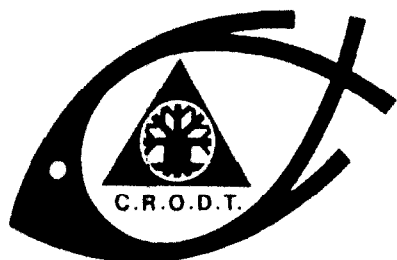


00000 976

CONTRIBUTION A L'ETUDE DE L'"UPWELLING"
DE LA BAIE DE GOREE (DAKAR-SENEGAL) ET DE
SES CONSEQUENCES SUR LE DEVELOPPEMENT DE
LA BIOMASSE PHYTOPLANCTONIQUE

DIAFARA TOURÉ



CENTRE DE RECHERCHES OCÉANOGRAPHIQUES DE DAKAR - TIAROYE

*** INSTITUT SÉNÉGALAIS DE RECHERCHES AGRICOLES ***

DOCUMENT SCIENTIFIQUE

N° 93

DÉCEMBRE 1983

R E M E R C I E M E N T S

- Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à Monsieur André MOREL pour la confiance dont il a fait preuve à mon égard en acceptant de diriger mes travaux. Je le remercie particulièrement pour sa disponibilité, car malgré ses lourdes charges, il a toujours suivi mon travail avec beaucoup d'attention.

- Mes remerciements s'adressent aussi à Monsieur Louis PRIEUR pour les précieux conseils qu'il n'a cessés de me donner lors de la réalisation de ce travail et aussi pour l'honneur qu'il me fait en participant à mon jury.

- Je suis particulièrement honoré que Monsieur Bernard COSTE ait accepté de faire partie de mon jury. Je souhaite que ce contact soit une nouvelle occasion de consolider nos liens d'amitié.

- A cause de son ouverture et de sa disponibilité, Monsieur Eruno VOITURIEZ a toujours été pour moi une précieuse source de conseils. Je tiens à lui exprimer toute ma reconnaissance pour avoir aussi accepté de faire partie de ce jury.

- Mes vifs remerciements s'adressent aussi à Messieurs GALLARDO et PAGES qui ont successivement dirigé mes travaux sur le terrain. Je leur suis particulièrement reconnaissant de m'avoir fait bénéficier de leurs expériences.

- En la personne de Mademoiselle COHEN, je tiens à remercier toute la Direction Générale de l'ORSTOM pour avoir, du DEA à cette Thèse, organisé et supervisé mon encadrement.

- C'est grâce au concours financier de l'Institut Sénégalais de Recherches Agricoles (ISRA) que le présent travail a pu être fait. Aussi je tiens à remercier vivement Messieurs PAPA IBRAHIMA THIONGANE (Directeur Général) et André FONTANA (Chef du Département Océanographique) pour leur intérêt à mon égard.

- Que le Ministère de l'Enseignement Supérieur du Sénégal veuille bien trouver ici mes sincères remerciements pour la subvention qu'il a bien voulue m'accorder.

- Ce travail a été réalisé dans le cadre du Programme "Etude de l'Environnement des Espèces marines Exploitées du Sénégal. Ecosystème Côtier Sénégalais" du Centre de Recherches Océanographiques de Dakar-Thiaroye. Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à Monsieur Louis LERESTE pour la confiance qu'il m'a témoignée en me chargeant de l'étude hydrologique du-dit programme. Il a été aussi pour moi un précieux conseiller.

- Je remercie tout le personnel du CRODT et particulièrement les membres de l'équipage du N/O LAURENT AMARO pour leur inestimable concours lors de la collecte des données en mer. Je remercie aussi vivement Madame GNINGUE née ITAF DEME pour l'aide précieuse qu'elle m'a apportée dans le dosage des échantillons.

- Toute ma reconnaissance à mes parents qui ont été très compréhensifs à mon égard lors de mes longues années d'études.

- A ma femme et à mes enfants tous mes remerciements pour leur soutien moral et surtout pour les encouragements qu'ils n'ont pas cessé de m'adresser lors de l'exécution de ce travail.

- Pour terminer, je tiens à exprimer mes sincères remerciements à tous ceux qui, de près ou de loir. ont contribué à la réalisation de ce travail. Je remercie particulièrement Jeanne-Marie GUILLAMO qui a assuré la dactylographie de ce texte et Francis LOUIS pour ses talents de dessinateur.

NECROLOGIE

C'est en pleine rédaction de cette thèse que la douloureuse nouvelle du décès de notre collègue AISSATOU DIA m'est parvenue. C'est à elle que nous devons la plupart des mesures de chlorophylle qu'ont servi dans ce travail. Aussi je tiens à lui rendre un hommage tout particulier.

TABLE DES MATIERES

- INTRODUCTION.....	
- SITUATION GEOGRAPHIQUE	13
I - Conditions météorologiques.....	1 3
Conditions hydrologiques.....	18
A - Température - salinité.....	1 8
B - Courants	19
- MATERIEL ET METHODE	21
- RAPPEL DE LA THEORIE DES COURANTS DE PENTE ET DE DERIVE D'EKMAN POUR L'ETUDE DES MOUVEMENTS VERTICAUX.....	2 5

HYDRODYNAMIQUE

- <u>HYDROLOGIE</u>	33
- REGIME METEOROLOGIQUE ET TEMPERATURE DE SURFACE	33
- MASSES D'EAU	41
I - Généralité sur les masses d'eau de l'Atlantique	
Tropical	43
II - Distribution verticale	43
II.1 La saison des eaux chaude.....	45
II.1.1 La période des "eaux tropicales".....	4 5
II.1.2 La période des "eaux guinéennes".....	48
II.1.3 Oxygène et sels nutritifs	52
II.2 La saison des eaux froides.....	5 3
II.2.1 Sels nutritifs et oxygène dissous.....	5 8
II.3 Variation de la température moyenne de la colonne d'eau et du gradient vertical de la température.....	61
III - Distribution en surface des paramètres hydro- logiques et position des sources de remontée.....	64
- CHRONOLOGIE SCHEMATIQUE DU PHENOMENE D'UPWELLING EN BAIE DE GOREE	75

- LES COURANTS.....	80
1 - Coupes horizontales des courants.....	80
II - Distribution verticale de la vitesse.....	84
III -Orientation du courant de surface par rapport au vent	87
IV -L'orientation du vent par rapport à la normale intérieure à la côte.....	88
V - La couche de frottement.....	88
VI -Le transport d'Ekman.....	91
- VITESSES VERTICALES.....	95
I - Groupe de modèles pour océans à une seule couche homogène.....	95
II - Groupe de modèles pour océans à deux ou plu- sieurs couches.....	96
III - Groupe de modèles qui se basent sur l'équation diffusion turbulente en milieu marin.....	96
IV - Distribution en surface.....	98
V - Distribution verticale.....	101
- ENERGIE POTENTIELLE DISPONIBLE.....	104
- STABILITE VERTICALE.....	107
- SYNTHESE DES PRINCIPAUX RESULTATS.....	113
- INCIDENCE DE L'UPWELLING SUR L'ABONDANCE ET LA VARIABILITE DE LA BIOMASSE PHYTOPLANCTONIQUE.....	117
1 - La saison des eaux chaudes.....	118
II - La saison des eaux froides...,.....	127
III - La biomasse intégrée...*.....*a.....	131
- Rapport biomasse intégrée/biomasse de surface.....	132

IV - Diagramme oxygène-température.....	134
- Taux de saturation en oxygène des eaux de surface.....	138
 - CONCLUSION.....	139
- BIBLIOGRAPHIE	145
- ANNEXE	153

I N T R O D U C T I O N

La haute productivité des zones d'upwelling où les conditions sont très favorables au maintien et au développement de la vie a, depuis longtemps, constitué un intérêt tout particulier pour les océanographes et avant eux pour les pêcheurs. On appelle généralement "upwelling" un phénomène particulier des océans et des mers qui se manifeste par la montée en surface des eaux profondes froides et riches en sels nutritifs. Le phénomène inverse (descendant) est désigné par le terme de "downwelling" ou "sinking". HIDAKA (1955) distingue deux types d'upwelling : le côtier et celui du large tandis que VOITURIEZ et HERBLAND (1982) réservent le terme d'upwelling aux remontées côtières dues au transport d'EKMAN (1905).

Si le rôle du vent est déterminant dans le mécanisme de l'upwelling du nord-ouest africain (WOOSTER et al 1976), celui de certains grands courants horizontaux de la région (courant des Canaries, courant nord-équatorial) ne doit pas pour autant être négligé. Par le fait qu'ils drainent une grande quantité des eaux côtières de surface vers le large, ces courants peuvent être aussi à l'origine d'upwellings permanents. 'Au large, par contre, les mouvements verticaux ascendants peuvent être engendrés aussi bien par les vents que par les causes physico-dynamiques. En effet, les limites des masses d'eau divergentes comme les circulations marines de type cyclonique sont aussi le siège de mouvements verticaux ascendants.

Dans les processus à l'origine de la production primaire, le rôle primordial est joué par la présence et la disponibilité en éléments nutritifs. On distingue généralement quatre sources principales d'approvisionnement de la zone trophique des océans et des mers en sels nutritifs :

- La remontée des eaux profondes ;
- l'advection horizontale ;
- l'apport des fleuves et des rivières ;
- enfin la régénération des éléments nutritifs grâce à la dégradation des produits organiques dans la couche trophique.

Dans la plupart des cas, la remontée des eaux profondes constitue de loin la source d'enrichissement la plus importante, la régénération locale venant en prolonger l'efficacité.

L'étude des mouvements verticaux revêt un triple intérêt :
scientifique :

L'étude quantitative des caractéristiques des mouvements verticaux constitue un maillon essentiel de l'étude de la circulation dans les océans et de ce fait représente un intérêt tout particulier du point de vue scientifique. Constituant une composante du champ tridimensionnel de la vitesse, les mouvements verticaux, bien que relativement faibles jouent un rôle déterminant dans la stationarité de la circulation dans les océans.

économique :

Avec les mouvements horizontaux, les upwellings jouent un rôle de régulateur de la distribution saisonnière des ressources minérales et biologiques dans les océans. Ce sont des zones de processus de fertilisation (e.g. MARGALEF, 1978).

écologique :

Dans une étude d'impact, les remontées d'eaux profondes sont une donnée indispensable : rappelons, par exemple, le problème de la remise en suspension des particules sédimentaires et du stockage des déchets radio-actifs au fond des mers.

Situé dans la zone intertropicale de l'Atlantique oriental, le plateau continental sud du Sénégal est exposé aux conditions hydrologiques de l'ensemble sénégal-mauritanien. Ceci nous permet de déduire des travaux de WOOSTER et al (1976) que l'upwelling de la Baie de Gorée ne serait alors qu'un aspect local du refroidissement général des eaux côtières du Sénégal et de la Mauritanie. Toujours selon ces auteurs, ce refroidissement n'est que la conséquence de l'installation des vents alizés de secteur nord. SPETH et DETLEFSEN (1982), ont bien montré (Fig.1) qu'à la migration zonale des alizés avec la saison correspond une migration des upwellings côtiers entre

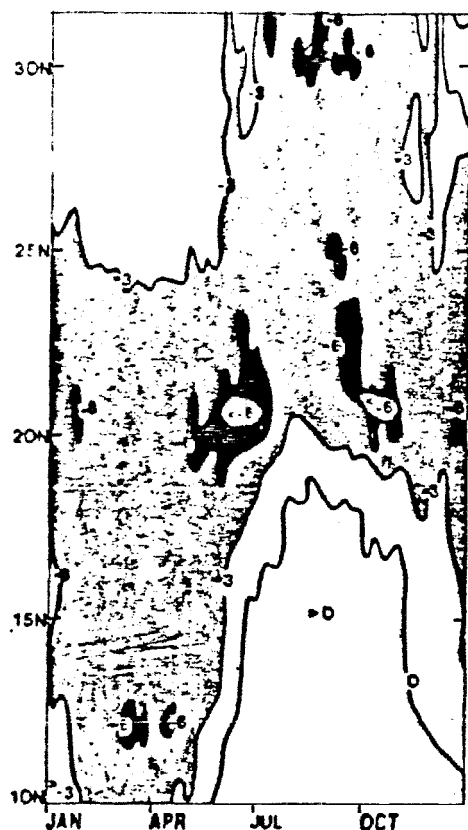


Fig. 1 - Ecart de température moyenne entre les eaux côtières et celles du large pour la période 1969-1976. Les valeurs négatives indiquent que les eaux côtières sont plus froides que celles du large (D'après SPETH et DETLEFSEN 1982).

le long de la côte africaine consacra l'un des premiers travaux à cet upwelling ; et tout dernièrement un certain nombre de travaux réalisés dans la zone ont permis une avancée des connaissances sur cet upwelling. Ainsi, pour GALLARDO (1981) la pente "douce" du plateau continental sénégalais et l'effet de cap de la Presqu'île du Cap-Vert favorisent la remontée des eaux profondes à la côte. TEISSON (1981) , dans une étude théorique met en évidence le rôle important de l'orientation de la côte et des isobathes 20-50 mètres dans la remontée des eaux.

Procédant par une analyse spectrale, PORTOLANO (1981), trouve des corrélations entre vents et température sur une gamme de périodes allant de deux à soixante jours ; lui aussi met en relief les effets topographiques, en particulier ceux dus à la presqu'île du Cap-Vert.

les latitudes 10 et 40°N (la Mauritanie à 20°N reste le siège d'un upwelling permanent). Selon MITTELDSTAEDT (1976) et récemment HERBLAND (1982) ces upwellings de l'Atlantique tropical Est sont liés à la dynamique du système de contre-courants équatoriaux et notamment aux Eaux Centrales Sud Atlantiques (ECSA) riches en sels nutritifs.

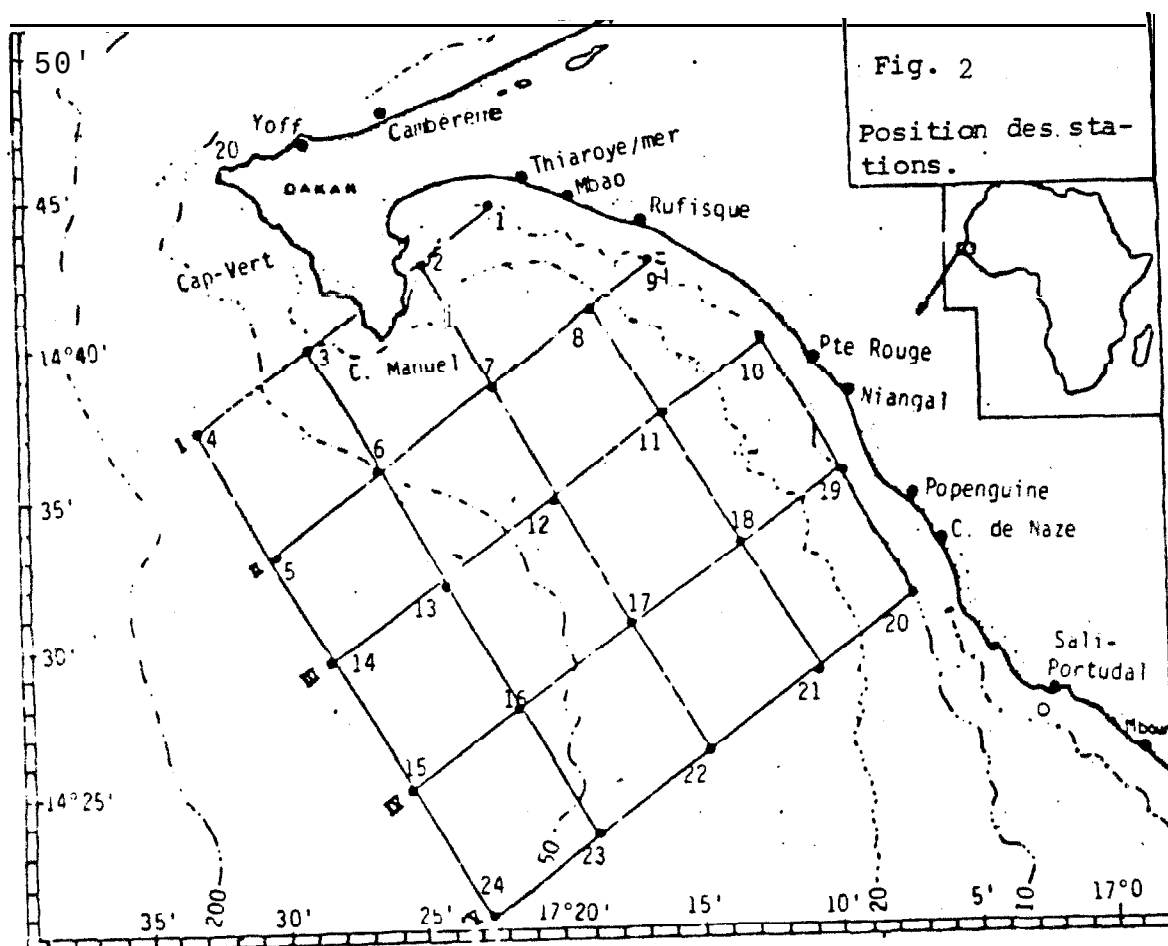
Dans la baie de Gorée à proprement parler, le refroidissement des eaux côtières qui coïncide avec les alizés de secteur nord (Décembre-Mai) a déjà fait l'objet de nombreux travaux (BERRIT, 1952 ROSSIGNOL et ABOUSSOUAN, 1965 MERLE, 1973 ; DOMAIN, 1979 et 1980). Tous ces auteurs sont arrivés à la conclusion qu'un upwelling est à l'origine de ce refroidissement. REBERT (1978), étudiant le transport moyen d'EKMAN

Quant à AMADE (1977), dans une étude biochimique de la pollution en BAIE de Gorée, il constate que le centre de la remontée des eaux se situe aux environs de Rufisque.

Toutefois, le mécanisme de cet upwelling, compris dans le principe, n'est pas pour autant bien connu dans ces divers aspects et conséquences. Aussi, dans le présent travail, nous sommes nous fixés comme but d'élucider et préciser le rôle du vent dans la genèse de l'upwelling, de localiser les centres de remontées d'eaux et étudier leur variabilité en fonction du vent ou de la topographie du fond marin. Nous avons essayé d'une part, de caractériser les différentes phases de développement de l'upwelling et de les analyser en détail et, d'autre part, de mieux comprendre le mécanisme de son apparition en le reliant à une analyse détaillée du régime des vents et de la dynamique propre du milieu marin. Nous considérerons également l'incidence de l'upwelling sur l'apport en nutriments puis l'abondance et la variabilité du phytoplancton.

SITUATION GEOGRAPHIQUE

La Baie de Gorée fait partie du vaste ensemble Est-Atlantique que FOSSIGNOL (1973) a appelé le complexe guinéen. Elle est limitée au nord et au sud respectivement par les latitudes $14^{\circ}42'N$ et $14^{\circ}20'N$ et à l'ouest par l'isobathe des 90 m (Fig. 2).



I - CONDITIONS METEOROLOGIQUES ET VARIATIONS SAISONNIERES.

A défaut de mesures en mer, nous nous sommes servis, pour le présent travail, des données météorologiques recueillies à la station côtière de Dakar-Yoff.

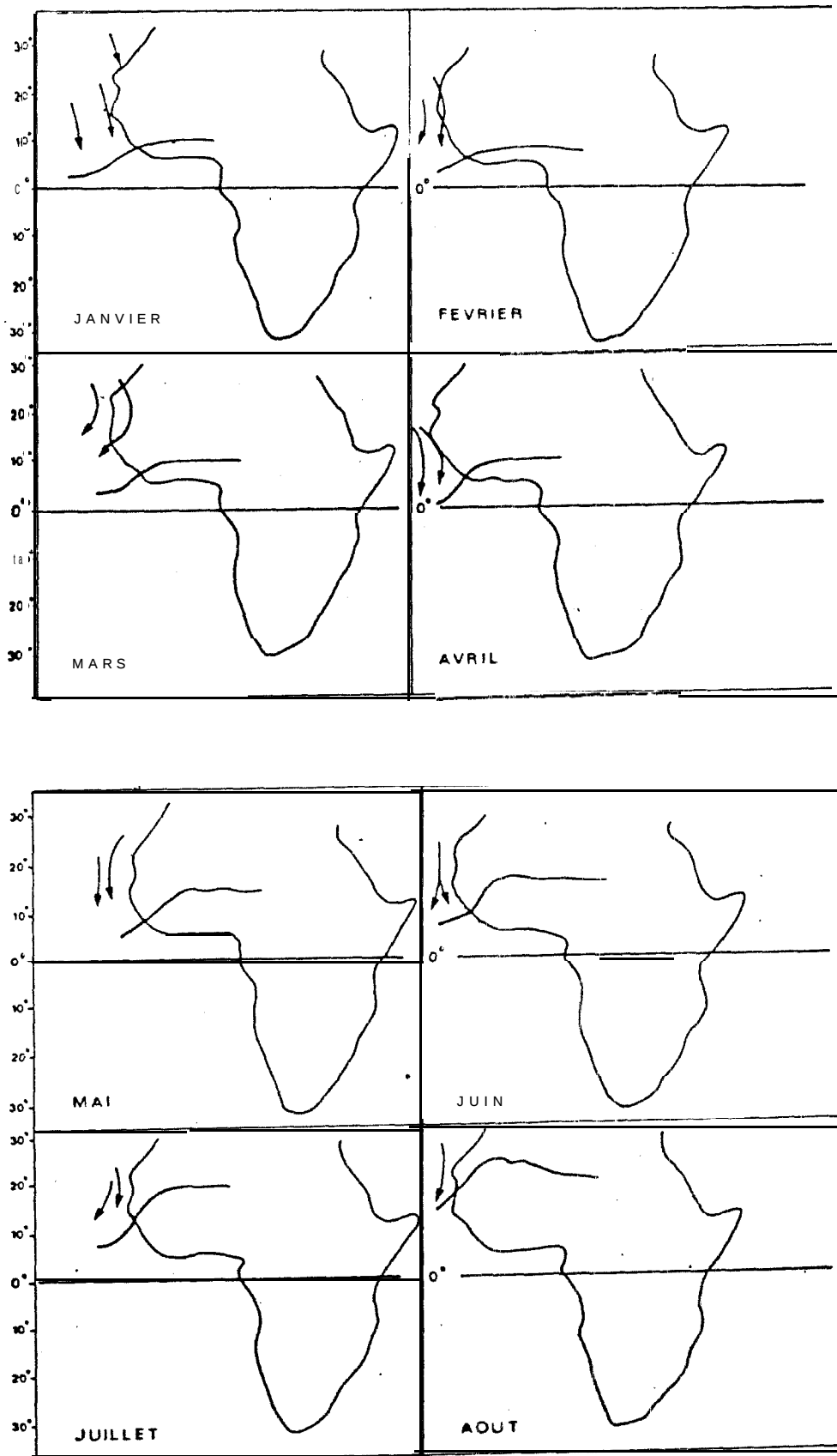


Fig.3 Positions moyennes du Front Intertropical.

- Les vents.

Au point de vue climatique, la Baie de Gorée est située dans la zone des alizés du nord. Ce sont des vents de secteur nord qui soufflent avec une régularité certaine et une vitesse comprise entre 3 et 6 $m.s^{-1}$. Dans la région sénégalaise, de manière générale, l'intensité et la direction des alizés dépendent essentiellement de l'anticyclone des Açores et du déplacement en latitude de la dépression intertropicale limitée au nord par le front dont la position et l'amplitude de variation (FIT) sont fonction de la saison (Fig. 3). S'inspirant des résumés mensuels d'observations au sol de l'ASECNA⁽¹⁾, on retiendra que l'anticyclone des Açores est lié à une circulation zonale faible. Sa position moyenne au sol est située sur les régions voisines de 30°W alors qu'en altitude, elle l'est par 50°W (Fig. 4).

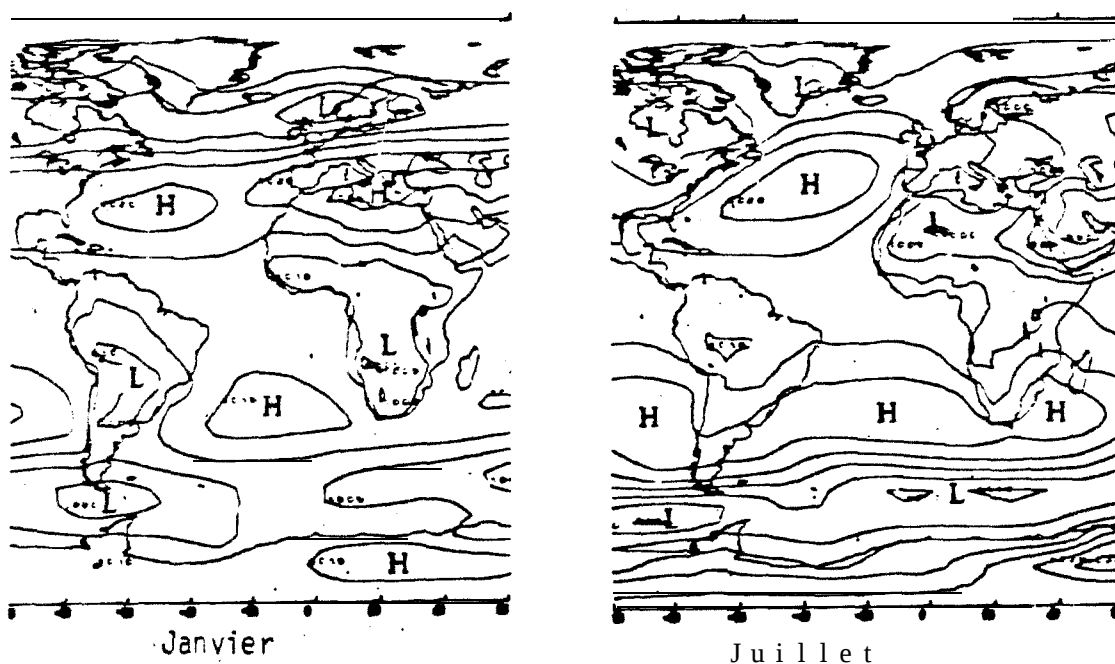


Fig. 4 - Champ de pression au niveau de la mer (D'après le rapport annuel du Laboratoire de Météorologie Dynamique de Palaiseau 1980)

(1) ASECNA : Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne.

Ses variations moyennes saisonnières sont indiquées dans le tableau suivant :

Tableau 1. Valeurs moyennes de la position et de l'intensité de l'anticyclone des Açores à différentes périodes de l'année.

MOIS	LATITUDE	COTE (mb) au niveau de la mer
JANVIER	35°N	1022
AVRIL	40°N	1019
JUILLET	40°N	1020
OCTOBRE	37°N	1020

Quant à la dépression cyclonale de l'équateur, elle se trouve sur le Golfe de Guinée de Décembre à Avril, puis "remonte" vers le nord à partir de Mai, atteint sa position la plus septentrionale en Août et "redescend" en Septembre pour atteindre sa limite sud en Janvier (Fig. 3). Ceci explique l'exposition de la Eaié de Gorée aux alizés proprement dits, de secteur nord-nord-est de Novembre à Mars, c'est-à-dire pendant presque toute la saison sèche.

Tableau 2. Direction et vitesse du vent de Septembre 1980 à Juin

MOIS	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
1980 - 1981	Vents dominants											
	NC	NE	NNE	N	N	N	N	NNE	NNE	NC	SO	cl
1981 - 1982	Ventes moyennes m/s											
	2.97	3,6	4,8	5.76	5.11	5,19	5.36	4,99	4,27	3,63	3.61	3,31
1981 - 1982	Vents dominants											
	SE	NO	NNO	NNE	NNE	N	N	NNO	NC	0		
1981 - 1982	Ventes moyennes m/s											
	3.4	4.4	4.0	4,7	4.6	4.2	5,4	5.0	4,8	3.43		

Ainsi la comparaison des deux séries d'observation nous révèle la variabilité : si les vents sont légèrement plus forts en 1981-1982, ils accusent, par contre, un retard de près de deux mois dans leur installation en secteur nord.

- Les nuages.

Ils sont bas et essentiellement constitués de Stratus et de Cumulus peu épais ; la nébulosité est variable mais souvent maximale dans les premières heures de la matinée. Le ciel peut être clair par intermittence, surtout l'après-midi ; dès qu'une dorsale, si faible soit-elle, apparaît sur la Mauritanie, les nuages disparaissent.

- L'humidité.

Elle peut être qualifiée de moyenne ; en effet, par suite du brassage qui s'effectue au sein de la couche convective, la vapeur d'eau provenant de l'évaporation tend à s'accroître surtout sous l'inversion de subsidence. Souvent de l'ordre de 70 % le jour, elle atteint 80 à 90 % la nuit.

- La température.

La valeur du maximum dépend essentiellement de la hauteur zénithale du soleil, c'est-à-dire de l'époque de l'année considérée, mais aussi de la turbulence et de la nébulosité. C'est par régime d'alizé maritime, avec ciel couvert et vent assez fort que les valeurs les plus basses de l'année sont enregistrées. Le minimum est très sensiblement égal à la température de la mer et régulé par elle. L'amplitude diurne de température est par conséquent très faible par temps couvert et vent assez fort. Nous signalerons qu'au coucher du soleil la température baisse assez rapidement pour ne varier ensuite que très peu jusqu'au lever du jour. Yoff étant situé très près de la mer, nous retrouverons, dès la fin de l'in-

solation, les conditions de température et d'humidité qui règnent juste au dessus de l'océan.

II - CONDITIONS HYDROLOGIQUES.

A - Température et Salinité.

La Baie de, Gorée étant située en zone tropicale, la température et la salinité de ses eaux vont beaucoup dépendre de l'insolation, des vents et de l'a pluviométrie. Dans son étude du Golfe de Guinée, BERRIT (1961-1962) définit quatre catégories d'eaux à l'aide de la température et de la salinité (voir tableau ci-dessous).

TYPES D'EAUX	TEMPERATURE, °C	SALINITE ‰
Eaux tropicales	$T > 24$	$s > 35$
Eaux guiniennes	$T > 24$	$s < 35$
Eaux canariennes	$T \leq 24$	$s \geq 35$
Eaux froides dés-salées	$T < 24$	$s < 35$

Les observations de TOURE (1972) concordent avec celles de cet auteur. Comme lui, il note l'existence dans cette zone de trois "saisons marines" :

- une saison d'eaux froides salées de janvier à avril ;
- une saison d'eaux chaudes salées en juin et juillet ;
- une saison d'eaux chaudes déssalées d'août à octobre.

Outre, ces catégories d'eaux, il note l'existence de deux saisons de transition :

- la première, la plus longue, se situe au début de l'upwelling en novembre-décembre.
- la seconde, au mois de mai, marque la fin de la période des eaux froides salées.

ROSSIGNOL et al (1973) constatent que les plus fortes températures sont trouvées dans la Baie durant les mois de juillet et d'août ($26^{\circ}\text{C} < T < 29^{\circ}\text{C}$), alors que le minimum est obtenu en février avec les valeurs de $15,9^{\circ}\text{C}$. Ce refroidissement est plus ou moins intense selon les années, la valeur extrême (13°C) a été observée par ROSSIGNOL et al en 1965.

B - Courants.

Saison froide.

La courantologie de la Baie de Gorée est assez peu connue. Les premières études des mouvements horizontaux des masses d'eau remontent à ROSSIGNOL (1965). En étudiant la circulation des eaux de surface dans le Golfe de Guinée, il met en évidence une ramification de la circulation cyclonique du dôme de Guinée qui longe la côte vers le nord jusque dans la Baie de Gorée où, par suite du changement brusque de l'orientation côtière, il s'y établit un vortex cyclonique en saison froide (décembre-mars). REBERT (1978) dans une étude locale des courants, a mis aussi en évidence dans cette zone une circulation de type cyclonique. Pour lui, la circulation des eaux de surface se fait de manière générale dans la direction du vent c'est-à-dire vers le sud (Fig.5). La déviation progressive vers la droite des vecteurs de courant due à la force de Coriolis se fait d'autant plus sentir que la profondeur augmente et la vitesse du courant diminue.

Saison chaude.

La circulation marine de surface de la Baie de Gorée est également très mal connue en saison chaude. L'unique travail dont on dispose dans ce domaine, est encore celui de REBERT (1978). D'après cet auteur, s'installe alors un courant côtier dirigé vers le nord. Il émet l'hypothèse qu'un vortex anticyclonique se développerait dû à la configuration de la côte.

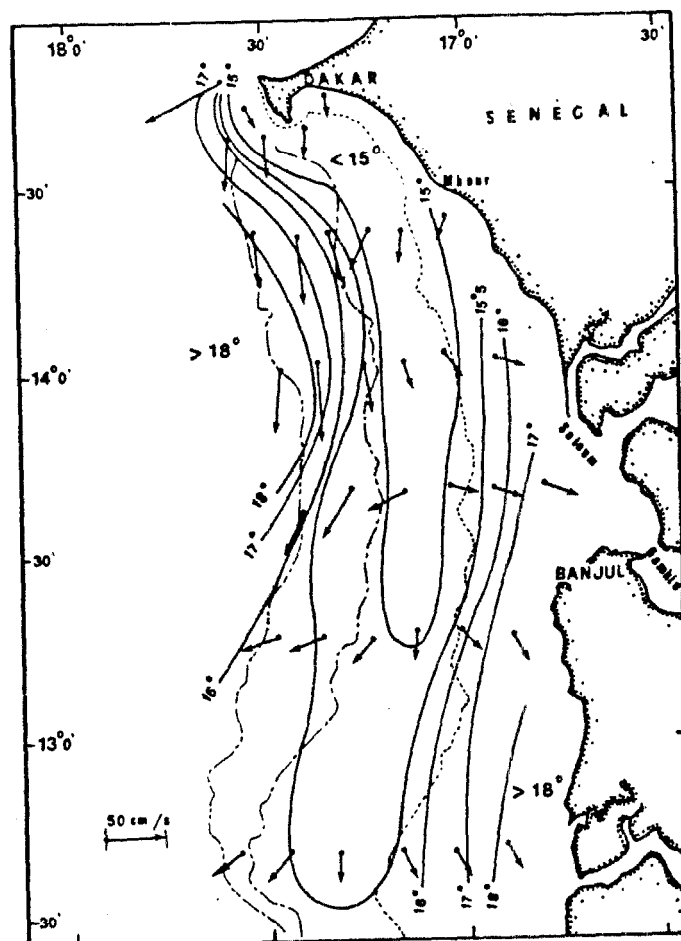


Fig.5 Courant de surface en saison
froide (D'après J.P. REBERT 1978)

MATERIEL ET METHODE

Avec un quadrillage de 5 milles nautiques de pas, la Baie de Gorée a été divisée en cinq radiales comportant au total 24 stations hydrologiques. La profondeur des stations varie de 10 mètres à la côte à 90 mètres au large. Les prélèvements ont été effectués aux niveaux 0, 5, 10, 20, 30, 40, 50, 65, et 85 mètres. Une vingtaine de campagnes ont été ainsi réalisées à bord du vo "Laurent Amaro" au cours des deux saisons de l'upwelling (Septembre-Mai) des années 1980-1981 et 1981-1982. Les positions des stations hydrologiques sont représentées sur la figure 2 et données dans le tableau 3.

Mesures et analyses.

A chaque campagne nous avons mesuré :

- la température ;
- la salinité ;
- l'oxygène dissous ;
- la profondeur de disparition du disque de Secchi ;
- les concentrations de Nitrates, de Phosphates et de chlorophylle
- les courants.

Le choix des méthodes de mesures et d'analyses ont été fonction des possibilités du laboratoire de physique et chimie marines du CRODT⁽¹⁾.

- Température.

Mesurées à l'aide de thermomètres à renversement protégés, les températures in situ sont exprimées en °C. Aux stations profondes, les profils de température ont été réalisés à l'aide de bathythermographes et de bouteilles à renversement.

- Salinité.

Elle a été mesurée à l'aide du salinomètre à induction BISSET-

(1) Centre de Recherches Océanographiques de Dakar-Thiaroye.

Tableau 3 - Numéros, profondeurs et coordonnées des stations.

N° STATION	PROFONDEUR (m)	LONGITUDE	LATITUDE
1	10	17°22'2 W	14°49'7 N
2	10	17°24'6 W	14°41' N
3	42	17°29'4 W	14°39' N
4	92	17°33'6 W	14°36'3 N
5	a5	17°30'8 W	14°32'2 N
6	37	17°26'8 W	14°34'9 N
7	30	17°22'7 W	14°37'4 N
a	23	17°18'8 W	14°40'00 N
9	10	17°16'4 W	14°41'7 N
10	10	17°12'2 W	14°38'7 N
11	25	17°16'0 W	14°36'2 N
12	27	17°20' W	14°33'5 N
13	63	17°24' W	14°30'8 N
14	85	17°28'2 W	14°28'2 N
15	75	17°25'4 W	14°24'2 N
16	55	17°21'3 W	14°26'8 N
17	35	17°17'3 W	14°29'5 N
18	25	17°13'3 W	14°32'0 N
19	10	17°09'7 W	14°34'5 N
20	10	17°07'2 W	14°30'2 N
21	25	17°10'6 W	14°28'0 N
22	35	17°14'6 W	14°25'3 N
23	44	17°18'6 W	14°22'7 N
24	60	17°22'5 W	14°20' N

BERMAN modèle N° 6230 N (précision 0,01 %).

- Oxygène dissous :

L'analyse a été faite selon la méthode de WINKLER, modifiée par STRICKLAND et PARSON (1972), avec une mesure potentiométrique du "deap stop end point". Le principe est décrit en annexe I. La concentration en oxygène exprimée en ml d'oxygène par litre, peut être déterminée avec une précision de 0,02 ml grâce à l'utilisation de burettes automatiques.

- % de saturation en oxygène.

Le taux de saturation en oxygène des eaux a été calculé pour , tous les niveaux de prélèvement par la formule de GREEN.

- Nitrates.

Ils sont dosés par analyse automatique sur chaîne technicon autoanalyser de 1^{ère} génération. La méthode est basée sur celle de ARMSTRONG et al (1967). Les nitrates sont réduits en nitrites par passage sur colonne cadmium-cuivre. Les nitrites ainsi formés sont diazotés par le sulfanilamide puis couplés avec le N-naphtyléthylène-diamine, ce qui donne une coloration rouge à la solution. La mesure de la densité optique se fait à 540 nm. La concentration calculée, à partir de la gamme étalon, correspond à la somme des concentrations en nitrates et en nitrites de l'eau de mer.

- Phosphates.

C'est la méthode de dosage des orthophosphates de MURPHY et RILEY (1962) qui est utilisée. Les ions PO_4^{3-} sont susceptibles de donner avec le molybdate d'ammonium en milieu acide, un complexe jaune, le phosphomolybdate d'ammonium $(\text{NH}_4)_3 \text{P}(\text{MoO}_4)_4$. Ce complexe est réduit par l'acide ascorbique ; cette forme réduite de coloration bleue a un maximum d'absorption à 885 nm. La réaction de réduction est catalysée par l'antimonyl tartrate.

- Chlorophylle.

Elle a été dosée à l'aide du fluorimètre "TURNER 11" par la méthode qui peut se résumer de la manière suivante. Après filtration de l'eau de mer sur les membranes en fibre de verre (Whatman GF/C), les filtres sont conservés au froid à -15°C. L'extraction s'effectue à l'éthanol.

Après avoir préalablement déterminé le facteur acide (T) par le rapport des fluorescences avant et après acidification (Fo/Fa) les concentrations ont été calculées par les formules de LORENZEN (1966).

$$\begin{aligned}\frac{\text{Chl. } a}{\text{Pheo } a} &= \alpha \left(\frac{T}{T - 1} \right) \cdot (F_o - F_a) \\ &= \alpha \left(\frac{T}{T - 1} \right) \cdot (T \cdot F_a - F_o)\end{aligned}$$

où α est une constante caractéristique de l'appareillage.

Dans notre cas $\alpha = 59 \cdot 10^{-5}$ et $T = 1.55$

- Courants.

Ils ont été mesurés à l'aide de courantomètre AANDERAA. L'enregistrement sur bande magnétique de la vitesse et de la direction s'est effectué au mouillage du bateau toutes les 30 secondes. La correction de l'effet des courants de marée a pu être réalisée grâce aux résultats des travaux de TOMCZAK (1970) et de REBERT (1976) dans la région.

R A P P E L D E L A T H E O R I E
D E S C O U R A N T S D E P E N T E E T D E D E R I V E
D ' E K M A N P O U R L ' E T U D E D E S M O U V E M E N T S
V E R T I C A U X

Le point de départ est le travail de THORADE (1909) qui, pour une meilleure explication qualitative de la remontée des eaux (dans la région du courant californien) a approfondi la théorie des courants de vents et de gradients d'EKMAN (1905). Adoptant le point de vue de THORADE, Mc EWEN (1933) a donné pour la première fois l'équation décrivant le processus de la montée des eaux. Le principe de cette théorie est le suivant : On suppose une côte rectiligne bordant une mer homogène en densité et "assez profonde" : le flux d'eau transporté par le courant de dérive est normal et à droite de la direction du vent dans l'hémisphère nord ; il y a donc (dans cet hémisphère) retrait des eaux de la côte avec des vents dont la vitesse a une composante venant de la droite pour un observateur faisant face à la mer et accumulation des eaux dans le cas contraire. On appelle respectivement vent de reflux et vent d'afflux ces deux types de vents. Le flux d'eau par unité de longueur est

$$S_1 = \frac{\tau}{\rho f} \quad (1)$$

où τ en $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-2}$ est le vecteur de la tension du vent à la surface de la mer.

ρ en kg.m^{-3} - la densité de l'eau

et $f = 2\omega \sin \varphi$ - le paramètre de Coriolis.

Le retrait de l'eau (ou son accumulation) devant le rivage entraîne la formation d'une pente descendante de la surface de la mer, dirigée vers la côte en cas de reflux (et vers le large en cas d'afflux) (Fig. 6). Cette inclinaison du niveau de la mer crée un courant de gradient de direction parallèle à la côte et dont la vitesse est

$$u_g = \frac{g}{f} \alpha \quad (2)$$

où α est l'inclinaison de la surface de l'eau.

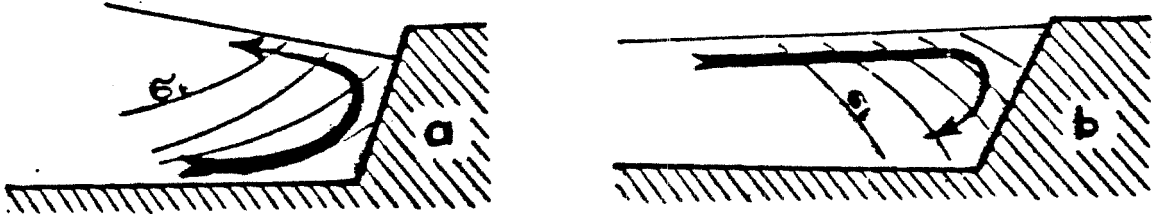


fig. 6 - Schéma de la circulation verticale près d'un rivage sous l'effet du vent. a) - cas d'un vent de reflux et b) - cas d'un vent d'afflux.

Dans le cas de reflux, au voisinage du fond là où la force de frottement est importante, une autre composante de vitesse orientée vers la côte fait son apparition. Ce flux profond par unité de longueur est égal à:

$$s_2 = \frac{u_g D}{2\pi} \quad (3)$$

où D est l'épaisseur de la couche profonde dans laquelle se fait sentir l'effet de frottement du fond.

Un équilibre dynamique s'établit entre le flux d'eau transporté par le courant de dérive et celui qui est transporté par la composante profonde du courant de pente, car les composantes normales au rivage des flux de dérive (s_1) et de pente (s_2) se compensent nécessairement en raison de la présence de ce rivage; on observe:

$$\frac{\tau}{\rho f} = \frac{u_g D}{2\pi} \quad (4)$$

Ces formules ne sont applicables que si la couche de surface et la couche de frottement près du fond sont séparées par une couche où existe le courant de gradient parallèle à la côte. Ainsi des flux normaux au rivage exige la formation de courants verticaux dans la zone littorale en vertu de la loi de continuité des mouvements.

Les afflux d'eaux sont accompagnés d'une plongée des eaux superficielles, aux reflux correspond une remontée des eaux profondes, près du rivage. C'est ce phénomène qui est appelé en anglais upwelling.

Puisque l'intensité du mouvement vertical de compensation doit être égale à celle du mouvement horizontal de surface de la côte vers le large, nous aurons alors

$$- Lt. \bar{w}_h = \frac{\tau}{\rho f} \quad (5)$$

où Lt est la largeur du champ d'action du vent,

$\bar{w}_h$ la valeur moyenne de la vitesse verticale sur une bande de largeur Lt de la côte.

Pour appliquer cette équation dans le cas concret de la baie de Corée, située en zone des vents alizés à composante sud, nous orientons notre système d'axes de manière que l'axe positif des x soit dirigé vers le large $Lt = \Delta x$. Dans ce cas, le long de la ligne côtière, le rivage se présente comme une barrière imposant un flux normal de masse nul

$$M_1 = \frac{\tau'}{f} = 0 \quad (6)$$

ce qui entraîne que τ' (la tension du vent à la côte) est égale à zéro. Au large ce flux de masse par unité de longueur sera exprimé par

$$M_2 = \frac{\tau''}{f} \quad (7)$$

où τ'' est la tension du vent sur le bord externe de Δx . Le déficit de la masse par unité de temps dans une couche de profondeur h est déterminé par la différence

$$(M_2 - M_1) = \frac{\Delta \tau}{f} = \frac{\tau''}{f} \quad (8)$$

Le long du "mur côtier" ce déficit de la masse est rétabli grâce à l'apport vertical

$$-\rho \bar{w}_h \Delta x = \frac{\Delta \tau}{f} = \frac{\tau''}{f} \quad (9)$$

D'où la vitesse verticale est:

$$w_h = -\frac{1}{\rho f} \frac{\Delta \tau}{\Delta x} = \frac{\tau''}{f} \quad (10)$$

Le paramètre de Coriolis f est dans notre cas égal à $3,7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

La tension du vent τ est calculée par la relation

$$\tau \text{ (Kg.m}^{-1}.\text{s}^{-2}) = \rho \text{ Cd.} |\vec{v}|.v \quad (11)$$

où $\rho = 1,2 \text{ kg/m}^3$ est la densité de l'air

$\text{Cd} = 1,3 \cdot 10^{-3}$ est appelé "drag coefficient" (friction-entraînement).

et v est la vitesse du vent en mètres/seconde.

Dans le cas d'une mer stratifiée, le schéma de la circulation verticale n'est pas qualitativement différent. Les courants de surface sont déviés vers la droite (en s'éloignant de la côte) alors que, dans les couches sous-jacentes, par suite de l'influence du frottement horizontal dans le courant de gradient, un mouvement transversal se produit, orienté vers la gauche du vent, c'est-à-dire vers la côte. Il se forme ainsi, comme dans le cas précédent, une circulation transversale dans le sens des aiguilles d'une montre (si l'on regarde dans le sens du vent).

C'est pour cette raison que, pour une mer stratifiée ou non ce type de circulation verticale engendre toujours la distribution du champ des paramètres hydrologiques, caractérisée par des eaux plus

denses (froides et sous saturées en oxygène) sur le bord gauche du vent (à la côte) alors que les eaux chaudes et légères occupent le bord droit (au large).

HYDRODYNAMIQUE

HYDROLOGIE

La Baie de Gorée est située dans la zone tropicale nord. C'est dans les zones tropicales que s'effectuent les plus importants échanges de chaleur (par convection et par évaporation) entre océan et atmosphère. Comme tout le reste du plateau continental sud du Sénégal, cette baie subit de juin à octobre un réchauffement intense des eaux de surface et, de décembre à mai, un refroidissement. Sa structure thermique, sa salinité et, par conséquent, son champ de densité vont donc beaucoup dépendre du rayonnement solaire et des échanges avec l'atmosphère. Naturellement, elles dépendent également de l'advection horizontale dans la genèse de laquelle les vents jouent un rôle prépondérant. Pour une meilleure compréhension de l'hydrologie de la Baie de Gorée, une étude préliminaire de l'action des vents sur la température des eaux de surface nous semble indispensable.

REGIME METEOROLOGIQUE ET TEMPERATURE DE SURFACE.

Pour déterminer le rôle de l'atmosphère dans le réchauffement ou le refroidissement des eaux de surface de la Baie de Gorée, nous avons représenté sur les figures 7 les données météorologiques journalières (vents, température de l'air, nébulosité et rayonnement solaire direct) recueillies à la station de DAKAR-YOFF et les mesures correspondantes de la température de l'eau de surface à la station côtière de THIAROYE. La distance entre ces deux stations (une dizaine de kilomètres environ) n'empêche pas d'observer certaines relations entre les données.

Comme nous le savons, le réchauffement et le refroidissement des eaux de surface par l'atmosphère dépendent d'une part du rayonnement solaire ou plus précisément de l'excès de ce rayonnement reçu sur le rayonnement réfléchi et émis (infrarouge) et, d'autre part, de l'échange de chaleur par convection et par évaporation entre atmosphère et eau. Si le réchauffement des eaux de surface est principalement déterminé par le rayonnement solaire,

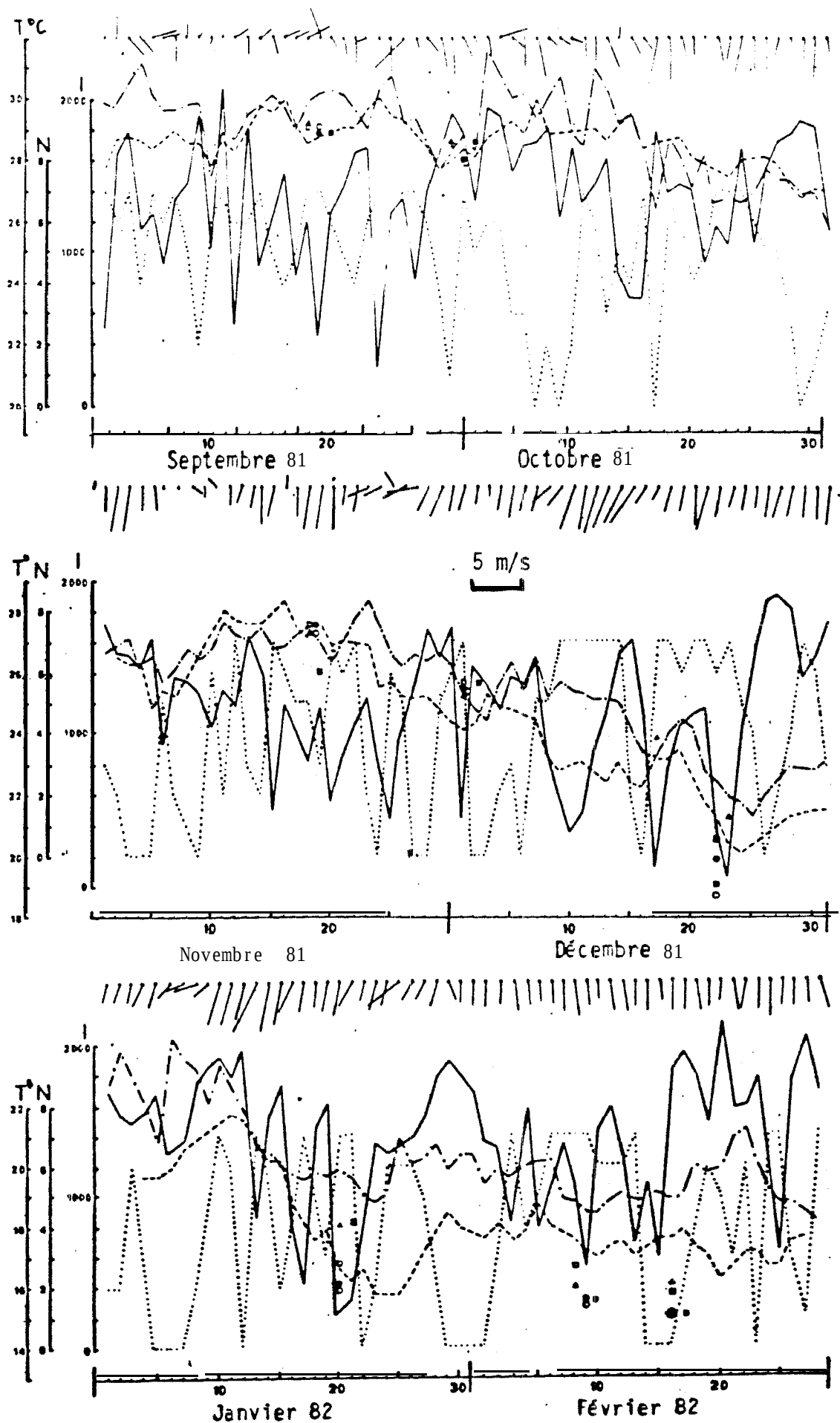


Fig.7a Variation temporelle de la température de l'air (T_a ---) de la température de l'eau (T_w ---), de la nébulosité (N) et de l'insolation (I -) aux stations côtières de Dakar-Yoff et Thiaroye/mer. Les valeurs de la température de surface à quelques stations du large ($\blacktriangle$ -st.2; $\blacksquare$ -st.8; $\circ$ -st.9; $\bullet$ -st.10; $\blacksquare$ -st.21) sont également indiquées.

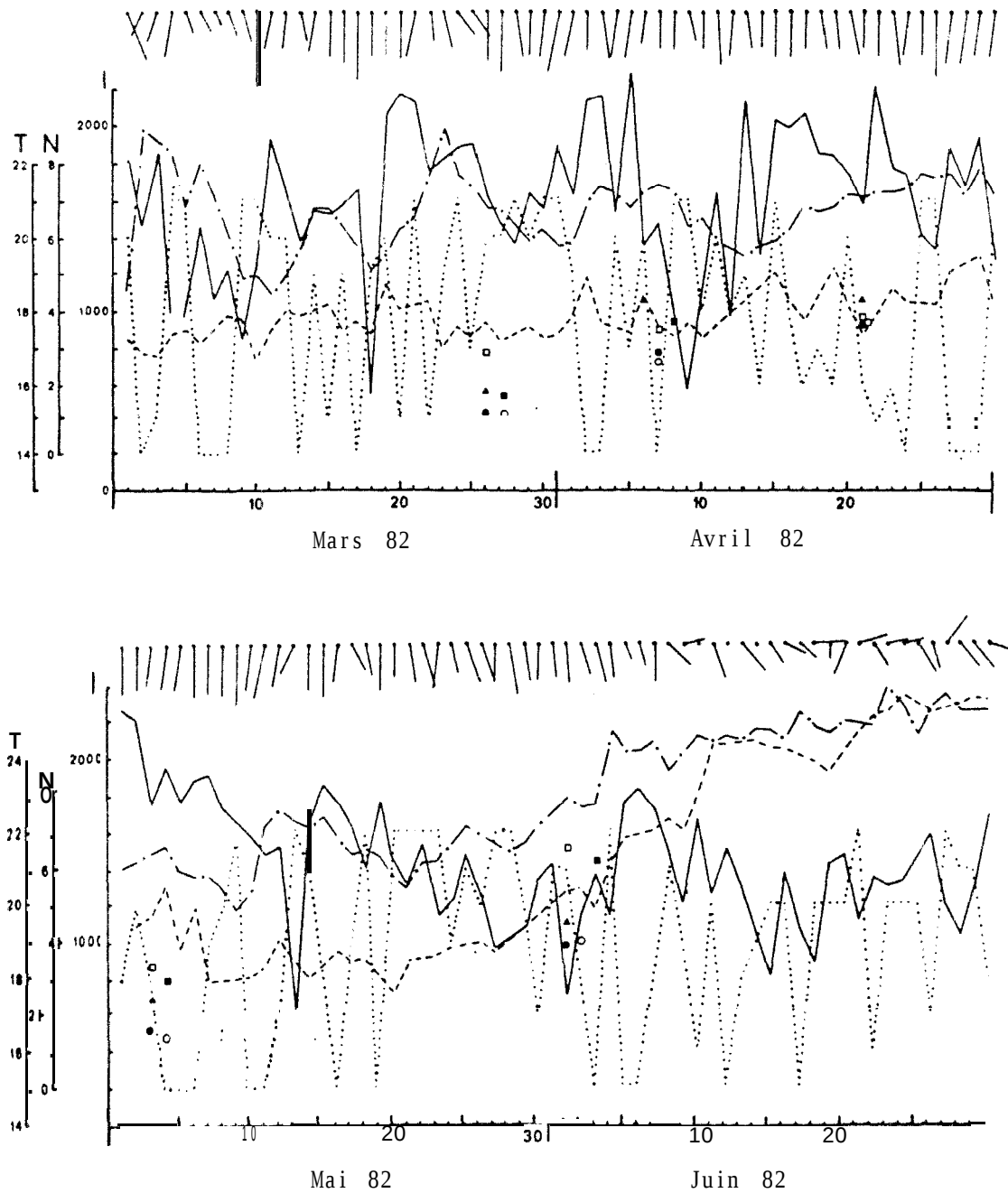


Fig. 7b - Variation temporelle de la température de l'air (T_a - - -) de la température de l'eau (T_w - . - .), de la nébulosité (N ...) et de l'insolation (CI - - - -) aux stations côtières de Dakar-Yoff et Thiaroye/mer. Les valeurs de la température à quelques stations du large (Δ - st.2; $\square$ - st.8; $\bullet$ - st.9; $\circ$ - st.10; $\blacksquare$ - st.21) sont également indiquées.

en retour leur refroidissement par l'atmosphère va beaucoup dépendre de l'action des vents (évaporation, conduction-convection). Ce refroidissement des masses d'eaux superficielles par les vents se fait de deux manières.

D'une part, en soufflant du nord, ils peuvent amener aux basses latitudes des masses d'air plus froides qui, au contact des masses d'eaux superficielles les refroidissent par convection. D'autre part, par effet de frottement les eaux de surface vont être chassées vers le large provoquant une remontée d'eaux froides compensatrices à la côte. Dans le régime des vents, nous pouvons distinguer trois moments principaux :

- la période des vents irréguliers en force comme en direction (juin-septembre) ;
- la période où les vents sont de secteur nord mais irréguliers en intensité (octobre-novembre) ;
- la période des vents forts de secteur nord (décembre-mai).

1) - Pendant la première période, c'est le rayonnement solaire qui détermine le réchauffement des eaux de surface. Comme le montre la figure 7a au mois de juin lorsque les vents commencent à devenir irréguliers alors que le rayonnement solaire a une valeur moyenne de 1300 joules/cm^2 , on assiste à un début de réchauffement de l'air et de l'eau qui, à ce moment, ont presque la même température (25°). L'accalmie des vents en cette période d'ensoleillement va favoriser une augmentation de la température de l'air et de l'eau qui de 25°C en juin, atteint 30°C en fin septembre-début octobre. Exprimée en octat, la nébulosité, bien qu'assez importante (7/8), présente en ce moment de grandes fenêtres de transparence qui varient de 1 à 4 jours. Il ne nous a pas été possible de déterminer le temps de réponse des eaux de surface à l'excitation des vents.

2) - La seconde période, (octobre-fin novembre) se caractérise aussi par de forts rayonnements solaires (1300 joules/cm^2) et un maximum de nébulosité de 7/8 avec de grandes fenêtres de trans-

parence. Cependant, l'apport des masses d'air froides par ces vents du nord est très important et explique le refroidissement de l'atmosphère et des eaux superficielles que l'on observe à ce moment là. De 29°C en début octobre, la température tombe à 25°C en fin novembre. Il s'agit d'un refroidissement par convection thermique,

Pendant cette période, nous avons aussi essayé de déceler le temps de réponse des eaux de surface aux fluctuations du vent. Ainsi, nous avons constaté que deux jours de vent de secteur nord de plus de 5 m.s⁻¹ suivis de deux autres jours de vent de même secteur bien que moins forts (4 ms⁻¹) se traduisent trois jours plus tard par une baisse de près de 1,5°C de la température des eaux de surface. En retour, une accalmie d'un seul jour suffit pour que 3 jours plus tard on observe un réchauffement de 0,5°C des eaux de surface. Avec l'augmentation de la durée d'accalmie, comme nous pouvons le constater du 6 au 10 novembre, les eaux de surface se sont réchauffées de 3°C. Cette élévation se serait sans doute poursuivie jusqu'à ce que ces eaux aient atteint leur température maximale de la période précédente si les vents de secteur nord n'avaient pas commencé à souffler.

3) - L'installation des vents réguliers et assez forts de secteur nord en décembre a pour conséquence une baisse sensible de la température de l'air et de l'eau. Cette période est surtout marquée par une diminution de la température de l'eau qui devient inférieure à celle de l'air de 2°C. Ceci prouve l'existence d'une autre source de refroidissement des eaux, différente de la simple conduction thermique vers l'atmosphère. L'observation, à ce moment de l'orientation des vents, nous révèle qu'ils sont de secteur nord-est donc favorables à l'évacuation des eaux de surface vers le large et, par conséquent, à l'établissement d'un phénomène de compensation amenant à la côte, des eaux profondes plus froides. Dans le refroidissement des eaux, la fonction dynamique des vents semble être, à ce moment, plus importante que la conduction thermique.

Durant cette période, nous avons observé ce même déphasage de 3 jours entre la période (2-3 jours) de vents de secteur nord de plus de 5 m.s^{-1} , et le début de la baisse de la température superficielle. Le réchauffement journalier des eaux de surface en période d'accalmie se fait encore dans les mêmes proportions ($0,5^{\circ}\text{C}$). Ceci s'explique aisément par les fortes valeurs de rayonnement solaire (une moyenne mensuelle de 1800 joules/cm^2) qu'on observe encore à ce moment. Le minimum de température ($15,5^{\circ}\text{C}$) est observé après une semaine de vents de plus de 7 m.s^{-1} , et lorsque l'éclairement solaire est le plus faible.

Par ailleurs, le réchauffement de ces eaux de surface de plus de $2,5^{\circ}\text{C}$ en fin janvier, après le minimum de température, fait suite à cinq jours de vent faible de l'ordre de 3 m.s^{-1} alors que la moyenne mensuelle du rayonnement solaire est de l'ordre de $1600 \text{ joules cm}^{-2}$. A partir de fin mars et jusqu'à la fin du mois de mai, bien que les vents soient de secteur nord, leur effet sur la température des eaux de surface est atténué par les fortes valeurs d'insolations ($1800 \text{ joules.cm}^{-2}$) observées à cette période. Ainsi de 17°C en mars, la température des eaux de surface atteint 20°C en fin mai.

Pour bien mettre en relief le rôle de l'orientation des vents dans le refroidissement des eaux de surface de la baie de Gorée, nous avons composé la figure 8. Elle montre la variation dans le temps de l'intensité des composantes méridienne et zonale de la vitesse du vent en relation avec les données de température de surface recueillies le long des radiales hydrologiques de Rufisque et Somone-Popenguine de janvier 1981 à juin 1982.

Au cours, de l'année 1981, il n'a pas été possible de déceler le début de l'upwelling en Baie de Gorée, les observations n'ayant commencé qu'au mois de janvier c'est-à-dire au milieu de la saison des eaux froides. Cependant, sur les figures nous constatons bien l'existence de deux sources de remontée d'eaux profondes dont le centre se caractérise par un minimum de température de 15°C . Si la source sur la radiale de Rufisque est complètement "plaquée"

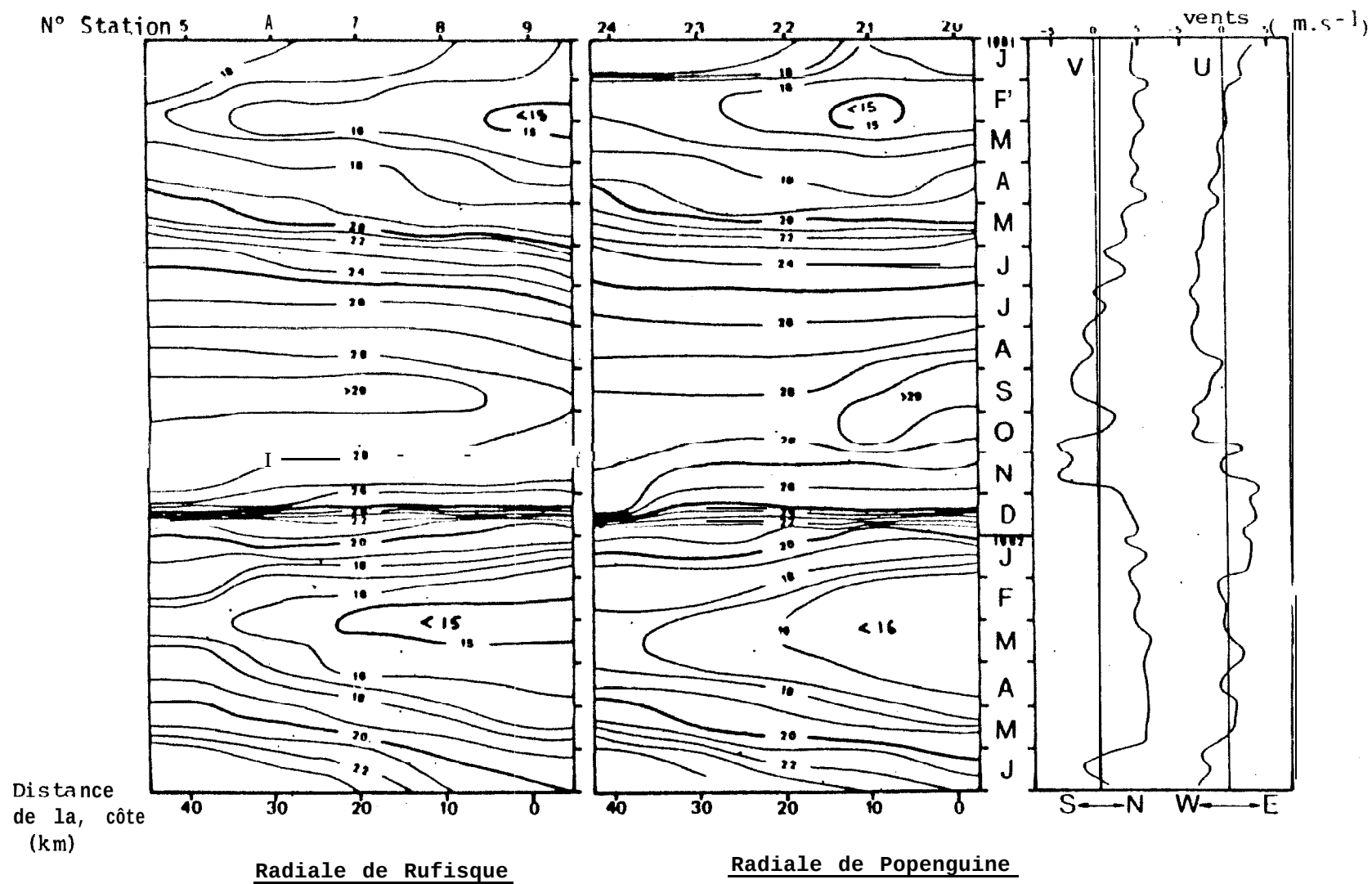


Fig. 8 - Variation dans le temps de la température de surface le long des radiales de Rufisque et de Popenguine-Somone en relation avec les composantes horizontales de la vitesse du vent.

à la côte, celle de Somone-Popenguine se situe à une dizaine de kilomètres de la côte, Ces deux minima de température s'observent quand la composante zonale Est est presque nulle alors que la composante méridienne (soufflant vers le Sud) est de l'ordre de 5 m.s^{-1} . En suivant l'évolution de l'isotherme 16°C , nous remarquons qu'elle s'étend au large jusqu'à 35 km de la côte au niveau de la radiale de Rufisque, alors qu'au Sud (Somone-Popenguine), les eaux de moins de 16°C ne s'éloignent pas plus de 25 km de la côte. Ceci montre bien que la source de remontée côtière est beaucoup plus étendue que celle du large de Somone.

Quant au début du réchauffement des eaux, il est observé en Mai-Juin au moment où la composante Ouest fait son apparition dans le champ de vents. Ce réchauffement se poursuivra au fur et à mesure que diminue la composante méridienne du vent. Les eaux les plus chaudes s'observeront lorsque les vents sont de secteur Ouest pur c'est-à-dire favorable à l'avancée vers la côte des eaux chaudes du large.

C'est au moins de décembre (1981) que nous avons pu mettre en évidence le début du refroidissement des eaux de la Baie de Gorée. Cette période qui se caractérise par un fort gradient de température s'observe au moment de l'apparition d'une composante Est dans les vents de secteur nord. Au fur et à mesure du développement des vents, la composante zonale diminue alors que la méridienne augmente. Ainsi au cours de l'année 1982, le minimum de température marquant le centre de la remontée des eaux, est encore observé en fin février-début mars, quand les vents sont de secteur nord pur. Contrairement à l'année précédente, au cours de cette année 82, toutes les sources de remontée sont restées plaquées à la côte et l'upwelling de la radiale de Rufisque demeure le plus intense.

M A S S E S D ' E A U

I - GENERALITE SUR LES MASSES D'EAU DE L'ATLANTIQUE TROPICAL.

Pour cette étude, nous avons suivi l'évolution spatio-temporelle du diagramme-T,S. En effet, le diagramme-T,S permet non seulement de caractériser les masses d'eau et de déterminer leur origine, mais aussi d'évaluer la vitesse de mélange des eaux. La méthode d'analyse des diagrammes-T,S a été introduite en océanographie par HELLAND-HANSEN (1916). Se basant sur cette méthode, WÜST (1936), DEFANT (1936), SVERDRUP (1942) et JACOBSEN (1927) ont fait une description détaillée des masses d'eau de l'océan atlantique. Tous ces auteurs ont donc contribué à la définition des "masses d'eau".

Plusieurs tentatives de classification des masses d'eau de l'Atlantique tropical ont été faites avec des méthodes différentes. L'une des plus précises et qui a été appliquée à toutes les masses d'eau océaniques a été la classification de A. DEFANT (1961). Il a divisé la couche océanique en quatre (4) zones :

- la couche des 50 premiers mètres de surface encore appelée la couche de frottement du vent qui est séparée de la couche sous-jacente par la pycnocline ;
- la couche de Transition qui s'étend jusqu'à 150-200 mètres de profondeur. Dans cette couche la température et la salinité dépendent entièrement des conditions de surface ;
- la troposphère avec d'importants gradients verticaux de la température et de la salinité. Elle s'étend de 150-200 mètres à 600-1 500 mètres ;
- la stratosphère (de 600-1 500 mètres au fond) se caractérise par de faibles variations spatio-temporelles des paramètres hydrologiques.

A la différence de DEFANT, WÜST (1936) divise la couche d'eau de l'Atlantique tropical en trois zones : la supérieure, l'intermédiaire et la profonde en prenant comme limite inférieure

de la troposphère l'isotherme 10°C.

Comme nous le constatons, les classifications de WÜST et de DEFANT ne concernent que le large des océans. Le présent travail, concernant surtout une zone littorale, nous nous servirons beaucoup plus de la classification de BERRIT (1952) (voir chap. situation climatique) qui a étudié les masses d'eau du Golfe de Guinée et en particulier celles de la presqu'île du Cap Vert. Toujours dans les eaux sénégalaises, ROSSIGNOL, (1973) utilisant la classification de BERRIT, constate, en plus des eaux "guinéennes", "tropicales" et "canariennes", l'existence des eaux centrales sud atlantique (ECSA) et nord atlantique (ECNA). Ces eaux (ECSA et ECNA) étudiées par SVERDRUP (1942) et DEFANT (1961), se définissent par le graphique suivant (Fig. 9').

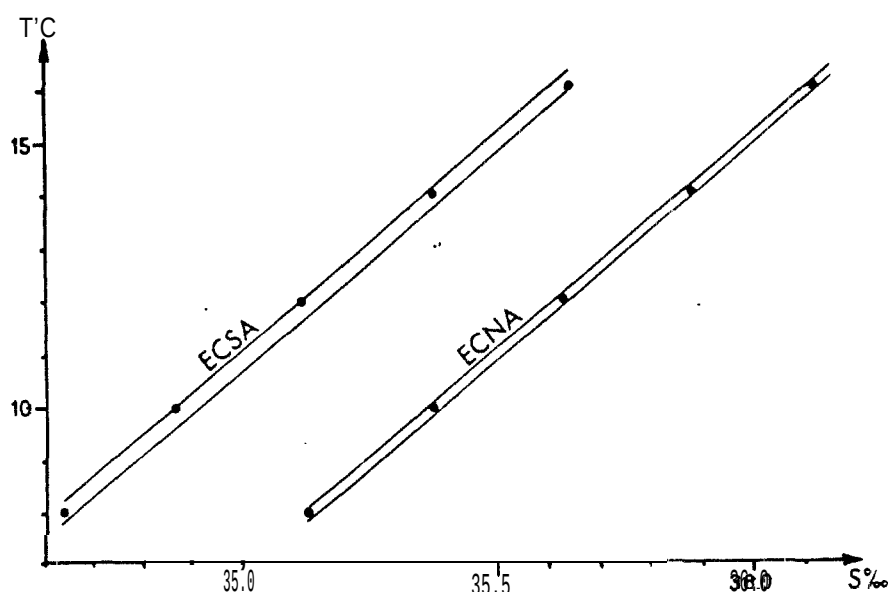


Fig.9 - Diagramme - T,s des Eaux Centrales Sud Atlantique (ECSA) et Nord Atlantique (ECNA)

Les ECSA et ECNA, selon SVERDRUP (1942), sont formées respectivement au centre des dérives sud et nord atlantiques et se situent de manière générale aux profondeurs comprises entre 150-200 mètres et 450-500 mètres.

Dans la région sénégalaise comme partout ailleurs, la structure hydrologique dépend 'beaucoup de l'évolution dans l'espace des masses d'eau et surtout de leur limite dans les zones frontales. L'étude des mouvements des masses d'eau ainsi que l'analyse des diagrammes-T,S nous ont permis de mettre en évidence en Eaié de Gorée de septembre 1981 à juin 1982 cinq principales masses d'eau :

- les "eaux tropicales" ;
- les "eaux guinéennes" ;
- les eaux d'upwelling principalement de type "eaux canariennes"
- les eaux centrales sud atlantique (E.C.S.A.) ;
- les eaux centrales nord atlantique (E.C.N.A.).

II - DISTRIBUTION VERTICALE.

Afin de mieux suivre l'évolution de ces masses d'eaux, nous avons (Fig. 10) procédé à l'analyse de la répartition verticale des températures mesurées en baie de Gorée de septembre 81 à juin 82 à la station 5 (du large!, en relation avec les moyennes décadaires des vents. Située à une quarantaine de kilomètres de la côte, cette station ne peut, en principe, pas être très sensible aux remontées d'eaux profondes à la côte. Par contre, sa position au centre de la baie, par où arrivent presque toutes les masses d'eau de la région, lui permet de bien représenter la succession des différentes saisons marines. Ainsi, on a pu distinguer en baie de Gorée deux périodes principales pour la structure hydrologique :

- la saison des eaux chaudes, de juin à novembre ;
- et la saison des eaux froides, de décembre à mai.

Mieux que la température et la salinité considérées séparément, la densité combinant leur effet, représente de meilleure façon la variabilité de la structure. C'est pour cette raison que la plupart des figures qui illustrent ce texte sont relatives à la densité. Celles concernant les autres paramètres sont con-

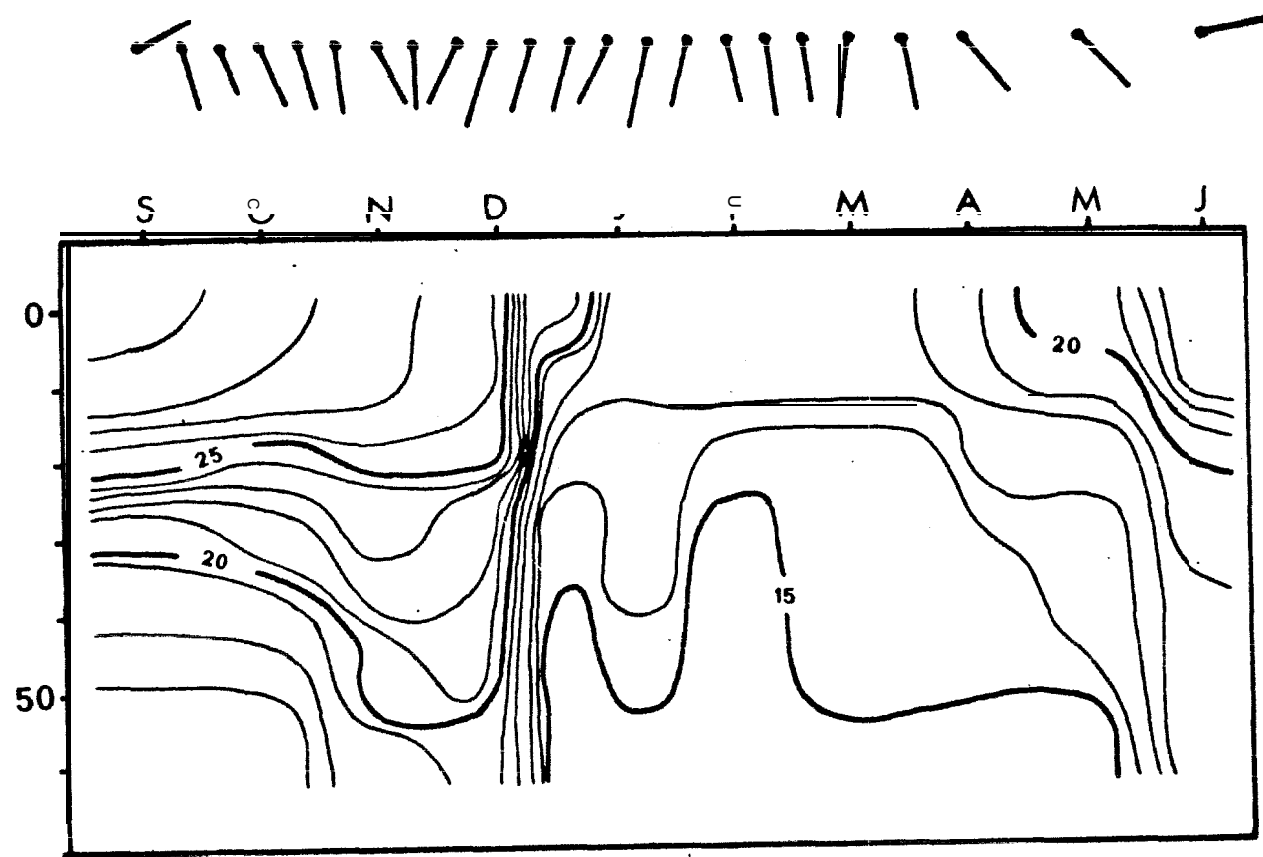


Fig. 10 - Variation dans le temps du profil de température à la station 5 en relation avec les moyennes décadaires des vents.

signées en annexe.

II.1 - LA SAISON DES EAUX CHAUDES.

Cette saison se caractérise essentiellement par des températures élevées ($T > 24^{\circ}\text{C}$) et surtout par la superposition de trois couches d'eaux différant entre elles par leur structure :

- la couche homogène de surface ;
- la couche intermédiaire avec de forts gradients de température, de salinité, et de densité ;
- et la couche profonde où ces paramètres varient très peu.

La couche homogène de surface est directement exposée aux conditions météorologiques. L'étude de l'évolution des masses d'eau qui la constituent permet de bien mettre en évidence le rôle du vent dans sa formation. Sur la figure 11, nous avons représenté l'épaisseur de cette couche en fonction du temps. Nous ne mettons pas en évidence de façon sûre une loi de variation de l'épaisseur de la couche isothermique. Cependant, l'avancée et la remontée de la thermocline sont nettes, avec un noyau plus profond qui avance vers l'Est en se séparant progressivement.

Les variations de la salinité et de la densité en fonction du temps à l'intérieur de cette cruche permettent aussi de distinguer deux périodes distinctes durant la saison des eaux chaudes

- celle des eaux chaudes salées ou "eaux tropicales" ;
- et celle des eaux chaudes et déssalées ou "eaux guinéennes".

II.1.1 - La période des eaux tropicales.

Définies par BERRIT (1952), les eaux tropicales se caractérisent par des températures et des salinités respectivement supérieures à 24°C et 35 ‰. L'installation de ces eaux en baie de Gorée ne semble pas accuser de retard par rapport aux conditions

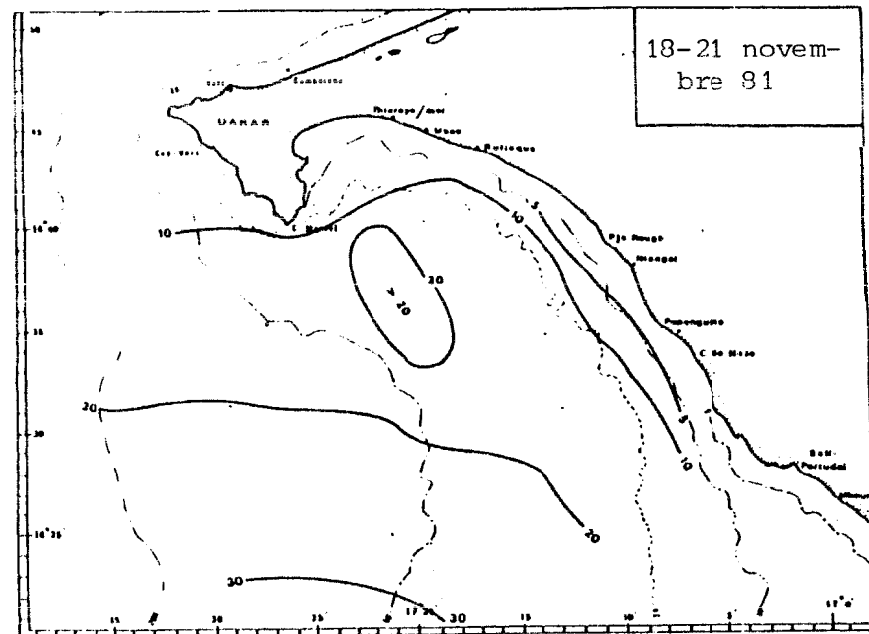
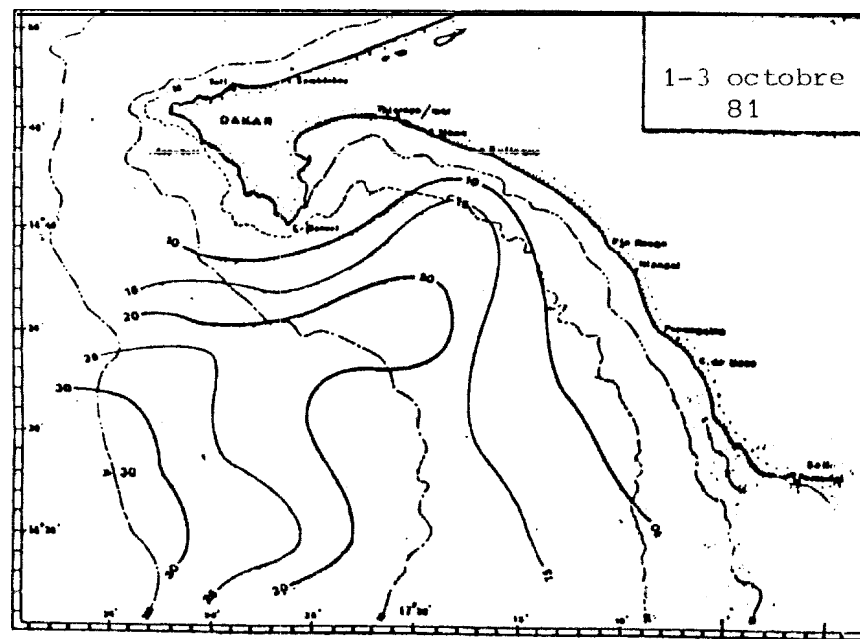
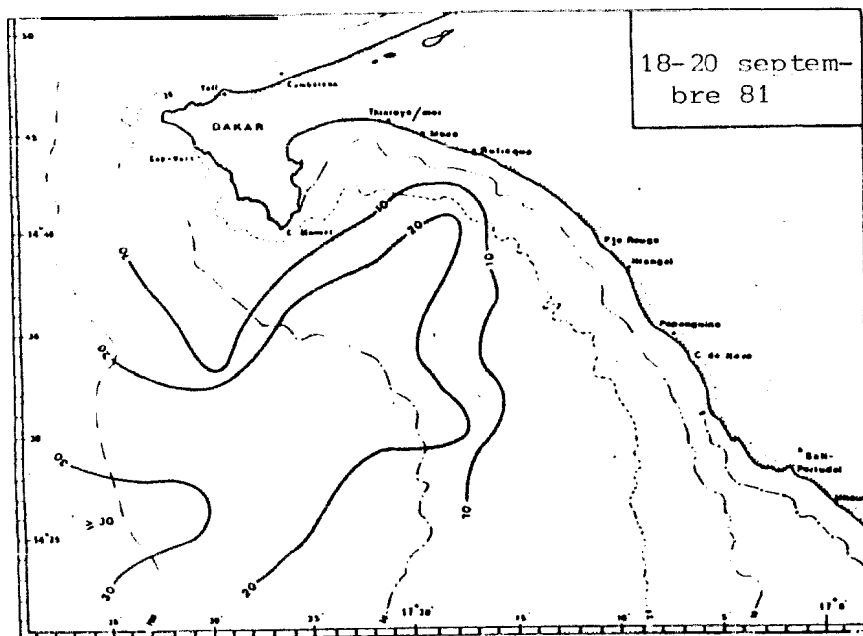


Fig. 11-Topographie du niveau supérieur de la
thermocline.

habituelles : en effet, elles ont été observées au mois de Juin, quand les alizés de secteur nord-ouest sont faibles (3,5 m/s), et ne peuvent s'opposer à l'avancée des eaux chaudes et salées venant du large. La limite inférieure de répartition verticale de la couche homohaline ne semble pas correspondre avec le niveau supérieur de la thermocline ; autrement-dit, les structures thermiques et halines de la couche supérieure ne sont pas identiques. Sur le diagramme-T,S, ces eaux se caractérisent par des segments quasi-verticaux, indiquant par là que la stratification verticale est essentiellement assurée par la température.

D'après les observations de BERRIT (1952) et de ROSSIGNOL (1973), les eaux chaudes salées dites "tropicales" s'observent en baie de Gorée durant les mois de juin-juillet-août et même septembre. Leur origine a été bien expliquée par ROSSIGNOL et MEYRUEIS (1962). Ils l'ont liée aux courants nord et sud équatoriaux qui accumulent les eaux sur la côte est américaine (phénomène de "pilling-up"). Ce phénomène provoque un courant de retour appelé contre-courant équatorial. Pendant la période hivernale où les alizés sont zonalement dans leur position la plus méridionale, ce contre-courant se fait sentir en surface seulement au large de la côte du Libéria dans le Golfe de Guinée (d'où son appellation de "courant de Guinée"). Vers la fin de mai et le début de juin, les alizés locaux diminuant d'intensité car migrant plus au nord, la limite du contre-courant, elle aussi, remonte de plus en plus vers le nord ; elle se situe au niveau des Risagos et ce courant s'épanouit de part et d'autre de cet archipel côtier. Ainsi, on observe un premier écoulement vers le nord puis nord-ouest jusqu'à la latitude du Cap-Vert (ensuite nord-est, après le contournement de ce Cap) et un deuxième écoulement vers le sud-est. Toujours selon ROSSIGNOL (1962), les eaux apparaissant en baie de Gorée au mois de juin appartiennent non au contre-courant lui-même, mais à la bordure nord de ce contre-courant.

Si pour la période étudiée, et en dépit d'une pluviosité importante dans la région sénégalaise, on n'a pas observé de retard dans l'apparition des eaux tropicales en baie de Gorée, leur

présence, par contre jusqu'en octobre, est significative d'un retard à l'évacuation qui pourrait être dû à l'arrivée tardive des eaux concurrentes. En effet, on a observé un retard dans l'installation des alizés forts et réguliers de secteur nord qui pilotent les mouvements des eaux guinéennes. L'influence des vents est bien montrée sur la figure 7 où sont représentées les variations journalières des températures de l'air (T_a) et de l'eau (T_w) ainsi que les vents mesurés à la station de Dakar-Yoff. Au cours du mois de septembre, encore que les vents soient irréguliers, on note tout de même une tendance SC-NE dominante dans leur direction. Autrement-dit, quoique faibles, les vents sont alors, favorables à une lente avancée des eaux tropicales en baie de Gorée.

A cette époque, la couche intermédiaire est presque horizontale, et épaisse d'une vingtaine de mètres environ avec une stratification verticale thermique plus que haline (Fig. 12). C'est la couche des eaux de type "eaux canariennes".

La fin de la période de ces eaux tropicales coïncide avec l'apparition dans la région des vents forts de secteur nord de plus de 5 m/s, dès la deuxième quinzaine d'octobre. Ces vents forts qui ne dureront qu'une dizaine de jours (jusqu'à début novembre) auraient largement suffi pour déclencher l'évacuation de ces eaux dites tropicales et qui vont, au fur et à mesure, être remplacées, en baie de Gorée, par celles du contre-courant lui-même (eaux guinéennes).

11.1.2 - La période des "eaux guinéennes".

Elles sont généralement observées en Baie de Gorée de fin août à octobre (BERRIT, 1952 ; ROSSIGNOL, 1973) quand les eaux tropicales en ont disparu. Nous avons également constaté un retard dans l'apparition de ces eaux dans la région de la presqu'île du Cap-Vert. Toutefois, dès le mois de septembre, elles sont observées, au large de la baie de Gorée, sur les fonds de 200 mètres. Leur arrivée par le large confirme bien l'idée de ROSSIGNOL, selon

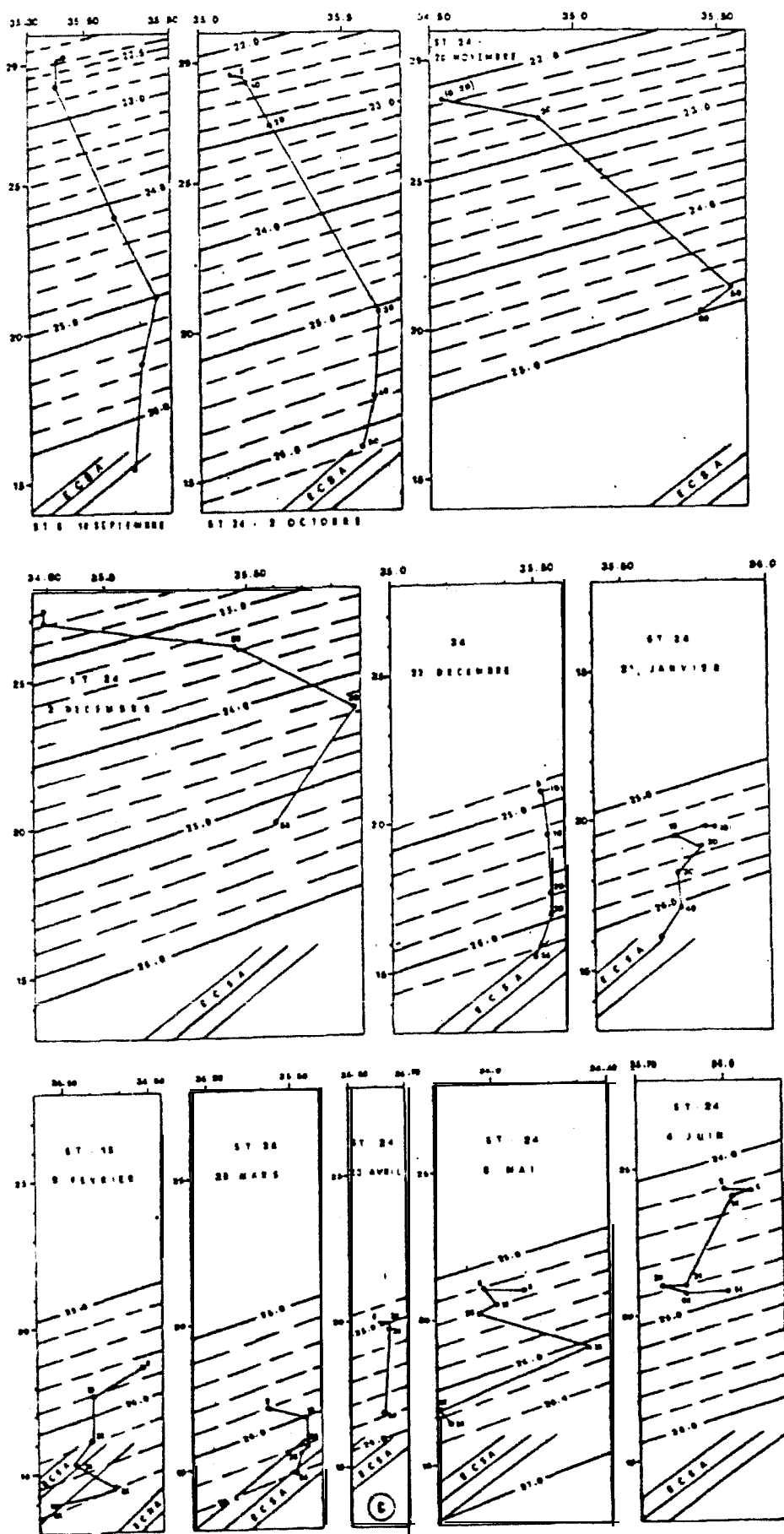


Fig. 12 - Evolution des diagrammes-T,S à différentes stations.

laquelle elles sont issues du contre-courant équatorial. Ces eaux chaudes et dessalées ne parviendront au fond de la baie qu'en novembre et, y resteront jusqu'au début du mois de décembre, période à laquelle les vents de secteur NE commencent à s'installer. Nous pouvons distinguer deux situations principales : l'une au mois de novembre et l'autre au début de décembre.

1) L'arrivée des eaux guinéennes dans la région à partir de novembre est caractérisée par une dénivellation de la partie supérieure de la pycnocline. Ainsi au large du sud de la baie où ces eaux sont plus abondantes, la couche homogène de surface devient plus épaisse. Elle y atteint une trentaine de mètres alors qu'au nord de la baie (radiale de Rufisque) dans la même bande méridienne, son épaisseur reste toujours égale à 10 mètres. Sur le diagramme-T,S (Fig.12), le segment de droite lui correspondant est presque horizontal ; ce qui veut dire que la stratification verticale de cette couche est principalement déterminée par la salinité. Sa densité est caractérisée par des σ_t variant entre 22,0 et 22,6. Au sud, sur les fonds de 20 mètres, l'apparition d'une structure en dôme au niveau de la station 21 ne permet plus d'y observer la couche homogène de surface. Cette structure est marquée par la rupture en surface de l'isopycne 23,0 annonçant le début de l'upwelling au large de Somone-Popenguine.

2) Au début du mois de décembre, quand les alizés sont de secteur NE, on assiste à une augmentation de la couche profonde grâce à l'arrivée massive en profondeur des Eaux Centrales Sud atlantique (ECSA) et la couche intermédiaire s'amincit (Fig. 13).

Ceci est surtout remarquable au niveau de la radiale de Rufisque où on note une augmentation de la salinité de la partie inférieure de la couche intermédiaire provenant d'un mélange entre les deux eaux considérées. A la même période, au large de la radiale sud de Fopenguine-Somone, nous remarquons un enfoncement de la couche intermédiaire sous les eaux guinéennes évacuant la baie. Les structures thermiques et halines de la couche intermédiaire semblent identiques, autrement-dit, la thermocline et l'halocline varient de la même manière.

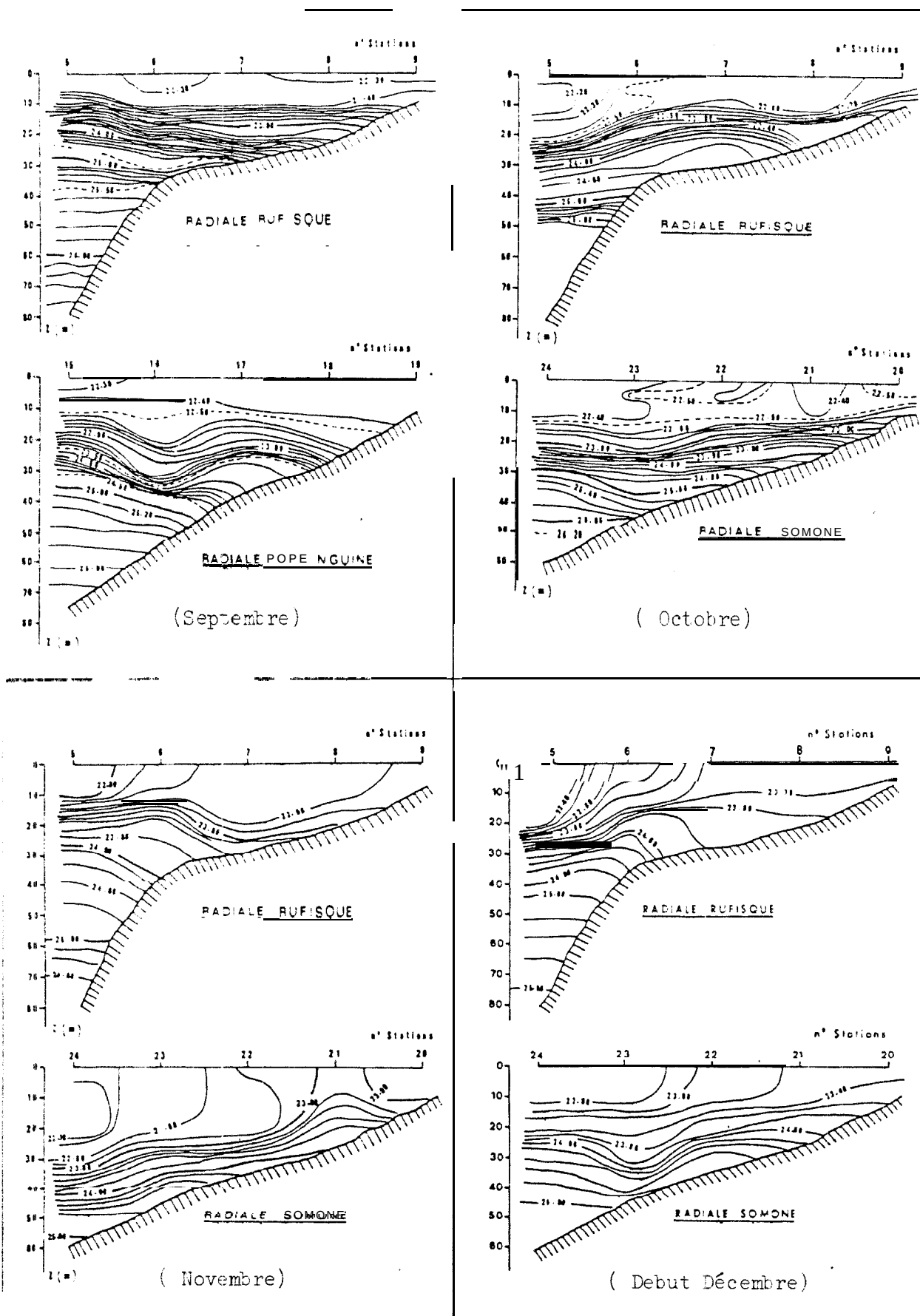


Fig. 13 - Répartition verticale de la densité.

Cette déformation amplifiée de la thermocline ne saurait s'expliquer uniquement par une variation de l'amplitude de la couche profonde. Elle pourrait s'expliquer aussi par la propagation d'onde de Kelvin dont le développement serait favorisé par l'emplacement et la nature même de la baie de Gorée. En effet, comme on l'a déjà établi, la plupart des mouvements marins sont la réponse directe ou indirecte à des excitations atmosphériques ou astronomiques. Les eaux sénégalaises, du fait de leur proximité de la région équatoriale peuvent être alors, selon PICAUT (1982), le siège d'ondes très particulières à grandes vitesses de phase, rendant ainsi la réponse aux oscillations atmosphériques beaucoup plus rapide et directe qu'aux latitudes moyennes. Pour MOORE et al (1978), un accroissement des vents dans l'Atlantique ouest déclenchant une onde de Kelvin piégée à l'équateur et, qui se propage d'ouest en est peut engendrer un upwelling sur les côtes ouest-africaines. Et tout dernièrement CREPON et RICHEZ (1981) ont démontré que la formation de telles ondes est liée à la nature même de baie ou de cap du lieu étudié. D'après ces auteurs, dans pareils cas l'upwelling qui se développe sous forme de coastal-jet contourne la baie ou le cap et se propage sous forme de front de Kelvin.

II.1.3 - Oxygène et sels nutritifs

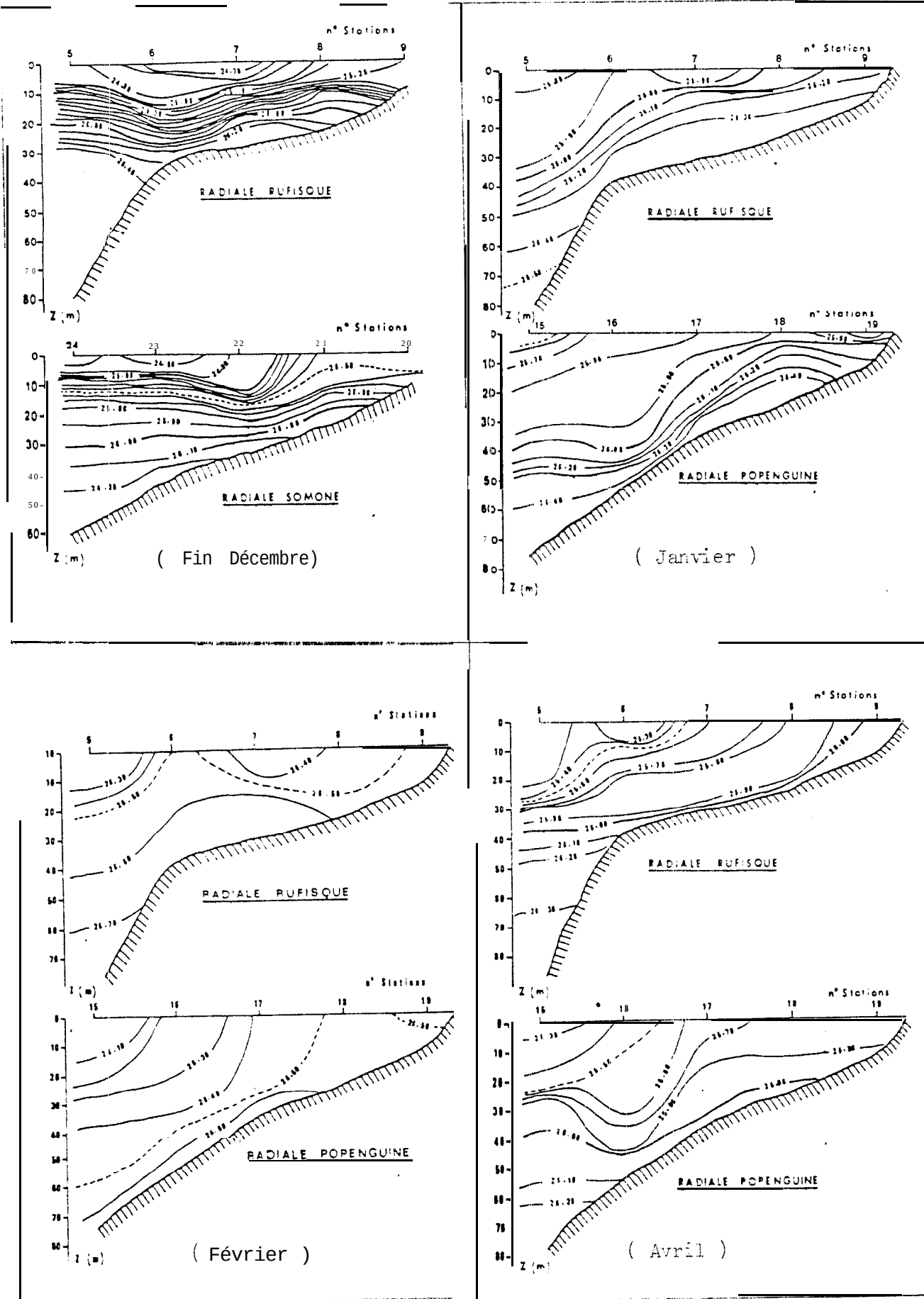
Qu'elle soit constituée d'eaux tropicales; ou d'eaux guinéennes, la couche homogène de surface est complètement dépourvue de nitrate et de phosphate. Ce sont des eaux oligotrophes. Toute la surface de la baie de Gorée, en contact direct avec l'atmosphère, présente des taux de saturation en oxygène oscillant autour de 100 %. Cette caractéristique d'oligotrophie et de saturation en oxygène des eaux superficielles en saison chaude sera observée jusqu'au mois de novembre lors de l'entrée en activité de la source de remontée du large de Popenguine-Somone. Durant toute cette période, le "réservoir" de sels nutritifs se situe en dessous de la pycnocline. Le sommet de ce réservoir, avec des concentrations en nitrates de l'ordre de 1 à 2 $\mu\text{atg/l}$, coïncide avec le

milieu de cette pycnocline, à l'immersion 25 mètres.

C'est donc après les coups de vent d'octobre-début novembre provoquant une déformation de la pycnocline, voire sa rupture au niveau de la source de remontée (au large de Popenguine-Sosone où apparaissent des concentrations de nitrates de l'ordre de $2 \mu\text{atg/l}$), que commence l'enrichissement en sels nutritifs des eaux superficielles. Le taux de saturation de ces eaux diminue aussi pour devenir inférieur au 100 %. L'accalmie des vents qui a suivi, en relâchant la tension à la surface, a provoqué un retour à une situation de stabilité. Ainsi en début-décembre, les concentrations de nitrates égales ou supérieures à $1 \mu\text{atg/l}$ sont à l'immersion -20 -30 mètres. A ce moment, néanmoins, la couche superficielle n'est pas complètement dépourvue de sels nutritifs avec des concentrations de nitrates variant entre 0,2 et 0,4 $\mu\text{atg/l}$. Cette basse teneur dans la couche superficielle, au moment où la pycnocline se réinstalle à l'immersion 20-30 mètres et, surtout l'observation des plus fortes concentrations (0,40 $\mu\text{atg/l}$), juste au dessus de cette pycnocline confirme l'idée de KLEIN et COSTE (1983) que l'enrichissement de la couche de surface en sels nutritifs peut se faire par diffusion turbulente à travers la pycnocline, ceci grâce à l'énergie mécanique due aux tensions de vents même faibles.

II.2 - LA SAISON DES EAUX FROIDES.

Le passage de la saison chaude à la saison des eaux froides présente une structure hydrologique toute particulière. C'est la saison de transition dont l'existence a déjà été signalée par BERRIT (1962) et TOURE (1972) aux mois de novembre et décembre. En 1981, c'est en décembre, avec l'installation des vents forts et réguliers de secteur nord qu'intervient la destruction de la structure à trois couches de la saison chaude. Les eaux guinéennes qui constituaient la couche homogène vont, sous une tension croissante des vents, évacuer la baie de Gorée. La couche profonde augmentant par l'apport des ECSA va provoquer une remontée en



Fis. 14 - Répartition verticale de la densité.

surface de la couche intermédiaire (Fig. 14). Ainsi, la température des eaux de surface devient inférieure à 24°C mais la colonne d'eau en baie de Gorée présente encore une forte stratification.

Cette saison de transition n'aura duré, en 1981, qu'une quinzaine de jours seulement et cette brièveté pourrait s'expliquer de la manière suivante. Après les dix jours de vents de secteur nord observés en fin octobre-début novembre, la structure hydrologique de la saison chaude commence à se déformer, mais la relaxation de ces vents, du 5 au 11 novembre, ne permettra pas la continuation de cette déformation. D'autre part, les vents de secteur nord, bien que irréguliers en intensité, observés du 11 au 22 novembre, en exerçant une petite tension à la surface de l'eau, ne permettront pas non plus un retour à la situation hydrologique antérieure. Les eaux sont donc sous une tension continue avec une tendance à la déformation. C'est pourquoi à la fin du mois de novembre, dès l'installation des vents de secteur NE de l'ordre de 5 m/s, il ne faudra qu'une quinzaine de jours seulement pour que la couche intermédiaire parvienne en surface et se détache progressivement de la côte avec la remontée d'eaux profondes. C'est donc à partir de ce moment que les eaux froides profondes d'upwelling atteignent la surface à la côte et commencent à refroidir toute la baie de Gorée. Ces eaux se caractérisent surtout par une température inférieure à 22°C et leur présence s'étend de fin décembre à début mai.

L'apparition de ces eaux d'upwelling (fin décembre) se caractérise par un diagramme- σ_t presque vertical et assez réduit en hauteur et le mélange est plus halin que thermique. Cette période est marquée aussi par une remontée de la thermocline à la côte, alors qu'au large sous des eaux évacuant la baie, elle est d'avantage enfoncée. Avec cette remontée de la pycnocline, la densité des eaux de surface est partout en baie de Gorée supérieure à 24,7. On assiste alors à un enrichissement brusque et généralisé en sels nutritifs de toute la couche superficielle de la Baie, Les concentrations maximales de nitrates ($77 \mu\text{atg/l}$) dans les régions côtières désignent bien les sources de remontée principales

d'eaux. Par leur état de faible sous-saturation (88 %), ces eaux de remontée prouvent bien leur provenance de faibles profondeurs. A cette époque, les plus faibles concentrations de nitrates (0,75 à 1,6 $\mu\text{atg/l}$) et les taux de saturation en oxygène légèrement supérieurs à 100 % sont observées au milieu de la baie (stations 7 et 22). Ceci montre bien qu'il ne se produit pas, à cet endroit, de remontée d'eau.

Toujours plus importante au nord, la couche profonde se distingue par sa plus grande homogénéité en densité ($26,45 < \sigma_t < 26,5$).

Au fur et à mesure que l'action des vents alizés se poursuit, le diagramme-T,S se rétrécit et : La remontée des isopycnes à la côte devient plus remarquable. Ainsi au mois de janvier, des eaux plus profondes à σ_t voisin de 26,10 font leur apparition à la côte en surface alors que les eaux du large de la baie ont une densité proche de 25,80.

Le maximum dans le mélange de ces eaux est observé en fin février-début mars et se traduit par une courbe T,S très réduite et comprise entre les températures 15 et 17°C et les salinités 35,40 et 35,55 ‰. La pycnocline complètement détachée de la côte ne s'observe même plus dans la baie de Gorée. Des eaux beaucoup plus denses à σ_t proche de 26,50 font leur apparition à la côte. Ce sont les ECSA d'origine assez profondes (70-75 m) qui arrivent ainsi en surface et marquent la période la plus intense de la remontée des eaux profondes. Au cours de cette période, la structure verticale du champ de densité révèle une nette différence entre le nord (radiale de Rufisque) et le sud (radiale de Somone-Popenguine) de la baie.

- Au nord, les isopycnes ont une allure sinusoidale mettant en relief, sur le rebord du plateau continental, une structure en dôme avec apparition en surface des isopycnes 26,4 et 26,5. Ceci confirme bien l'hypothèse de HILL et JOHNSON (1974) qui prévoit un second upwelling sur le rebord du plateau continental (si la pente est abrupte) lorsque la saison est bien avancée. Cet upwelling de février que l'on peut qualifier de secondaire

a été aussi mis en évidence par TEISSON (1981) en utilisant les observations de l'année 1970. D'après HILL et JOHNSON qui ont tenté d'expliquer le phénomène, pareils mouvements verticaux sont liés à la variation de la composante méridienne de la vitesse dans la couche de cisaillement qui se forme sur le rebord du plateau continental.

• Au sud; par contre (Fig.14), les isopycnes sont fortement inclinées. L'intensification de l'upwelling au large de Somone-Popenguine se caractérise aussi par l'émergence de l'isopycne 26,50. Le gradient vertical de la densité atteint alors son minimum (1.10^{-6} g/cm^4). Cette intensification de l'upwelling en février se caractérise aussi par la présence au fond de la Baie de Gorée des ECSA à l'état pur ainsi que du mélange ECSA et Eaux Centrales Nord Atlantiques (ECNA) (Fig. 12). Au large sur les fonds de 80 mètres, ces ECSA sont observées jusqu'à moins de 20 mètres de la surface alors que le mélange ECSA et ECNA se limite à l'immersion 50 mètres. Les eaux résultant de ce mélange sont justement les plus denses (σ_t supérieur à 26,60). Sur le diagramme-T,S, elles indiquent une tendance à l'écoulement d'où leur disparition du fond de la baie au mois de mars. Ce retrait des eaux profondes du mélange ECSA et ECNA coïncide encore avec une diminution dans l'intensité du vent qui ne fait pas plus de 4 m/s à ce moment et qui durent 5 jours (du 5 au 9 mars) souffle du nord-ouest. C'est le début du ralentissement de la remontée des eaux profondes qui sera plus net au mois d'avril où l'on assiste au ré-étalement de la couche intermédiaire (Fig.14 j).

Ce début de stratification des eaux de surface annonce la deuxième saison de transition, fin de la saison d'upwelling et début du réchauffement des eaux de surface. Au mois d'avril, cette couche stratifiée de surface épaisse d'une vingtaine de mètres, homogène en salinité (35, 60-35, 65 ‰), est constituée d'eaux "canariennes" avec des traces des ECSA. L'upwelling secondaire observé en fin février sur le rebord du plateau continental n'existe plus.

La couche profonde présente une homogénéité plus grande en salinité (35, 62-35, 65 ‰) comme température (16-17°C). L'importance de son épaisseur (plus de 40 mètre::) au niveau de la radiale de Rufisque prouve que subsiste encore une tendance à la remontée des eaux (tendance explicable par l'observation à ce moment de forts vents de plus de 5 m/s de secteur nord). Mais la stratification due au réchauffement provoqué par forte insolation s'opposera à l'arrivée en surface, au large, de ces eaux profondes. A la côte, par contre, les eaux profondes atteignent la surface en un seul point au sud de Rufisque. L'existence de cette source alors que la couche stratifiée de surface semble installée partout ailleurs pourrait s'expliquer, par le fait, que les eaux profondes qui arrivent à ce niveau ont une température tellement basse que le réchauffement des eaux de surface provoque une stratification insuffisante. Le minimum de température observé au centre de cet upwelling est de l'ordre de 17°C. Au mois de mai, le réchauffement des eaux de surface se poursuit. Les fluctuations de la vitesse des vents qui sont toujours de secteur nord, provoquent des "oscillations" dans l'intensité de la remontée des eaux (Fig. 15).

Au mois de juin, la tendance à la remontée des eaux existe encore à la côte comme le montre la pente des isopycnes. Les eaux deviennent suffisamment stratifiées et le gradient vertical de densité atteint une valeur moyenne de 4.10^{-6} g/cm^4 . Cette deuxième saison de transition s'observe habituellement au mois de mai seulement (BERRIT, 1962 ; TOUEE, 1972). En 1932, avec la persistance des vents de secteur nord jusqu'au mois de mai, la situation à deux couches qui caractérise cette structure hydrologique a été observée jusqu'en juin, période à laquelle ces vents commencent à disparaître.

II.2.1 - Sels nutritifs-oxygène dissous.

Les eaux froides se distinguent surtout par leur forte teneur en sels nutritifs. Au mois de février, les plus fortes concentrations de nitrates (6,1 et 7,2 $\mu\text{atg/l}$) sont observées

Fig. 15 - Répartition verticale de la densité.

respectivement à la côte devant Rufisque et à la station 6 sur le rebord du Plateau Continental.

Comme pour l'upwelling mauritanien, où le déplacement du centre de la résurgence de la côte vers le large, a permis à MINAS et al (1982) de constater deux types de distribution de l'oxygène à la côte et sur le rebord du plateau continental, en baie de Gorée, cette intensification de l'upwelling se caractérise aussi par l'observation simultanée de ces deux formes de variation de l'oxygène. Les plus faibles taux de saturation (50 %) observés à la côte (alors qu'au niveau de l'upwelling secondaire il est de l'ordre de 70 %) indiquent bien que la remontée des eaux profondes s'effectue principalement en cet endroit. Cependant, ceci ne semble pas pleinement confirmé par les concentrations de nitrates, qui sont, plutôt, plus importantes au niveau de la résurgence du rebord du plateau continental. L'explication de cette situation apparemment paradoxale se situe dans la distribution spatiale des sels nutritifs avant l'apparition de l'upwelling secondaire. En effet, les concentrations de nitrates le long de la verticale sont plus importantes au large près de la surface où des valeurs de $9,4 \mu\text{atg/l}$ sont observées à moins de 10 mètres de la surface alors qu'au même niveau à l'approche de la côte les plus fortes concentrations n'excèdent pas $8 \mu\text{atg/l}$. C'est pourquoi, au moindre mouvement vertical ascendant, nous observons, nous observons en surface au niveau de l'upwelling secondaire de plus fortes concentrations de nitrates pour des taux de saturation en oxygène assez élevées. C'est encore là une bonne preuve du rôle indicateur de l'oxygène dans la remontée des eaux profondes en surface,

En mars, l'upwelling est toujours intense et se caractérise en surface par de fortes concentrations de nitrates ($7-8 \mu\text{atg/l}$). Le taux de saturation en oxygène assez élevé, de ce moment (près de 130 %), s'explique par une forte activité biologique. La couche photosynthétique qui se forme, épaisse d'une dizaine de mètres, ne s'observe qu'aux stations du large suffisamment éloignées de la source de remontée.

II.3 - VARIATION DE LA TEMPERATURE MOYENNE: DE LA COLONNE D'EAU ET DU GRADIENT VERTICAL DE LA TEMPERATURE.

Afin de résumer le phénomène de remontée des eaux profondes en Baie de Corée, la figure 16 a été réalisée. La variation temporelle des valeurs moyennes de température de la colonne d'eau à toutes les stations de l'isobathe des 50 mètres se fait presque au même moment. Mise à part la station 3, qui située devant la presqu'île du Cap-Vert et par conséquent directement exposée à l'advection des eaux froides venant du nord, le refroidissement à toutes les autres stations est brusque et se fait au mois de décembre. Les plus faibles valeurs de température sont d'abord observées à la station 16 au mois de janvier puis à la 13 en Février. Ce qui permet de penser que c'est à ce niveau qu'arrivent la plus grande quantité d'eaux froides profondes. La position de ces stations, dans le creux en forme de demi-cercle de l'isobathe 50 m, confirme bien l'hypothèse que c'est précisément à ce niveau que s'effectue la pénétration des eaux profondes en baie de Corée. Le maximum du refroidissement en février avec une température moyenne de la colonne d'eau de 16°C , est à peu près identique en toutes stations.

Ensuite, on observe un réchauffement lent et progressif de la colonne d'eau à toutes les stations. La station 13 reste toutefois la plus froide (si l'on ne tient toujours pas compte de la 3 beaucoup plus au nord). Cette période de réchauffement? de février à mai, correspond au ralentissement de la remontée des eaux profondes et à un léger réchauffement solaire des eaux de surface. Le réchauffement brutal de plus de 4°C en un mois (entre mai et juin) qui marque la fin des upwellings est trop grand pour être seulement dû au rayonnement solaire. Cette augmentation de la température est en partie due au changement de direction des vents alizés qui passent du N au nord-ouest, et, par conséquent, favorables à l'avancée des eaux du large et du sud vers la côte. Ceci est bien confirmé par l'abondance des eaux tropicales dans la couche superficielle de ces stations.

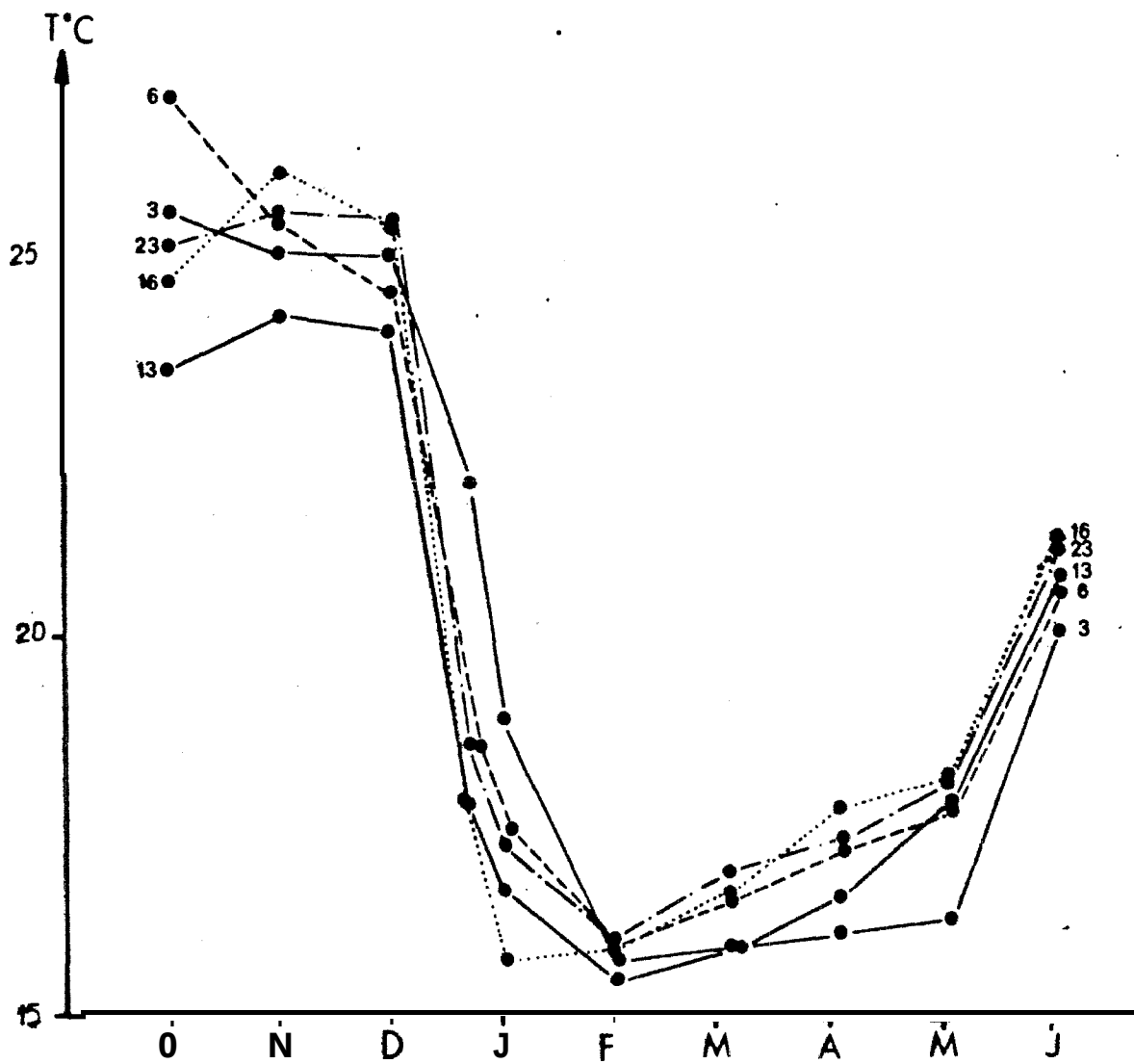


Fig.16 - Variation dans le temps de la température moyenne de la colonne d'eau aux stations 3,6,13,16 et 23,.

Pour caractériser les différentes saisons hydrologiques, nous avons calculé le gradient vertical moyen de la température pour l'ensemble des couches intermédiaire et profonde :

Tableau - Variation temporelle du gradient vertical de la température pour l'ensemble des couches intermédiaire et profonde.

MOIS	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J
dT/dZ ($^{\circ}\text{C m}^{-1}$)	0,26	0,25	0,16	0,13	0,07	0,06	0,051	0,09	0,10	0,135

- Pendant la période des eaux chaudes, toute la colonne d'eau présente une grande stratification. Les valeurs extrêmes du niveau supérieur de la thermocline et du fond marin correspondent à un écart supérieur à $8,0^{\circ}\text{C}$; ceci fait que les gradients verticaux de température, pour cette couche, sont toujours supérieurs à $0,16^{\circ}\text{C m}^{-1}$.

- Quant aux deux périodes de transition (en décembre et mai-juin), elles contiennent une grande variabilité du gradient vertical de température qui varie entre 0,1 et $0,15^{\circ}\text{C m}^{-1}$. Les plus fortes valeurs de ces périodes ($0,145^{\circ}\text{C m}^{-1}$) sont observées au mois de novembre à cause de la brièveté de cette saison de transition (15 jours!). En mai-juin par contre, la déformation lente de la structure hydrologique se traduit par une lente augmentation du gradient vertical de température, qui est, en ce moment, légèrement supérieur à $0,1^{\circ}\text{C m}^{-1}$.

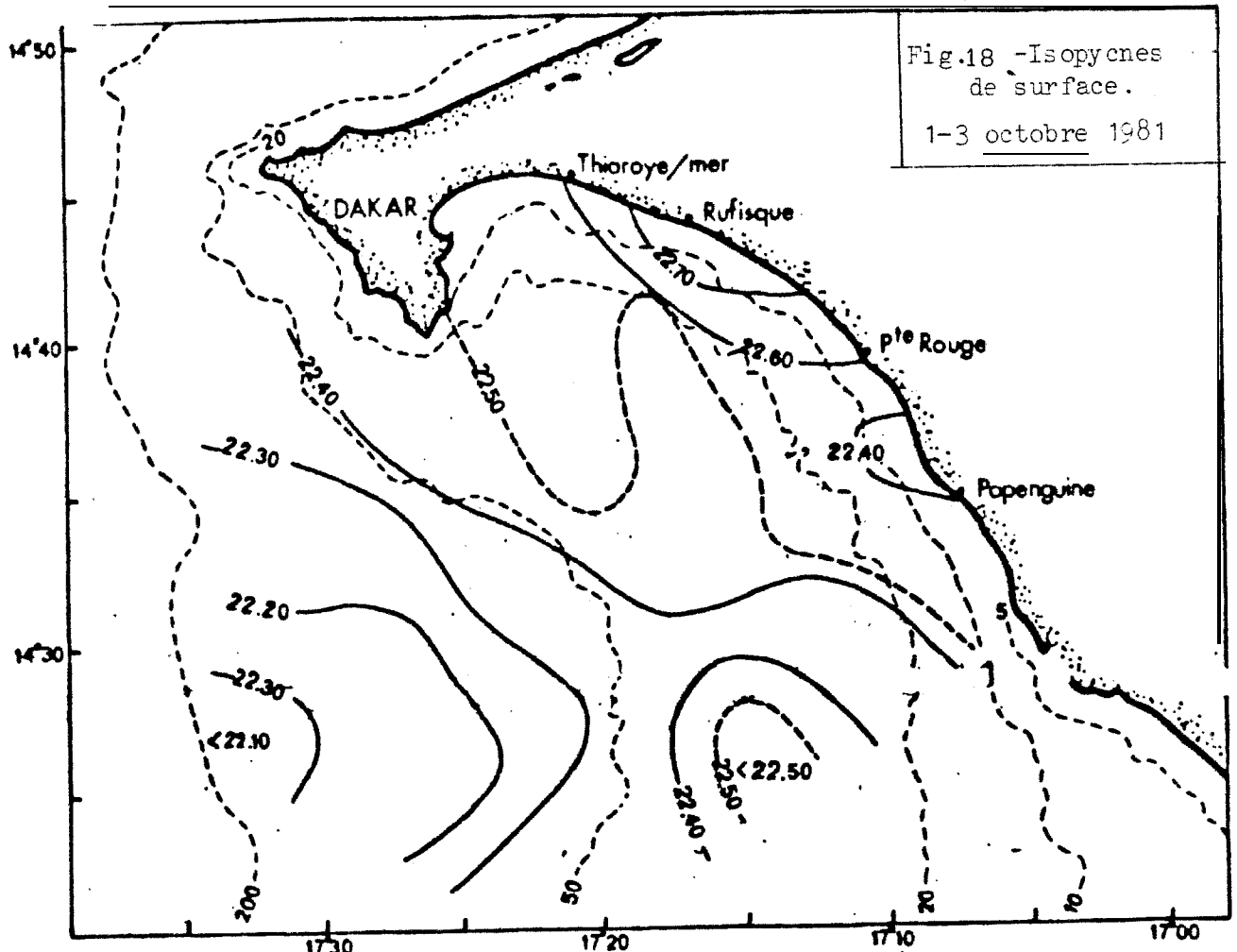
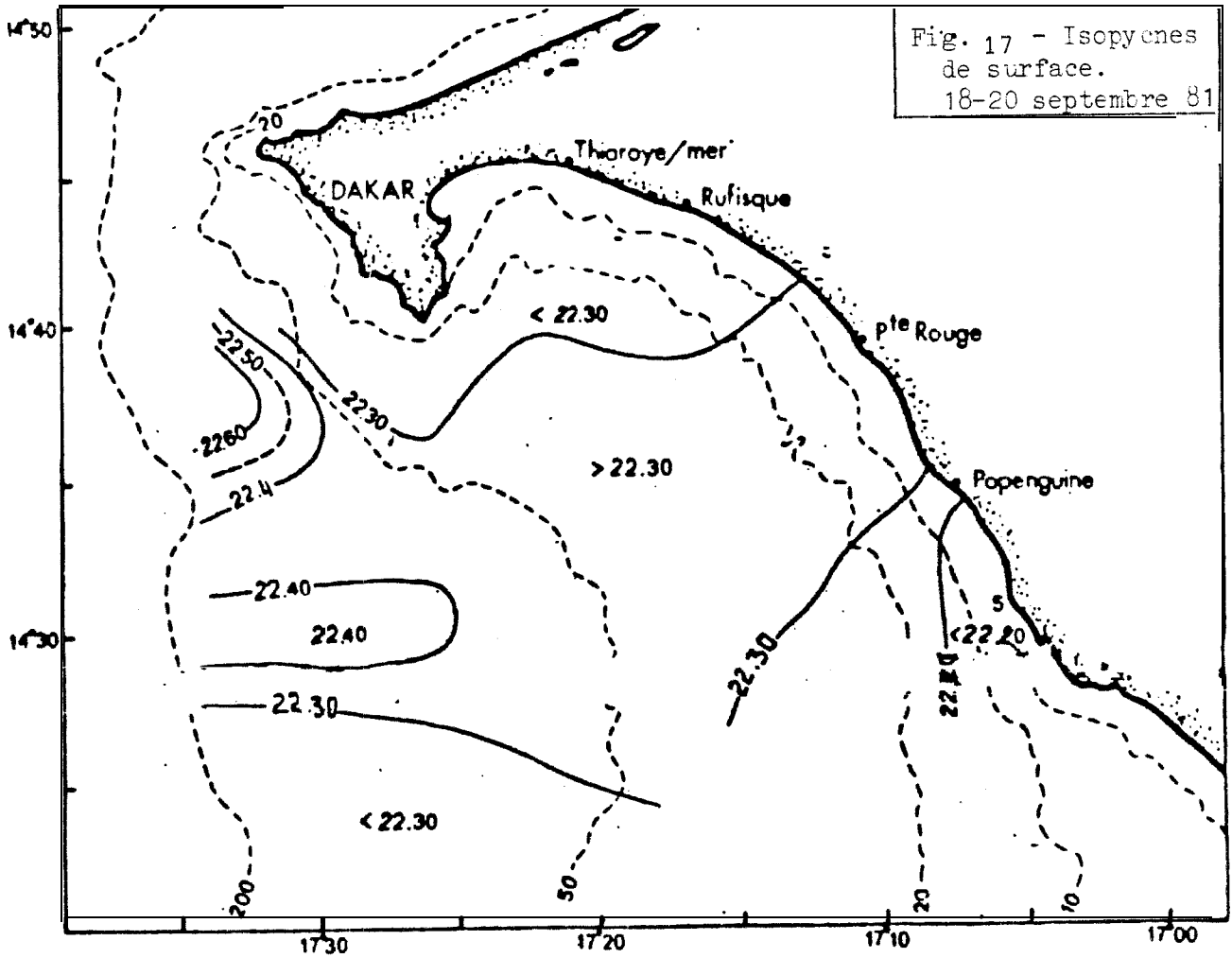
- La période d'upwelling (fin décembre-début mai) bien sûr présente les plus faibles valeurs de gradient vertical (0,050-0,060), les valeurs minimales (0,05) étant observées en février-mars, quand le mélange des eaux est maximum.

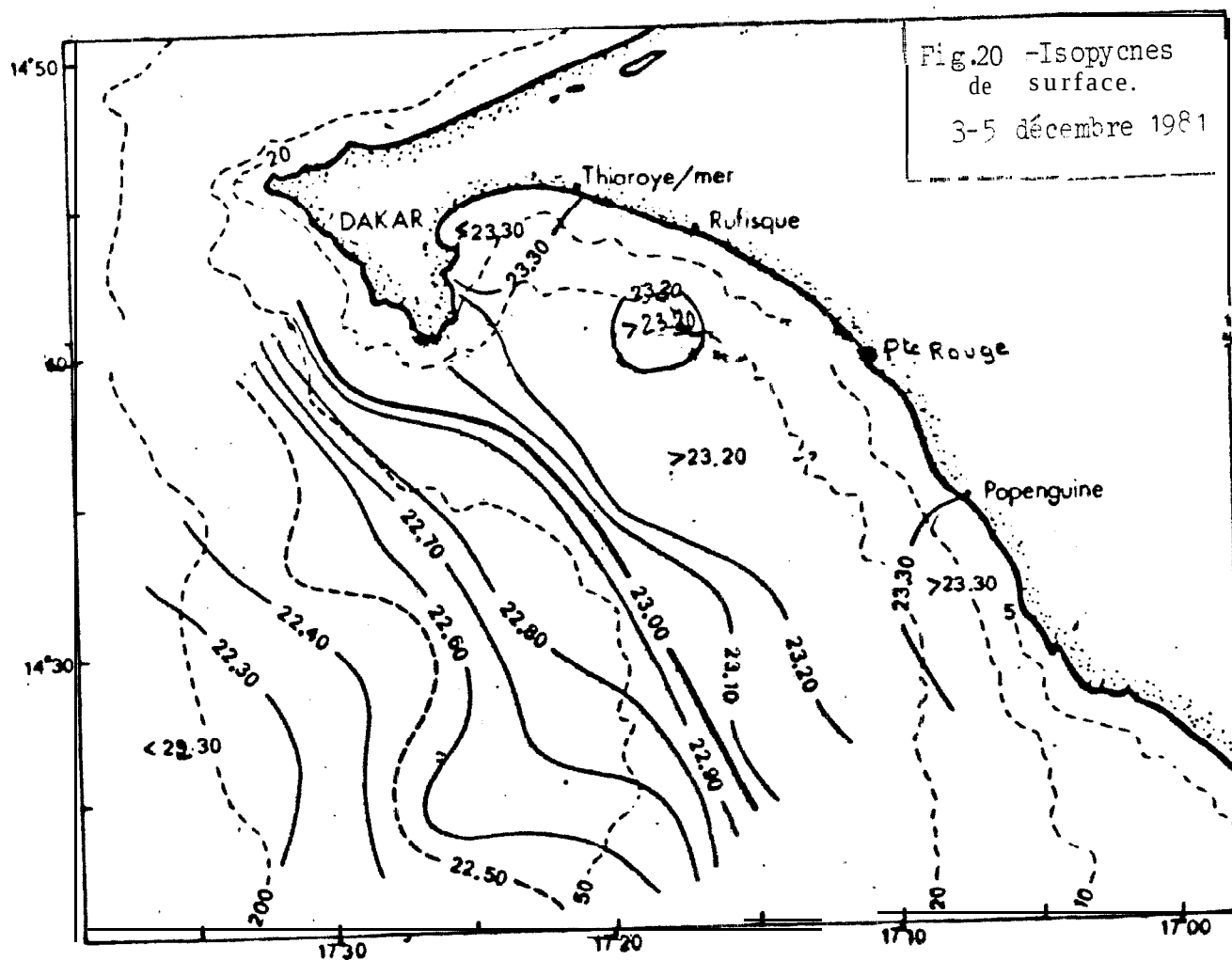
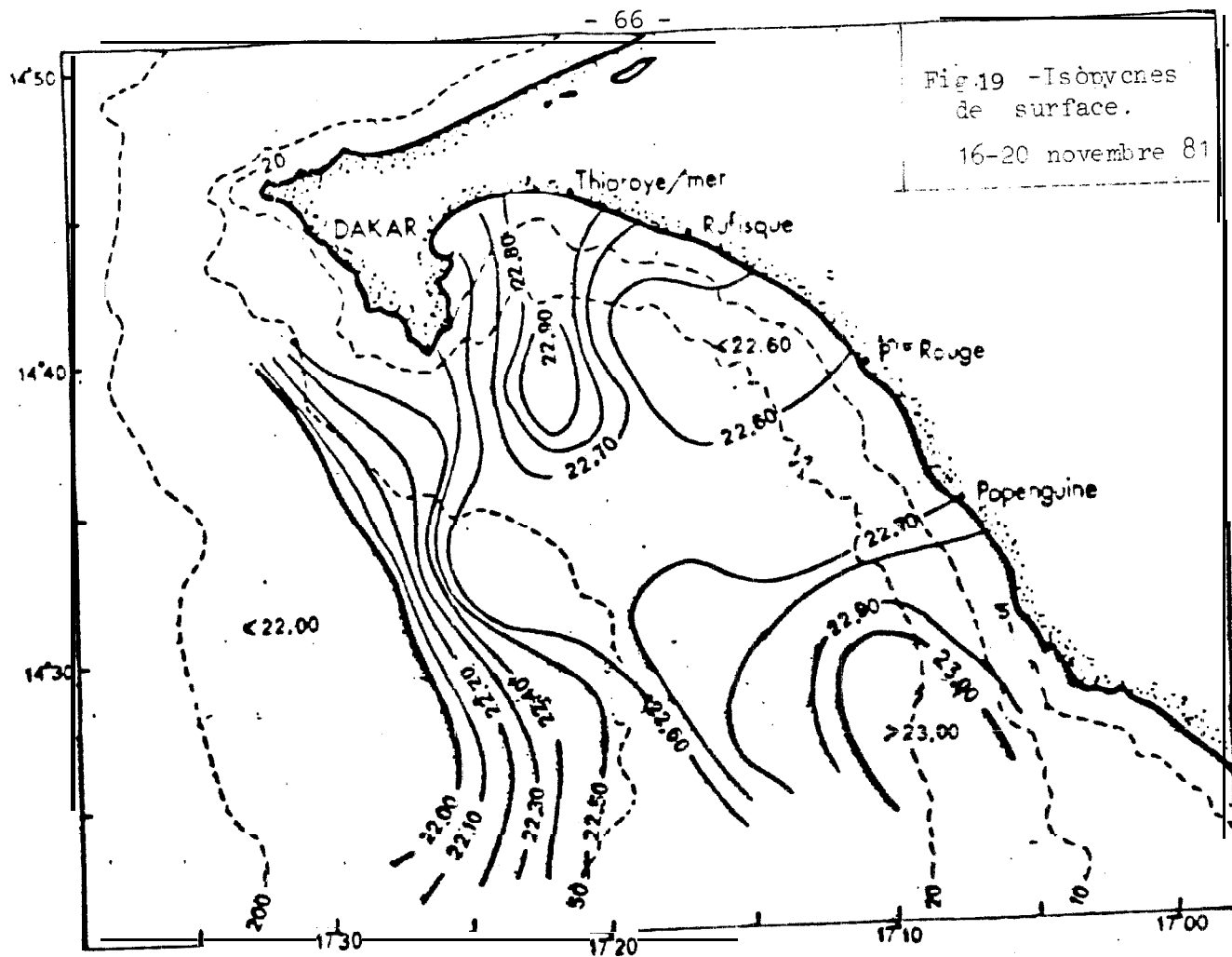
DISTRIBUTION EN SURFACE DES PARAMETRES HYDROLOGIQUES ET POSITION DES SOURCES DE REMONTEE.

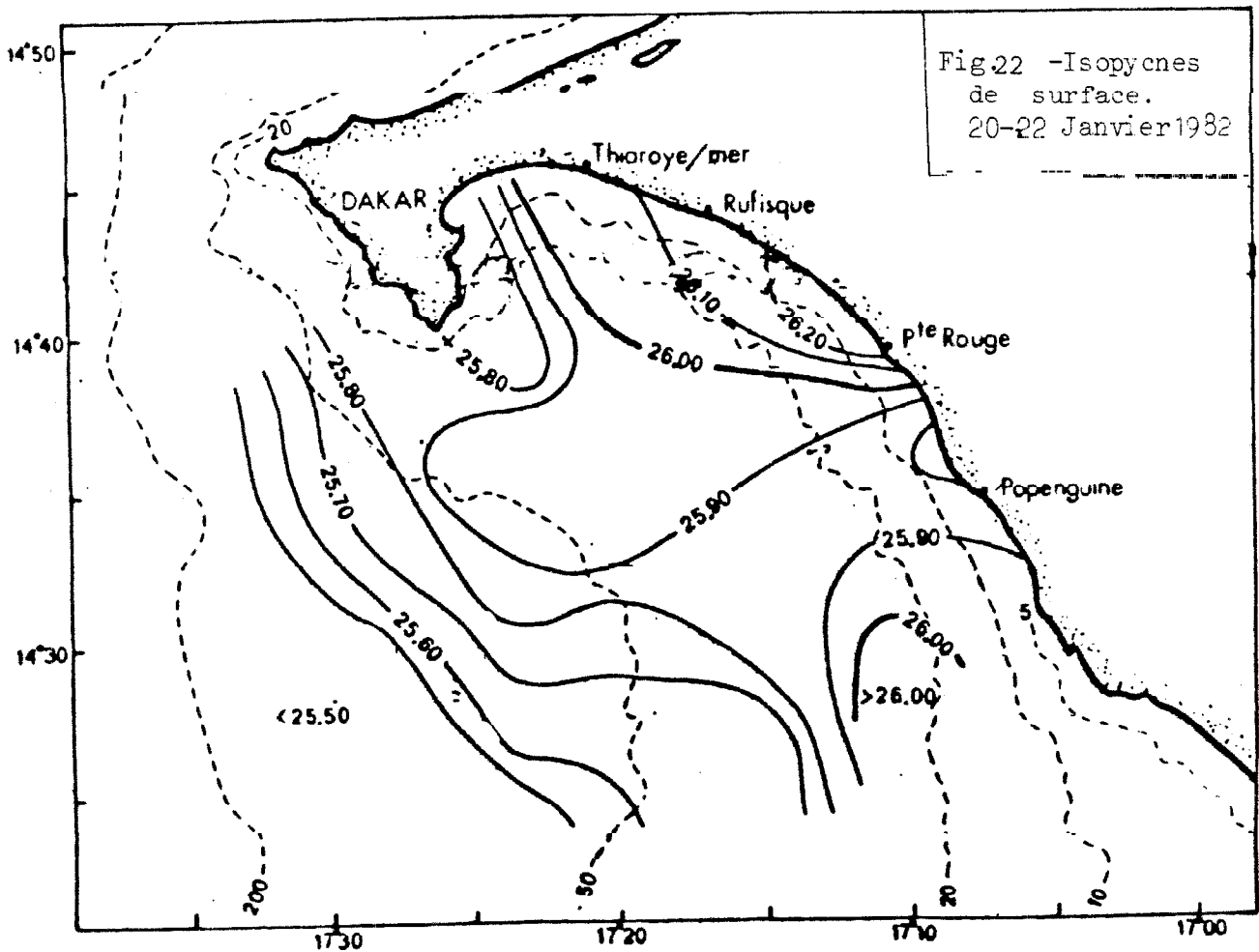
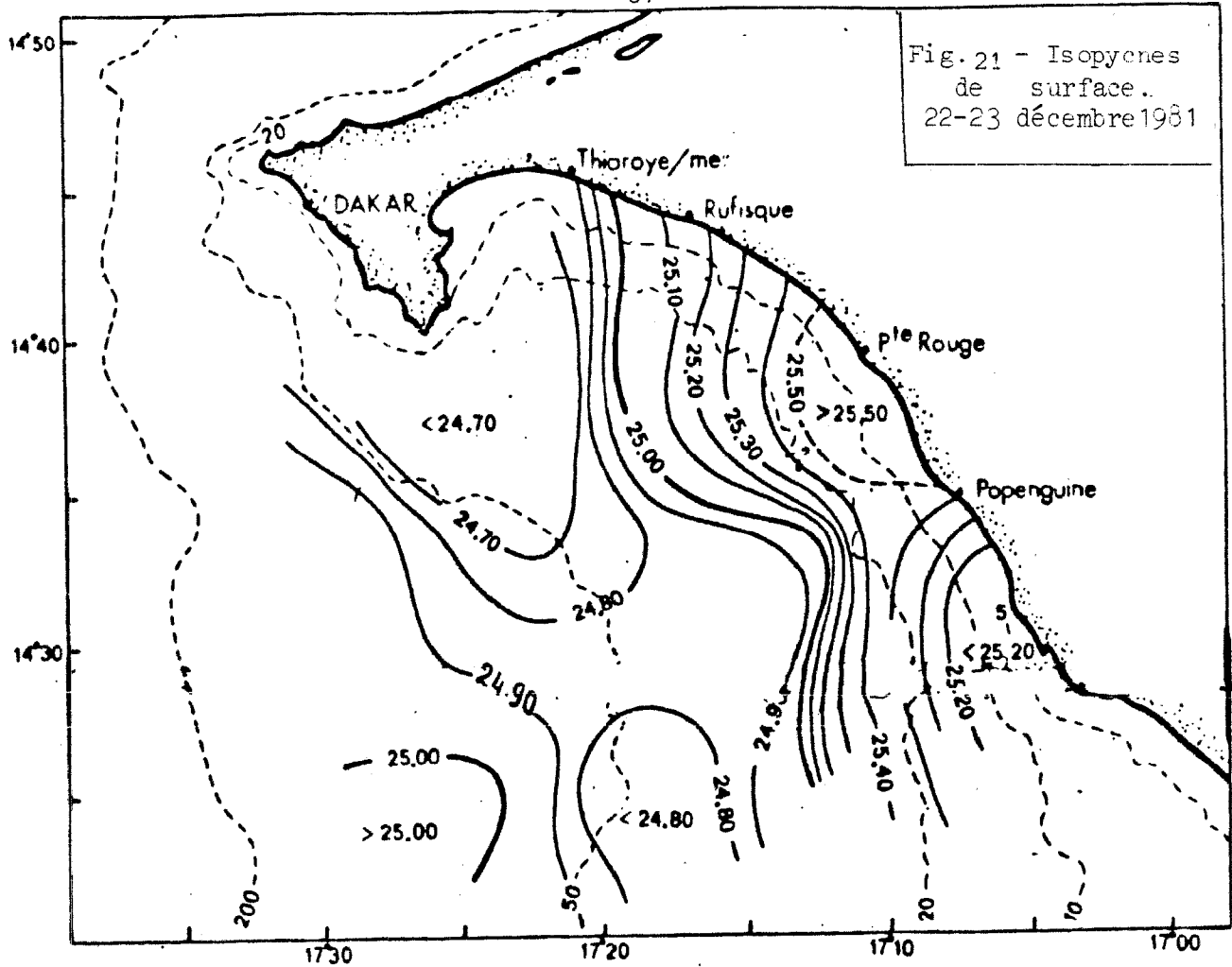
La représentation sur les figures 17 - 26 de l'évolution en surface des champs de densité et des masses d'eau a permis de localiser les centres de remontée d'eaux profondes. Bien que la déformation des champs de densité ait commencé en octobre, c'est en Novembre qu'a été observée la première source de remontée en baie de Gorée au large de Popenguine-Somone sur les fonds de 20-25 mètres. L'emplacement de cet upwelling et surtout son entrée en activité au moment où les eaux "tropicales" sont remplacées par les "guinéennes" permet de supposer qu'il est dû à une divergence de ces masses d'eaux. Cette source de remontée se caractérise par des températures relativement basses et des densités les plus élevées du mois ($\sigma_t > 23,0$).

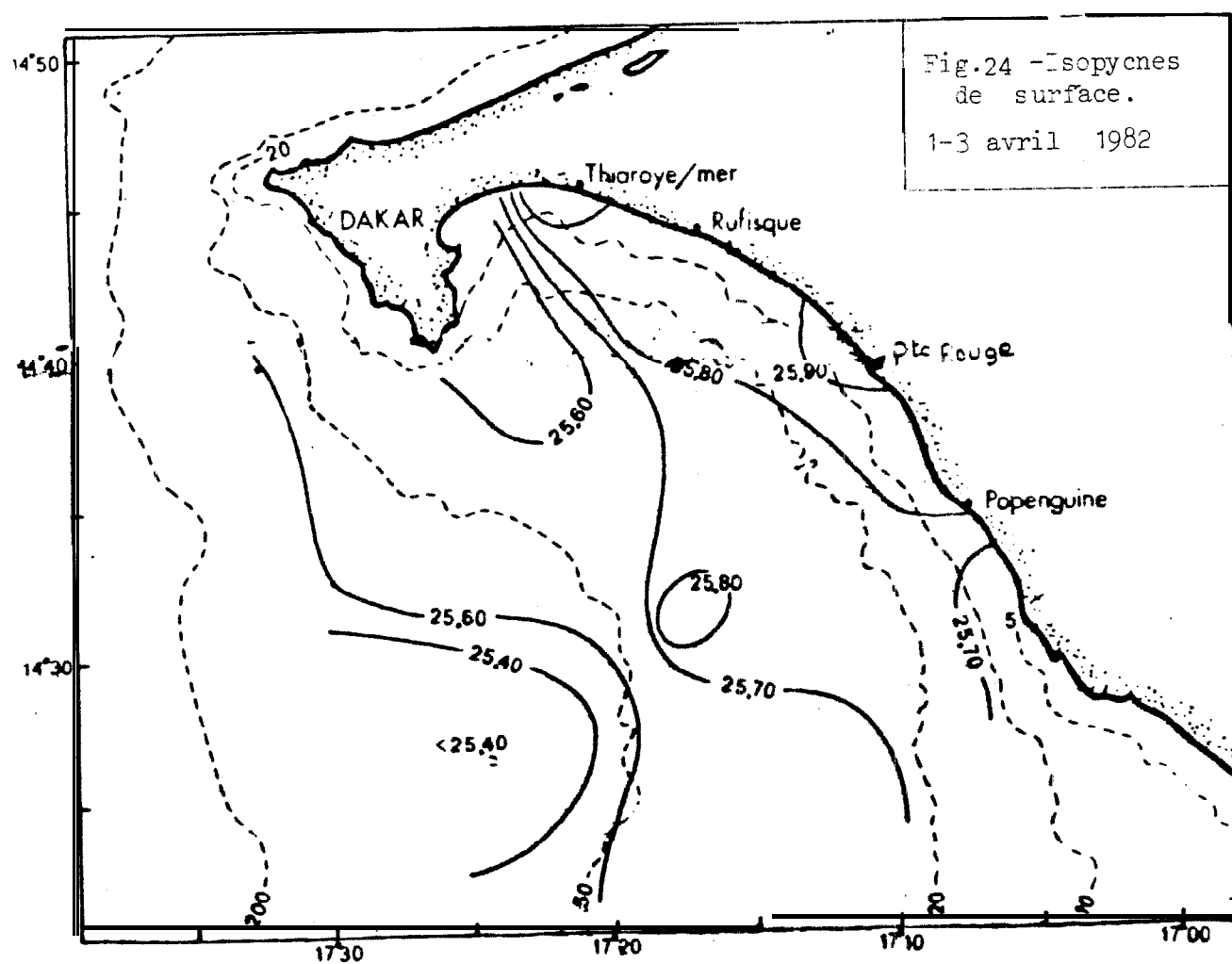
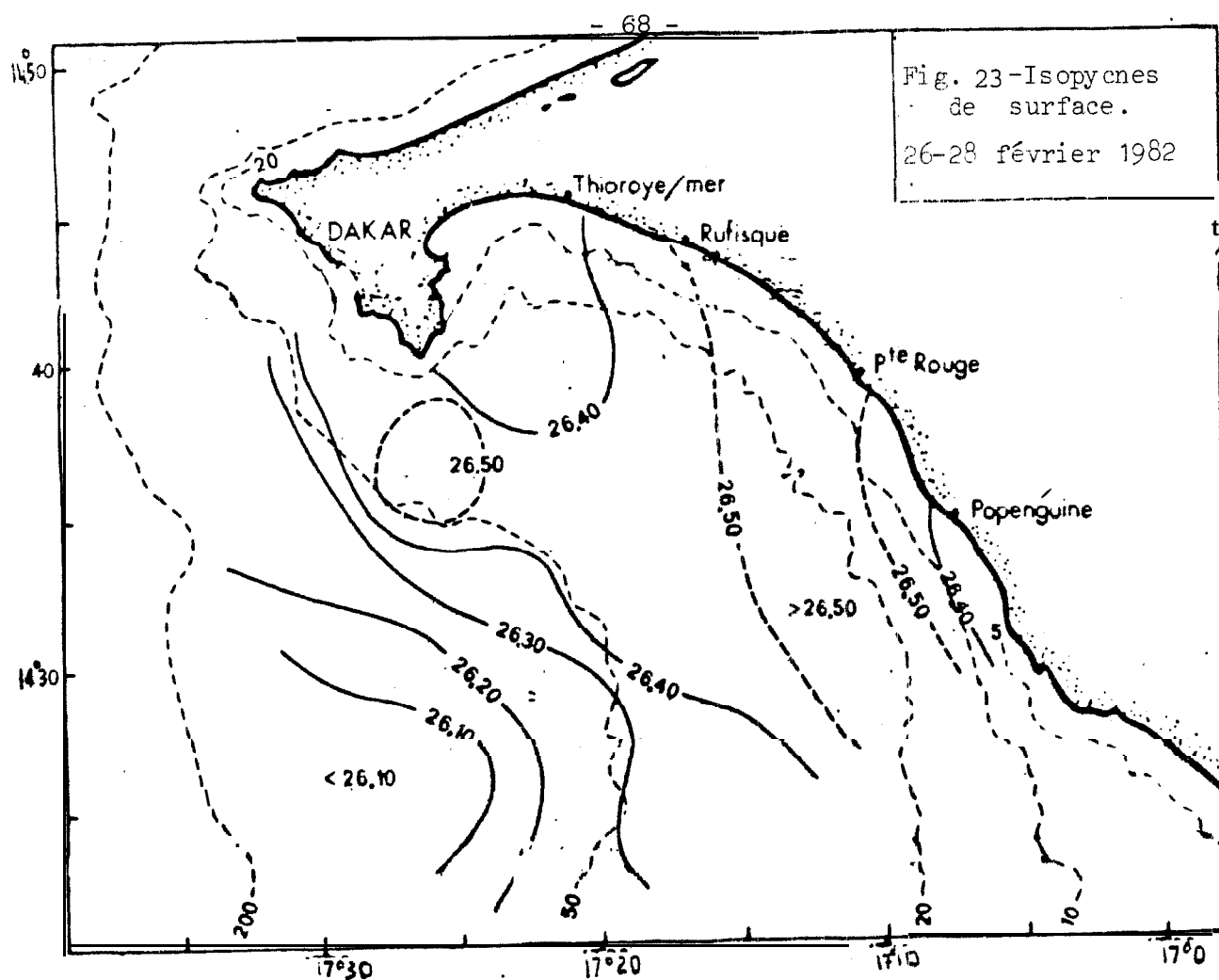
C'est seulement un mois plus tard, en décembre, que sera observée à la côte au sud de Rufis que la seconde source de remontée et l'upwelling commence l'action "permanente" des vents alizés de secteur nord qui marquent le début de l'évacuation des eaux "guinéennes" de la baie de Gorée. Ce retard d'un mois environ de l'upwelling côtier sur celui au large de Popenguine-Somone pourrait s'expliquer de la manière suivante: après la semaine des vents du nord observés en fin octobre-début novembre, l'évacuation de la baie des eaux tropicales s'effectue par le sud-ouest. Or, c'est à cet endroit que la pente du fond marin est la plus douce ce qui va favoriser la pénétration, des eaux profondes en sens inverse du flux de surface. Mais l'action des vents ayant été trop brève elle n'a pas permis à ces eaux profondes d'atteindre la côte. -Le changement, d'orientation des vents, qui deviennent de secteur nord-est, en fin novembre-début décembre, provoque une modification de la trajectoire des eaux profondes qui vont avoir une orientation nord-est. Grâce à la régularité des vents, ces eaux profondes atteindront la côte au niveau de Pte Rouge au début du mois de décembre.

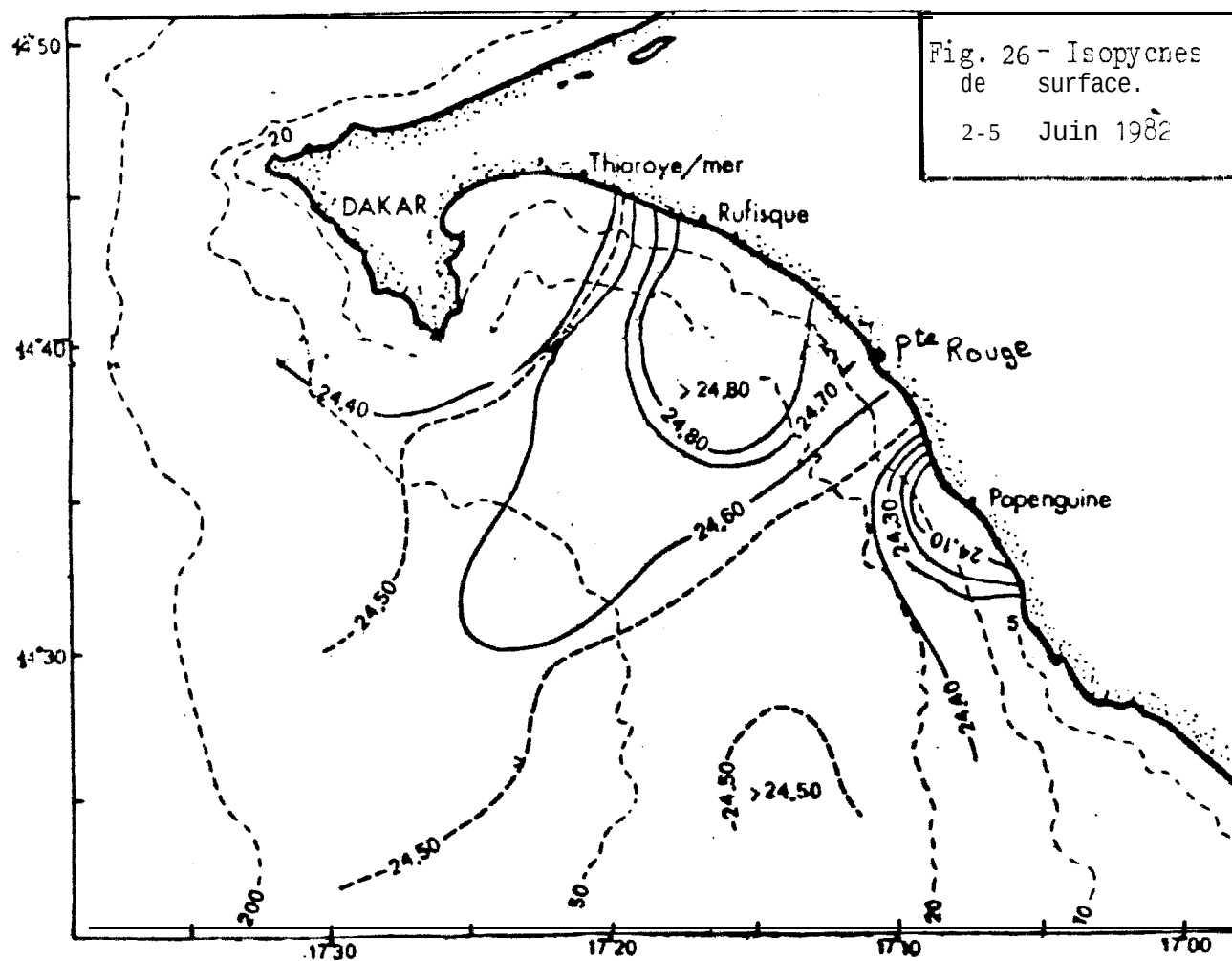
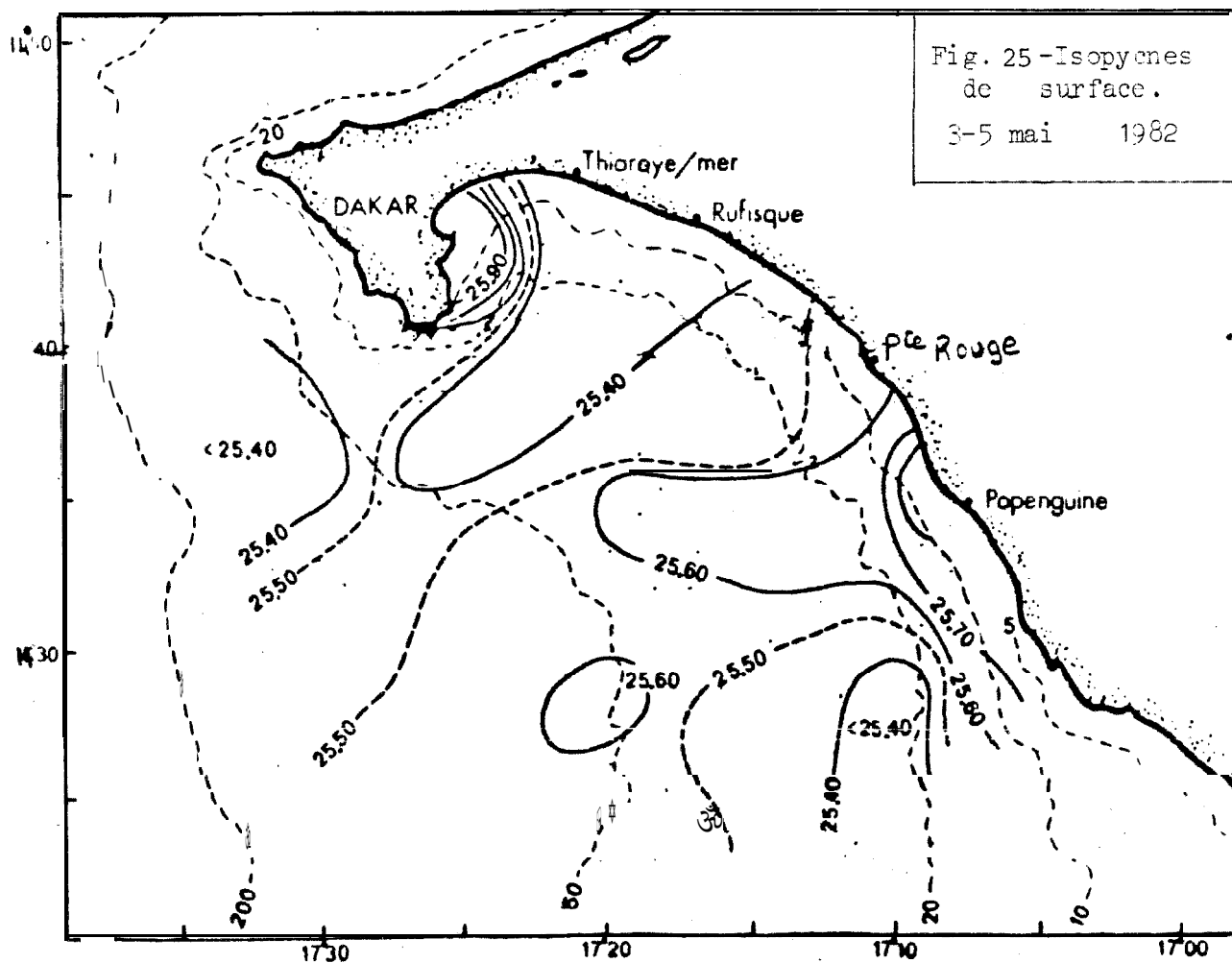
Ce début de fonctionnement de l'upwelling côtier est bien caractérisé par l'apparition à ce niveau d'un fort gradient thermi-











que qui indique la saison de transition entre la période des eaux chaudes et celle des eaux froides.

Afin de préciser le processus de refroidissement des eaux de surface par la remontée des eaux profondes, la figure 27 a été réalisée. Sur cette figure sont représentés les "déficits" de température des eaux côtières de surface vis à vis de celles du "large", soit sur les fonds de 75-80 mètres. La distance considérée n'étant pas très grande (40 Km) la valeur de ces écarts n'est pas très grande (au plus $3,7^{\circ}\text{C}$). Pour caractériser le refroidissement des eaux côtières, nous avons considéré les déficits supérieurs à 1°C , représentés sur la figure par les surfaces hachurées. Le déficit maximum indique par conséquent très bien la position à la côte de la source principale de remontée des eaux. Sur la figure, ces maxima sont entourés par des pointillés. Le suivi dans le temps de l'évolution de ces déficits de température permet de faire les remarques suivantes:

L'apparition de déficits de température de l'ordre de 2°C entre les latitudes $14^{\circ}25'$ et $14^{\circ}38'\text{N}$ montre que l'intensification de la remontée des eaux se fait presque au même moment au niveau des deux sources qui tendent à se confondre. Ainsi en janvier, lors des vents réguliers de secteur nord-est, la remontée des eaux s'effectue principalement à un seul endroit à la côte entre Pte Rouge et Popenguine. Cette source devient de plus en plus nette avec l'apparition à son centre de déficits de température supérieurs à $3,5^{\circ}\text{C}$ en février.

A partir de ce maximum qui, devant Pte Rouge, dure de janvier à fin mars, la diminution de la remontée des eaux en avril se traduit par des déficits thermiques devenus inférieurs à $2,0^{\circ}\text{C}$.

A cause de sa faible profondeur (80 mètres) et de sa faible latitude ($14^{\circ}30'\text{N}$) (c'est à dire de la faible valeur du paramètre de Coriolis), la baie de Gorée n'offre pas les conditions idéales d'application de la théorie d'EKMAN. Cependant en nous basant sur nos résultats de calcul de la couche de frottement D (voir chapitre des courants) et sur ceux de TEISSON (1982) pour la même

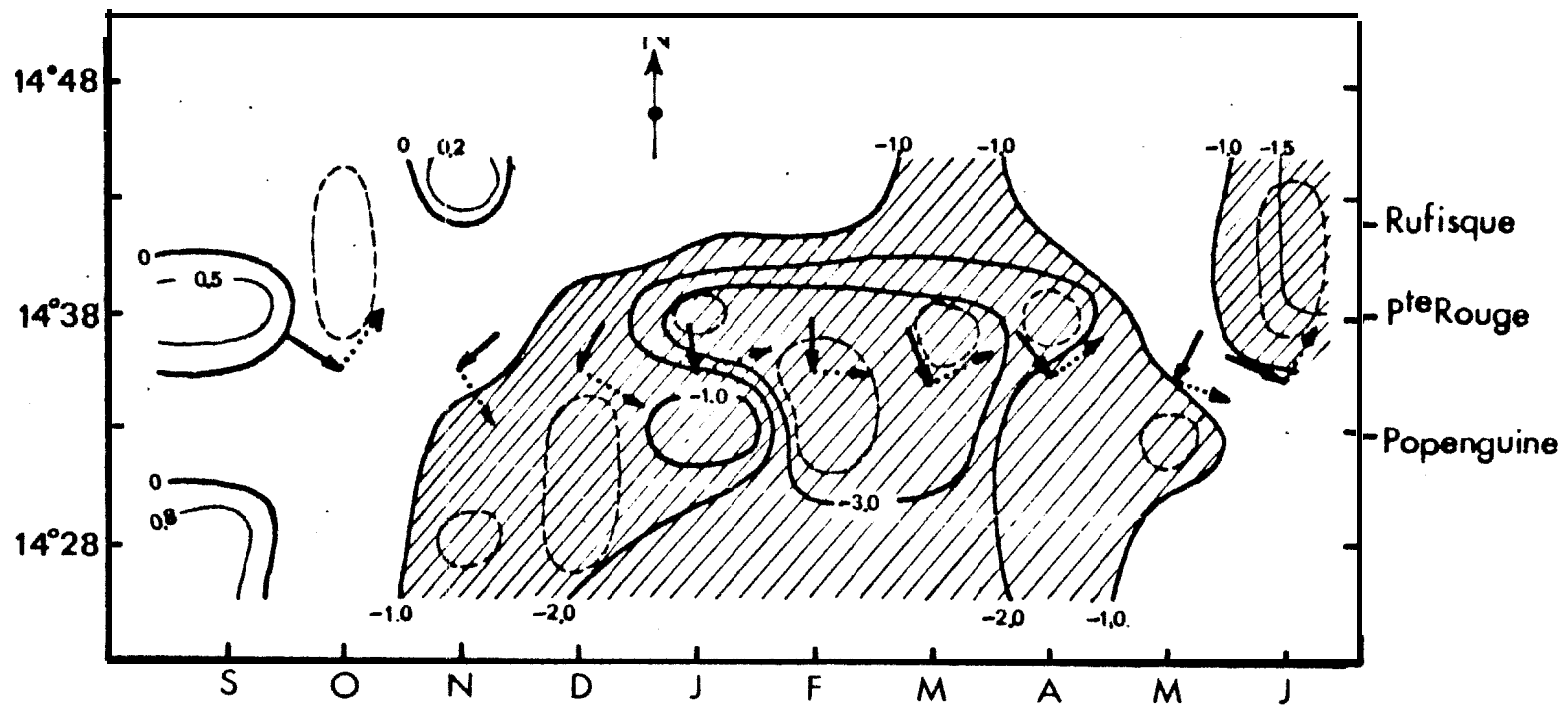


Fig. 27 -Variation mensuelle de l'écart de température entre les eaux de surface au dessus des fonds de 75 m et celles de la côte. Les valeurs négatives (surfaces hachurées) représentent une baisse de température des eaux superficielles côtières par rapport à celles du large alors que les positives indiquent le contraire. Les courants sont eux mesurés.

région, nous constatons que l'épaisseur de cette couche varie entre 10 et 40 mètres. Ce qui correspond, au niveau de la station 5 au centre de la baie, à un rapport profondeur-couche de frottement (H/D) supérieur à 1,25. Puisque c'est au delà de cette limite que la théorie d'EKMAN pour mer "profonde" peut s'appliquer, nous allons tenter de dégager une loi expliquant la relation entre la position de la source de remontée côtière et l'orientation du vent. Selon cette théorie, le flux de surface chassé à droite, vers le large, forme un angle droit avec la direction du vent. Le flux profond compensateur à la côte, en sens inverse de celui de surface, sera par conséquent orienté perpendiculairement et à gauche du vent. Autrement dit, si à cause du frottement du fond, la bathymétrie ne contrarie pas la déviation de ce flux profond, la source de remontée côtière doit toujours s'observer à 90° à gauche de la direction du vent. Pour illustrer cela, nous avons (fig. 27) défini un point repère fixe (station 5: $17^\circ 31' W$ et $14^\circ 32' N$) à partir duquel nous pouvons suivre le déplacement de la source côtière de remontée en relation avec les vents du nord. Sur ce point nous avons indiqué les vecteurs de vents (en trait plein) et ceux du flux profond (en tireté) pour chaque mois. Il en ressort de manière évidente que les flux profonds sont nettement orientés vers les maxima de déficits de température.

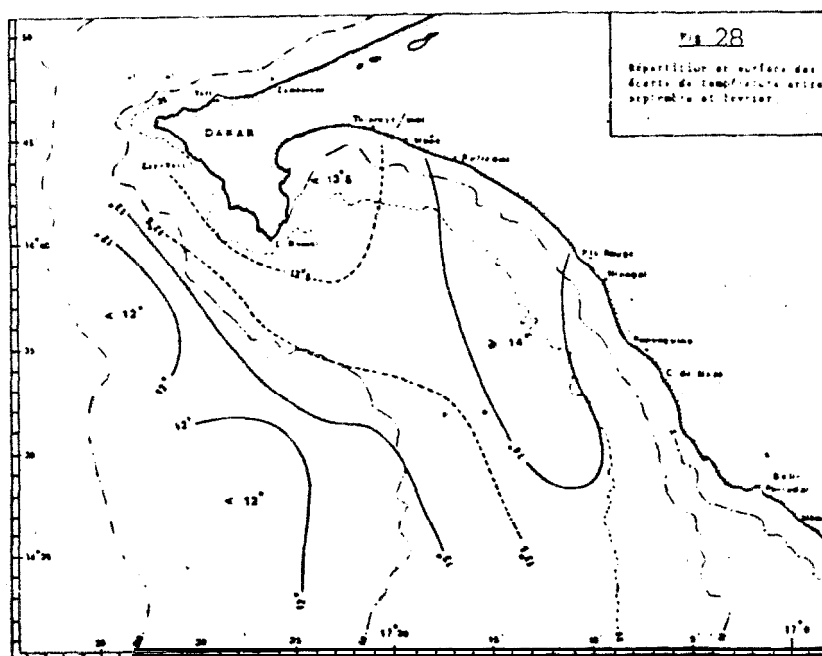
Ainsi de manière schématique, nous pouvons à partir de la station 5 retenir trois situations principales dans le déplacement de la source de remontée côtière des eaux par rapport à une bande zonale délimitée par les latitudes moyennes de la baie de Gorée ($14^\circ 30'$ et $14^\circ 35' N$).

- Si les vents sont de secteur nord-est, la remontée des eaux s'effectue principalement au sud de la bande zonale.
- Si les vents sont de secteur nord pur, la source de remontée côtière est à cheval sur cette bande zonale.
- Si enfin les vents sont de secteur nord-ouest, la remontée des eaux s'effectue au nord de cette bande zonale.

Les données des deux séries d'observation (81-82) ont confirmé ces configurations. Il serait toutefois souhaitable, à l'ave-

nir, de vérifier encore cette oscillation nord-sud de la source en fonction de la direction du vent sur la baie.

Pour évaluer l'amplitude de variation saisonnière de la température en surface due au phénomène d'upwelling, nous avons réalisé la figure 28 qui représente la répartition en surface des écarts entre les valeurs extrêmes de température observées en saison chaude (septembre) et en saison froide (février). L'amplitude de variation de la température des eaux de surface est très importante (l'écart annuel de température est supérieur à 12°C). Les plus fortes valeurs (14°C), sont observées à la côte, au sud de Rufisque où la remontée des eaux profondes est intense. L'effet de réchauffement interne de la baie ainsi que l'arrivée, en automne des eaux chaudes "guinéennes" sont aussi des éléments expliquant l'importante variation saisonnière de la température.



La figure 29, résumant l'évolution en surface des masses d'eau permet les conclusions suivantes:

- 1) Le phénomène d'upwelling débute en baie de Gorée avec l'évacuation des eaux chaudes et déssalées dites guinéennes en décembre.
- 2) Le maximum de la remontée des eaux se situe en fin février et est marqué par l'apparition en surface des Eaux Centrales Sud Atlantique (ECSA).
- 3) La fin des upwellings est observée en juin avec l'arrivée en baie de Gorée des eaux chaudes et salées dites eaux tropicales.

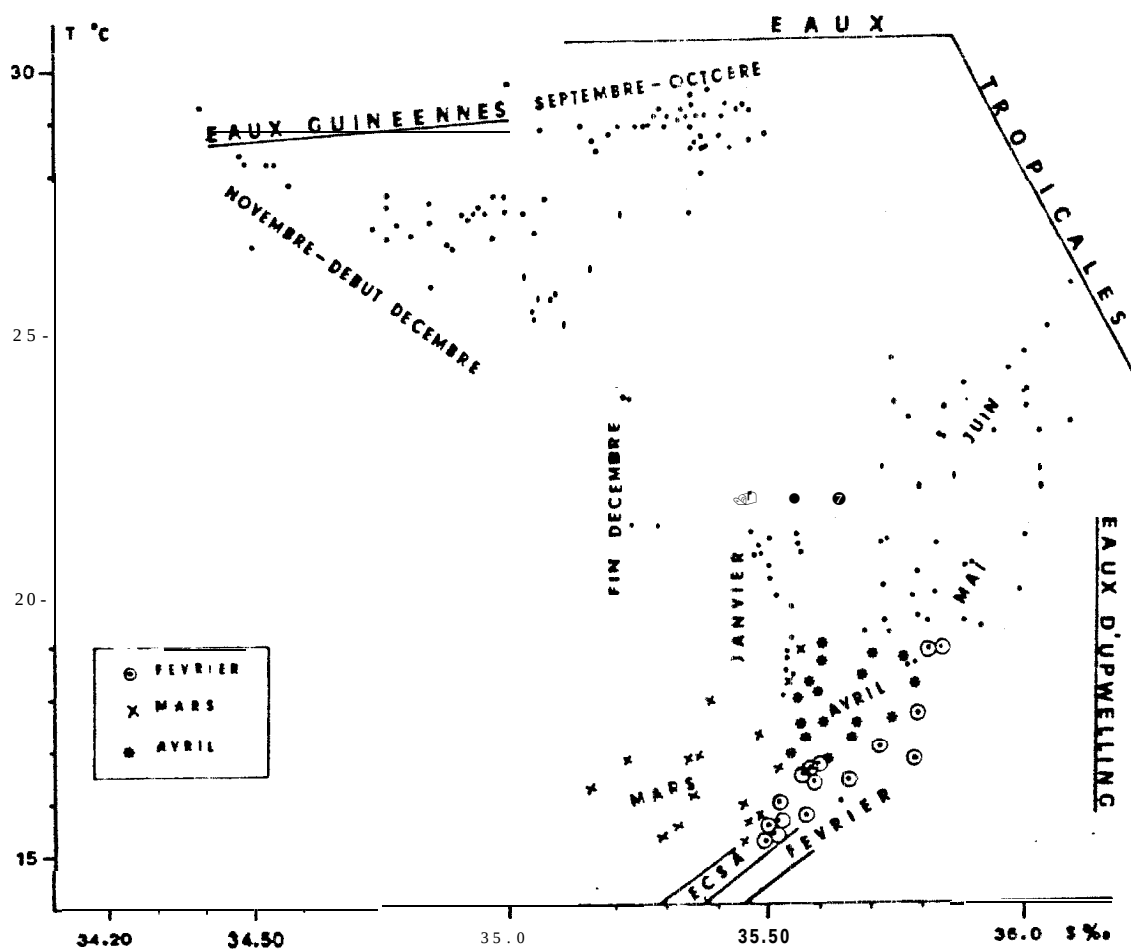


Fig.29 - Evolution des masses d'eau en surface.

CHRONOLOGIE SCHEMATIQUE DU PHENOMENE D'UPWELLING EN BAIE DE GOBEE

Afin de caractériser les différentes phases du développement de l'upwelling et en nous inspirant du modèle de HAGEN (1974) ou des travaux de FILLISBUFG (1972) repris par HALPERN (1974), nous avons défini la bande de σ_t 25,0-26,5 comme indicatrice principale de la remontée des eaux profondes. Ainsi, en suivant l'évolution de cette bande isopycnale nous distinguons cinq (5) phases principales dans le processus de développement de l'upwelling en baie de Gorée.

PHASE 1.

La bande isopycnale 25,0-26,5 se situe en moyenne à plus de 50 mètres de profondeur. Cette situation, caractéristique de la saison des eaux chaudes, est bien représentée au mois de novembre (Fig.30). Cependant avec de forts coups de vents (comme au mois d'octobre) l'isopycne 25,0, qui marque le niveau supérieur de cette bande, peut remonter jusqu'à l'immersion 30 mètres. Mais dès que ces vents cessent (au début du mois de novembre), la bande isopycnale redescend plus bas à sa position initiale (50-60 mètres).

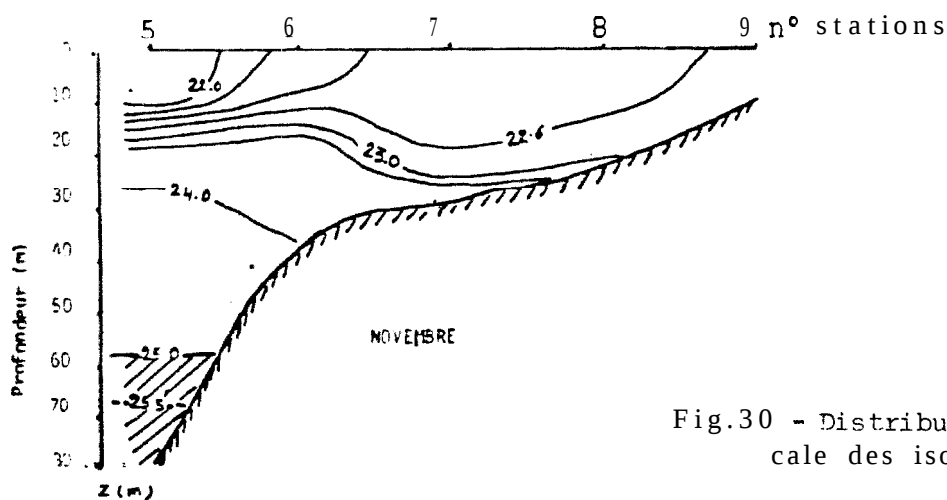


Fig.30 - Distribution verticale des isopycnes .

PHASE II.

C'est le début de la remontée des eaux profondes qui s'observe au moment de l'installation des vents réguliers de secteur nord (Fig.31). Cette phase se distingue par la remontée de l'isopycne 25,0 à l'immersion 40 mètres. En surface, les isopycnes de l'ordre de 23,0 à 23,5

fortement redressées vers le haut, sont observées jusqu'au centre de la baie à la suite de l'action croissante des vents qui les chassent vers le large.

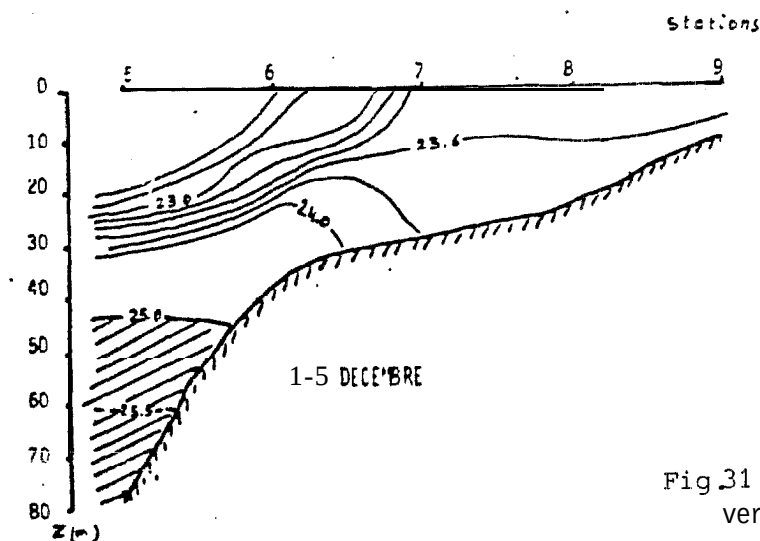


Fig.31 - Distribution verticale des isopycnes.

PHASE III.

Elle a été observée dans la deuxième quinzaine décembre et est marquée par l'arrivée en surface à la côte des eaux d'upwelling avec des densités comprises entre 25,0 et 26,5. Au cours de cette période, la bande isopycnale est presque horizontale et occupe les immersions 10-40 mètres. Le redressement de l'isopycne 25,0 vers le haut à la station 8, à une dizaine de kilomètres de la côte, limite à ce niveau la remontée principale des eaux profondes à la côte. Comme le montre la figure 32, ce sont les eaux de la couche intermédiaire située entre 10 et 25 mètres de profondeur qui parviennent à ce moment en surface. L'isoligne $\sigma_t = 26,0$ qui est presque horizontale à travers toute la baie se situe en moyenne à l'immersion 20 mètres et soudée à la côte.

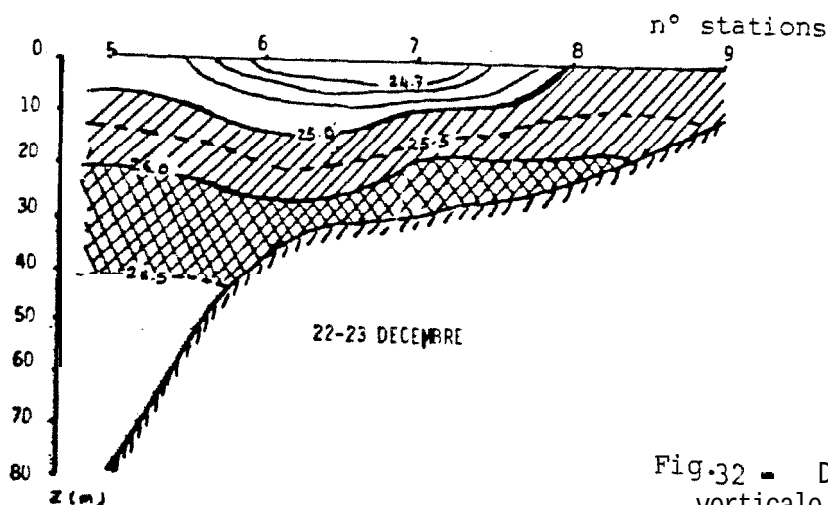


Fig.32 - Distribution verticale des isopycnes.

PHASE IV.

Cette phase du développement de l'upwelling est atteinte en janvier grâce à la régularité des vents forts de secteur nord-est qui entretient la continuité de la remontée des eaux profondes à la côte. Cette étape nouvelle dans l'intensité de l'upwelling est surtout marquée par l'apparition d'eaux plus denses (σ_t varie entre 26,0 et 26,5) à la côte. L'isopycne 25,0 qui limitait vers le haut la bande isopycnale 25,0-26,5 disparaît complètement de la baie. A cause de l'accumulation de plus en plus grande, au large, des eaux côtières chassées par les vents, on assiste sur les fonds de 80 mètres à un enfoncement de l'isopycne 26,0 qui, à l'approche de la côte, remonte au contraire en surface (Fig.33). La rupture de l'isopycne 25,90 en surface au niveau de la station 6 montre bien que c'est à ce moment que débute l'upwelling secondaire du rebord du plateau continental. Cependant, la différence très faible (0,1) entre cette isopycne et les deux qui l'encadrent (25,8 et 26,0) ne met pas bien en relief cette source de remontée. Ce qui prouve que la remontée des eaux s'effectue principalement dans une bande côtière large d'une dizaine de kilomètres.

Comparée à la phase III où la distance verticale entre les isopycnes 26,0 et 26,5 n'était que d'une vingtaine de mètres, au mois de janvier cette distance est devenue subitement supérieure à 30 mètres, indiquant clairement qu'à ce moment c'est dans la couche profonde que la dynamique des eaux vers la côte est la plus importante.

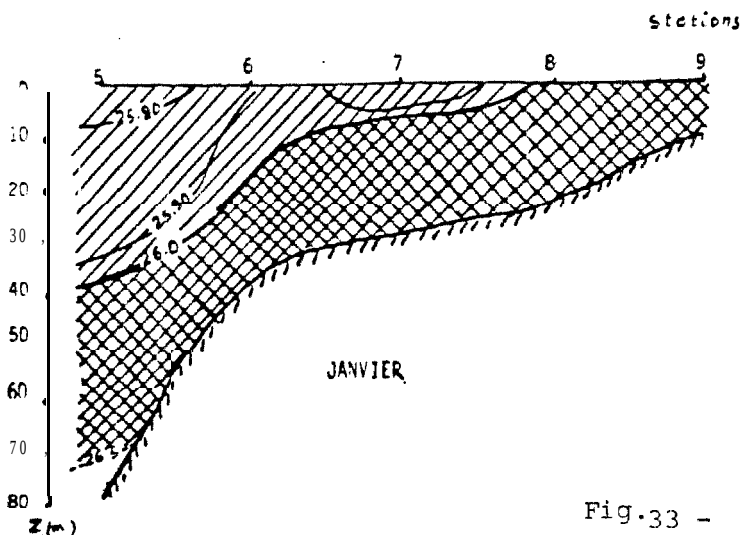


Fig.33 - Distribution verticale des isopycnes.

PHASE V.

Sous la tension continue des vents de secteur nord, l'isopycne 26,0 chassée vers le large, disparaît à son tour de la baie au mois de février. C'est le maximum dans la remontée des eaux profondes qui s'effectue principalement au niveau de deux sources: la source côtière et l'upwelling secondaire du rebord du plateau continental qui devient plus net. Ce maximum de la remontée des eaux se caractérise au niveau de ces deux sources par l'apparition en surface des eaux les plus denses de la saison avec des σ_t supérieurs à 26,5 (Fig.34).

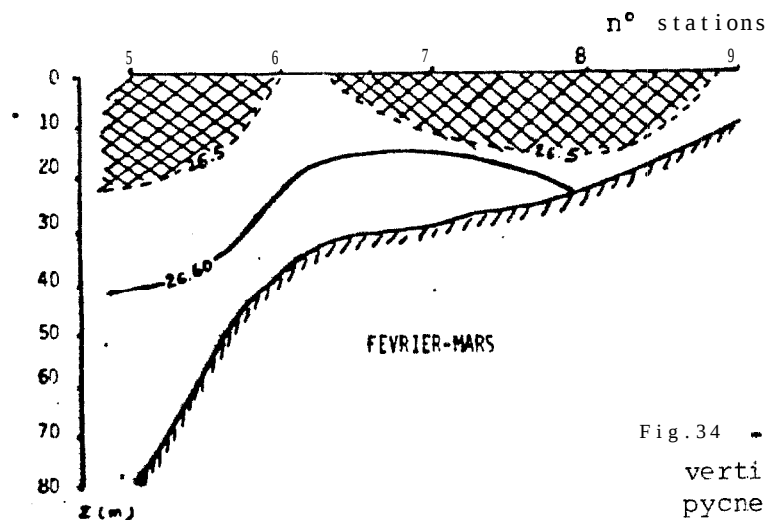


Fig.34 - Distribution verticale des isopycnes.

la reinstallation au fond de la baie de l'isopycne 26,0 au mois d'avril (Fig 35) indique bien une tendance à la diminution de la remontée des eaux profondes donc à un retour progressif vers la phase 1.

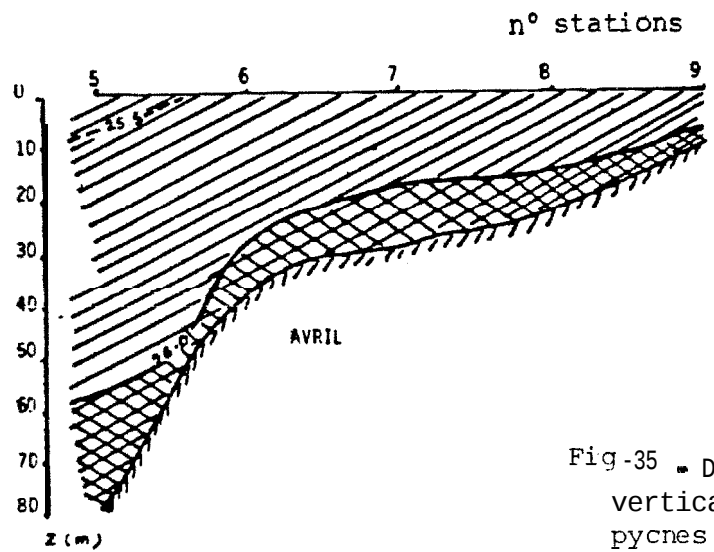


Fig-35 - Distribution verticale des isopycnes.

LES COURANTS

Comme nous l'avons souligné dans le chapitre les courants marins ont déjà fait l'objet d'études sur le plateau continental Su3 du Sénégal notamment par ROSSIGNOL et ABOUSSOUAN (1973) et par REBERT (1978). La réalisation du présent travail a été facilitée par les résultats déjà existants des travaux de REBERT et al (archives n° 3, 30, et 36) et de TOMCZAK (1940) sur les courants de marée. Ainsi il s'avère que les courants de marée sont, faibles et leur vitesse moyenne maximale est de l'ordre de 10 cm/s. Ils sont pratiquement négligeables pour la composante méridienne des courants. La composante Est-Ouest des courants de marée varie, quant à elle de ± 5 cm/s en période de morte-eau à ± 16 cm/s en période de vive-eau. C'est donc: en fonction de ces résultats que nos mesures de courants ont été corrigées.

I - Coupes horizontales des courants

Ne disposant pas de mesures de courant pour toute la surface de la Baie de Gorée en saison chaude, il ne nous est donc pas possible de comparer la circulation superficielle de cette saison à celle des eaux froides. Toutefois des mesures ponctuelles effectuées à quelques stations lors des sorties de septembre à début décembre donnent quand même une certaine idée, bien que vague, de la direction générale des courants de surface en cette période. La figure 36 montre qu'à cette période, les courants de surface n'ont pas une direction privilégiée; à l'exception des stations de l'extrême sud, suffisamment éloignées du continent, où ils portent essentiellement au sud, à l'intérieur de la Baie, ils semblent avoir une tendance à se diriger vers la côte. C'est la confirmation de l'arrivée des eaux guinéennes par le nord de la baie de Gorée et de l'évacuation des eaux tropicales par le sud.

Moins nette à cause de l'insuffisance de données, la circulation anticyclonique, que FEBERT (1978) a supposée caractéristique du mouvement des eaux en baie de Gorée durant la saison des eaux chaudes, n'a pu être clairement mise en évidence. Cependant l'orientation des rares vecteurs côtiers montre l'allure d'une circu-

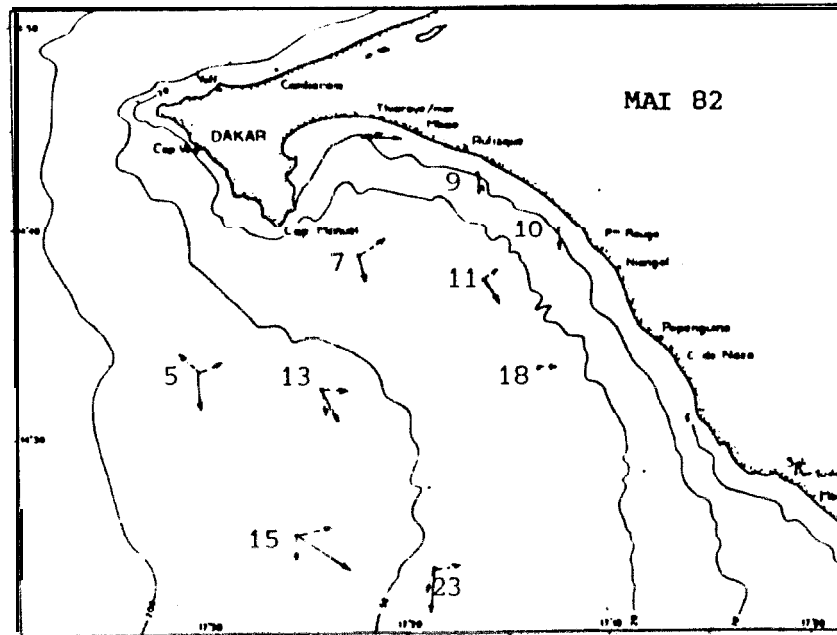
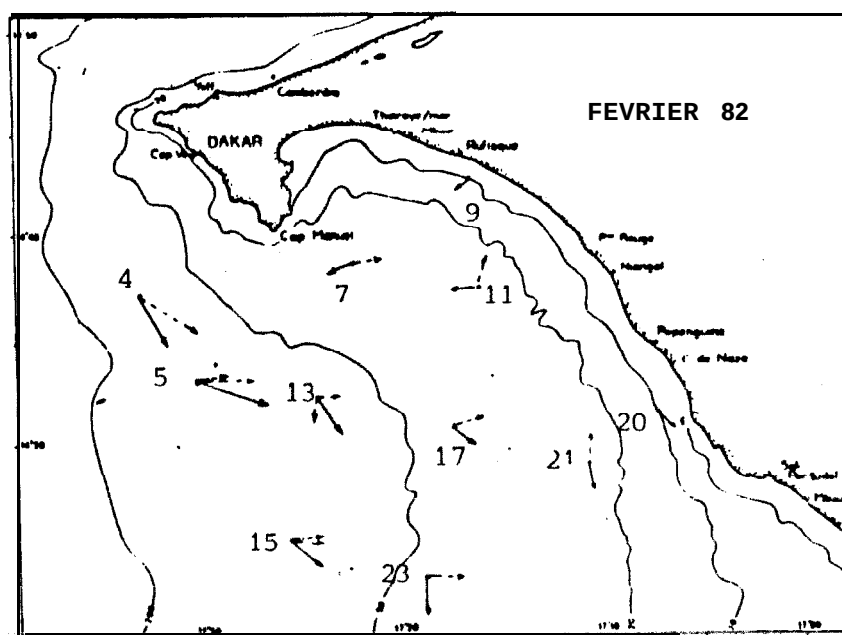
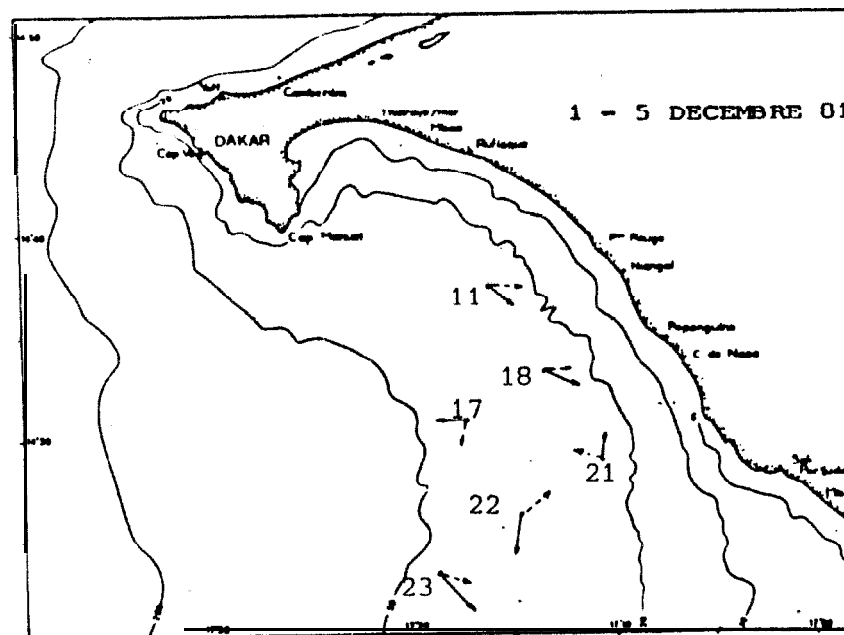
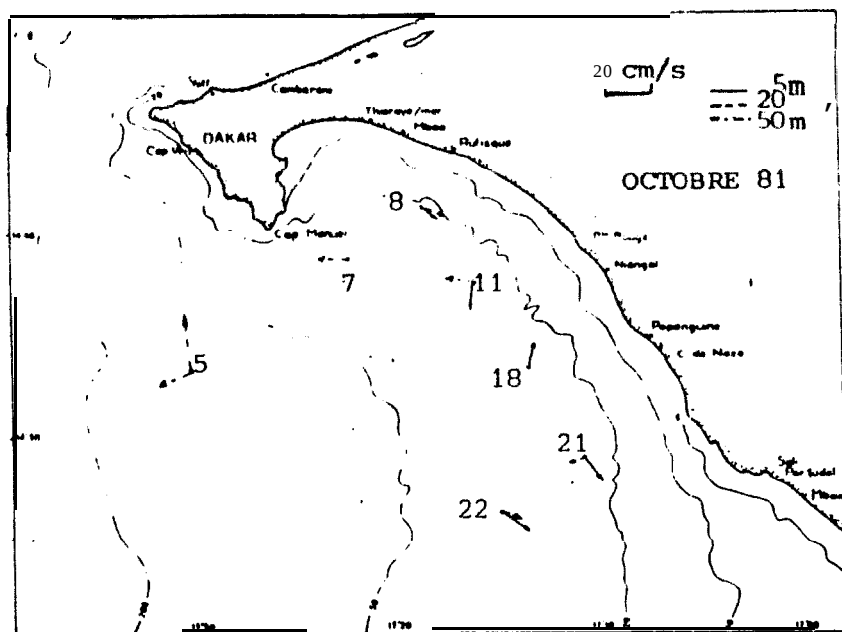


Fig.36 - Distribution horizontale des courants, Les numéros indiquent les stations.

lation de ce type. Et comme nous venons de le voir, il ne s'agirait pas d'une circulation quasi permanente de type géostrophique, thermohaline ou autre, *mais tout* simplement de la dynamique des masses d'eau dont l'évacuation se fait par le sud et le remplacement par le nord de la Baie; ce qui donne bien sûr l'allure d'une circulation anticyclonique,

C'est au niveau 20 mètres que nous pouvons observer une circulation typique de la saison des eaux chaudes. Les eaux intermédiaires sont à ce niveau (10-25 m) essentiellement orientées vers le large. La vitesse du courant y est sensiblement la même qu'en surface. Elle varie de 22 cm/s au large sur les fonds de 80 mètres à près de 10 cm/s à la côte sur les fonds de 20 mètres.

Plus bas, à 1' immersion 60 mètres, un vecteur de courant de près de 25 cm/s orienté vers le nord indique l'emplacement du sous-courant subsuperficiel que MITTELSTAEDT (1976) a bien décrit comme caractéristique de la circulation des limites Est des océans. D'après cet auteur, ce sont les contre-courants nord et sud équatoriaux qui contribuent apparemment à la formation de ce sous-courant qu'on observe dans les upwellings côtiers des bords Est de l'Atlantique et du Pacifique., Selon HISARD et al (1976), ce sous-courant est plus précisément constitué par la branche nord du système unique du contre-courant équatorial.

Les vitesses de ce courant que nous avons observées concordent avec celles de l'auteur. L'existence de ce sous-courant, le long du rebord du Plateau continental africain entre les latitudes 8 et 20°N a déjà été signalée par DEFANT (1941), qui utilisait la méthode dynamique.

L'installation des vents de secteur nord en décembre se traduit par une orientation sud de la tendance générale du courant de surface. Toutefois, cette orientation sera perturbée par la divergence sud du large de Popenguine-Sonone. Sur le fond de la Baie, à 1' immersion 20-25 mètres, les eaux intermédiaires (et profondes) montrent une direction Est, c'est-à-dire vers la côte. L'orientation de ces vecteurs sub-superficiels sur Pointe Rouge à la côte, montre que les eaux profondes qui arrivent à ce niveau viennent du large, c'est à dire perpendiculairement à la côte

et non parallèlement à celle-ci. Ceci est très important pour la compréhension de la position des sources côtières de remontée d'eaux profondes. La divergence des eaux de surface du large de Popenguine-Somone est aussi observée Jusqu'à ce niveau 20 mètres.

C'est à partir du milieu de la saison des eaux froides que nous avons pu effectuer des mesures de courant sur toute la surface de la baie de Gorée; c'est donc à partir de ce moment que nous disposons de plus d'information pour décrire le champ de courants et ainsi mieux comprendre leur rôle dans le mécanisme de l'upwelling de la baie de Gorée.

Ainsi de février à mai, toutes les coupes horizontales effectuées au niveau 5 mètres indiquent clairement une direction sud dans l'orientation des courants de surface. Les plus grandes vitesses de courant 40-50 cm/s sont observées aux stations du large de la baie beaucoup plus exposées à l'action des vents alizés forts et réguliers de secteur nord. Ces valeurs concordent bien avec les observations de REBERT(1978) dans cette région.

A l'approche de la côte où les stations sont plus abritées par la presqu'île du Cap-Vert, ces vitesses diminuent sensiblement pour ne devenir que de l'ordre de 5-10 cm/s sur les fonds de 10 mètres. Plus bas à l'immersion 20 mètres, ces mêmes proportions et lois de variation de la vitesse horizontale sont observées, du moins, durant les mois de février et mars. Comme les figures le montrent, il ne nous a pas été possible de déceler la circulation cyclonique qui caractériserait le mouvement des eaux de cette période en baie de Gorée. La caractéristique fondamentale de cette période est que la circulation au niveau des eaux intermédiaires s'effectue presque partout, vers la côte, c'est-à-dire en sens inverse du flux de surface. A ce moment, on observe aussi un renversement des vecteurs de la vitesse dans la couche profonde où ils montrent aussi une orientation vers la côte. La vitesse, à ce niveau devient faible et n'est, que d'une dizaine de centimètres par seconde. C'est la confirmation de l'idée de VOITURIEZ et HERBLAND (1982) à savoir que c'est ce sous-courant profond essentiellement constitué par les Eaux Centrales Sud Atlantique (ECSA) qui alimente les upwellings côtiers du Nord-ouest atlantique,

La représentation du champ de vitesses horizontales du mois de mai (Fig.36), permet de mieux comprendre le processus de ralentissement de la remontée des eaux en baie de Gorée. En effet, avec les vents qui sont toujours de secteur nord et assez forts, les courants de surface restent relativement élevés et varient de 25-30 cm/s au large à près de 10 cm/s à l'intérieur de la baie sur les fonds de 10 mètres. 20 mètres plus bas et. sur le fond de la baie, la diminution de l'intensité des courants qui restent généralement orientés vers la côte, est. nette. Les courants du large, qui sont plus importants, ont une vitesse moyenne de l'ordre de 10 cm/s, diminuant vers la côte et devenant même inférieure à 5 cm/s sur l'isobathe 20 mètres. Les courants un peu plus forts (7-8 cm/s) s'observent dans la partie nord de la baie à proximité du cap-Manuel montrant ainsi l'unique trajectoire possible des eaux intermédiaires en direction de la côte. Ceci explique l'apparition de ces eaux sub-superficielles en surface à proximité de Thiaroye, alors que sur l'isobathe 10 mètres, entre Rufisque et Pte Rouge, les courants ont une direction sud. La spirale d'EKMAN n'est plus observée et les courants de fond ne sont plus directement induits par les vents . Bien qu'elle soit moins nette, c'est encore là une circulation anticyclonique qu'on observe à ce moment sur le fond, à l'intérieur de la baie.

La diminution brusque des courants de la couche intermédiaire alors qu'en surface, ils restent importants, semble être la principale cause de la diminution de la remontée des eaux profondes en baie de Gorée. Cependant, l'explication de cette diminution des courants intermédiaires se trouve dans les fluctuations du courant profond qui longe les côtes africaines. Ces fluctuations sont très bien mises en évidence par les coupes verticales des champs de vitesses.

II- Distribution verticale de la vitesse.

Sur les figures 37 sont représentées les distributions, le long de la verticale aux stations 5,7,9 et 24, des vecteurs de courant horizontaux. Afin de mieux comprendre le rôle du comportement des champs de vitesses horizontales, nous avons réalisé cette figure pour quatre moments principaux:

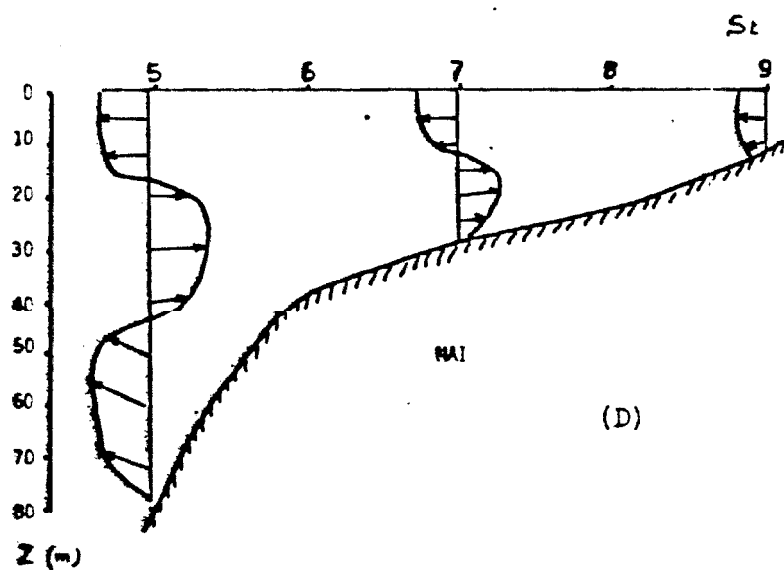
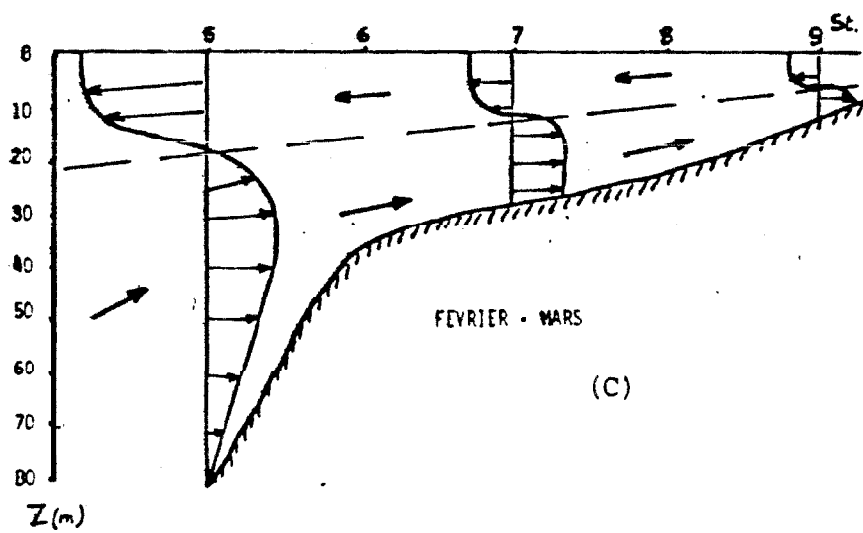
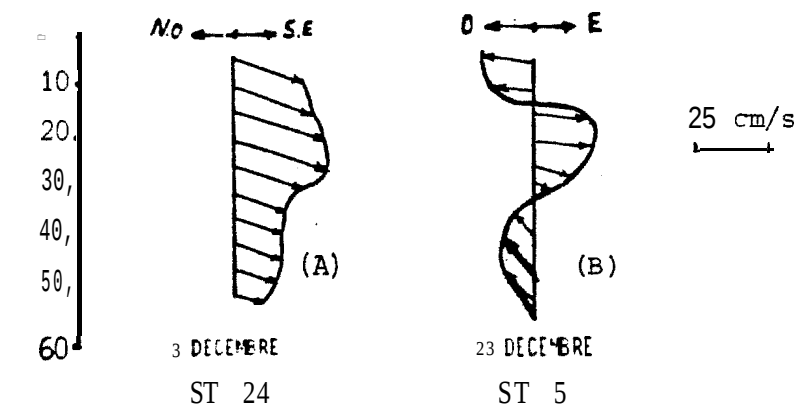


Fig.37 - Distribution verticale des vitesses de murant.

- avant l'upwelling (début décembre);
- début de l'upwelling (fin décembre);
- milieu de l'upwelling (février-mars);
- et fin de l'upwelling (mai).

Tous ces moments se caractérisent par un type de spirale bien déterminé. Toutefois, le suivi de ces spirales s'effectuant uniquement le long d'une radiale hydrologique (Rufisque) ne permet pas de dire avec exactitude le moment où les eaux profondes arrivent en surface à la côte ou en disparaissent, car comme nous l'avons vu plus haut, les sources de remontée se déplacent en fonction de la direction des vents et peuvent, par conséquent, ne pas coïncider avec la radiale. Cependant, ces spirales mettent bien à nu le mécanisme de l'upwelling notamment au niveau de Rufisque.

1) Avant l'upwelling, nous constatons que sur toute l'épaisseur de la colonne d'eau au niveau de la station 24 (50m), les eaux sont principalement orientées vers la côte. On distingue, à ce moment, l'existence d'un cisaillement important entre les deux couches: la couche de surface épaisse de près d'une trentaine de mètres avec des courants relativement plus forts (25-40 cm/s) et la couche profonde (20 mètres d'épaisseur) où les courants ont en moyenne des vitesses de l'ordre de 10 cm/s (Fig37A).

2) Avec le développement des vents de secteur nord, déjà installés depuis début décembre, on assiste à partir de la deuxième quinzaine de ce mois, à un changement d'orientation des alizés qui deviennent du Nord-est, qui provoque un début d'évacuation des eaux superficielles de la baie de Gorée vers le large. La continuité du mouvement devant s'observer dans un fluide comme l'eau de mer, on assiste à une orientation vers la côte d'une couche intermédiaire située entre les immersions 10 et 30 m. C'est la preuve que ce sont les eaux sub-superficielles déjà mises en évidence par le champ de densité qui commencent à compenser, à la côte, les eaux superficielles que le vent chasse vers le large (Fig37B).

A ce moment, les eaux profondes s'écoulent toujours dans une direction nord, le long du rebord du plateau continental. Ceci confirme bien le caractère récent de la remontée des eaux qui ne concerne pas encore la couche profonde.

4) Au mois de février-mars, la représentation de trois spirales, tout au long de la radiale de Rufisque (Fig.37C), permet de bien suivre l'évolution des eaux profondes jusqu'à la côte. A ce moment, des vents forts et réguliers du nord, on constate une augmentation des vitesses de courant de surface qui, au large, atteignent 40-50 cm/s. La déformation de la structure de la spirale des courants profonds étant terminée par la déflexion vers la droite du sous-courant, on constate qu'à partir de l'immersion 20 mètres, jusqu'au fond tous les vecteurs sont orientés vers la côte. Il est alors évident que c'est ce sous courant profond, dont les E.C.S.A. s'observent à ce moment en surface, qui alimente l'upwelling côtier de la baie de Gorée. Le long, de toute la radiale, les spirales indiquent deux flux principaux. Un flux de surface orienté vers l'ouest et dont l'épaisseur croît au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la côte. A la station 5, ce flux a une hauteur de l'ordre de 18 mètres alors qu'à la côte, il n'est que de cinq mètres environ. L'autre flux profond est orienté vers la côte avec une vitesse presque constante de l'ordre de 20 cm/s du large à la côte.

4) La fin des upwellings en mai semble principalement liée au changement d'orientation du sous-courant profond qui tend à redevenir de direction nord. Les eaux profondes qui arrivent jusqu'au milieu du plateau continental sans atteindre la côte au niveau de Rufisque sont principalement alimentées par la couche intermédiaire située entre les immersions 20 et 60 mètres (Fig.37D).

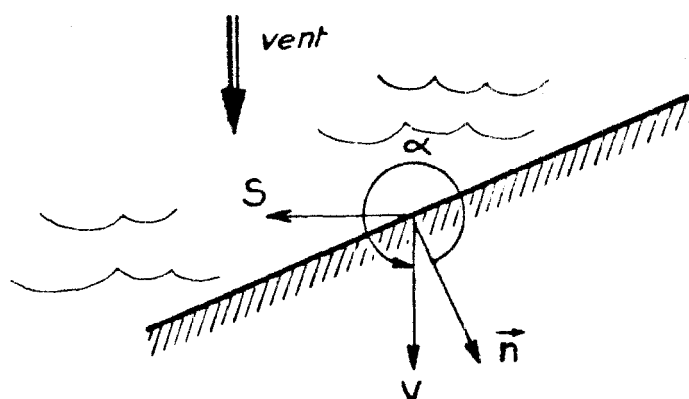
III. Orientation du courant de surface par rapport au vent.

Les différences d'angle entre la direction du vent et celle du courant de surface consignées dans le tableau 4 montrent une concordance avec la théorie d'Ekman pour mer peu profondes. En effet, ce n'est que durant la saison des eaux chaudes où d'ailleurs les vents ne sont pas réguliers, qu'on observe une différence notable même supérieure à 100° entre la direction du vent et celle du courant de surface qui, comme nous l'avons vu plus haut, indique

plutôt le sens de propagation des masses d'eaux chaudes. Vais dès l'installation des vents réguliers de secteur nord, on constate que cette différence d'angle se réduit considérablement au point de voir les deux vecteurs 'de vent et de courant se confondre. Durant toute la période des eaux froides, l'écart entre la direction des vents et celle du courant de surface ne dépasse pas 20°.

IV- L'orientation du vent par rapport à la normale intérieure à la côte. (α)

L'autre caractéristique fondamentale de la théorie d'Ekman qui nous permet de vérifier si l'upwelling est effectivement engendré par les vents, est la connaissance et le suivi de l'angle α entre la normale intérieure à la côte et la direction vers laquelle souffle le vent, comptée positivement dans le sens contraire des aiguilles d'une montre.



No-us constatons (Tableau 4), que si l'angle α est inférieur à 180°, le flux d'eau de surface est orienté vers la côte; c'est-à-dire qu'il y a vent d'afflux. Cette situation est bien observée en saison chaude lorsque les vents sont d'ouest. A ce moment (juin-octobre), l'angle α est même inférieur à 100°.

En saison froide, par contre au moment des vents de secteur nord et favorables au développement de l'upwelling, α est largement supérieur à 180°.

V- La couche de frottement D.

Afin d'avoir une idée de la profondeur jusqu'où peut se faire sentir l'effet du vent, nous avons essayé d'évaluer l'épaisseur de la couche de frottement D selon la théorie d'Ekman par

la relation:

$$D = \pi \left(\frac{K}{w \sin \varphi} \right)^{1/2}$$

où K est le coefficient de viscosité virtuelle qui dans les couches limites est identique au coefficient de diffusion turbulente;

w - la vitesse angulaire de rotation de la terre

φ - la latitude moyenne de la région étudiée (dans notre cas $14^{\circ}30'$).

Les difficultés dans l'application de cette formule résident dans l'évaluation du coefficient de diffusion turbulente K. Ce coefficient a déjà fait l'objet de nombreux travaux et ses valeurs varient sensiblement suivant les auteurs et le lieu d'étude. JACOBSEN (1913 et 1927) puis JEFFREYS (1920) ont proposé des modèles de calcul du coefficient vertical (K_z) en fonction de l'amplitude (A) et du déphasage (Y) des oscillations de température à deux niveaux Z_1 et Z_2 .

$$K_z(A) = \frac{\pi}{\tau} \left(\frac{Z_2 - Z_1}{\ln \frac{A_1}{A_2}} \right)$$

$$K_z(Y) = \frac{\pi}{\tau} \left(\frac{Z_2 - Z_1}{Y_2 - Y_1} \right)$$

où τ est la période d'oscillation.

Et tout dernièrement CSANADY (1975) propose de calculer K par la relation empirique

$$K = 2 \cdot 10^{-4} \cdot v^2$$

où $\underline{v}$ est la vitesse du vent.

L'un des modèles de calcul des coefficients horizontaux (K_x, K_y) le plus usité à l'heure actuelle est celui de RICHARDSON et STOMMEL (1948). Ils proposent de multiplier l'équation de la "loi 4/3" par une fonction de correction $f(L/H)$.

$$K(xyz) = \varepsilon \left\{ \sqrt{[x-x_0(t)]^2 + [y-y_0(t)]^2} \right\}^{4/3} \cdot f \left\{ \frac{\sqrt{[x-x_0(t)]^2 + [y-y_0(t)]^2}}{H(x, y, t)} \right\}$$

où ε est une constante voisine de $0,01 \text{ cm}^{2/3} \cdot \text{s}^{-1}$

$H(xyt)$ - la profondeur moyenne de l'eau entre les points $Y_0(t)$, $X_0(t)$ et x, y .

L - l'échelle horizontale du phénomène;

$f(xyt)$ - la fonction de correction de "la loi 4/3";

$X_0(t)$, $Y_0(t)$ - les coordonnées du début de la diffusion;

X, Y - celles du point de calcul de K .

Dans le présent travail, nous n'avons pas trouvé nécessaire de calculer les coefficients K par les "recettes" ci-dessus énumérées. Nous avons procédé en utilisant la formule simplifiée de l'équation de diffusion turbulente rappelée par IVANOFF (1975); cette formule faisant intervenir la vitesse moyenne du courant et le gradient moyen de température ou de salinité, donc de mesures disponibles, elle se prêtait mieux à une évaluation approximative de K (voir chapitre stabilité vertical-). Nous n'avons pas considéré ce coefficient comme étant constant dans le temps et avons calculé sa valeur moyenne pour chaque mois.

Les valeurs de la couche de frottement D , ainsi obtenues sont également représentées dans le tableau 4. Nous constatons que les plus faibles valeurs de la couche de frottement ne sont observées qu'en dehors de la période d'upwelling de mai à début décembre quand les vents ne sont pas forts et réguliers en direction. En ce moment, D varie entre 10 et 11 mètres. Les forts coups de vent de fin octobre-début novembre entraînent une légère augmentation de cette couche qui atteint à ce moment des valeurs de 13 mètres. C'est, à partir de fin décembre, quand les vents, réguliers du nord s'installent que la couche de frottement commence à devenir importante. Elle varie de 14 mètres en fin décembre à plus de 17 mètres au mois de février. Les valeurs calculées de ce niveau du cisaillement correspondent avec les observations représentées par la distribution verticale des vecteurs de vitesses horizontales (Fig 37).

Les valeurs qui ne concernent que l'intérieur de la baie, c'est-à-dire les profondeurs égales ou inférieures à 80 mètres concordent bien avec les résultats de TELSSON (1982) pour la même région et avec ceux obtenus par HUNKIS (1966) dans l'océan arctique et par HALPERN (1976) dans l'upwelling du large d'OSÉGON.

VI- Le Transport d'Ekman.

Pour évaluer le transport d'Ekman, c'est-à-dire le flux d'eau, évacué vers le large par unité de longueur de côte, nous avons d'abord évalué la tension du vent à la surface de la mer.

Depuis POLLARD (1970) puis MELLOR et TURNER (1975), et tout dernièrement DIKEY & SIMPSON (1983), il est établi que, ce sont les fluctuations du champ de vent inférieures à la période d'inertie qui déterminent le plus les variations du mouvement dans la couche superficielle des océans. Dans le cas actuel, nous avons évalué la tension pour les périodes correspondant aux différentes sorties en mer. Il s'agit alors de valeurs moyennes, sur 5 à 8 jours, que nous considérons comme représentatives de tout le mois. Ce qui ne nous permet pas bien sûr de déceler les grandes fluctuations qui peuvent caractériser cette quantité.

Pour le calcul de cette tension (τ), nous avons utilisé l'expression

$$\tau = \rho_a \cdot C \cdot v^2$$

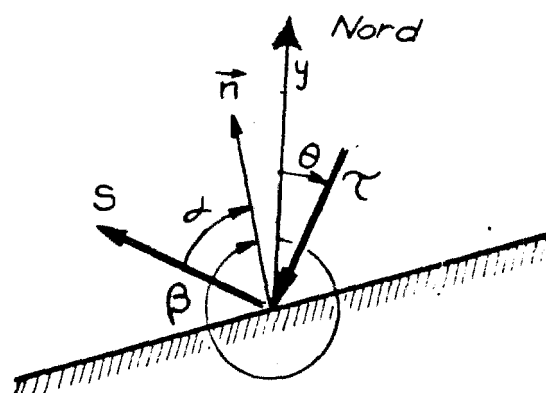
Les valeurs de chaque terme ainsi que leur signification sont déjà données dans le chapitre: Théorie des mouvements verticaux. Le transport d'Ekman est évalué par:

$$S = \frac{\tau}{\rho f}$$

où τ est la tension du vent, et f le paramètre de Coriolis.

Pour BAKEN (1973), cette formule ne peut être utilisée pour évaluer l'intensité de l'upwelling que si l'on est sûr que la direction des vents est favorable au développement de cet upwelling. Il propose une formule plus générale, adaptée à tous les temps, qui fait intervenir le cosinus de l'angle entre le flux d'eau de surface chassé vers le large et la normale extérieure à la côte. C'est donc un indicateur de la masse d'eau amenée en surface et qui est communément appelé indice d'upwelling

("coastal upwelling indice":C.U.I.).



Sur cette figure, β est l'angle entre l'axe OY dirigé vers le nord et la normale extérieure à la côte;

θ - la direction du vent comptée à partir du nord positivement dans le sens des aiguilles d'une montre. L'angle entre OY et la direction du flux S vaut $\theta + 270^\circ$; c'est-à-dire $\alpha = \beta - (\theta + 270^\circ)$. ce qui permet d'écrire

$$C.U.I. = S \cos \alpha = \frac{\tau}{\rho f} \cos (\beta - \theta + 90^\circ)$$

où τ est en $\text{Kg.m}^{-1}.\text{s}^{-2}$

Les valeurs positives correspondent à une remontée des eaux alors que les négatives indiquent un transport des eaux superficielles vers la côte donc un "piling-up". Selon TEISSON (1982) qui appliquait la théorie d'Ekman le long des côtes sénégalaises, ses résultats n'étaient théoriquement valables que pour les profondeurs supérieures à 80 mètres. En appliquant cette théorie de BAKUN nous avons pu quand même, **grâce aux** indices d'upwelling consignés dans le tableau 4, distinguer la période de la remontée des eaux de celle où les vents sont favorables à l'accumulation des eaux du large à la côte. Ce qui permet donc de conclure que l'utilisation de la méthode de calcul de l'indice d'upwelling est aussi valable pour des profondeurs inférieures à 80 mètres. La période de piling-up s'observe de juin à novembre, c'est-à-dire à la saison des eaux chaudes où les vents bien qu'irréguliers en intensité ont quand même une tendance générale à souffler vers la côte. Les plus fortes valeurs (-0,72) indiquant la plus forte intensité dans l'avancée des eaux du large vers la côte sont observées au mois d'octobre au moment de l'installation soudaine des vents du nord. Et aussitôt que ces vents du nord cessent, durant la période de relaxation de novembre nous retrouvons les mêmes valeurs (-0,40) d'indice de piling-up qu'en septembre.

	sept.	Oc to b .	Nov.	début Décembre	fin Décembre	Janv.	Fev.	Mers	Avril	Mai	Juin
Vitesse du vent (m/s) (moyennes/mois)	3,43	4,36	4,06	4,27	4,67	4,6	4,53	5,40	5,0	4,8	3,43
Direction du vent (degrés)	235	247	323	30	34	18	360	360	351	335	276
Tension τ (kg.m ⁻¹ .s ⁻²)	0,018	0,030	0,026	0,034	0,042	0,042	0,041	0,046	0,043	0,028	0,018
Différence entre direct. vent et direct. cou- rent de surf.	-	101	18	16	12		20			110	*
a	145	157	233	304	304	303	260	266	250	250	176
(mètres)	10,25	12,93	12,97	12,51	14,51	15,2	16,87	17,2	15,6	9,98	10,1
Transport d'EKN m /s	0,488	0,787	0,681	0,900	1,027	1,113	1,273	1,219	1,113	0,66	0,488
c. U. 1.	-0,40	-0,72	-0,40	0,51	0,57	0,47	0,21	0,13	0,10	0,06	-0,48

Tableau 4 - Variation dans le temps de quelques paramètres observés et calculés.

L'installation des vents réguliers de secteur nord semble aussi confirmer cette idée. En effet, le début de l'upwelling donc de l'installation récente des vents du nord montre les plus fortes valeurs positives de l'indice d'upwelling (0,51-0,57) et au fur et à mesure que les vents deviennent constants en direction nous assistons à une diminution progressive de cet indice. Les plus faibles valeurs (0,06) sont observées au mois de mai alors que les vents restent toujours assez forts et de secteur nord. La concordance entre les tensions des vents du nord et les valeurs négatives de l'indice d'upwelling confirme bien les démonstrations de WOOSTER (1976) et SCHEMAINDA et al (1975) à savoir que le système d'upwelling du nord-ouest africain jusqu'à 10°N est bien lié aux vents alizés de l'hémisphère nord.

Le transport d'Ekman ne permet pas, cependant, dans tous les cas, de distinguer les upwellings des piling-up. En effet, l'orientation vers le sud-est des vents est favorable au mois de juin à une accumulation des eaux en baie de Gorée au sud de Rufisque. Par ailleurs cette situation est en même temps favorable à la remontée des eaux à l'intérieur de la baie à proximité de Thiarye. Autrement dit la méthode des indices d'upwelling traduit plutôt des situations favorables au développement de l'upwelling ou du piling-up par rapport à un segment de côte déterminé mais n'évalue pas ces phénomènes de manière générale pour une région donnée. D'où la nécessité de calculer les vitesses verticales.

VITESSES VERTICALES

Si, jusque là, nous n'avons parlé que de la remontée des eaux à la côte principalement induite par le transport d'EKMAN, n'oublions pas qu'il ne s'agit là que d'un phénomène dû à la circulation transversale. Et ce type de circulation comme l'indique la théorie d'EKMAN s'accompagne toujours, en vertu de la loi de continuité du mouvement dans un fluide, de mouvements verticaux qui peuvent être dirigés de bas en haut comme de haut en bas. C'est donc une des raisons pour laquelle la remontée des eaux peut s'effectuer au large (HIDAKA 1955). Le rôle fertilisateur de ces mouvements verticaux est discuté. Pour VOITURIEZ et HERBLAND (1982), ils sont nécessaires pour compenser le réchauffement dû à l'énergie thermique que reçoit la surface des océans.

Le calcul de ces vitesses verticales par la méthode de suivi des isothermes ou isopycnes n'est pas réaliste avec les données dont nous disposons car l'espacement des sorties qui est supérieur à une semaine ne permet pas de dire avec certitude que le déplacement de telle isoligne est récent ou non. La faiblesse de ces vitesses verticales (10^{-4} - 10^{-2} cm.s⁻¹) fait qu'il n'existe pas encore d'appareils fiables pouvant les mesurer directement. La seule méthode dont dispose à l'heure actuelle l'Océanographe pour estimer ces vitesses verticales est l'utilisation de modèles basés sur les équations physico-mathématiques. Une revue rapide de ces différents modèles de calcul nous permet de les classer en trois groupes principaux.

1 - LE GROUPE DES MODELES POUR OCEANS A UNE SEULE COUCHE HOMOGENE.

Ces modèles ont vu le jour avec les travaux de GUEZENSBERG en 1954 dans les zones du large du Pacifique et de l'Atlantique nord. Pour étudier les mouvements verticaux il utilise le système d'équation du mouvement ainsi que l'équation de continuité pour calculer la divergence des flux horizontaux. Se rapportent à ce

groupe les travaux de YOSHIDA (1955) sur l'upwelling de la Californie et celui de HIDAKA (1955) sur la divergence des courants de dérive en fonction des tensions de vent.

II - LE GROUPE DES MODELES POUR OCEANS A DEUX OU PLUSIEURS COUCHES

Ce groupe de modèles a pour pionnier LINEYKINE (1955). Le fondement théorique du schéma de la circulation verticale ne diffère pas qualitativement du groupe précédent. La différence fondamentale est qu'il tient compte de la stratification verticale des eaux. Les modèles qui s'inspirent de cette théorie sont nombreux. Pour ne citer que les plus originaux nous retiendrons les travaux de CHARNEY (1955) pour fluide incompressible et écoulement quasi-géostrophique, et ceux de SCANADY (1971) qui a réécrit le système d'équations de PROUDMAN pour chaque couche à fond variable.

III - LE GROUPE DES MODELES QUI SE BASENT SUR LA DIFFUSION TURBULENTE EN MILIEU MARIN.

C'est McEVEN (1933) qui le premier proposa le schéma de calcul des vitesses verticales dans des conditions réelles. Pour déterminer l'intensité de la remontée des eaux dans la région de SAN DIEGO, il utilise la formule simplifiée de l'équation de diffusion de la chaleur. Plus tard OZMIDOF (1968) développant la théorie de diffusion turbulente remarque que si, dans un fluide quelconque, existe une répartition inégale des concentrations de substances, il y aura tendance en vertu de la seconde loi de la thermodynamique à l'équilibre des concentrations avec mouvements de la zone à plus forte concentration vers la moins concentrée. Dans les liquides immobiles, le mouvement n'est que moléculaire; c'est la diffusion moléculaire. Si par contre le fluide est en mouvement, en plus des déplacements moléculaires on observe un mouvement advectif dû au transfert des particules macroscopiques du fluide, on parle alors de diffusion turbulente. Le sens du flux de diffusion moléculaire est contraire au sens du gradient de la concentration alors que son intensité est proportionnelle au module de ce gradient.

Quant au terme advectif, il est lui égal à la vitesse du courant que multiplie la concentration de particules C. Après quelques transformations de l'équation de Fik pour un champ de vitesse moyenne, nous obtenons les équations de diffusion turbulente de la salinité (S) et de la température (T).

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{S}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{S}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} &= \frac{\partial}{\partial x} [K_x \frac{\partial \bar{S}}{\partial x}] + \frac{\partial}{\partial y} [K_y \frac{\partial \bar{S}}{\partial y}] + \frac{\partial}{\partial z} [K_z \frac{\partial \bar{S}}{\partial z}] \\ \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} &= \frac{\partial}{\partial x} [K_x \frac{\partial \bar{T}}{\partial x}] + \frac{\partial}{\partial y} [K_y \frac{\partial \bar{T}}{\partial y}] + \frac{\partial}{\partial z} [K_z \frac{\partial \bar{T}}{\partial z}] \end{aligned} \quad (1)$$

Dans cette formule, les coefficients horizontaux et vertical de diffusion turbulente (K_x, K_y , et K_z) ne sont pas constants.

C'est donc sur ces équations de diffusion turbulente, qui ne font intervenir que les paramètres propres au milieu marin rendant ainsi plus fidèlement compte des mouvements survenus dans ce milieu, que nous allons nous fonder pour évaluer les vitesses verticales en baie de Gorée. Comme dans la plupart des cas les difficultés dans l'utilisation de ces formules résident dans l'évaluation de ces coefficients.

Dans la plupart des cas, l'équation de diffusion est simplifiée en fonction des conditions physico-géographiques du milieu et ramenée à une forme plus commode de calcul. Ainsi en baie de Gorée, nous avons considéré l'écoulement comme stationnaire. Nous orientons notre système d'axes de manière que les x soient parallèles au courant qui longe la côte vers le sud et que l'axe des y est dirigé vers le large. En supposant que v et w sont très petits par rapport à u et que dans le membre droit des équations (1) $K_z \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}$ et $K_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$ sont les plus déterminants, ce système d'équations se réduit à

$$\left. \begin{aligned} \bar{u} \frac{\partial \bar{S}}{\partial x} &= K_z \frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial z^2} \\ \bar{u} \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} &= K_z \frac{\partial^2 \bar{T}}{\partial z^2} \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Connaissant u (le courant mesuré), K_z a été calculé pour chaque sortie (voir chapitre sur la stabilité verticale). Quant à K_y , nous l'avons considéré constant et égal à $2,5 \cdot 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$.

En considérant maintenant l'axe des x parallèle aux isolignes de salinité et de température, le système d'équations (1) pour un régime permanent devient:

$$\left. \begin{aligned} \bar{V} \frac{\partial \bar{S}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} &= K_y \frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial z^2} \\ \bar{V} \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} &= K_y \frac{\partial^2 \bar{T}}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 \bar{T}}{\partial z^2} \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

En résolvant ce système d'équations, nous obtenons une formule pratique de calcul de la vitesse verticale dans laquelle n'interviennent que les gradients des paramètres et les coefficients de diffusion turbulente.

$$\bar{W} = \frac{\left(\frac{\Delta^2 T}{\Delta z^2} \cdot \frac{\Delta S}{\Delta y} - \frac{\Delta T}{\Delta y} \cdot \frac{\Delta^2 S}{\Delta z^2} \right) K_z - \left(\frac{\Delta T}{\Delta y} \cdot \frac{\Delta^2 S}{\Delta y \Delta z} - \frac{\Delta^2 T}{\Delta y \Delta z} \cdot \frac{\Delta S}{\Delta y} \right) K_y}{\left| \frac{\Delta T}{\Delta z} \cdot \frac{\Delta S}{\Delta y} - \frac{\Delta T}{\Delta y} \cdot \frac{\Delta S}{\Delta z} \right|} \quad (4)$$

IV - DISTRIBUTION EN SURFACE.

Sur les figures 38 est représentée la cartographie des résultats de calcul obtenus par l'application de l'équation de diffusion turbulente. Les valeurs négatives représentées par les surfaces hachurées indiquent des vitesses remontantes alors que les positives révèlent les zones de descente d'eaux.

Ainsi, au mois d'octobre, toute la partie au sud de la radiale de Pte-Rouge est envahie par un mouvement ascendant des eaux subsuperficielles dont la vitesse moyenne est relativement faible (-30.10^{-4} cm/s). Les plus fortes vitesses verticales (-55 à -61.10^{-4} cm/s) sont observées au large sur les fonds de 40-50 mètres. Au nord, par contre, les eaux de surface montrent une tendance à l'enfoncement qui s'effectuerait principalement à deux endroits que caractérisent deux noyaux à fortes vitesses verticales descendantes. L'un au sud du Cap Manuel, avec un centre marqué

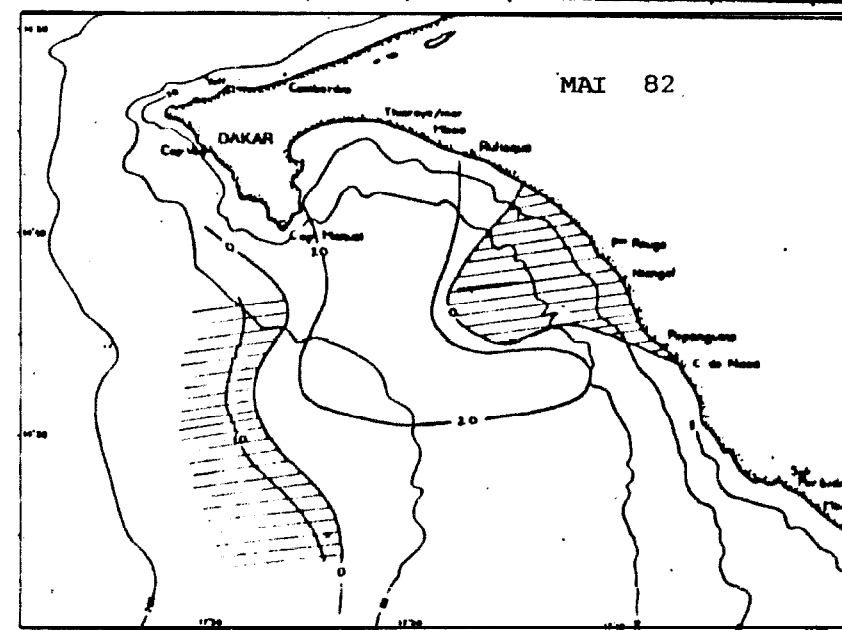
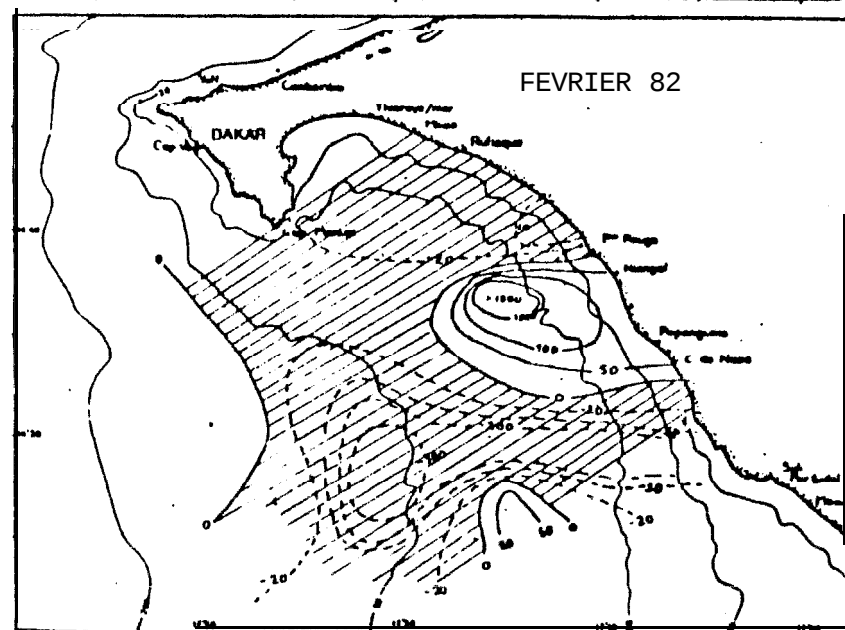
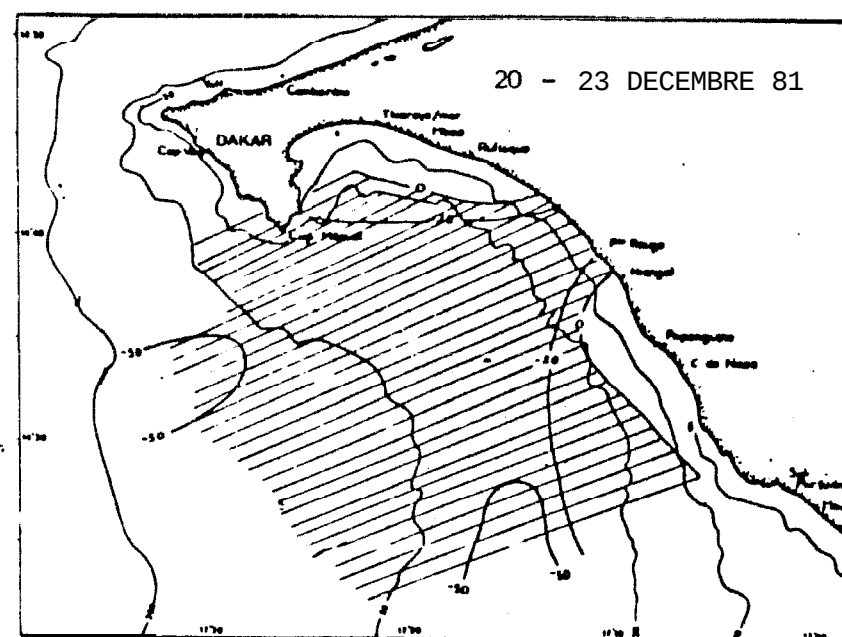
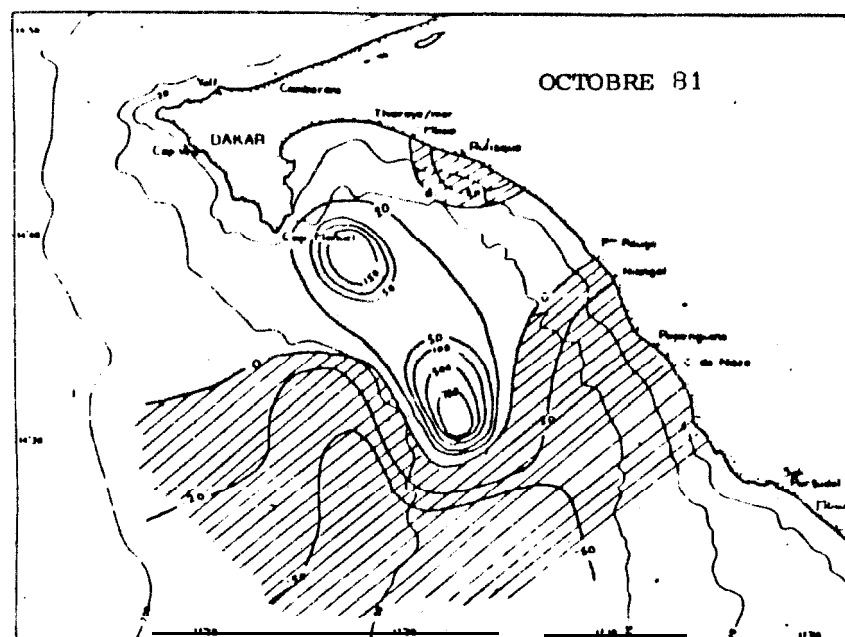


Fig.38 - Distribution en surface des vitesses verticales (W.en cm/s 10^{-1}). Les valeurs négatives (surfaces hachurées) indiquent les mouvements verticaux ascendants.

par des vitesses verticales de plus de 160.10^{-4} cm/s, et l'autre plus puissant se situe un peu plus au sud du précédent et se caractérise par des vitesses verticales de plus de 700.10^{-4} cm/s. Toutefois au niveau de Rufisque, la source de remontée côtière est bien mise en évidence par des vitesses verticales négatives de l'ordre -34.10^{-4} cm/s. L'observation de vitesses verticales ascendantes au sud de la baie doit être liée aux vents dont l'action ne commence à se faire sentir qu'à cette distance suffisamment éloignée du Cap-Vert. A la fin du mois de décembre quand les vents alizés sont du nord-est, on constate que la zone hachurée de remontée d'eau, jusque là limitée à la partie sud de la baie, occupe presque toute la surface. La vitesse verticale moyenne reste relativement la même qu'au mois d'octobre. Le changement d'orientation du vent se traduit par un léger déplacement de la source côtière à ce moment devant Pte Rouge. La descente des eaux superficielles beaucoup plus lente à ce moment (7 à 21.10^{-4} cm/s) ne s'effectue que dans deux petites poches côtières au fond de la baie devant Rufisque-Thiaroye et au sud devant Popenguine. C'est au mois de février que sont observées les plus fortes vitesses verticales ascendantes qui continuent d'occuper la presque totalité de la surface de la baie de Gorée. Les deux sources de remontée d'eau sont bien distinctes et se caractérisent par des valeurs négatives de vitesses verticales supérieures à -20.10^{-4} cm/s. c'est dans l'upwelling sud et plus précisément sur le rebord du plateau continental que nous enregistrons les plus fortes valeurs de vitesses verticales ascendantes (-350.10^{-4} cm/s). Ceci semble normal et peut s'expliquer par la violence du jaillissement du flux horizontal profond sur ce rebord du plateau continental lors de son orientation vers la côte. On n'observe à ce moment qu'une seule poche de descente des eaux de surface devant Popenguine. Les vitesses y sont excessives (1450.10^{-4} cm/s) et ne peuvent s'expliquer que par une augmentation de densité des eaux superficielles par rapport aux sous jacentes. Cette situation est favorisée par une déviation du courant subsuperficiel dont la pénétration en de baie de Corée s'effectue principalement par le nord (voir chapitre courants).

Le ralentissement de la remontée des eaux amorcé au mois d'avril devient plus net en mai où l'on n'observe plus que deux petites zones à valeurs négatives de vitesses verticales. L'une côtière relativement plus intense avec des vitesses de près de -45.10^{-4} cm/s devant Pte Rouge et l'autre au large de la baie sur les fonds de 80 mètres a une vitesse moyenne plus faible de l'ordre -10.10^{-4} cm/s. L'emplacement de cette zone de remontée au large qui n'était pas observée le mois précédent semble dépendre du changement d'orientation du sous-courant qui redevient à ce moment de direction nord entraînant ainsi une perturbation à la limite entre les flux de surface et de fond. Par suite de la diminution du flux profond en direction de la côte qui, à certains endroits, montre même une tendance de recul vers le large, il n'est pas étonnant que les eaux de surface soient un peu plus lourdes que les sous-jacentes et que la plus grande partie de la surface de la baie montre une tendance à l'enfoncement des eaux superficielles. Ces vitesses descendantes sont relativement élevées (plus de 20.10^{-4} cm/s).

V - DISTRIBUTION VERTICALE.

Sur la figure 39, nous avons représenté les variations temporelles des valeurs de la vitesse verticale sur toute la colonne d'eau à la station 5 la plus au large de la baie de Gorée. L'éloignement de cette station de la côte ne lui permet pas une bonne représentativité des mouvements verticaux de la baie de Gorée. Cependant il permet de constater que le début de la remontée des eaux se caractérise toujours par de fortes vitesses verticales. Ceci est bien vérifié aux mois d'octobre et de décembre. En effet, au mois d'octobre quand les vents alizés du nord commencent à s'installer provoquant un déplacement de la couche intermédiaire on observe entre les immersions 20 et 40 mètres un noyau de grandes vitesses verticales ascendantes dont les plus fortes valeurs (-70.10^{-4} cm/s) sont centrées au niveau 35 mètres. Après la période de relaxation de ces vents du nord de novembre, le début de l'installation des vents réguliers en décembre provoque encore de fortes vitesses verticales ascendantes entre les niveaux 10 et 25 mètres.

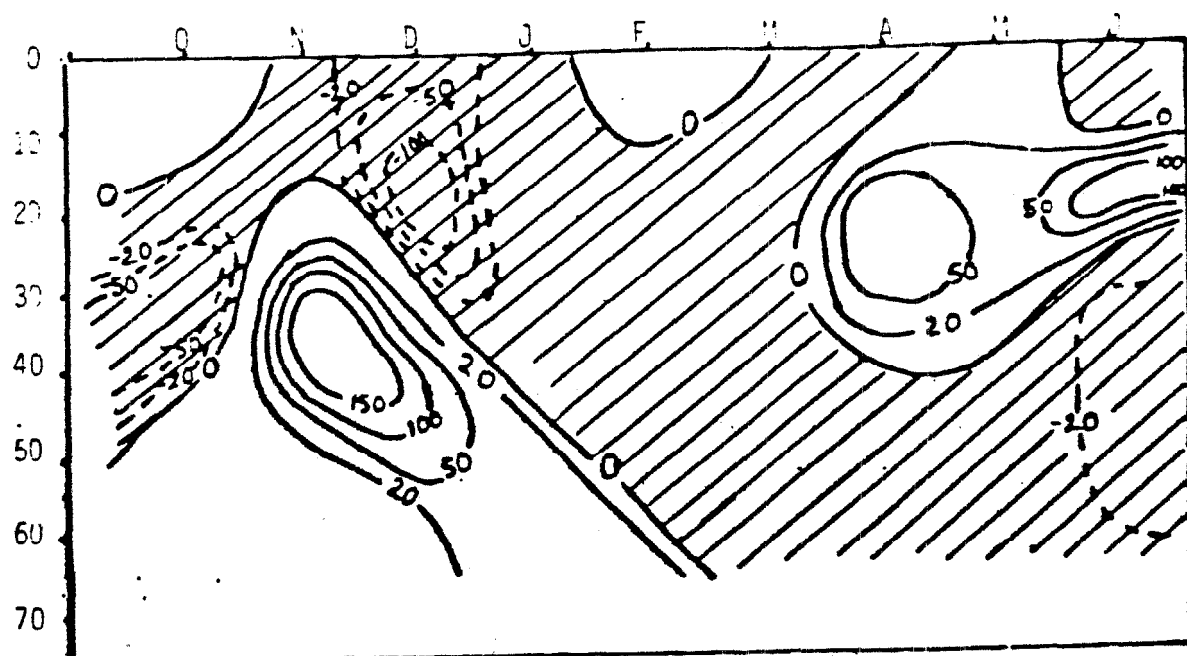


Fig.39 - Variation temporelle du profil des vitesses verticales à la station 5. Les valeurs négatives (surface hachurée) représentent les mouvements verticaux ascendants alors que les positives indiquent la descente des eaux. Les valeurs réelles (cm.s^{-1}) sont multipliées par 10^4 .

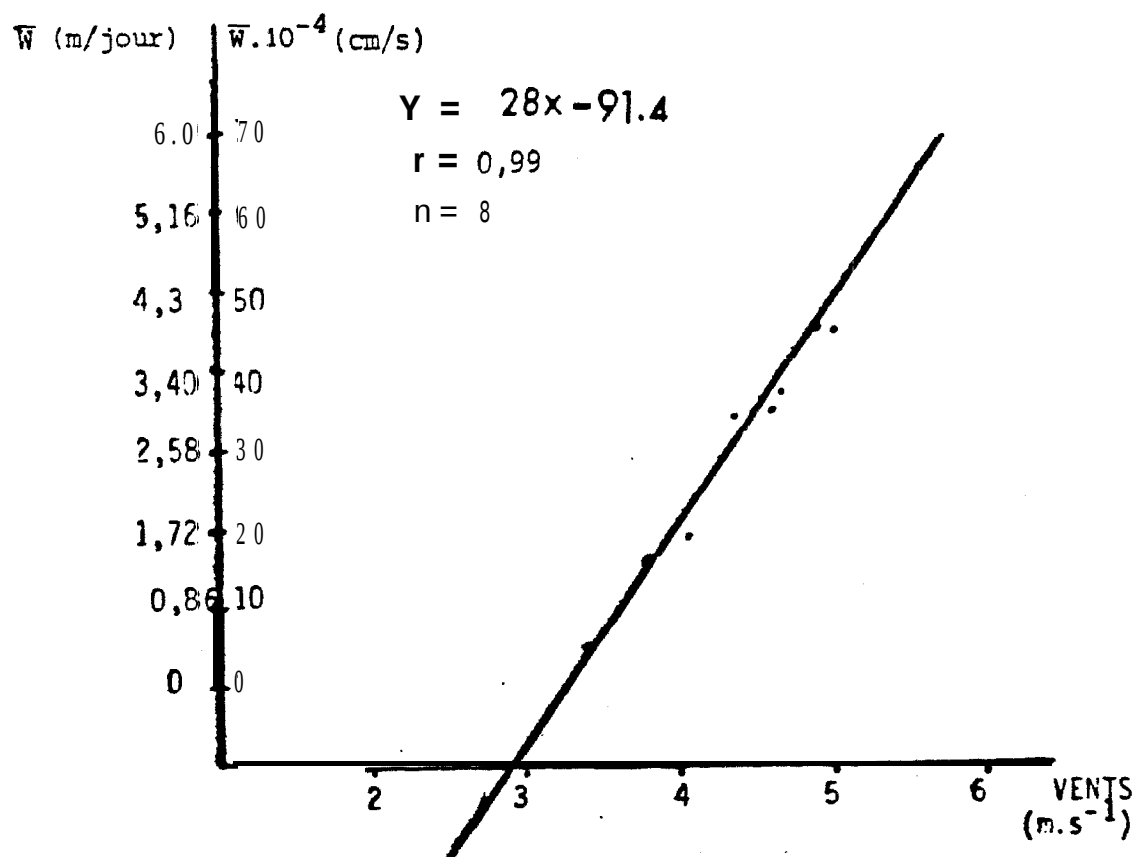


Fig 40 - Relation vitesses verticales ascendantes en surface et vents de secteur nord.

Les plus fortes valeurs (-143.10^{-4} cm/s) sont centrées à l'immersion 20 mètres un peu plus haut que le noyau précédent. Ceci s'explique par le fait que la relaxation des vents n'a pas suffisamment duré pour que les eaux intermédiaires déplacées vers le haut à la suite de 1 l'accroissement de la couche profonde, retrouve leur position stable d'avant. Avec le développement des vents qui deviennent réguliers on constate que le mouvement ascendant est général pour toute la colonne d'eau [bien que les vitesses deviennent plus faibles: $10 - 16.10^{-4}$ cm/s, en février). .

A la fin des upwellings en Mai et Juin qui se caractérise comme nous l'avons vu plus haut par l'observation en surface de vitesses descendantes, nous constatons que la couche profonde de la baie est toujours occupée par des mouvements ascendants.

Par ailleurs un calcul de corrélation, à la surface de toutes les stations, entre les moyennes de vitesses remontantes et la vitesse du vent (Fig.40) montre une forte valeur significative de 0,99 pour un total de 8 sorties. D'où la droite de régression représentée sur la figure40 et dont l'équation est $Y = 28x - 91,4$. On retiendra que cette relation ne donne qu'une idée de la valeur moyenne des vitesses verticales ascendantes, sans tenir compte de l'endroit où s'effectue cette remontée.

ENERGIE POTENTIELLE DISPONIBLE

Afin d'estimer la quantité d'énergie mise en jeu par l'upwelling, nous avons évalué l'Energie potentielle disponible ou plus précisément son accroissement, correspondant à l'arrivée et au maintien en surface d'eaux plus denses que la "normale", hors saison d'upwelling. Le calcul a été fait selon l'expression générale:

$$E_{\text{pot}} = \iint_S dx dy \int_0^{z=h(x,y,t)} \rho(z) g z dz + \text{const.}$$

Nous avons considéré une couche d'eau d'épaisseur (h) constante et calculé pour cette couche la variation d'énergie potentielle résultant des variations de la masse volumique ($\bar{\rho}$) moyenne dans cette couche:

$$E_{\text{pot}}/S = 1/2 \bar{\rho} g h^2$$

Nous avons négligé la part de l'énergie interne due aux variations thermiques. Car selon REID et al (1981) elle ne constitue dans les mers tropicales que 10% environ de l'énergie potentielle disponible si l'épaisseur h est inférieure à 1000 mètres. Dans notre cas l'énergie potentielle a été calculée pour une épaisseur d'eau de 20 mètres dont la densité moyenne est supposée ne devoir sa variation qu'à la remontée des eaux profondes (si l'on néglige bien sûr la part qui reviendrait au refroidissement superficiel dû au déficit du bilan thermique souligné dans le chapitre régime des vents et température de surface). Pour éliminer l'arbitraire du calcul de l'énergie potentielle, nous avons sur la figure 41 représenté en fonction des vents cumulés (vitesse x nombre de jours), les variations de cette quantité (ΔE_{pot} : variation entre les mois consécutifs) et également le produit masse volumique-surface des taches d'eau les plus denses ($\sigma_t > 23,0$); ce produit constitue aussi un index de l'intensité des remontées d'eau. L'observation de cette figure apporte deux enseignements :

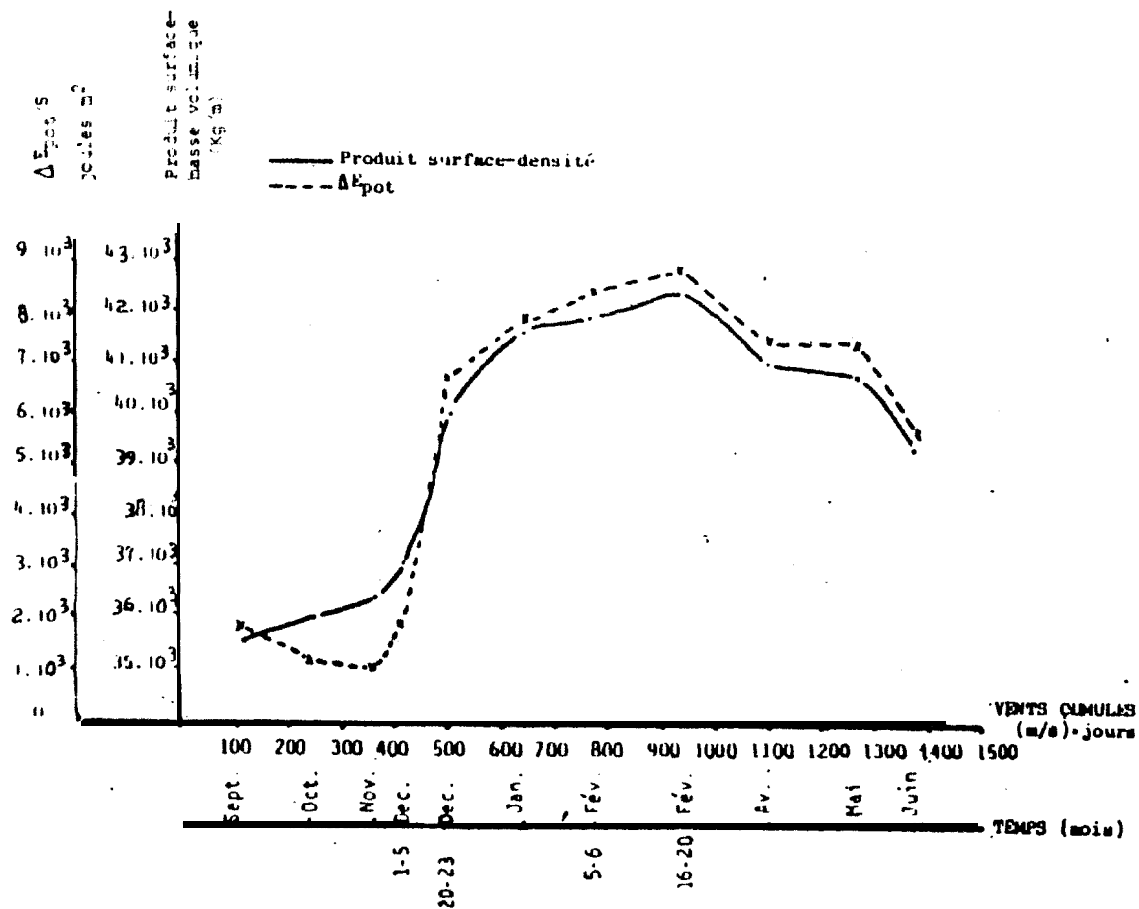


Fig. 41 - Variation simultanée dans le temps de l'énergie potentielle ΔE_p et du produit surface-masse volumique en relation avec les vents cumulés.

1) - L'énergie potentielle est aussi indicatrice de l'upwelling que les taches de fortes densités.

- Ces deux quantités sont minimales en saison chaude lorsque les vents sont faibles et irréguliers. A ce moment (septembre-décembre), la variation de l'énergie potentielle disponible est très faible (1 à 2.10^3 joules/m²) et le produit surface-densité de l'ordre de 36.000 Kg/m.

- L'installation des vents forts du nord (fin décembre), en provoquant une augmentation de la couche profonde et une arrivée importante en surface d'eaux plus denses, entraîne une augmentation de l'énergie potentielle et des taches de fortes densités (respectivement plus de 5.10^3 joules/m² et 40.10^3 Kg/m). Au fur et à mesure que les vents du nord continuent de souffler et que la remontée des eaux se poursuit, l'énergie potentielle et le produit densité-surface croissent pour passer par leur maxima en fin février-début mars (8.10^3 joules/m² et 42.10^3 Kg/m).

- La diminution de la remontée des eaux profondes en avril est mise en évidence par la diminution de ces paramètres qui se stabilisent à un niveau plus bas durant tout ce mois; au début de juin, la chute s'amorce.

2) - L'autre enseignement que nous apporte cette figure découle de la concordance des deux courbes. En effet, l'évolution des taches de fortes densité, comme la densité moyenne de la couche d'eau étudiée (20 premiers mètres de surface) obéissent à une même loi de variation déterminée par l'upwelling. Il en ressort donc que les observations de surface (étude des taches de fortes densités) sont finalement aussi informatives que celles faites le long d'une radiale hydrologique (énergie potentielle) du moins pour ce qui concerne la baie de Gorée.

STABILITE VERTICALE

Toujours dans le but d'avoir des idées plus précises sur les différentes phases de développement de l'upwelling de la Baie de Gorée et notamment caractériser le moment de son déclenchement nous avons procédé à l'étude de la stabilité verticale des eaux à la station 5. L'une des méthodes de cette étude, qui est couramment utilisée de nos jours, est le suivi de la variation du nombre de Richardson de masse (RICHARDSON, 1926 ; PRANDTL, 1931 ; et TAYLOR, 1931) :

$$R_i = \frac{\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}{\left(\frac{dv}{dz} \right)^2}$$

Ce nombre adimensionnel constitué par le rapport de la stabilité $\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$ et de l'énergie cinétique empruntée par la turbulence à un mouvement moyen $\left(\frac{dv}{dz} \right)^2$ laisse apparaître trois situations possibles.

1) Quand $R_i =$ nombre de Richardson critique (R_{icr}), il y a neutralité qui s'observe lorsque la stabilité et la turbulence s'équilibrent.

2) Quand $R_i > R_{icr}$ la stabilité l'emporte.

3) Quand $R_i < R_{icr}$ il y a instabilité à cause du développement de la turbulence.

Une valeur critique $R_i = 1$, déduite logiquement de la formule n'est pas tout le temps observée dans la réalité car si la condition $\frac{\partial \rho}{\partial z} > 0$ est nécessaire pour entraîner la disparition de la turbulence, elle n'est pas suffisante puisque la turbulence peut se maintenir si $\frac{\partial u}{\partial z} > 0$ est suffisamment grand. Aussi, nous avons calculé pour chaque mois un nombre de Richardson critique (R_{icr}) suivant la méthode de PROUDMAN (1953) :

$$R_{icr} = \frac{\mu_v}{K_z}$$

où μ_v c'est le facteur de turbulence encore appelé viscosité turbulente (K_M)
et K_z le coefficient vertical de diffusion turbulente de la chaleur (K_H).

Pour le calcul du facteur de turbulence (μ_v), nous avons utilisé la formule semi-empirique de BOUSSINESQ :

$$\mu_v = x^2 \frac{\left(\frac{d\bar{u}}{dz}\right)^3}{\left(\frac{d^2\bar{u}}{dz^2}\right)^2}$$

où $x^2 = 0,38$

Quant au coefficient vertical de diffusion turbulente, il a été calculé pour la salinité par la formule simplifiée de l'équation de diffusion turbulente rappelée par IVANOFF (1975):

$$\bar{u} \frac{\partial \bar{S}}{\partial x} = K_z \frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial z^2}$$

Les valeurs obtenues de μ_v de K_z et de R_{icr} sont consignées dans le tableau suivant :

	Octobre	Début Décembre	Fin Décembre	Février	Mai	Juin
μ_v	13,57	15,99	15,97	16,83	15,0	9,0
K_z	43,3	17,25	16,45	33,3	14,6	7,9
R_{icr}	1,03	0,93	0,87	0,56	1,07	1,14

(1)

Ce sont là des valeurs moyennes pour toute la colonne d'eau. Et nous constatons que le nombre de Richardson critique ne s'écarte pas beaucoup de l'unité sauf en février au moment le plus intense de l'upwelling. C'est donc, pour cette raison, que nous pouvons considérer l'unité comme valeur critique moyenne du nombre de Richardson de toute la colonne d'eau en dessous de laquelle la

turbulence l'emporte sur la stabilité des eaux en Baie de Gorée. Sur la figure 41, nous avons représenté la variation dans le temps du profil vertical du nombre de Richardson de masse. Cette figure révèle l'existence de trois (3) couches d'eau d'octobre à décembre. Deux couches limites, l'une en surface et l'autre au fond, dans lesquelles la turbulence est nettement supérieure à la stabilité et une couche intermédiaire plus stable. Les valeurs du nombre de Richardson sont beaucoup plus faibles dans la couche limite profonde que dans celle de surface. Autrement-dit, l'écoulement turbulent dû au frottement avec le fond marin serait plus important que l'effet du vent en surface. L'épaisseur de la couche profonde turbulente est, à ce moment, de près de 25 mètres. Elle diminuera cependant au mois de novembre avec la relaxation des vents de cette période jusqu'à moins de 20 mètres. Quant à la couche de surface, elle ne varie presque pas en épaisseur, si ce n'est le nombre de Richardson qui y varie de 0,47 en Octobre à 0,74 en novembre. L'existence de cette couche turbulente de surface dans le nord-ouest africain a déjà été signalée par HUNSTMAN et BARBER (1977) qui l'ont liée aussi aux alizés.

La couche intermédiaire stable commence à se désintégrer avec les forts coups de vents d'octobre. A ce moment son noyau central, situé à l'immersion 30 mètres et qui se caractérise par des nombres de Richardson supérieurs à 13, commence à s'effriter avec le temps tout en augmentant en épaisseur. Ainsi, au mois de décembre, les plus fortes valeurs de R_i sont de l'ordre de 4 et sont observées à l'immersion 15 mètres. L'arrivée massive des eaux, sur le fond de la baie et qui se traduit par une augmentation de cette couche profonde montre bien que la turbulence se développe de bas en haut. Au mois de décembre, la couche intermédiaire stable est complètement effritée et se caractérise par des nombres de Richardson légèrement supérieurs à l'unité. A la suite du développement de la turbulence dans la couche profonde, la couche intermédiaire effritée remonte en surface. La disparition de nombre de Richardson supérieurs à l'unité, de fin décembre à fin avril, indique la période la plus intense de la remontée des eaux profondes qui, comme nous le constatons sur cette figure,

se caractérise par une turbulence généralisée de toute l'épaisseur de la casse d'eau. La réinstallation des eaux stables à nombre de Richardson supérieur à 1 en surface à partir de fin avril, montre bien le rôle de la stratification dans la diminution de la turbulence (HALPERN 1976). En effet, c'est à partir de ce moment que le rayonnement solaire très fort (2000 joules/m^2), bien que atténué par les vents assez forts de cette époque, commence à réchauffer les eaux de surface. Ce réchauffement entraînant une stratification thermique donc, de densité de la couche superficielle au moment où les eaux profondes commencent leur retrait, favorise le développement de la stabilité dans les 30-40 premiers mètres en mai. Au mois de juin, le phénomène s'accroissant, la couche stable de surface atteint une cinquantaine de mètres.

Le fait que la couche profonde soit en permanence turbulente nous a incité à la considérer à part. La remontée des eaux à la côte n'étant que la conséquence de l'avancée de la couche profonde, il n'y a donc pas meilleur indice du déclenchement de l'upwelling que le nombre de Richardson de cette couche. Sur la figure 42 sont représentées les variations temporelles du nombre de Richardson moyen de toute la couche d'eau (R_i) du nombre critique de cette même couche (R_{icr}) et de celui de la couche limite profonde (R_{ifd}). Cette comparaison appelle les remarques suivantes. Dans cette couche profonde, le nombre de Richardson est toujours inférieur à l'unité et l'observation des valeurs de 0,25 au mois d'octobre au moment des forts coups de vents du nord permet de dire que, c'est à ce moment, que l'avancée des eaux profondes vers la côte est amorcée. Ceci confirme les observations de GALLARDO (communication personnelle) en baie de Gorée.

BUSINGER et al (1971) ont quant à eux trouvé expérimentalement dans l'atmosphère que le seuil critique du développement de la turbulence se caractérise par des nombres de Richardson de l'ordre de 0,21.

Ce sont donc là toutes les raisons qui nous permettent de considérer que c'est en octobre que commence la remontée des eaux en Baie de Gorée bien que l'interruption des vents en novembre provoque une diminution de la turbulence de cette couche.

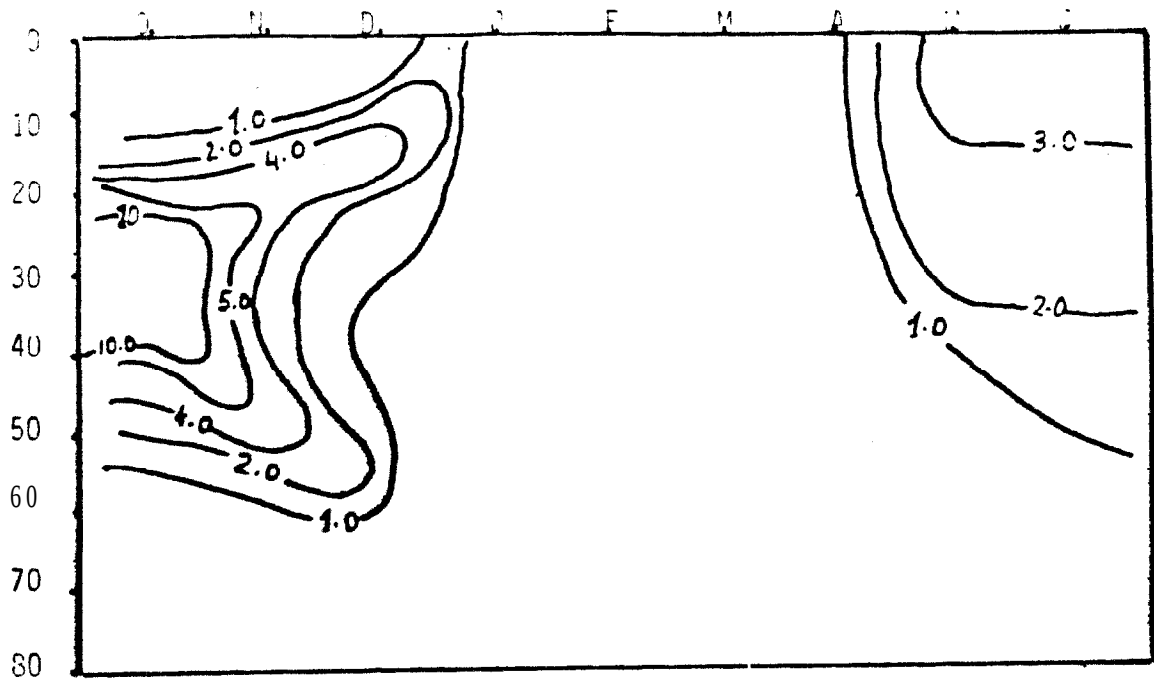


Fig. 41 - Variation temporelle du profil du nombre de Richardson (Ri) calculé entre 2 profondeurs successives de mesure à la station 5.

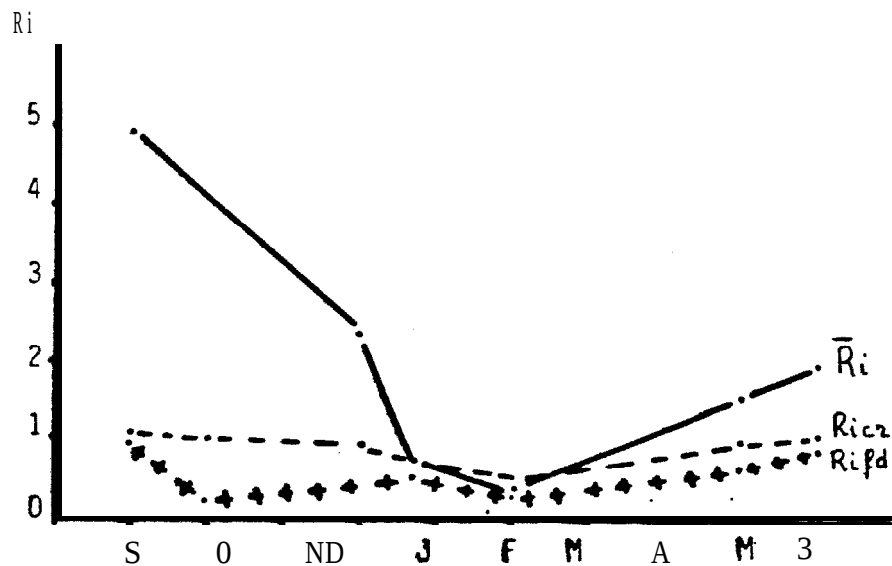


Fig. 42 - Variation temporelle à la station 5 du nombre de Richardson moyen de la colonne d'eau ($\bar{Ri}$), de la valeur critique de ce nombre (R_{icr}), et du nombre de Richardson de la couche profonde (R_{ifd}).

La fin des upwellings se traduit dans cette couche profonde par l'apparition de nombres de Richardson supérieurs à 0,60.

(1)

L'interprétation physique du nombre de Richardson $Ricr.$, et surtout de sa valeur absolue, est sujette à caution. Cependant nous pouvons toujours interpréter la répartition du nombre de Richardson en termes relatifs; c'est à dire un nombre de Richardson élevé indique toujours une plus grande stabilité (ou une plus faible instabilité) qu'un nombre faible.

SYNTHESE DES PRINCIPAUX RESULTATS

Le rôle des vents dans le mécanisme de l'upwelling de la baie de Gorée est déterminant. 11 présente deux aspects:

- Lorsque la dépression intertropicale se situe environ à la latitude 14°N (octobre-début décembre), les vents du nord ne sont pas encore forts dans la région de Dakar. Mais du fait que ces vents entraînent dans cette région des masses d'air "froides" provenant des latitudes plus élevées, l'atmosphère refroidit les eaux superficielles par convection thermique. A ce moment, la baisse de la température des eaux de surface s'observe après 2 à 3 jours de vent du nord et par contre le réchauffement s'effectue après une seule journée d'accalmie des vents.

- Quand la dépression intertropicale entame sa migration vers le sud (à partir de fin décembre), les vents de secteur nord-est commencent à devenir forts en baie de Gorée. Par effet de friction ils transfèrent de l'énergie mécanique aux masses d'eau superficielles et y engendrent un courant de dérive portant approximativement au sud-ouest. Le début de ce phénomène s'observe au moment où la composante ouest des vents du nord disparaît et que ces derniers commencent à prendre une orientation N.E., plus favorable à l'évacuation des masses d'eau superficielles chaudes de la baie de Gorée. L'énergie mécanique reçue en ce moment par la mer n'étant pas très importante, elle se dissipe presque entièrement dans les 30-40 premiers mètres. Le flux profond qui vient compenser à la côte, celui de surface, se situe au niveau de la couche intermédiaire, d'où un début de refroidissement beaucoup plus important des eaux de surface.

Avec l'augmentation de la force des vents, l'énergie mécanique fournie à la mer devient plus importante et atteint des couches plus profondes. Au voisinage du fond, où la force de frottement est importante, une autre composante de la vitesse du courant orientée vers la côte fait son apparition. Ce flux profond est principalement alimenté par les Eaux Centrales Sud Atlantique (ECSA),

riches en sels nutritifs, du sous-courant profond qui longe, vers le nord, les côtes ouest-africaines. Les eaux profondes pénètrent en baie de Corée par le creux, en forme de demi-cercle, de l'isobathe 50 mètres. La couche intermédiaire stable est d'abord soulevée en surface puis disparaît complètement de la baie.

Le nombre de Richardson critique de l'ensemble de la colonne d'eau est très proche de l'unité; mais l'observation de la seule couche limite profonde, révèle que le début de l'avancée des eaux profondes vers la côte ne s'effectue que lorsque le nombre de Richardson de cette couche est voisin de $1/4$.

C'est la source de remontée du large de Popenguine-Somone qui, la première, entre en activité (novembre); c'est seulement un mois environ plus tard (décembre) que les eaux profondes atteignent la côte entre Rufisque et Pte Rouge. La position de la source côtière de remontée principale est largement fonction de l'orientation des vents. Elle se situe (à partir de la station 5) sur un axe du creux de la baie, approximativement à 90° à gauche des vents du nord.

Le maximum dans la remontée des eaux se situe en février-mars. Les ECSA d'origine assez profonde (70-80 mètres), font leur apparition en surface et sur le fond de la baie, on observe pour la seule fois de l'année, le mélange ECSA et Eaux Centrales Nord Atlantique (ECNA). La variation de la composante méridienne de la vitesse dans la couche de cisaillement qui se forme sur le rebord du plateau continental y crée un upwelling secondaire.

Le ralentissement des mouvements ascendants s'amorce en avril, avec l'affaiblissement des vents. En mai, le renversement des vecteurs du sous-courant profond, qui redevient de direction nord, diminue considérablement le flux d'eau profond en direction de la côte.

La fin des upwellings ne serait vraisemblablement effective que lorsque les eaux chaudes tropicales atteignent la côte.

Les périodes de transition entre saison chaude et saison froide, ou vice-versa, sont marquées par la disparition de la couche homogène de surface, et donc par la présence en baie de Gorée de deux couches d'eau seulement: une couche de surface à forts gradients et la couche profonde.

L'application de l'équation de diffusion turbulente pour l'étude des mouvements verticaux s'est révélée satisfaisante. Cette méthode a non seulement permis de délimiter? avec beaucoup plus de précision, les centres de remontée d'eau mais elle a permis, aussi de mettre en évidence les zones de mouvements verticaux descendants. Le début de l'upwelling se caractérise toujours par l'apparition de très fortes vitesses verticales ascendantes à la limite des couches intermédiaire et profonde. Une très forte corrélation (0,98) a été observée entre les vents du nord et les vitesses verticales remontantes.

Les taches de fortes densités comme les variations de l'énergie potentielle disponible sont de très bons indices du développement de l'upwelling. La comparaison de ces deux paramètres nous enseigne, qu'en baie de Gorée, les observations de surface sont, en pratique, aussi informatives que celles faites le long d'une radiale hydrologique.

INCIDENCE DE L'UPWELLING SUR L'ABONDANCE ET LA VARIABILITE DU PHYTOPLANKTON

Sur la figure 43 est représentée la variation des concentrations de chlorophylle en fonction de la profondeur de disparition du disque de Secchi ($Z_{Sec.}$) dans la couche superficielle de la station 5. Il ressort bien une nette différence entre la saison chaude et celle des eaux froides. En saison chaude, lorsque les teneurs en chlorophylle des eaux restent faibles (4 mg/m^3), la transparence des eaux (bien que faible: 15-18 mètres) est la plus importante de l'année. Cependant, en saison froide aussi, la diminution de $Z_{Sec.}$ ne semble pas varier de la même manière que l'augmentation des concentrations de chlorophylle des eaux. Ce qui laisse supposer que la diminution de la pénétration de l'éclairement, en saison froide, ne serait pas uniquement due aux fortes concentrations de chlorophylle mais aussi à la présence, en quantité variable, dans les eaux d'autres substances qui pourraient provenir des fleuves et des rivières avoisinants ou de la remise

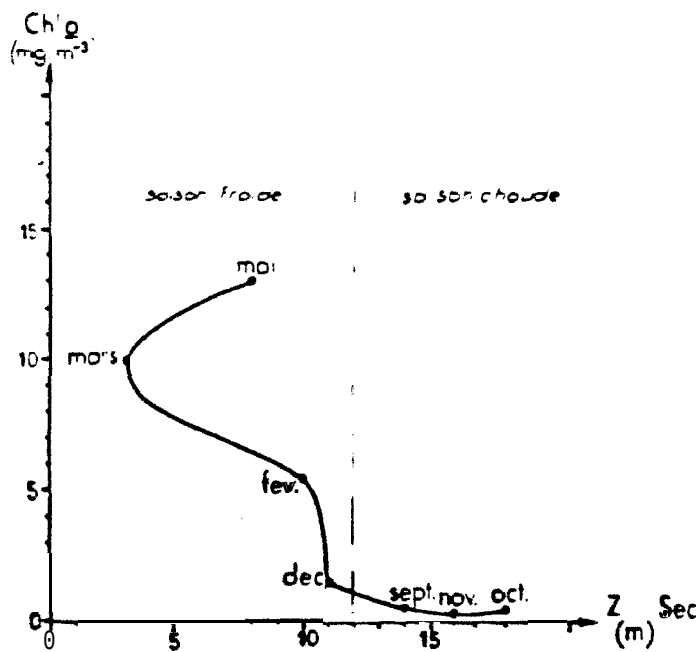


Fig. 43 - Relation entre les valeurs moyennes de la chlorophylle a dans la couche de surface (0-10m) et la profondeur de disparition du disque de Secchi ($Z_{sec.}$).

en suspension des particules sédimentaires par la turbulence qu'engendre le déplacement, vers la côte, des eaux profondes. Ce phénomène de turbidité a été aussi mis en évidence par MOREL (1982) devant la Mauritanie lorsque, par alizés moyens, l'upwelling se développe sur le plateau continental,

Cet auteur souligne aussi que la biomasse phytoplanctonique est nettement plus faible dans ces eaux côtières qu'au large. C'est pourquoi, dans ce rôle de l'upwelling sur le développement du plancton, en plus des facteurs trophiques et de stabilité du milieu marin, l'atténuation du rayonnement solaire par les particules en suspension doit être prise en compte.

Les figures (44 - 47) montrent les distributions *en surface* des concentrations de chlorophylle et du pourcentage de saturation en oxygène à différentes époques de la saison froide et de la saison chaude. (La discussion concernant l'oxygène sera faite plus loin).

I La saison des eaux chaudes et stables (juin à décembre)

Les figures 48 - 50 montrent la distribution verticale de la chlorophylle a, des sels nutritifs (NO_3 et PO_4), de la température et du pourcentage de saturation en oxygène. Le choix des stations 5 et 24 du large, pour l'étude de cette variation verticale, est surtout dicté par leur profondeur (plus de 50 mètres), qui permet une compréhension de ce qui se passe sous la thermocline. C'est ainsi que nous avons pu mettre en évidence les rôles importants joués par la thermocline et la nitracline dans la distribution verticale des peuplements phytoplanctoniques et notamment leur influence sur la position du maximum de chlorophylle.

A cette saison, avec l'accalmie des vents, la structure hydrologique montre une stabilité plus élevée et la turbulence n'affecte que les couches limites de surface et du fond. Cette faible turbulence associée à l'insolation assez forte de l'époque vont favoriser une pénétration beaucoup plus grande du rayonnement solaire ; de ce fait, la chlorophylle est observée le long de toute la verticale jusqu'à 75 mètres de profondeur. Comme MOREL (1982) ou VOITURIEZ et HEFBLAND (1982) pour le dôme de Guinée, nous constatons également en baie de Gorée que la nitracline coïncide avec le "milieu" de la pycnocline. Le maximum de chlorophylle

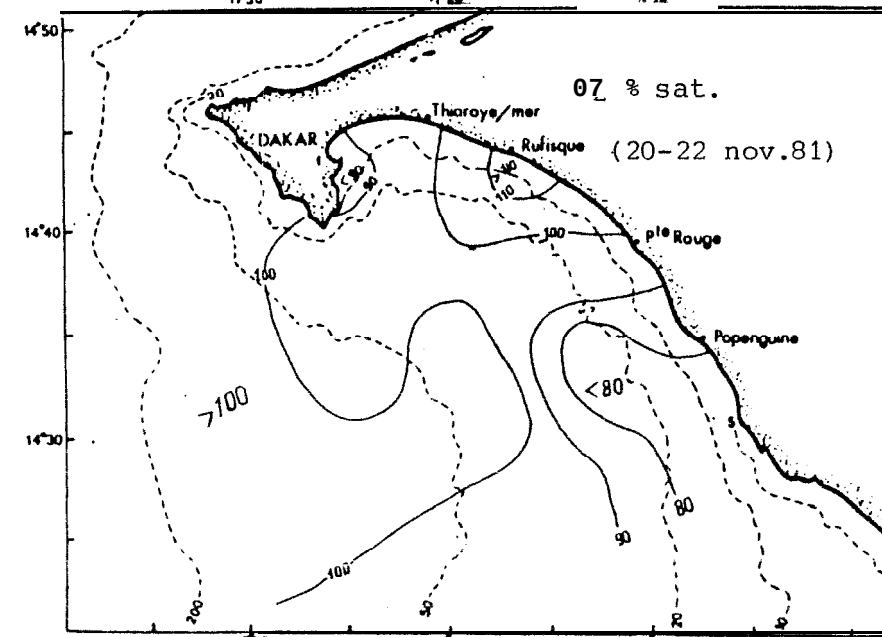
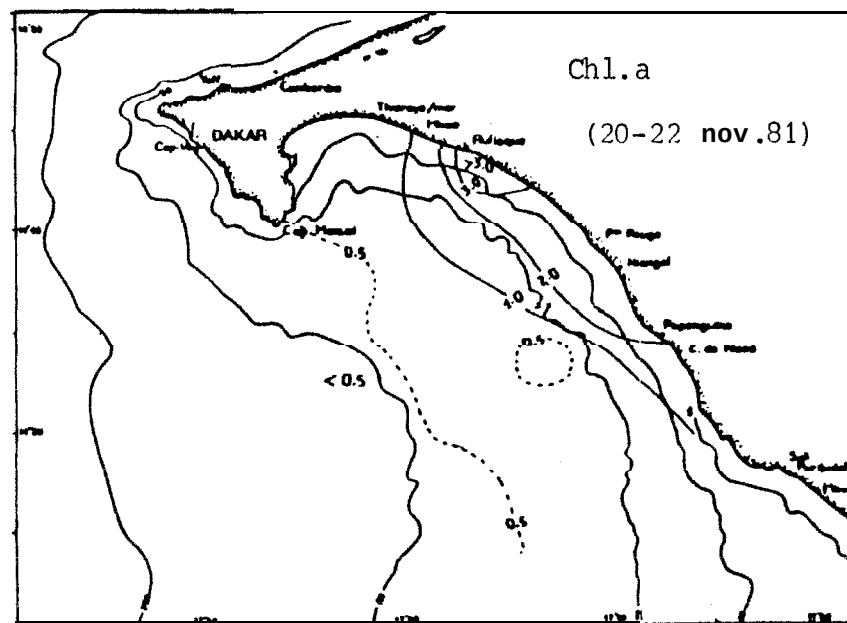
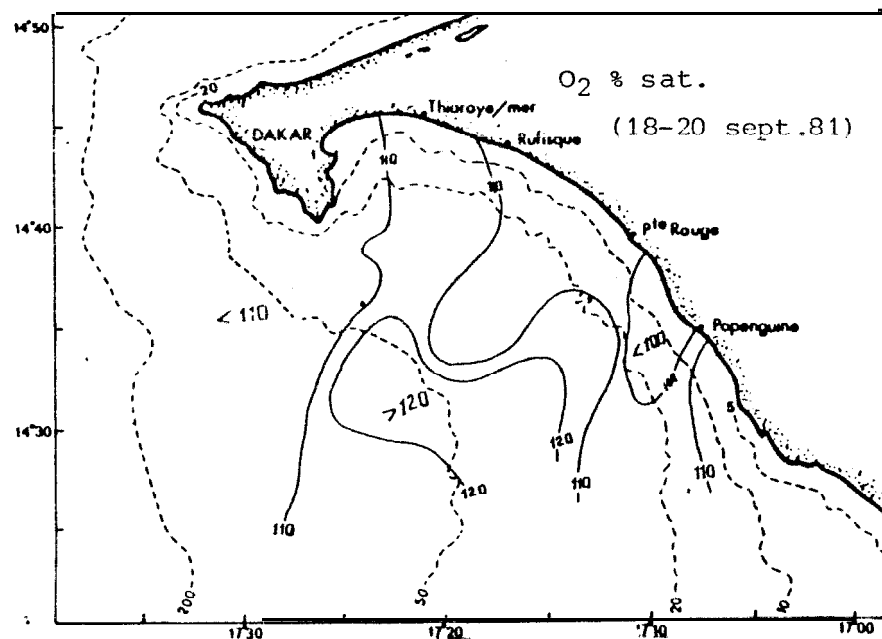
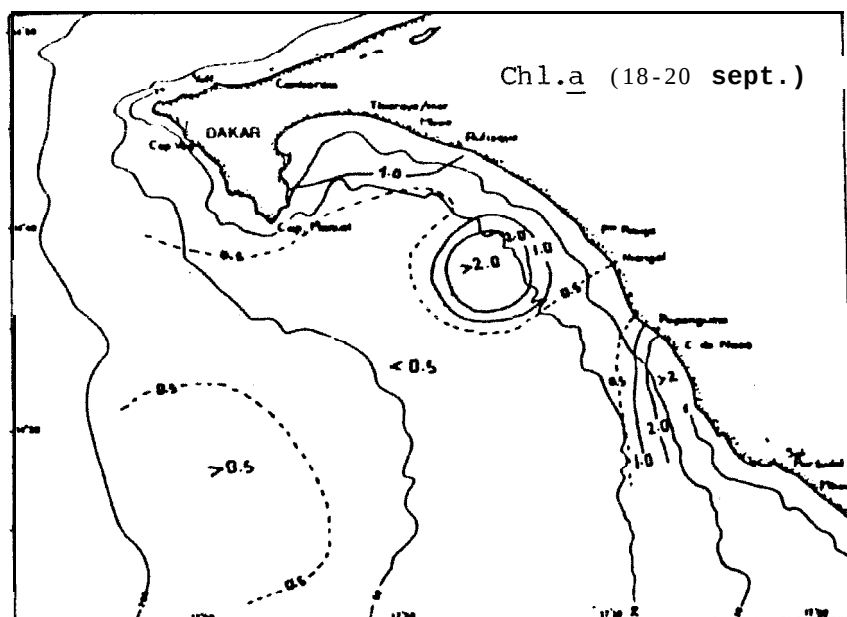


Fig. 44 - Distribution en surface des concentrations de chlorophylle 'a' et du pourcentage de saturation en oxygène.

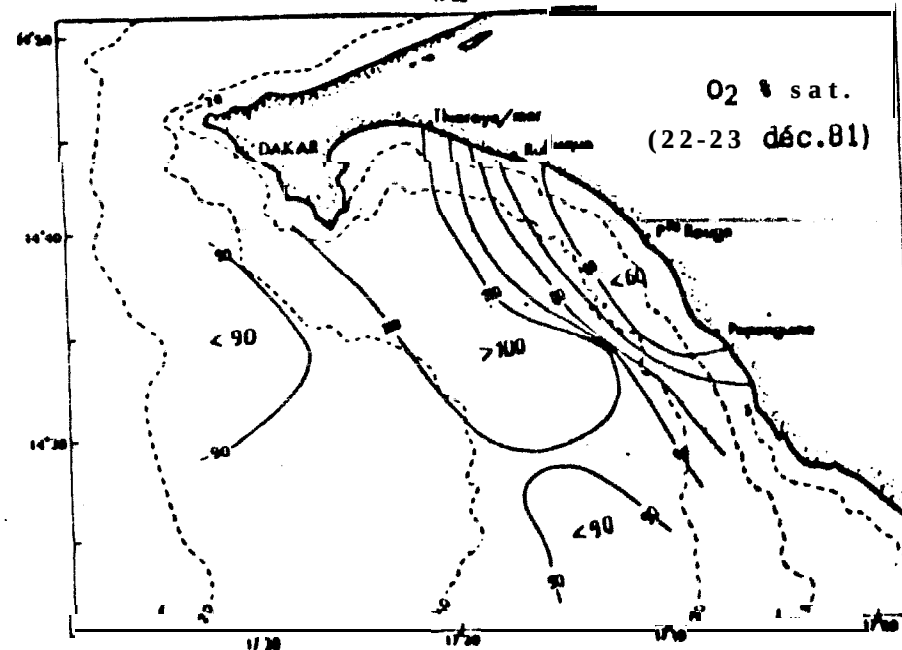
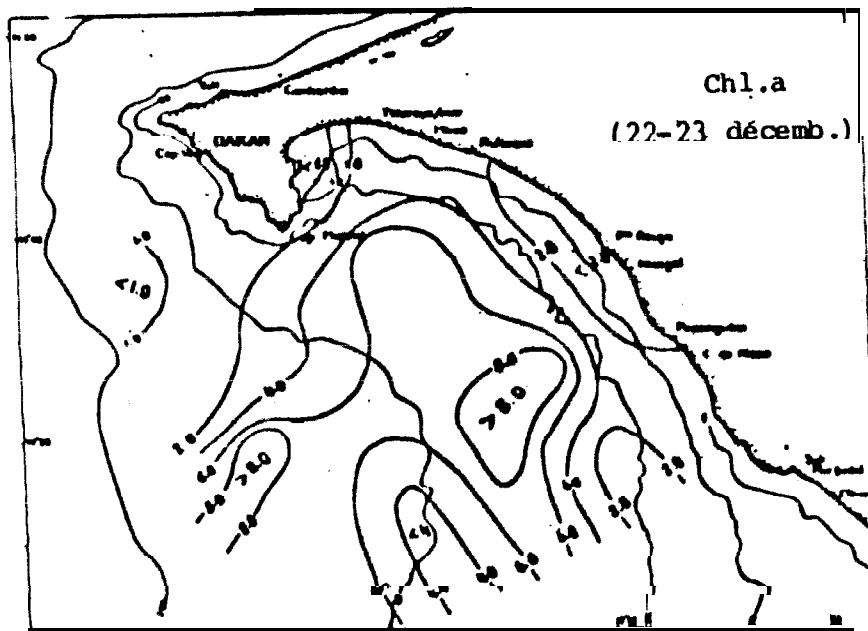
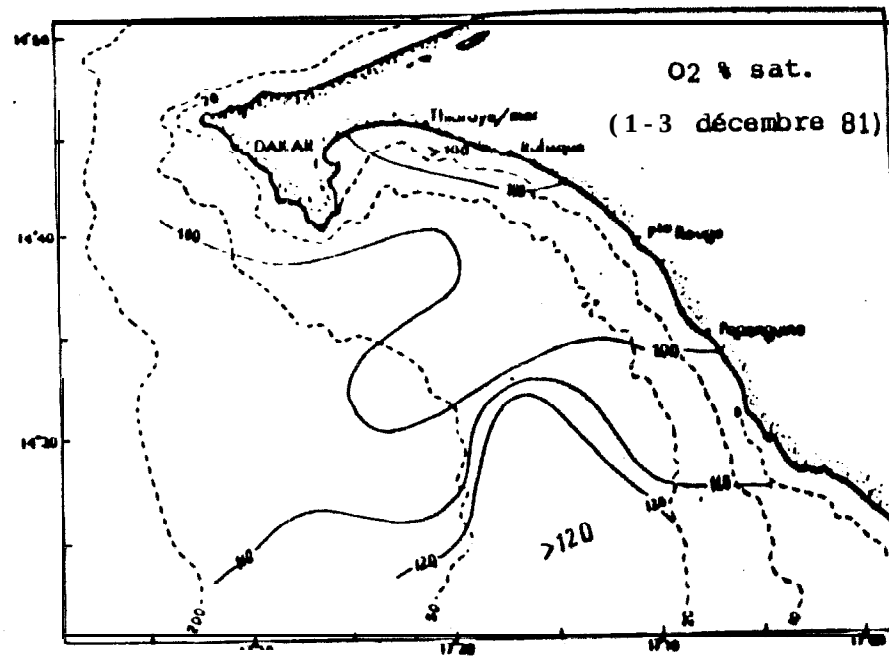
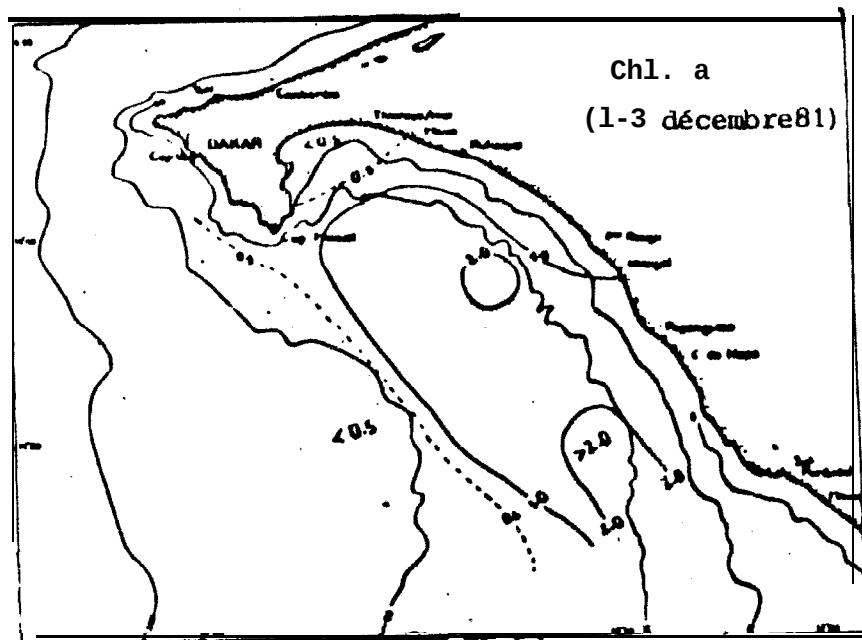


Fig.45 - Distribution en surface des concentrations de chlorophylle a et du pourcentage de saturation en oxygène'.

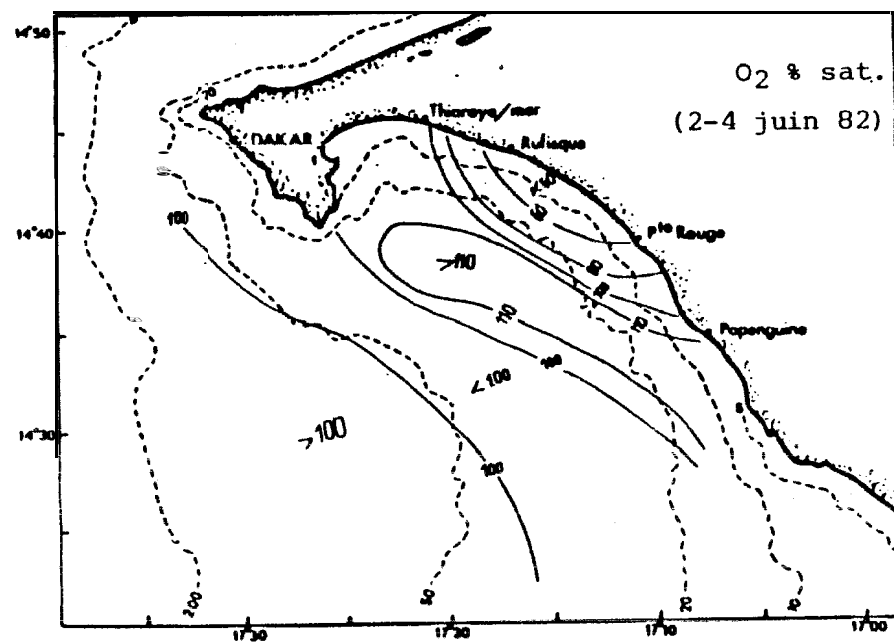
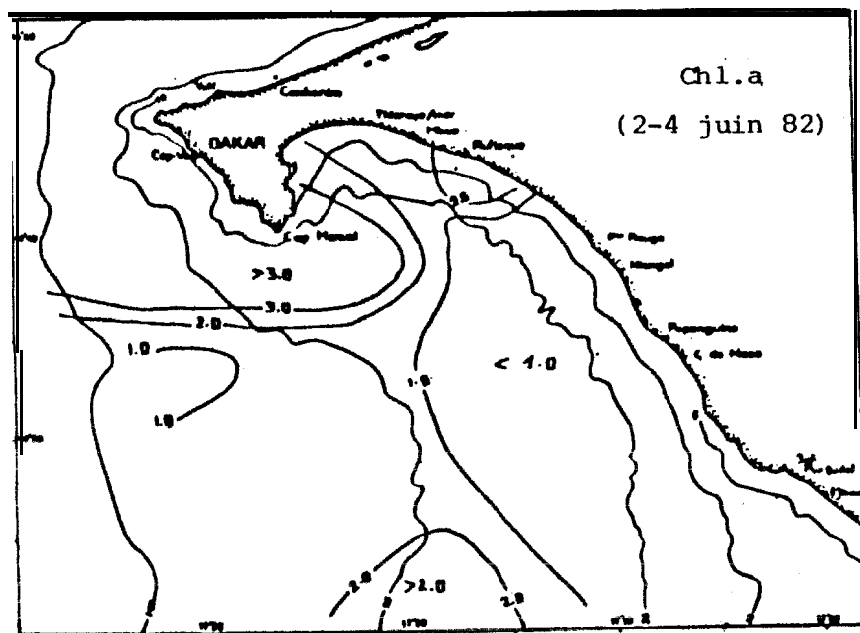


Fig.47 - Distribution en surface des concentrations de chlorophylle a et du pourcentage de saturation en oxygène.

de cette saison, en moyenne de l'ordre de 4 mg/m^3 , se localise au sommet de la nitracline entre les immersions 10 et 20 mètres là où les conditions d'éclairement et nutritives sont bonnes et la stabilité grande. C'est ce que VOITURIEZ et HERBLAND (1912) ont appelé "les Situations Tropicales Typiques (S.T.T.)".

En surface, ces eaux relativement oligotrophes (les concentrations de nitrates y sont presque nulles) se caractérisent par de faibles biomasses phytoplanctoniques : les plus fortes concentrations de chlorophylle varient d'un mois à l'autre entre 1 et 4 mg/m^3 . Le cantonnement de ces peuplements phytoplanctoniques, au fond de la Baie, le long de toute la côte jusqu'au sud de Popenguine, au moment où l'upwelling n'est pas en activité ne peut s'expliquer que par la présence d'éléments nutritifs issus de la régénération à partir de la matière organique. Selon REBERT (1978), cette matière organique dégradée proviendrait des phénomènes de pollution croissants dus à l'expansion de la communauté urbaine de Dakar. Pour cet auteur, c'est cette pollution qui serait à la base de l'augmentation depuis 1974 de la chlorophylle à une moyenne supérieure à $1 \text{ mg/m}^3/\text{an}$.

Les premiers coups de vent du nord (octobre), entraînant une déformation de la pycnocline, et donc une injection à travers celle-ci de quantités non négligeables de sels nutritifs par diffusion turbulente, provoquent une légère augmentation de la teneur en chlorophylle des eaux de surface. Les plus fortes concentrations sont toujours observées le long de la côte et le maximum ($4,6 \text{ mg/m}^3$) se situe devant Fte Rouge à l'endroit où apparaîtront plus tard les eaux froides profondes. Les concentrations de plus de 2 mg/m^3 qu'on observe à ce moment au fond de la baie entre le Cap Manuel et Thiaroye, loin de toute source de remontée, ne seraient toujours attribuables qu'à la pollution qui est d'ailleurs maximale à cet endroit, à cause de la proximité du port de Dakar.

Au large, la teneur en chlorophylle des eaux de surface est encore beaucoup plus faible ($0,5 \text{ mg/m}^3$ environ).

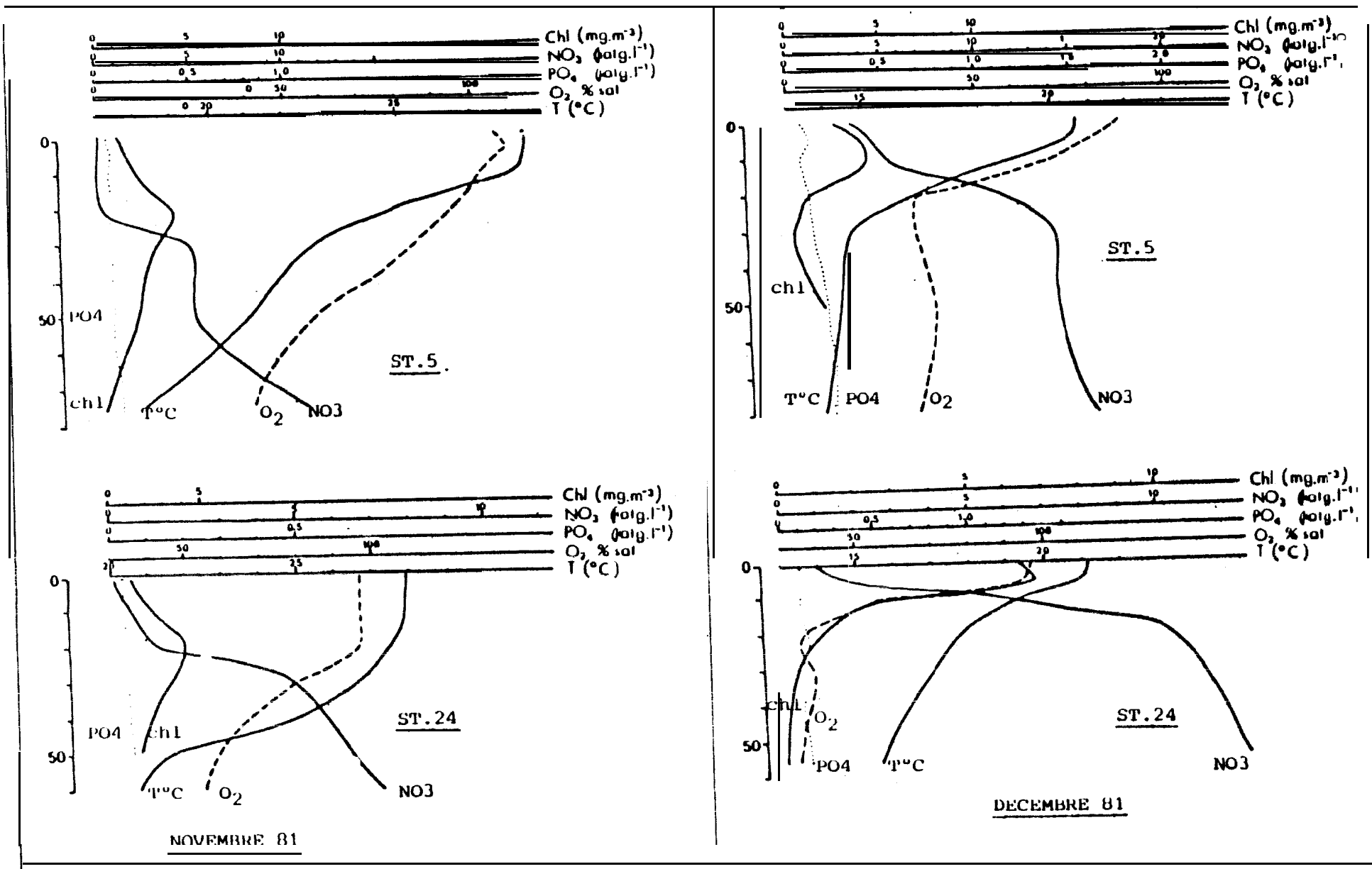


Fig.48 - Distribution verticale de la chlorophylle *a*, des phosphates, des nitrates, de la température et du pourcentage de saturation en oxygène.

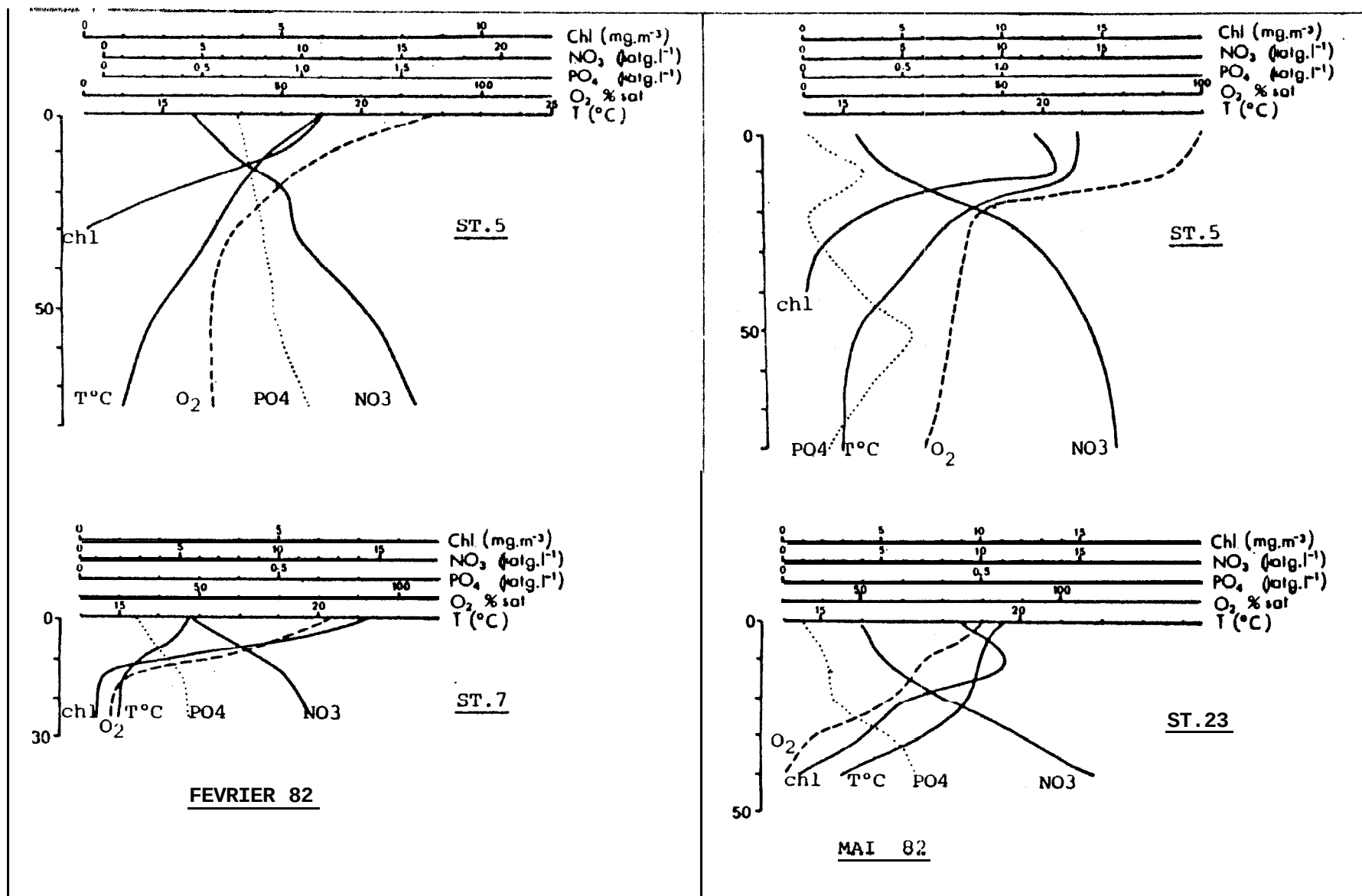


Fig.49 - Distribution verticale de la chlorophylle a, des phosphates, des nitrates, de la température et du pourcentage de saturation en oxygène.

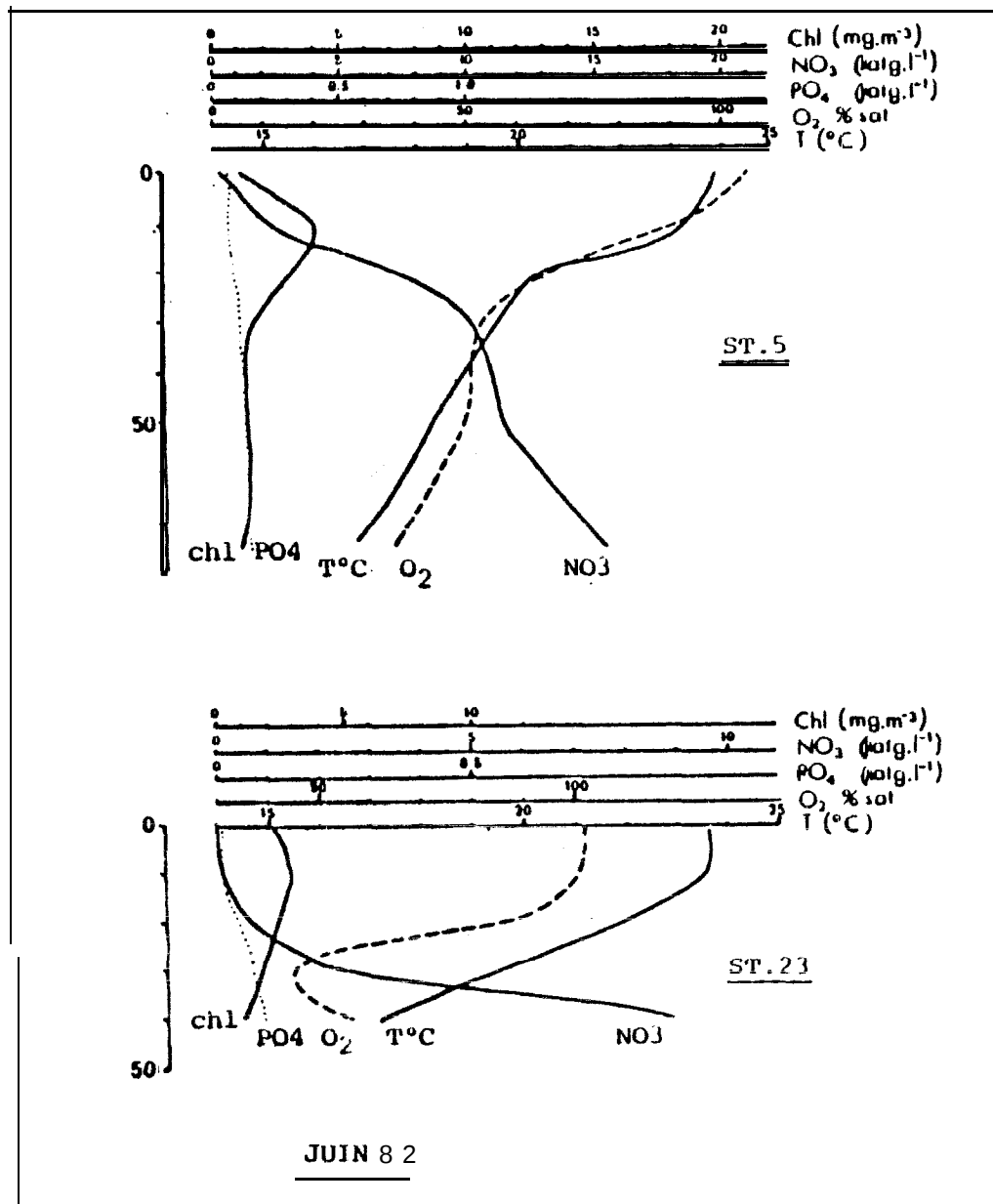


Fig.50 - Distribution verticale de la chlorophylle a, des phosphates, des nitrates, de la température et du pourcentage de saturation en oxygène.

II-La saison des eaux froides (fin décembre- mai)

Si, en saison chaude, la constance du facteur lumière a beaucoup facilité l'étude de la variabilité du phytoplancton qui ne dépend alors que des sels nutritifs, en saison froide, par contre, le développement de la turbulence rend ce phénomène plus complexe. La réinstallation des vents du nord faibles mais suffisamment réguliers pour provoquer en décembre le début de l'upwelling de la baie de Gorée est à l'origine de l'approvisionnement continu de la base de la couche superficielle en nitrates qui n'atteignent pas encore la surface. Le déplacement vers le large des eaux côtières de surface sous l'action des vents du NE provoque le déplacement du maximum de chlorophylle (2 mg/m^3) vers le milieu de la baie, sur les fonds de 25 M. Le début du déplacement des eaux profondes vers la côte y engendre une turbidité assez importante (par la remise en suspension des particules sédimentaires); ceci ôte pour conséquence de limiter la pénétration de la lumière et, par conséquent, le développement du phytoplancton en zone côtière. L'augmentation de la couche profonde entraîne un léger soulèvement de la couche intermédiaire. Le maximum de chlorophylle ($4,6 \text{ mg/m}^3$) suit toujours le sommet de la nitracine et le milieu de la pycnocline qui se trouvent alors à 8 mètres de la surface.

La coïncidence de ce positionnement du maximum de chlorophylle et du sommet de la nitracine ne saurait s'expliquer uniquement par la stabilité que présente ce milieu. En effet, l'observation en fonction de la profondeur du champ de vitesses verticales nous révèle qu'au début de l'upwelling, la limite entre les couches intermédiaire et profonde est toujours le siège de fortes vitesses verticales ascendantes. Au mois de décembre, ces vitesses (de l'ordre de $143.10^{-4} \text{ cm.s}^{-1}$) se situent à l'immersion 15 mètres donc à une distance suffisante pour assurer l'approvisionnement continu en sels nutritifs d'une partie de la pycnocline où les conditions de stabilité et d'éclairement seraient déjà suffisantes

au bon développement du phytoplancton. En d'autres termes le maximum de phytoplancton est lié aux couches relativement stables et bien éclairées mais suffisamment rapprochées d'une source d'approvisionnement en sels nutritifs. Au milieu de la nitracline, c'est le manque de lumière et surtout l'action de la turbulence qui ne permettent pas le développement maximum du phytoplancton.

Ru mois de février, quand l'upwelling est très intense, les nitrilites arrivent en surface. L'éclairement solaire incident pénétrant mal ($Z_{\text{sec}} = 5 \text{ m}$) à cause de l'augmentation de l'absorption et de la diffusion par les substances dissoutes et en suspension, le développement du phytoplancton se limite à la couche superficielle (jusque 20-30 mètres) et le maximum de chlorophylle (13 mg/m^3) est en surface.

Cette période voit se développer un upwelling secondaire (aussi puissant que le côtier) sur le rebord du plateau continental. La turbulence se développant au large, comme à la côte, fera que le maximum superficiel de chlorophylle sera cantonné au milieu de la baie, entre les deux sources de remontée. Le véritable "bloom" s'observe au mois de mars où, dans toute la baie, les teneurs en chlorophylle a sont supérieures à 15 mg/m^3 dans les 20 premiers mètres. Ce maximum, dans le développement du phytoplancton, seroit à la fois dû à la diminution de la turbulence et de la turbidité associée (par suite de la disparition de l'upwelling secondaire) et à l'abondance de sels nutritifs,

Le ralentissement de la remontée des eaux (mai) permettant une décantation des particules en suspension donc d'une augmentation de la profondeur de pénétration du rayonnement solaire, alors que les sels nutritifs sont encore suffisamment **abondants**, entraîne une augmentation de l'épaisseur de la couche riche en phytoplancton, qui atteint 40 mètres environ. La diminution du maximum de chlorophylle pourrait être liée à celle du maximum de nitrate. Avec la réinstallation de la pycnocline en baie de Gorée, ce maximum, toujours collé au niveau supérieur de la nitracline, amorce sa descente et se situe environ à 10 mètres. En sur-

face, le phytoplancton se localise principalement le long de la côte, en bordure à l'unique source côtière de remontée qui existait devant Rufisque.

Au mois de juin, les eaux de la baie de Gorée, notamment celles de surface, s'appauvrissent en sels nutritifs et les concentrations de chlorophylle baissent ($1 \text{ à } 3 \text{ mg/m}^3$). C'est la fin des upwellings caractérisée par une plus grande transparence des eaux ($Z_{\text{sec.}}$ plus de 10 mètres) donc d'une augmentation de l'épaisseur de la couche contenant du phytoplancton, qui atteint alors plus de 50 mètres d'épaisseur.

Afin d'estimer le temps de réponse du développement du phytoplancton consécutif à l'apparition du maximum de nitrate, nous avons (Fig. 51) représenté les valeurs moyennes lissées de chlorophylle a et des nitrates en surface à la station côtière de Thiaroye, ainsi que les vents correspondants à la station de Dakar-Yoff. De par son emplacement côtier, proche de la source de remontée, les concentrations de chlorophylle en cette zone ne peuvent montrer, de manière représentative, les relations entre chlorophylle et nitrates pour tout l'ensemble de la baie de Gorée. Toutefois, à la fin de la saison chaude (de novembre à décembre), nous retiendrons que le pic de nitrate comme la baisse de la température de surface apparaît trois jours après l'installation des vents de secteur nord et, que la biomasse phytoplanctonique est maximale un jour seulement après le pic de nitrate. L'une des caractéristiques de cette période est le développement assez important et le maintien de la biomasse (4 mg/m^3) longtemps après, le pic de nitrate. Ceci étaye bien l'idée que le phytoplancton se développe aussi grâce à la régénération des sels nutritifs.

A partir de décembre, le développement de l'upwelling entraîne une forte turbidité ; bien que la teneur des eaux de surface en nitrate ait fortement augmenté, on n'observe plus de relation à cette station côtière entre ce nutriment et la concentration en chlorophylle a.

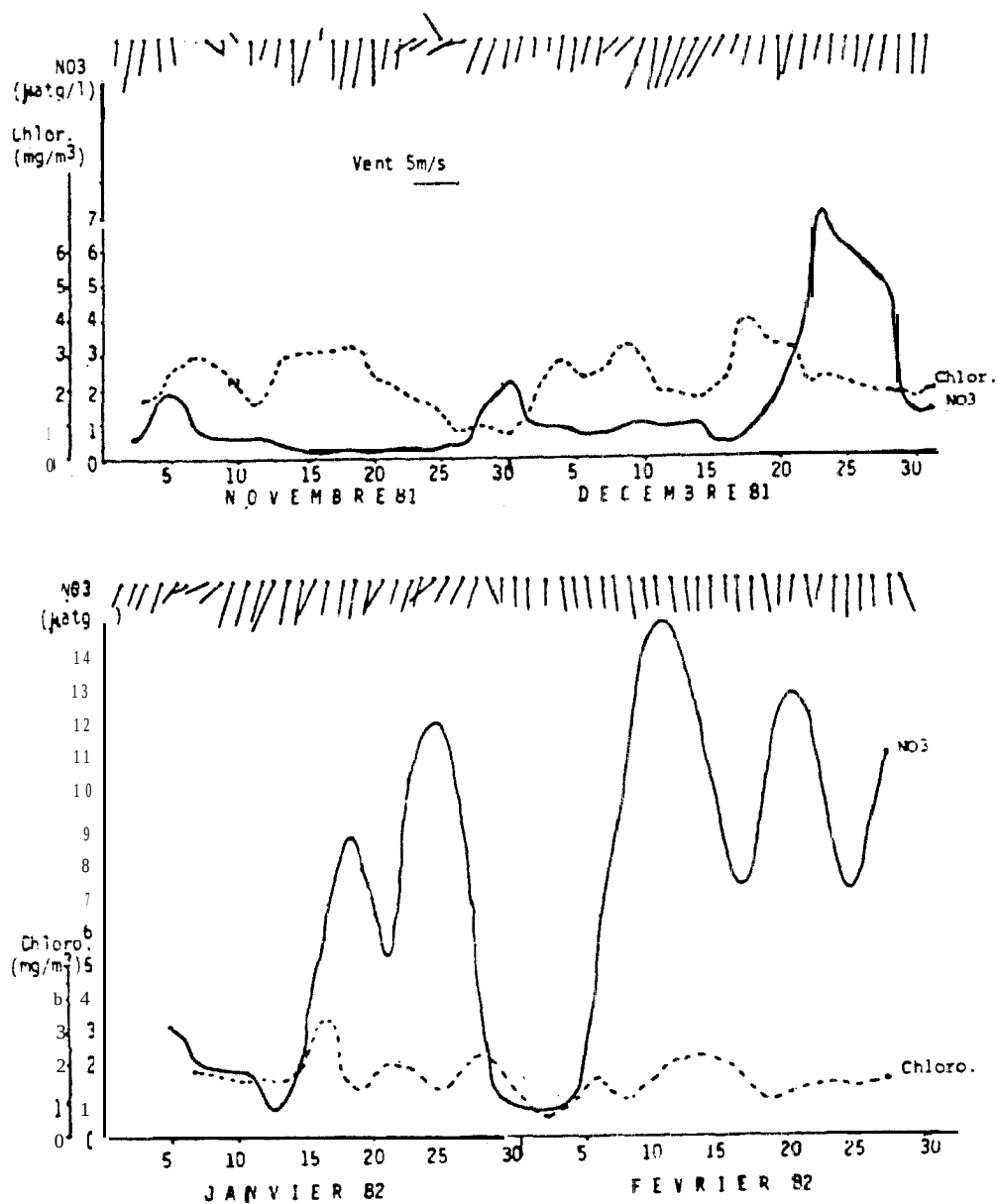


Fig.51 - Distribution temporelle des valeurs moyennes lissées des concentrations de nitrates (—) et de la chlorophylle a (----) de surface à la station côtière de Thiaryoë en relation avec les vents journaliers de Dakar-Yoff.

III - BIOMASSE INTEGREE

Afin d'avoir une idée exacte des variations de la biomasse phytoplanctonique en baie de Corée, nous avons calculé la biomasse intégrée sur toute la couche productive aux deux stations (5 et 24) situées respectivement au nord et au sud de la baie (Fig. 52). Sur cette figure, nous avons également représenté l'évolution de la biomasse de surface. A défaut de mesures de lumière, pour estimer l'épaisseur de la couche euphotique, cette intégration a été faite sur toute la colonne d'eau (80 mètres pour la station 5 et 50 mètres pour la station 24). Cette figure montre bien l'importance du rôle fertilisateur de l'upwelling dans cette région. Nous pouvons ainsi distinguer trois périodes principales dans la variation de cette biomasse intégrée.

1) - Au début et à la fin de l'upwelling (novembre-décembre et juin), alors que les sels nutritifs ne sont pas très abondants et que les eaux sont stables et bien éclairées, la population phytoplanctonique est relativement peu abondante mais répartie sur toute l'épaisseur de la couche d'eau. La biomasse intégrée qui est à peu près la même aux deux stations se situe entre 25 et 30 mg/m^2 . En surface par contre, la concentration de chlorophylle croît et cette croissance serait beaucoup plus importante au sud de la baie (station 24) qu'à la station 5. Ceci parce que dans le sud de la baie, la "fertilisation" des eaux superficielles commence avec l'entrée en activité de la première source de remontée au large de Popenguine-Somone.

2) - Au milieu de l'upwelling (fin décembre-février)

Curieusement, à ce moment intense de l'upwelling, quand les sels nutritifs sont très abondants, on observe le minimum de la biomasse intégrée (20 mg/m^2 seulement). Ceci s'expliquerait surtout par le fait que l'enrichissement en sels nutritifs des eaux est trop récent pour permettre un développement immédiat

de la biomasse phytoplanctonique. Par ailleurs, à cause de la turbidité qu'engendre la remise en suspension des particules sédimentaires par les vents et les puissantes vagues de cette période, les concentrations de chlorophylle assez importantes se limitent, au large, dans les couches de surface.

3) - C'est juste après le maximum de l'upwelling, lorsque les sels nutritifs sont abondants dans toute la colonne d'eau et que la turbulence diminue que les plus fortes valeurs de biomasse intégrée sont observées, plus précisément:

- Au mois de mars, alors que les eaux profondes ont cessé leur avancée vers la côte, les particules sédimentaires commencent à se décanter et la biomasse phytoplanctonique très importante en ce moment, est répartie sur toute la colonne d'eau. La biomasse intégrée, toujours identique à ces deux stations, atteint des valeurs de l'ordre de 60 mg/m^2 .

- Au mois de mai, bien que la remontée des eaux ait pratiquement cessé d'approvisionner les peuplements phytoplanctoniques en sels nutritifs, on constate tout de même dans la partie sud de la baie un développement très important et la biomasse intégrée atteint des valeurs de plus de 70 mg/m^2 ; (les plus fortes valeurs (107 mg/m^2) ont été observées à une station côtière (Sn 21)). Cette poussée phytoplanctonique ne pourrait se faire que sur la base de sels nutritifs issus d'une importante régénération des sels nutritifs et qui se traduit d'ailleurs à cette époque par une sous-saturation très notable des eaux superficielles.

Par ailleurs, le ralentissement de la remontée des eaux entraînant une diminution de la biomasse de surface qui devient identique au niveau des deux stations.

• Rapport biomasse de surface-biomasse intégrée.

Sur la figure 53 est représenté le rapport biomasse de surface (B_s) sur la biomasse intégrée (B_i). Cette quantité peut effectivement servir d'indice de variation de la distribution verticale

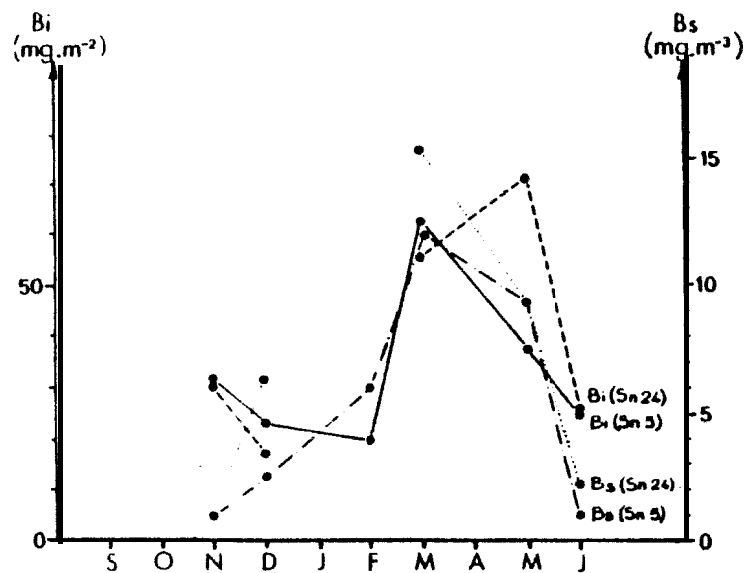


Fig. 52 - Variation temporelle de la chlorophylle intégrée (Bi) et de la biomasse de surface (Bs) aux stations 5 et 24.

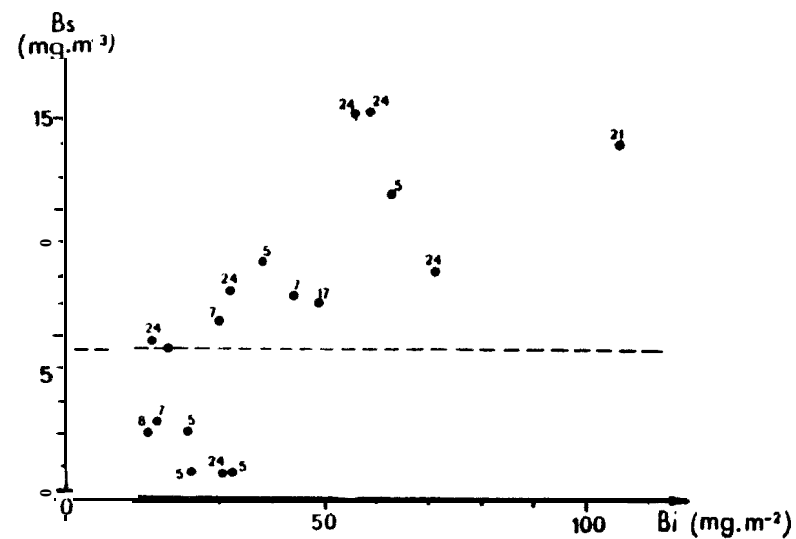


Fig. 53 - Rapport biomasse de surface (Bs)/biomasse intégrée (Bi). Les numéros indiquent les stations.

de la biomasse phytoplanctonique. Le nombre de profiles de chlorophylle réalisés n'étant pas très important (17) ne permet pas d'établir une loi de variation de ce rapport, mais néanmoins on pourrait parler de l'existence de deux groupes de valeurs situés de part et d'autre de la droite $B_s = 6 \text{ mg/m}^3$.

Pour les valeurs en dessous de cette droite, la biomasse intégrée oscille autour de 25 mg/m^2 sans lien apparent avec la teneur de surface. La relation entre ces deux (quantités devient plus nette pour les valeurs de B_s supérieures à 6 mg/m^3 : la biomasse intégrée croît comme la biomasse de surface.

IV - DIAGRAMME OXYGENE-TEMPERATURE

Pour mieux analyser le processus de développement des peuplements phytoplanctoniques en relation avec les sels nutritifs, nous avons essayé d'appliquer le modèle d'analyse de la distribution de l'oxygène proposé par BROENKOW (1965) pour le "Costa Rica Dôme". Contrairement à cet auteur qui a abordé cette étude au moyen d'un diagramme oxygène-salinité, et parce que, dans la région sénégalaise, le paramètre salinité ne s'est pas révélé comme un bon indicateur de l'upwelling, nous avons procédé au moyen d'un diagramme oxygène-température. Le principe de ce modèle décrit par BROENKOW (1965) et par MINAS (1974) peut se résumer de la manière suivante:

Si l'on admet que deux eaux-type se sont mélangées de manière que la fraction de chaque eau type dans ce mélange soit une fonction linéaire de la température on obtient:

$$P_{\text{mél}} = P_d \frac{(T - T_o)}{(T_d - T_o)} + P_o \frac{(T_d - T)}{(T_d - T_o)}$$

où $P_{\text{mél}}$ est la concentration de phosphates qui, en l'absence de consommation, résulterait du mélange des deux eaux types: l'eau de la couche homogène de surface et celle de la couche profonde dont la profondeur moyenne (d) est de l'ordre de 75 mètres.

Fd - la concentration moyenne de l'eau type du niveau d;
 Po - celle de l'eau type de surface;
 To - la température des eaux de surface;
 T - la température observée à chaque niveau d'échantillonnage;
 et Td - la température de l'eau type du niveau d.

De la même manière, en l'absence de production, la teneur en oxygène due uniquement au mélange est donnée par

$$O_{\text{mél.}} = O_d \frac{(T - T_o)}{(T_d - T_o)} + O_o \frac{(T_d - T)}{(T_d - T_o)}$$

La quantité nette d'oxygène produite biologiquement à chaque niveau d'échantillonnage est évaluée d'après la consommation de phosphore minéral, mise en évidence par le diagramme phosphates-température

$$O_{\text{biol.}} = (P - P_{\text{mél.}})(\Delta O : \Delta P)$$

où p est la concentration de phosphates observée;
 et $\Delta O : \Delta P$ - le rapport des variations liant la production d'oxygène à la consommation de phosphates.

Ainsi la concentration d'oxygène, fonction de la température et des phosphates peut être calculée à tous niveaux au dessus de d par la relation:

$$O_{\text{modèle}} = O_{\text{mél.}} + O_{\text{biol.}}$$

La quantité d'oxygène représentée par l'écart vertical entre les points figuratifs observés et la droite de mélange représente la somme de l'oxygène d'origine photosynthétique et l'oxygène atmosphérique. Comme la plupart des auteurs, nous allons utiliser pour nos calculs les valeurs de $\Delta O : \Delta P$ proposées par REDFIELD et al (1963): 276/1 en nombre d'atomes (138/1 en poids) ou 3,09/1 $\text{ml O}_2 / \mu\text{atg P O}_4\text{-P}$.

En fait, nous n'avons le droit d'appliquer cette méthode du diagramme oxygène-température que si les eaux intermédiaires sont réellement issues du mélange entre les deux eaux type de surface et du fond. Pour vérifier cela, la construction d'un diagramme de paramètres conservatifs comme la température et la salinité par exemple est indispensable. C'est ce que nous avons fait pour l'ensemble des stations du large où nous disposons suffisamment de données de phosphates, de chlorophylle et d'oxygène dissous. Ainsi avons nous constaté que c'est uniquement à la station 5 qu'un véritable mélange entre les eaux type de surface et du fond (75 m) est réalisé et ceci seulement au mois de février lorsque l'upwelling est très intense. A ce moment le diagramme-T,S est pratiquement une droite. C'est donc la raison pour laquelle nous n'avons pu réaliser les diagrammes-O₂,T et PO₄,T que pour cette période et en cette station.

Ces diagrammes(fig.54) révèlent à ce moment une consommation d'oxygène et une production de phosphates sur toute la colonne d'eau. Ceci semblerait un peu paradoxal si l'on se réfère aux fortes concentrations de chlorophylle de surface de cette époque (6 mg/m³). Mais le calcul de la biomasse intégrée nous apprend que cette situation est possible car c'est à ce moment qu'on observe les plus hautes valeurs de biomasse phytoplanctonique par unité de surface de toute la saison d'upwelling (20 mg/m² environ).

Même relativement faible, cette quantité de phytoplancton prouve qu'à ce moment il y a dans ces eaux une activité photosynthétique donc de production d'oxygène. Par ailleurs c'est à ce moment aussi que la quantité de matières organiques dans ces eaux est vraisemblablement la plus importante. En plus des apports terrigènes (fleuves et rivières de l'environnement ou du port de Dakar) ces matières organiques pourraient provenir aussi de la remise en suspension des particules sédimentaires (minérales et organiques) lors de l'avancée des eaux profondes vers la côte. Ainsi la consommation d'oxygène par oxydation de la matière organique l'emportant sur la production de ce gaz par photosynthèse, il est normal que les diagrammes montrent à ce moment une consommation d'oxygène et une production de phosphates.

Nous avons choisi la station 5 à titre d'exemple. Cependant pour appliquer le modèle de RROENKOW il faudrait utiliser des diagrammes collectifs pour toute une sortie, afin de déterminer les positions exactes des points (d) et (o) dans les diagrammes. En effet pour la station 5, par exemple, la valeur trouvée en surface ne correspond pas nécessairement à la valeur qu'il faudrait prendre pour une eau type saturée en oxygène et dégagée de l'upwelling.

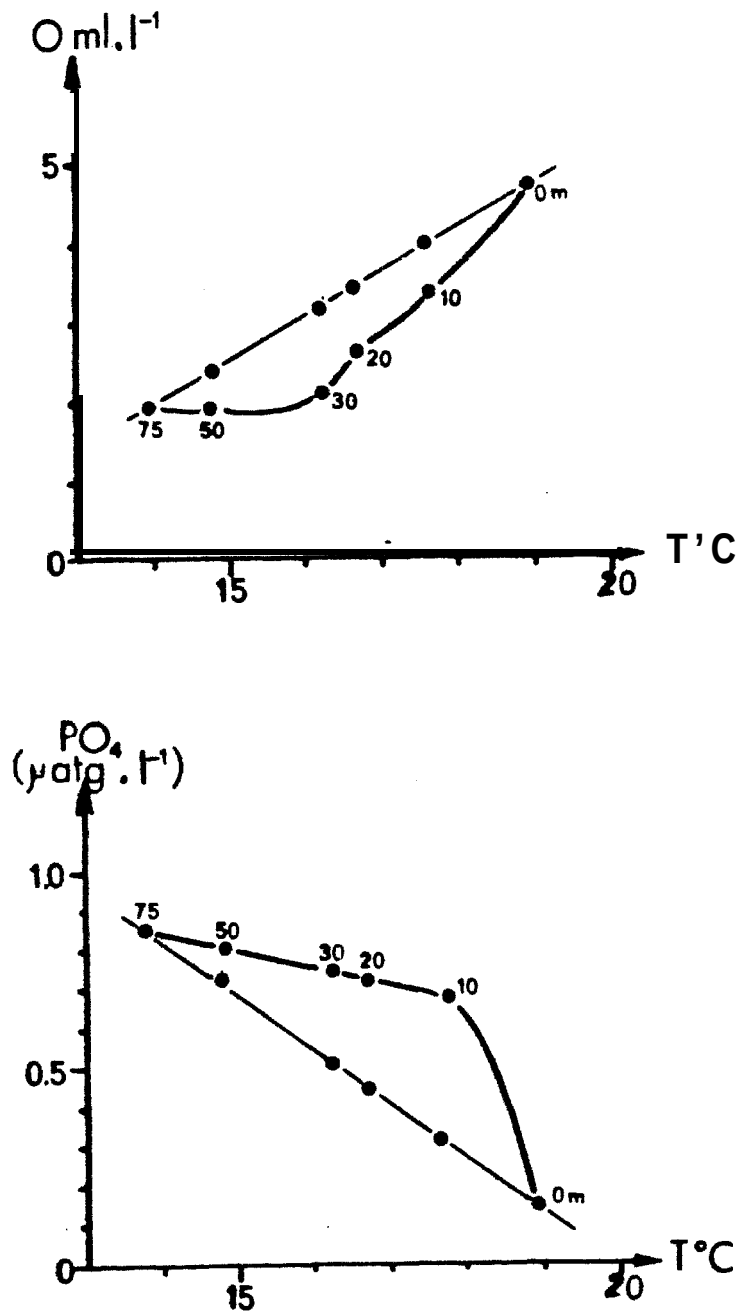


Fig.54 -Diagrammes-oxygène, température et phosphates température à la station 5 au mois de février 1982.

• Taux de saturation en oxygène des eaux de Surface.

Sir les figures 44-47 nous avons représenté pour chaque période les distributions de la chlorophylle et du pourcentage de saturation en oxygène. Cette comparaison appelle les commentaires suivants

De manière générale cette région se particularise par une diminution du taux de saturation en oxygène des eaux côtières (qui sont pourtant plus riches en phytoplancton) alors que celles du large apparaissent toujours sursaturées. Les causes de cette sous-saturation en oxygène des eaux côtières varie selon les saisons.

1) - En saison chaude (septembre -début décembre), les eaux présentent une légère sursaturation en oxygène alors que leur teneur en Chlorophylle est faible. Les plus fortes valeurs de saturation en oxygène (100-120%) s'observent au large et ne correspondent pas aux maxima de chlorophylle qui eux se situent en zone côtière. Cette situation s'expliquerait simplement par le fait que la population phytoplanctonique se maintient à ce moment grâce à la régénération de sels nutritifs par l'oxydation de la matière organique d'origine continentale (fleuves, port etc..). Ce processus entraînant une consommation d'oxygène, il est alors normal que les eaux côtières où ces matières organiques seraient plus abondantes soient moins saturées en oxygène que celles du large.

2) - En saison froide (fin décembre-mai), l'effet de la remontée des eaux profondes et sous-saturées en oxygène, s'ajoutant à celui de l'oxydation de la matière organique entraînent une baisse beaucoup plus sensible du taux de saturation en oxygène des eaux en baie de Gorée. Les plus faibles valeurs (50-60%) coïncident en fait avec les plus hautes teneurs en chlorophylle à la côte, en mai. De façon générale, les valeurs de saturation élevées s'observent toujours au large et cela s'explique par le fait que dans ces eaux moins turbides avec une biomasse phytoplanctonique importante, la production photosynthétique d'oxygène l'emporte nettement sur les consommations oxydatives; ceci est particulièrement net en mars où au large, les eaux contenant de l'ordre de 12 mg/m^3 de chlorophylle a sont sursaturées à 130% environ.

RESUME - CONCLUSION

Ne prétendant pas à répondre à toutes les questions que pose l'étude de l'upwelling de la baie de Gorée, le présent travail aura quand même contribué à la connaissance de certains de ses aspects. Cet upwelling côtier, comme la plupart des upwellings du nord-ouest africain, est induit par les vents alizés du nord. C'est un upwelling saisonnier dont la durée est fonction de la position, au sud de la baie de Gorée, du front intertropical (FIT) lors de sa migration zonale.

Le refroidissement des eaux superficielles de la baie n'est pas uniquement dû à la remontée des eaux profondes, il peut également se faire par conduction thermique lors du transfert dans cette région des masses d'air froides des latitudes plus élevées. Ce phénomène a lieu dans la période précédant la saison de l'upwelling proprement dit. Ensuite, le refroidissement constaté est essentiellement dû à la présence en surface d'eaux plus froides ré-équilibrant le transport d'Ekman vers le large; en effet au plus fort de l'upwelling les eaux superficielles sont plus froides que l'air (de 1°C environ), et le flux de chaleur sensible se fait alors au bénéfice de l'océan.

- Habituellement, l'upwelling commence en baie de Gorée au mois d'octobre avec l'installation des vents alizés (nord-est). Les observations hivernales des années 1981 et 1982 ont bien confirmé cela, bien qu'en novembre 1981, se soit produit un relâchement dans la tension des vents entraînant un arrêt de la remontée des eaux durant un mois environ. C'est pourquoi, en 1981, le démarrage de l'upwelling du plateau continental sud du Sénégal n'a été effectif qu'en décembre. Ce début de l'upwelling se manifeste d'abord par l'évacuation des eaux chaudes et dessalées de surface (eaux guinéennes) qui, sous l'action des vents de secteur nord-est, refluent vers le sud et le large.

- Au fur et à mesure du développement de ces vents, leur composante zonale diminue et ils deviennent de secteur nord "pur". Avec cette direction, les vents sont presque parallèles à la côte et favorisent une remontée plus importante des eaux profondes à l'intérieur de la baie. Alimentées par le sous-courant profond, qui longe vers le nord les côtes ouest-africaines, ces eaux profondes sont essentiellement constituées par les Eaux Centrales Sud Atlantique (ECSA). Le maximum dans la remontée des eaux se caractérise par la présence en surface des ECSA à l'état pur et plus au large sur les fonds de 80 mètres, un mélange ECSA et Eaux Centrales Nord Atlantique (ECNA) est alors observé.

La remontée de ces eaux s'effectue principalement à la côte; mais l'utilisation de modèle de calcul se basant sur l'équation de diffusion turbulente nous révèle qu'avec l'augmentation de la couche profonde qui soulève en surface la pycnocline, toute la baie de Gorée devient le siège de mouvements verticaux ascendants qui, à certaines périodes (février-mars), sont aussi puissants au large, sur les fonds de 80 mètres, qu'à la côte à proprement parler.

L'enrichissement en sels nutritifs des eaux de surface se fait cependant plus intensément à la côte grâce aux remontées, qu'au large par diffusion turbulente.

- La fin des upwellings a lieu en mai-juin, lorsque les vents faiblissent et que la composante ouest de ces vents commence à devenir importante; ceci a pour conséquence de ramener vers l'intérieur de la baie les eaux chaudes et salées, dites "eaux tropicales", en provenance du sud.

Production

Aux deux grandes saisons hydrologiques correspondent deux systèmes de production:

1) - En saison chaude, lorsqu'une couche homogène de surface, épuisée en sels nutritifs, est présente, le développement du phytoplancton près de la côte est relativement faible et se fait par

régénération à partir de la matière organique provenant des fleuves et des rivières (ou du port de Dakar). Au large, le maximum de la population phytoplanctonique ($2-4 \text{ mg/m}^3$) se situe au sommet de la nitracline (à l'immersion 20 mètres environ) dans les eaux stables et éclairées à l'intérieur de la pycnocline. La transparence relativement grande des eaux (la profondeur de disparition du disque de Secchi est de l'ordre de 18 mètres) permet un développement en profondeur du phytoplancton (jusqu'à plus de 50 mètres), en dessous de la nitracline: ce sont les "Situations Tropicales Typiques (STT)".

A cause de la présence dans les eaux côtières de matière organique d'origine continentale, celles-ci apparaissent légèrement sous-saturées en oxygène par rapport aux eaux superficielles du large.

2) - En saison froide, c'est le système typique des upwellings côtiers. Durant cette saison, on peut successivement distinguer trois phases:

- Au début de l'upwelling, le développement du phytoplancton est favorisé par les fortes vitesses verticales ascendantes dans les couches intermédiaire et profonde qui injectent les sels nutritifs dans la couche stable et bien éclairée de la pycnocline. La valeur de la biomasse intégrée est alors modérée et oscille autour de 25 mg/m^2 .

- Au milieu de l'upwelling, lorsque les vents sont forts et les vagues puissantes, on assiste à un accroissement de la turbulence verticale et de la turbidité des eaux côtières, ce qui va augmenter l'absorption et, la diffusion du rayonnement solaire par les matières dissoutes et en suspension dans l'eau. L'épaisseur de la couche riche en phytoplancton, en conséquence, diminue (elle occupe les 20-30 premiers mètres de surface). Par ailleurs, à cause du caractère récent de l'enrichissement en sels nutritifs des eaux superficielles, et peut-être aussi de la turbulence verticale, la biomasse intégrée n'est pas encore très importante (20 mg/m^2 seulement).

La quantité de matières organiques est plus importante à cette période (elles proviendraient probablement de la remise en suspension des particules sédimentaires déposées dans cette zone par les fleuves avoisinants au moment où ils débitent le plus : octobre-décembre), alors que la biomasse phytoplanctonique est relativement faible ; en conséquence, la consommation d'oxygène l'emporte sur la production par photosynthèse.

- Le maximum de la biomasse intégrée! (70 mg/m^2 environ) est observé juste après la période la plus intense de la remontée des eaux, soit en mars-mai ; la diminution de la teneur en oxygène des eaux côtières par l'oxydation de la matière organique est alors renforcée par l'état de sous-saturation des eaux de remontée récente. Dans les eaux du large moins turbides, avec une biomasse phytoplanctonique importante, la production photosynthétique d'oxygène l'emporte nettement sur les consommations oxydatives.

Au mois de mai, alors que l'upwelling a pratiquement cessé, la poussée phytoplanctonique qui se poursuit s'effectue probablement en utilisant les sels nutritifs issus de la régénération, en effet, les vitesses verticales ascendantes sont alors presque nulles, et pourtant la teneur en nitrates des eaux superficielles reste élevée (4 à $10 \mu\text{atg/l}$). Ceci est d'ailleurs corroboré par la baisse sensible du taux de saturation en oxygène de ces eaux (50 à 100 %) alors que ce taux variait entre 60 et 130 % au mois de mars lorsque l'upwelling était intense.

A titre de comparaison, dans le tableau ci-après, sont représentées les valeurs de biomasses intégrées sur une couche productive de 50 mètres environ, obtenues par SCHULZ (1982) dans plusieurs régions d'upwelling de la côte ouest-africaine et pour différentes périodes.

Area	Date	Chlorophyll <i>a</i> (mg/m ²)		
		Max	Min	Mean
Cape Blanc 20°55'N	19-31 Mar 1973	275.2	40.2	145.0
Cape Blanc 20°55'N	Si May- 10 Jun 1971	531.7	132.8	310.0
Cape Blanc 20°55'N	17-27 Jul 1972	256.9	30.8	131.3
Bahia de Gorrei 23°00'N	13-25 Mar 1976	257.2	21.4	87.0
Dune Point 20°00'S	19-24 Oct 1976	222.2	87.2	140.8
Walvis Bay 20°11'S	2-18 Nov 1976	611.5	17.7	257.6

Ces valeurs ne concernant que des stations isolées ou des groupes de stations, nous avons, dans le souci d'étendre la comparaison, utilisé les valeurs présentées par MOREL (1978) pour deux types d'eau : 1) les eaux oligotrophes de la mer des sargasses, ou peu productives de la région orientale du Pacifique équatorial où la biomasse intégrée variait en mai 1970 de 3 à 22 mg/m² et, 2) les eaux eutrophes de l'upwelling mauritanien (75 à 322 mg/m² de chlorophylle *a* en mars-avril 1974). Bien que les zones visitées soient nettement plus étendues dans ces deux cas, on peut tout de même déduire de cette comparaison que l'upwelling de la baie de Gorée est de production "moyenne". La biomasse intégrée observée cette année dans cette zone (20 - 107 mg/m²) est nettement supérieure à celle des eaux mésotrophes du Pacifique équatorial. Elle serait également supérieure à celle de la région du Dôme d'Angola où la valeur moyenne de la biomasse intégrée était en février-mars 1971 de l'ordre de 19 mg/m² (GALLARDO et al., 1974). En revanche, la production de cet upwelling pourrait être en moyenne moins importante que celle des eaux eutrophes de l'upwelling mauritanien.

B I B L I O G R A P H I E

- AMADE, PH., 1977. Etude biochimique de la Baie de Gorée. Résultats de mesures. Doc. Centre Rech. Océanogr. Dakar-Thiaroye.
- ARMSTRONG, F.A.J., STEARNS, C.R. & STRICKLAND, J.D.H., 1967. The measurement of upwelling and subsequent biological processes by means of the technicon Auto-Analyser R and associated equipment. *Deep Sea Res.*, 14, 361-389.
- BAKUN, A., 1973. Coastal upwelling Indices West coast of North America, 1946-1971 NOAA. Techn. Rep. **NMFS** SSFR - 671 (103 p).
- BERRIT, G.R., 1952. Esquisse des conditions hydrologiques du plateau continental du Cap-Vert à la Gambie. Bull. IFAN XIV, 3, 1952.
- BERRIT, G.R., 1961. Contribution à la connaissance des variations saisonnières dans le Golfe de Guinée. Observations de surface le long des lignes de navigation. Première partie : généralités. *Cahiers océanographiques C.C.O.E.C.*, XIII, 10 (déc. 1961), 715-727.
- BERRIT, G.R., 1962. Deuxième partie : Etude régionale. *Cahiers océanographiques C.C.O.E.C.*, XIV, 9 (nov. 1962), 633-643 et XIV, 10, 719-729.
- BROWN, W.W., 1965. The distribution of nutrients in the Costa Rica Dome in the Eastern Tropical Pacific Ocean. *Limnol. Oceanogr.*, 10 (1), 40-52.
- BUSINGER, J.A., WYNGAARD, J.C., IZUMIY, BRADLEY, E.F., 1971. Flux profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atm. Sc.*, vol. 20, 181-189.
- CHARNEY, J.C., 1955. The generation of oceanic currents by wind. *J. Mar. Res.*, 14, **477-498.**
- CREPON, M., RICHEZ, C., and CHARTIER, M. - 1983 - Effects of coast-line geometry on upwellings. soumis à *Journal of Phys. ocean.*

- CSANADY, G.I., 1971. Baroclinic boundary currents and long edge-waves in bassins with sloping shores. J. Phys. Oceanogr. 92-104.
- CSANADY, J.G., 1975. Lateral Momentum Flux in Boundary currents. J. Phys. Oceanogr. 5, n° 4, 705-717.
- DEFANT, A., 1936. Die Tropopause. Deutsche Atlantische Exped. "meteor" 1925-1927. Wis. Erg Bd., 16, Teil. 1, 2, 3, S. 289-411.
- DEFANT, A., 1961. Physical Oceanography, vol. 1, (729 p). Pergamon Press. Oxford.
- DIKEY, T., SIMPSON, J.J., 1983. The sensitivity of upper ocean structure to time varying of wind. Direction. Geophysical Research. Letters., vol. 10, n° 2, 133-136.
- DOMAIN, F., 1979. Le satellite METEOSAT et l'océanographie : étude des températures de la mer au voisinage des côtes de Mauritanie et du Sénégal. Initiations tech. ser. Télédétection, ORSTOM - PARIS, (3) 43 p. 77 L coul,
- DOMAIN, F., 1980. Contribution à la connaissance de l'écologie des poissons démersaux du plateau continental sénégal-mauritanien. Les ressources démersales dans le contexte général du Golfe de Guinée. Thèse de Doctorat d'Etat ès-sciences naturelles présentée à l'université Pierre et Marie Curie PARIS VI et au Muséum National d'histoire Naturelle.
- DOMANIEWSKY, S. & REBERT, J.P., 1976. Hydrologie et courantométrie sur le plateau continental sénégalais en période d'hivernage. Résultats d'observations de la campagne du N.O. VAJDA Septembre 1975?. Doc. Centre de Rech. Oceanogr.-de Dakar-Thiaroye.
- EKMAN, V.W., 1905. Wind driven currents in a homogeneous ocean, in NEUMAN G. and W.J. PIERSON. Principles of physical oceanography., 191-213. Prentice Hal, Inc. 1966.
- GALLARDO, Y., DANDONNEAU, Y. & VOITURIEZ, B., 1974. Variabilité, circulation et chlorophylle dans la région du dôme d'Angola en février 1971. Documents scientifiques du Centre de Recherches Océanographiques d'ABIDJAN. vol.5, n° 1-2.
- GALLARDO, Y., 1981. On two marine ecosystem of SENEGAL separated by peninsula. Doc. Centre Rech. Oceanogr. Dakar-Thiaroye.

- HAGEN, E., 1974. A simple scheme of the development of cold water upwelling circulation cells along the Northwest African Coast-Breitrag zur Meereskunde., 33, 115-125.
- HALPERN, D., 1974. Variation in a density field during coastal upwelling. Tethys., 6, 363-374.
- HALPERN, D., 1976. Structure of coastal upwelling event observed off Oregon during July 1973. Deep Sea Res., 23, 495-508.
- HELLAND-HANSEN, B., 1916. Einige Hydrographische Methode, Versh. 36. Kongr. Scand. Naturf. OSLO, 1918.
- HIDAKA, K., 1955. Divergence of surface drift currents in terms of wind stress, with specially application to the location of upwelling and sinking. Japan J. Geophys. 1, N.2.
- HILL, R.E. and JOHNSON, J.A., 1974. A theory of upwelling over the self break. 3. Phys. oceanogr., 4, 19-26.
- HISARD, P., CITEAU, J. & MORLIERE, A., 1976. La brache sud des contre-courants équatioriaux subsuperficielle dans l'océan Atlantique. Cah. ORSTOM. sér. océanogr., 13, 209-220.
- HUNKIS, K., 1966. Ekman drift currents in the Arctic Ocean. Deep Sea Research., 13, 4, 607-621.
- HUNTSMAN, S.A. & BARBER, R.T., 1977. Primary production off north west Africa : The relationship to wind and nutrient conditions Deep Sea Research., 24, n° 1, 25-33.
- IVANOFF, A., 1975. Introduction à l'océanographie. Propriétés physiques et chimiques des eaux de mer. Tome II. Paris VUIBERT, 1975.
- JACOBSEN, J.P., 1913. Beitrag zur Hydrographie der Danischen Gewässer Med. Komm. Danmarks Havunders, ser. Hydrogr. Bd., 2, N2.
- JACOBSEN, J.P., 1927. Eline Graphische methode zur Bestimmung des Vermischungs - Koeffizienten im Meer Gerlands Breitrag Geophysik, Bd. 16, (404 p).
- JEFFREYS, H., 1920. On turbulence in the ocean. Phil. Mag., V., vol. 9, (578 p).
- KLEIN, P., & COSTE, B., 1983. Effect of wind variability on nutrient transport into the mixed layer (soumis à Deep Sea Research).

- LINEYKINE, P.S., 1955. (en russe) Les courants induits par les vents dans les couches baroclines des mers. Travaux de l'Institut d'Etat d'Océanologie n° 29 (41).
- LORENZEN, C.J., 1966. A method of the continuous measurement of in vivo chlorophyll concentration. Deep Sea Res., 13, 223-227
- MARGALEF, R., 1978. What is an upwelling ecosystem ? in upwelling ecosystems ed. by R. Ege and Tomczak (Springer Verlag). Berlin 1978., volume special (333 p).
- MCEVEN, G.F., 1934. Rate of upwelling in the region sandiego computed from serial temperatures. Proc. Fith. Pacific. Sci. Congr., vol. 3, Toronto.
- MERLE, J., 1973. Hydrologie saisonniere de la région de Dakar (étude descriptive). Doc. Centre.-Rech. océanogr. Dakar-Thi aroye.
- MINAS, H.J., ROKANA, L.A., PACKARD, T.T. & BONIN, M.C., 1974. La distribution de l'oxygène dans un upwelling côtier (N.W. de l'Afrique) et dans celui d'une divergence au large (Dome de Costa Rica) Tethys 6 (1-2), 157-170.
- MINAS, H.J., MINAS, M. & COSTE, B. Rôle de l'oxygène dans le système production régénération des résurgences côtières N.W. africaines (Zone CINECA, cap CORVEIRO-CAF BLANC). in "the canary current : studies of an upwelling system. Rapports et procès verbaux des réunions, vol. 180. Conseil International pour l'exploration de la mer.
- MITTELDSTAEDT, E., 1976. On the currents along the north west african coast south of 22° north. Dt. hydrogr. 2, 29 (3) 97-117.
- MELOR, G.L. & DUREIN, P.A., 1975. The structure of dnamics of the ocean surface mixed layer. J. Phys. Oceanogr., 5, 718-728.
- MOORE, D., HISARD, P., CREARY, J., MERLE, J., O'BRIEN, J., PICAUT, J., VERSTRAETE, J.H. & WUNSCH, C., 1978. Equatorial adjustment in the eastern Atlantic. Geophys. Res. Letters., 5, 637-640.
- MOREL, A., 1982. Optical properties and radiant energy in the wathers of the Guinea Dome and the Mauritanian upwelling area in relation to primary production. in "the Canary Current: studies of an upwelling system". Rapport6 et procès verbaux des réunions, vol. 180, Conseil International pour l'exploration de la mer.
- MOREL, A., 1978. Available, usable and stored radiant energy in relation to marine photosynthesis. Deep Sea Research., vol. 25 673-688.

- OZMIDOF, P.V., 1968 (en russe). Les échanges horizontaux dans les océans. Edition Science. Koskva.
- PICAUT, J., 1982. L'importance des ondes longues dans la dynamique du Golfe de Guinée. Communication "Journée Golfe de Guinée", Brest. Juin 1982.
- PILLSBURY, R.D., 1972. A description of hydrography, winds and currents during the upwelling season near new port, Oregon. Ph. D. Thesis, Oregon State Univ., Corvallis.
- POLLARD, R.T., 1970. On the generation by winds of inertial waves in the ocean. Deep Sea Res., 17, 795-812.
- PORTALANO, P., 1981. Contribution à l'étude de l'hydroclimat des côtes sénégalaises. Doc. Centre Rech. Océanogr. Dakar-Thiaroye
- PRANDTL, L., 1931, Ein flus. stabilisierender kräfte auf die Turbulenz, vorträge eus d. Gel. d. Aerodyn. V. Verwandter Gebiete Aachen 1929 ; Springer, Berlin 1930. N.A.C.A. Techn. Memo. , n° 625, 1931.
- PROUDMAN, 1953. Dynamical oceanography. (Methuen, Londres),
- REBERT, J.P. & PRIVE, M., 1974. Observations de courants au voisinage du Cap-Vert. Note sur les courants de marée. Doc. Centre de Rech. Océanogr. de Dakar-Thiaroye.
- REBERT, J.P., AKADE, Ph., PRIVE, M., 1976. Hydrologie et courantométrie sur le plateau continental sénégalais en période d'Alizés. Résultats d'observations. LA. 7609. Mars 1976.
- REBERT, J.P., 1978. Vents et températures de surface dans l'upwelling côtier ouest-africain (soumis aux cahiers ORSTOM).
- REBERT, J.P., 1978. Les teneurs en chlorophylle des eaux de surface à la station côtière de Dakar (Résultats des mesures de 1973-1977). Doc. Centre Rech. Océanogr. Dakar-Thiaroye.
- REID, O.R., ELLIOT, B.A. & OLSON, D.B., 1981. Available Potential Energy : A clarification Journal of Phys. Oceanogr., vol. 11, n° 1, 15-29.
- RICHARDSON, L.F., 1926. The supply of energy from and to atmospheric eddies (Proc. Roy. Soc., Londres A, 97, 354).
- RICHARDSON, L.F., STOMMEL, H., 1948. On eddy diffusion in the sea. J. Meteorol., vol. 5, N.5.

- ROSSIGNOL, M. & MEYRUEIS, 1962. Campagne océanographique du Girard Tréca. Région comprise entre les îles du Cap-Vert et les côtes du Sénégal et de la Guinée (Juin 1962). Doc. Centre Rech. Océanogr. de Dakar-Thiaroye.
- ROSSIGNOL, M. & ABOUSSOUAN, M. TH., 1965. Hydrologie marine côtière de la presqu'île du Cap-Vert. Doc. Sci. Prov., Centre de Rech. Océanogr. Dakar-Thiaroye.
- ROSSIGNOL, M., 1973. Contribution à l'étude du complexe guinéen. Document du Centre ORSTOM de Cayenne.
- SCHEKAIDA, R., NEHRING, D. & SCHULZ, S., 1975. Ozeanologische untersuchungen zum Produktions potential der nordwestafrikanischen wasserauftriebsregion 1970-1973. Geodatische und Geophysikalische veroffentlichungen, 4 (6), (85 p).
- SCHULZ, S., 1982. A comparison of primary production in upwelling regions off Northwest and Southwest Africa - The Canary current : studies of an upwelling system. Rapports et procès verbaux des réunions, vol. 180. Conseil International pour l'Exploitation de la mer.
- SPETH, P., DETLEFSEN, H., 1982. Meteorological influences on upwelling off Northwest Africa. in "the Canary Current : Studies of an upwelling system". Rapports et procès verbaux de réunions vol. 180. Conseil International pour l'exploration de la mer.
- STRICKLAND, J.D.H. & PARSON, T.R., 1972. A practical hand book of sea water Analysis. Fisheries Research Board of Canada. Ottawa 1972.
- SVERDRUP, H., JOHNSON, N., FLEMING, R., 1942. The ocean. Their physics chemistry and general biology. New York. Première Hall, 1942 (1977 p).
- TEISSON, C., 1981. Structures hydrologiques observées en période d'upwelling au large du Sénégal. Comparaison de ces structures aux modèles théoriques ou empiriques d'upwelling. Doc. Centre Rech. Océanogr. Dakar-Thiaroye.
- TEISSON, C., 1982. Application de la théorie d'Ekman à l'étude des courants et des remontées d'eaux profondes le long des côtes sénégalaises. Doc. Centre de Rech. Océanogr. Dakar-Thiaroye.
- THORADE, V.H., 1909. Über die Kalifornien meeres strömung ober flach eutemperaturn und stromungen ander westkuste Nortamericas. Ann. Hydrogr. Marit. Météorol., 37.

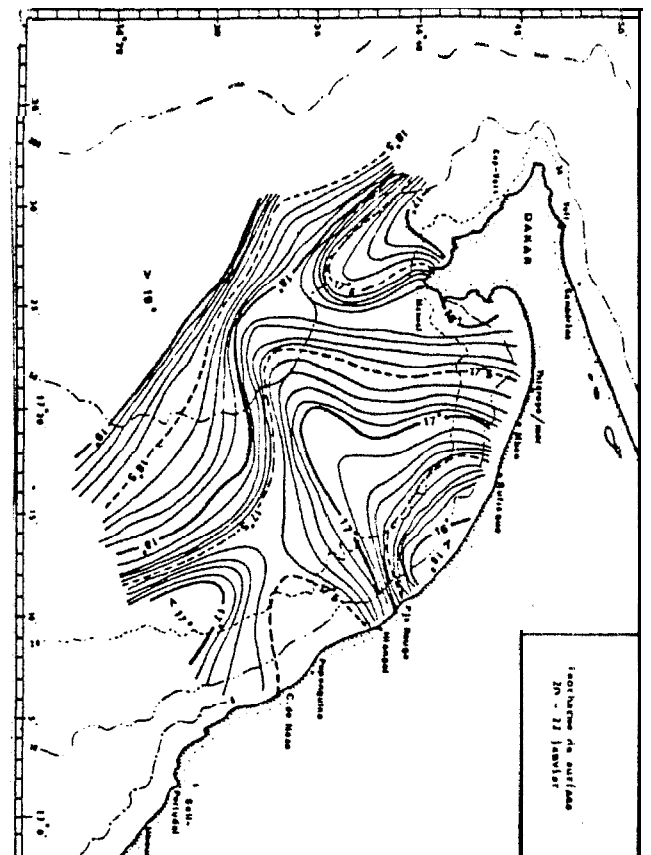
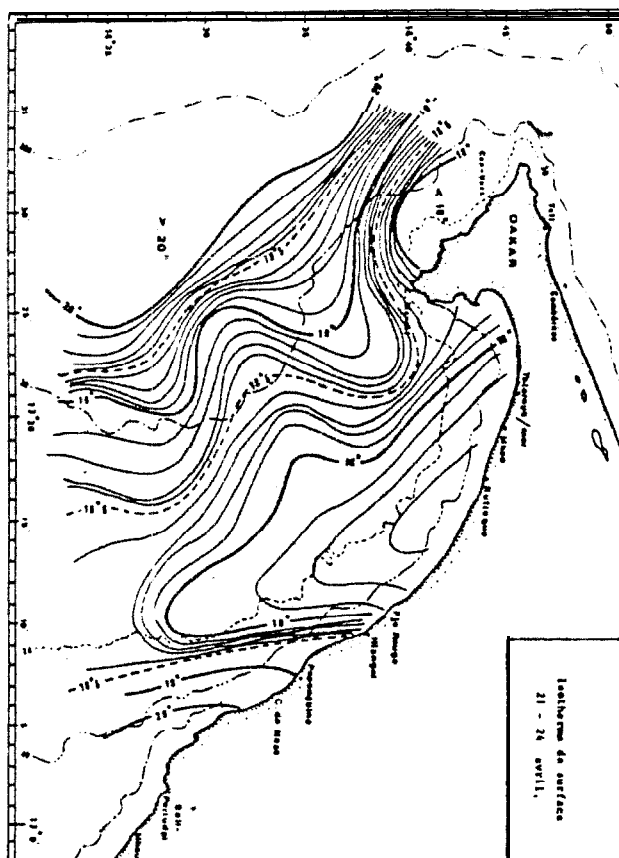
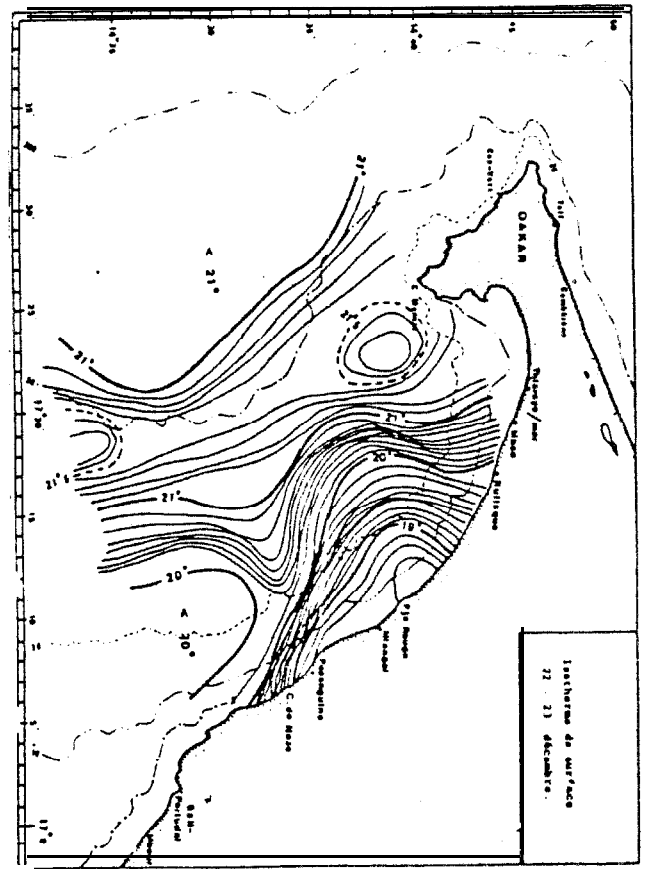
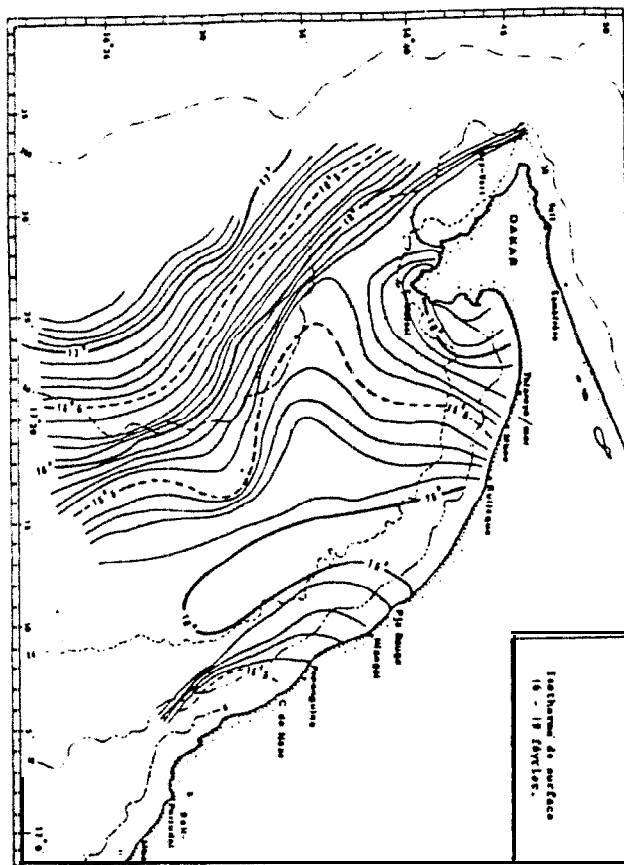
- TOMCZAK, Jr. M., 1970. Schwankungen von Schichtung und Strömung im westafrikanischen Auftriebsgebiet während der "Deutschland Nordatlantischen Expedition" 1937 "Meteor" Forschungsergebnisse Reihe A Heft 7.
- TOURE, D., 1972. Variations quantitatives et qualitatives du zooplancton dans la région du Cap-Vert de Septembre 1970 à Août 1971. Doc. Sci. Prov. Centre Rech. Océanogr. Dakar-Thiaroye.
- VOITURIEZ, B., HEABLAND, A., 1982. Comparaison des systèmes productifs de l'Atlantique Tropical Est : dômes thermiques upwellings côtiers et upwelling équatorial. The Canary current: studies of an upwelling system. Rapports et procès verbaux des réunions. vol. 180. Conseil International pour l'exploitation de la mer.
- WOOSTER, W.S., BAKUN, A. & MCLAIN, D.R., 1976. The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the north Atlantic, J. Mar. Res., 34, 131-141.
- WUST, G., DEFANT, A., 1936. Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Wissenschaftl. Ergebn. der Deutsch. Atlant. Exp. "Meteor" 6, 1925-1927.
- YOSHIDA, K., 1955, Coastal upwelling off the California coast. Rec. oceanogr. works Japan, 1955, 2, 12.

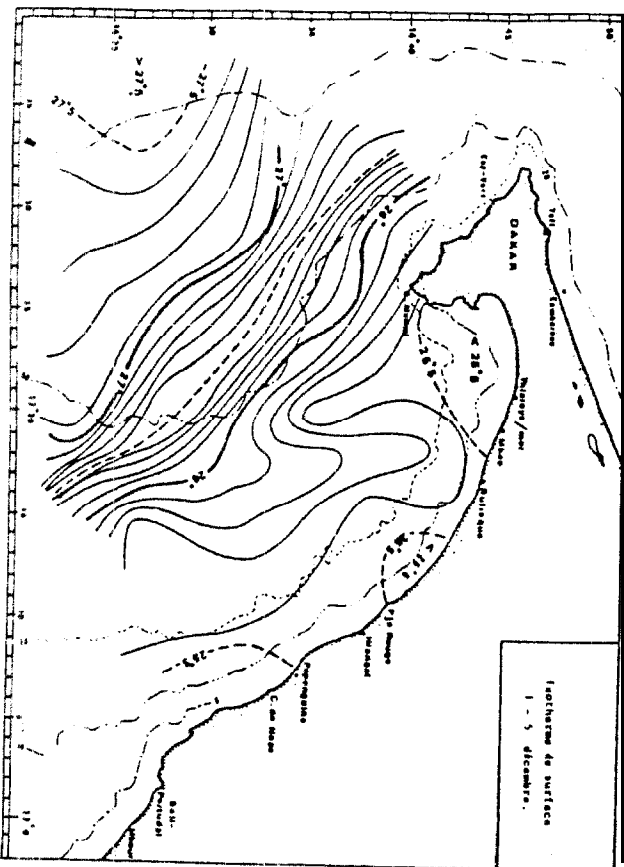
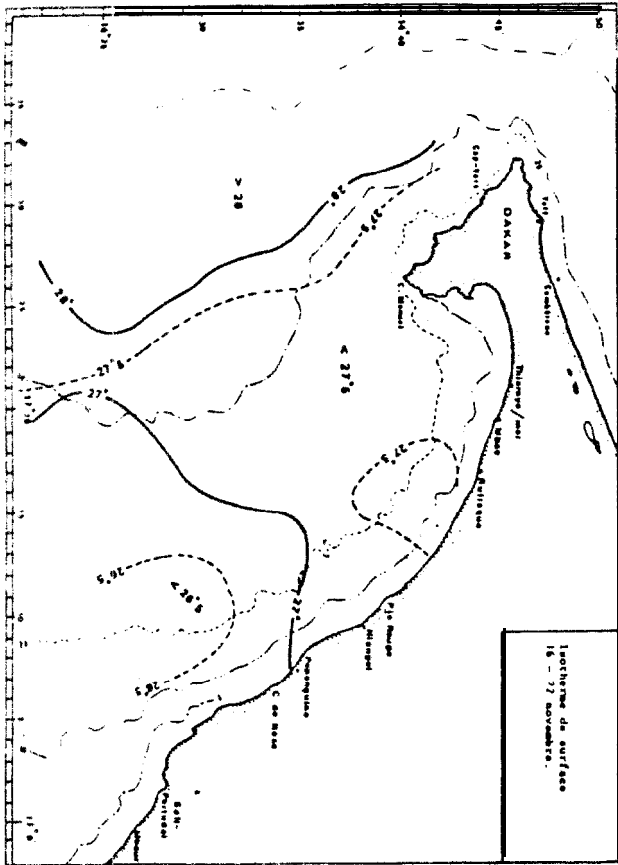
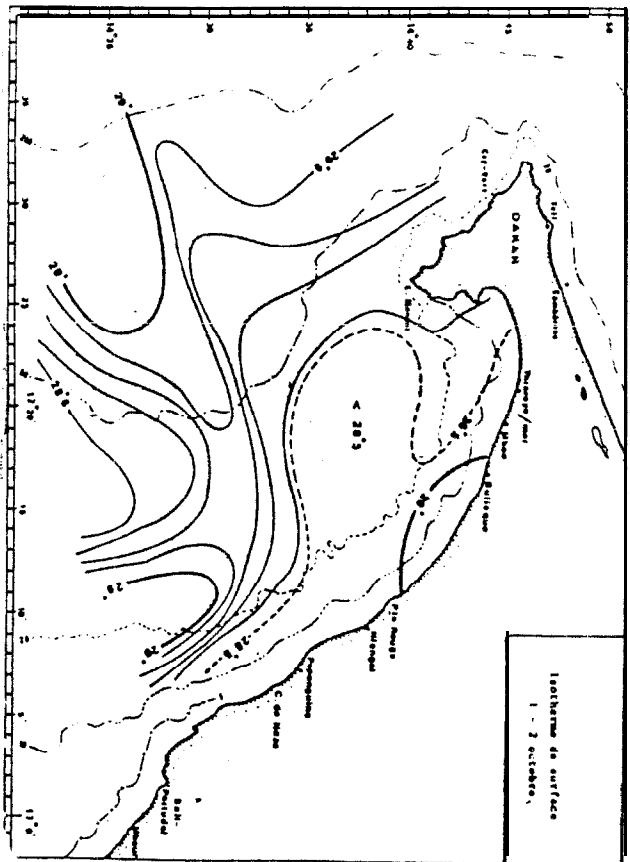
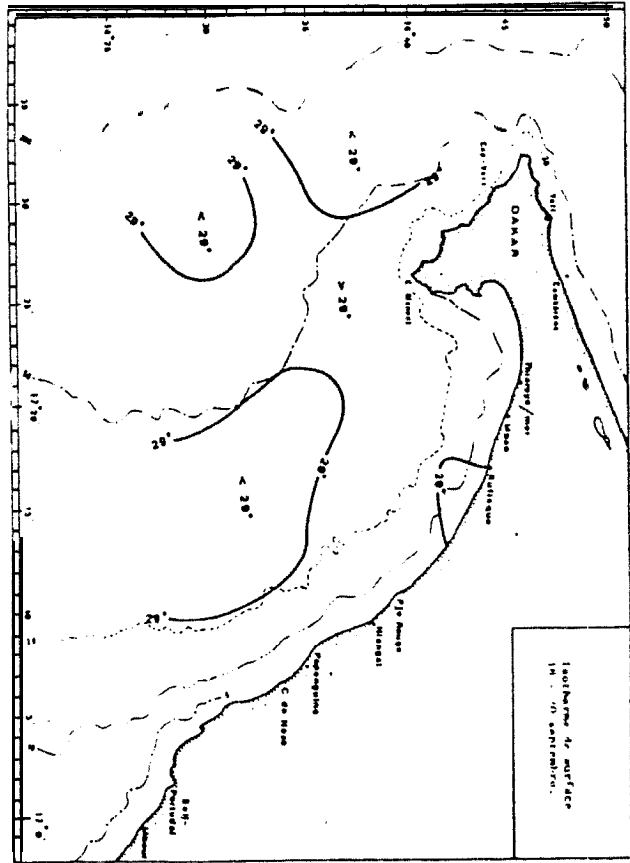
ANNEXE

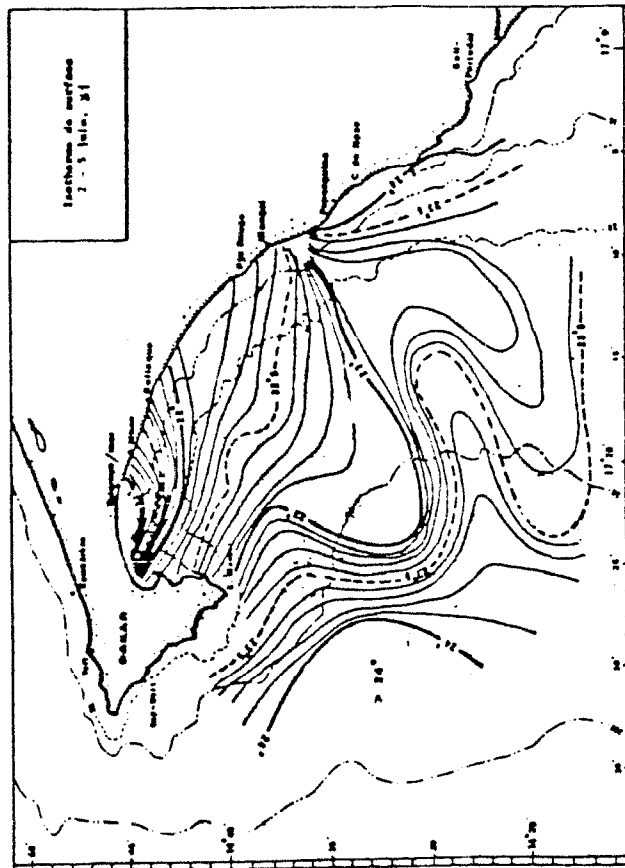
D I S T R I B U T I O N E N S U R F A C E

D E L A

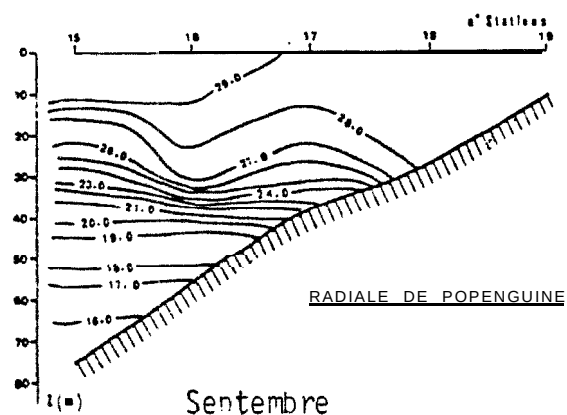
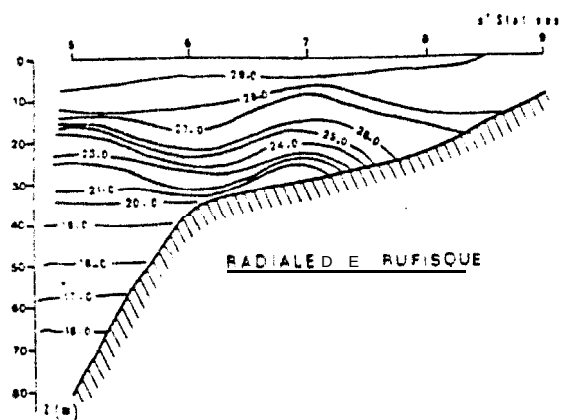
T E M P E R A T U R E



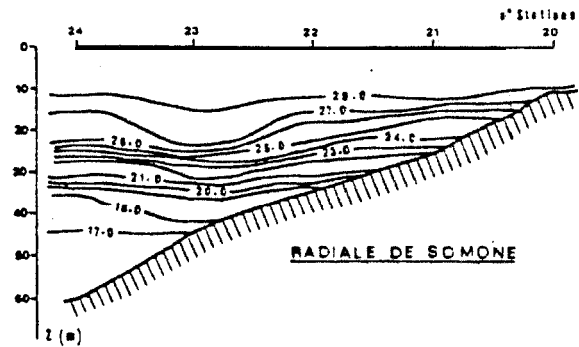
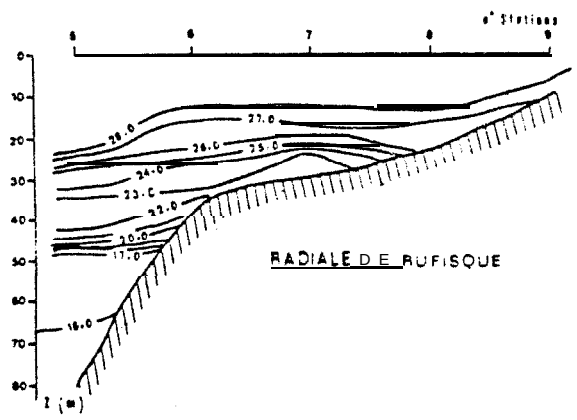




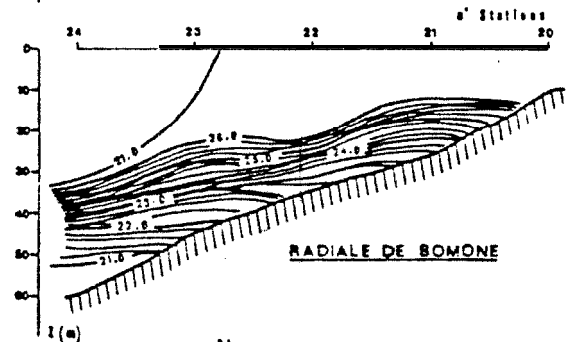
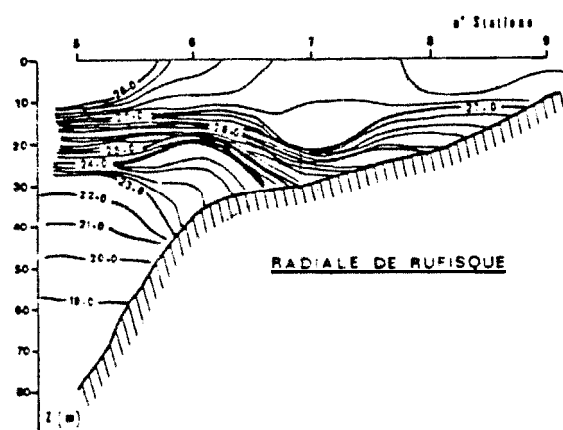
DISTRIBUTION VERTICALE
DE LA
TEMPERATURE



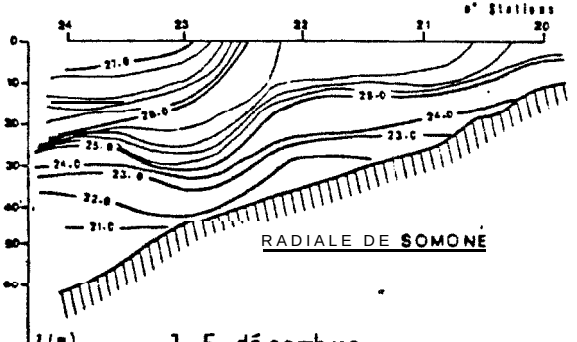
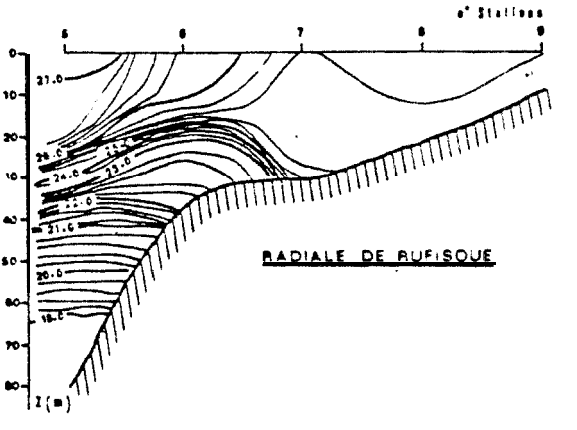
Septembre



Octobre

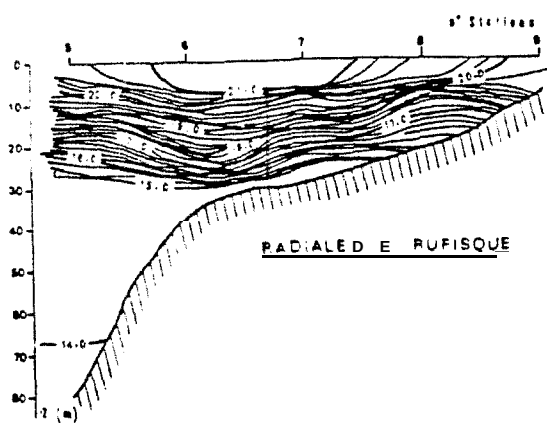


Novembre

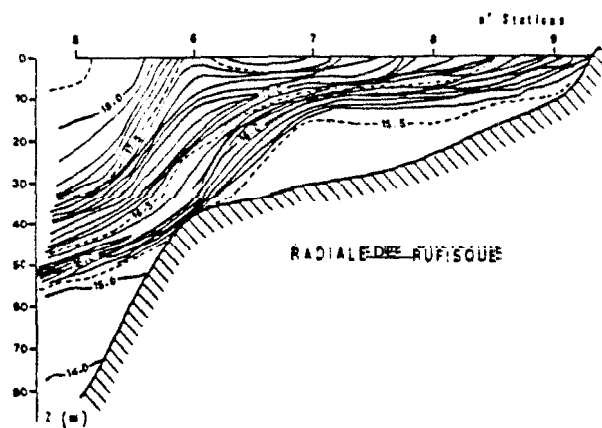


1-5 décembre

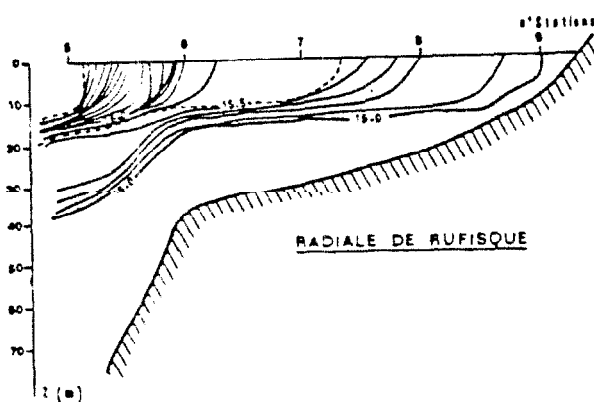
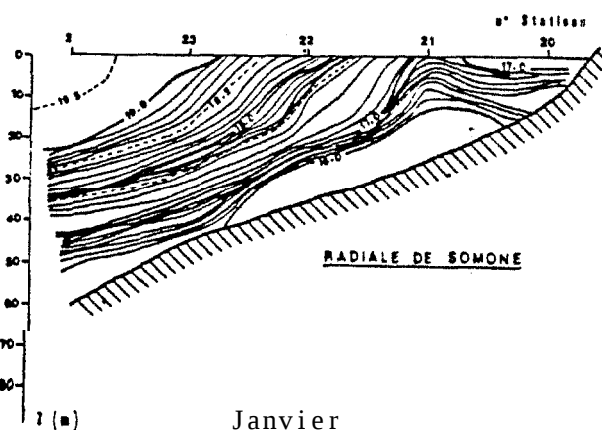
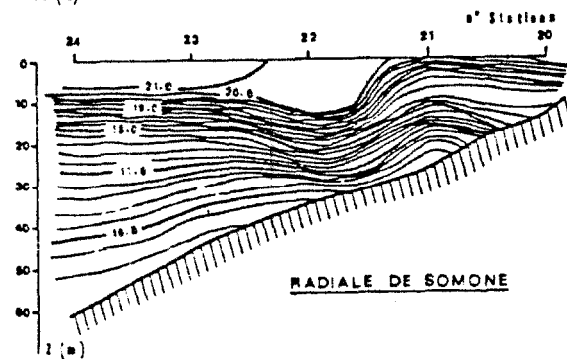
Distribution verticale de la température.



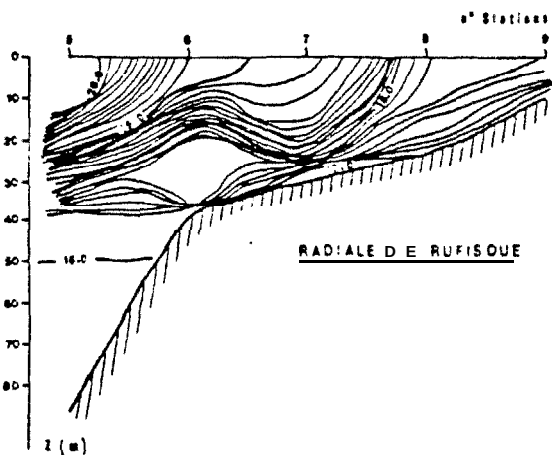
20-23 décembre



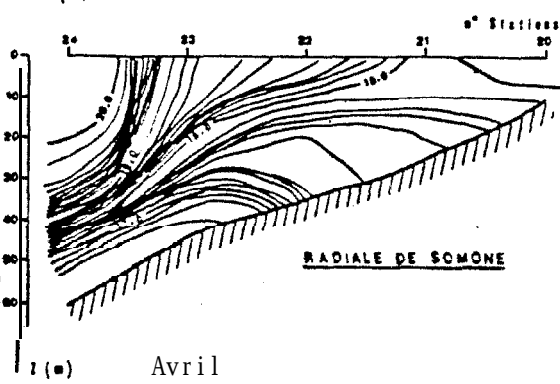
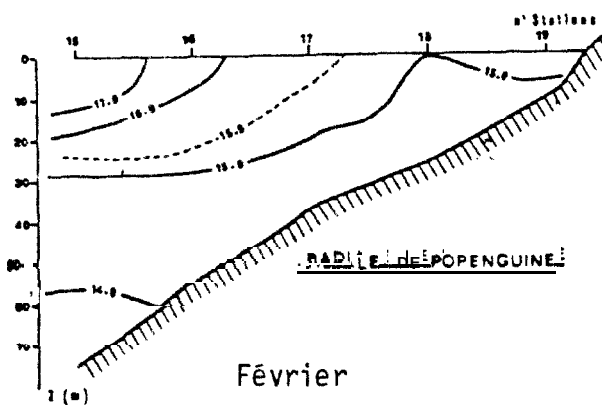
Janvier

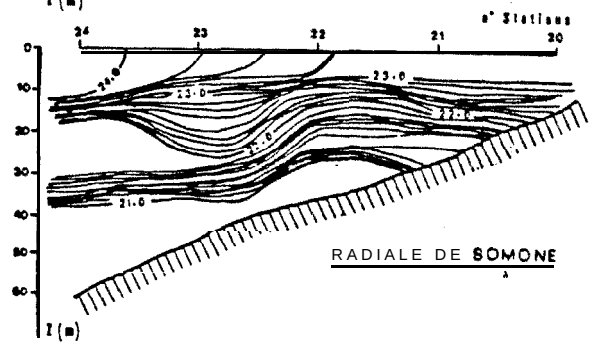
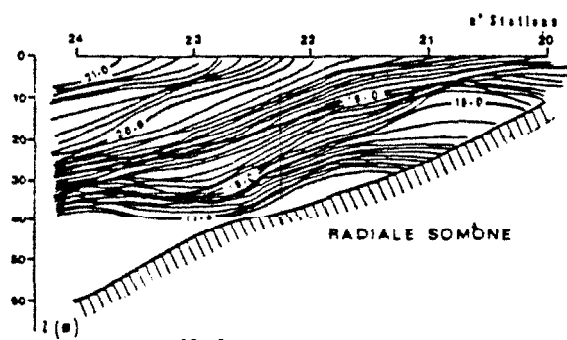
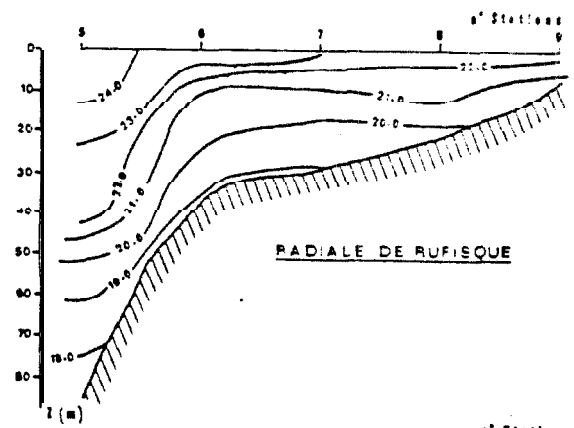
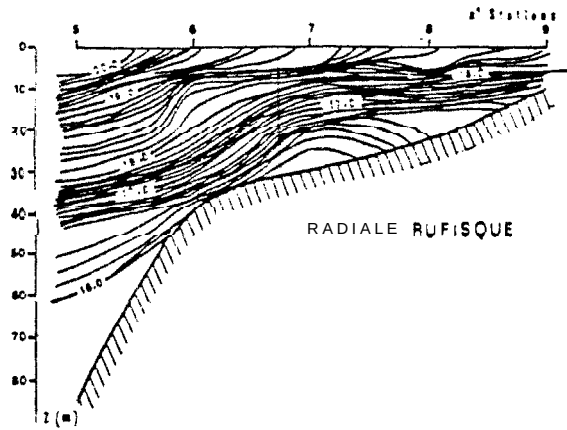


Février



Avril



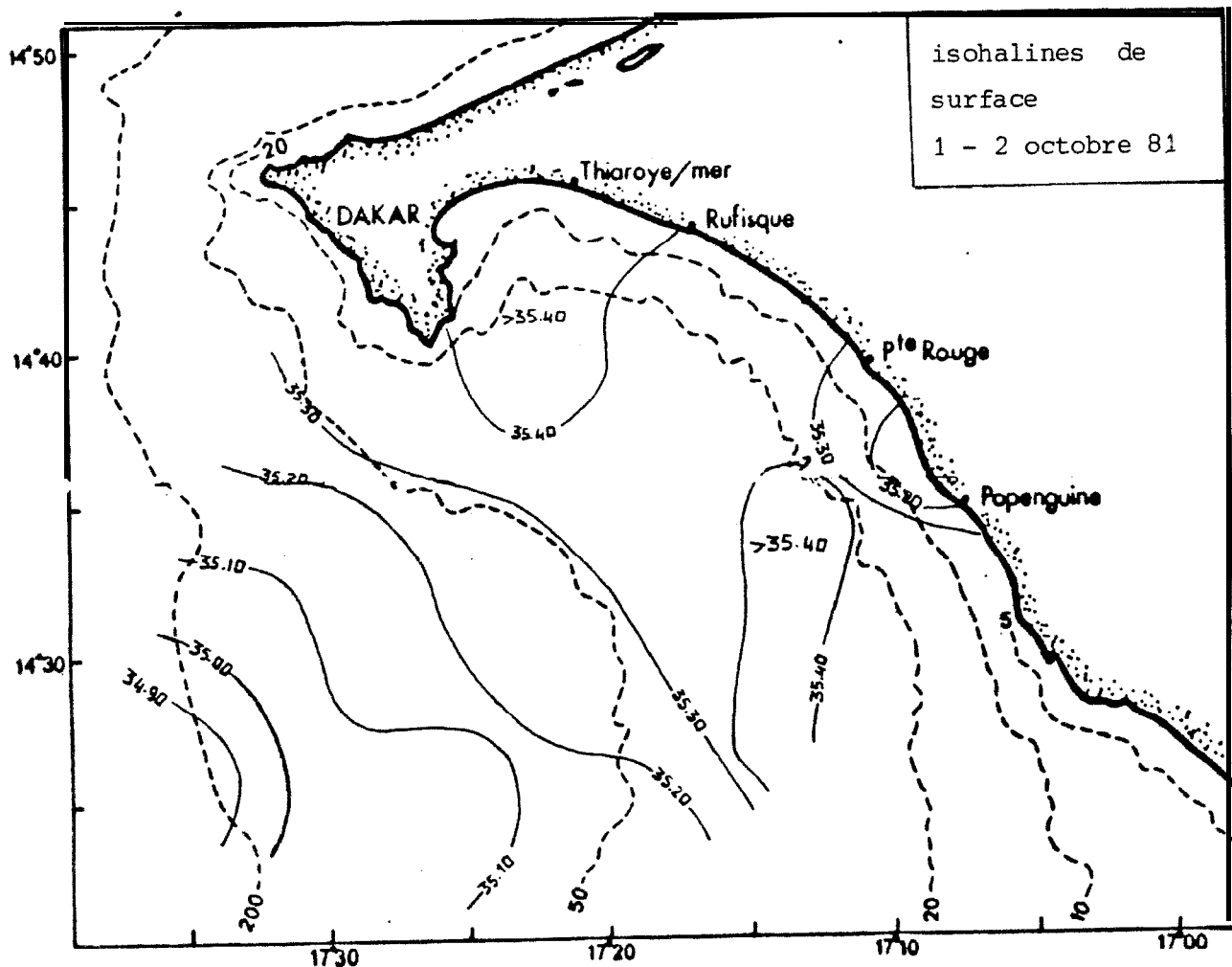
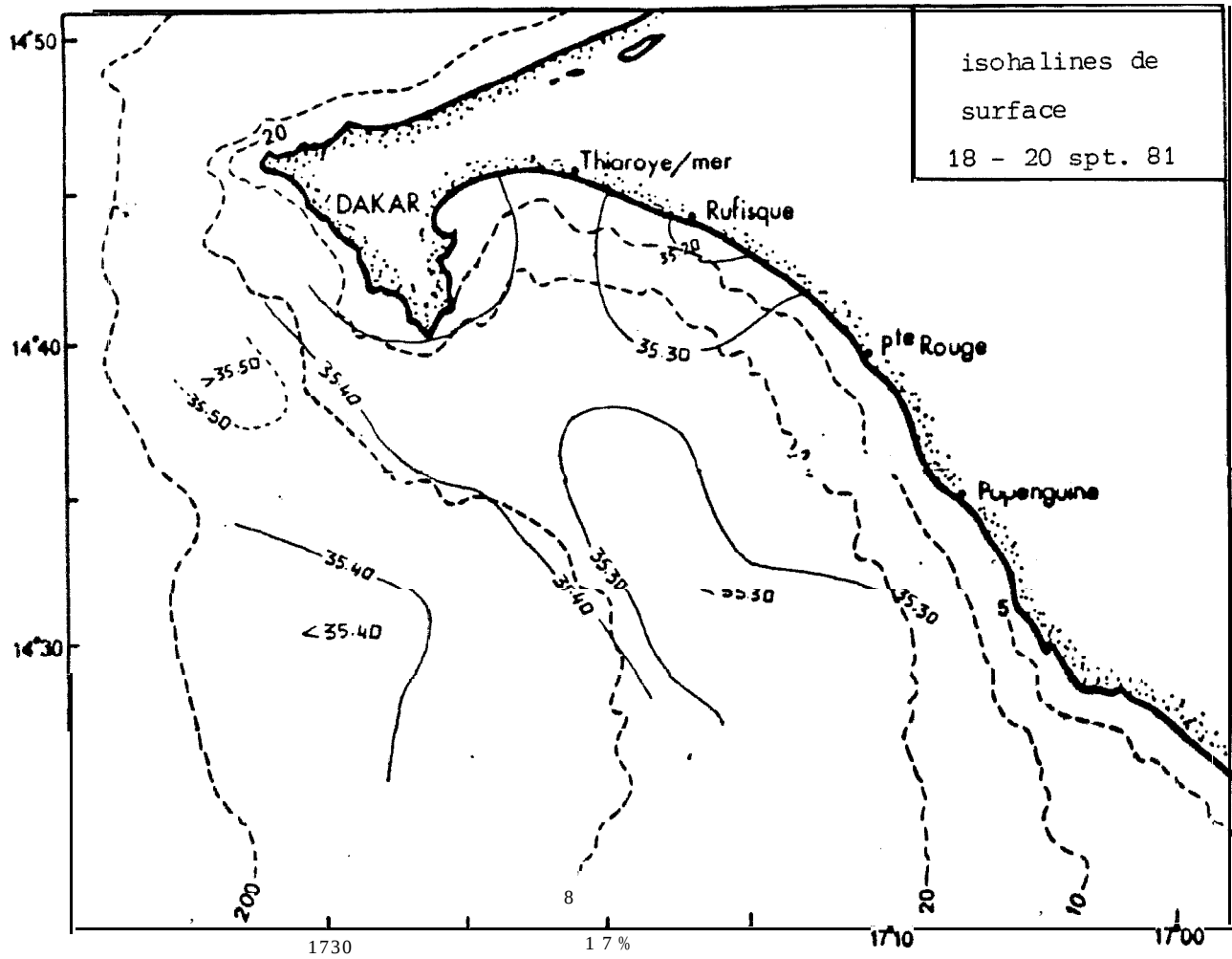


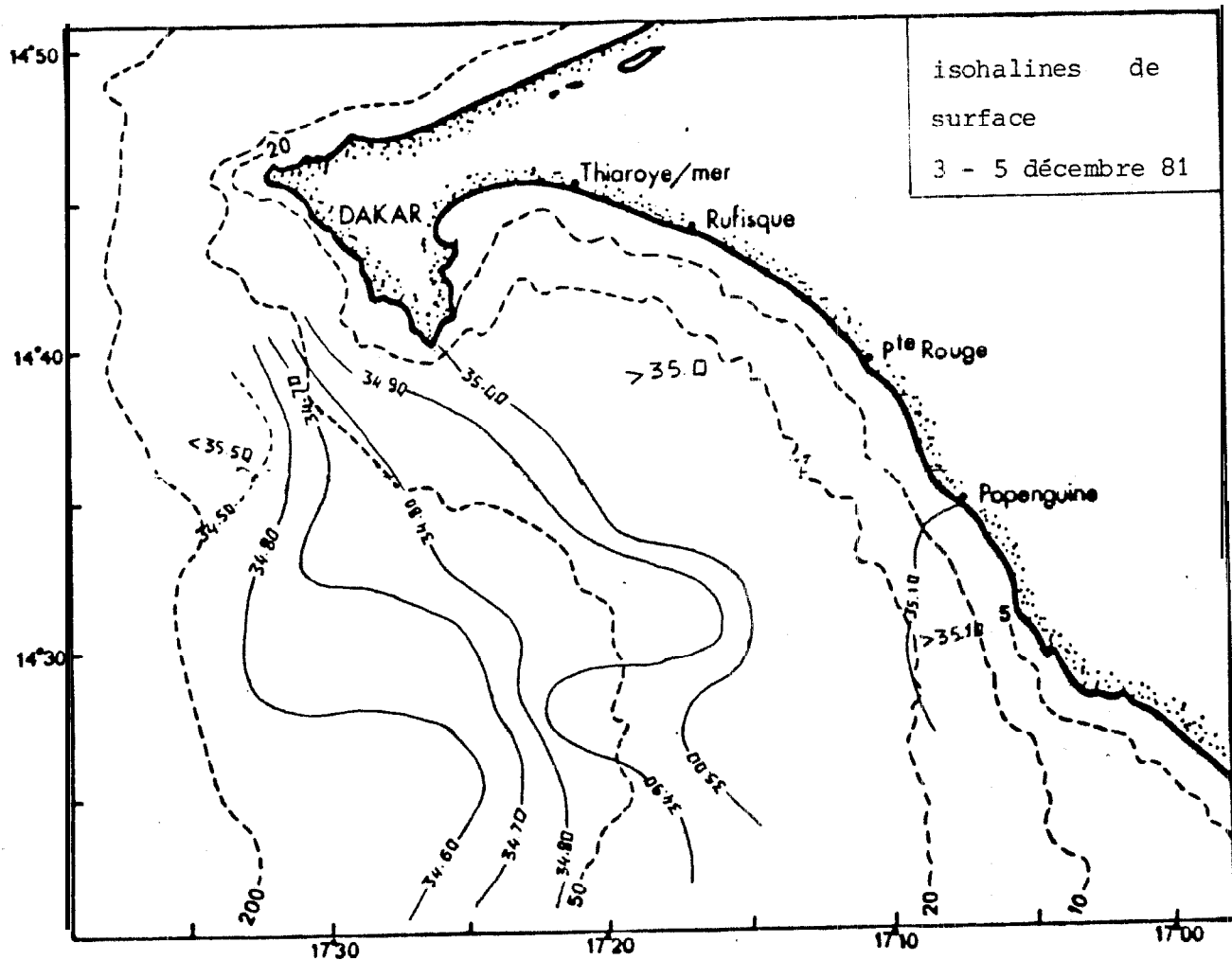
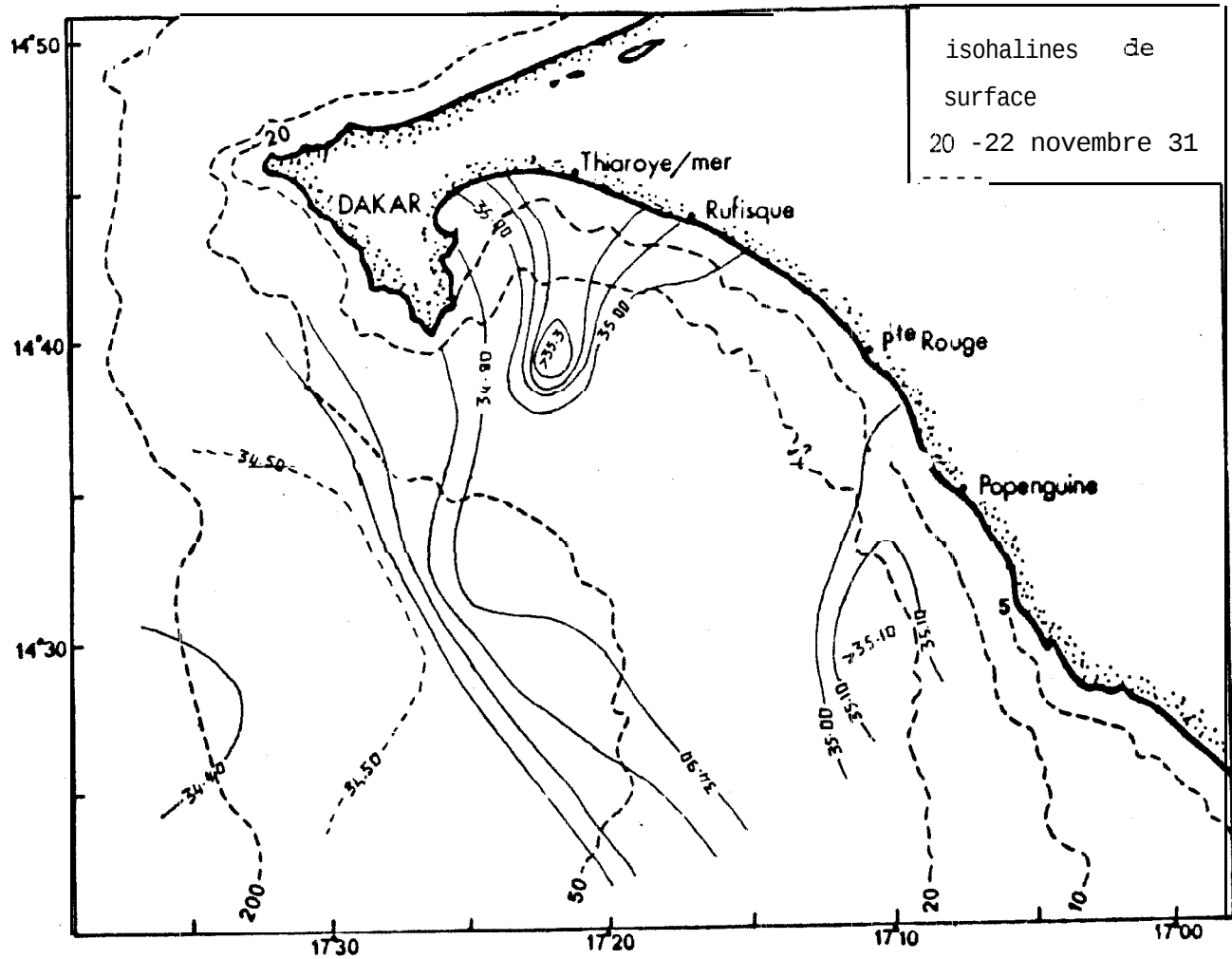
Mai

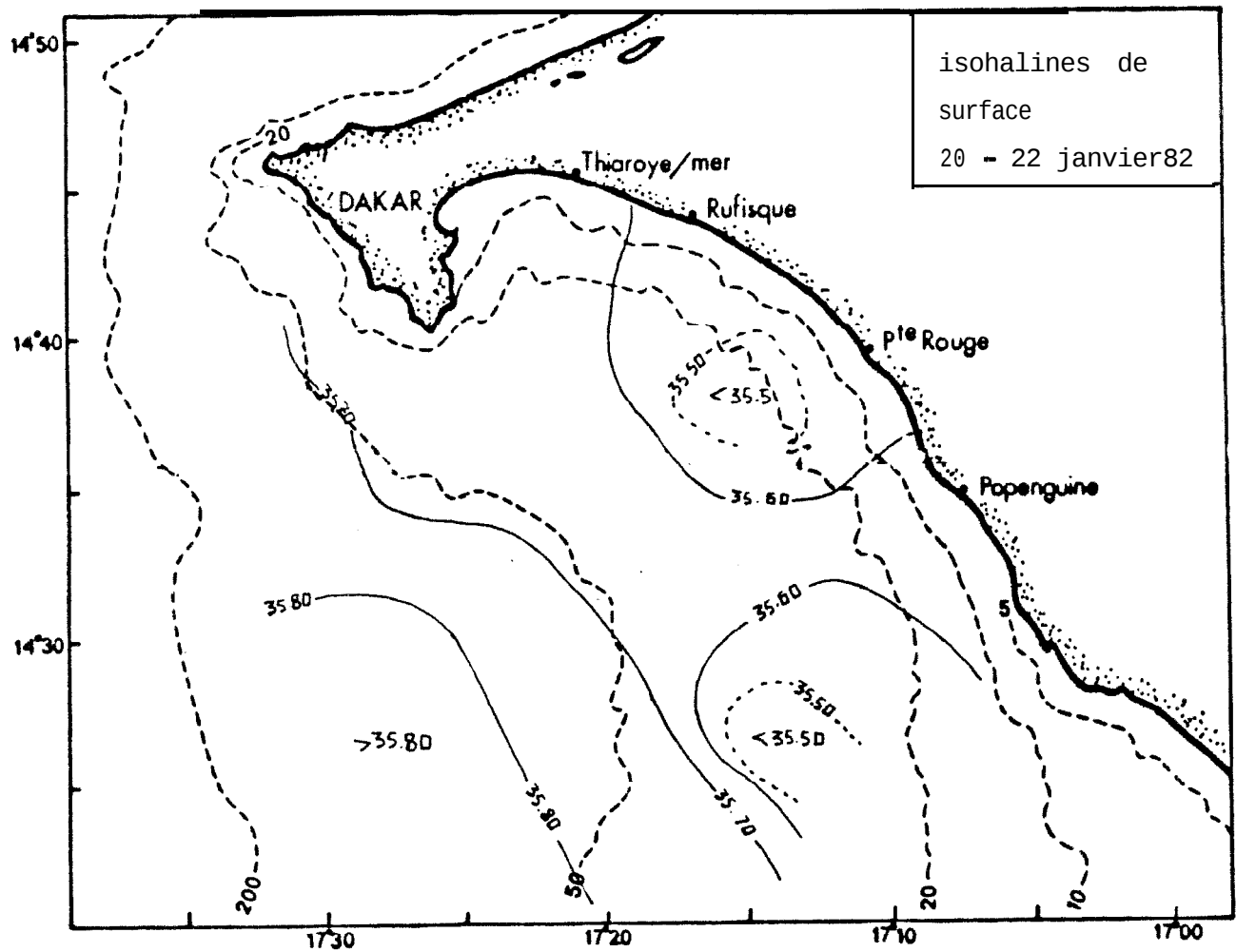
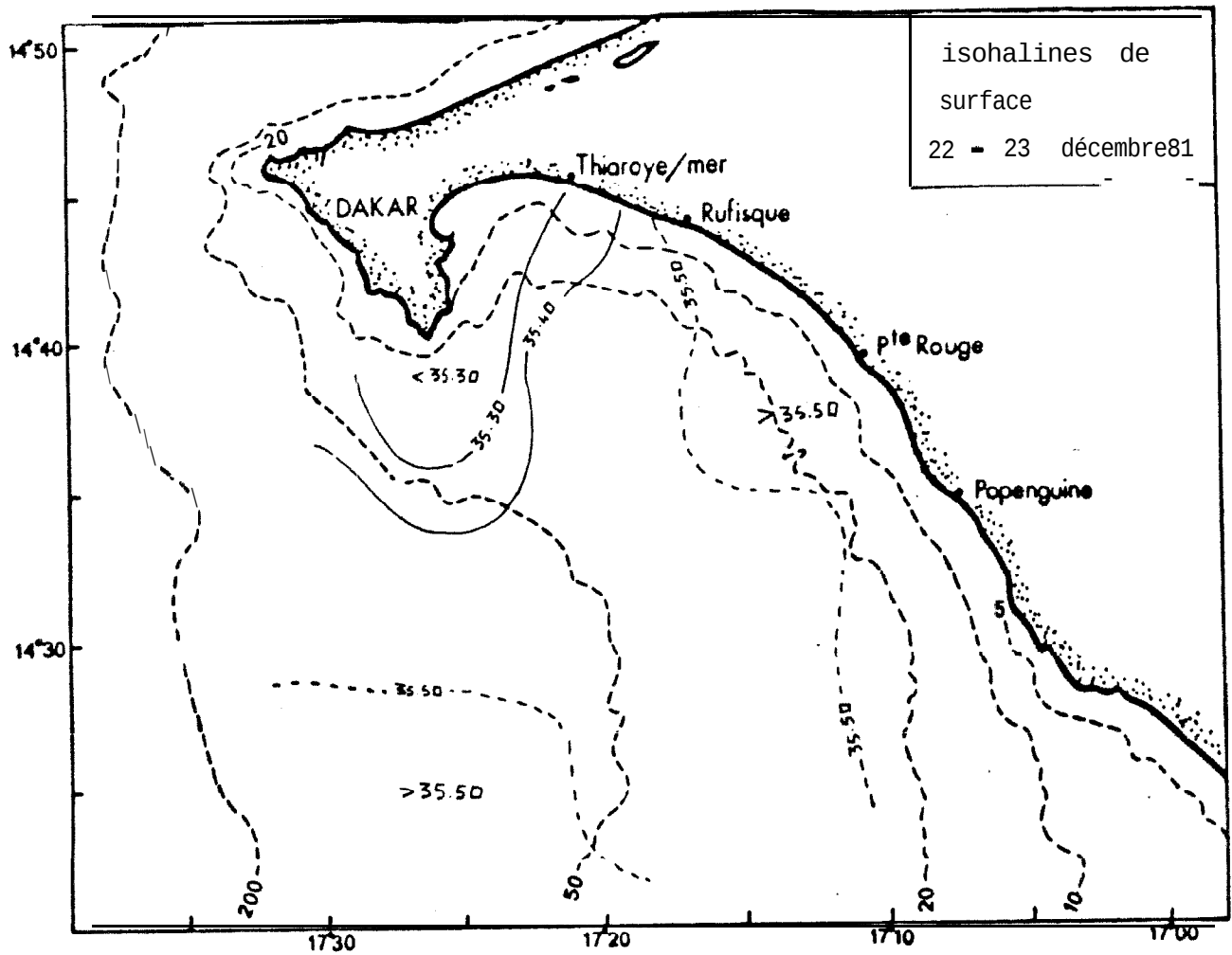
Juin

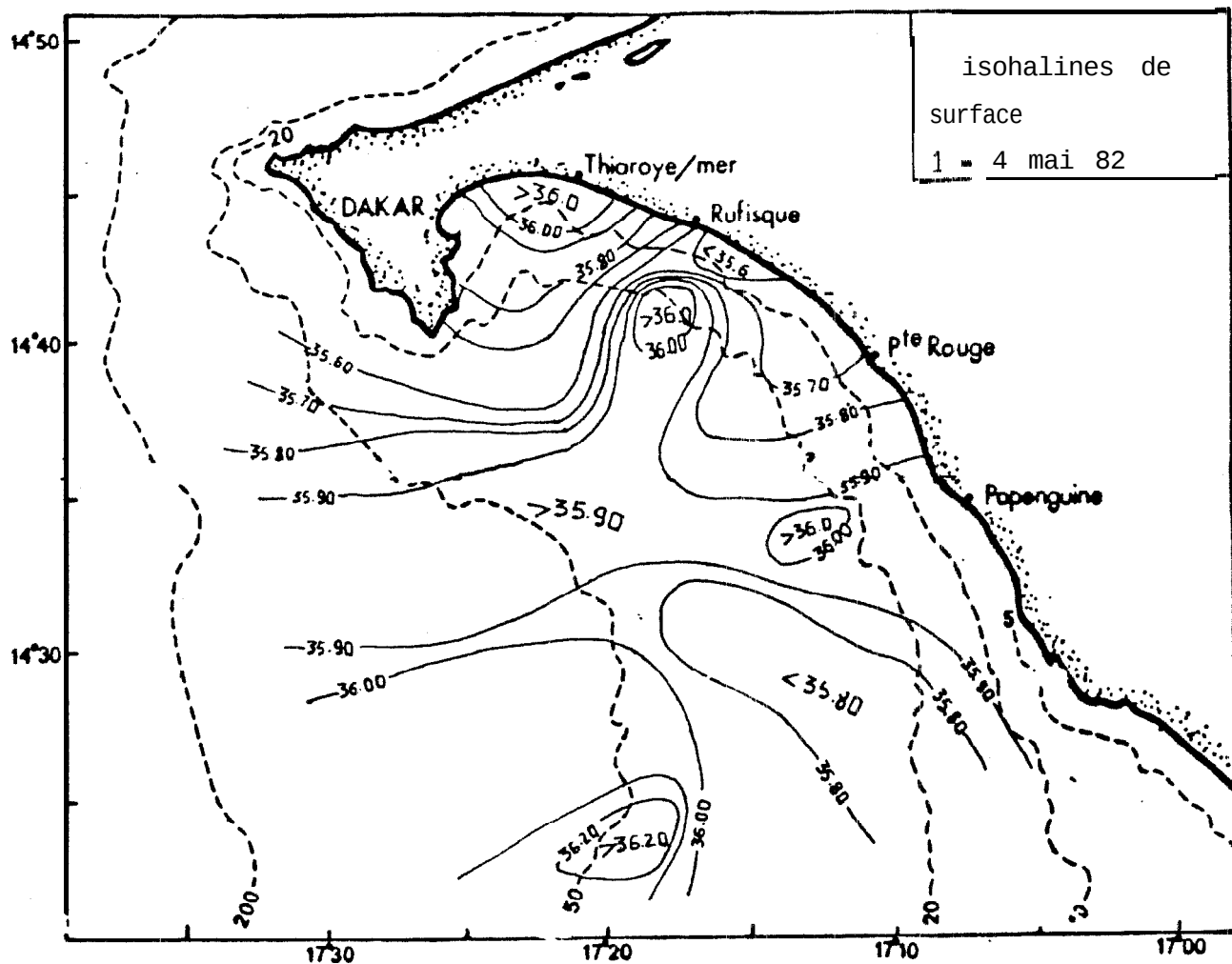
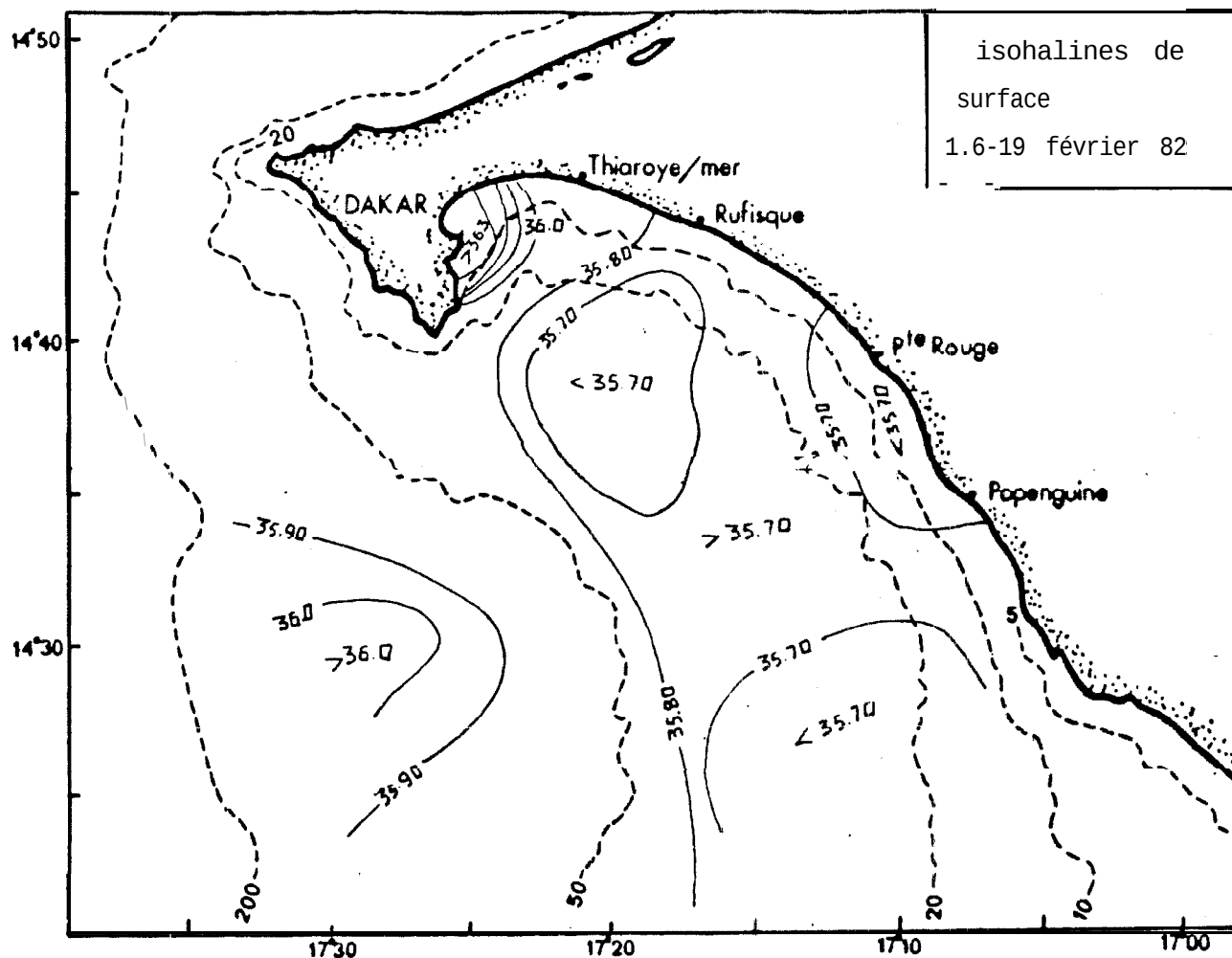
Distribution verticale de la température.

DISTRIBUTION EN SURFACE
DE LA
SALINITE





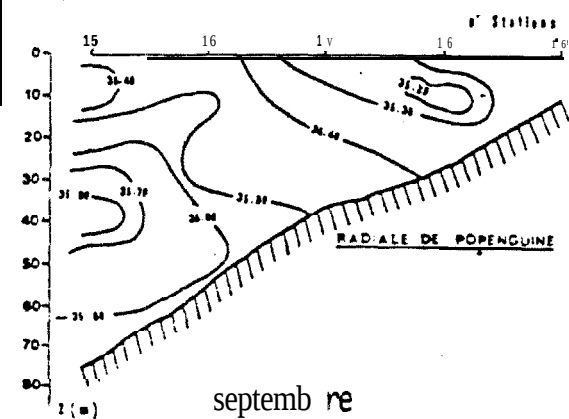
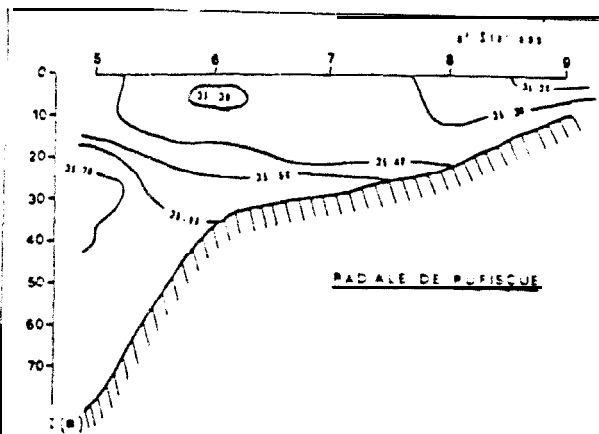




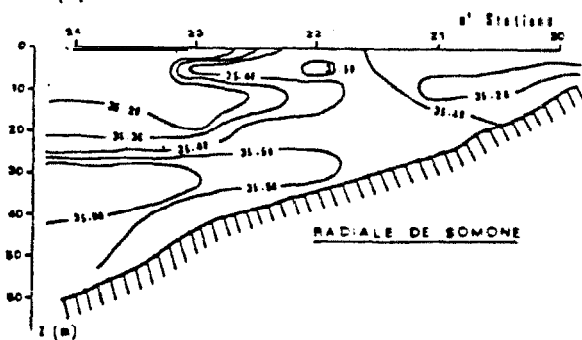
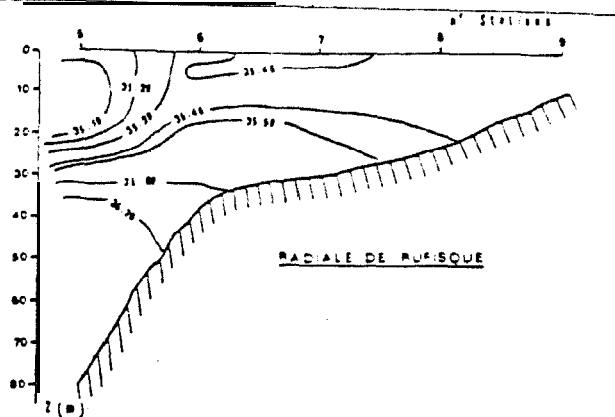
D I S T R I B U T I O N V E R T I C A L E

DE LA

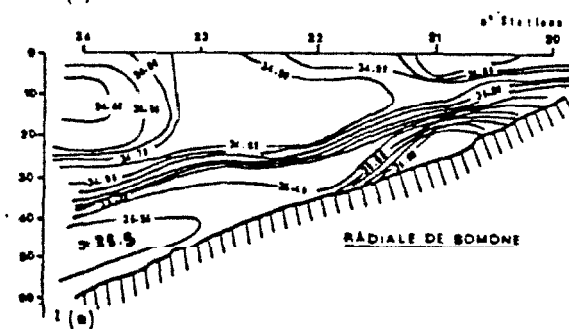
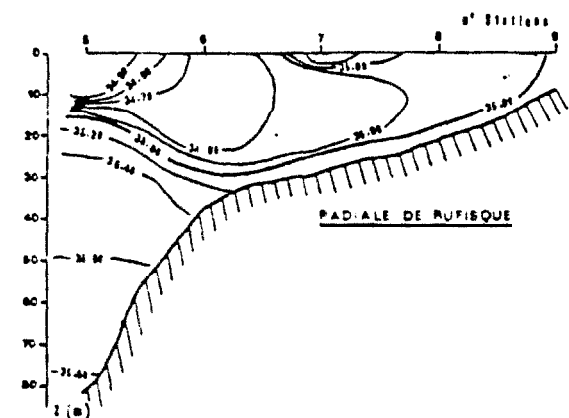
S A L I N I T E



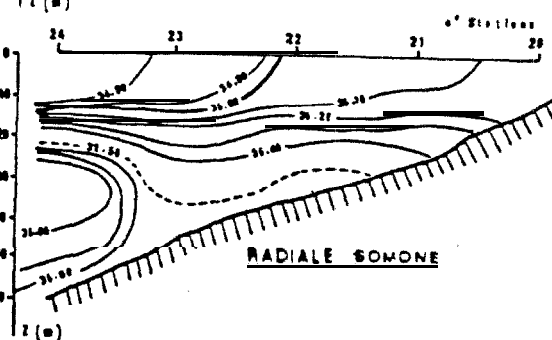
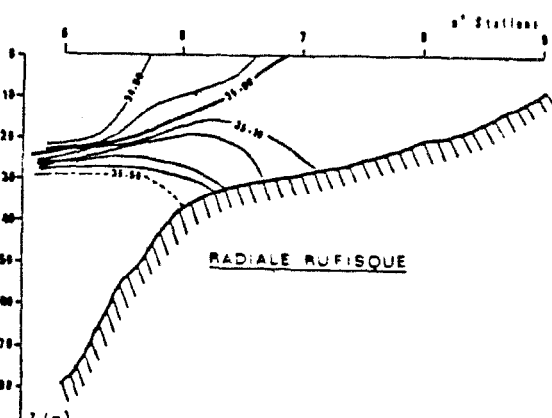
septembre



octobre

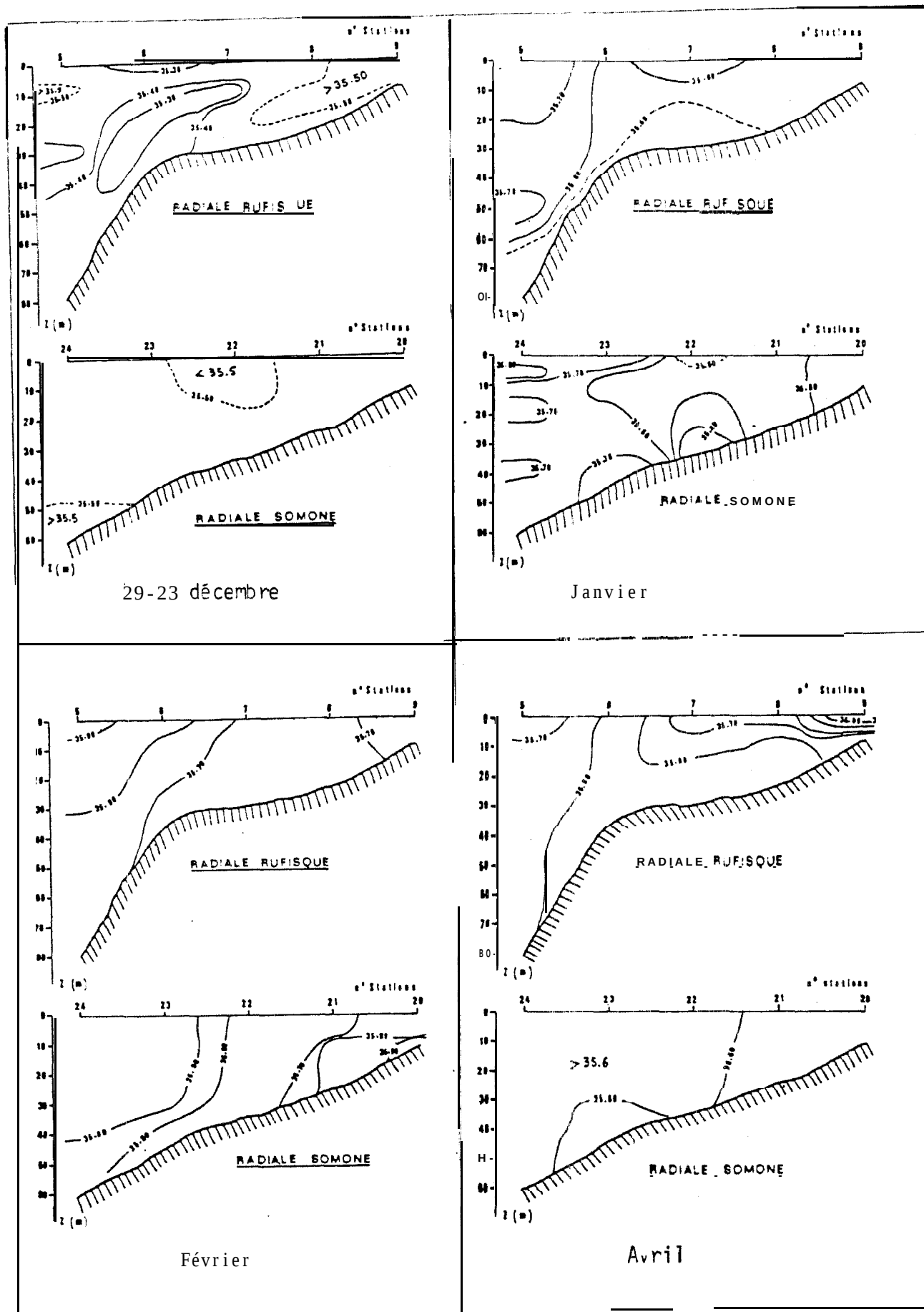


Novembre



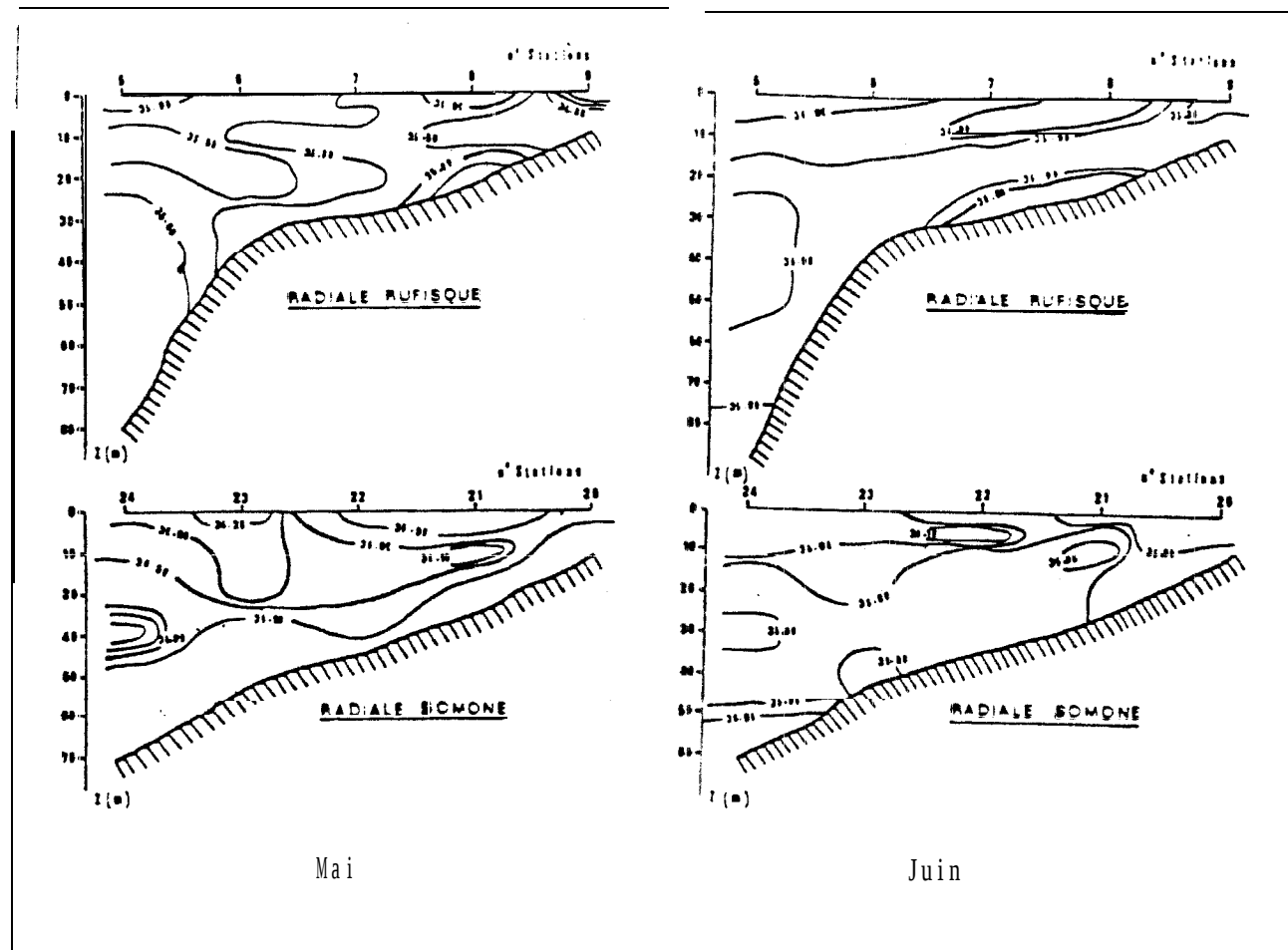
1-5 Décembre

Distribution verticale de la salinité.



Distribution verticale de la salinité.

DISTRIBUTION EN SURFACE
DES
NITRATES



Distribution verticale de la salinité.

