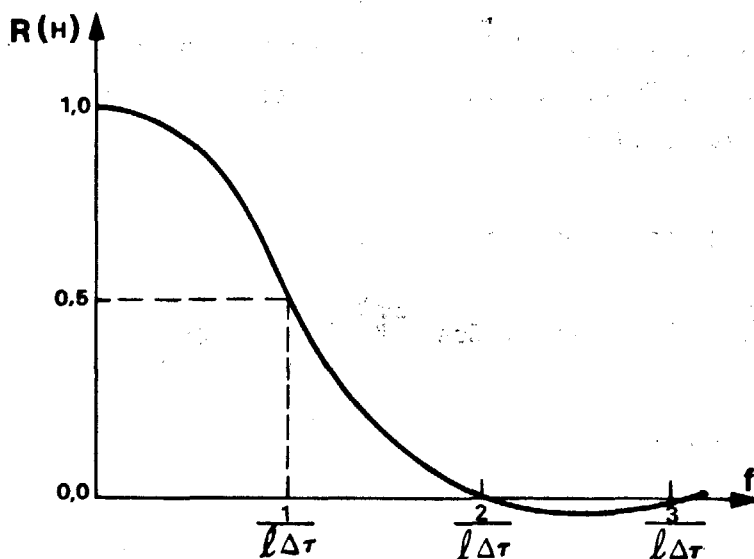


Fig. 3.3 - Réponse du filtre Hanning

$$x_n = \tilde{x}_n - \frac{1}{K} \sum_{j=1/2}^{1/2} a_j x_{n+j}$$

En conservant le même critère de filtrage à 50 %, la nouvelle série ainsi définie ne présente plus que des oscillations de fréquences supérieures à  $f_c = \frac{1}{1\Delta\tau}$

Ensuite, afin d'atténuer le bruit de fond nous employons un second filtre Hanning sur trois points (1/4, 1/2, 1/4).

On définit la fonction d'autocorrélation par :

$$C_{xx}(k \Delta\tau) = \frac{1}{N - k} \sum_{i=k}^{N-k} x(i\Delta\tau) \cdot x(i\Delta\tau - k \Delta\tau).$$

$0 \leq k \leq M$

M étant l'indice de décalage maximum, M.  $\Delta\tau$  est la longueur de la fonction d'autocorrélation.

L'étape suivante consiste à calculer la transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation pour obtenir la fonction de densité spectrale. Afin d'améliorer la sélectivité du spectre considéré, il est utile d'employer une fenêtre de filtrage. Dans le domaine de l'Océanographie l'expérience a montré que parmi les différentes fenêtres de filtrage couramment utilisées, celle de Tuckey s'avère la plus satisfaisante. C'est cette dernière dont on se servira ici.

La fonction de densité spectrale est :

$$S_{xx}(f) = 2 \Delta\tau \delta_k \sum_{i=0}^M C_{xx}(i\Delta\tau) \cdot \cos \frac{k i \pi}{M} \cdot \cos^2 \frac{i \pi}{2M}$$

avec  $\delta_k = \begin{cases} 1/2 & \text{pour } k = 0 \text{ et } k = M \\ 1 & \text{pour } k \neq 0 \text{ et } k \neq M \end{cases}$

Le terme  $\cos^2 \frac{i \pi}{2M}$  provient de l'utilisation de la fenêtre de Tuckey. Il est à noter que ce filtrage agit à la fois sur le pouvoir de résolution du spectre, sur la hauteur des pics et sur le degré de liberté.

Le spectre est discret et les valeurs obtenues correspondent aux fréquences centrées autour de  $f = \frac{k}{2M \Delta\tau}$

Dans le cas présent la largeur de bande élémentaire à l'intérieur de laquelle on ne peut pas discerner deux fréquences distinctes est :

$$\Delta f = \frac{1,33}{2M \Delta\tau} \quad \neq \quad \frac{2}{3M \Delta\tau}$$

Précisons que le nombre de degré de liberté  $q$  dépend à la fois de la fenêtre de filtrage utilisée, de la longueur de la fonction d'autocorrélation et de la longueur de la série, cette dernière étant réduite par l'utilisation du filtre Hanning.

$$q = \frac{2,66 (N - N_c)}{M}$$

$N \cdot \Delta\tau$  = longueur totale de la série

$N_c \cdot \Delta\tau$  = période de coupure

Les valeurs des limites de confiance pour une probabilité  $P$  sont calculées par la méthode de  $\chi^2$ .

L'expérience montre que pour analyser correctement un spectre et décider qu'un pic déterminé dépasse un certain seuil de l'intervalle de confiance, il ne faut pas utiliser de degré de liberté qui soit inférieur à 10.

La durée de l'enregistrement étant fixe, nous ne pouvons agir que sur la fréquence de coupure et la longueur de la fonction d'autocorrélation. Nos séries étant relativement courtes, le traitement automatique sera suffisamment rapide pour que nous analysions différentes combinaisons entre ces deux paramètres.

En remarquant que la densité spectrale est une propriété intrinsèque du phénomène observé et dépend peu de la longueur de la série (Figure III,4) nous pouvons "cumuler" deux séries de même type prises à des époques différentes.

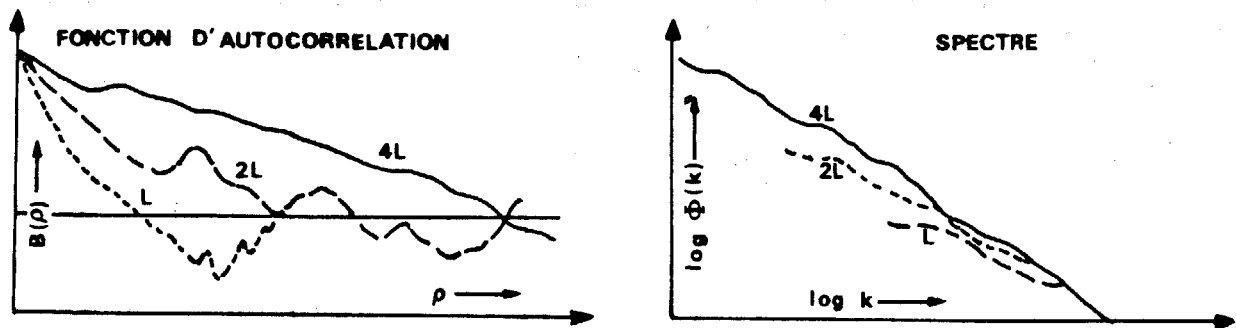


Fig. 3.4 — Les différentes formes de la fonction d'auto-corrélation et du spectre associé pour 3 séries de longueurs différentes :  $L$ ,  $2L$  et  $3L$ .

(d'après « Variability in the Oceans », BISSETT-BERMAN).

L'avantage de cette analyse est d'accroître la longueur de la fonction d'autocorrélation et par voie de conséquence le nombre de points du spectre, sans pour autant diminuer la précision statistique.

On procède pratiquement de la manière suivante : les deux séries rendues stationnaires sont analysées en doublant l'indice de décalage maximum  $M$ . Des deux fonctions d'autocorrélation obtenues nous tirons, par transformée de Fourier, les fonctions de densité spectrale. La moyenne de ces deux dernières fournit un spectre dont le degré de liberté sera la somme des deux degrés de liberté des séries initiales.

Nous serons amenés aussi à traiter ensemble deux séries simultanées. Du calcul des spectres croisés nous en déduisons la cohérence et le déphasage de ces deux séries. L'indice de cohérence quantifie la corrélation entre ces séries pour une même bande de fréquence donnée. Le calcul de la différence de phase permet de connaître, pour une forte valeur de l'indice de cohérence, le décalage temporel existant entre le même phénomène périodique observé sur les deux séries.

Soient  $x(n \Delta\tau)$  et  $y(n \Delta\tau)$  les deux séries stationnaires simultanées. Les fonctions de corrélation croisée sont définies par :

$$C_{xy}(k \Delta\tau) = \frac{1}{N-k} \sum_{i=k}^{N-k} x(i \Delta\tau) \cdot y(i \Delta\tau - k \Delta\tau)$$

$$C_{yx}(k \Delta\tau) = \frac{1}{N-k} \sum_{i=k}^{N-k} y(i \Delta\tau) \cdot x(i \Delta\tau - k \Delta\tau)$$

Ces deux fonctions introduisent le cospectre  $P_{xy}$  et le quadraspectre  $Q_{yx}$  :

$$P_{xy}(f) = 2 \Delta\tau \delta_k \sum_{i=0}^M \left[ C_{xy}(i \Delta\tau) + C_{yx}(i \Delta\tau) \cos \frac{ki \pi}{M} \right] \cos^2 \frac{i \pi}{2M}$$

$$Q_{yx}(f) = 2 \Delta\tau \delta_k \sum_{i=0}^M \left[ C_{xy}(i \Delta\tau) - C_{yx}(i \Delta\tau) \sin \frac{ki \pi}{M} \right] \cos^2 \frac{i \pi}{M}$$

La cohérence et le déphasage sont définis par :

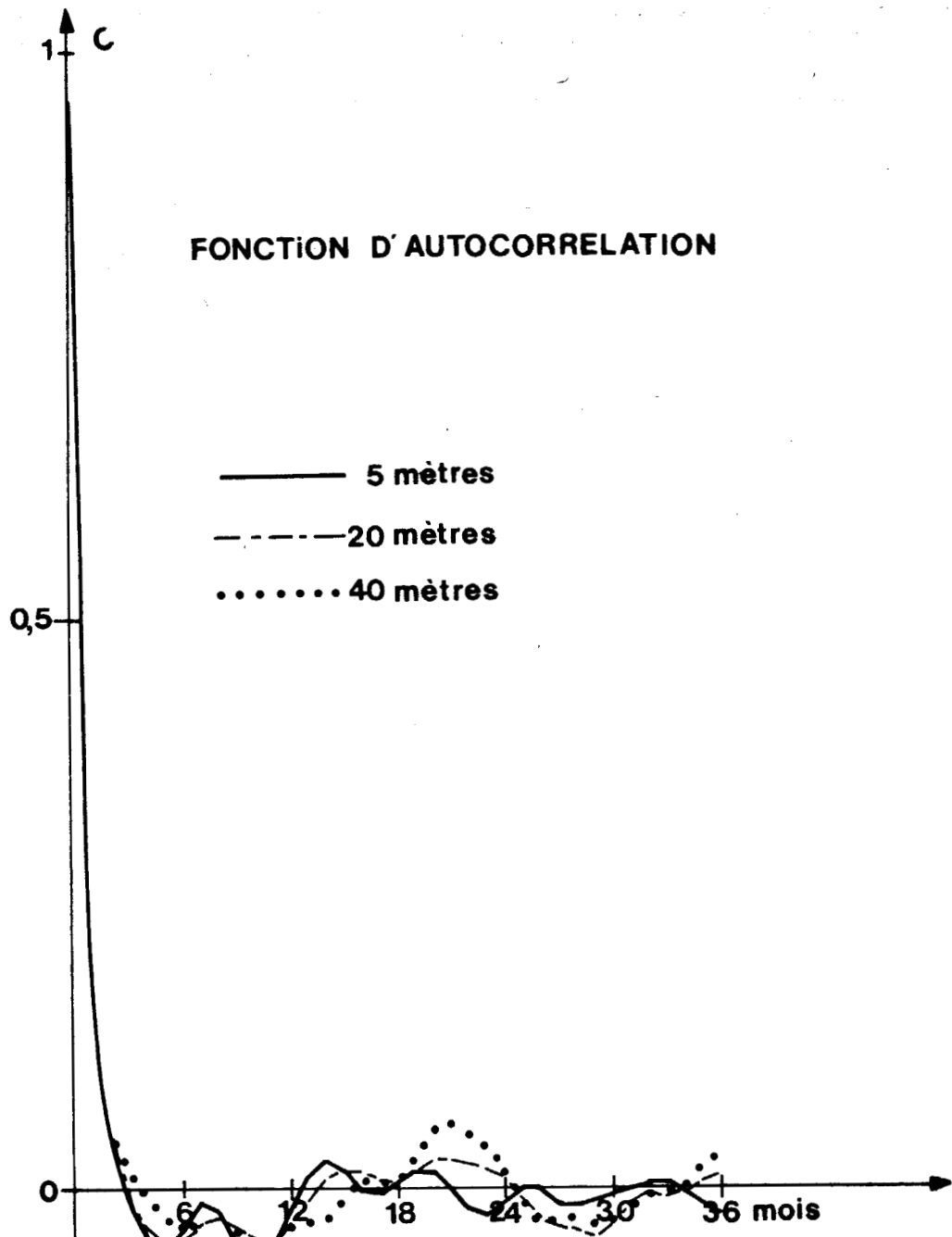
$$C_o(f) = \frac{P_{xy}^2 + Q_{yx}^2}{P_{xy} \cdot Q_{yx}}$$

$$\phi(f) = \text{Arc Tg} \frac{Q_{yx}}{P_{xy}}$$

## 2. Résultats et Commentaires

Nous avons représenté sur les figures III.5 et III.6 les fonctions d'autocorrélation normalisées concernant les séries d'anomalies de température à 5 mètres, 20 mètres et 40 mètres.

Nous remarquons tout d'abord une décroissance rapide du coefficient d'autocorrélation qui s'annule au bout d'une durée de 3 mois pour les séries 1920-1939 et de 5 mois pour les séries 1946-1962. Cette différence



Séries anomalies de température 1920-1939

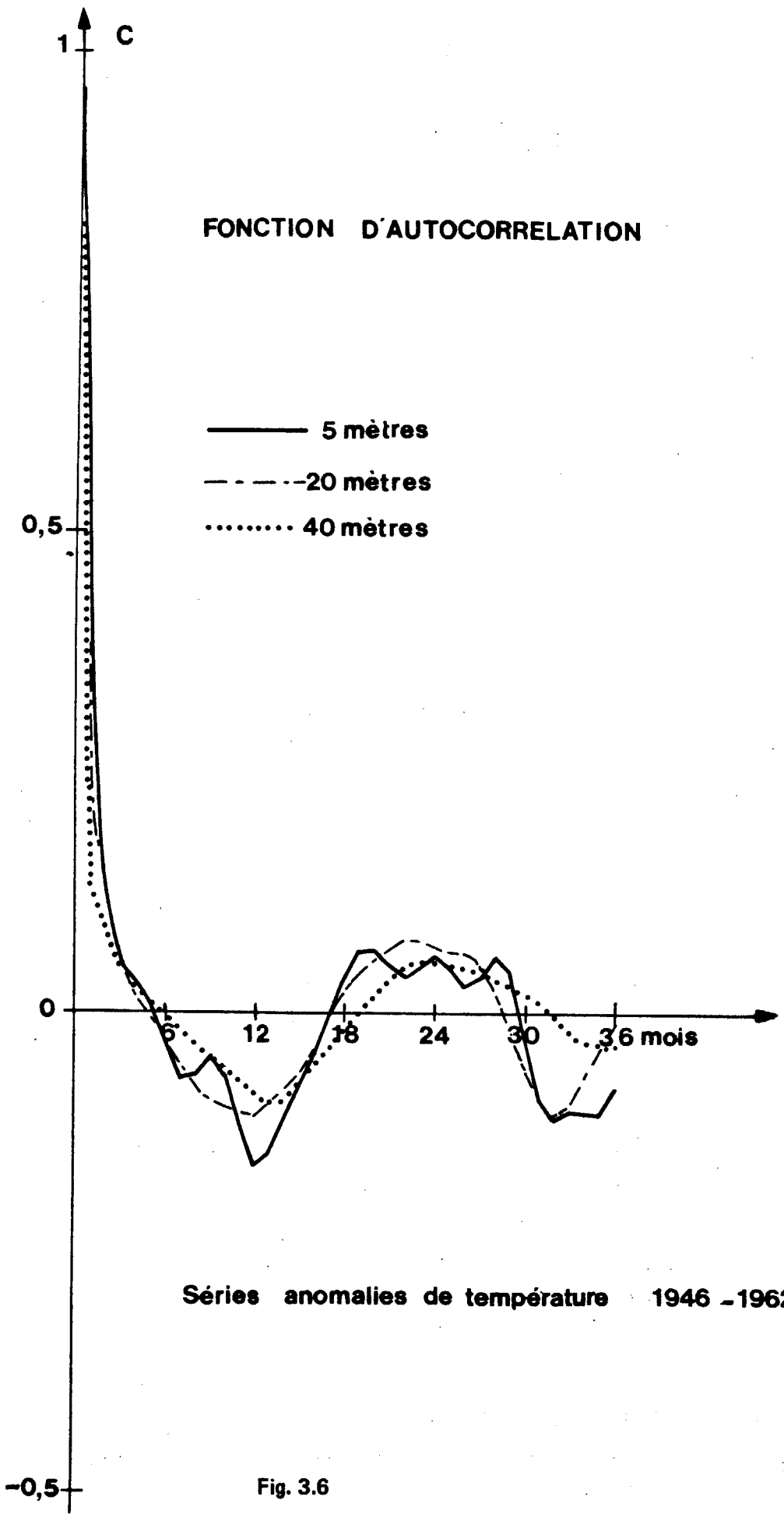


Fig. 3.6



s'explique dans le fait que les séries 46-62 sont plus courtes que celles de 20-39, or nous avons vu précédemment que la longueur des enregistrements avait une grande importance dans l'expression même de la courbe d'autocorrélation (cf. Figure III.4).

Les fonctions d'autocorrélation ont l'avantage sur les fonctions de densité spectrale de valoriser l'existence d'oscillations privilégiées dans le domaine des basses fréquences, celles-là même qui seront atténuées par la présence du filtre passe-haut.

Sur les exemples présentés et dans la majorité des cas, que ce soit pour les séries d'avant-guerre ou d'après-guerre, la fonction passe par un maximum pour un retard de 21-23 mois. Même si le phénomène semble moins net en surface cela signifierait que nous sommes en présence d'une "onde" proche de deux ans qui intéresserait toute la couche.

En jouant à la fois sur la longueur de la fonction d'autocorrélation et sur la valeur de la fréquence de coupure  $F_c$  nous avons calculé, sur l'ensemble des séries disponibles, plus d'une centaine de spectres. Nous en présentons ici quelques uns.

Indépendamment des quelques différences que nous discuterons par la suite, l'on observe généralement trois oscillations privilégiées :

- une première centrée sur 4 mois (entre 3 et 5 mois),
- une seconde centrée sur 8 mois (entre 7 et 9 mois),
- une troisième, déjà mise en évidence sur les courbes d'autocorrélation, dont la période avoisine 21-24 mois.

L'exemple de la figure III.7 concernant la température en surface (1946-1962) montre clairement l'existence de ces trois "ondes".

Analysons plus en détail la représentativité de ces divers phénomènes à chacun des niveaux retenus.

a) Température en surface (5 mètres)

\* Sur le spectre de la figure III.7 apparaît une "onde" de 4,7 mois si-

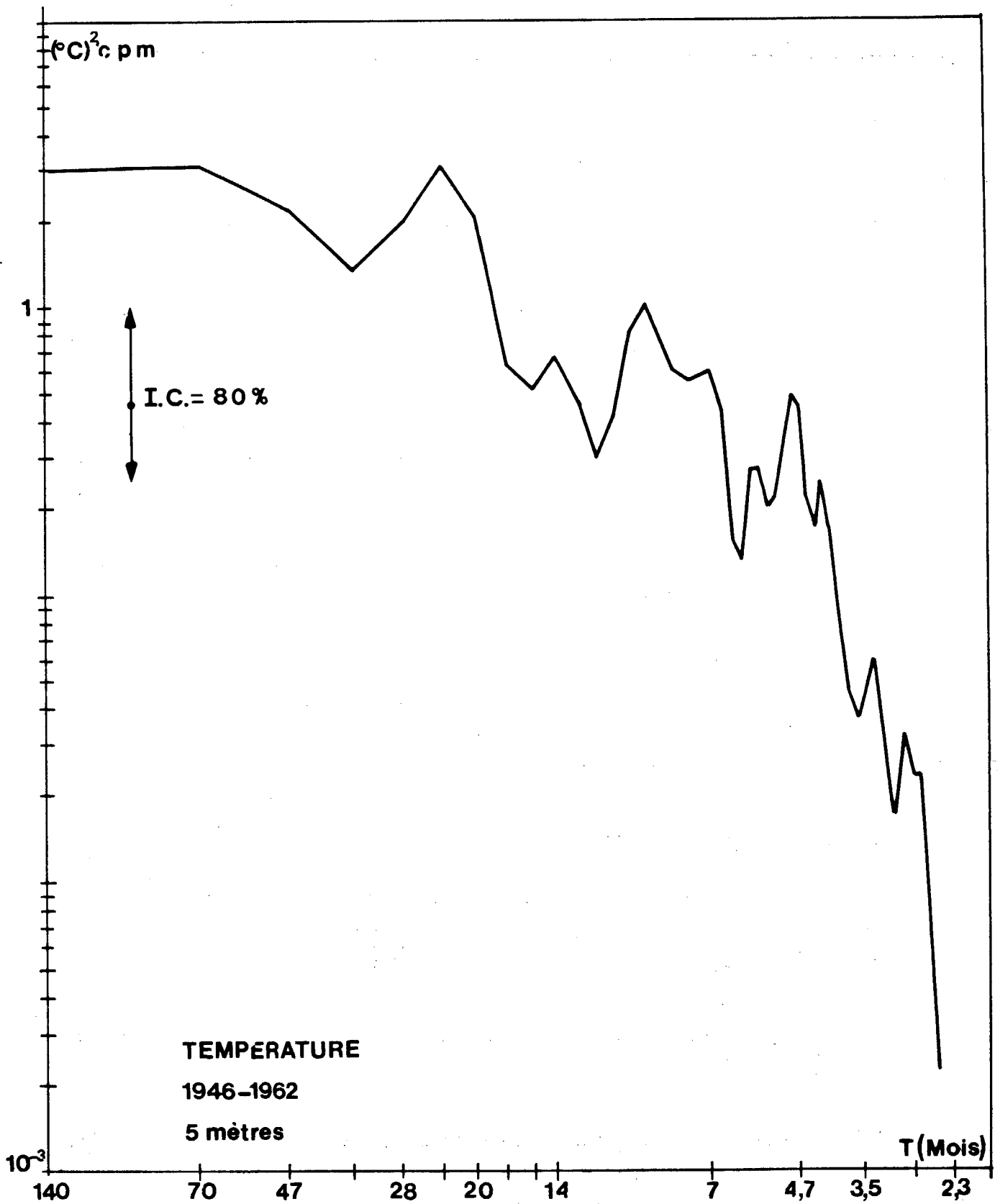


Fig. 3.7

gnificative à près de 80 %. Sur d'autres spectres, la période peut varier entre 3,4 et 5,3 mois. Ainsi la figure III.8 (haut) met en évidence une oscillation de période 3,5 mois avec une probabilité supérieure à 85 %.

\* Une "onde" de 7,5 mois approche le seuil de 80 % sur de nombreux spectres de la température de surface (Fig. III.7).

\* "L'onde" de 21-23 mois apparaît souvent mais la hauteur du pic associé atteint rarement la limite de 80 % (Fig. III.8 (bas) ).

#### b) Température à 20 mètres

\* L'oscillation de 4 mois semble assez peu significative à ce niveau. Sur la figure III.9 (haut) nous relevons toutefois un pic à 4 mois ayant une bonne représentativité ( $P = 80 \%$ ).

\* Sur aucun spectre à 20 mètres nous n'avons rencontré de pic significatif pour des périodicités de 7 à 9 mois.

\* Par contre, "l'onde" biennale est particulièrement mise en évidence sur l'exemple de la figure III.9 (bas) relatif au spectre cumulé des deux séries 1920-1939 et 1946-1962 ( $P \approx 85 \%$ ).

#### c) Température à 40 mètres

\* C'est à ce niveau que "l'onde" de 4 mois apparaît de la manière la plus éclatante. Sur la figure III.10 (haut) la hauteur du pic, centré sur 4,2 mois, dépasse le seuil de confiance de 95 %.

\* Nous voyons sur la même figure que l'oscillation de 7-9 mois approche le seuil de 80 %.

\* "L'onde" biennale est aussi présente à ce niveau avec une bonne probabilité mais nous remarquons toutefois un manque de précision du à une trop grande largeur du pic (Figures III.10).

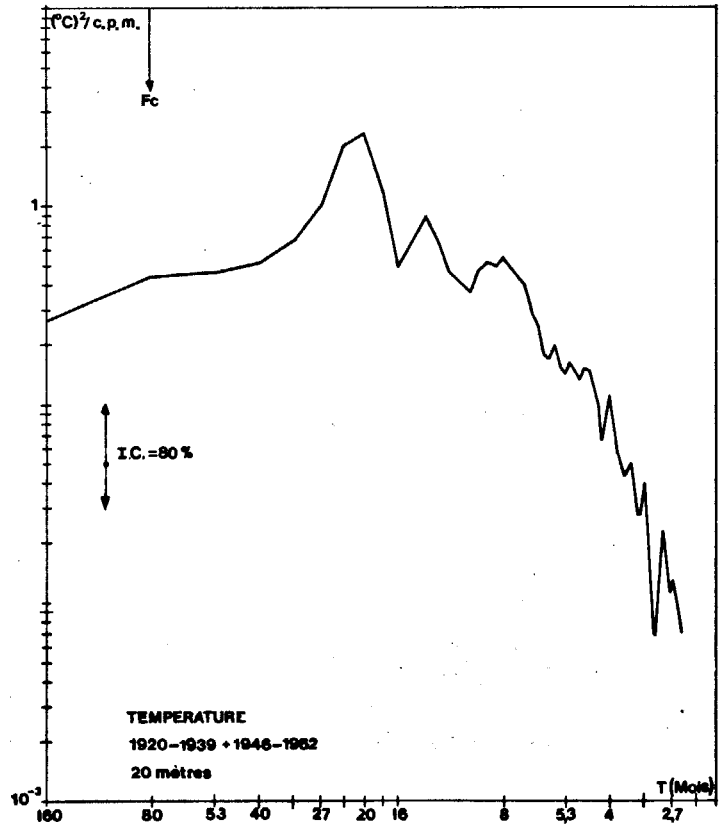
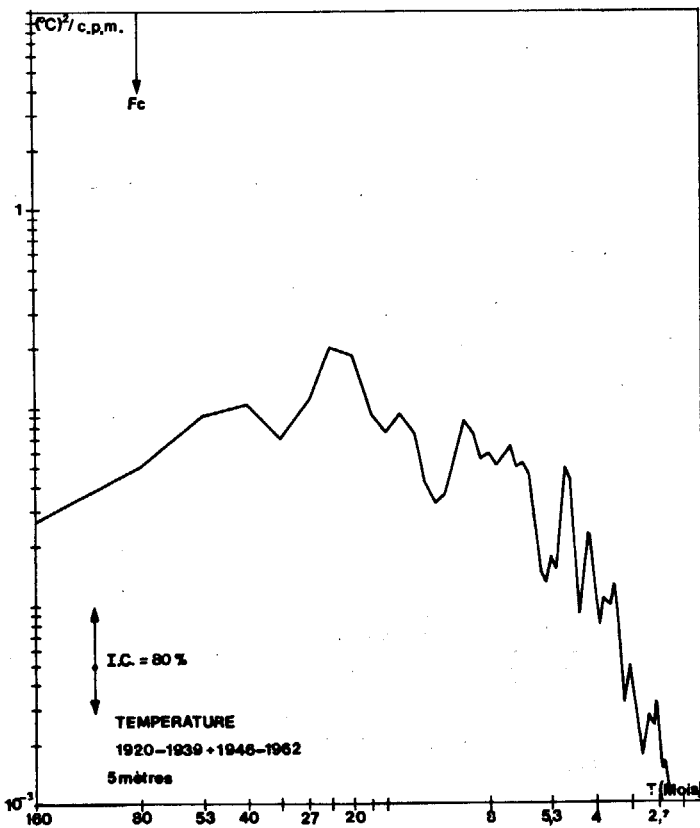
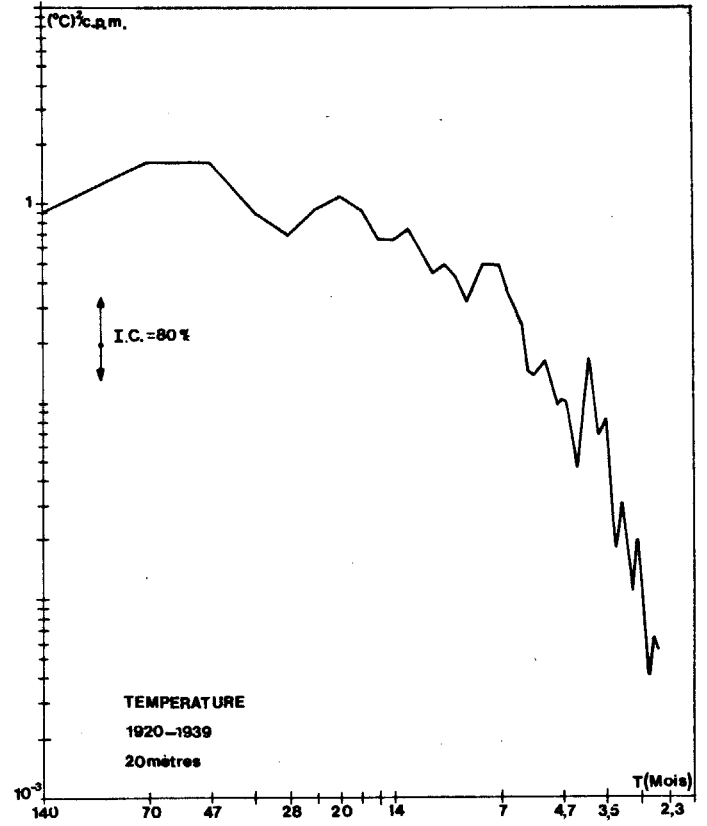
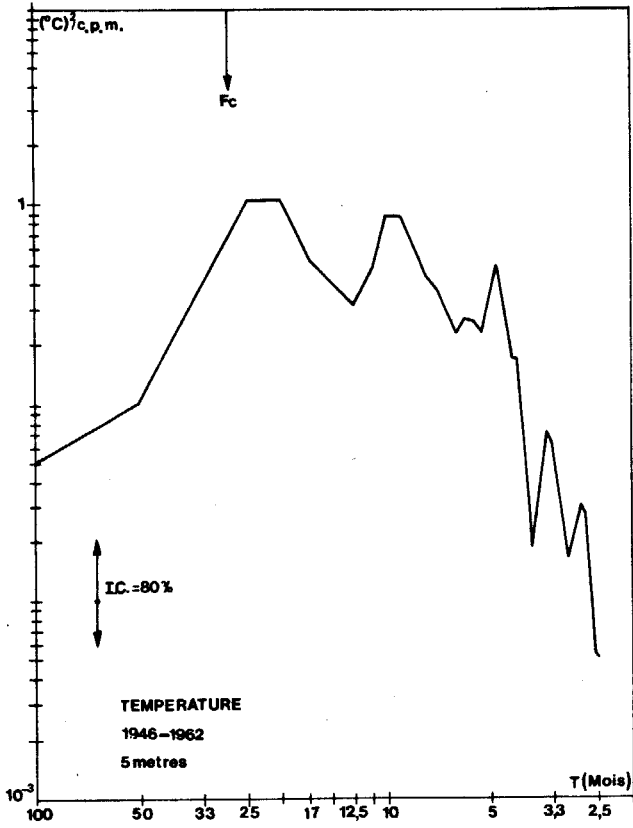


Fig. 3.8

Fig. 3.9

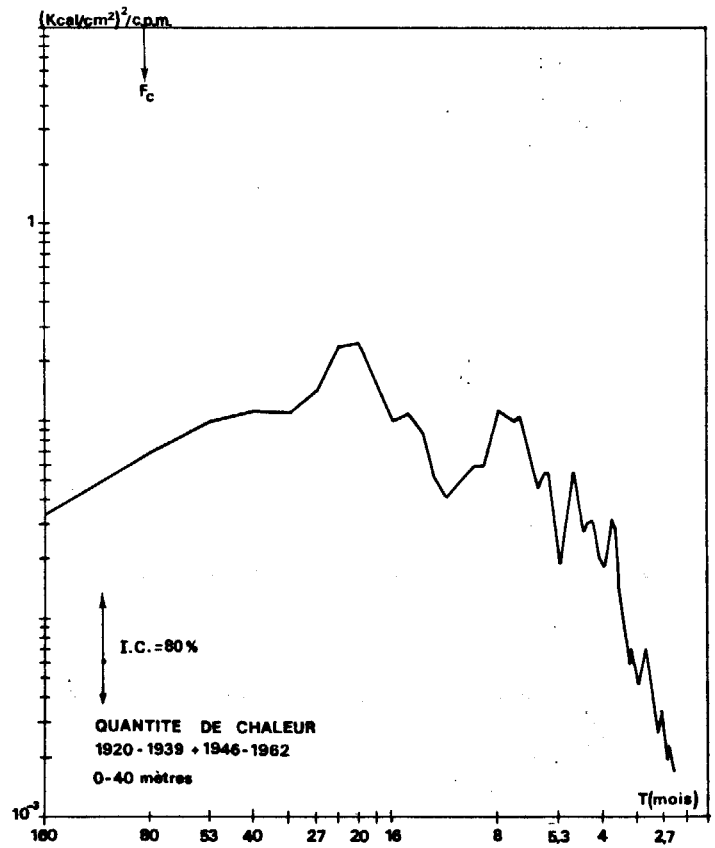
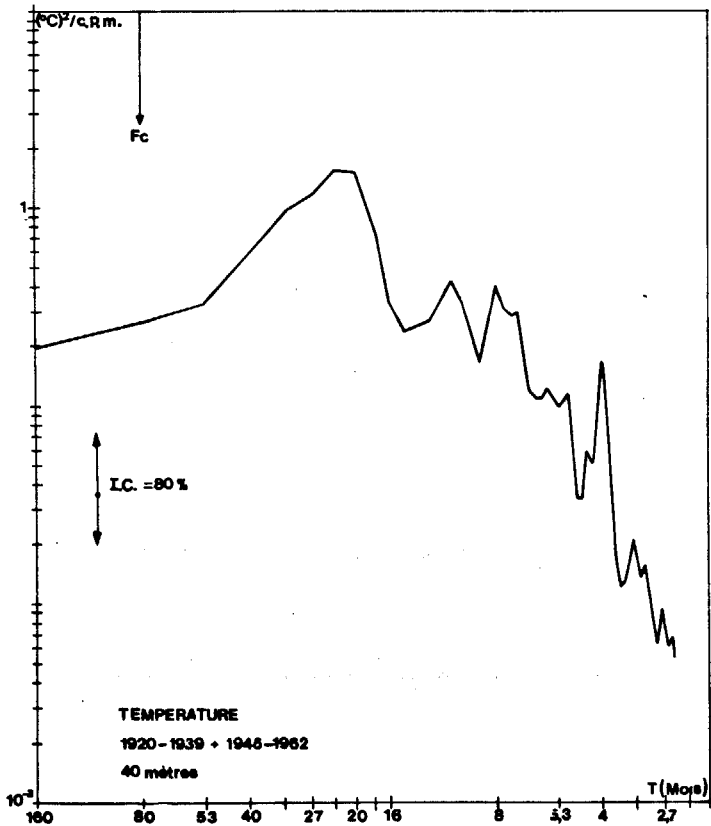
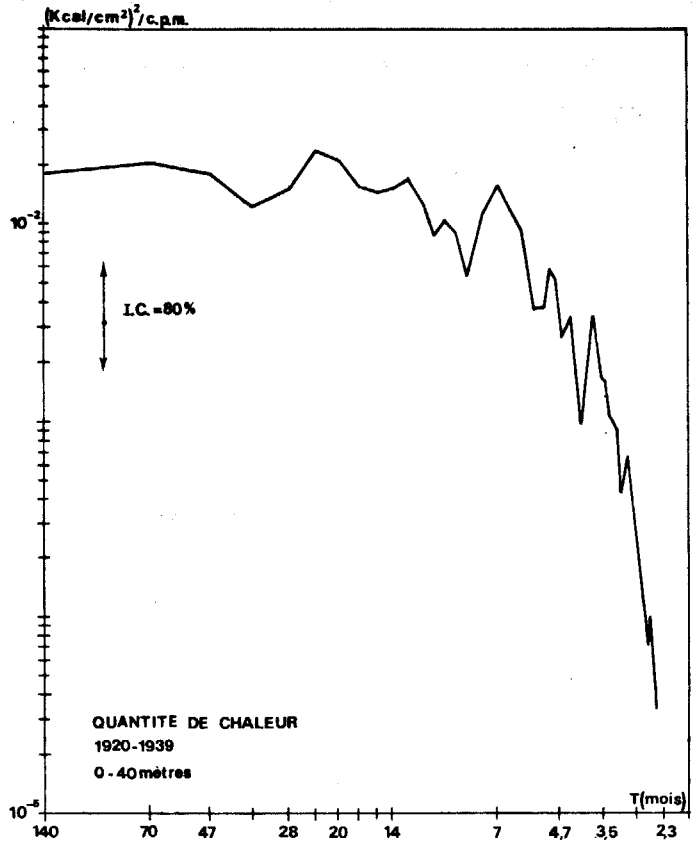
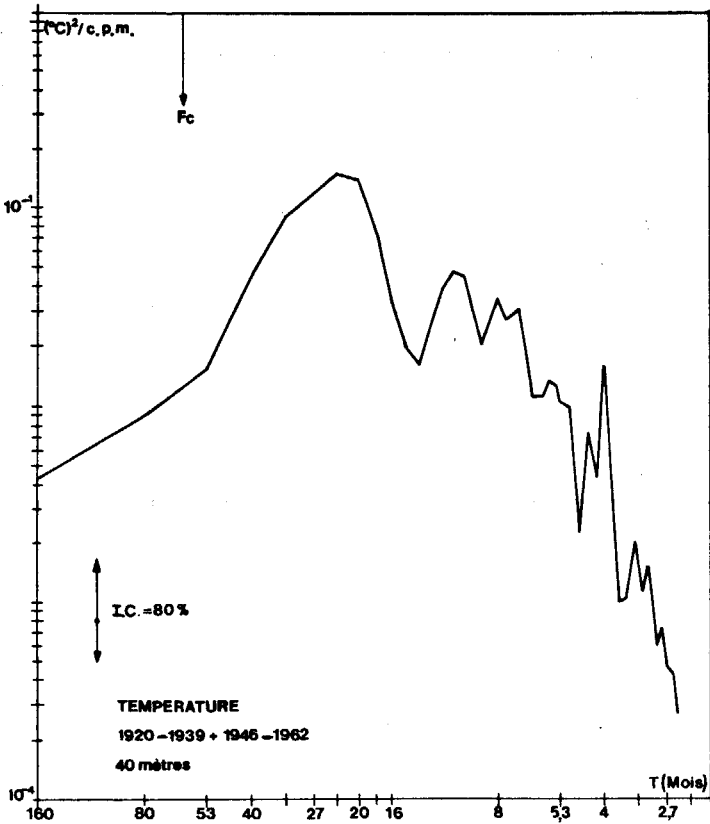


Fig. 3.10

Fig. 3.11

d) Quantité de Chaleur de 0 à 40 mètres

L'analyse des spectres de la quantité de chaleur intégrée entre la surface et 40 mètres montre clairement que les "ondes" précédentes intéressent toute la couche.

\* Par exemple, sur la figure III.11 (haut), nous trouvons un pic centré sur 4 mois dont la probabilité atteint 80 %. Sur le même spectre l'oscillation de 8 mois apparaît aussi de façon évidente.

\* Quant à "l'onde" de 21-24 mois, sa représentativité est plus faible (Figure III.11 (bas) ).

e) Dès à présent nous pouvons formuler quelques remarques à propos de ces résultats.

Tout d'abord, nous avons voulu vérifier si les "ondes" hautes fréquences n'étaient pas harmoniques d'oscillations basses fréquences. Pour cela il suffit de déplacer la fréquence de coupure sur les différents spectres de manière à atténuer l'un des pics basse-fréquence. Si l'on observe une forte diminution pour les pics de fréquences supérieures, cela voudrait dire que ces dernières oscillations sont des harmoniques du phénomène basse-fréquence. Ce test s'est révélé négatif et nous pouvons affirmer que les variations périodiques retenues existent réellement et ne sont pas introduites par la méthode de calcul statistique utilisée.

A propos des deux oscillations de 8 mois et 4 mois, nous pouvons énoncer un argument supplémentaire en faveur de leur indépendance en notant que les pics associés à "l'onde" de 4 mois sont souvent d'une signification supérieure à ceux de "l'onde" de 8 mois.

Nous avons vu précédemment (Page 59) qu'il était nécessaire de traiter les anomalies par rapport aux valeurs moyennes mensuelles et non les données brutes. Cette analyse implique un filtrage artificiel des données pour la période annuelle qui se signale sur les fonctions de densité spectrale par un creux au voisinage de 12 mois. Il est indiscutable que l'existence de ce creux risque de favoriser la hauteur du pic aux environs de 8 mois et par conséquent on pourrait émettre un doute sur la signification de cette dernière oscillation.

Il était donc nécessaire d'analyser une série de valeurs brutes sur laquelle nous n'avions pas effectué de filtrage annuel au préalable. Notre choix s'est porté sur les données du niveau moyen mensuel à Brest provenant du Service Hydrographique de la Marine Nationale.

A l'origine de ces données nous trouvons une mesure toutes les heures de la hauteur de la surface de la mer en un point fixe. Après filtrage des principales composantes de la marée on en tire le niveau moyen journalier. Quant au niveau moyen mensuel, c'est la moyenne sur chaque mois des valeurs quotidiennes. On élimine ainsi les variations périodiques inférieures à un mois. Le Service Hydrographique a procédé au calcul des moyennes mensuelles du niveau moyen pour les années comprises entre 1953 et 1975 (Figure III.1).

La valeur du niveau moyen dépend des fluctuations de la pression atmosphérique mais également des variations stériques dues aux changements de volume associés à l'évolution des températures et des salinités.

- pression atmosphérique : la surface de la mer réagit comme un baromètre inversé. Lorsque la pression atmosphérique croît de un millibar, le niveau de la mer baisse en moyenne de un centimètre et inversement.
- effet stérique : des variations de la température de l'eau ainsi que de la salinité entraînent un changement de densité. Si par exemple, la température de la couche superficielle de l'océan s'élève à salinité constante, l'eau devient plus légère et nous enregistrons une élévation du niveau moyen.

Afin de s'affranchir de l'effet barométrique direct, nous avons calculé le niveau moyen corrigé qui est défini comme étant la différence entre le niveau moyen observé et l'effet direct du à la pression atmosphérique.

La salinité étant pratiquement constante tout au long de l'année, la variation de la température est prépondérante dans le calcul des fluctuations stériques. Nous pouvons en déduire que le niveau moyen corrigé, en dehors des phénomènes de résonance susceptibles de se produire entre la mer et l'atmosphère, est soumis principalement à l'influence de cette variation de température de l'eau.

Nous représentons sur la figure III.12 un spectre relatif au niveau moyen corrigé à Brest. Nous remarquons tout d'abord le pic de la variation annuelle qui est très significatif et dépasse le seuil de confiance de 99 %. Mais nous voyons aussi ressortir deux autres pics, l'un à 4 mois ( $P \approx 90\%$ ) et l'autre vers 6-8 mois ( $P \approx 90\%$ ). Ce résultat confirme donc la présence de l'oscillation de 8 mois. Quant à "l'onde" biennale, on ne peut pas dire que sa représentation soit très significative sur le spectre présenté. Nous pensons qu'elle est "absorbée" par la variation annuelle, ce qui est corroboré par l'étude des spectres de la série des anomalies du niveau moyen par rapport aux moyennes mensuelles. Sur la figure III.13 nous reproduisons un résultat de l'analyse simultanée des deux séries suivantes :

- L'anomalie de température à 40 mètres (1946-1962) (a).
- L'anomalie du niveau moyen à Brest (1953-1968) (b).

Sur le diagramme de la cohérence de ces deux séries nous notons une probabilité dépassant 90 % pour que les trois oscillations privilégiées (4 mois, 7-9 mois, 20-24 mois) existent à la fois sur les deux enregistrements.

Ne quittons pas le domaine de l'étude simultanée des séries sans donner un exemple relatif aux anomalies de température à deux niveaux différents. L'exemple proposé sur la figure III.14 concerne la température en surface et à 40 mètres pour la période 1920-1939. Le coefficient de cohérence dépasse le seuil de confiance de 95 % pour "l'onde" biennale ainsi que pour celle de 7-9 mois. Il est cependant associé à une probabilité plus faible pour le cycle de 4 mois. Nous retrouvons là un résultat déjà commenté plus haut, à savoir que cette dernière oscillation, si elle est très nette à 40 mètres, apparaît sous une forme assez diffuse en surface.

Nous observons enfin un déphasage pratiquement nul entre les variations temporelles de même fréquence dont la cohérence dépasse le seuil de probabilité indiqué.



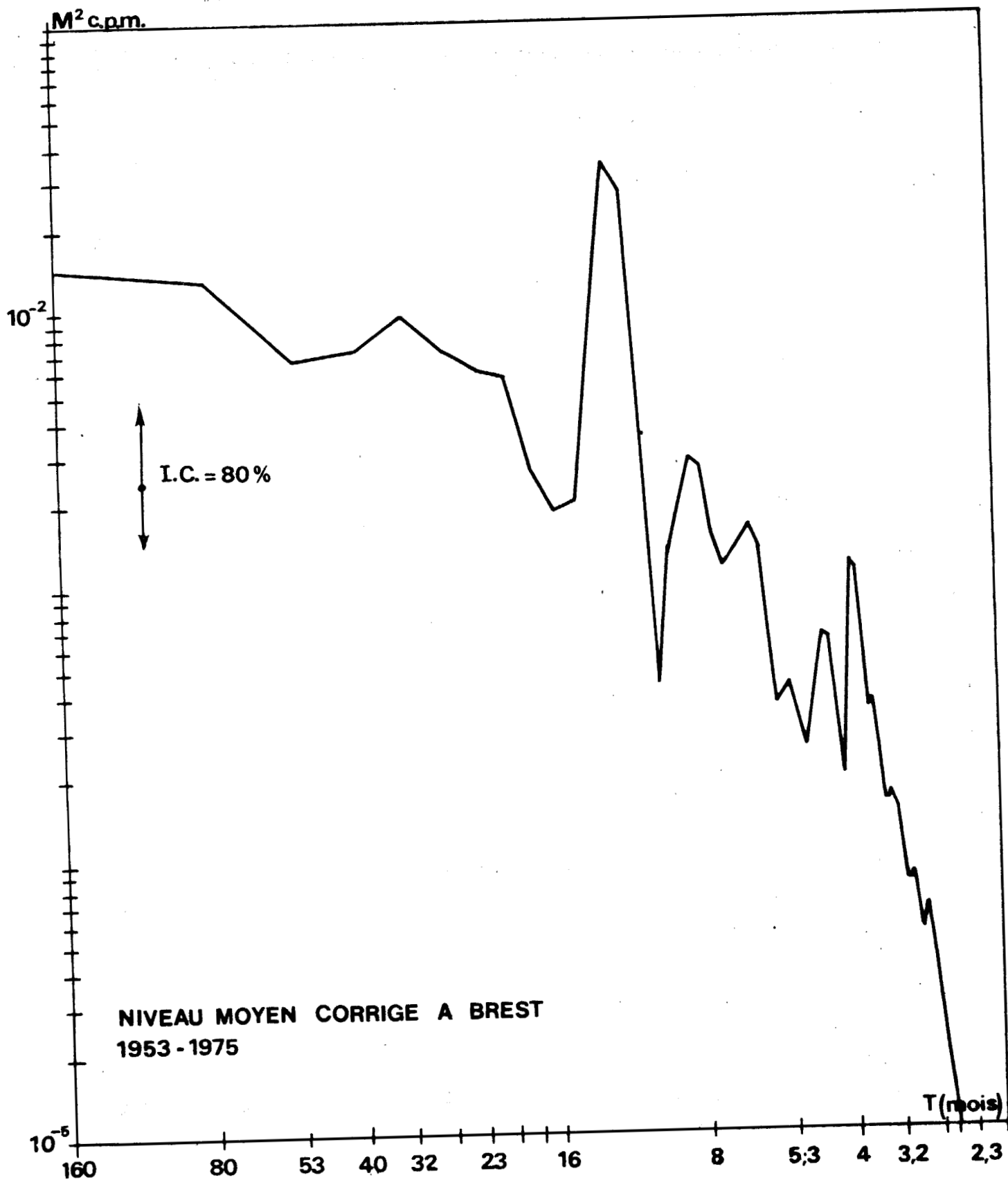
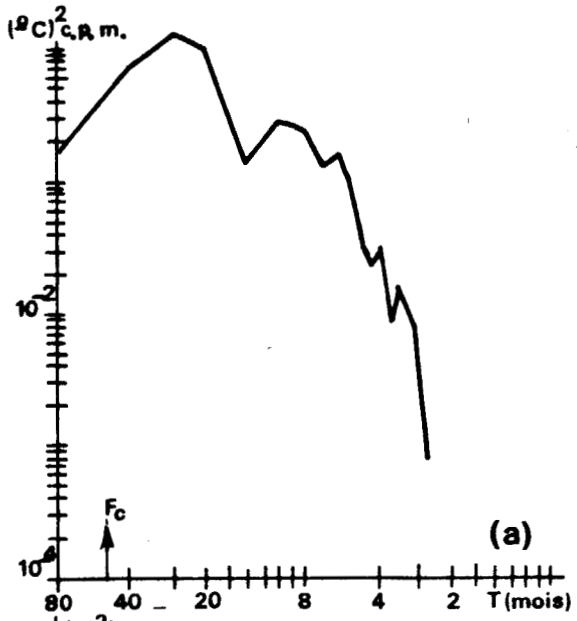
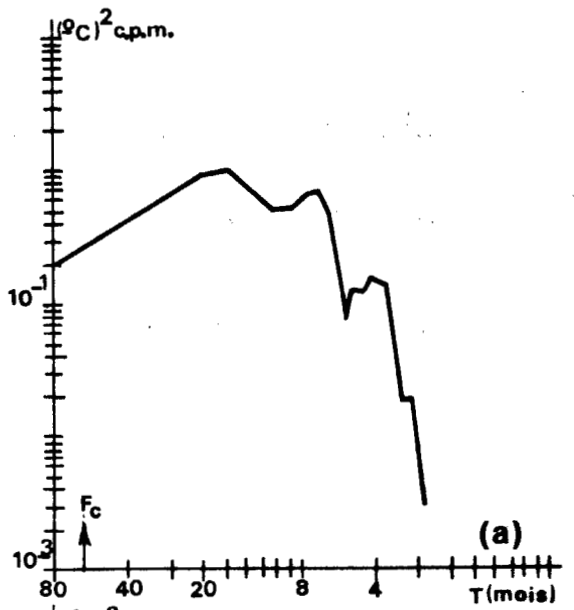


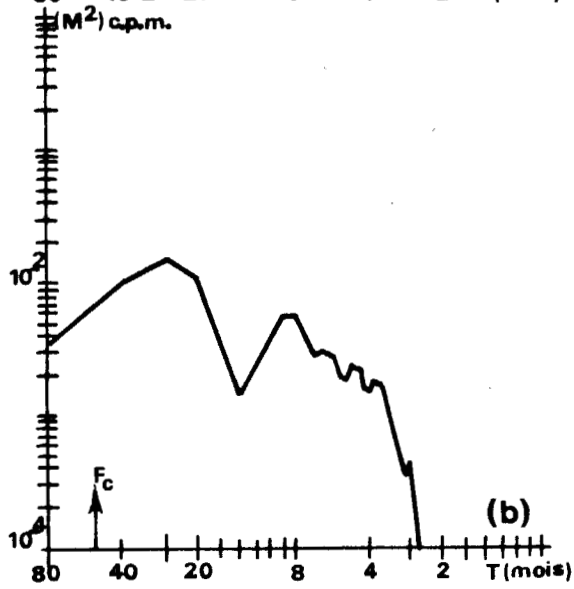
Fig. 3.12



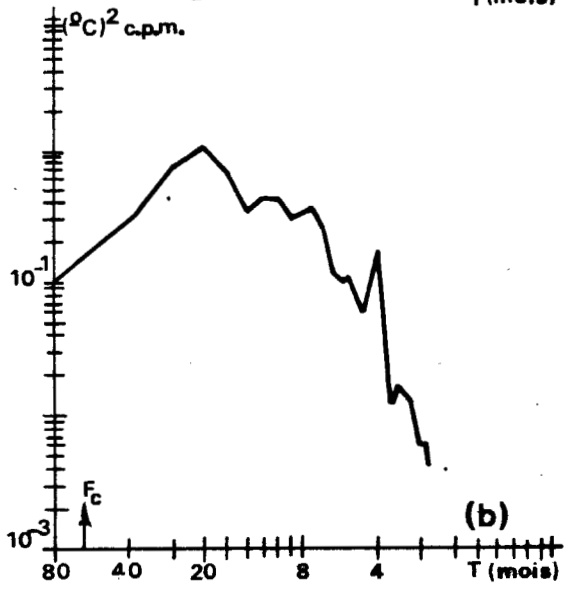
(a)



(a)



(b)



(b)

(a) TEMP. 1946-1962 (40M)  
 (b) ANOM. N.M. 1953-1968

(a) TEMP. 1920-1939 (5M)  
 (b) TEMP. 1920-1939 (40M)

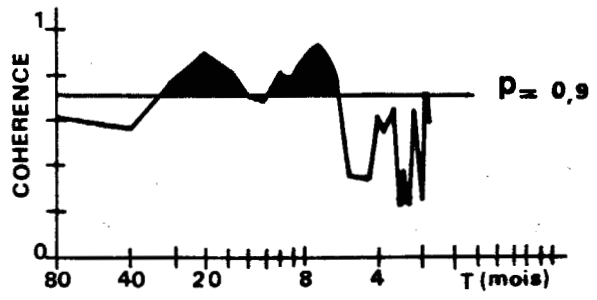
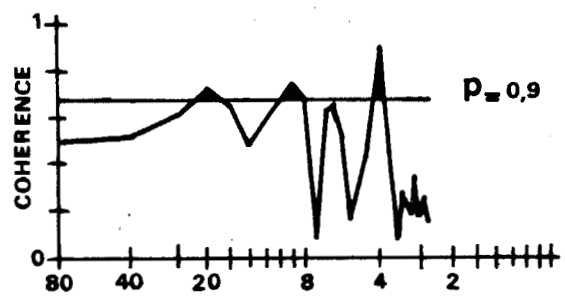


Fig. 3.13

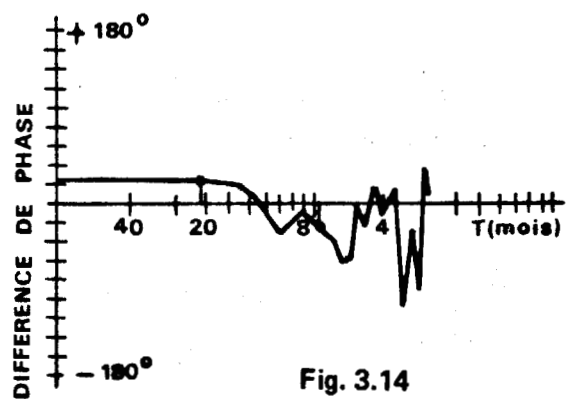


Fig. 3.14

## B) Etude des oscillations de longues périodes

### 1. Aspects théoriques

Nous allons étudier les fluctuations dont la période est supérieure ou égale à deux ans. Pour cela nous employons un développement en série de Fourier.

Soit  $X(t)$  une suite de  $N$  valeurs discrètes échantillonnées à des intervalles constants  $\Delta\tau$  pendant une durée  $T$  ( $T = N \cdot \Delta\tau$ ).  $X(t)$  peut être représenté par une série de Fourier :

$$(I) \quad X(t) = X_0 + \sum_{n=1}^M a_n \cos\left(\frac{2\pi}{T} nt\right) + \sum_{n=1}^M b_n \sin\left(\frac{2\pi}{T} nt\right)$$

$M$  est l'ordre désiré des coefficients de Fourier ( $0 \leq M \leq N$ ).

Les coefficients  $X_0$ ,  $a_n$  et  $b_n$  sont donnés par :

$$X_0 = \frac{1}{T} \sum_{t=0}^{T-1} X(t)$$

$$a_n = \frac{2}{T} \sum_{t=0}^{T-1} X(t) \cdot \cos \frac{2\pi nt}{T}$$

$$b_n = \frac{2}{T} \sum_{t=0}^{T-1} X(t) \cdot \sin \frac{2\pi nt}{T}$$

Pour chaque nombre d'onde  $n$  nous pouvons calculer la somme  $(a_n^2 + b_n^2)$  qui correspond au carré de l'amplitude de chaque oscillation analysée. Le tracé de ces différentes valeurs en fonction de la fréquence fournit un spectre de valeurs ponctuelles.

Si, sur ce spectre, nous observons un maximum pour une période  $T$  donnée il est possible que nous soyons en présence d'une oscillation dominante. Mais l'impossibilité de quantifier statistiquement l'existence de cette "onde" par cette méthode nous amène à utiliser la technique suivante.

Nous reprenons l'expression précédente (I) que l'on transforme de manière à obtenir une série de cosinus :

$$X(t) = X_0 + \sum_{n=1}^M A_n \cos \left( \frac{2\pi}{T} nt - \phi_n \right)$$

avec  $\operatorname{Tg} \phi_n = \frac{b_n}{a_n}$  et  $A_n = \frac{a_n}{\cos \phi_n}$

Admettons que nous ayons noté sur le spectre un pic à la période  $\frac{T}{n}$ . L'enregistrement est défini sur une durée  $T$ . Prenons un intervalle  $\theta$  inférieur à  $T$  et calculons le rang  $n'$  de la série de Fourier en utilisant la série allant de 0 à  $\theta$ . On obtient :

$$X_{n_0} = A_{n_0} \cos \left( \frac{2\pi n' t}{\theta} - \frac{\phi_{n_0}}{n_0} \right). \quad \text{avec } n' = \frac{n\theta}{T}.$$

Procédons de la même façon sur l'intervalle  $\Delta t$ ,  $\theta + \Delta t$  :

$$X_{n_1} = A_{n_1} \cos \left( \frac{2\pi n' t}{\theta} - \frac{\phi_{n_1}}{n_1} \right).$$

S'il existe réellement une "onde" de période  $\frac{T}{n} = \frac{\theta}{n}$ , (et qui soit permanente), la différence de phase  $\Delta\phi = \phi_{n_1} - \phi_{n_0}$  sera

$$\Delta\phi = \phi_{n_1} - \phi_{n_0} = - \frac{2\pi n' \Delta t}{\theta}$$

En faisant varier  $\Delta t$  de manière à couvrir toute la longueur de la série nous devons alors obtenir une fonction linéaire entre la différence de phase  $\Delta\phi$  et le retard  $\Delta t$ , la pente de la droite étant  $a = - \frac{2\pi n'}{\theta}$ .

En définitive, l'existence d'une oscillation donnée sera considérée comme probable si celle-ci est signalée à la fois par un pic sur le spectre de l'analyse de Fourier et par une variation linéaire du déphasage par décalage de l'origine.

## 2. Résultats et Commentaires

Différents spectres sont représentés sur la figure III.15. La méthode d'analyse spectrale étant plus puissante que l'analyse de Fourier en ce qui concerne l'étude du domaine des hautes fréquences, nous avons simplifié les figures en ne montrant que la tendance générale du spectre pour les périodes inférieures à 20 mois. Une exception toutefois pour le niveau moyen corrigé à Brest où nous avons utilisé en bout de traitement un filtre Hanning sur trois points (1/4, 1/2, 1/4) afin d'atténuer une trop grande variabilité notamment pour les hautes fréquences. Sur la majorité des exemples proposés, nous distinguons deux pics correspondant l'un à une périodicité proche de 60 mois (5 ans), l'autre à "l'onde" déjà familière de 21-24 mois. Afin d'apporter plus de crédit à ces résultats, nous avons tracé les variations de la différence de phase par décalage de l'origine.

La figure III.16 est relative à "l'onde" de 60 mois. Ainsi que pour la figure suivante relative à "l'onde" biennale, nous avons utilisé un même système d'axes pour les séries d'avant-guerre et d'après-guerre. Les quatre séries de la température entre 1920 et 1939 confirment de façon satisfaisante l'existence de cette "onde" de 5 ans. Pour chaque série les points sont relativement bien alignés et la pente moyenne de la courbe expérimentale ne diffère que de deux pour cent de la valeur théorique ( $a_{\text{calc.}} = - 15,1 \text{ degrés} \cdot \text{mois}^{-1}$  ;  $a_{\text{théor.}} = - 14,8 \text{ degrés} \cdot \text{mois}^{-1}$ ). Quant aux séries d'après-guerre, les choses sont plus confuses. En effet, au lieu d'observer un seul segment de droite, nous en obtenons deux, séparés par un saut brutal en différence de phase. Notons toutefois que la pente, identique, de ces deux droites correspond à la valeur théorique. En fait, tout se passe comme si "l'onde" de 60 mois, existant au début de l'enregistrement, s'évanouissait brusquement aux deux-tiers de la série pour réapparaître ensuite.

Sur la figure III.17 nous avons tracé les variations de la différence de phase de "l'onde" quasi-biennale. Ici pas de surprise, les différentes séries étudiées permettent de tracer des droites dont la pente moyenne est pratiquement égale à sa valeur théorique ( $a_{\text{calc.}} = a_{\text{théor.}} = - 6,0 \text{ degrés} \cdot \text{mois}^{-1}$ ).

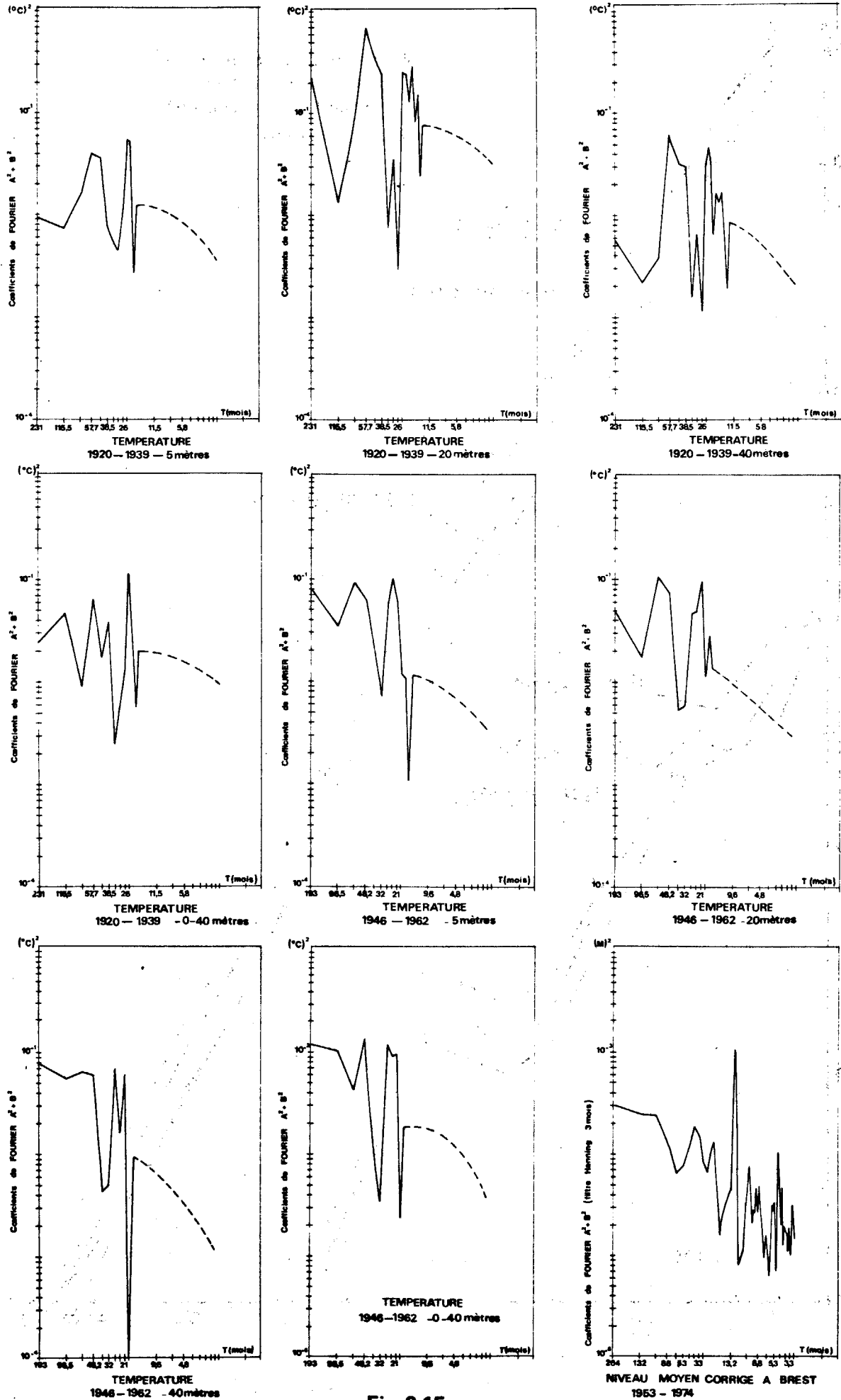
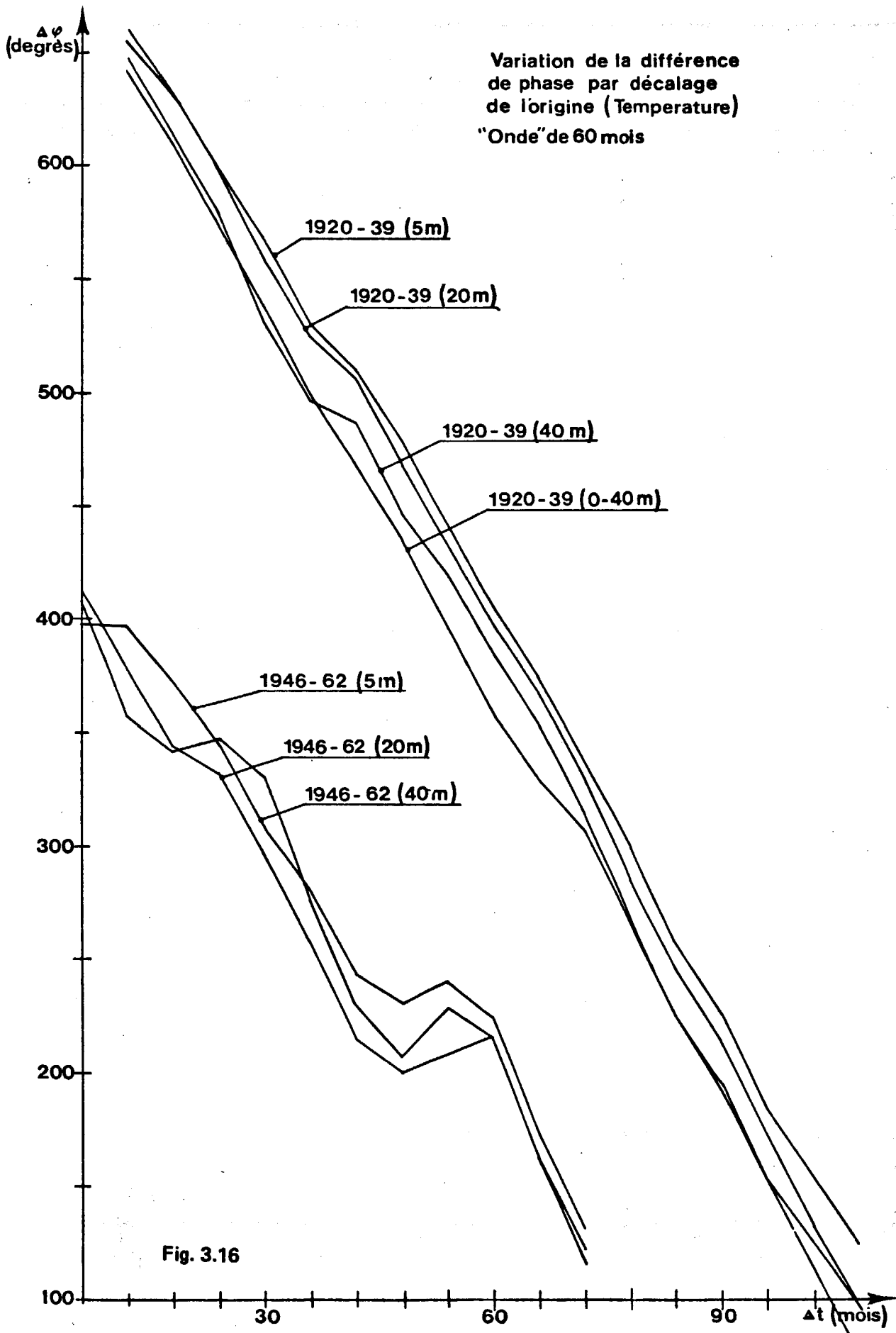


Fig. 3.15



Variation de la différence  
de phase par décalage  
de l'origine Température  
"Onde" de 24 mois

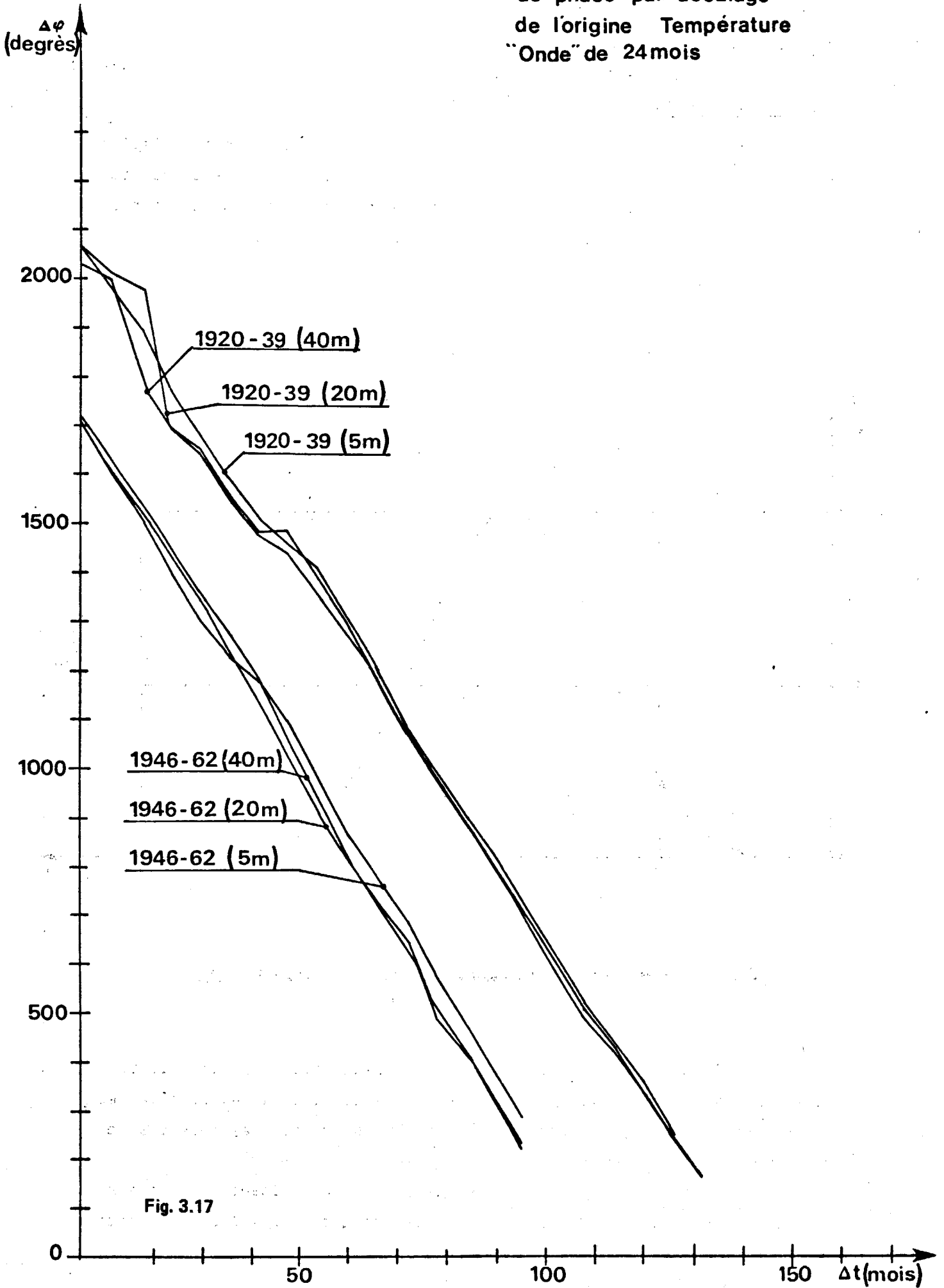


Fig. 3.17

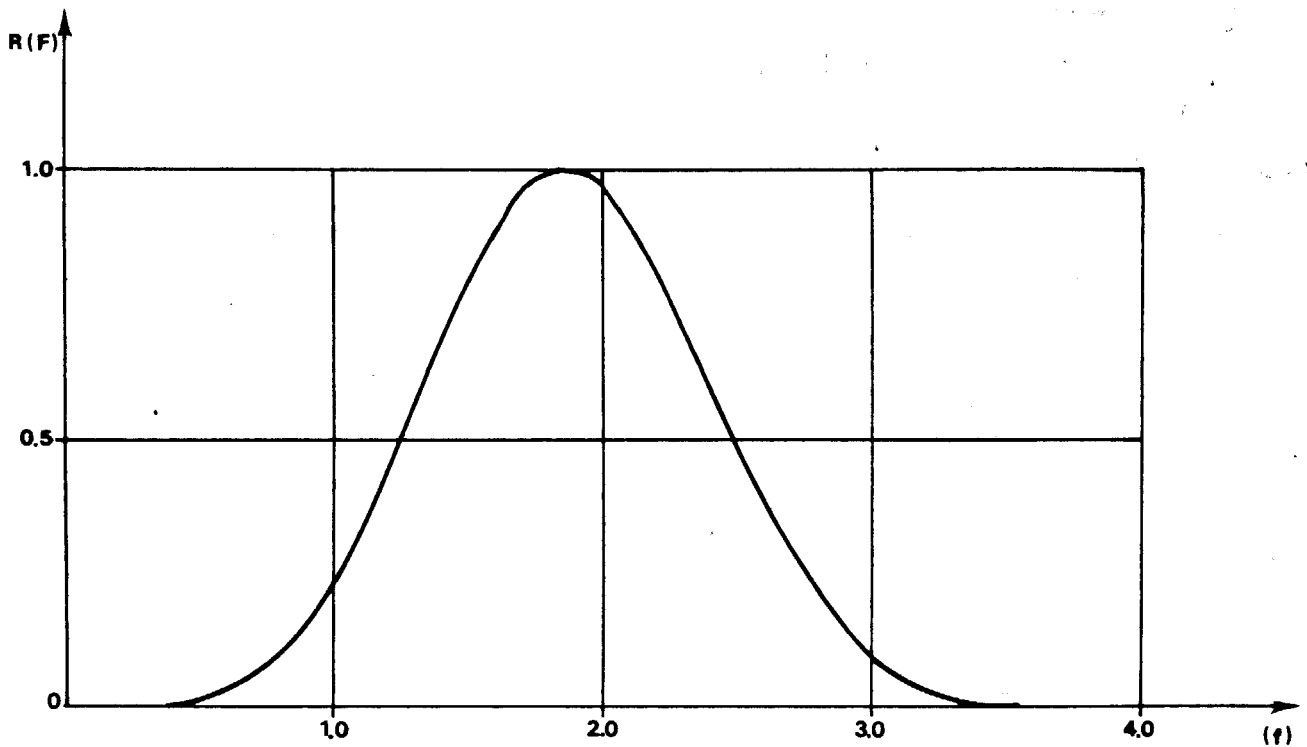


### C) Filtrage passe-bande

#### 1. Filtre employé

Afin d'observer l'évolution de quelques oscillations privilégiées relevées sur nos séries et d'en apprécier les amplitudes, nous avons utilisé un filtre passe-bande, dont la courbe de réponse est indiquée sur la figure III.18. Celui-ci est en fait la combinaison de trois filtres :

- un filtre passe-bande "Bell-Shaped",
- un filtre Hanning passe-haut,
- un filtre Hanning passe-bas.



**Fig. 3.18** — Réponse du filtre passe-bande (d'après J. PICAUT, 1976)

Le filtre "Bell-Shaped" employé seul est très sélectif mais il laisse passer des harmoniques autour de la fréquence étudiée. Le rôle des deux filtres Hanning est justement d'éliminer ces phénomènes indésirables.

Nous obtenons deux fréquences de coupure délimitant une bande à l'intérieur de laquelle l'énergie transmise dépasse le seuil de cinquante

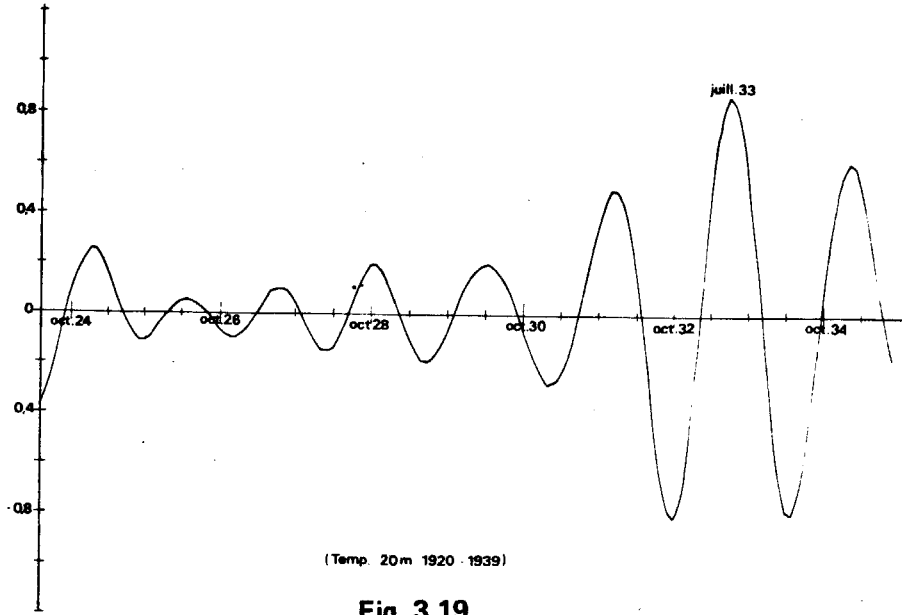


Fig. 3.19

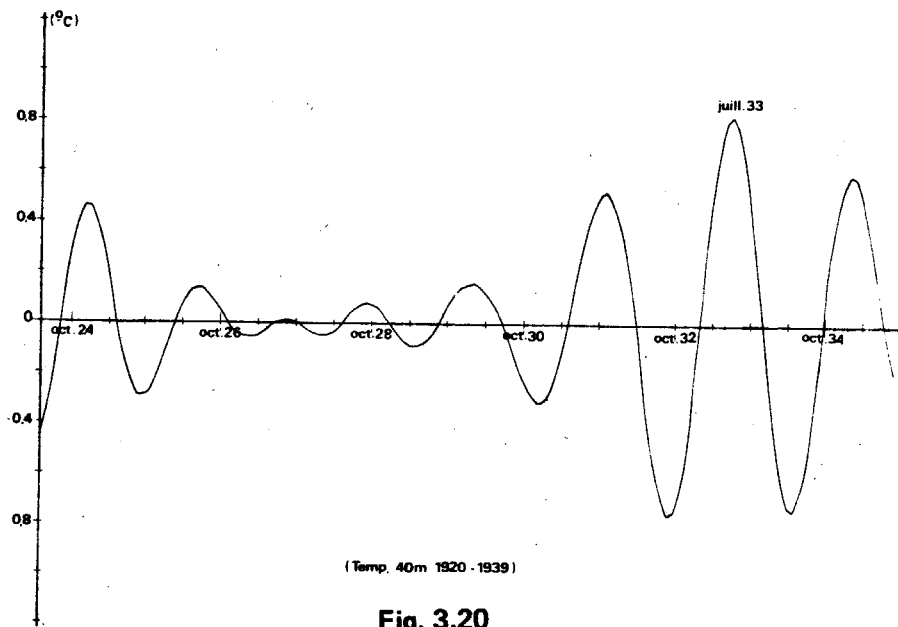


Fig. 3.20

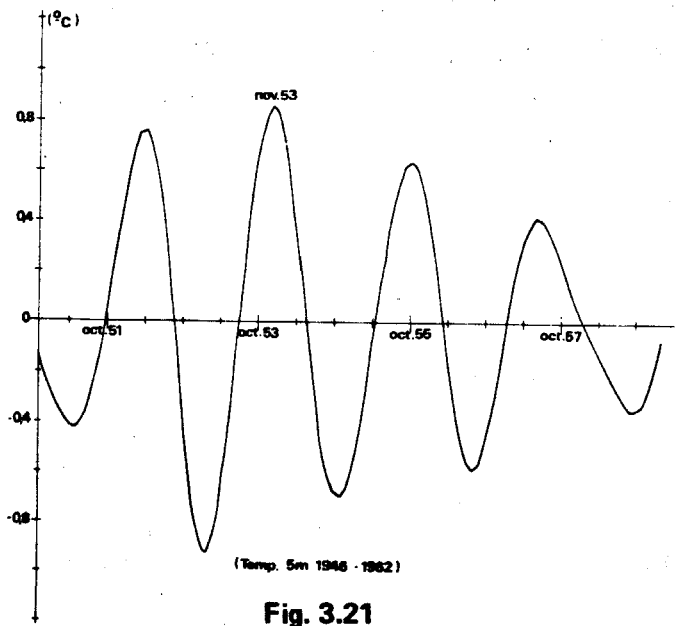


Fig. 3.21

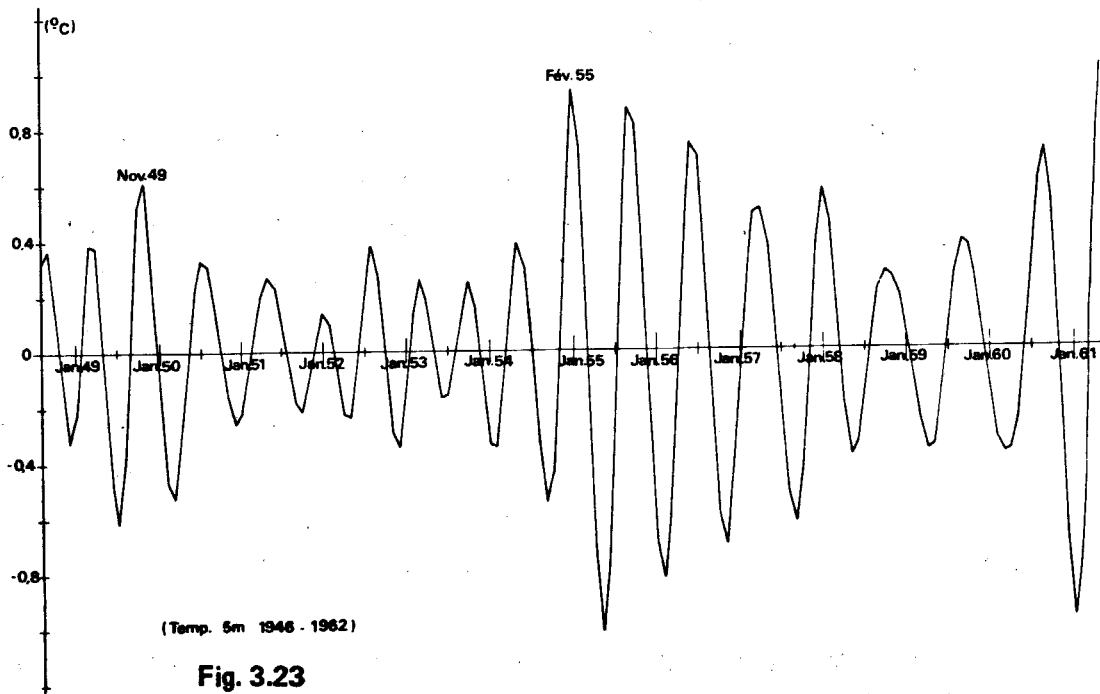
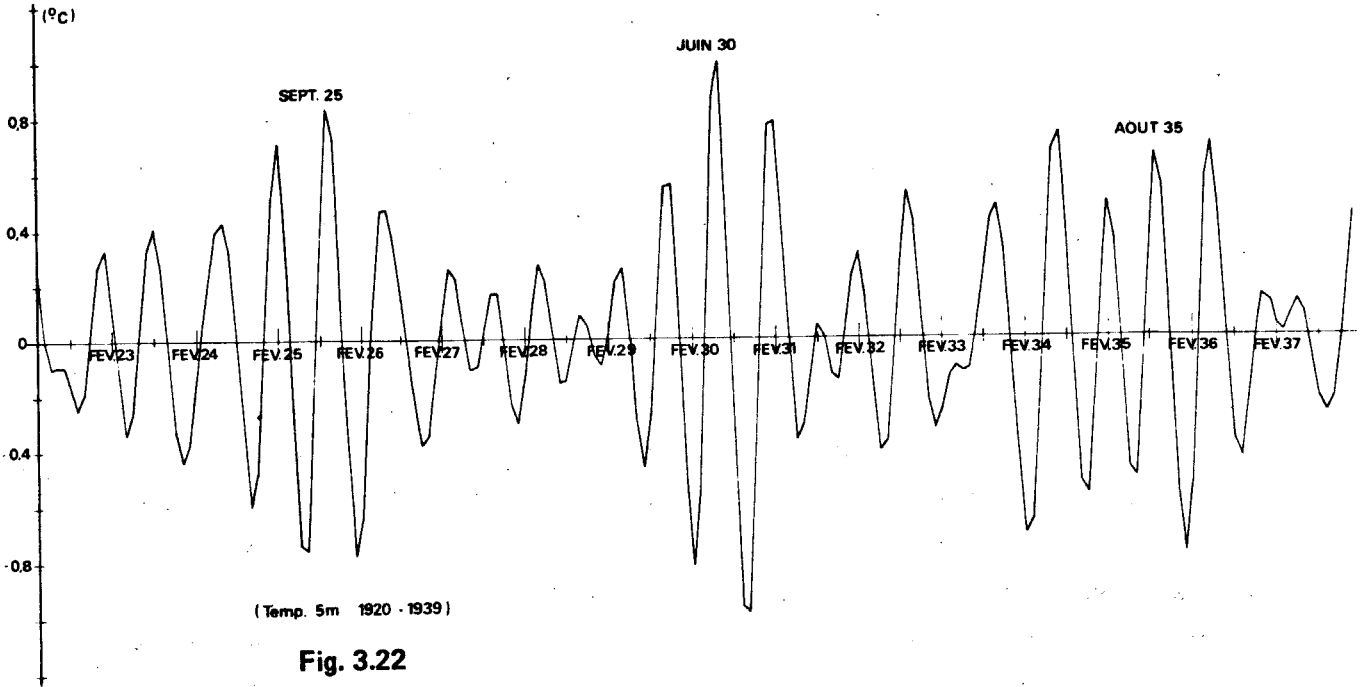
pour cent. Malheureusement, cette méthode de filtrage "mange" énormément de données. Par exemple, si l'on veut isoler "l'onde" biennale, nous perdons au total 110 informations aux deux extrémités de chaque série. Nous voyons qu'il est inutile de tenter de sélectionner "l'onde" de 5 ans. Nous nous contenterons d'appliquer le filtre passe-bande sur les oscillations de 21-24 mois et de 7-9 mois. Quant à la fluctuation possible de 4 mois, la méthode est de toute évidence inadéquate.

## 2. Résultats et commentaires

Nous présentons sur les figures III.19 à III.23 quelques-uns des résultats obtenus. Les trois premiers schémas sont relatifs à "l'onde" de 21-24 mois (fréquences de coupure égales à 32,7 et 16,3 mois), les deux suivants donnent une image de l'oscillation de 8 mois (fréquences de coupure égales à 11,4 et 5,4 mois).

L'on constate au premier abord une modulation sur chacune de ces courbes. Pour l'oscillation approchant les deux ans, nous relevons une périodicité voisine de 21 mois que ce soit pour les séries d'avant-guerre ou d'après-guerre. L'amplitude modulée atteint son maximum en été 1933 et à l'automne 1953 ( $A = 0^{\circ} 80 \text{ C}$ ).

La modulation de "l'onde" proche de 8 mois tendrait à faire apparaître un cycle voisin de 5 ans. L'amplitude de l'oscillation filtrée trouve en effet son apogée en automne 1925, au printemps 1930, en été 1935 pour la première série, en automne 1949, en hiver 1955 et en été 1960 pour la seconde série. Les valeurs maximales de l'amplitude varient elles aussi entre  $0^{\circ} 60 \text{ C}$  (automne 1949) et  $1^{\circ} 00 \text{ C}$  (printemps 1930, hiver 1955). Notons enfin une légère différence entre les deux séries temporelles dans le calcul de la périodicité moyenne de l'oscillation filtrée. Celui-ci donne en effet 7,3 mois pour la première série et 8,2 mois pour la seconde.



#### D) Discussion sur les origines des oscillations hydrologiques - Essai de synthèse avec des phénomènes d'ordre atmosphérique

Nous savons (cf. Chapitre I) que maintes variations hydrologiques sont étroitement liées aux fluctuations atmosphériques. Dans l'état actuel des connaissances, il est souvent difficile de discerner les vraies origines des divers phénomènes rencontrés. C'est pourquoi, à défaut d'expliquer en détail le mécanisme complexe de l'interaction océan-atmosphère, il peut s'avérer bénéfique d'étudier parallèlement les variations des deux milieux fluides tout en procédant à un essai de synthèse des divers résultats obtenus.

Dans ce travail, nous n'avons étudié essentiellement que des variations océaniques. Mais il est certain que nous ne devons pas en rester là et qu'il sera nécessaire d'exploiter la somme considérable d'informations climatologiques recueillies depuis plusieurs décennies aux abords de nos régions. Le traitement de ces données est prévu pour l'avenir immédiat, cependant il nous a semblé utile dès à présent d'analyser un exemple de séries chronologiques intéressant directement le domaine atmosphérique. Notre choix s'est porté sur l'enregistrement de la pression atmosphérique aux Iles SCILLY, c'est-à-dire à l'intérieur du domaine hydrologique étudié précédemment.

Il s'agit d'une série d'une cinquantaine d'années (1923-1975) (Fig. III.2) qui offre l'avantage de ne pas présenter de coupure durant la seconde guerre mondiale. Les schémas de la figure III.24 présentent un condensé des résultats de l'analyse statistique. Le nombre d'oscillations privilégiées paraît nettement plus élevé pour la pression atmosphérique que pour la température de l'océan. Quelques unes de ces "ondes" semblent être communes sur les deux types de séries. Nous observons en particulier sur la fonction de densité spectrale de la pression un pic à 3,7 mois dont la probabilité atteint 90 %. On note aussi un second pic commun à 7,4 mois mais dont la signification reste inférieure au seuil de 80 %.

Il est remarquable par contre de constater l'absence d'une oscillation biennale bien marquée (1) (sauf un léger pic à 23 mois sur le

---

(1) Notons toutefois, comme dans le cas de l'enregistrement du niveau moyen à Brest, la possibilité d'un effet de "masque" de la variation annuelle sur l'oscillation biennale.

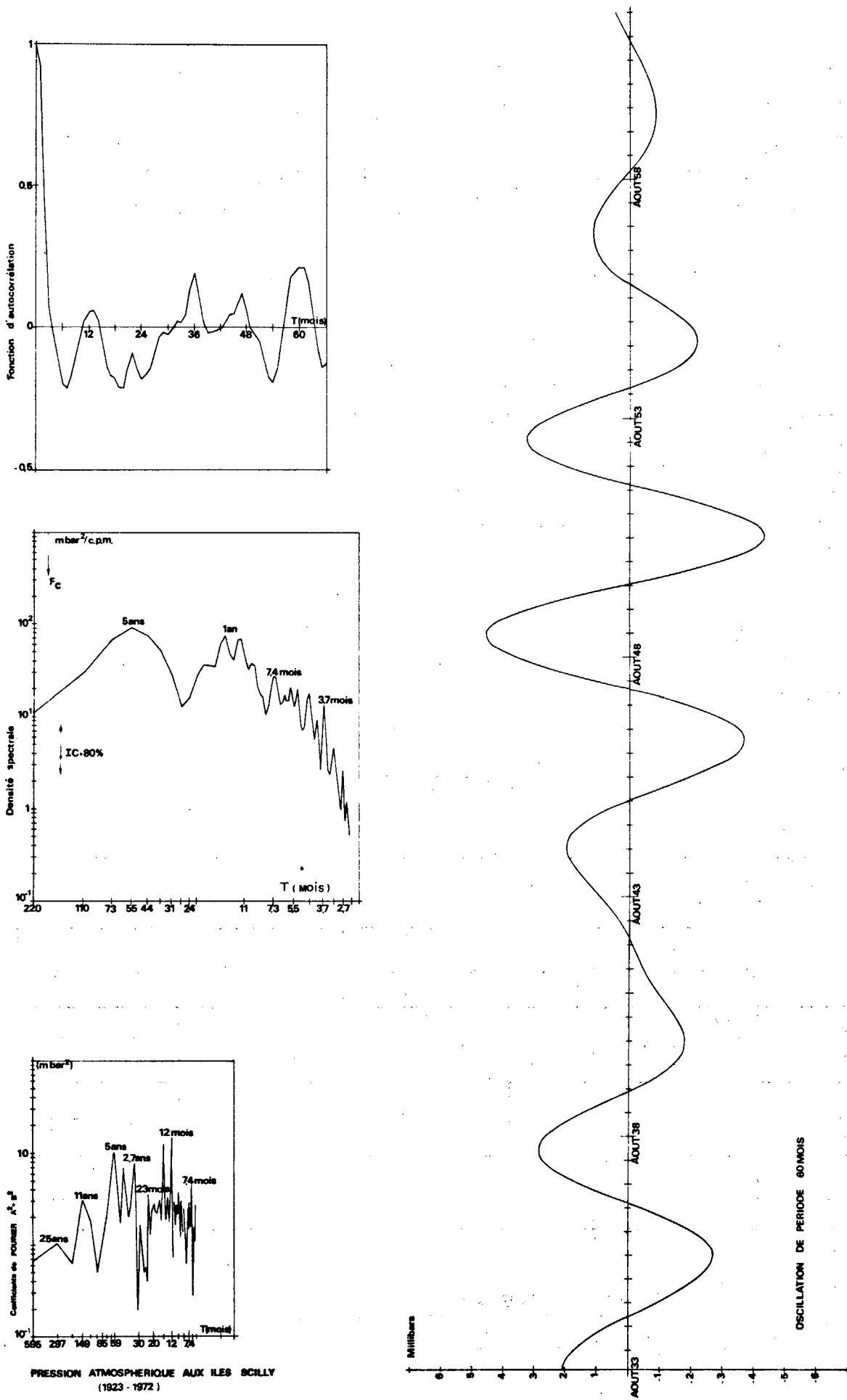


Fig. 3.24

spectre de l'analyse de Fourier). Ceci est d'autant plus surprenant que cette "onde" biennale est bien connue des météorologistes. En effet, à partir du traitement de données intéressant la troposphère, un certain nombre d'auteurs retrouvent une "onde" quasi-biennale sur de nombreuses régions du globe, et en particulier sur le Nord-Ouest de l'Europe.

En 1962, R.M. POULTER note un cycle de deux ans en considérant l'évolution en un point fixe (Kew : 51° 28' N, 00° 19' W) d'un indice tenant compte à la fois de la température de l'air pendant les mois d'été, de l'ensoleillement et des précipitations ; la durée totale de ces enregistrements étant de 81 ans (1880-1961). Plus tard, N.E. DAVIS (1967) et P.B. WRIGHT (1968) généralisent ce résultat sur plusieurs régions du monde (Europe, Pacifique, Océan Indien, ...) et précisent que dans nos régions les années impaires sont généralement plus chaudes que les années paires.

Ils montrent en outre l'existence d'un cycle de deux ans dans le système de circulation de la troposphère. On note par exemple une recrudescence des vents d'Ouest aux Iles SCILLY pendant les années paires (Tableau 4).

(d'après N.E. DAVIS. 1967)

Fréquence des vents aux Iles SCILLY pendant les années paires et impaires (Observations matinales JUIN-AOÛT, 1884-1965)									
	Calme	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Années impaires	167	476	351	364	197	332	512	719	654
Années paires	149	427	280	271	181	367	599	809	689
Différence	18	49	71	93	16	- 35	- 87	- 90	- 35

**TABLEAU 4**

Plus récemment, J.K. ANGELL et J. KORSHOVER (1974) retrouvent, en dehors de variations de plus longues périodes, une fluctuation de 24 mois en analysant la pression et la position géographique (latitude et longitude) des Centres d'Interaction de divers océans. Sans pour autant affirmer la règle de la parité annuelle à l'échelle mondiale ces auteurs indiquent entre les années impaires et les années paires un déplacement moyen vers l'Ouest de  $2^{\circ} 7'$  de longitude en ce qui concerne la position moyenne de la Basse Pression d'Islande.

Sur le spectre de l'analyse de Fourier de la pression atmosphérique aux Iles SCILLY, nous voyons aussi apparaître une oscillation de périodicité égale à 5 ans qui pourrait semble-t'il correspondre à "l'onde" de 60 mois relevée sur les séries de température. Notons, à propos de cette période privilégiée, que E.I. SARUKHANYAN et N.P. SMIRNOV (1970),

étudiant une série de température dans la Mer de Barents (1927-1966), rencontrent sans l'expliquer une "onde" de 4,8 ans dont l'amplitude égale  $0^{\circ} 38'$  C.

Quant au pic vers 11 ans observé sur le spectre de l'analyse de Fourier de la pression, c'est de toute évidence l'image du cycle de même périodicité relatif à l'activité solaire. Nous savons que cette variation de l'énergie qui nous vient du soleil affecte de manière sensible la climatologie, en particulier la température et la pression atmosphérique.

La figure III.25 met en évidence l'accroissement d'énergie reçue sur la terre

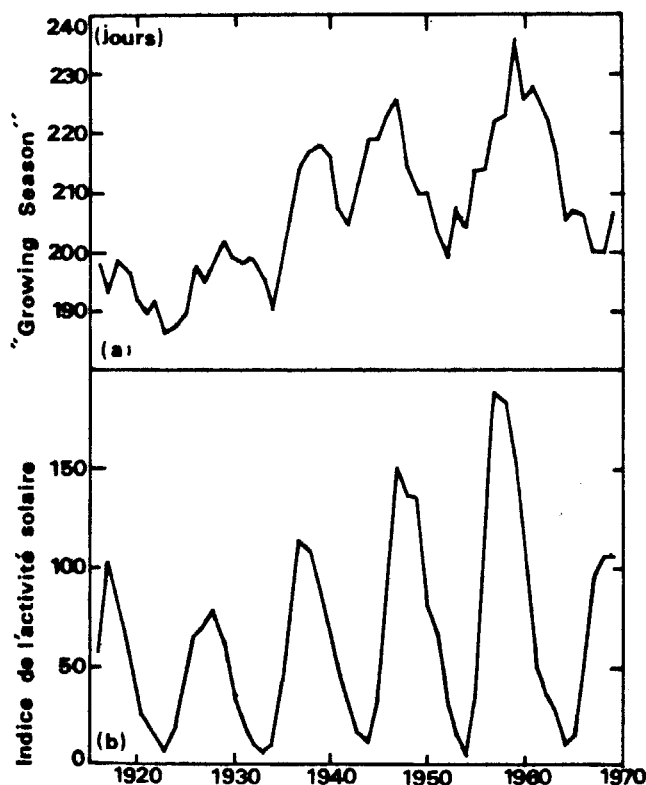


Fig. 3.25 - (a) : Nombre de jours de l'année pour lesquels la température moyenne dépasse  $5^{\circ}6$ C à ESKDALEMUIR ( $55^{\circ}N$ ,  $3^{\circ}W$ )  
(b) : Moyenne annuelle du nombre de l'activité solaire.  
(d'après J.W. KING, 1973)



durant les périodes d'intense activité solaire. L'indice utilisé (Fig. III.25 (a) ) correspond au nombre de jours de l'année pour lesquels la température moyenne dépasse  $5^{\circ} 6$  C en un point fixe situé en Ecosse. Cet indice, appelé "Growing season" par les Anglo-saxons, est utilisé en agronomie.

Pour E.I. SARUKHANYAN et N.P. SMIRNOV (1970) les maxima d'activité solaire sont associés à une tendance à la diminution du gradient moyen de pression à l'échelle synoptique par l'accroissement de la pression dans les zones de dépressions et l'inverse pour les régions de hautes-pressions. Cette situation, génératrice de mouvements anticycloniques, tendrait à affaiblir le caractère zonal de la circulation atmosphérique tout en favorisant les déplacements dans le sens méridien.

## CONCLUSION

A partir des données historiques de 1902 à 1964 couvrant la Mer Celtique, nous avons essayé dans un premier temps de décrire le plus exactement possible le cycle annuel moyen en température et en salinité à différents niveaux.

De par la fragilité de l'information de base, notamment en ce qui concerne le nombre d'observations ainsi que leur répartition dans le temps et l'espace, le résultat pêche certainement par un manque de précision dans les zones littorales. De plus, l'immense complexité et la grande variabilité des conditions physiques afférentes à ces régions côtières y rendent difficile l'établissement d'un schéma moyen.

Nous avons vu que pour les zones plus au large nos situations mensuelles moyennes de surface s'accordent assez bien avec celles publiées par le Conseil Permanent pour l'Exploration de la Mer, ces dernières étant calculées à partir d'observations allant de 1905 à 1954. Nous notons toutefois un léger échauffement variant de  $0^{\circ} 2 \text{ C}$  à  $0^{\circ} 6 \text{ C}$  suivant les mois. Cet accroissement de la température pourrait provenir de la tendance bien connue à l'échauffement des eaux de surface de l'Atlantique Nord depuis le début du siècle et qui trouve son apogée vers les années 1960.

Nous avons remarqué que le cycle thermique, s'il est qualitativement identique pour les couches superficielles en toutes zones, peut varier de manière assez différente suivant le lieu géographique pour les immersions supérieures. Par exemple, le maximum thermique à 100 mètres qui a lieu en Octobre pour un point proche de la Mer d'Iroise ( $48^{\circ} 35 \text{ N}$ ,  $5^{\circ} 15 \text{ W}$ )

ne se produit qu'en Novembre-Décembre dans la région Sud-Irlande (51° N, 9° W). Ces différents procédés d'échauffement des couches profondes sont dûs principalement aux courants de marée qui favorisent un brassage des eaux plus ou moins grand suivant la région considérée.

Pour la seconde étape de notre travail, nous avons calculé un certain nombre de séries chronologiques intéressant la zone Nord-Est de la Mer Celtique, la seule où la densité des mesures pouvait permettre des enregistrements continus de longueur suffisante pour être traités par des méthodes statistiques. Pour isoler les oscillations privilégiées entre 2 mois et 2 ans nous avons utilisé la fonction de densité spectrale, transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation. Les ondes de plus longues périodes, comprises entre 2 ans et 5 ans, ont été étudiées au moyen de l'analyse en série de Fourier.

En dehors du cycle annuel, nous avons relevé quatre familles d'oscillations intéressant la structure thermique sur toute la couche de la zone Nord-Est de la Mer Celtique.

"L'onde" centrée sur 4 mois s'établit sur toute la colonne d'eau et plus particulièrement au-dessous de la thermocline, le seuil de confiance de 95 % étant dépassé à 40 mètres.

Cette oscillation paraît beaucoup moins marquée dans les couches superficielles, certainement à cause du caractère hautement évolutif y régnant. C'est ainsi que la périodicité en surface peut varier suivant les cas entre 3,4 et 5,3 mois.

Une seconde fluctuation voisine de 8 mois, statistiquement moins importante que la première, apparaît surtout significative à 5 mètres et à 40 mètres. Elle est beaucoup moins nette au niveau de la thermocline, fortement masquée semble-t'il par l'effet de la variation thermique saisonnière.

Quant aux "ondes" de 21-24 mois et de 58-64 mois, celles-ci intéressent toute la couche avec peut-être une préférence pour les faibles immersions.

Les amplitudes de ces différentes oscillations peuvent varier fortement dans le temps. C'est ainsi que lors de l'utilisation d'un filtre passe-bande nous notons une modulation de l'amplitude à la fois sur "l'onde" de 8 mois ( $0^{\circ}2\text{C} \leq a \leq 0^{\circ}9\text{C}$ ) et sur celle de 21-24 mois ( $0^{\circ}1\text{C} \leq a \leq 0^{\circ}8\text{C}$ ). Ces modulations elles-mêmes semblent évoluer de manière cyclique mais les longueurs des séries disponibles ne sont pas suffisantes pour conclure avec certitude sur un tel principe.

L'analyse de l'enregistrement de la pression atmosphérique aux Iles SCILLY entre 1923 et 1972 permet de constater un certain nombre d'oscillations communes avec celles d'ordre hydrologique, notamment une fluctuation de période égale à 3,7 mois dont la probabilité atteint le seuil de signification de 90 %. Il semble en fait que la majeure partie des variations périodiques extraites de l'évolution thermique de l'océan soient induites plus ou moins directement par des oscillations atmosphériques de même période. Il est vraisemblable aussi que, soit la configuration du bassin, soit le régime de circulation des masses d'eau permette une certaine résonance entre un couple d'oscillations de même fréquence. A ce propos, il est curieux de constater que si nous reprenons le type de circulation cyclonique sur le Plateau Celtique en émettant l'hypothèse d'un courant des couches superficielles d'une vitesse moyenne légèrement supérieure à 0,1 noeud (ce qui est en accord avec la réalité), il faudrait une durée voisine de 8 mois pour que les masses d'eau en mouvement reviennent à leur point de départ...

Il est évident que cette étude sur les oscillations périodiques thermiques de la Mer Celtique, associées ou non aux variations de type atmosphérique, est loin d'être exhaustive. Il devient nécessaire à présent d'analyser l'ensemble des conditions climatiques de cette région sans se limiter aux seules données de la pression atmosphérique. D'autres observations comme la précipitation, le vent, l'insolation, la température de l'air, etc... peuvent nous être d'une grande utilité dans la compréhension du processus d'interaction océan-atmosphère.

Au début de cette étude nous avons formulé le désir auprès de la Météorologie Nationale d'acquérir l'ensemble des données historiques climatologiques intéressant une vaste zone englobant tout le Proche-Atlantique ( $0^{\circ}\text{W} - 20^{\circ}\text{W}$ ,  $40^{\circ}\text{N} - 60^{\circ}\text{N}$ ). D'autres utilisateurs, notamment le C.N.E.X.O., étaient aussi partie prenante dans cette opération.

Nous savions en effet que cet ensemble d'informations, dont les plus anciennes remontent à 1880, était stocké aux Etats-Unis (Asheville, Caroline du Nord) par les soins du N.O.A.A. (National Oceanic and Atmospheric Administration) et il nous semblait très utile à différents titres d'y avoir accès.

Ces données sont maintenant disponibles à l'Antenne de la Météorologie Nationale du C.O.B. et représentent une vingtaine de bandes magnétiques. Les sources internationales de ces observations sont de différentes natures : journaux de bord des navires, rapports des points fixes météorologiques, enregistrements automatiques de bouées, renseignements envoyés par télétype à partir de navires sélectionnés, etc... L'archivage est chronologique à l'intérieur de chaque CARREAUX MARSEN. Une observation comporte 140 caractères mais les principales données (position, date, températures air et mer, vent, pression, houle, nébulosité, etc...) intéressent moins des deux tiers de l'enregistrement.

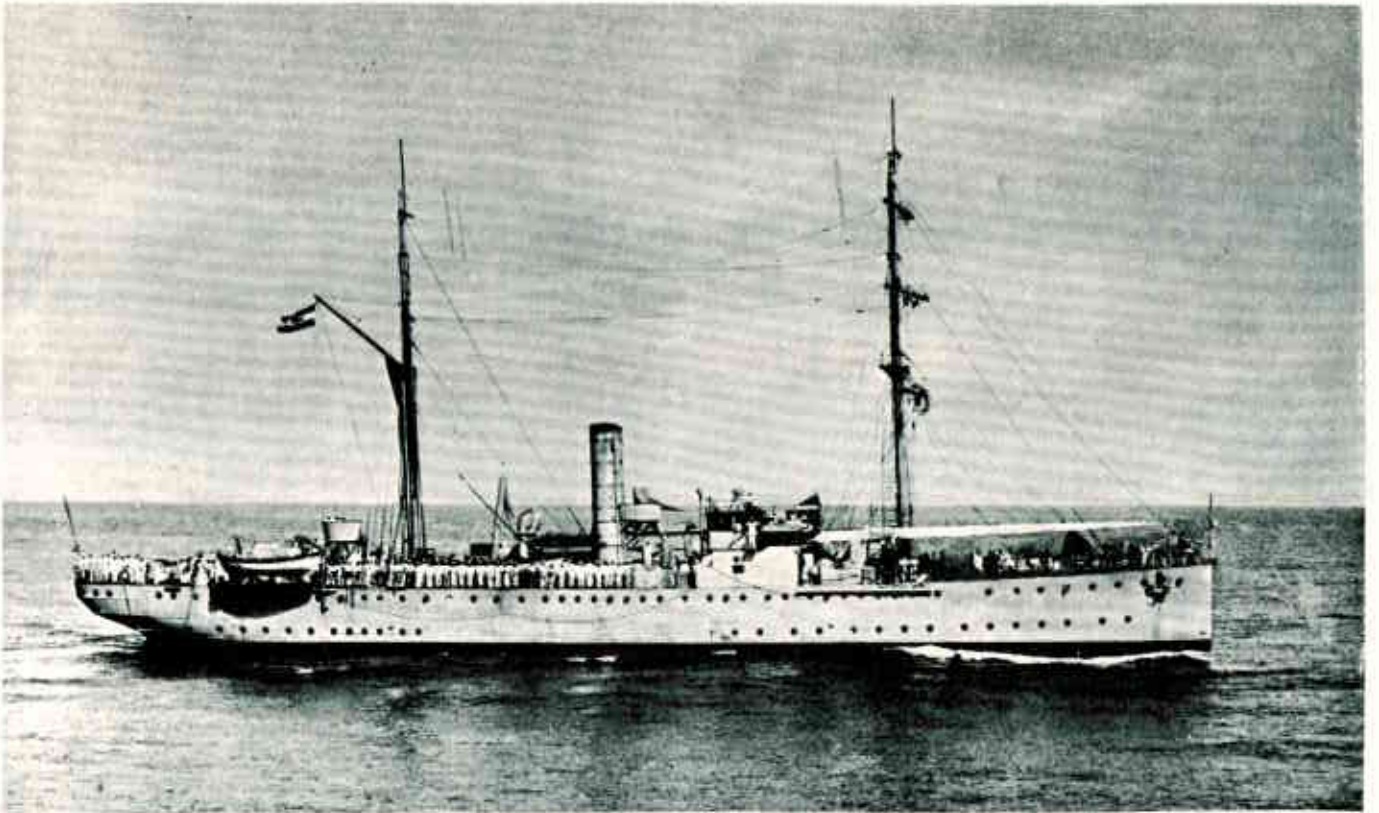
Dorénavant, notre principal souci est donc l'exploitation statistique de cette information, exploitation qui ne peut se faire qu'avec la collaboration de l'équipe de chercheurs de l'Antenne Météorologique du C.O.B. et des moyens informatiques du B.N.D.O.

Du côté de l'information hydrologique, et pour accéder à une vue plus complète et surtout mieux actualisée du problème, il devient indispensable d'exploiter les mesures récentes dues à l'utilisation des bathysondes.

Cette étude étant en quelque sorte un "ballon d'essai", nous étions très conscient au début de ce travail du fait que tous les problèmes ne se résoudraient pas en l'espace de quelques mois et qu'il fallait tout d'abord essayer de rattraper le retard accumulé depuis de nombreuses années en France en ce qui concerne l'archivage automatique des données anciennes, à la fois pour l'océanographie et la climatologie. Maintenant que le processus semble engagé de manière irréversible, il est souhaitable qu'il existe une certaine coordination entre les différentes études entreprises à partir de ces fichiers historiques. Le travail en effet ne manque pas et si nous nous attachons plus spécialement aux variations de longues périodes (de quelques mois à quelques années), d'autres recherches se poursuivent actuellement en utilisant une échelle de temps plus courte (de quelques heures à quelques jours). Dans le cadre même du laboratoire, signalons les

travaux de V. MARIETTE concernant des tentatives de modélisation de la structure thermohaline des couches superficielles de l'Océan soumises à un type de situation météorologique donné. Citons aussi l'étude entreprise par H. CREFF et P. LE BORGNE en vue d'obtenir, par le biais d'une analyse objective, la configuration toutes les trois heures du champ de chaque paramètre météorologique intervenant dans le bilan thermique. Quant aux résultats décennaires de la température de surface pour le Proche Atlantique (programme SST-GASC), ceux-ci font l'objet d'un traitement statistique entrepris par C. LEROY.

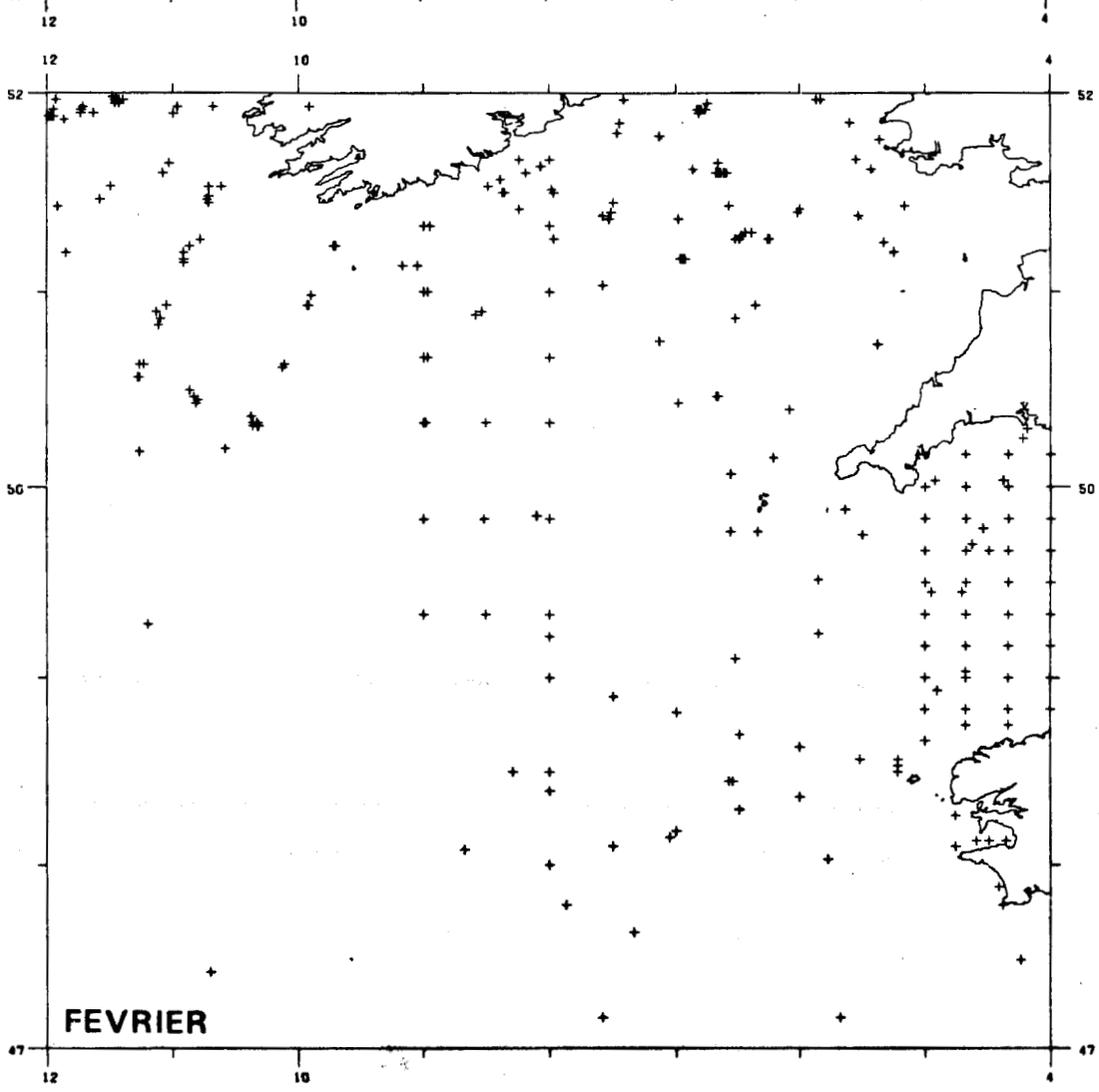
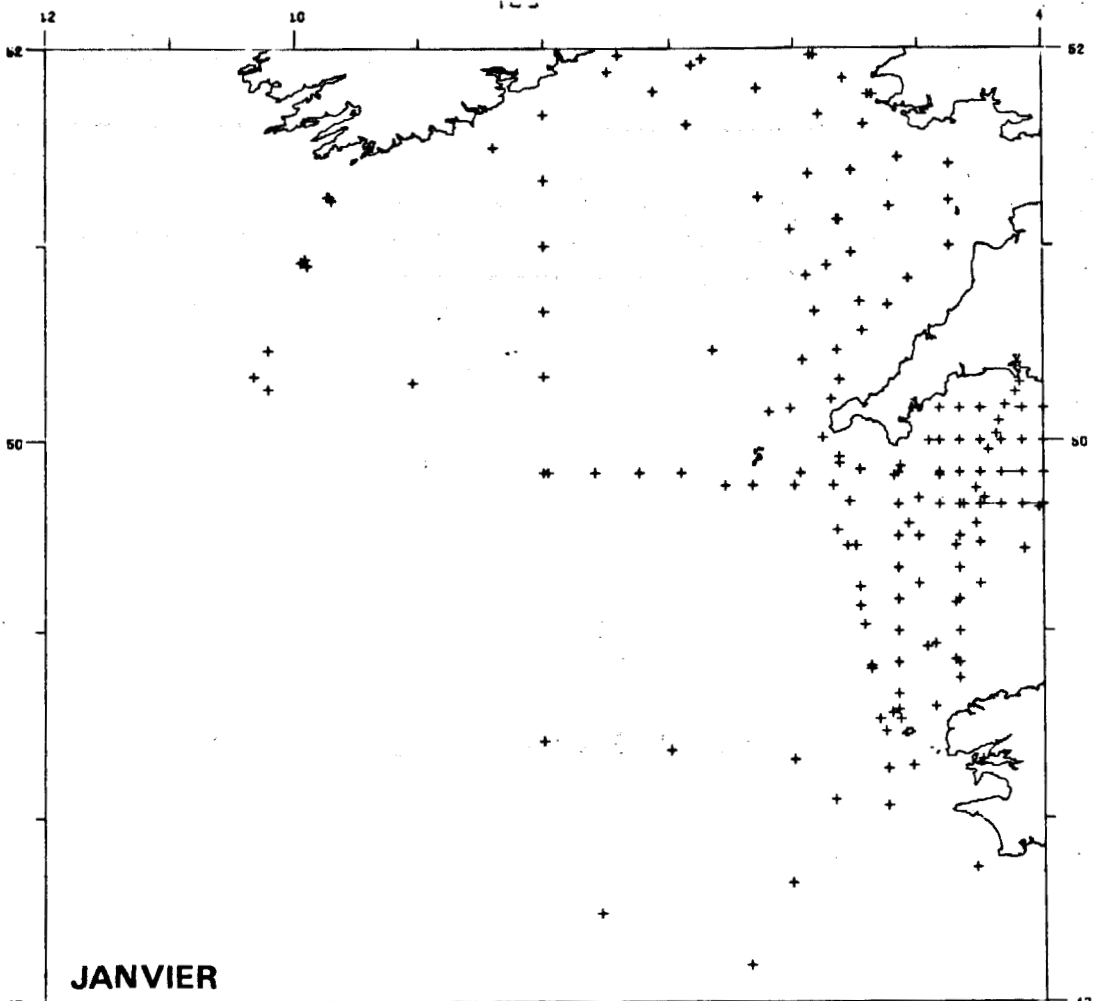
Nous pensons que l'ensemble de ces travaux apportera dans un proche avenir une contribution appréciable à la connaissance du système d'interaction entre l'océan et l'atmosphère pour le Proche Atlantique et nous osons espérer que l'analyse des résultats acquis nous permettra de développer un modèle prévisionnel à court et moyen terme pouvant bénéficier à l'exploitation commerciale des différentes ressources océaniques.

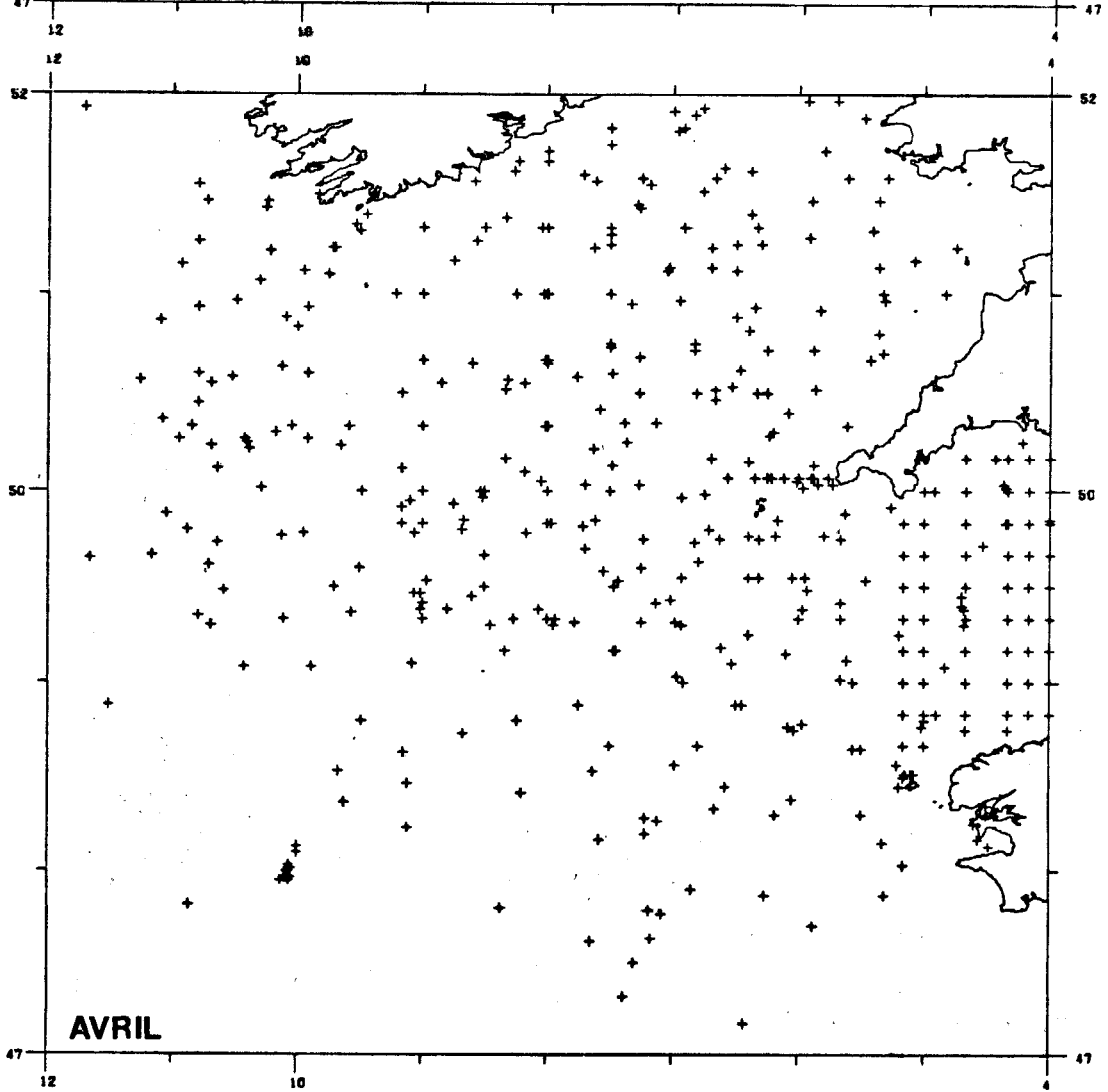
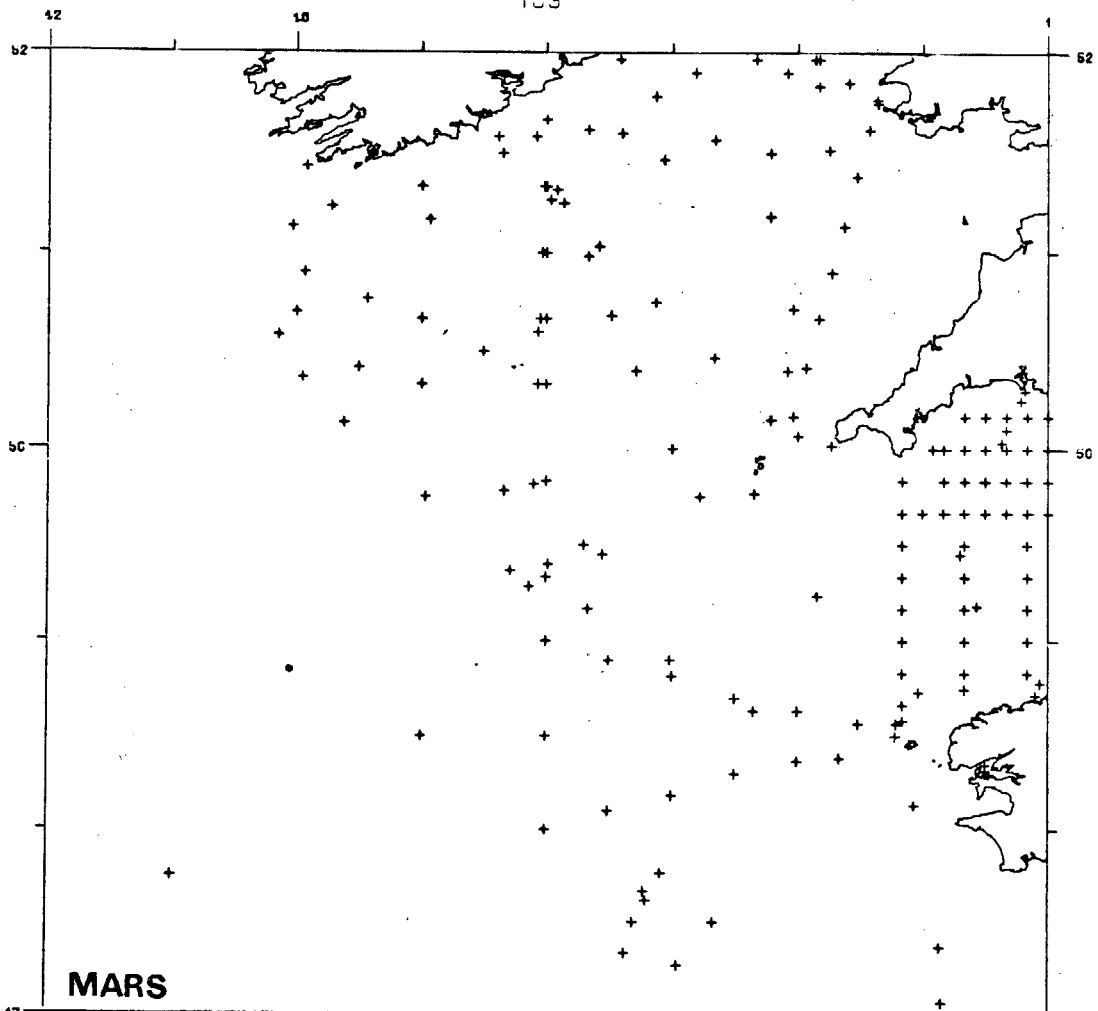


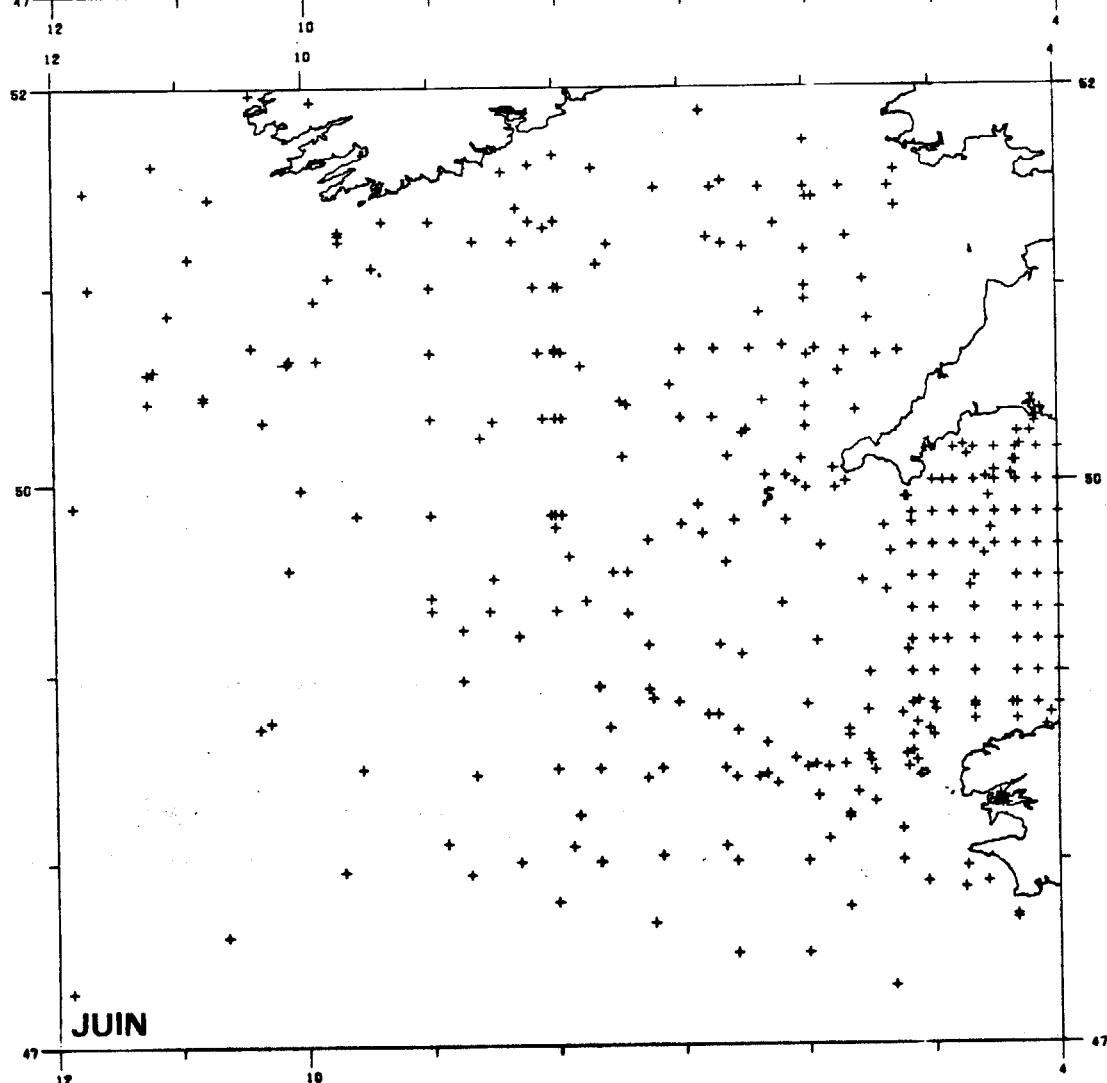
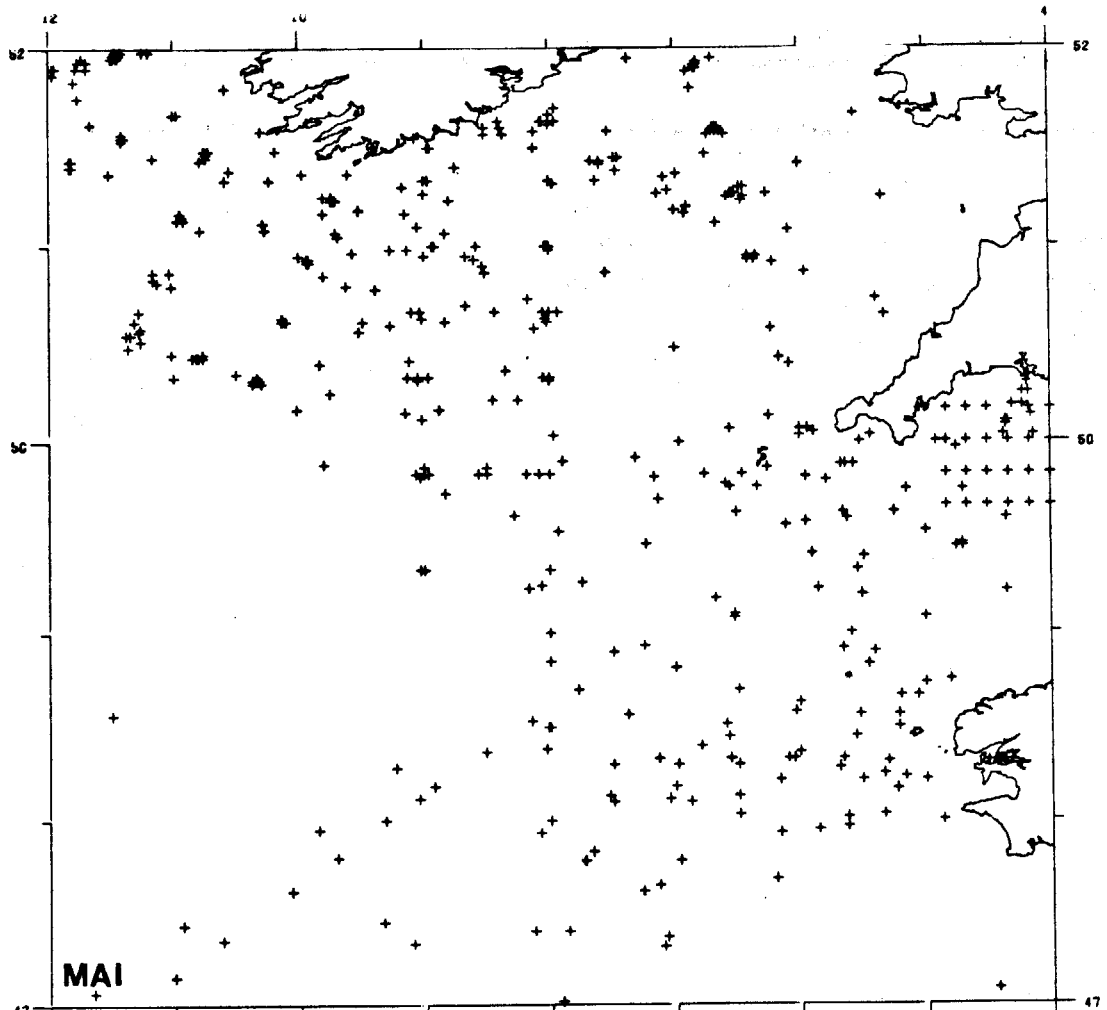
*Le Meteor*

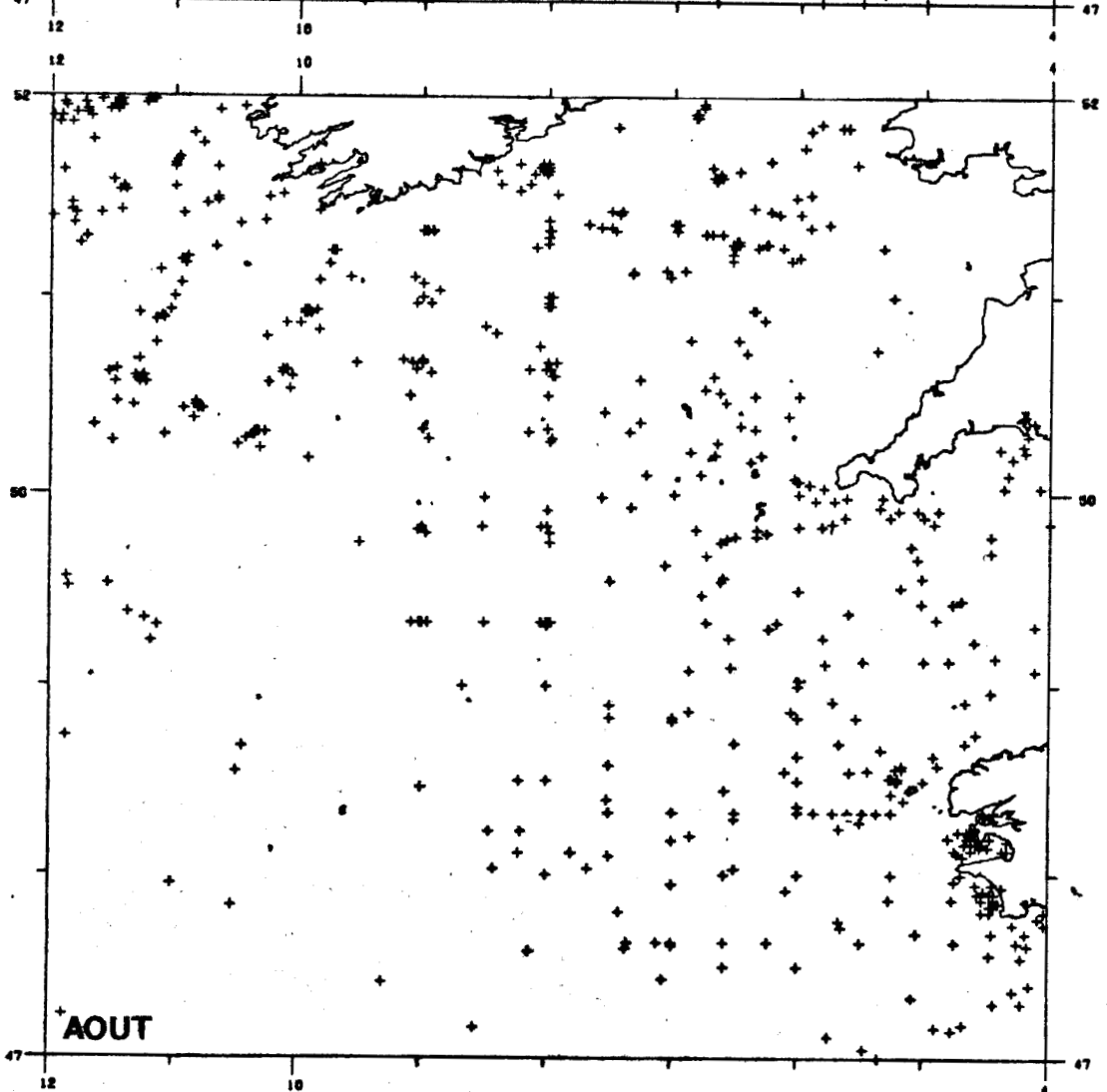
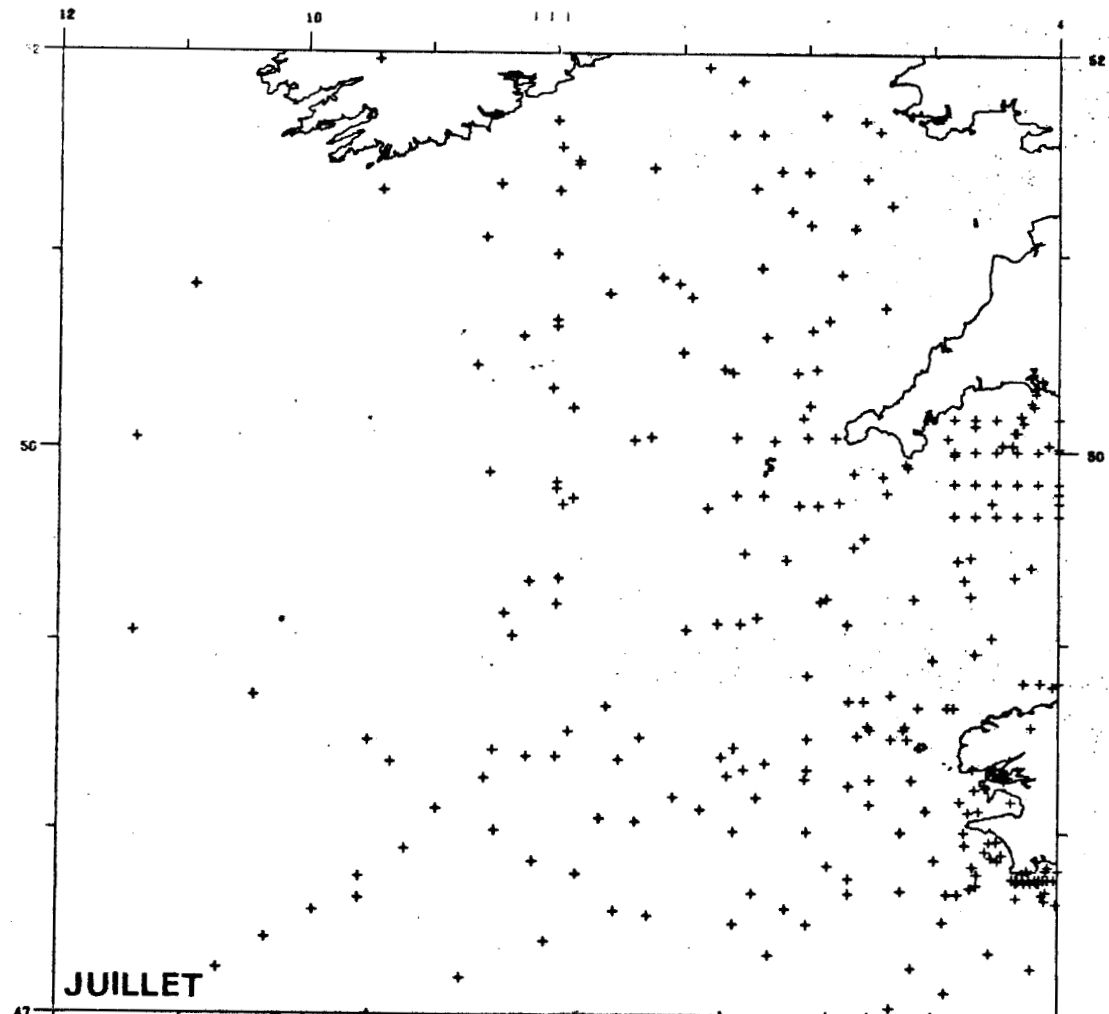
## **REPERTOIRE DES STATIONS UTILISEES**

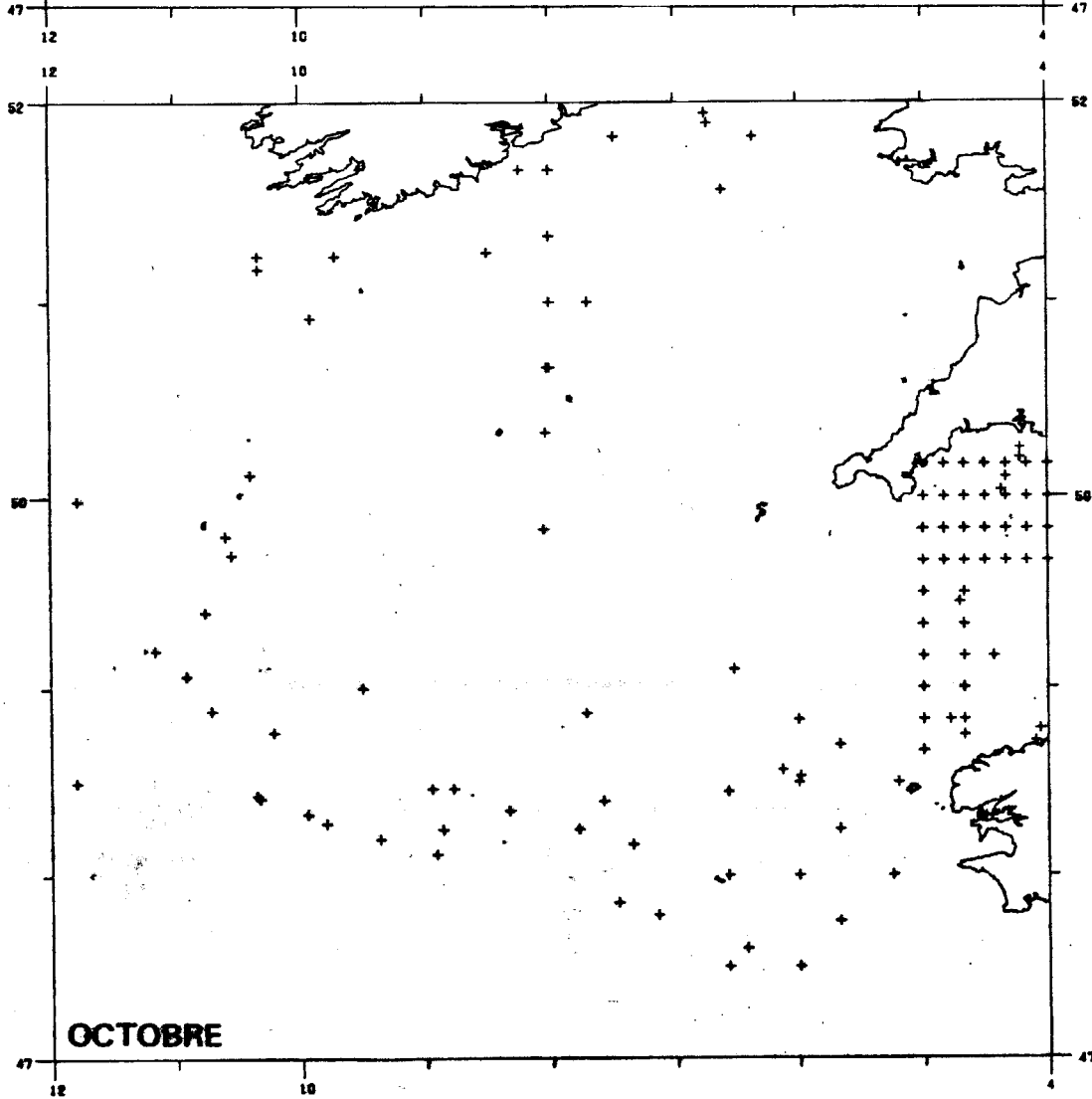
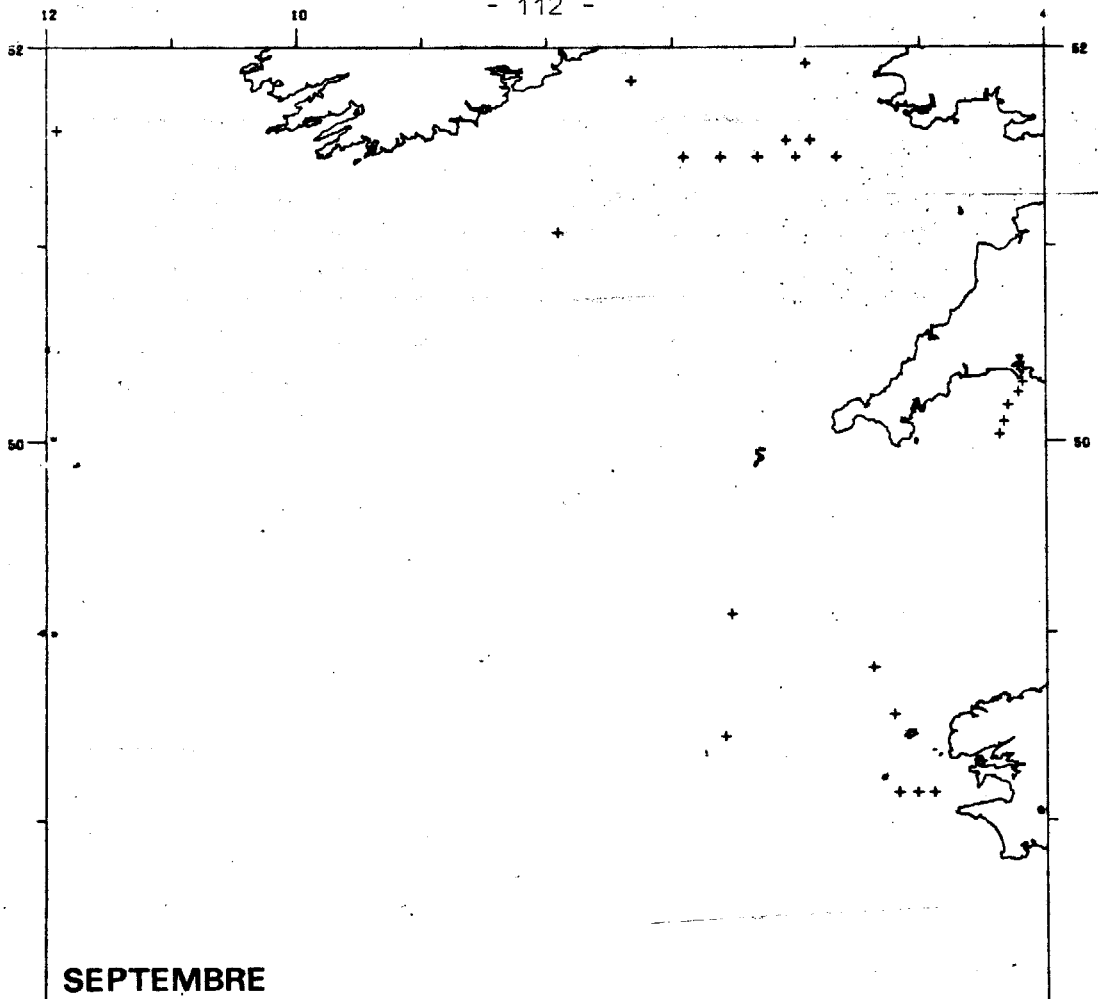


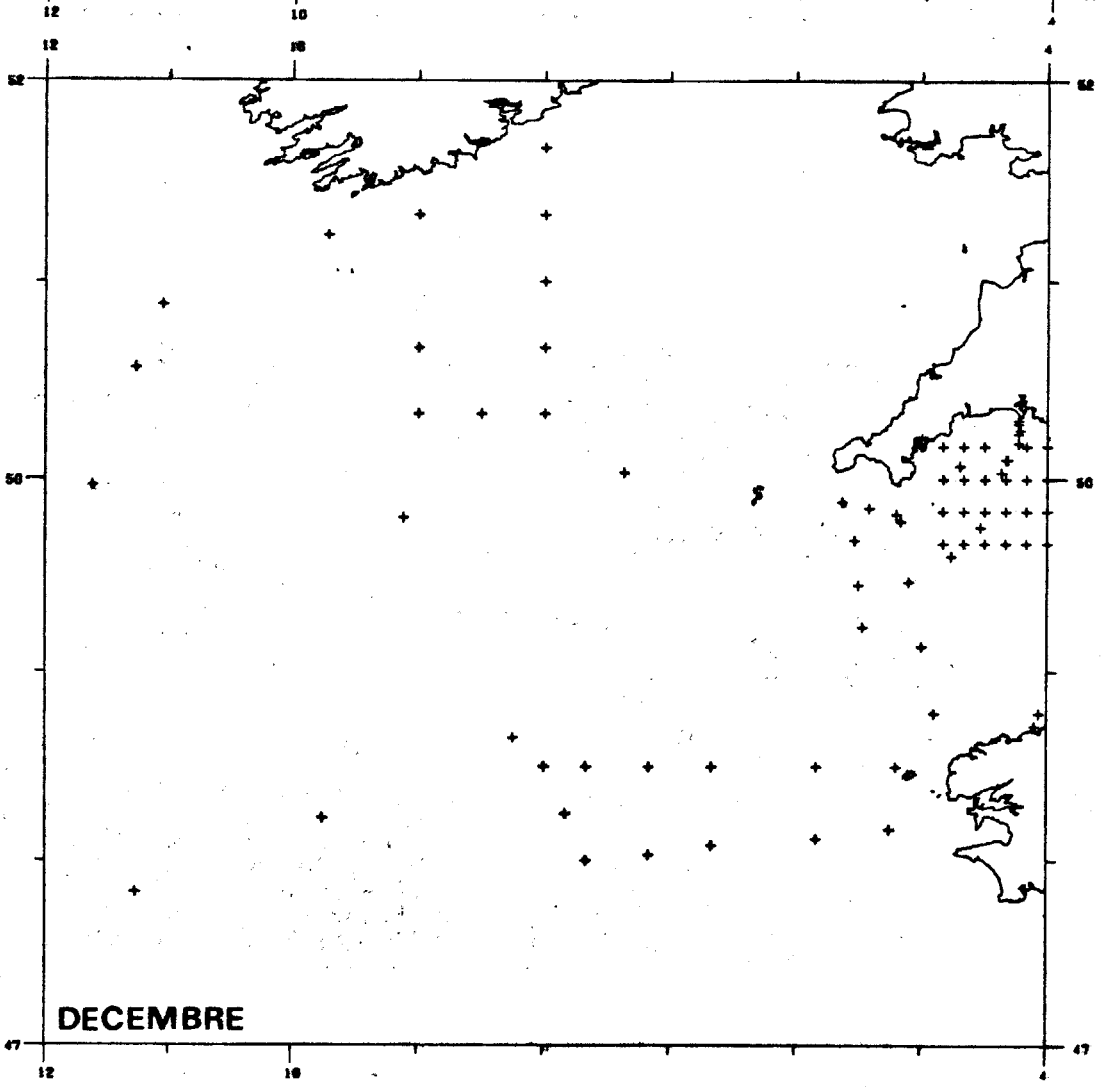
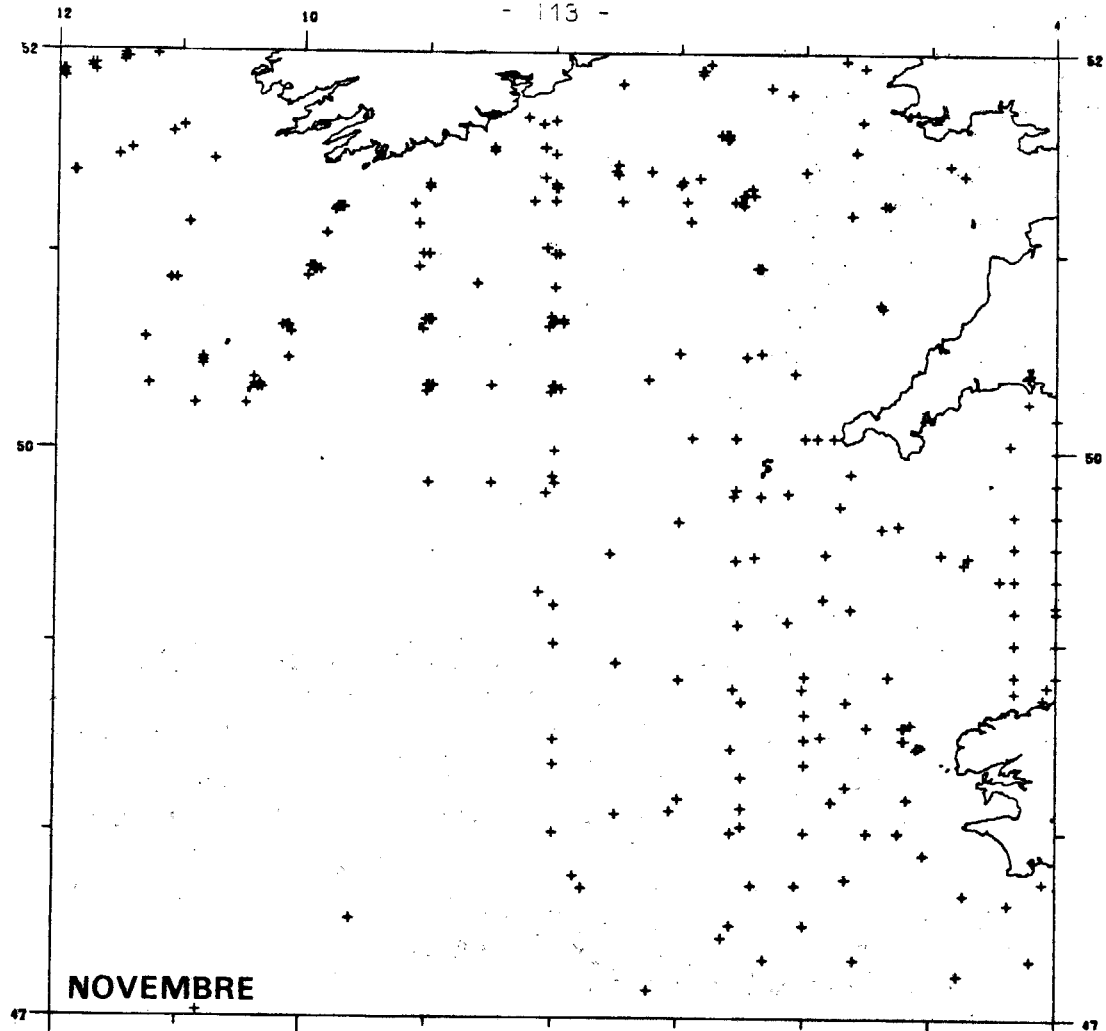


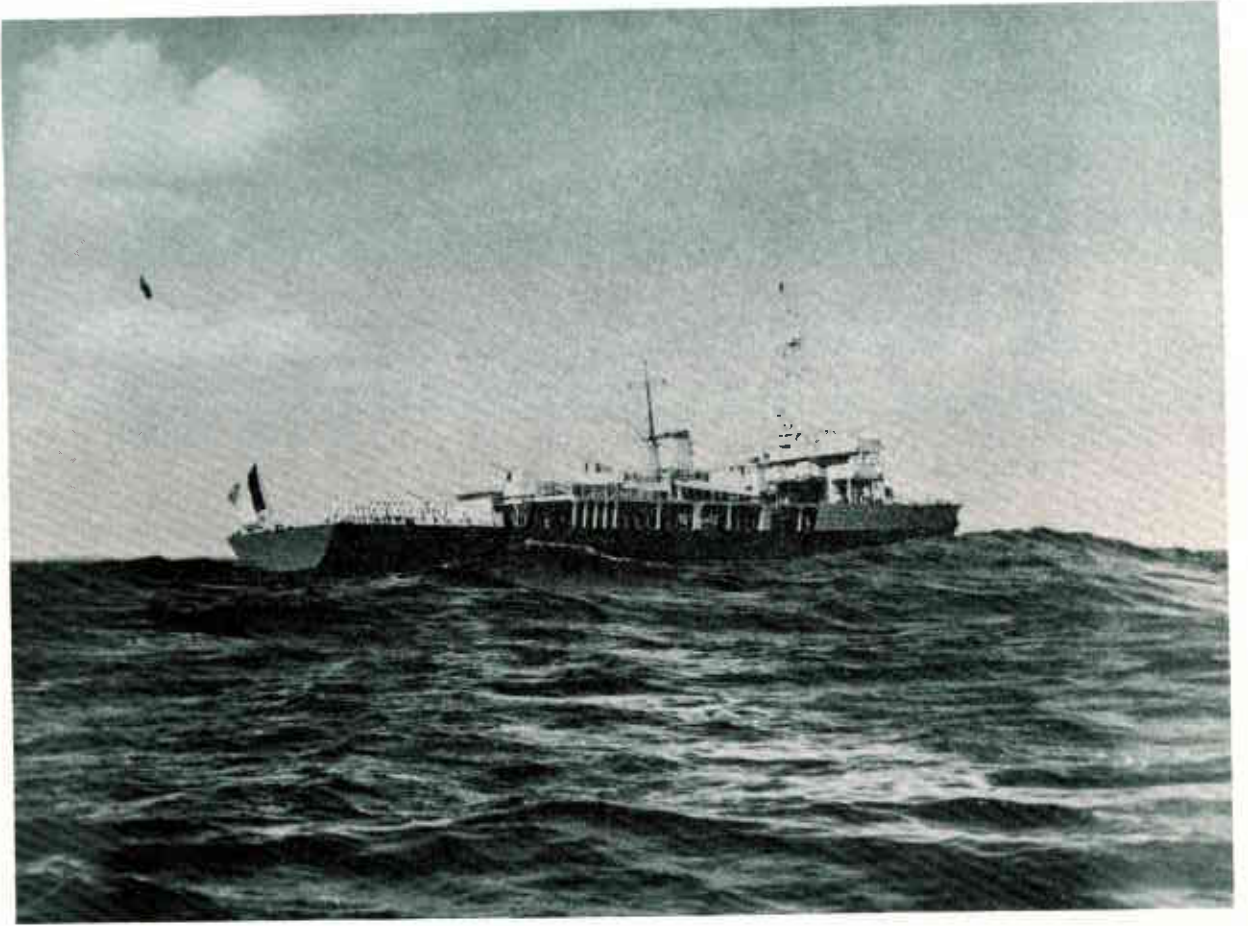












*Le Beautemps-Beaupré*

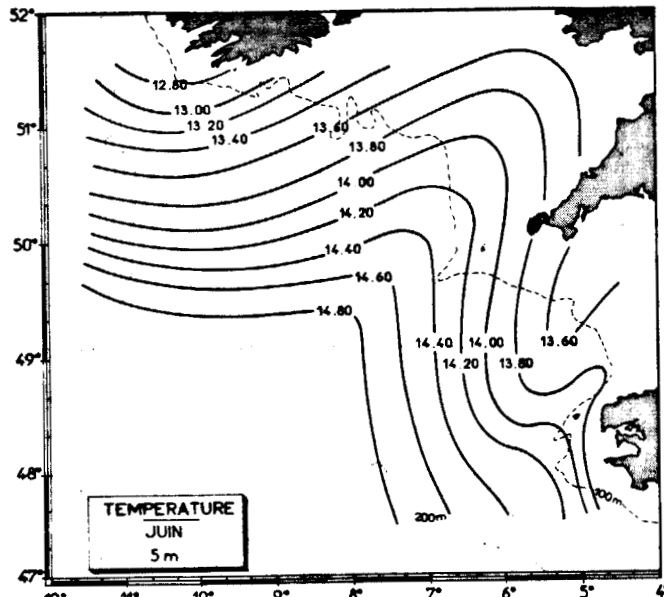
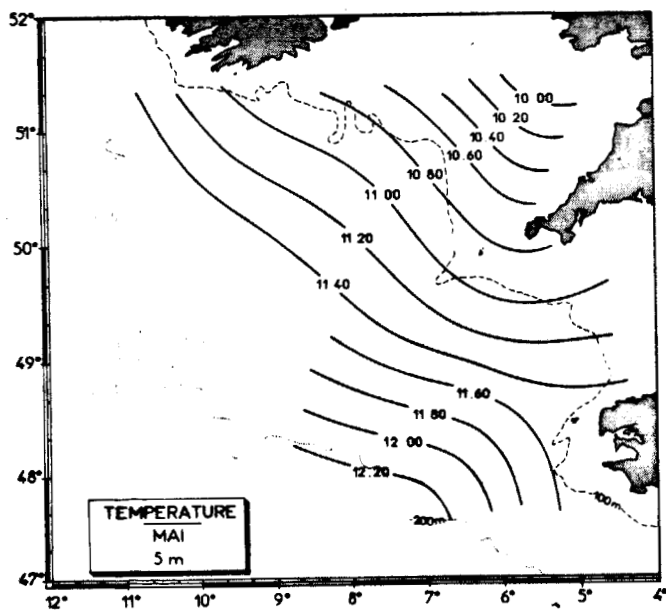
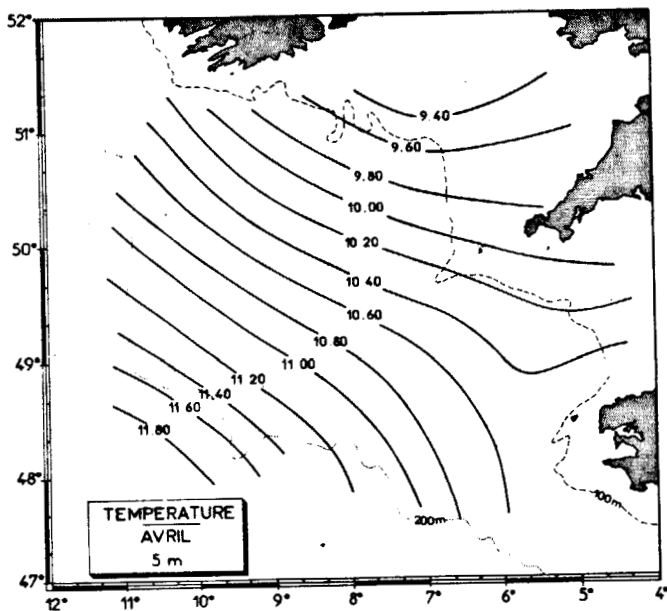
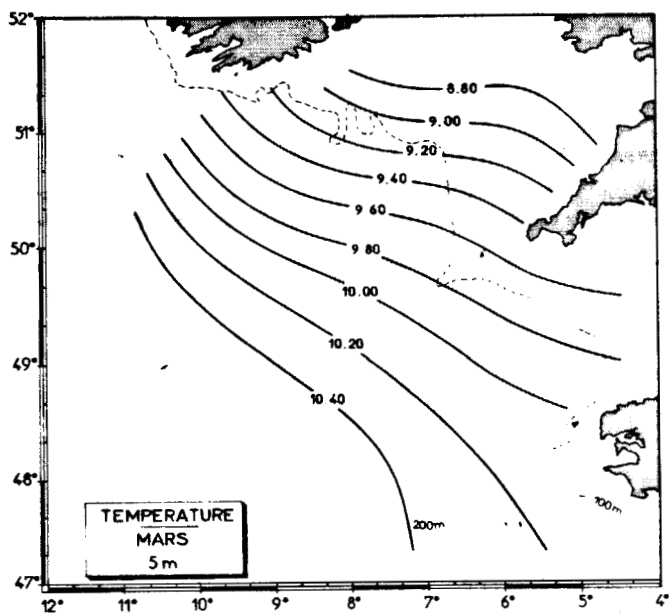
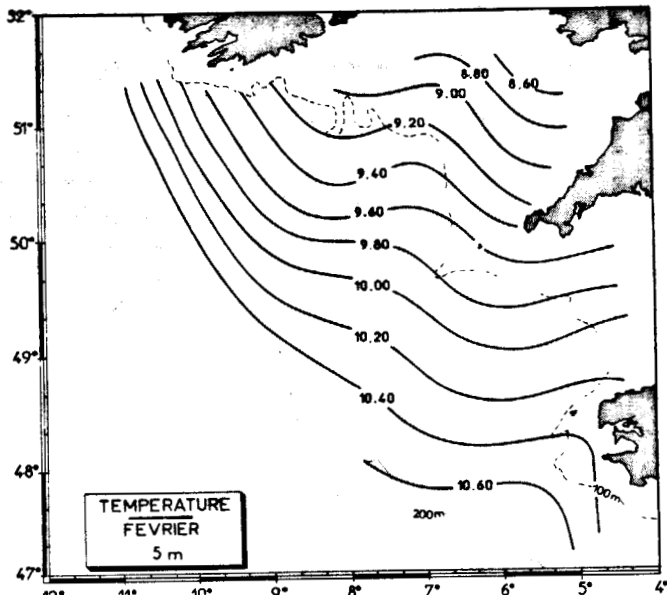
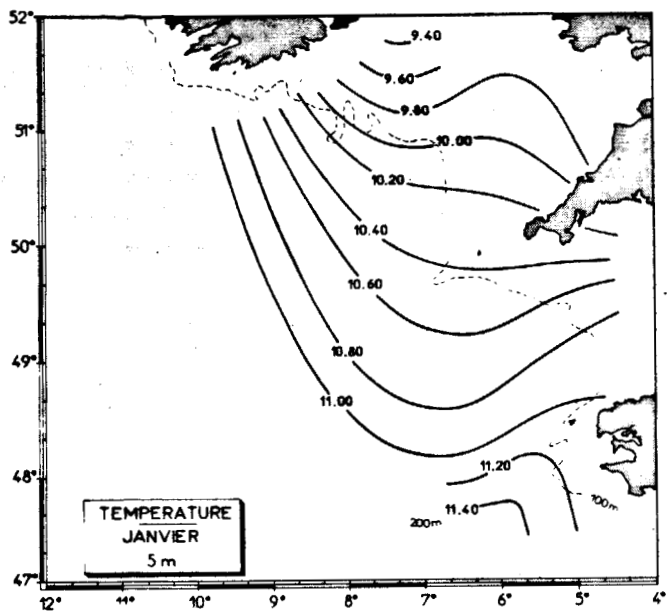


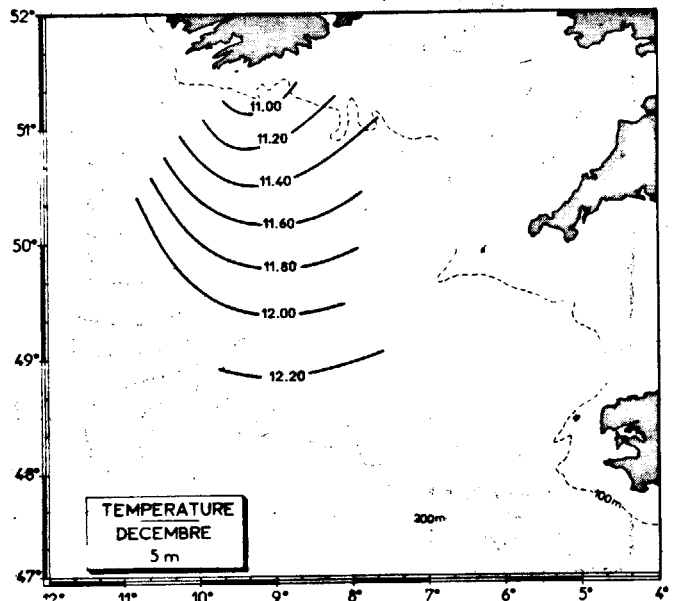
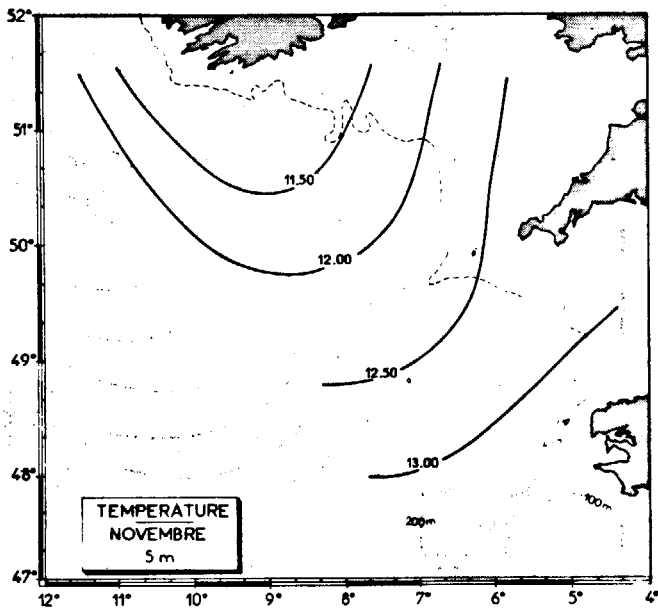
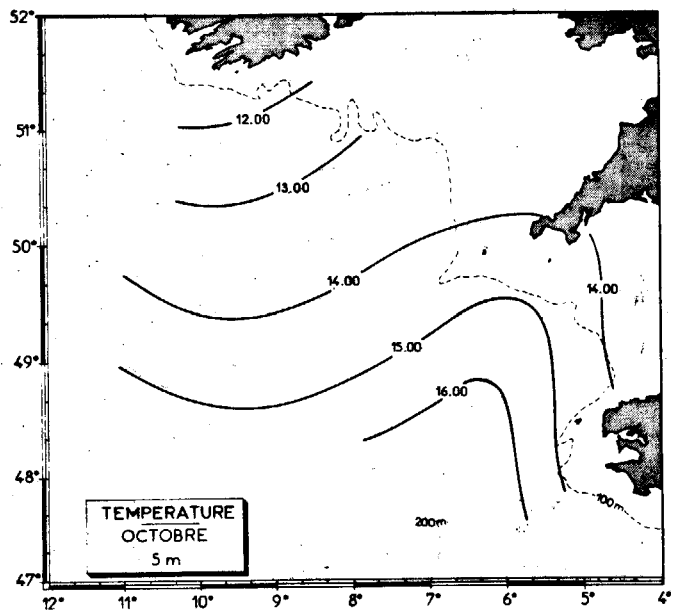
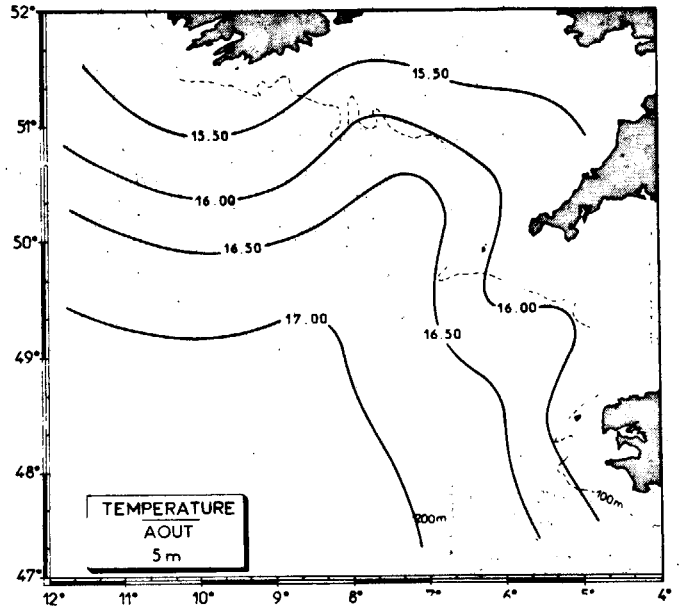
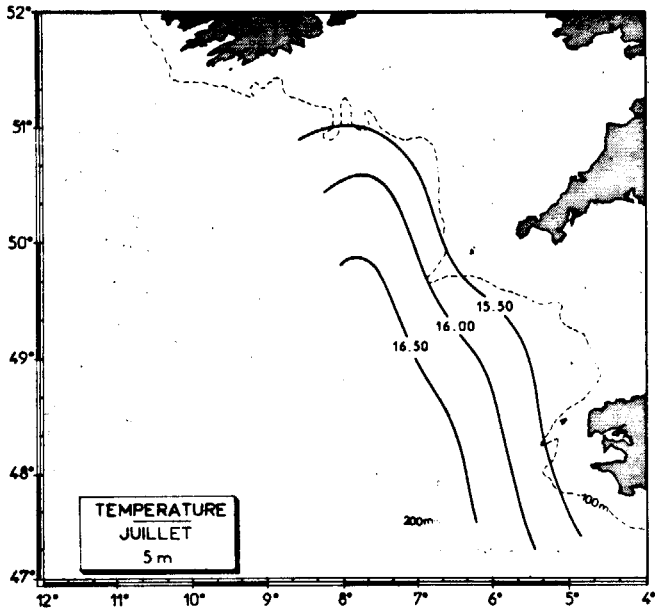
*Le D'Entrecasteaux*

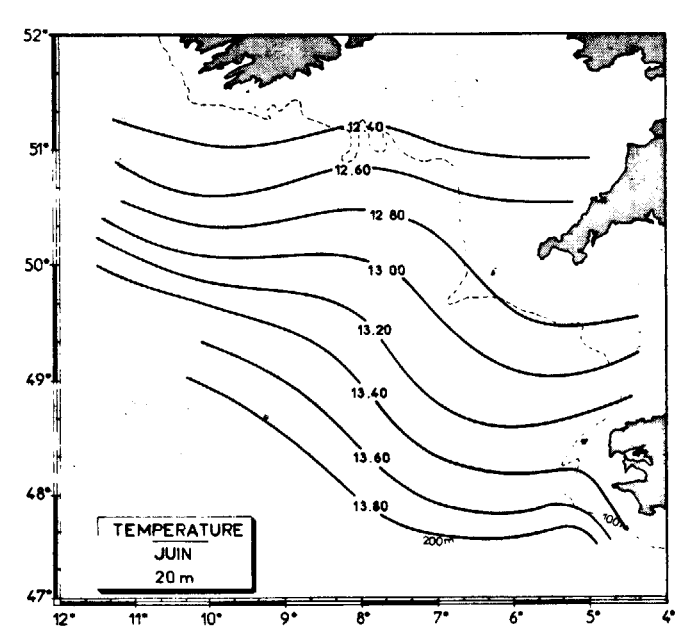
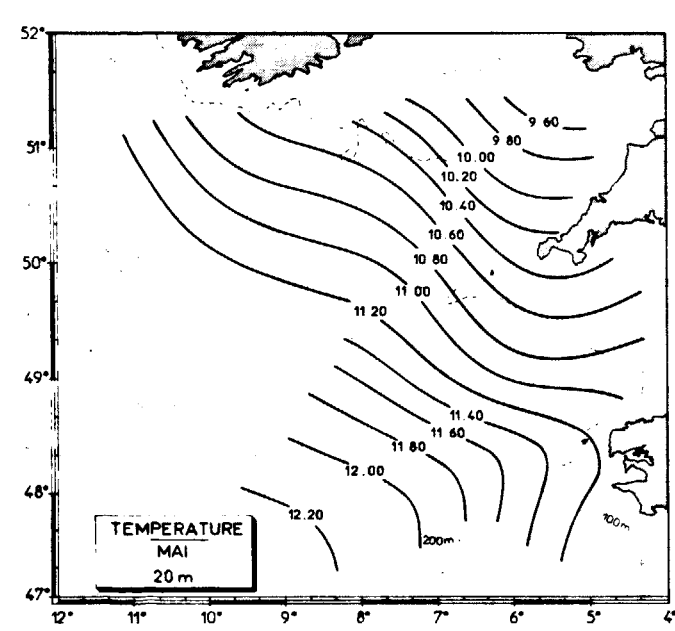
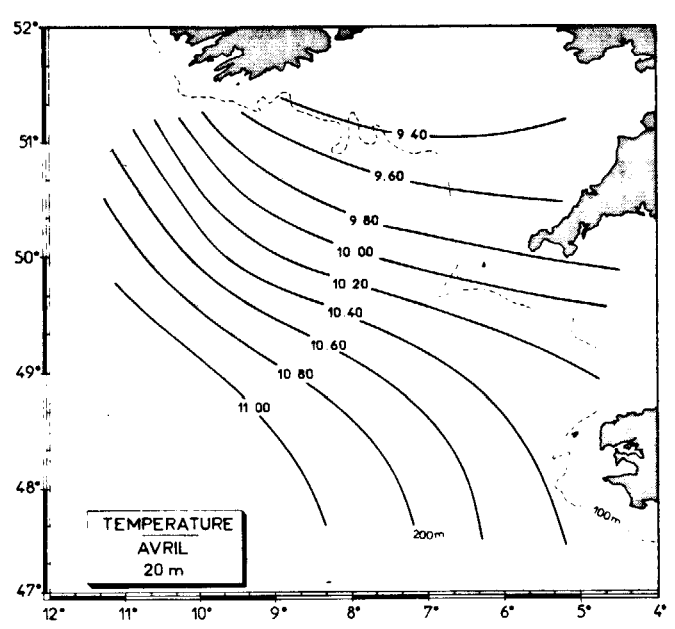
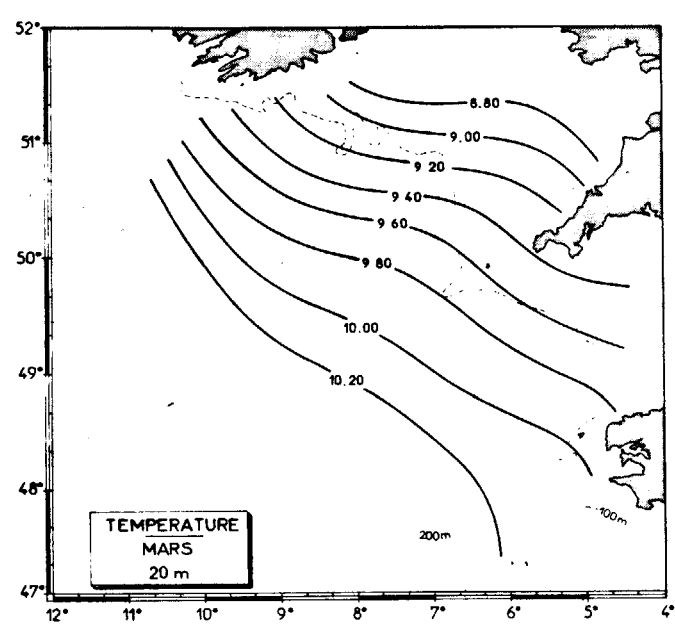
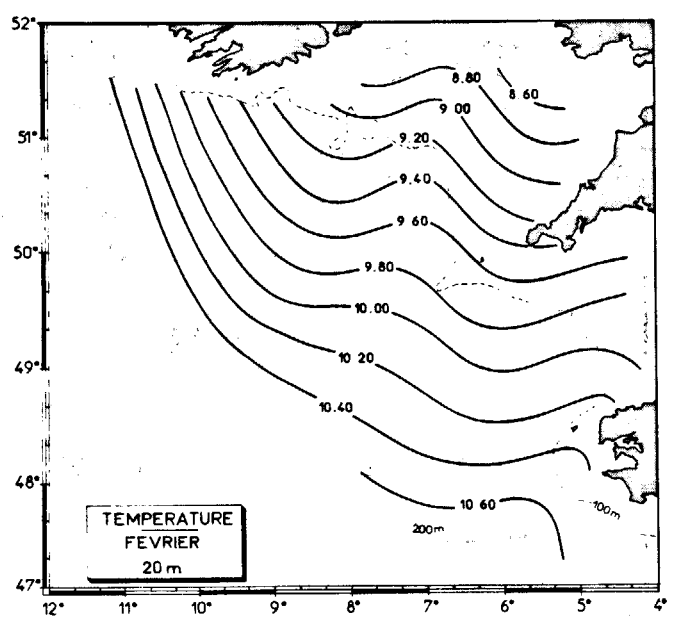
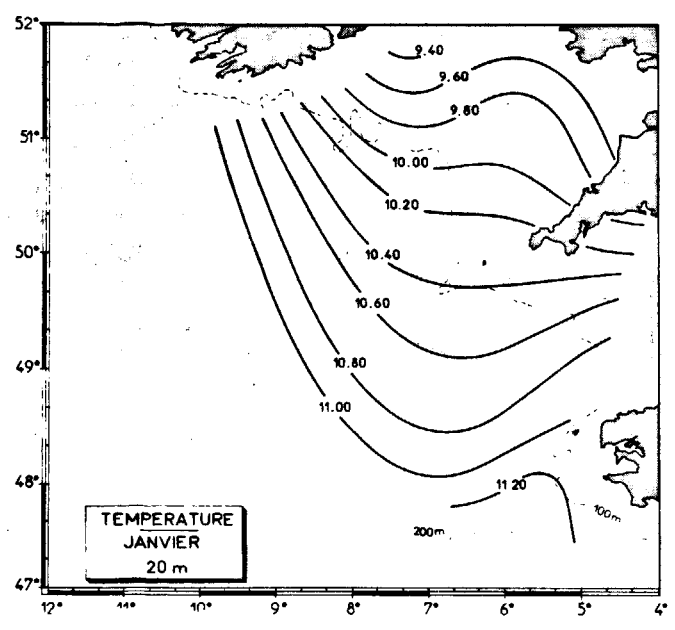
# **ATLAS DES TEMPERATURES**

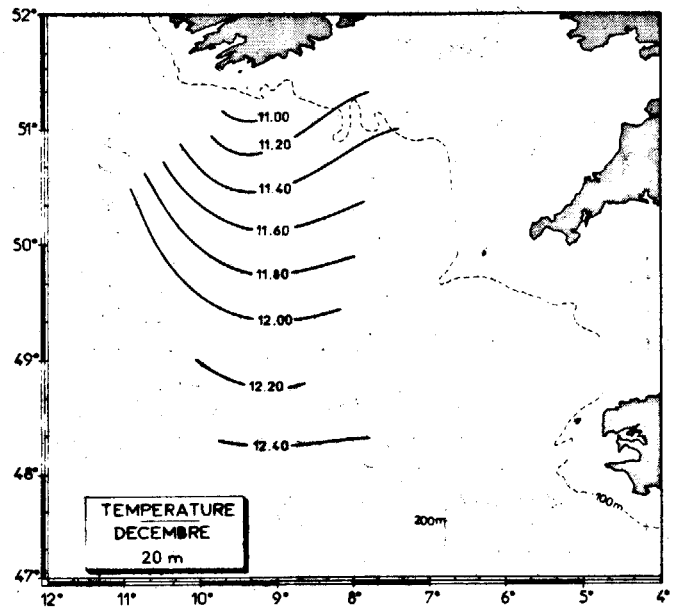
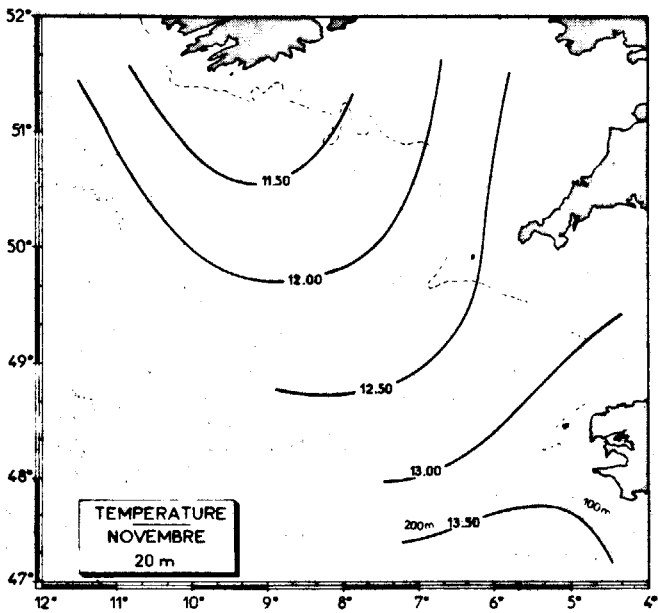
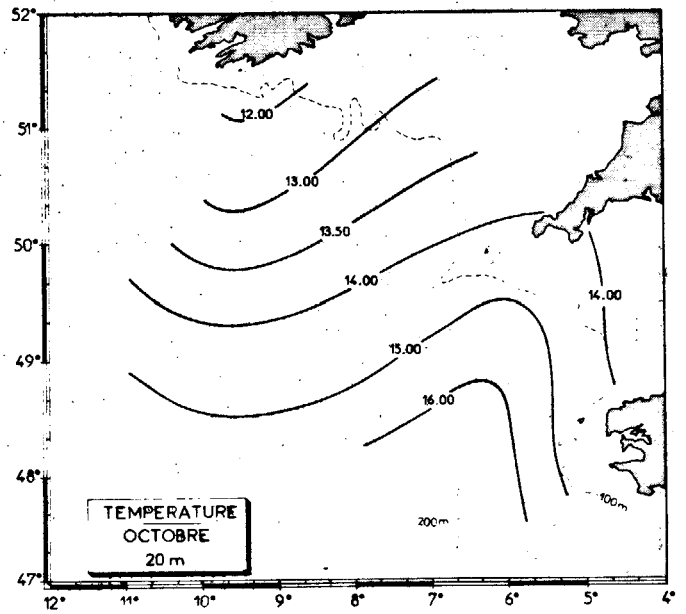
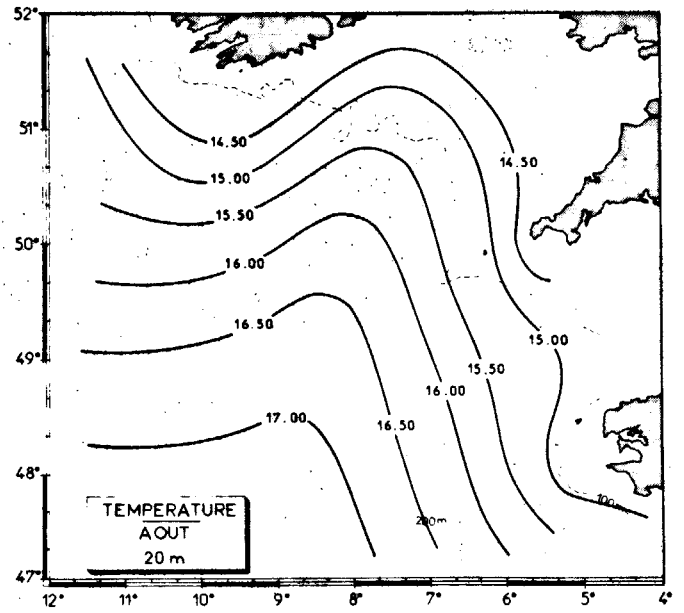
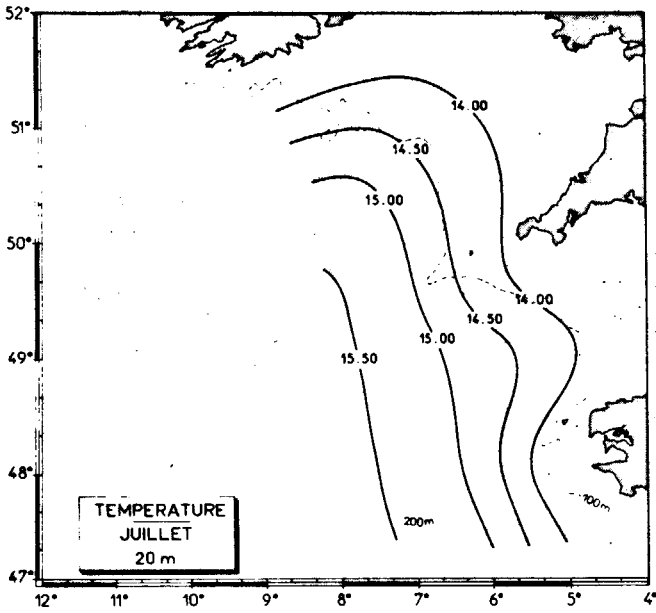
**ANNEXE. II.**

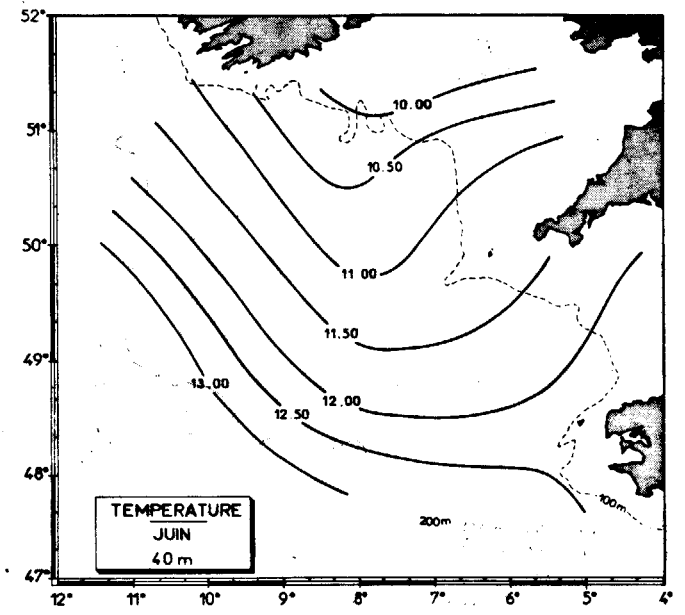
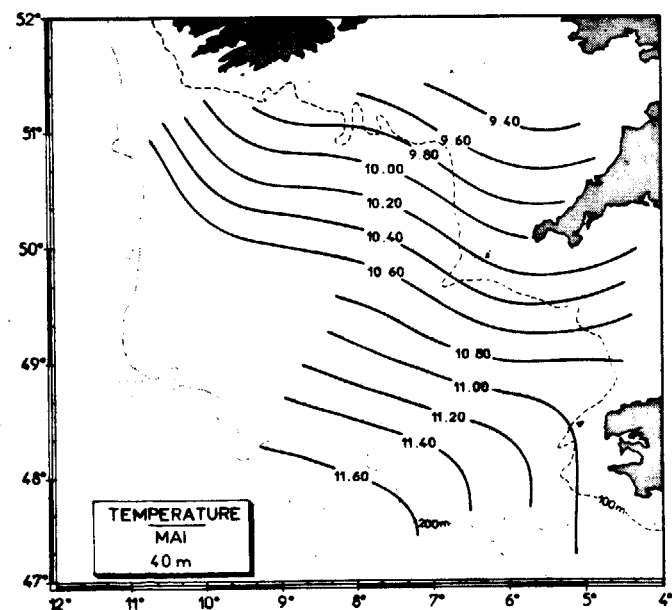
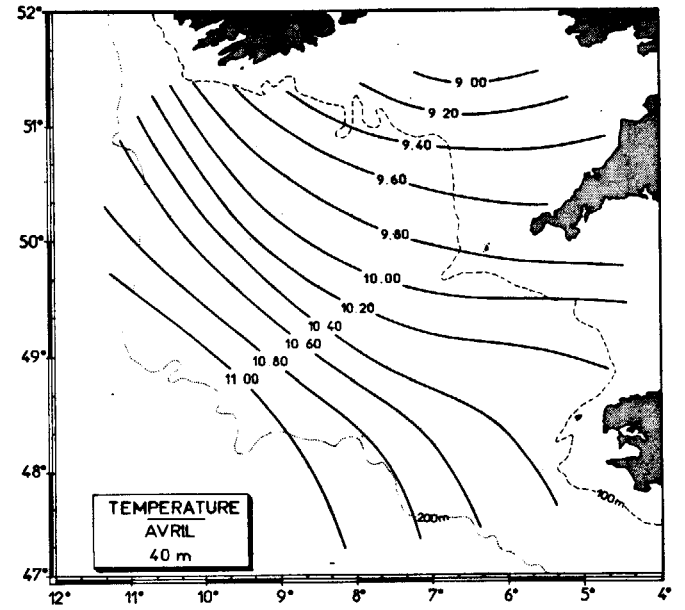
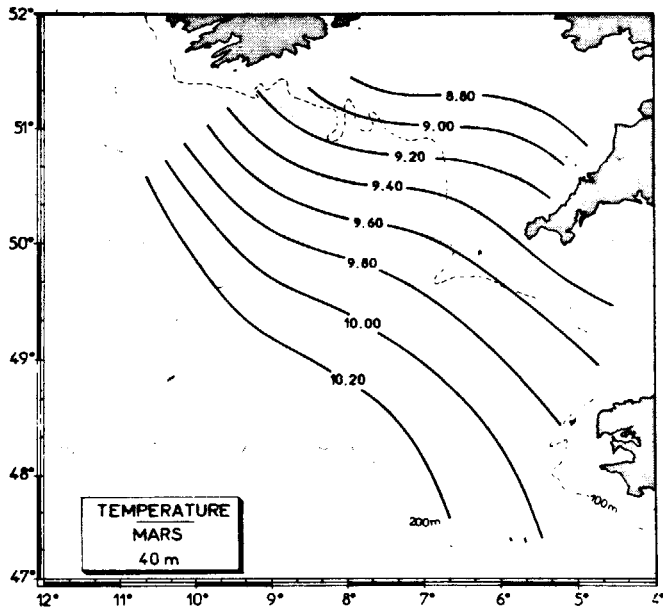
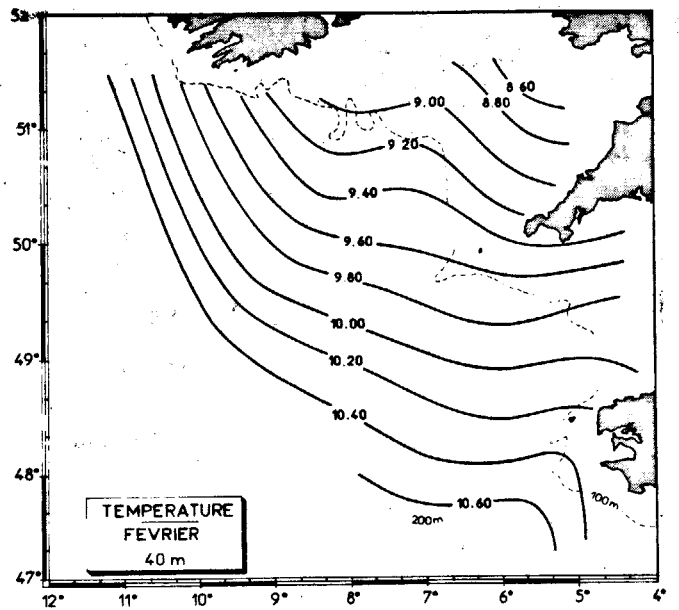
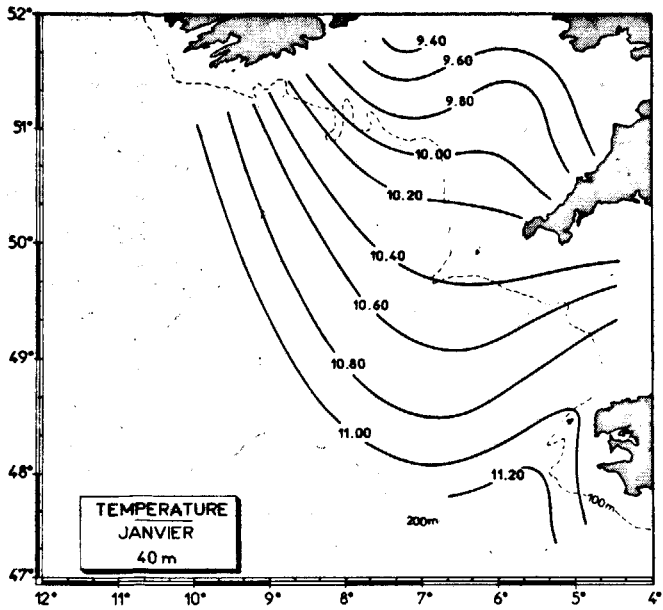


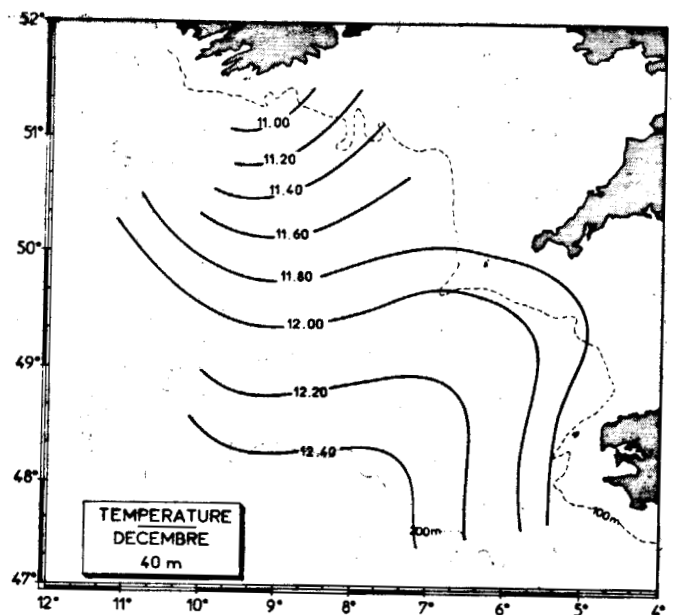
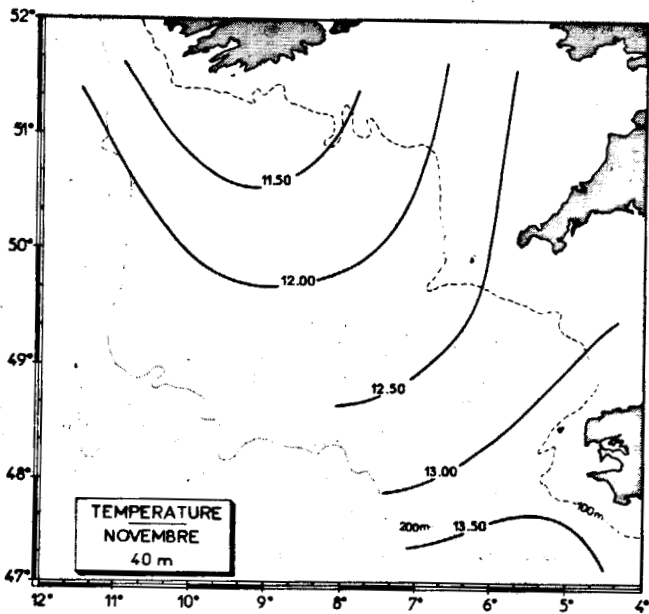
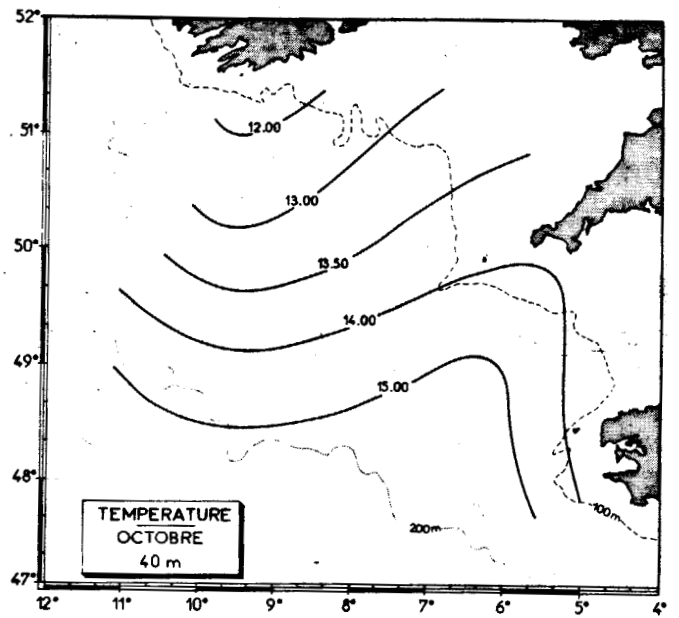
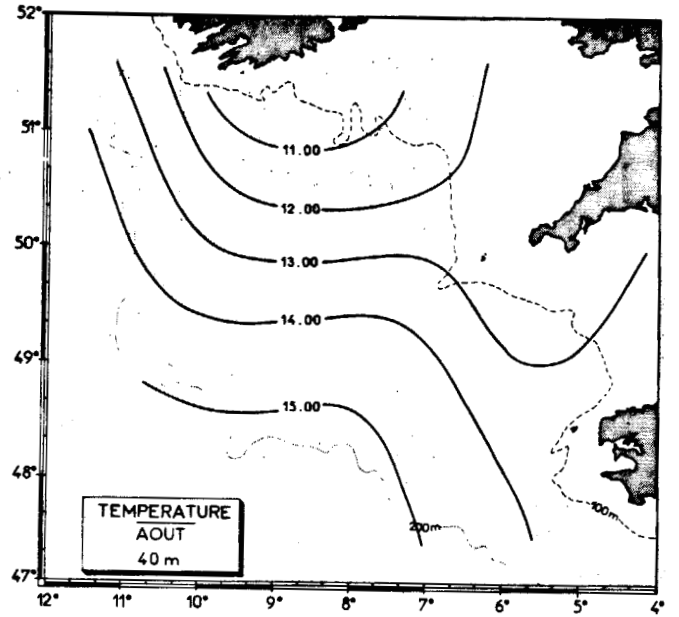
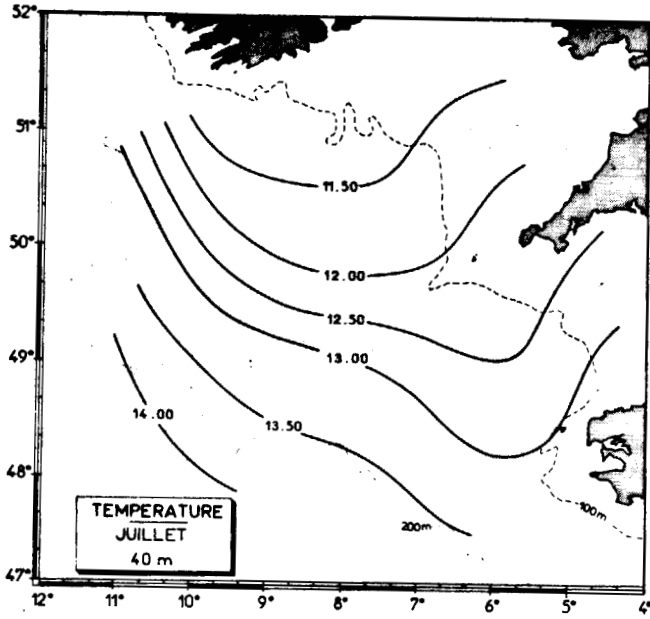


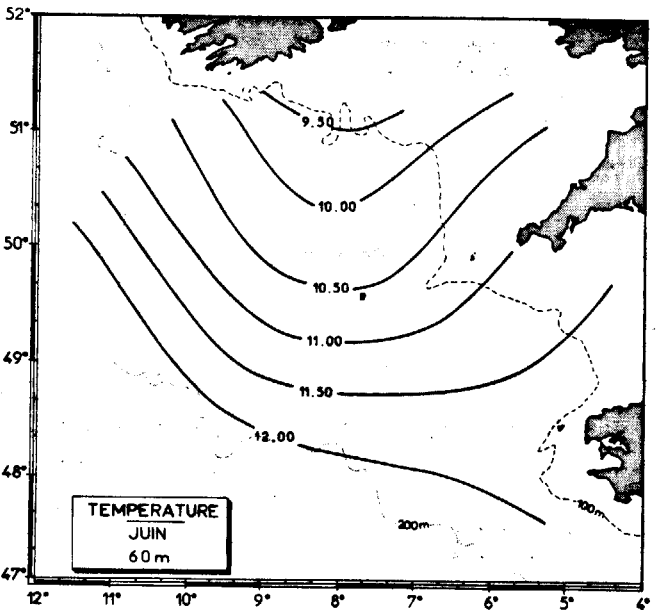
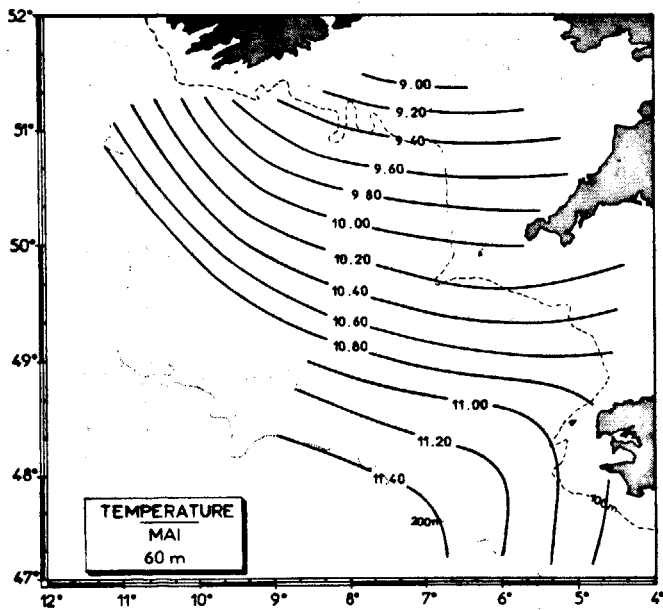
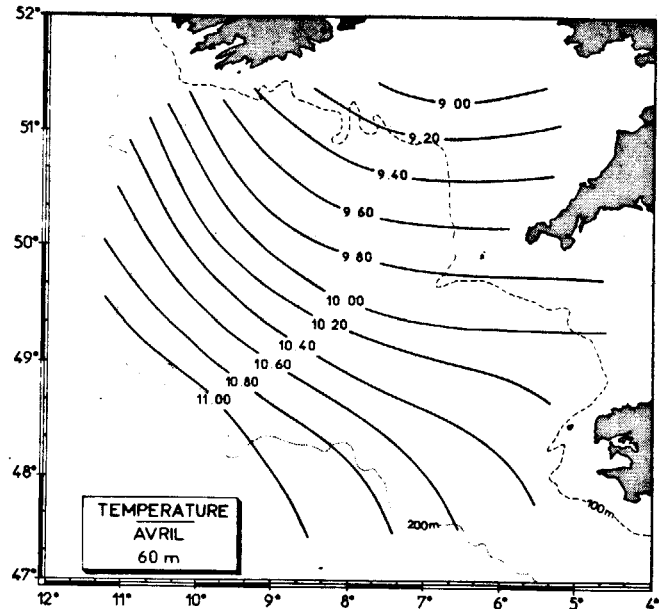
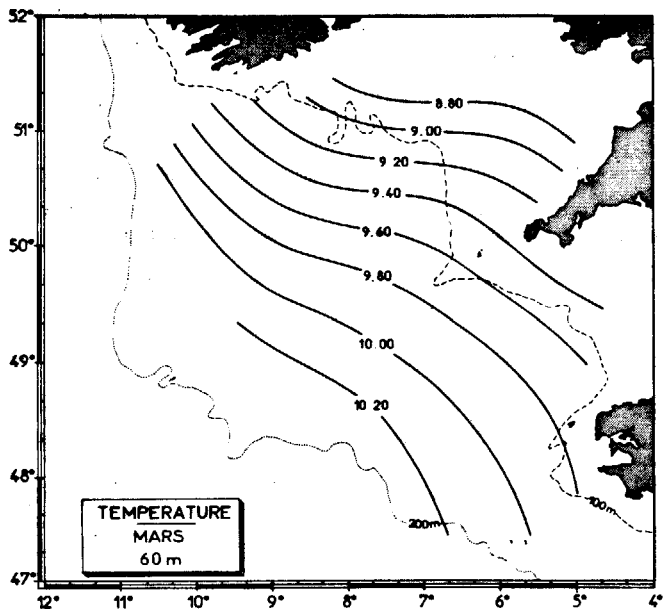
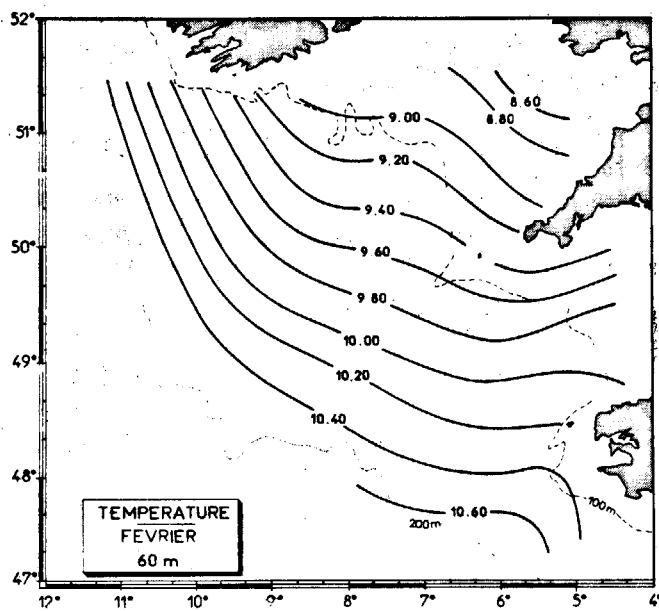
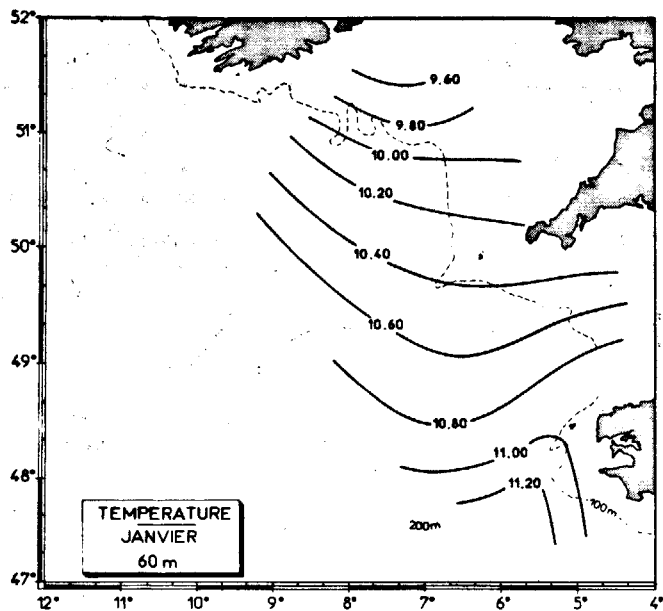


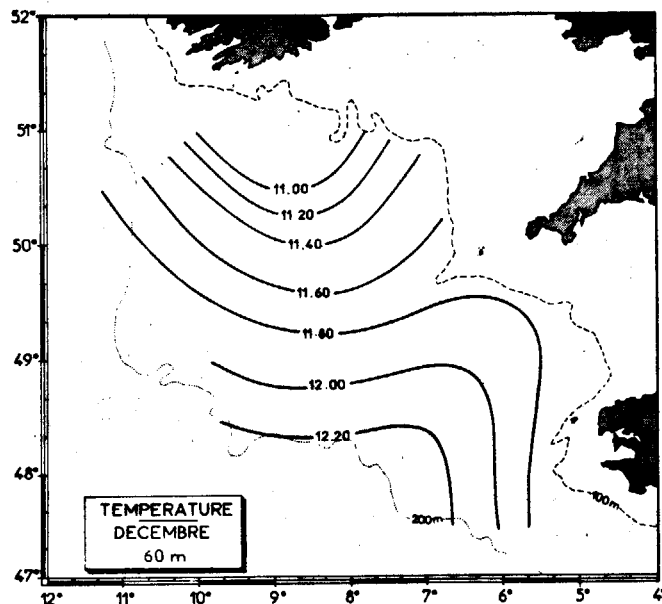
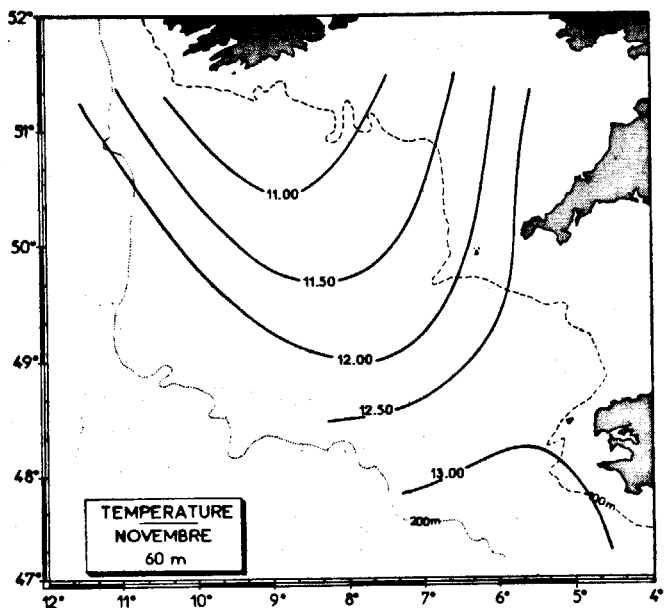
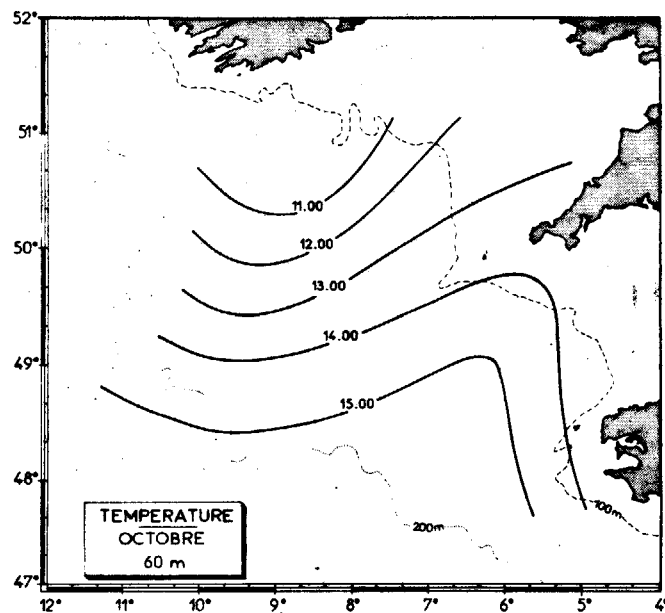
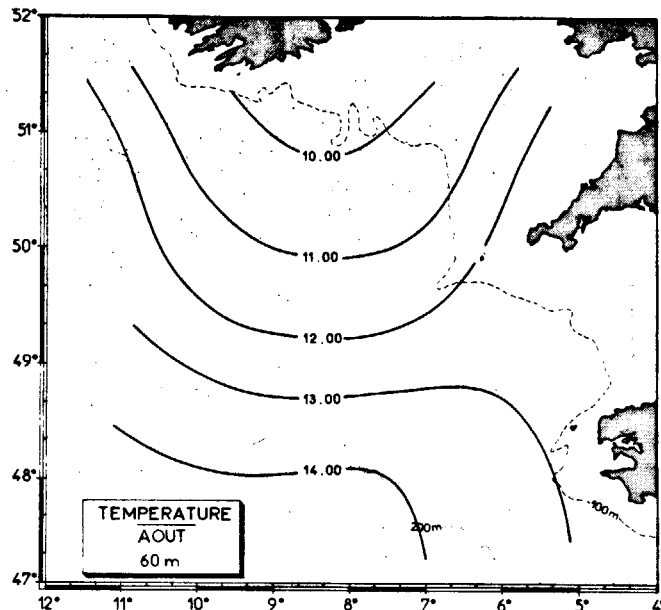
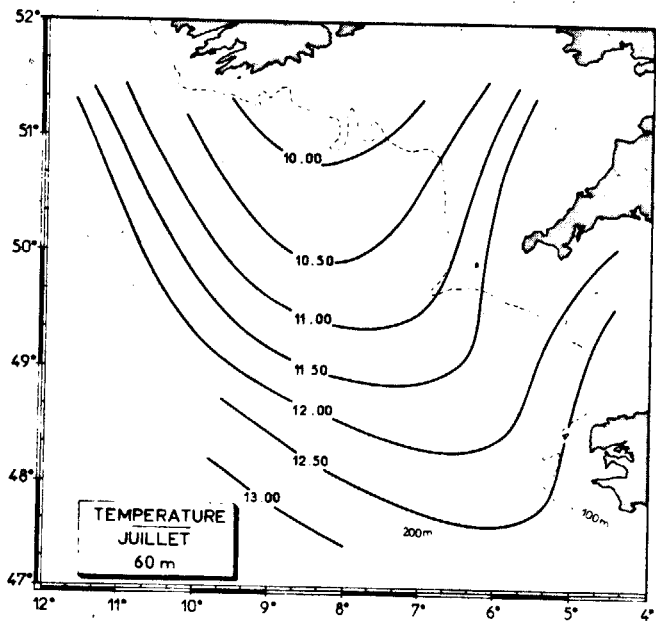




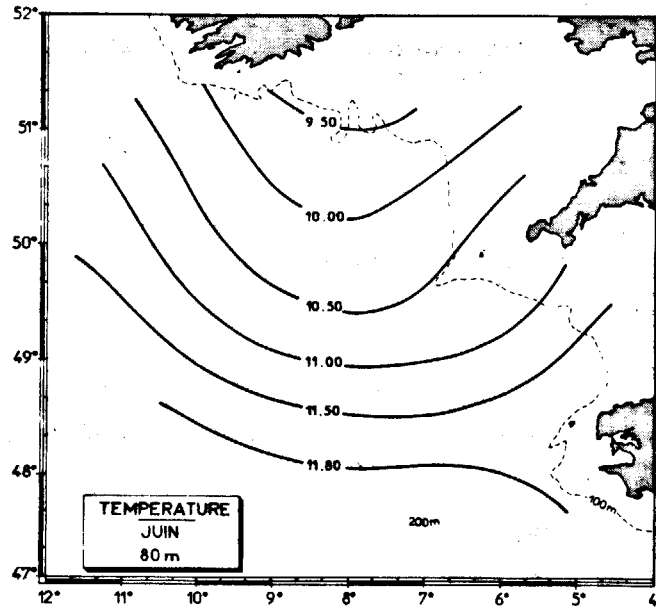
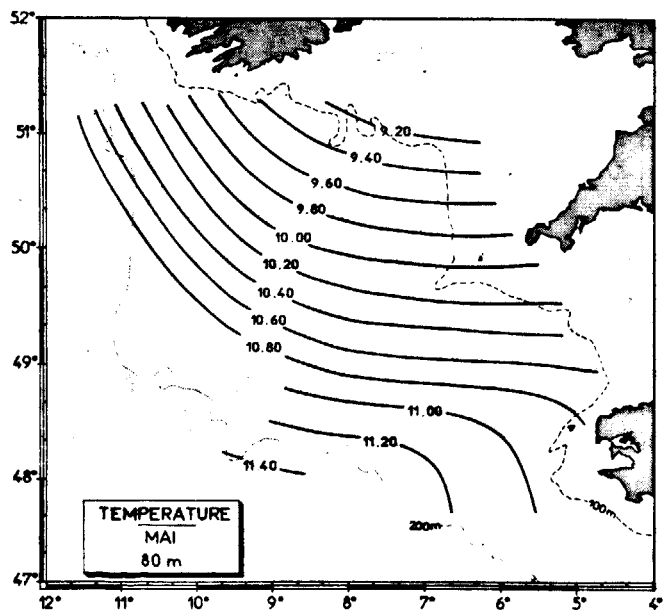
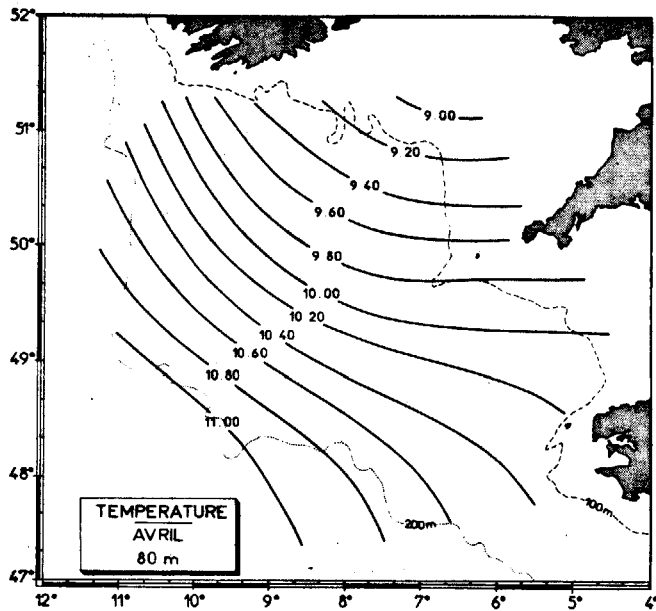
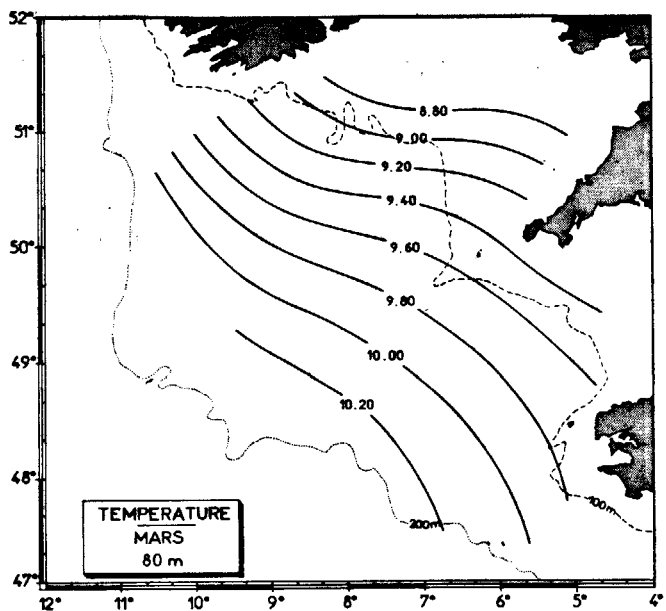
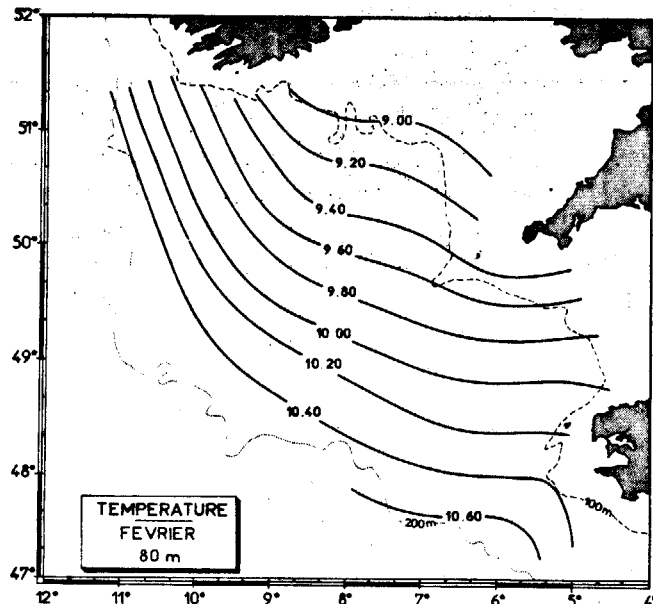
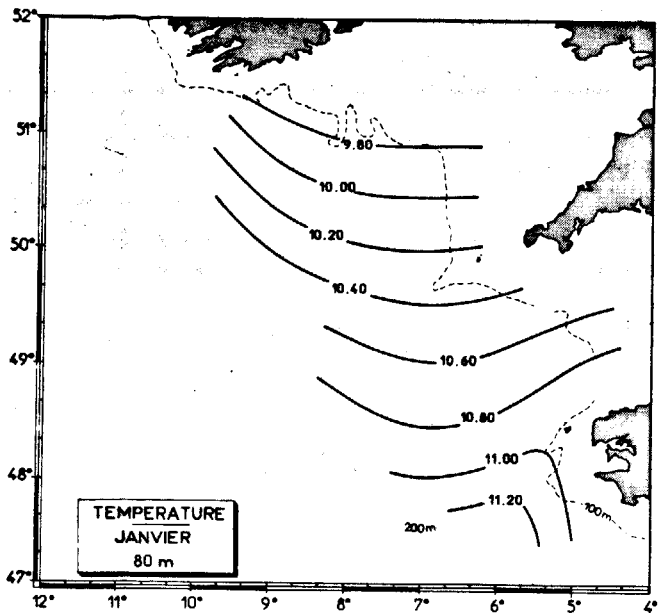


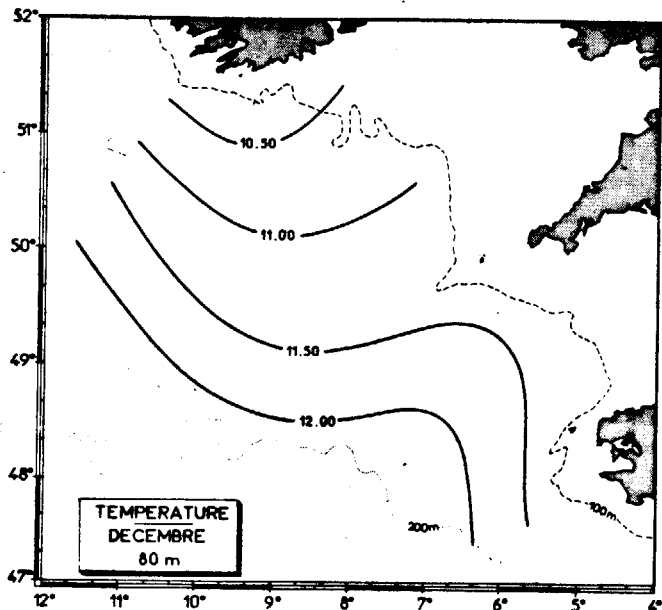
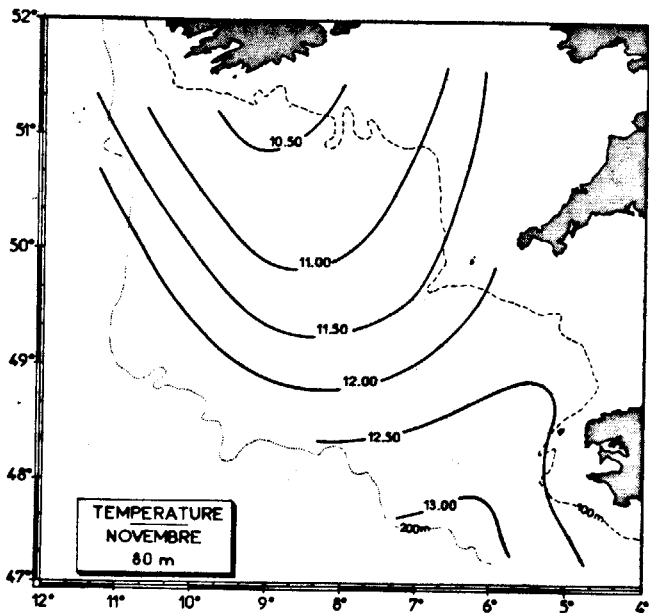
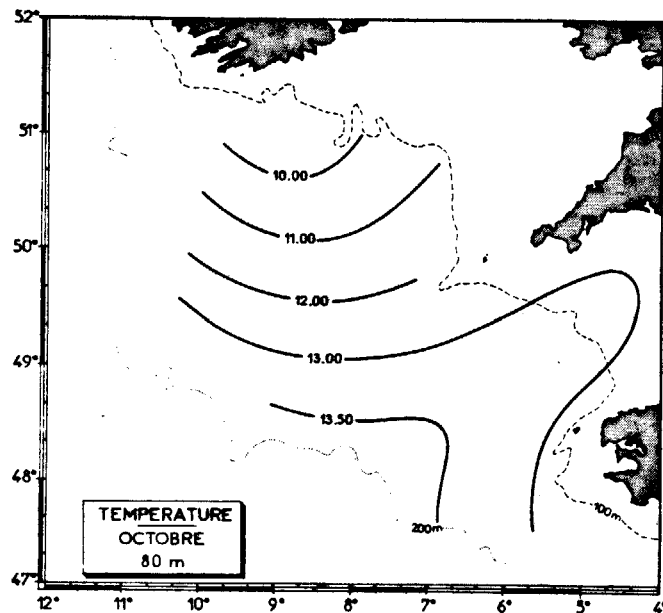
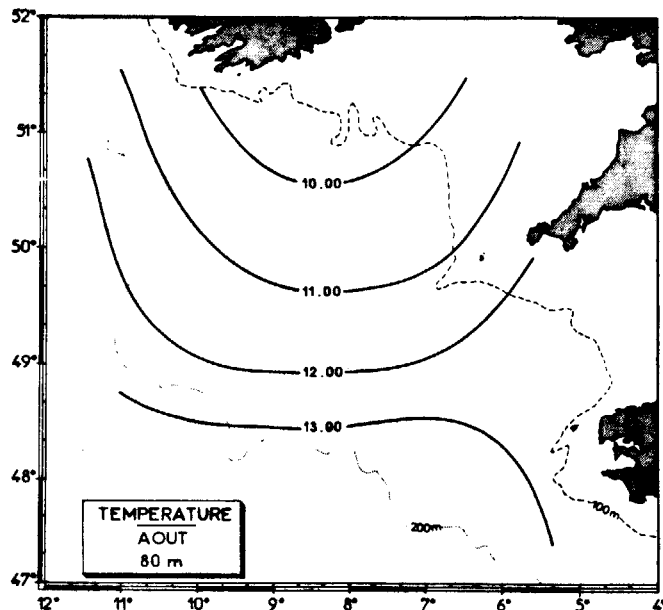
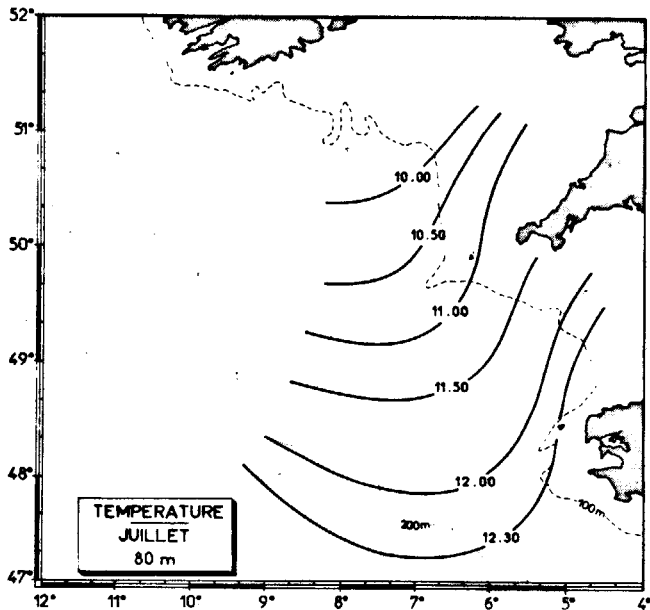


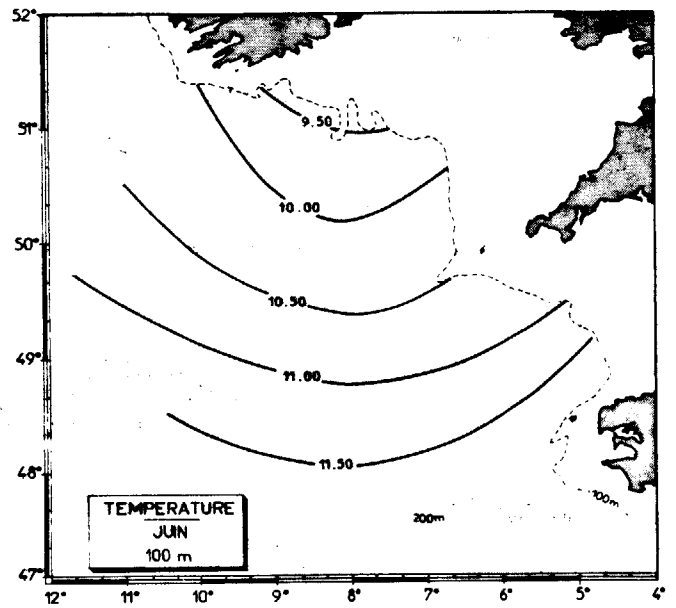
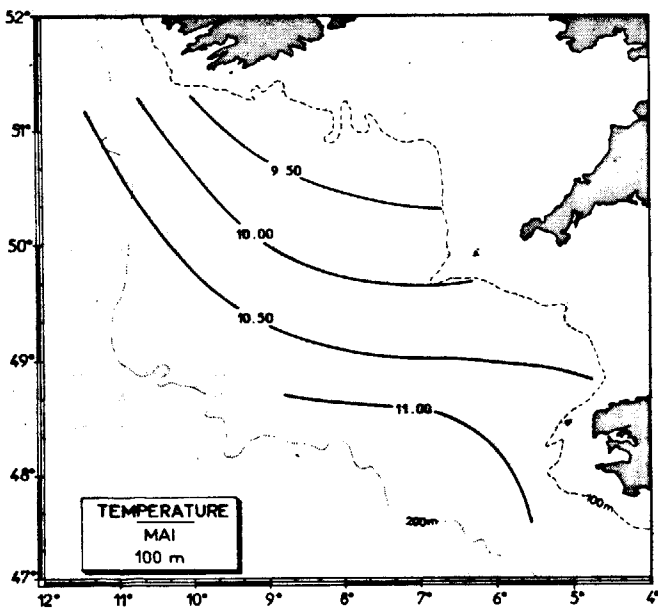
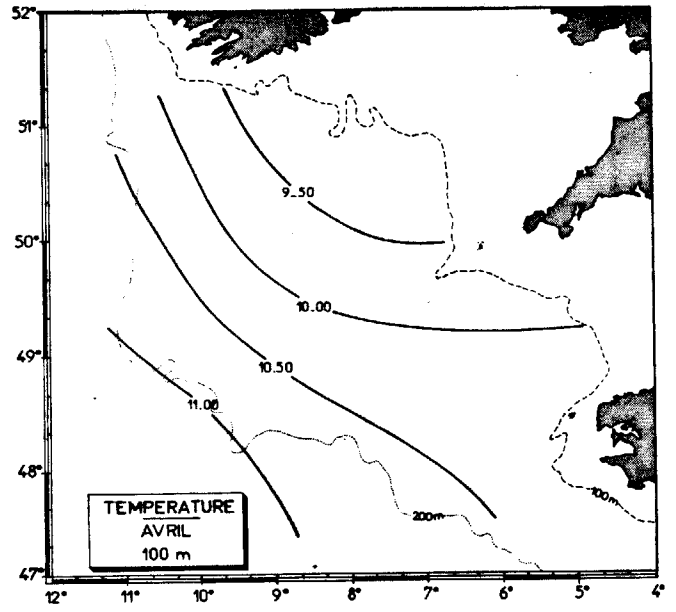
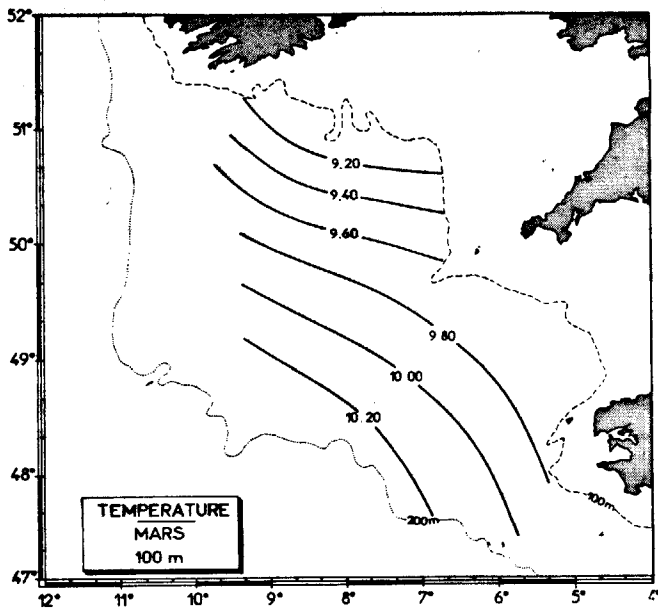
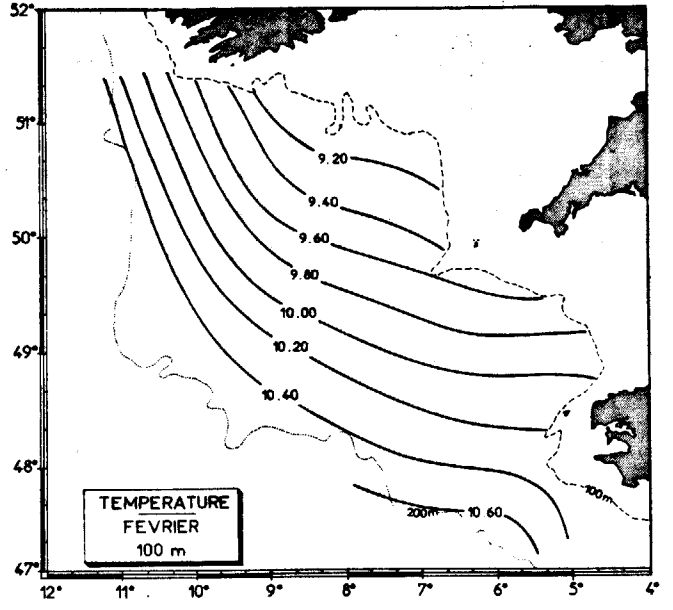
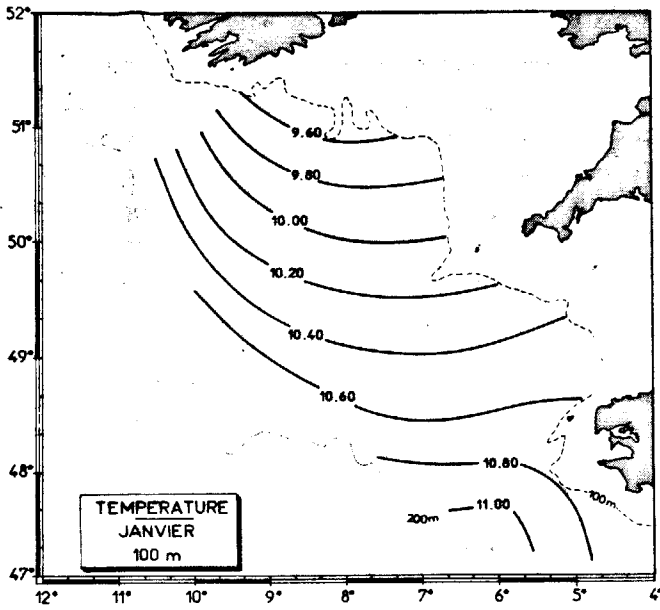


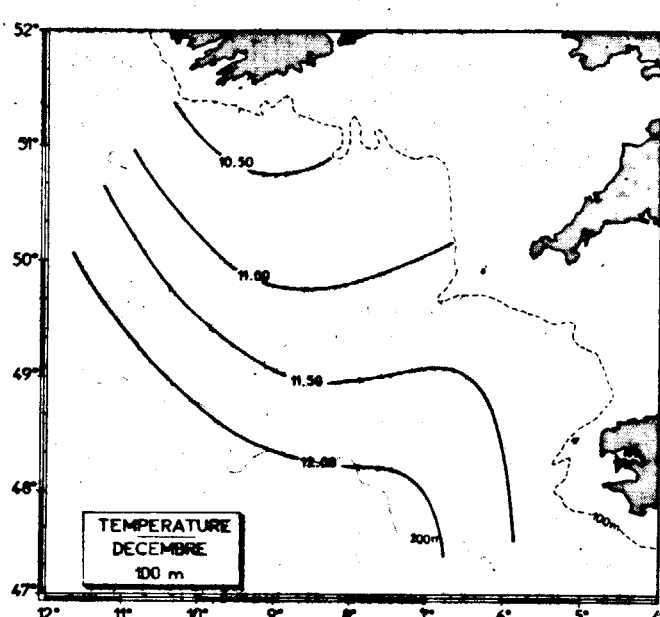
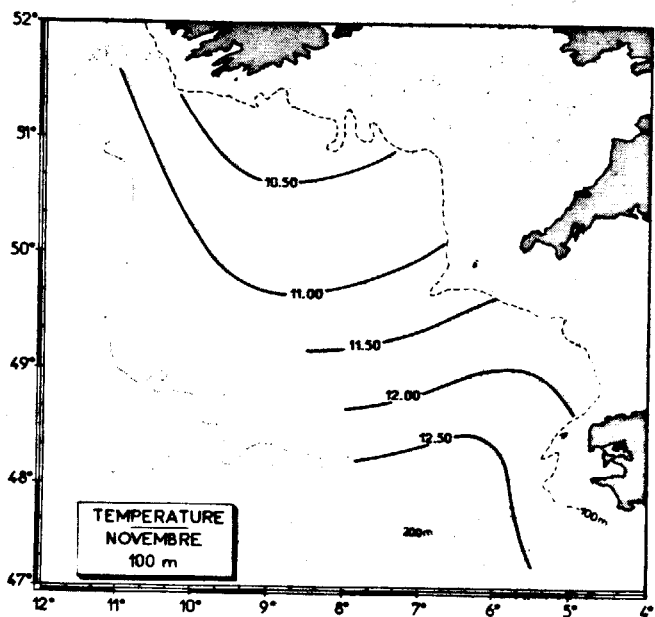
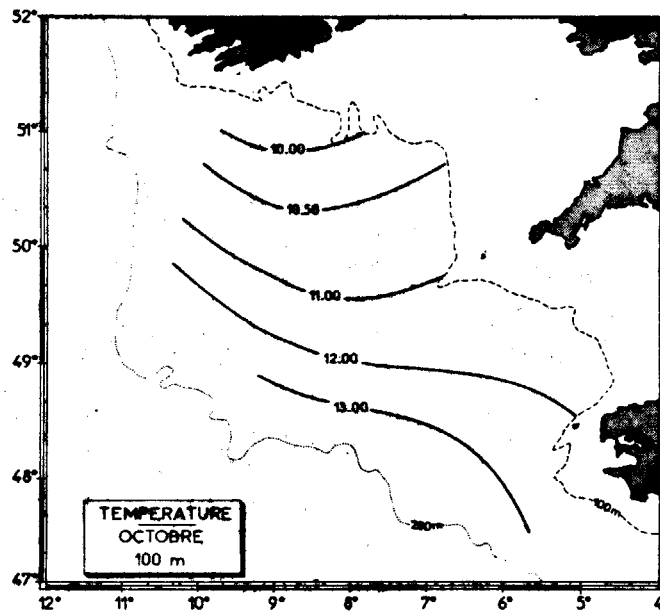
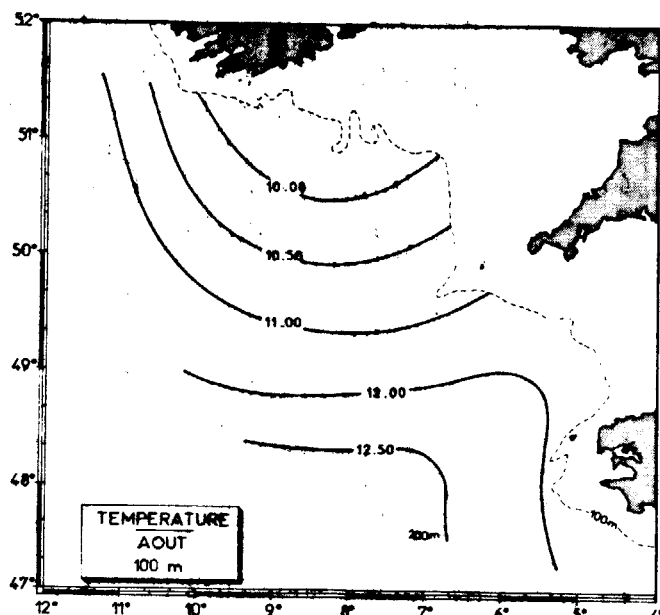
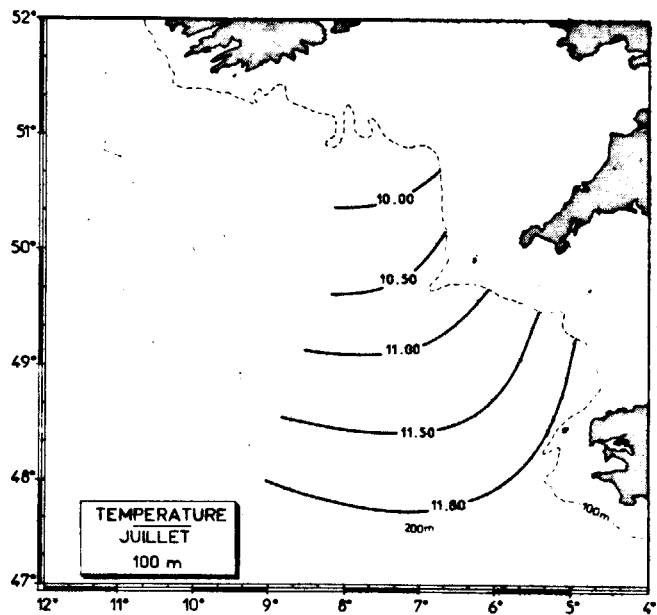


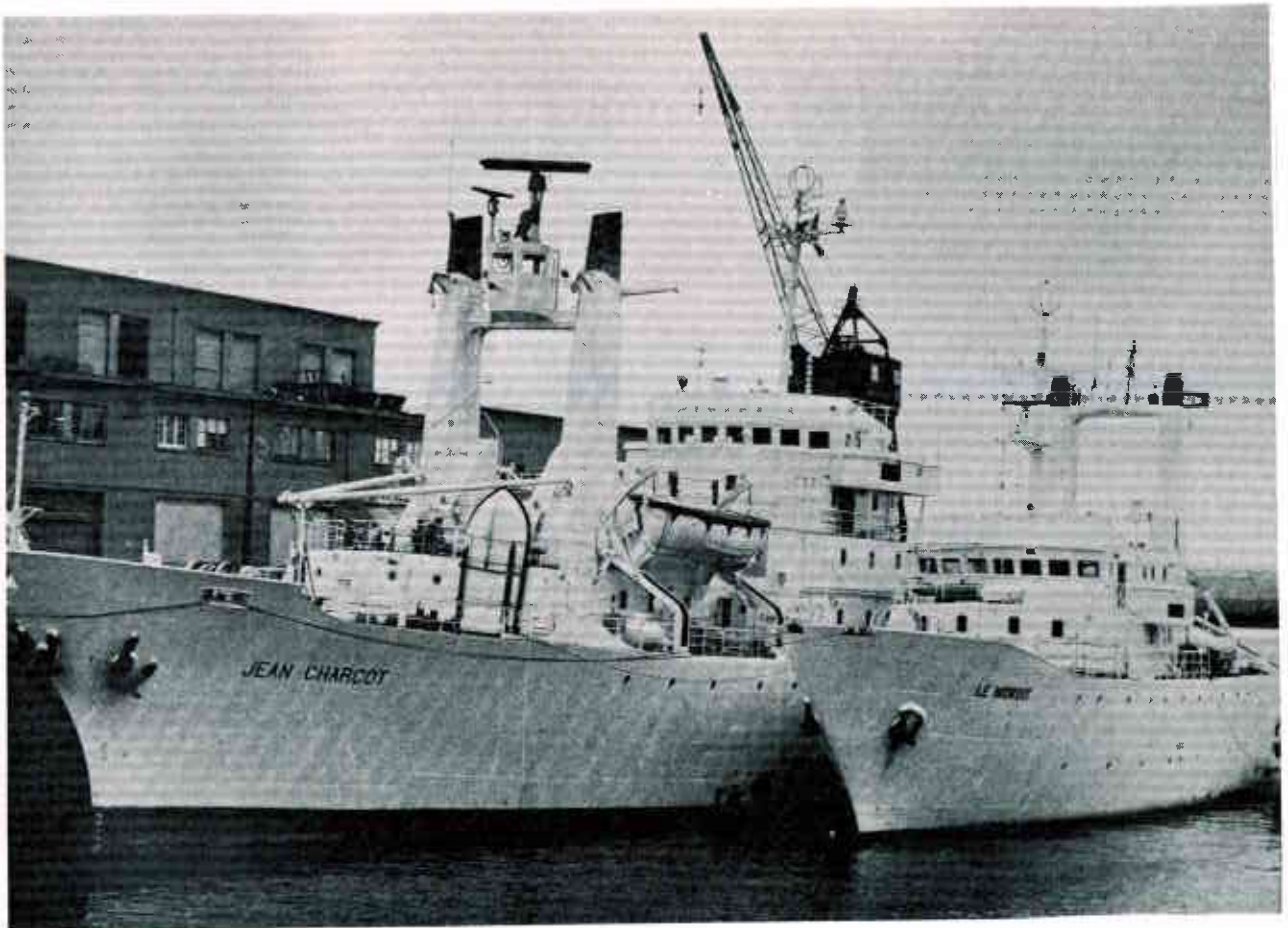






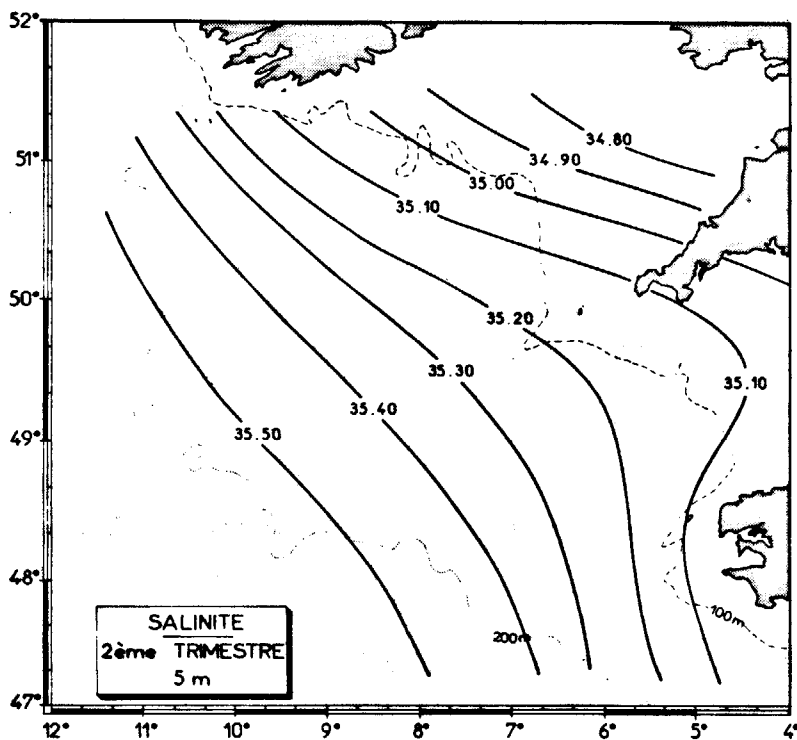
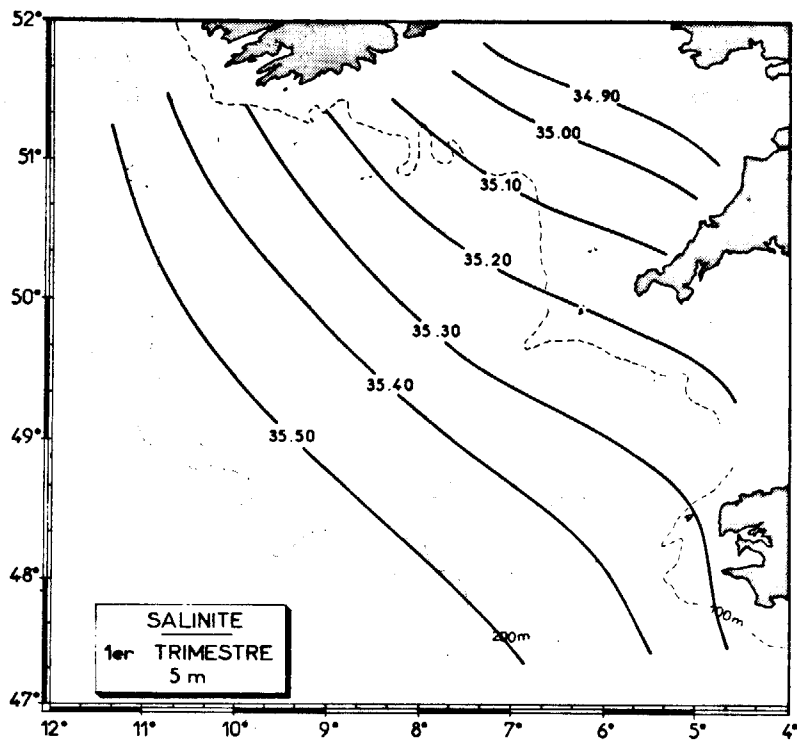


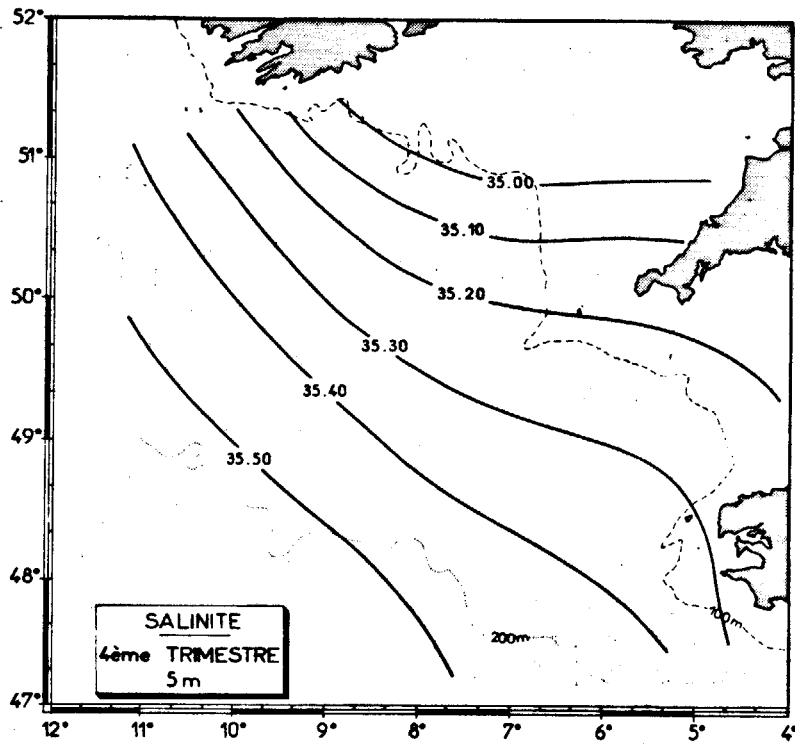
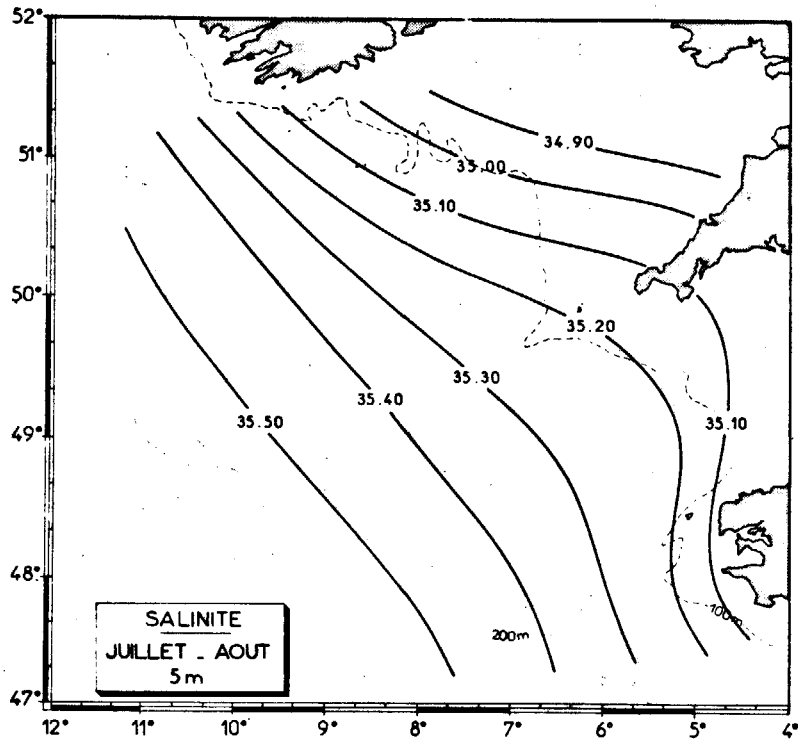




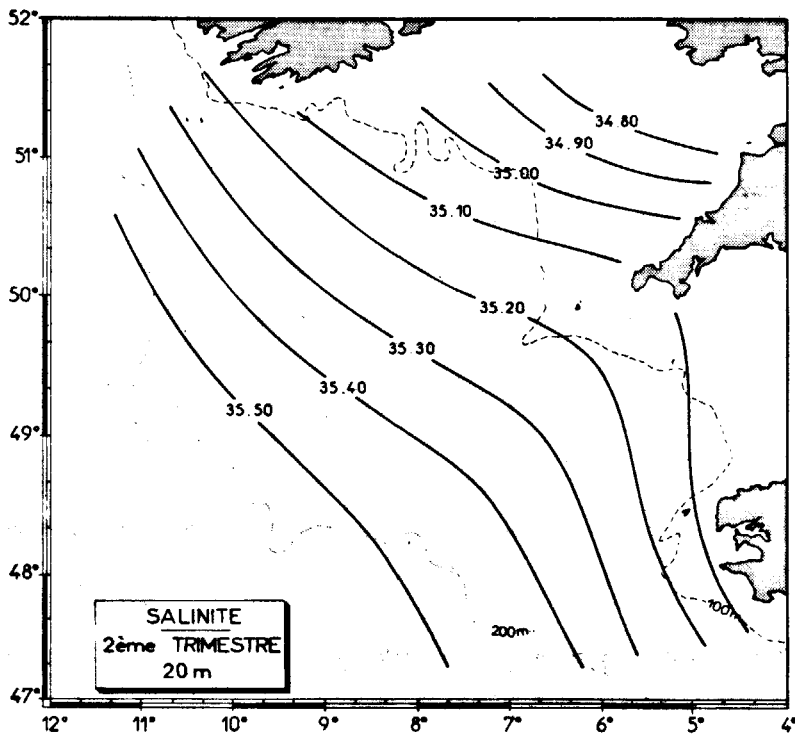
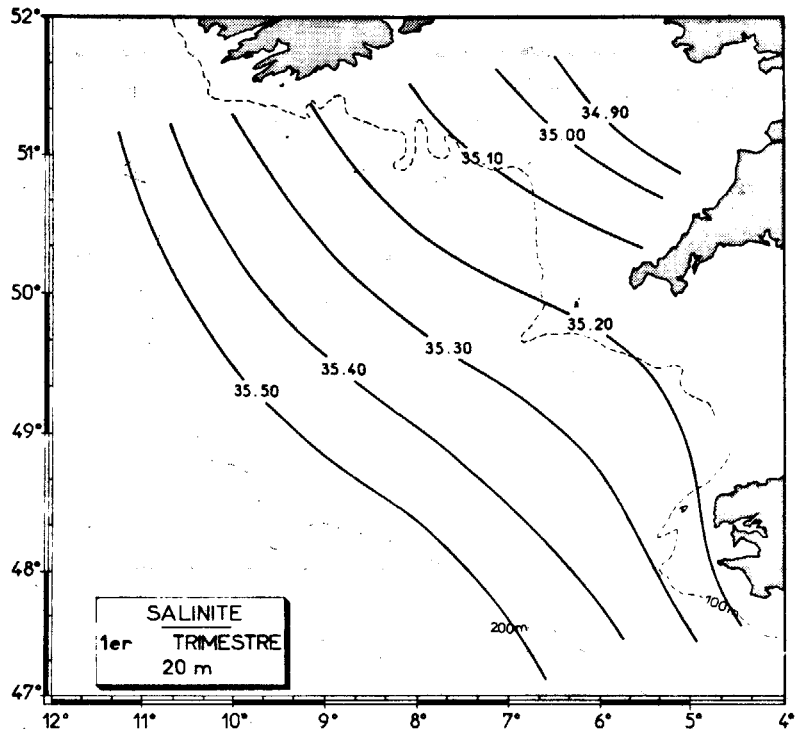
*Le Jean Charcot et Le Noroit*

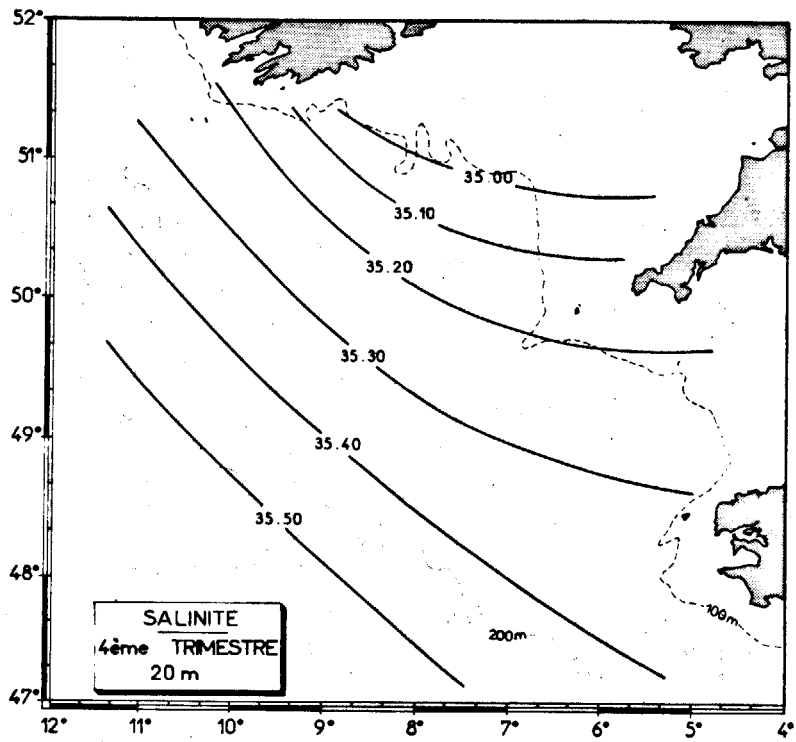
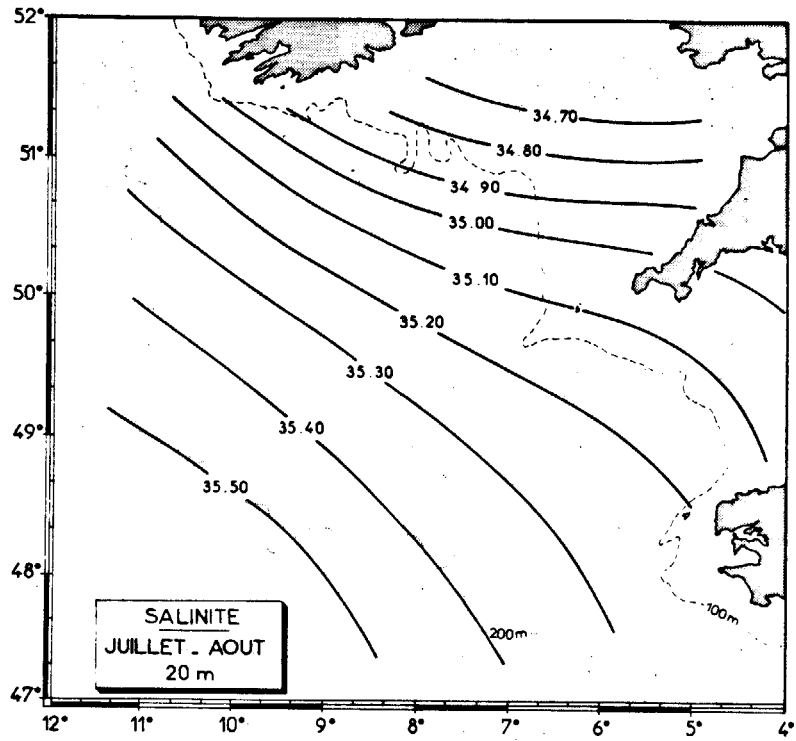
**ATLAS DES SALINITES**

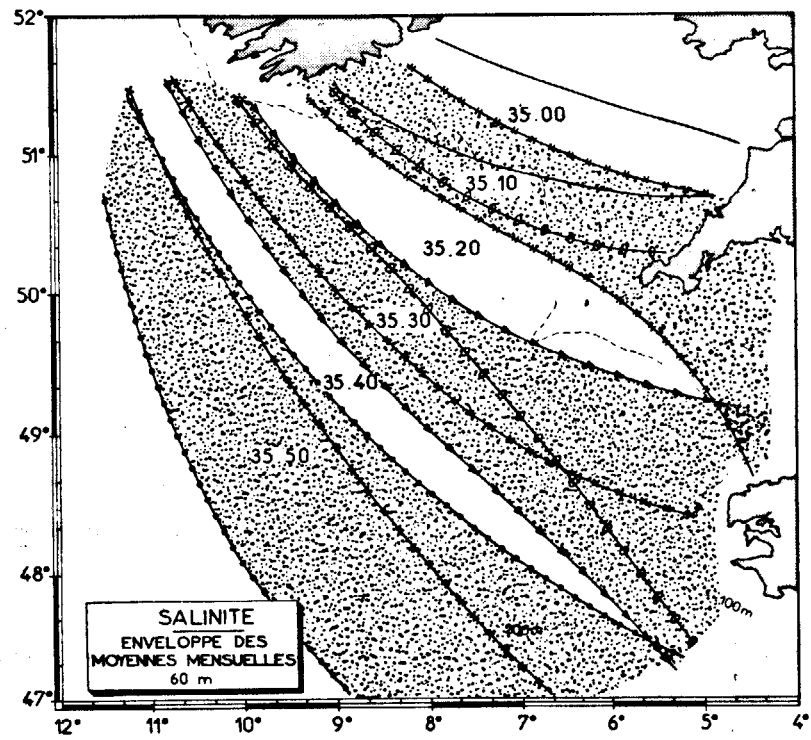
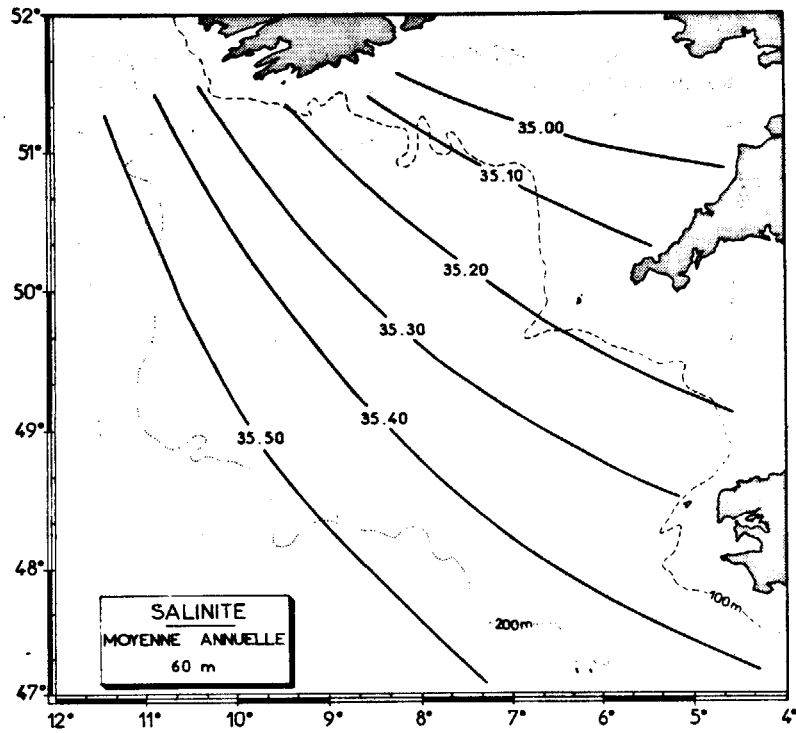


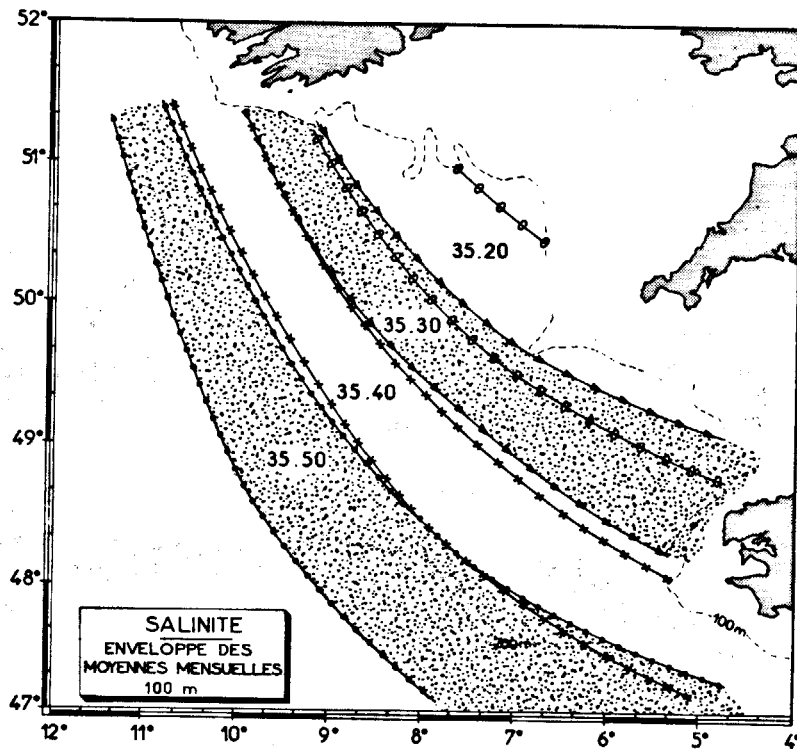
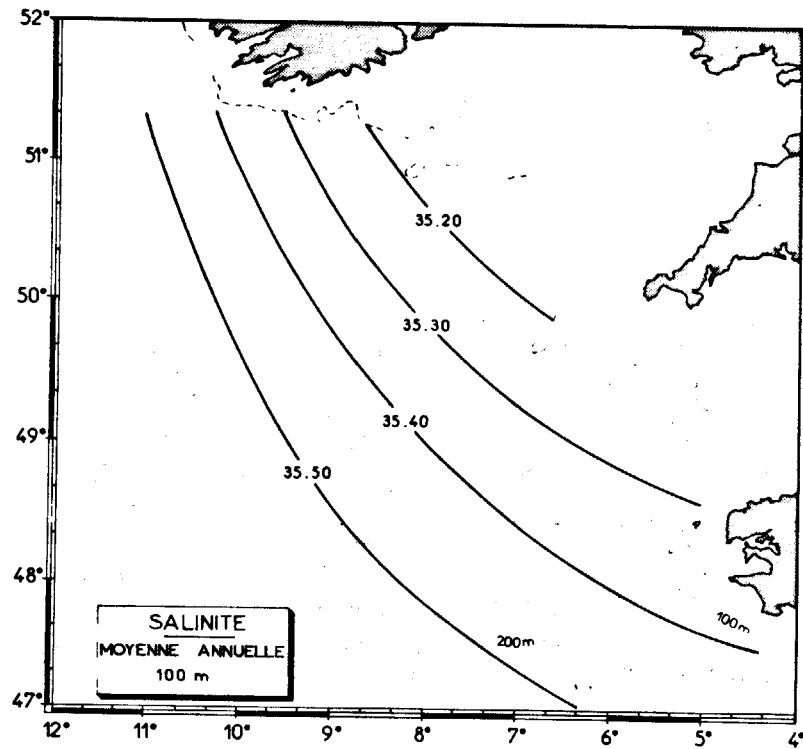


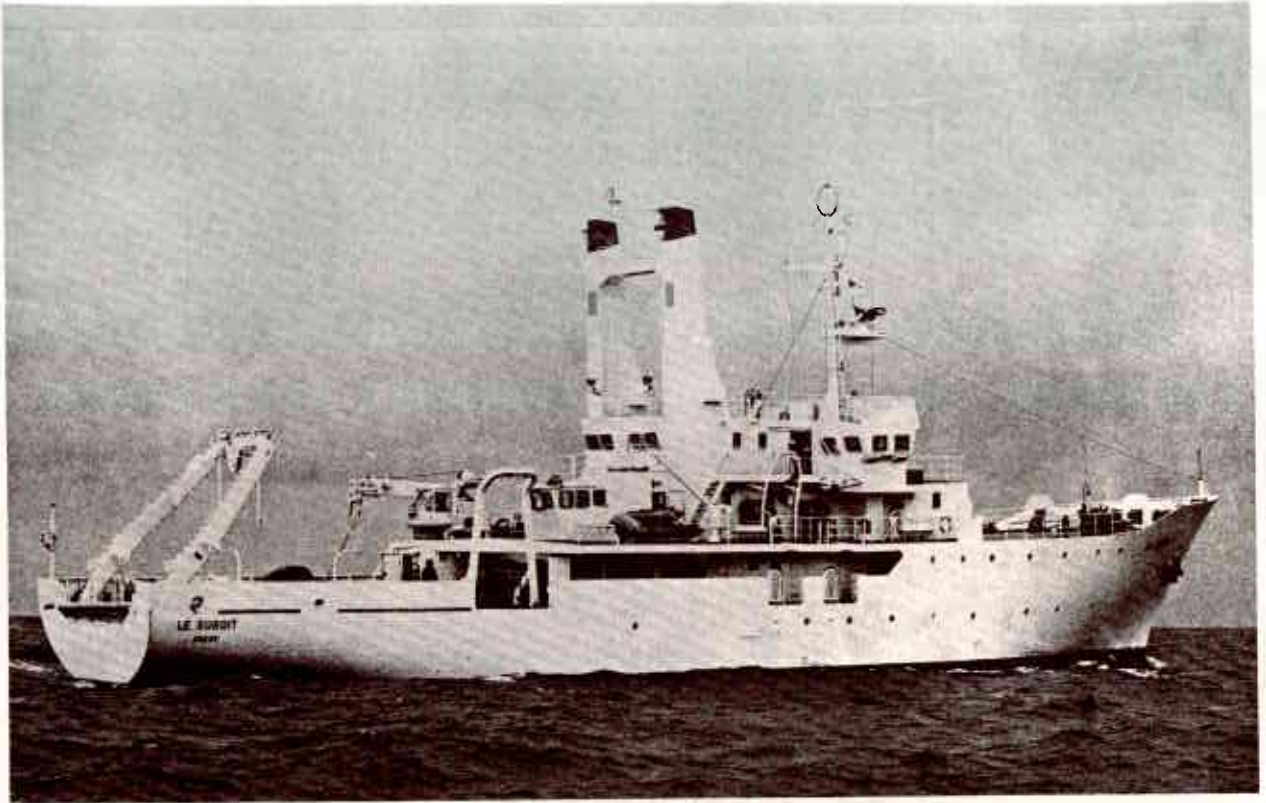




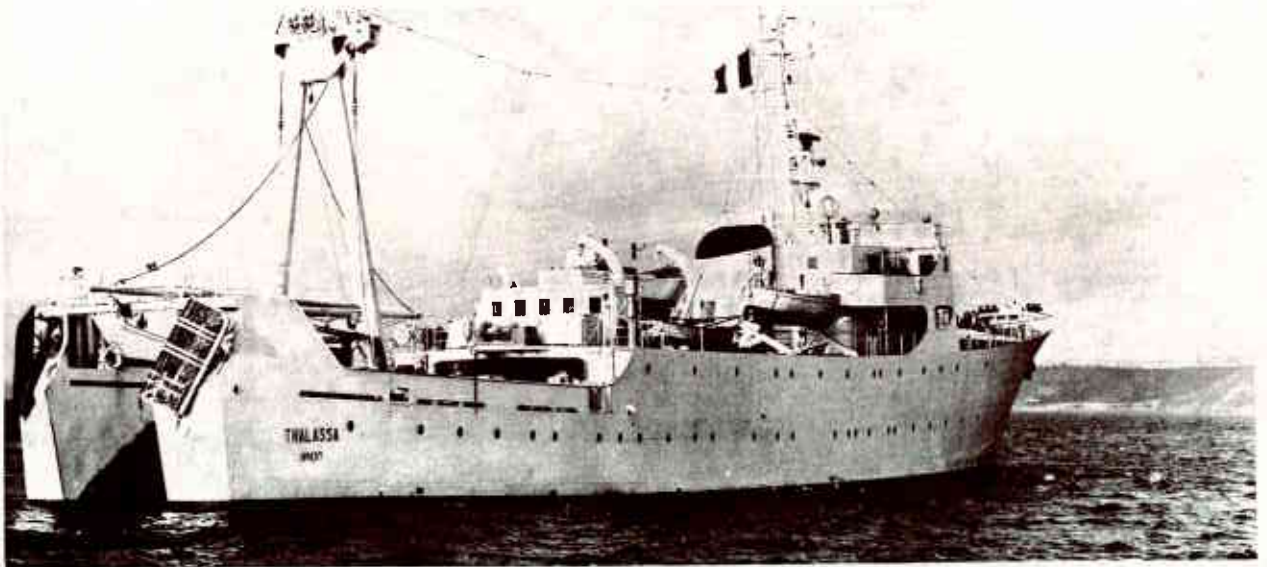








*Le Suroit*



*La Thalassa*

BIBLIOGRAPHIE

ALBRECHT, F.

1940 - Untersuchungen über der Wärmehaushalt der Erdoberfläche in verschiedenen klimagebieten.

*Reichsanst. f. Wetterdienst. Wiss. Abh. Bd. 8, (2), 1-13.*

ANGELL, J.K., KORSHOVER, J.

1974 - Quasi-biennial and long-term fluctuations in the Centers of Action.

*Monthly Weather Review, 102, (10), 669-678.*

BLACKMAN, R.B., TUCKEY, J.W.

1958 - The measurement of power spectra.

*Dover Publ., New-York.*

BUDYKO, M.I.

1963 - Atlas du bilan thermique du globe terrestre.

*Public. Observ. Geophysique Voieikov, Moscou, 1963.*

CHARNOCK, H.

1951 - Energy transfer between the Atmosphere and the Ocean.

*Science Progress, G.B., Tome 39, 80-95.*

de CHATEAU-THIERRY, H.

1972 - Etude théorique de l'influence des perturbations météorologiques stationnaires sur la circulation dans le Proche Océan.

*Thèse de 3ème Cycle. Faculté des Sciences de Brest (1972).*

COOPER, L.H.N.

1967 - The physical oceanography of the Celtic Sea.

*Ocean. Mar. Biol. Ann. Rev., 5, 99-110.*

COOPER, L.H.N., VAUX, D.

1949 - Cascading over the continental slope of water from the Celtic Sea.

*J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 28, 719-750.

DAVIS, N.E.

1967 - The summers of North-West Europe.

*Meteor. Mag.*, 96, (1967), 178-187.

DICKSON, R.

1971 - A recurrent and persistent pressure-anomaly pattern as the principal cause of intermediate scale hydrographic variation in the European shelf seas.

*Dt. Hydrogr. Z.*, 24, (3), 97-119.

GUITTON, J.P., HENROTTE-BOIS, M.

1974 - Contribution à l'étude de l'isothermie en Mer Celtique et en Manche Occidentale.

N° 92 - EPSHOM/E/OC - Brest - 1974.

GUITTON, J.P., HENROTTE-BOIS, M., HENAFF, G.

1974 - Note sur la présence de profils bathythermiques à gradient positif dans le Golfe de Gascogne.

N° 376 - EPSHOM/E/OC - Brest - 1974.

HANZAWA, M.

1962 - Studies on the Inter-Relationship between the sea and the Atmosphere (Part. 5) - Sea surface temperature anomalies in connection with the incoming incident radiation anomalies.

*The Oceanographical magazine*, 14, (1), 1-14.

HENAFF, G.

1973 - Contribution à l'étude de l'océanographie physique du secteur Nord-Gascogne.

Thèse de 3ème cycle - Faculté des Sciences de Brest (1973).

ICES - Conseil Permanent pour l'Exploration de la Mer.

1962 - Mean monthly temperature and salinity of the surface layer of the North Sea and adjacent waters from 1905 to 1954.

ICES, 1962.

JENKINS, G.M., WATTS, D.G.

1968 - Spectral analysis and its application.  
*Holden-Day - San Francisco.*

KING, J.W.

1973 - Solar radiation changes and the weather.  
*Nature, Vol. 245, (1973), 443-446.*

KRAUSS, E.B., MORRISON, R.E.

1966 - Local interactions between the sea and the air at monthly  
and annual time scales.  
*Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 92, 114-127.*

LACOMBE, H.

1970 - Les transits et échanges d'énergie à travers la surface ma-  
rine, moteurs essentiels des océans et des mers.  
*Revue de l'Association Française pour l'avancement des Sciences  
(A.F.A.S.), 324-355.*

LAEVASTU, T. and Col.

1970 - Annual cycles of heat in the northern hemisphere oceans and  
heat distribution by ocean currents - Feedback of energy from the  
sea to the atmosphere.  
The nature of sea surface temperature anomalies and their possible  
effects on weather.  
*Fleet Numerical Weather Central, Technical Notes, 53, 54, 55.*

LE FLOC'H, J.F.

1976 - Cours d'Océanographie Physique.

LE FLOC'H, J.F., LE TAREAU, J.Y., TANGUY, A.

1975 - Campagnes Phygas 1973 - (Phygas 31 - Phygas 34).  
*Rapport Scientifique - U.B.O.*

LE FLOC'H, J.F. LE ROY, C., LE TAREAU, J.Y.

1976 - Campagnes Phygas 1974 - (Phygas 41 - Phygas 43).  
*Rapport Scientifique - U.B.O.*

LE MAGUERESSE, A.

1974 - La structure thermique sur le plateau continental, dans le  
secteur Ouest-Bretagne, son évolution annuelle et quelques aspects  
de sa variabilité dans une zone frontale.  
*Thèse de 3ème cycle - Faculté des Sciences de Brest (1974).*



LUMB, F.E.

1961 - Seasonal variations of the sea temperature in coastal waters of the British Isles.

*Scient. Pap. met. off. London n° 6, 21 pp.*

MARIETTE, V.

1975 - Contributions à l'étude de la prévision à court terme de la structure thermique superficielle de la mer.

*Rapport Scientifique - U.B.O.*

MATUSHEVSKIY, G.V., PRIVAL'SKIY, V.Y.

1968 - The use of filters in time series in hydrometeorology.

*Oceanology, 8, (3), 401-411.*

MAX, J. et Cie

1972 - Méthodes et techniques de traitement du signal et applications aux mesures physiques.

*Tome Premier - Principes et appareillages du traitement en temps réel. MASSON et Cie, Editeurs, Paris.*

MAZE, R.

1973 - Recherche et étude de mouvements à période propre du domaine des ondes internes dans l'Iroise.

*Thèse de 3ème cycle - Faculté des Sciences de Brest (1973).*

MERLE, J.

(En préparation) - Atlas hydrologique de l'Océan Atlantique Inter-tropical.

METEOROLOGIE NATIONALE - Revue Trimestrielle de liaison et d'information de la Météorologie Nationale.

1973 - 1974 - 1975 - 1976 - Température de la mer sur le Proche-Atlantique.

*Mét. Mar. - N°s 79 à 89.*

MOSBY, H.

1936 - Verdunstung und Strahlung auf dem Meere.

*Ann. Hydrogr., Berlin, 64, 281-286.*

NAMIAS, J.

1965 - Macroscopic association between mean monthly sea - surface temperature and the overlying winds.

*J. Geophys. Res., 70, (10), 2307-2318.*

PATULLO, J., MUNK, W. REVELLE, R., STRONG, E.

1955 - The seasonal oscillation in sea level.

*J. Mar. Res.*, 14, (1), 88-156 (+ cartes).

PICAUT, J.

1972 - Influence de la topographie du fond sur la circulation générale dans le Golfe de Gascogne.

Thèse de 3ème Cycle - Faculté des Sciences de Brest (1972).

PICAUT, J., VERSTRAETE, J.M.

1976 - (En cours de publication). Mise en évidence d'une onde de 40-50 jours de période sur les côtes du Golfe de Guinée.

PINOT, J.P.

1967 - Mer Celtique

*Encyclopédia Universalis*, Tome 4.

POULTER, R.M.

1962 - The next few summers in London.

*Weather, London*, 17, 253-255.

RAILLARD, J.

1975 - Les zones frontales dans le nord du Golfe de Gascogne et en Mer Celtique.

*Rapport Scientifique - U.B.O.*

1976 - (En cours de publication) - Quelques aspects de la structure thermique sur le plateau breton. (Thermocline - Front thermique).

*Rapport Scientifique - U.B.O.*

RODEWALD, M.

1963 - Sea-surface temperature of the North Atlantic ocean during the decade 1951-60. Their anomalies and development in relation to the atmospheric circulation.

*Arid Zone Res.* XX

Changes of Climate, Proceedings of Rome symposium UNESCO and WMO - (1963) - 97-107.

1972 - Einige hydroklimatische Besonderheiten des Jahrzehnts 1961-1970 im Nordatlantik und im Nordpolarmeere.

*Dt. hydrogr. Z.*, 25, 97-117.

SARUKHANYAN, E.I., SMIRNOV, N.P.

1970 - On the use of a genetic method to forecast year-to-year water temperature fluctuations in the Barents Sea.  
*Oceanology*, 10, (4), 471-478.

1970 - Solar activity, earth's pressure field, and atmospheric circulation.  
*Geomagnetism and Aeronomy*, 10, (3), 390-392.

SHELLARD, H.C.

1962 - Some calculations of terms in the energy balance for monthly periods at the ocean weather stations I and J in the North Atlantic.  
*Meteorological Office, London, Scient. Paper II.*, 13 pp.

SMED, J.

1952 - Monthly anomalies of the surface temperature in the Celtic Sea during the years 1903-39 and 1946-50.  
*Annls. Biol., Copenhagen*, 8, 58-62.

1963 - Monthly anomalies of the surface temperature of the Celtic Sea during the period 1948 to 1958.  
*Annls. Biol., Copenhagen*, 18, 57-58.

TIMONOV, V.V., SMIRNOVA, A.I., NEPOP, K.I.

1970 - Centers of Ocean-Atmosphere interaction in the North-Atlantic.  
*Oceanology*, 10, (5), 586-589.

TREBERN-ETIENNE, A.

1971 - Contribution à l'étude des mouvements internes de l'Océan dans le Golfe de Gascogne et dans le Golfe de Guinée (ondes internes, turbulence).  
Thèse de 3ème cycle - Faculté des Sciences de Brest (1971).

TREGLOS, Y.

1974 - Essai d'analyse objective des températures de surface de la mer.  
Thèse de 3ème cycle - Faculté des Sciences de Brest (1974).

U.S. NAVY

1970 - Marine Atlas of the world.  
*Vol. 1 - North Atlantic.*

VALERIANOVA, M.A., SERIAKOV, Y.I.

1970 - Long period variations in the Ocean-Atmosphere system.  
*Oceanology*, 10, (5), 590-596.

VINCENT, A., KURC, G.

1969 - Hydrologie - Variations saisonnières de la structure thermique du Golfe de Gascogne en 1967.

*Rev. Trav. Inst. Pêches Marit.*, 33, (1), 79-96.

1969 - Les variations saisonnières de la situation thermique dans le Golfe de Gascogne et leur incidence sur l'écologie et la pêche de la sardine en 1968.

*Rev. Trav. Inst. Pêches Marit.*, 33, (2), 203-212.

VINCENT, A.

1973 - Les variations de la situation thermique dans le Golfe de Gascogne en 1969 et 1970.

*Rev. Trav. Inst. Pêches Marit.*, 37, (1).

WOLFF, CARSTENSEN, LAEVASTU

1965 - Analysis of forecasting of Sea Surface Temperature (SST).

*FNWF Monterey, Technical Note N° 8*, (févr. 1965).

WRIGHT, P.B.

1968 - A widespread biennial oscillation in the troposphere.

*Weather* 23, (1968), 50-54.