

00000719

LA TEMPERATURE, LA SALINITE
ET LA DENSITE DANS L'ETUDE
DES UPWELLINGS DE LA BAIE DE GOREE
(DAKAR - SENEGAL)

par

Di afara TOURE

Océanologue-physicien de l'ISRA au CROOT

INTRODUCTION

Ce travail ne représente que la partie hydrologique de la thèse de 3^{ème} cycle qui sera consacrée à l'étude physio-chimique des upwellings de la Baie de Corée. Afin d'expliquer le mécanisme de ces upwellings, trois paramètres (la température, la salinité et la densité) sont étudiés.

Le terme upwelling est généralement utilisé pour désigner un phénomène particulier du système océanique mondial qui se caractérise par la montée en surface des eaux profondes. Le phénomène inverse (descendant) étant désigné par le terme de "downwelling" ou "sinking". HIDAKA (1955) distingue deux types d'upwelling : le côtier et celui du large. Si l'upwelling côtier est principalement dû au vent, le rôle joué par les grands courants horizontaux de la région du Sénégal (courant des Canaries, courant nord équatorial) est à souligner. Ils drainent une grande quantité des eaux côtières vers le large pouvant ainsi être aussi à l'origine de certains upwellings côtiers permanents.

Au large les upwellings peuvent être engendrés aussi bien par les vents que par des causes physico-dynamiques : les limites des masses d'eau et les circulations marines de type cyclonique sont le siège de mouvements verticaux

Le rôle primordial dans le processus de formation de la productivité primaire est joué par les éléments nutritifs. On distingue généralement quatre sources principales d'approvisionnement en sels nutritifs de la zone trophique des océans et des mers.

- la remontée des eaux profondes,
- l'advection horizontale,
- l'apport des fleuves et des rivières,
- et la régénération des éléments nutritifs au moment de la dégradation des produits organiques dans la couche trophique.

Dans la plupart des cas, la remontée des eaux profondes est de loin la source d'enrichissement la plus importante,

L'étude des mouvements verticaux revêt un triple intérêt :

- INTERET SCIENTIFIQUE

Les mouvements verticaux constituent une partie de la circulation générale des masses d'eaux. Ils jouent un rôle d'équilibre en maintenant la circulation stationnaire des océans.

- INTERET ECONOMIQUE

Avec les mouvements horizontaux les upwellings jouent un rôle de régulateur de la distribution saisonnière des ressources minérales et biologiques contribuant ainsi à la formation de zones à haute productivité primaire. Ce sont des zones de processus de fertilisation (MARGALEF, 1978).

- INTERET ECOLOGIQUE

L'étude des mouvements verticaux est aussi un problème de pollution, surtout quand il s'agit de trouver une solution au problème du stockage des produits radio-actifs au fond des mers.

Le refroidissement des eaux de surface de la Baie de Gorée qui coïncide avec les alizés de secteur nord (décembre-mars) a depuis longtemps été remarqué (BERRIT, 1952, ROSSIGNOL et ABOUSSOUN, 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. C'est seulement en 1978 que REBERT, étudiant le transport moyen d'EKMAN (1905) 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 l'avancement des connaissances sur cet upwelling. Ainsi pour GALLARDO (1981) la pente du plateau

continental sénégalais et l'effet de Cap de la presqu'île du Cap Vert favorables, seraient la remontée des eaux profondes à la côte,

TEISSON (1981), dans une étude théorique de l'upwelling, met en évidence le rôle important de l'orientation de la côte et des isobathes 20-50 m dans la remontée des eaux profondes en 'Baie de Gorée.

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

Cependant aucun de ces auteurs n'a étudié la variation temporelle des vitesses verticales, ni localisé de manière pratique le centre de remontée des eaux profondes en relation avec les éléments nutritifs.

Aussi me suis-je fixé comme but dans le présent travail de confirmer l'existence d'un upwelling dans la zone, de définir son genre et sa variabilité en relation avec les forces internes et externes, de décrire la distribution des principaux paramètres hydrologiques (physiques et chimiques) du milieu. Il serait souhaitable ultérieurement de dégager l'incidence de ce milieu sur la biologie de certains organismes marins.

SITUATION CLIMATIQUE

La Baie de Gorée fait partie du vaste ensemble est-atlantique que ROSSIGNOL (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 mètres.

I - Conditions météorologiques

Au point de vue climatique, la Baie de Corée est située dans la zone des alizés du nord. Ce sont des vents de secteur nord qui soufflent avec une certaine régularité et une vitesse comprise entre 3 et 6 m/s.

La circulation des masses d'air, se faisant de manière générale des zones à haute pression aux zones à basse pression, l'intensité et la direction des alizés dans cette région dépendent essentiellement de l'anticyclone des Açores et du déplacement en latitude de la dépression cyclonale qui est limitée au nord par le front inter-tropical (FIT). S'inspirant des résumés mensuels d'observations au sol de l'ASECNA⁽¹⁾ on retient que l'anticyclone des Açores est lié à une circulation zonale faible. Sa position moyenne au sol est située sur les régions voisines de $30^{\circ} W$ alors qu'en altitude elle l'est par $50^{\circ} W$ (fig. 1).

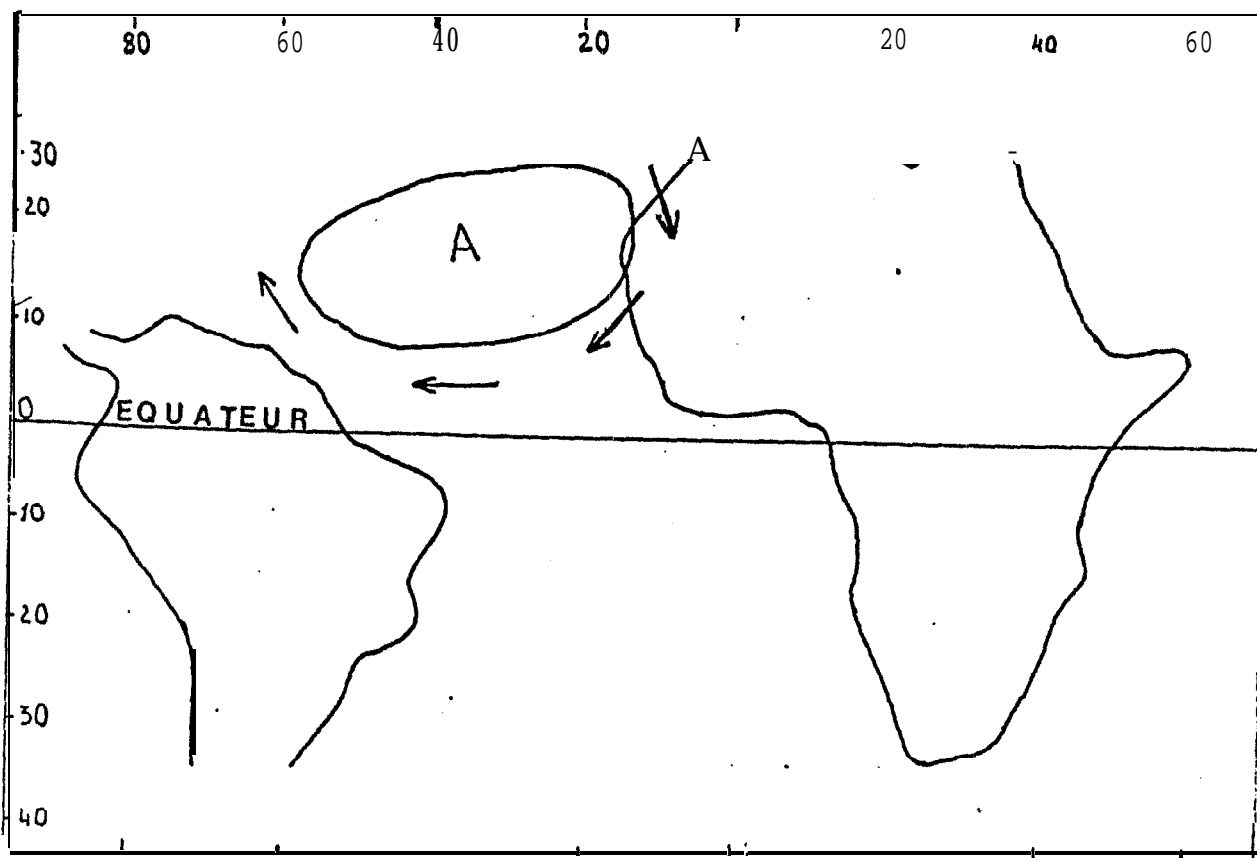


Fig. 1.- Position moyenne au sol de l'anticyclone des Açores.

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

Ses variations saisonnières moyennes sont indiquées dans le tableau suivant

MOIS	LATITUDE	COTE (mb)
JANVIER	35° N	1a22
AVRIL	40° N	1019
JUILLET	40° N	1020
OCTOBRE	37° N	1020

TABLEAU I. -- Valeurs moyennes de la position et de l'intensité de l'anticyclone des Açores à différentes périodes de l'année.

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 Aout et redescend en septembre pour atteindre sa limite sud en janvier (fig.2 a,b).

Ceci explique l'exposition de la Baie de Gorée aux alizés de secteur nord proprement dit de décembre à mars.

MOIS	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	C
Vent dominant	NO	NE	NNE	N	N	N	N	NNE	NNE	NO	SO	O
Vitesse moyenne	2,97	3,6	4,8	5,76	5,11	5,19	5,36	4,99	4,27	3,63	3,61	3,31

TABLEAU 2. -- Direction et vitesse du vent de septembre 1980 à aout 1981.

II - Conditions hydrologiques

A - Température et salinité

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

TYPES D'EAU	TEMPERATURE °	SALINITE ‰
Eaux tropicales	T \geq 24	S \geq 35
Eaux guineennes	T \geq 24	S $<$ 35
Eaux canariennes	T $<$ 24	S \geq 35
Eaux froides dessalées	T $<$ 24	S $<$ 35

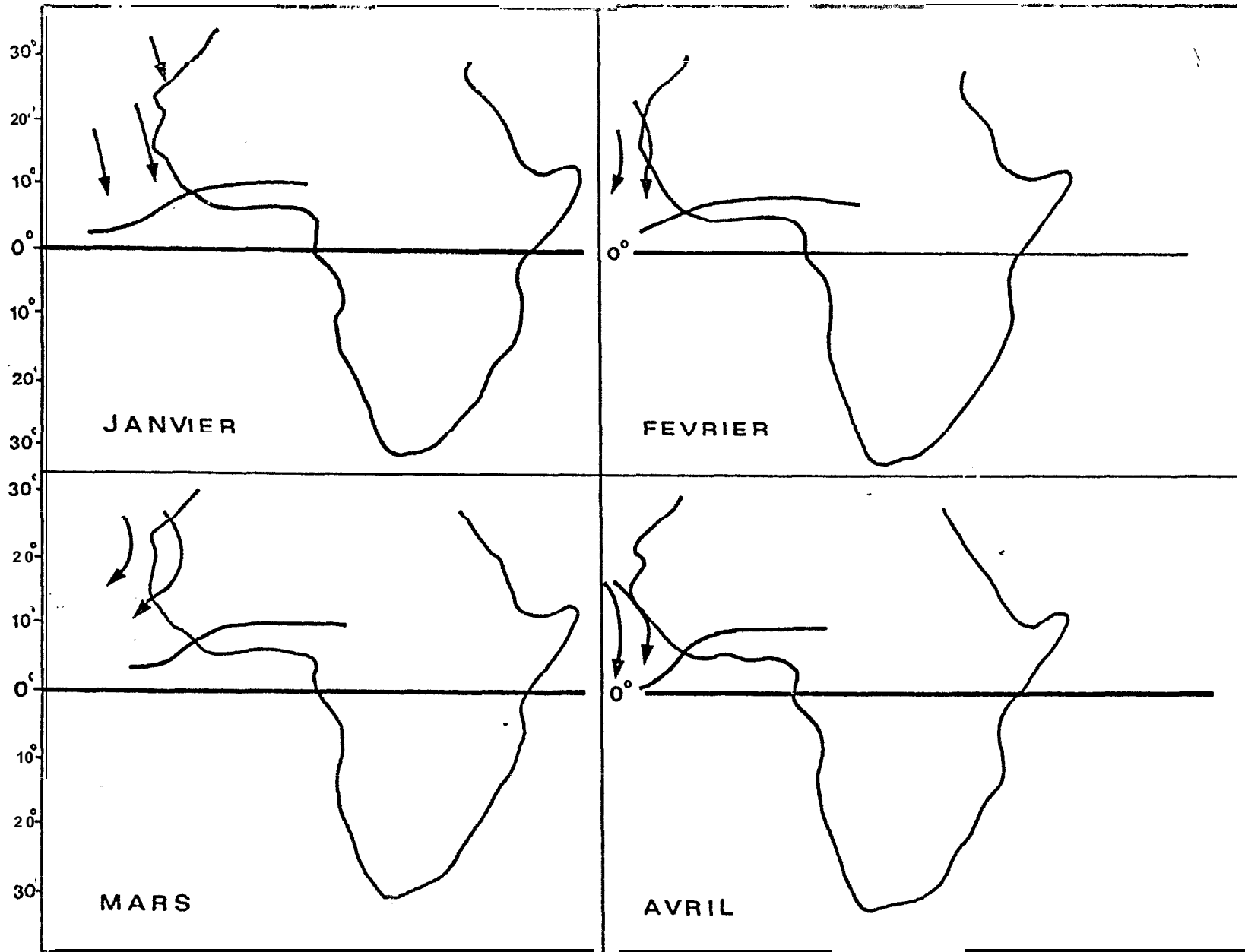


Fig. 2a. - Positions moyennes du front intertropical.

7

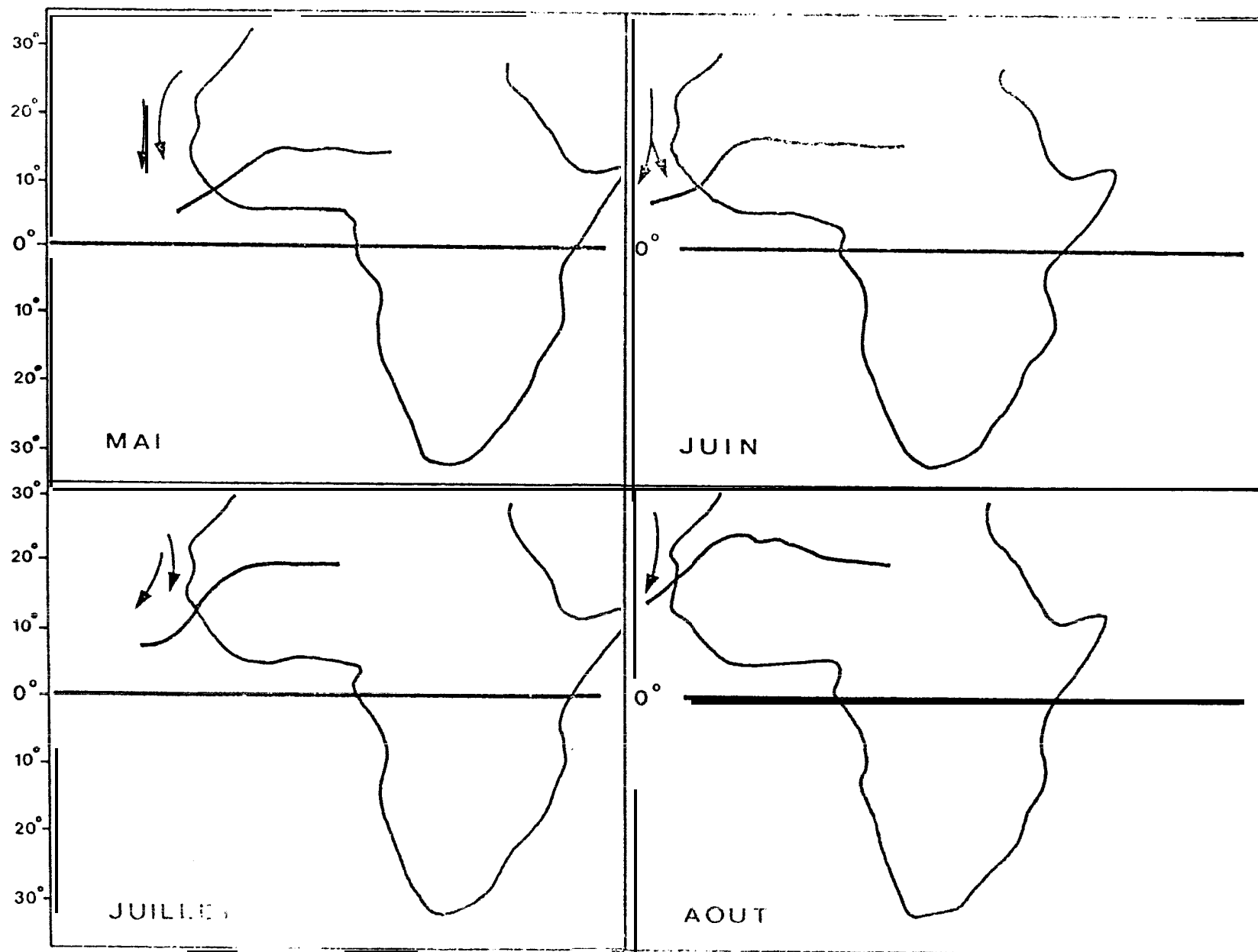


Fig. 2b.- Positions moyennes du front intertropical.

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 (1973) constate que les plus fortes températures sont trouvées dans la D-aie durant les mois de juillet et d'août ($26 < t^{\circ} < 29^{\circ} \text{C}$), alors que le minimum est obtenu en février avec les valeurs de $15,9^{\circ} \text{C}$.

Ce refroidissement est plus au moins intense selon les années, la valeur extrême (13°C) a été observée par eux en 1965.

B - Courants

Saison froide

La courantologie de la Baie de Gorée est très peu étudiée. Les premières études des mouvements horizontaux des masses d'eaux 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, met 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. 3).

La déviation progressive vers la droite due à la force de Coriolis, constatée en ce moment, se fait de plus en plus sentir au fur et à mesure que le fond et la vitesse du courant augmentent.

Saison chaude

La circulation marine de surface de la Baie de Gorée est très mal connue en saison chaude. L'unique travail qu'on dispose dans ce domaine, est celui de REBERT (1978).

D'après cet auteur, il existe un courant côtier dirigé vers le nord. Et il émet l'hypothèse qu'un vortex anticyclonique peut s'y développer en fonction de la configuration de la côte.

M A T E R I E L E T M : E T H O D E S

Avec un quadrillage de 5 milles marins de pas, la Baie de Gorée a été divisée par 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 sont 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 N/O "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 à la figure (4) et au tableau (4).

Mesures et analyses

A chaque campagne nous avons mesuré :

- la température
- la salinité
- l'oxygène dissous
- la profondeur d'extinction de la lumière solaire à l'aide du disque de Secchi .
- les nitrates
- les phosphates
- les silicates
- la chlorophylle
- les courants
- et la production primaire a également été mesurée chaque semaine à la station côtière de Thiaroye.

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 situ sont exprimées en °C. Aux stations profondes, les profils de température ont été réalisés à l'aide de bathythermographes.

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

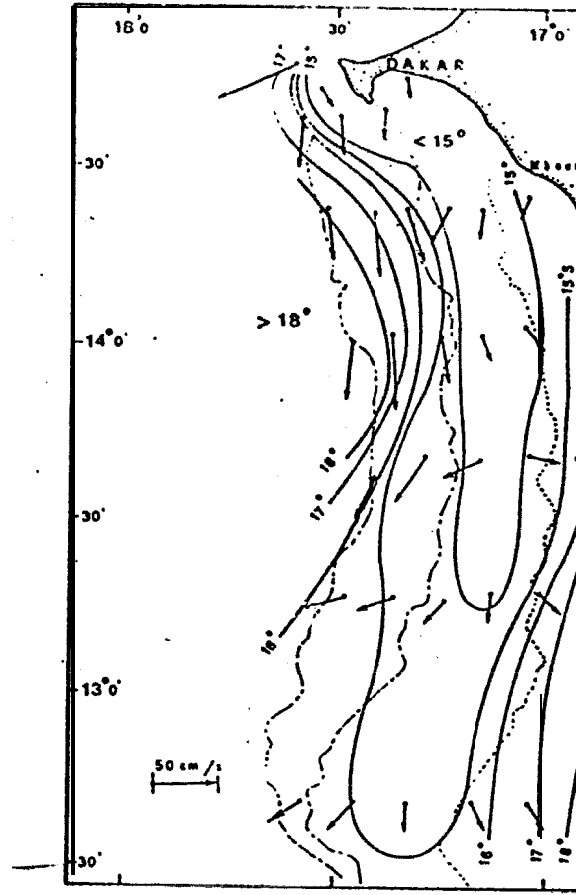
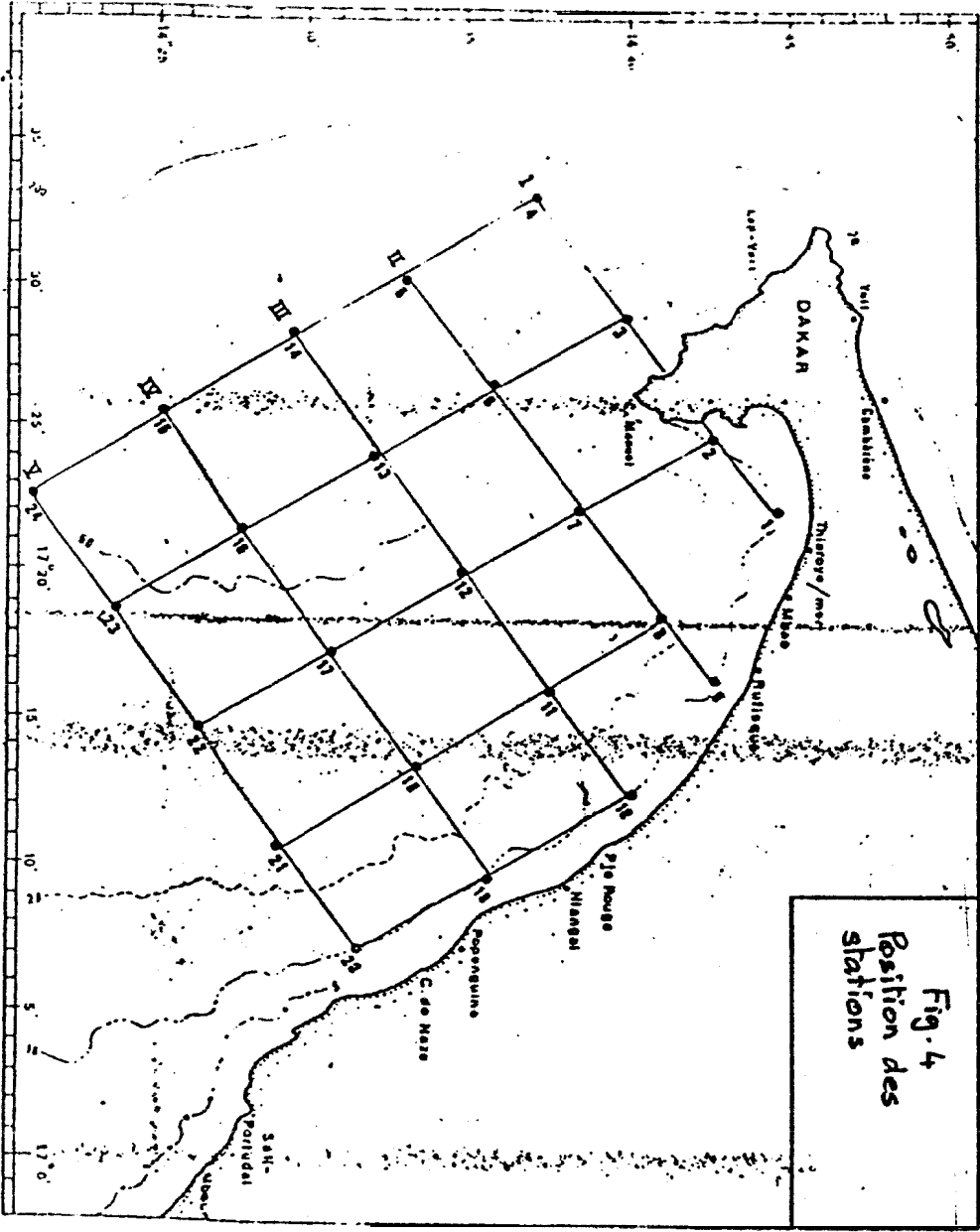


Fig. 3. Courants de surface (d'après

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	85	17°30'8 W	14°32'2 N
6	37	17°26'8 W	14°34'9 N
7	33	17°22'7 W	14°37'4 N
8	23	17°18'8 W	14°40'00N
9	10	17°15'4 W	14°41'7 N
10	10	17°12'2 W	14°38'7 N
11	25	17°15'0 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	25	17°17'3 W	14°29'5 N
18		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

TABLEAU 1. — Numéros, profondeurs et coordonnées des stations.

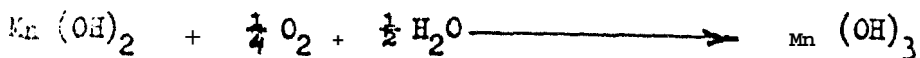
- Salinité :

Elle a été mesurée à l'aide du **salinomètre** à induction **BISSET-BERMAN** modèle N° 5230 N (précision 0,01 ‰).

- Oxygène dissous :

L'analyse a été faite selon la méthode de **WINKLER**, modifiée par **SPRICKLAND** et **PARSON** (1972), avec une mesure **potentiométrique** du "deap stop end point". Le principe est le suivant.

On introduit du M^{++} sous la forme de $(MnCl_2)$, puis $NaOH$. En milieu basique l'oxygène dissous oxyde l'hydroxyde de Manganèse **II** à l'état **III** ou **IV**



On ajoute ensuite de l'ion I^- sous la forme de **IK** puis du **HCl**. Les hydroxydes **III** et **IV** oxydent à leur tour **quantitativement** en milieu acide l'ion I^- en **iodure** en revenant à l'état **II**.



On voit qu'un atome d'oxygène libère deux atomes d'iode. Après acidification, on prélève à l'aide d'une pipette **50,0 ml** de la solution dont l'iode sera dosé par titrage avec le thiosulfate de sodium ($S_2O_3Na_2$) à **0,01 N**. Le titre se fera jusqu'à décoloration complète.

On vérifie souvent le titre du **thiosulfate** en faisant deux déterminations pour chaque série d'oxygène. Pour cela on met dans un **erlenmeyer 50,0 cm³** d'eau distillée. On y ajoute **5 ml** de solution étalon **KIO₃ 0,1 N**. On titre **ensuite** avec le thiosulfate comme indiqué plus haut. Les deux mesures doivent correspondre à **0,05 ml** pres. La normalité du thiosulfate est alors calculée par la relation $\frac{V_2}{V_1} \times 0,01$ (lorsque l'iode est exactement **0,01 N**) où V c'est le volume de **thiosulfate versé**.

Ce qui permet de calculer le facteur de conversion : **7 mola** de thiosulfate correspond à **0,05 mg** d' O_2 , si V_1 est le volume d'eau utilisé pour le titrage ($V_1 = 50$ ml) et si le titre du thiosulfate est exprimé en normalité d'iode.

$$1 \text{ ml } Na_2 S_2 O_3 = \frac{1}{2} \frac{N}{V_1} \cdot 10^3 \text{ mg } O_2$$

Dans les conditions normales de température et de pression

$$1 \text{ ml } Na_2 S_2 O_3 = \frac{560 \times N \times V_2}{V_1 \times (V_2 - 2)}$$

où V_2 c'est le volume du flacon de prélèvement ($V_2 = 250$ ml)

V_1 la prise d'essai = 50 ml

N le titre du thiosulfate

$\frac{V_2}{V_2 - 2}$ la correction du volume dus aux réactifs

Pour $N = 0,01$ N

$$\text{ml (thiosulfate)} = \frac{5600 \times 0,01 \times 250}{50 \times 48} = 1,129 \text{ ml O}_2$$

D'où

$$\left[\text{O}_2 \right] \text{ ml/l} = \frac{5645 (N. \text{ thiosulfate})}{50} \times V. \text{ thiosulfate}$$

$$\left[\text{O}_2 \right] \text{ ml/l} = \frac{5645 \times 0,05}{50 \times V} \times V. \text{ thiosulfate} = 5,645 \frac{V. \text{ thiosulfate}}{V}$$

où V c'est le volume de thiosulfate versé pour déterminer sa normalité.

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.

- 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-naphtyl éthylène-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.

- Silicates :

Comme les phosphates, les silicates donnent avec le molybdate d'ammonium un

complexe jaune. En fait, il se forme deux espèces dites A et B, différant entre elles par leur degré d'hydratation.

La forme B (formée vers PH 1,5 à 2) est instable et tend à donner irrévrsiblement la forme A (condition de formation spontanée : PH = 3 à 4). Par réduction des acide silicomolybdiques, on obtient une coloration bleue, et l'absorption du complexe B est beaucoup plus intense que celle du composé A. On cherche donc, en jouant sur le ph, à former essentiellement le composé B, que l'on réduit rapidement par le Rhodol ou Metol (paraméthylaminophénol). Cette forme réduite du B-silicomolybdate est dosée par spectrophotométrie à 810 nm.

Pour éviter l'interférence possible des phosphates, on ajoute de l'acide oxalique pour détruire le phosphomolybdate formé.

- Chlorophylle :

Elle a été dosée à l'aide du fluorimètre "TURNER 11" dont le principe de fonctionnement décrit par PAGES (1981) 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 (F_o/F_a), les concentrations ont été calculées par les formules suivantes

$$\text{chl. a} = \alpha \left(\frac{T}{T - 1} \right) \cdot (F_o - F_a)$$

$$\text{Pheo a} = \alpha \left(\frac{T}{T - 1} \right) \cdot (T \cdot F_a - F_o)$$

où α est une constante caractéristique de l'appareillage.

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

- Production primaire :

Elle a été mesurée par la méthode de l'oxygène décrite par BOUGIS (1974).

Un échantillon d'eau de mer est prélevé, son oxygène dissous est dosé au début de l'expérience. On en remplit deux flacons l'un clair et l'autre sombre (noir), puis les met en incubation aux immersions de prélèvement.

Au bout d'une journée solaire, leur contenu en oxygène est de nouveau mesuré. L'augmentation d'oxygène dans la bouteille claire est interprétée comme une mesure du carbone assimilé par le phytoplancton dans l'échantillon et non dégradé par la respiration. C'est la photosynthèse nette (P_n). La diminution d'oxygène dans la bouteille obscure est interprétée comme mesurant le carbone dégradé par la respiration du phytoplancton (R_p). La somme de ces deux valeurs est considérée comme équivalant à l'assimilation totale du carbone. C'est la photosynthèse brute (P_b). $P_b = P_n + R_p$.

- Courants :

Ils ont été mesurés à l'aide de courantomètre AANDERAA. L'enregistrement sur bande magnétique de la vitesse et de la direction du courant s'est effectué toutes les 30 secondes,

ETUDE DES MOUVEMENTS VERTICAUX
PAR LA THEORIE DES COURANTS DE PENTE
ET DE DERIVE D'EKMAN

L'application de cette théorie a vu le jour avec THORADE (1909) qui, pour une meilleure explication qualitative de la montée des eaux dans la région du courant californien, a développé la théorie des courants de vents et de gradients d'EKMAN (1905).

Continuant le point de vue de THORADE, McEWEN (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 à la direction du vent, il y a donc dans l'hémisphère nord 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. La quantité d'eaux ainsi déplacée est proportionnelle à

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

où T_a est le vecteur de la tension du vent à la surface de la mer.

ρ est la densité de l'eau

$f = 2\omega \sin \varphi$ - 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. 5). Cette inclinaison du niveau de la mer crée un courant de convection et de gradient dont la vitesse est proportionnelle à

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

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

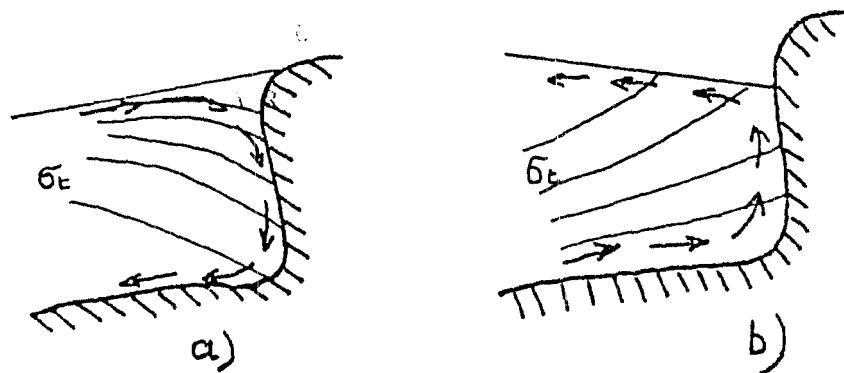


Fig. 5 .- Schéma de la circulation verticale près d'un rivage sous l'effet du vent.

a) cas d'un vent d'afflux

b) cas d'un vent de reflux.

Dans Le cas de reflux, au voisinage du fond (des mers) où la force de frottement est importante, une autre composante de vitesse orientée vers la côte fait son apparition. Ce flux profond est proportionnel à

$$S_2 = \frac{-Ug D}{2 \Pi} \quad (3)$$

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 le 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. En ce moment on observe

$$\frac{T_a}{\rho f} = \frac{Ug D}{2 \Pi} \quad (4)$$

Etant donné que ces flux sont séparés par une couche occupée par le courant de gradient et qui va le long de la côte., donc en vertu de la loi de continuité des mouvements, la compensation des flux normaux au rivage exige la formation de courants verticaux dans la zone littorale.

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

$$- Lt \overline{w_h} = \frac{Ta}{\rho f} \quad (5)$$

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

$\overline{w_h}$ est la valeur moyenne du flux vertical à une distance Lt de la côte.

Pour résoudre cette équation dans le cas concret de la Baie de Gorée qui est située en zone des vents alizés à composante sud nous orientons notre système d'axes de manière à ce que l'axe positif des x soit dirigé vers le large $Lt = Ax$. Dans ce cas le long de la ligne côtière la tension du vent sera exprimée par $Tay' = 0$ (6)

Alors qu'au large sur le bord extérieur du champ d'action du vent cette tension devient Tay'' .

Le rivage se présente donc comme une **barrière** imposant un flux normal nul

$$M_1 = \frac{Tay'}{f} = 0 \quad (7)$$

Au large ce flux sera exprimé par

$$M_2 = \frac{Tay''}{f} \quad (8)$$

Le déficit de la masse dans une couche de profondeur h est déterminé par la différence

$$(M_2 - M_1) = \frac{\Delta Tay}{f} = \frac{Tay''}{f} \quad (9)$$

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

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

D'où le flux vertical par unité de masse et de longueur est

$$\bar{w}_h = \frac{-1}{\rho f} \frac{\Delta T_{ay}}{\Delta x} \frac{T_{ay}''}{f} \quad (11)$$

Le paramètre de Coriolis f est dans notre cas égal à $3,7 \times 10^{-5} \text{ S}^{-1}$.
La tension du vent T_{ay} est calculée par la relation

$$T_{ay} \text{ kg/m}^2/\text{s} = \rho \text{ Cd} \cdot |v| \cdot v^a \quad (12)$$

où $\rho = 1,2 \text{ kg/m}^3$ est la densité de l'air
 $\text{Cd} = 1,3 \times 10^{-3}$ est appelé drag coefficient
 v = la vitesse du vent en mètres/seconde

Dans le cas d'une mer stratifiée, le schéma de la circulation verticale ne diffère pas qualitativement. 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, il se produit un mouvement transversal 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 genre de circulation verticale détermine toujours la distribution du champ des paramètres hydrologiques de manière à ce que les eaux les plus lourdes, froides et sous saturées en oxygène apparaissent sur le bord gauche du vent (à la côte) alors que les eaux chaudes et légères occupent le bord droit (au large).

R E S U L T A T S

TEMPERATURE

Située dans la zone tropicale, où s'effectue les échanges les plus importants de chaleur (par convection et par évaporation) entre océans et atmosphère, la Baie de Gorée est soumise une bonne partie de l'année à un réchauffement intense de ses eaux de surface. Sa structure thermique va donc beaucoup dépendre du rayonnement solaire, de l'évaporation et des échanges thermiques avec l'atmosphère d'une part et d'autre part de l'upwelling et du transfert advectif de chaleur par les courants marins. L'analyse des données recueillies dans cette zone de septembre à juin des années 1981-1982 permet de distinguer deux périodes principales dans sa structure thermique.

1 - LA PERIODE DES EAUX CHAUDES

Habituellement les eaux chaudes sont observées en Baie de Gorée jusqu'en mi-novembre période à laquelle leur température est voisine de 24°C. Cette année-ci pour des raisons encore non déterminées, la période des eaux chaudes a duré jusqu'à début décembre. L'apparition tardive des vents alizés observée cette année dans cette région pourrait à mon avis expliquer ce persistement des eaux chaudes en Baie de Gorée. Selon nos observations la saison des eaux chaudes se caractérise par la superposition de 3 couches d'eaux différant entre elles par leur structure :

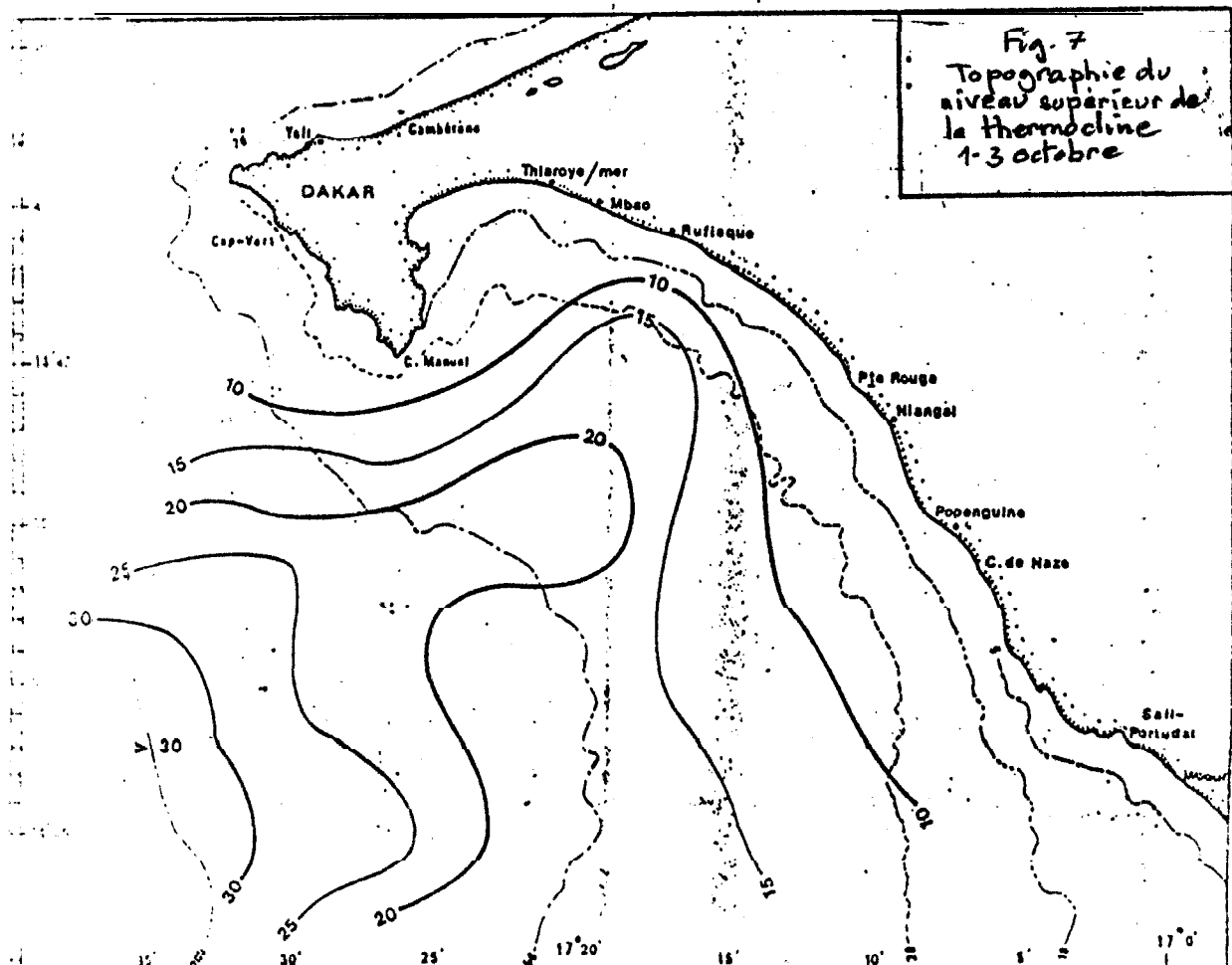
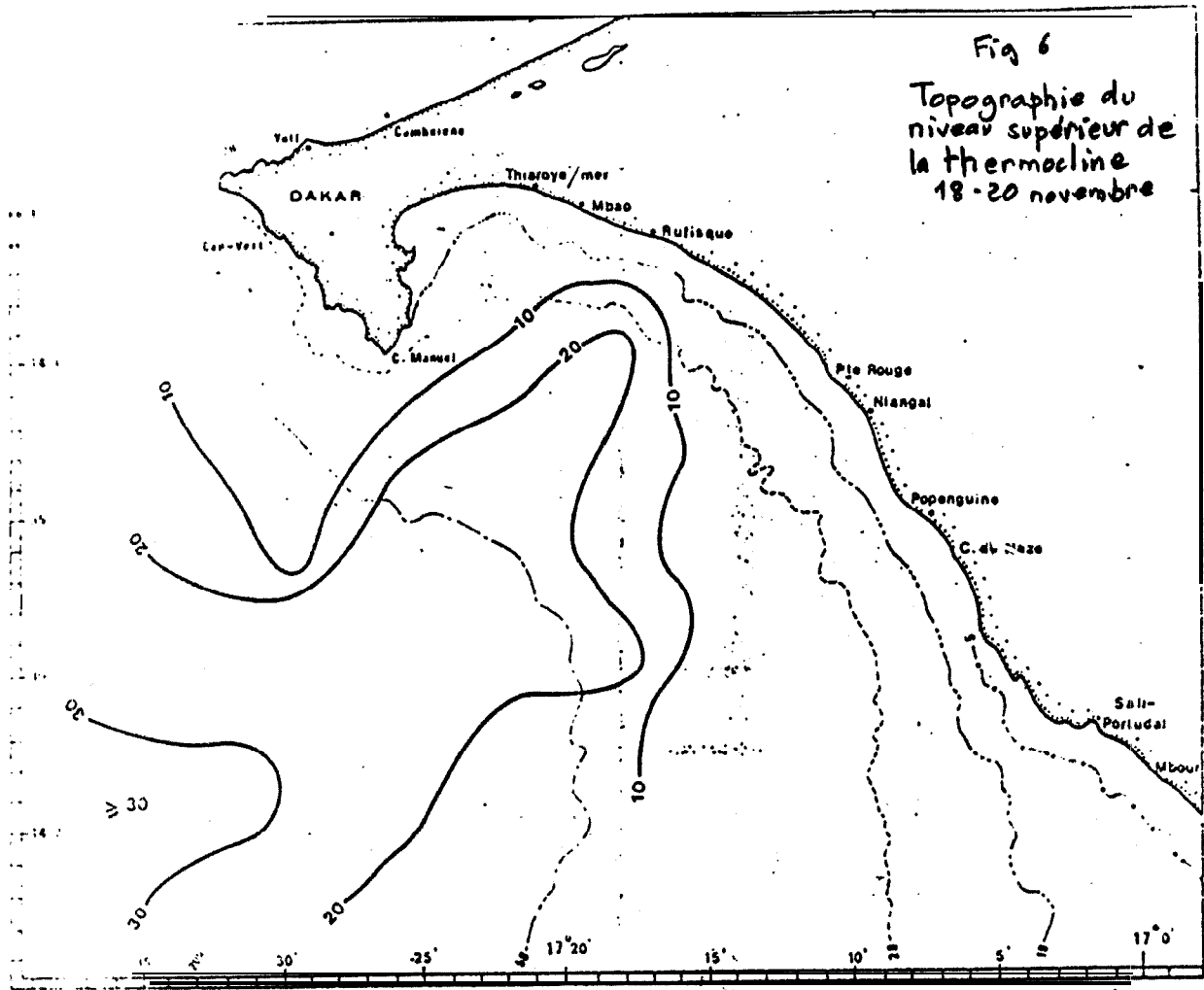
- la couche isothermique de surface avec les températures les plus élevées (26 - 29 °C),
- la thermocline avec des gradients de température supérieurs à $0,3\text{ °C m}^{-1}$,
- la couche profonde où la température diminue lentement avec la profondeur.

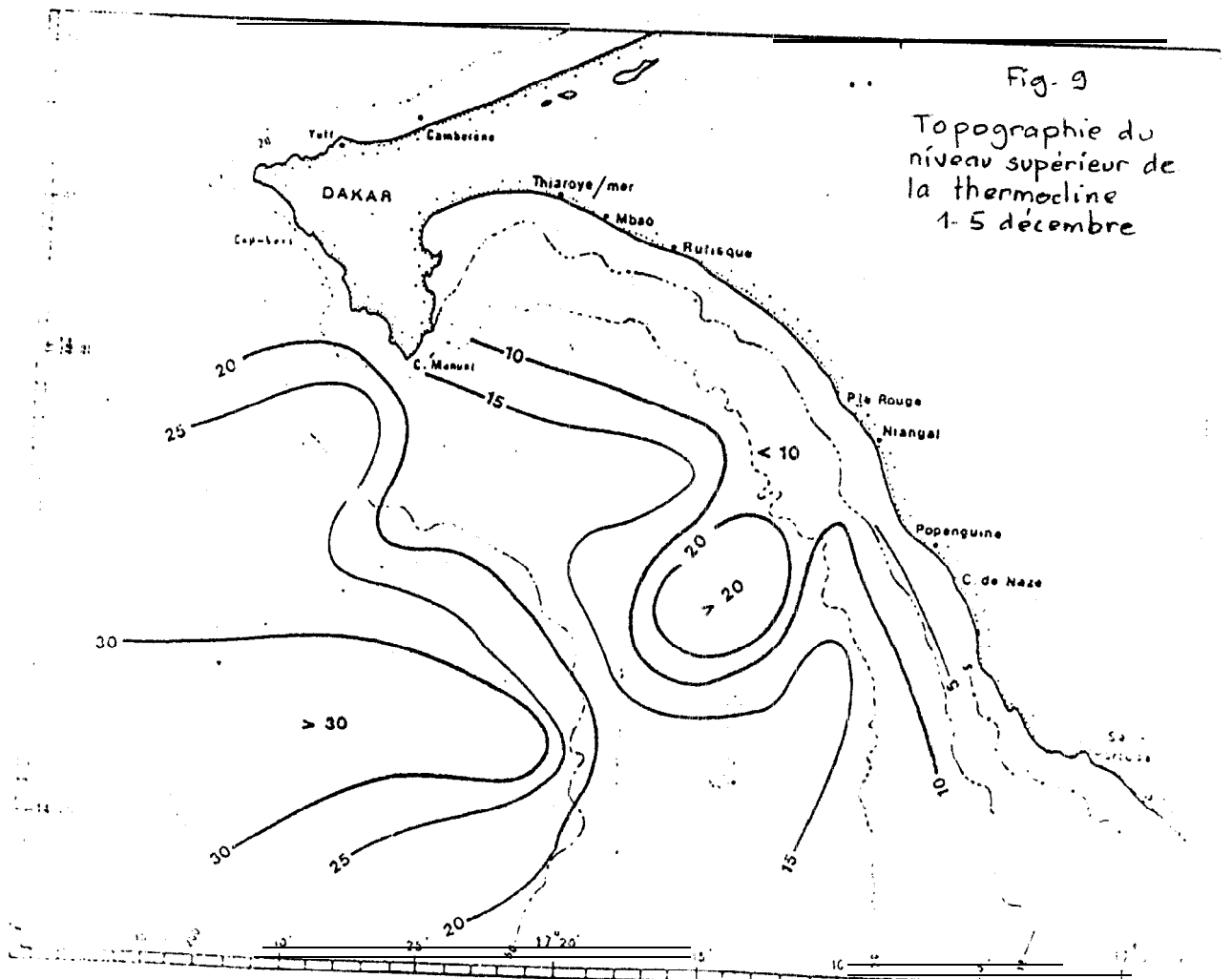
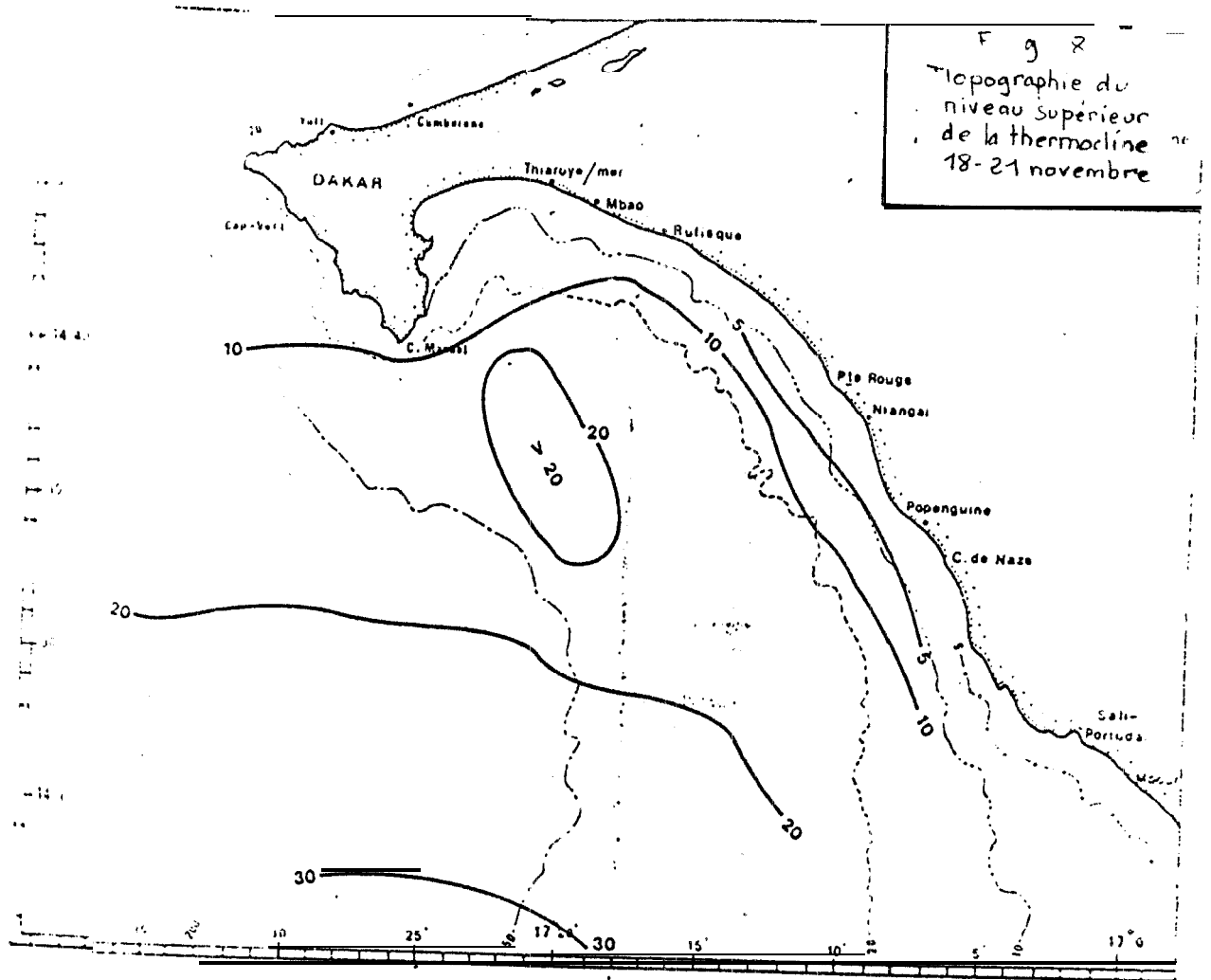
- La couche de surface :

Exposée directement aux conditions atmosphériques la température de la couche superficielle est très voisine de celle de l'air. Elle varie de 29°C en septembre à 26°C en fin novembre.

Pour représenter l'épaisseur de cette couche supérieure de mélange, nous avons réalisé les cartes des figures 6, 7, 8, 9.

De ces figures, une loi de variation de l'épaisseur de la couche isothermique n'apparaît peut-être pas, cependant l'avancée (et la remontée) de la thermocline est nette, avec un noyau plus profond qui avance vers





l'Est en se **séparant** progressivement.

- La thermocline

La température à la limite supérieure de la thermocline est assez élevée dans toute la zone (**26-27°C**). A sa limite inférieure, la température est partout stable et diminue très peu de la côte vers le large au fur et à mesure que la thermocline s'enfonce.

Le gradient vertical de la température dans cette couche de la **thermocline** est égal en moyenne à **0,4°C/m**. Il atteint la valeur maximale de **0,6 - 0,8°C/m** au large.

- La couche profonde

En dessous de la thermocline, la température diminue lentement avec la profondeur. Ainsi à **80 mètres** de profondeur la température durant toute cette **période** n'est jamais supérieure à **18°C** et ne descend pas plus bas que **15,5°C**.

2 - LA PERIODE DES EAUX FROIDES (fin décembre - début mai)

A la fin du mois de décembre, les vents sont des **secteur** nord et parallèle à la **côte**. Ils sont favorables à une situation de reflux des eaux. Les tensions qu'ils exercent à la surface des eaux commencent à devenir **importantes** ($T_{ay} = 0,038 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$). Les eaux commencent à être chassés vers le large. Il se produit en Baie de Gorée une circulation transversale dans le sens des aiguilles d'une montre (voir théorie). Le long du mur **côtier**, on observe **mouvement** vertical dirigé de bas en haut et qui aura pour conséquence le redressement des isothermes **20 - 21°C vers le haut, c'est** le début de l'upwelling **côtier** de la Baie de Gorée. Les eaux les plus froides de surface (**18,70°C**) sont observées devant Pointe Rouge où se situerait le centre de l'upwelling côtier. Au sud de la Baie une autre zone d'eaux **froides** (**19°C**) est observée au large de Somone sur les fonds de 25 mètres. C'est une autre source de remontée d'eaux profondes que montre bien la structure des isothermes observées à ce niveau. Ce déclenchement de l'upwelling **est** également bien montré par l'écart observé à partir de ce moment entre la température de l'air ambiant et celle des eaux de surface qui commence à baisser (fig. 10 bis) .

La couche homotherme de surface a presque disparu de la Baie. Elle atteint à peine 5 mètres d'épaisseur au large **et sa** température est voisine de **21°C**. Cette période se **caractérise** par une thermocline en surface bien

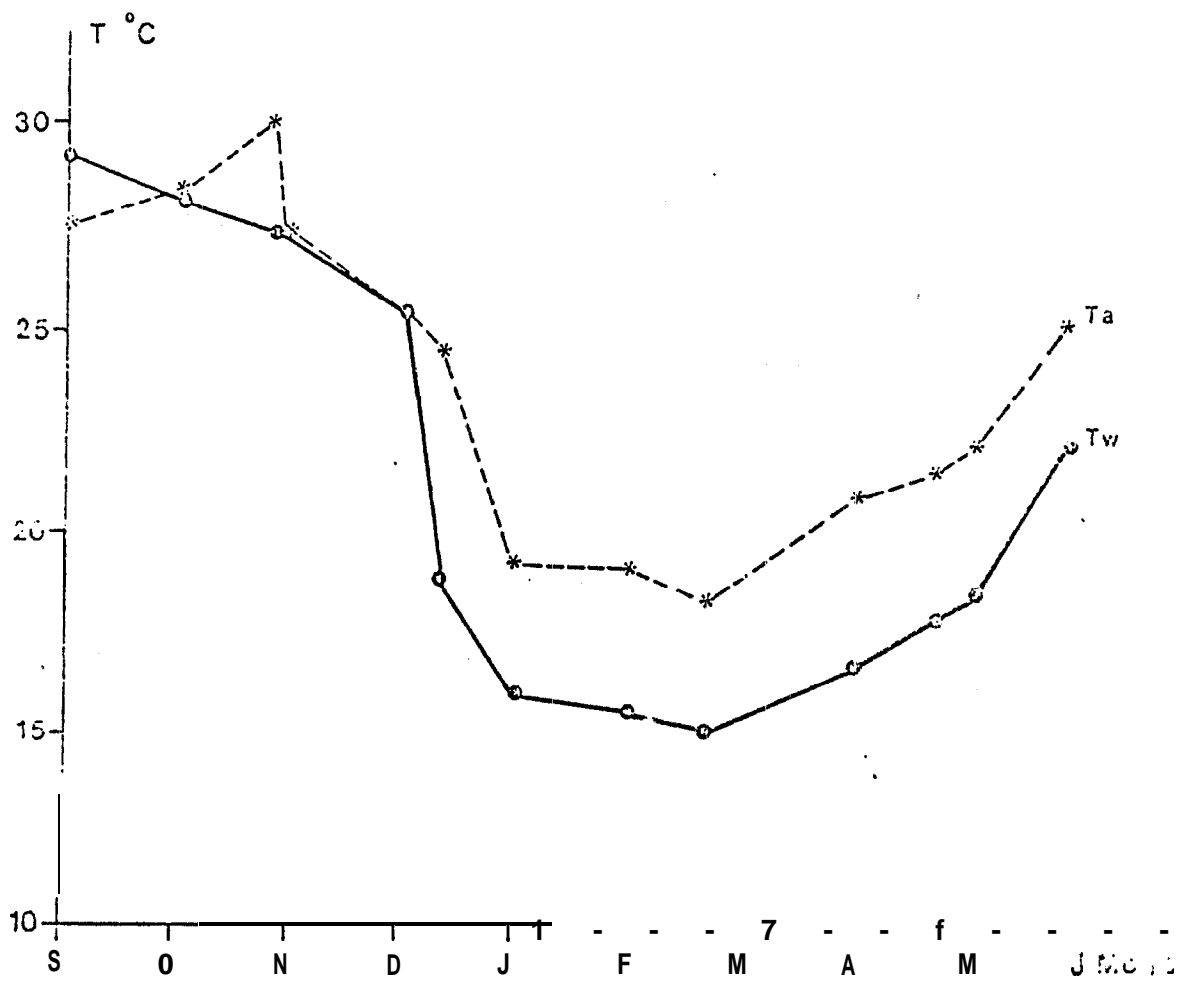


Fig.10bis. Variation saisonnière des températures de l'air (Ta) et de l'eau (Tw) en Baie de Gorfé de septembre (81) à juin (82).

prononcée d'une trentaine de **mètres** d'épaisseur. Cette thermocline est limitée respectivement en **haut** et en **bas** par les isothermes de 20 et 15° C. Le gradient vertical de la température à l'intérieur de cette couche est en moyenne de **0,3° C/m**.

En janvier, les eaux froides profondes continuent à envahir la Côte. Les eaux les plus chaudes ont une température de **20° C** et ne se rencontrent qu'aux stations les plus au large de la Baie. L'upwelling **côtier** continue de se développer. La température de surface dans cette zone tombe à **16° C**. Au large de Somone, au niveau de la deuxième source d'eaux profondes la température de **l'eau est** voisine de **17° C**. L'écart de **1° C** est toujours observé entre les température des deux centres d'upwelling ; ce qui **montre** bien le développement un peu tardif de l'upwelling sud par rapport à l'autre de la **côte..**

Le front des eaux de **15° C** se situe en ce moment dans toute la Baie à **10 mètres** de profondeur sur les fonds de **20 mètres** (fig. 10, 11).

Le redressement vers le haut des isothermes s'accroît avec l'augmentation de la tension du vent qui atteint en ce moment des valeurs de **0,041 kg m⁻¹s⁻²**. La Baie de Gorée n'est en ce moment plus occupée que par deux couches : la thermocline qui remonte complètement en surface et la couche profonde.

Fortement redressée vers le haut à la côte, la thermocline s'enfonce à **30 mètres** en dessous de la surface sur les fonds de **90 mètres**. Ce qui correspond bien à ce que **HAGEN** (1974) a appelé la troisième phase du schéma de développement d'un upwelling et que **TEISSON** (1981) a bien constaté dans la Baie de **Gorée**.

La température en haut de la **thermocline** est de **18° C** alors qu'à sa partie inférieure elle est toujours de **15° C**.

La couche profonde est pratiquement nulle puisque l'isobathe **15° C** est à peu près collé au fond jusqu'aux sondes **50 m**.

Au niveau du deuxième upwelling du large de Somone, l'accentuation de la remontée des eaux profondes est marquée par la rupture en surface de l'isotherme de **17° C**.

Au début du mois de février, les **alizés** de secteur nord sont toujours très forts (**Tay = 0,042**). Le refroidissement des eaux **côtières** s'accroît. Au centre des deux **upwellings** la température tombe à **15,5°**. Toute la **côte** de Thiaroye à Somone est envahie par des eaux froides de moins de **16° C**. L'**isotherme** de **15° C** ne se situe plus qu'à **3 mètres** de la surface sur les fonds de **10 mètres**. La rupture des isothermes de **16,0°** en surface au niveau

Fig 10
Isobathes de 15°C
20-22 janvier

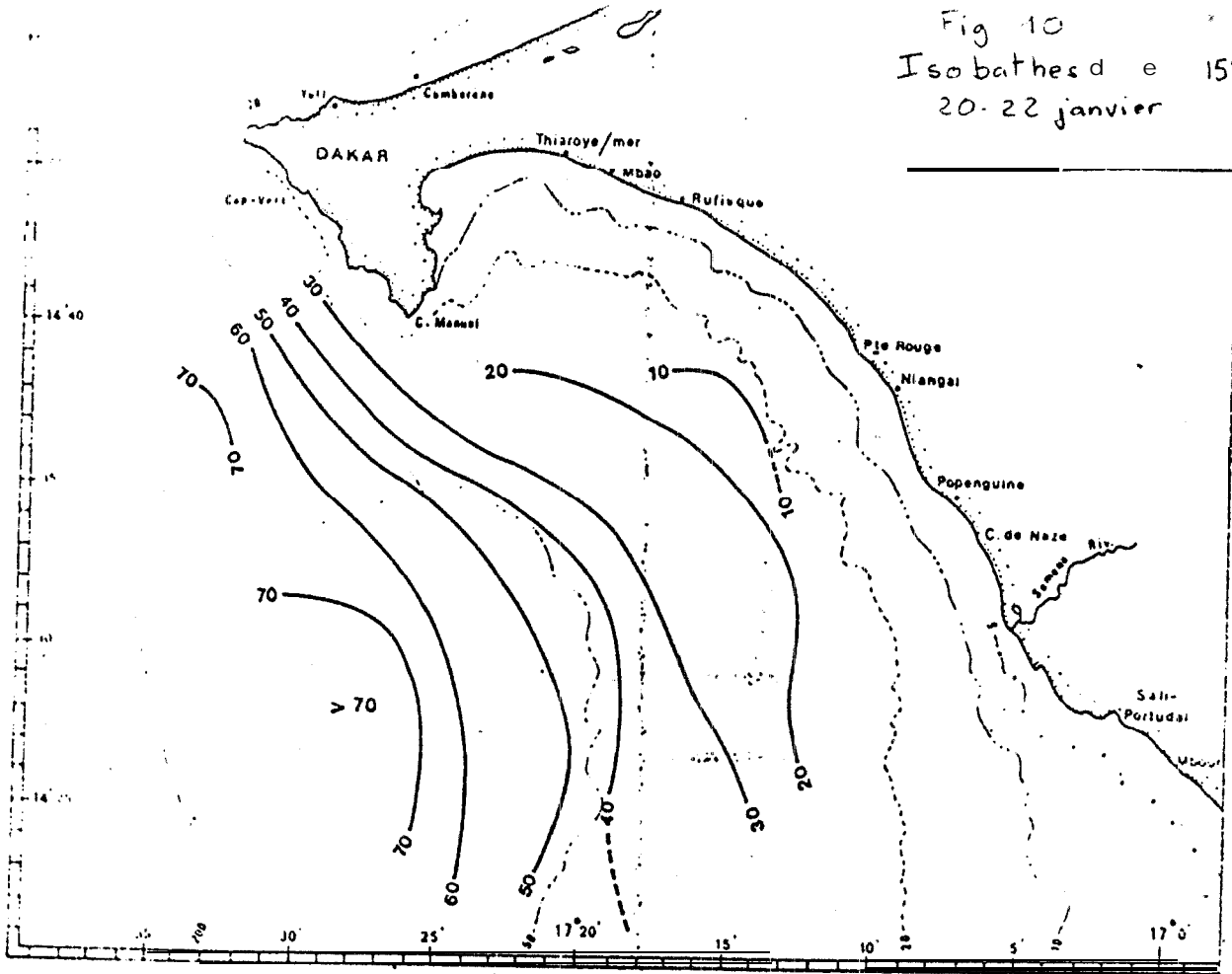
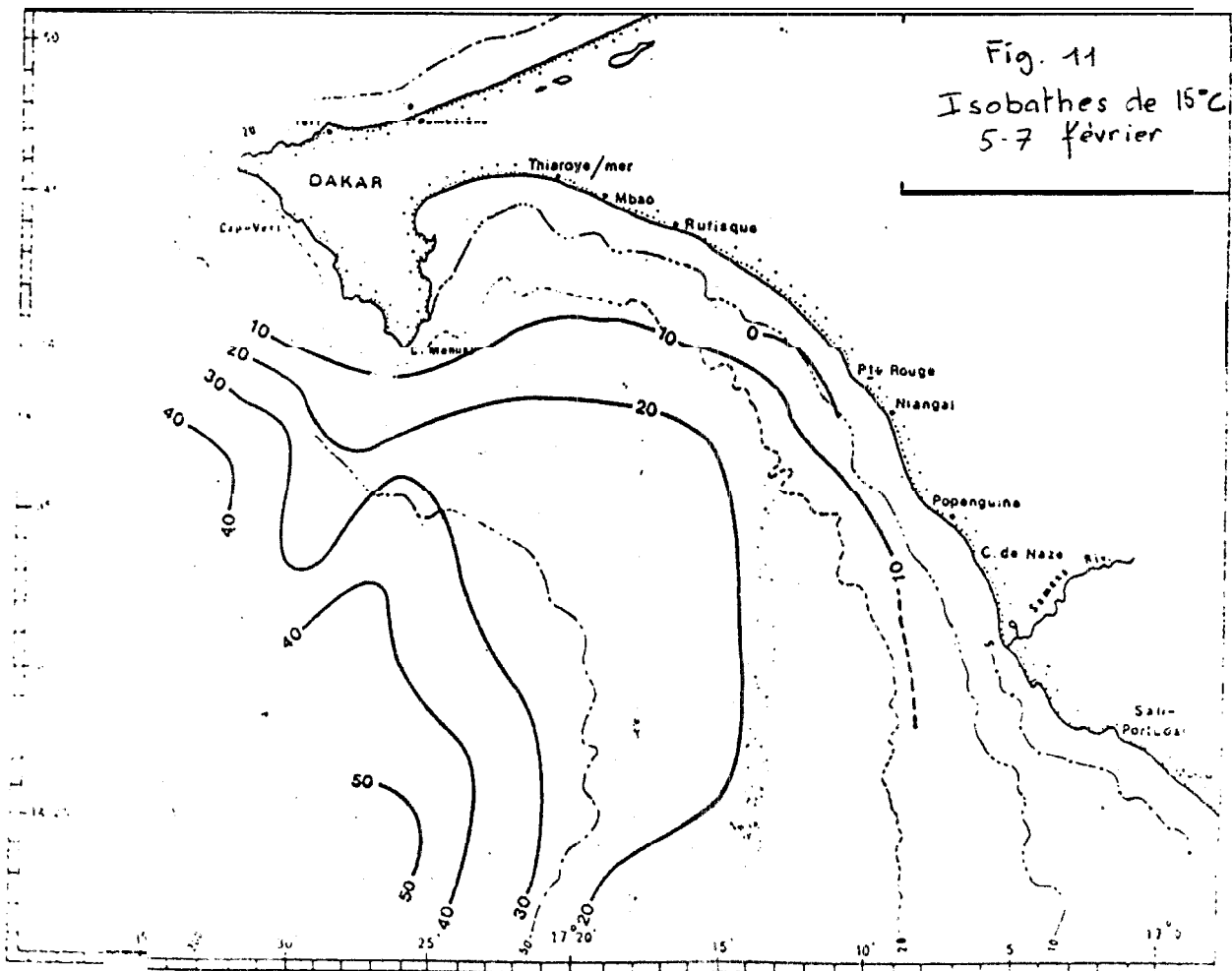


Fig. 11
Isobathes de 15°C
5-7 février



des deux upwellings marque le début d'une période d'intensification de la²⁹ remontée des eaux profondes. Il se produit le début de la phase IV du modèle de HAGEN (1974) : la thermocline commence à s'écarter de la côte. L'isotherme 15,5° C se retrouve à 10 miles de la côtes.

Les eaux de 17° C qui caractérisent la partie supérieure de la thermocline se retrouvent à la limite extérieure de la Baie sur les fonds de 80 mètres. Au niveau de l'upwelling sud du large de Somone la structure en dôme est beaucoup plus marquée.

A la fin du mois de février, la thermocline est chassée de toute la partie nord de la Baie. Elle ne s'observe qu'au sud sur les fonds de 80 mètres. A l'intérieur de la Baie, les eaux sont suffisamment mélangées. Il n'y existe plus qu'une seule couche où la température diminue lentement avec la profondeur. Le gradient vertical de la température à l'intérieur de cette couche est en moyenne égal à 0,07° C/m. Le refroidissement des eaux côtières devient générale et leur température tombe à 15° C. C'est la période la plus intense du développement des upwelling de la Baie de Gorée.

Les courants de direction sud observés en ce moment peuvent amener à croire que c'est l'upwelling côtier du sud de Rufisque seul qui serait à l'origine de ce fort refroidissement des eaux superficielles côtières.

Au mois d'avril, le front intertropical commence sa remontée vers le nord. Les alizés deviennent moins forts et changent de direction. Ils sont de secteur N \bar{N} O. L'effet du vent sur le déplacement des masses d'eau commence à diminuer ($T_{ay} = 0,039$). Ceci aura pour conséquence la progression des eaux chaudes vers l'intérieur de la Baie de Gorée.

La thermocline commence à s'y réinstaller. Elle fait son apparition dans la partie nord de la Baie jusque sur les fonds de 25 mètres, alors qu'au sud elle atteint même les fonds de 15 mètres. C'est déjà presque la fin des upwellings. La température à leur niveau atteint 18° C et les eaux les plus chaudes du large ne dépassent pas 20° C.

Eni, les alizés de secteur NO ont une direction plus parallèle à la côte. Cependant leur faible intensité ($T_{ay} = 0,028 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$) n'arrive plus à arrêter l'avancée des eaux chaudes "tropicales" vers l'intérieur de la Baie.

La thermocline atteint la côte dans toute la Baie et marque ainsi la fin des upwellings. Le gradient vertical de la température dans cette thermocline est en moyenne égal à 0,1° C/m.

Le **rechauffement des eaux** qui se fait du sud au nord est bien montré par la différence de température (1° C) observée en ce moment entre les eaux du nord (radiale Rufisque) et celles au sud (Somone). Ce qui permet

de dire que l'upwelling de Somone commence plus tard et se termine plus tôt.

Au mois de juin, les alizés sont encore plus faibles ($T_{ay} = 0,021$) et de secteur NO. Au cours de ce mois la structure thermique de la Baie de Gorée nous permet de la diviser en deux parties bien distinctes :

- la partie sud plus chaude où la structure à trois couches fait son apparition,
- et la partie nord moins chaude.

La partie sud (Radiale Somone)

Elle est occupée en ce moment par trois couche :

- la couche homotherme de surface, épaisse d'une dizaine de mètres environ à une température moyenne de $23,5^{\circ} \text{C}$.

- En dessous de cette couche, se situe la thermocline. La température à sa partie supérieure est de 23°C alors qu'en bas elle est de 21°C .

Le gradient vertical de la température dans cette couche est en moyenne égal à $0,1^{\circ} \text{C/m}$.

- En dessous de cette thermocline on trouve une couche presque homotherme qui se caractérise par des températures de l'ordre de $20,8^{\circ} \text{C}$.

Dans la partie nord de la Baie de Gorée, les eaux sont fortement stratifiées. Une forte thermocline occupe toute la couche de surface. Son gradient vertical de la température est toujours voisine de $0,10^{\circ} \text{C/m}$.

Répartition des températures de surface

Afin de mieux cerner le centre des remontées d'eaux profondes, les cartes des isothermes de surface ont été réalisées pour chaque sortie. Ainsi on peut constater que la température des eaux de surface varie de $29,3^{\circ} \text{C}$ en septembre au large, à 15°C au centre des upwellings en février (fig. 12-23). La situation des eaux chaudes ($T^{\circ} > 24^{\circ} \text{C}$) persistera jusqu'en début décembre période à laquelle les plus faibles valeurs de température ($25,45^{\circ} \text{C}$) sont observées à la côte devant Pointe Rouge. Dans cette même zone, 15 jours plus tard (20 décembre) le minimum de température tombe à $18,70^{\circ} \text{C}$. Au sud, sur les fonds de 25 mètres au large de Somone (fig. 16) un autre minimum ($19,10^{\circ} \text{C}$) fait son apparition en surface. C'est le deuxième upwelling de la Baie de Gorée.

En janvier des eaux plus froides font leur apparition en surface. La température dans l'upwelling côtier tombe à 16°C et son centre se trouve déplacé vers le nord ($14^{\circ}40' \text{N}$ et $17^{\circ}12' \text{N}$). L'upwelling sud au large de Somone se caractérise, lui, par des températures de 17°C et par la formation de forts gradients horizontaux (fig. 17).

Ce refroidissement se poursuivra en février, période au cours de laquelle on observe une homogénéisation complète de toutes les eaux superficielles dont la température descend à 15° C (fig. 19). Ce sont là les valeurs de température les plus basses que nous avons enregistrées au cours de l'année en Baie de Corée.

Le centre de l'upwelling côtier atteint Rufisque (14°41'N CL 17°16'W) et le processus de remontée des eaux est à son maximum.

Le mois d'avril correspond avec le début du réchauffement des eaux. Les eaux les plus froides de surface ont une température de 18° C et s'observent au niveau des deux **upwellings**. Ce réchauffement se poursuivra en mai où les températures des eaux superficielles de la Baie sont en général supérieures à 19° C. C'est déjà la fin des upwellings.

Variation saisonnière de la température

Pour l'étude de la variation saisonnière de la température, nous avons réalisé des cartes représentant la répartition en surface des écarts entre les valeurs extrêmes de température observées en septembre et en février.

Selon SCHOTT (1935), SVERDRUP (1952) et DIETRICH (1937) du fait que ces mesures faites au cours de deux situations synoptiques différentes caractérisant deux saisons hydrologiques, les valeurs de ces écarts peuvent être considérées comme les amplitudes des variations saisonnières de la température de l'eau.

Comme le montre la figure (24) la variation de la température des eaux de surface de la Baie de Gorée est très importante. La Baie est presque entièrement couverte par des eaux dont l'écart annuel de température est supérieur à 12° C. Cet écart atteint des valeurs de 14° C à la côte au sud de Rufisque, ce qui peut être dû à la remontée des eaux profondes qui se produit à cet endroit. Ces fortes valeurs d'écarts de température des eaux de la Baie peuvent aussi être dues à l'effet du réchauffement interne de la Baie et de l'apport en automne des eaux chaudes guinéennes comme le montrent les faibles salinités observées à cette période,

CONCLUSION

La température constitue un paramètre très important dans l'étude des upwellings. Le comportement de la thermocline a été déterminant dans la compréhension du mécanisme des upwellings qui présentent quatre phases principales au cours de leur développement.

13 - En octobre-novembre quand les alizés ne sont pas de secteur nord, la thermocline est horizontale et soudée à la côte.

2) - En fin décembre, les alizés de secteur nord commencent à chasser les eaux côtières de surface vers le large où leur accumulation provoque un enfoncement de la thermocline qui, à la côte commence à se redresser vers le haut. C'est le début des upwellings,

3) - En fin février quand les vents de secteur nord sont forts et réguliers la thermocline est complètement détachée de la côte., Au large, elle s'enfonce davantage et se caractérise par un effritement des isothermes. C'est la période d'intensification des upwellings.

4) - La fin des upwellings est observée en fin mai quand les alizés diminuent de force et ne sont plus du nord. La thermocline redevient horizontale et atteint la côte dans toute la Baie de Gorée..

SALINITE

En Baie de Corée de manière générale la salinité dépend principalement de la circulation des masses d'eau. Cependant la variation de ce paranétre dans le temps et dans l'espace, en particulier dans la couche superficielle, dépend dans une large mesure de la pluviométrie, de l'évaporation et du mélange avec les eaux profondes.

Comme pour la température, nous avons abordé l'étude de la salinité en Baie de Corée en réalisant des coupes transversales et des cartes de surface de la région et comme cette dernière nous constatons deux périodes principales :

- la période des eaux dessalées
- la période des eaux salées.

I - La période des eaux dessalées

Elle s'étend aussi jusqu'en début décembre coïncidant ainsi avec celle des eaux chaudes. Moins prononcée que celle de la température, la distribution de la salinité au cours de cette période se caractérise aussi par la superposition de trois couches d'eau de salinité différente. . .

- une couche homohaline de surface avec les salinités les plus faibles,
- une couche intermédiaire à salinité relativement élevée
- une couche profonde beaucoup plus salée.

Cette structure à 3 couches présente cependant une variation assez marquée. Ainsi en septembre, la salinité des eaux de la Baie de Corée est relativement élevée. Elle varie dans toute son épaisseur entre 35,20 ‰ en surface à la côte et 35,67 ‰ au large à l'immersion 75 mètres.

Si au nord de la Baie (Radiale Rufisque) la couche homohaline de surface est bien visible et s'étire jusqu'au large montrant ainsi bien la superposition des 3 couches, au sud par contre (Radiale Somone), cette structure est moins nette.

La couche homohaline, épaisse d'une vingtaine de mètres environ, se caractérise par une salinité moyenne de 35,30 ‰. Ceci peut paraître anormalement élevé après la bonne pluviométrie de cette année (1981). Mais si l'on observe la figure (0bis) de la variation des températures de l'air et de l'eau au cours de cette période, on s'apercevra que cela est bien possible. En effet, au cours de cette période, c'est la température de l'eau qui est légèrement plus élevée que celle de l'air. Autrement dit c'est l'eau qui réchauffe l'air. La presque totalité de l'échange de chaleur se faisant entre l'océan et l'atmosphère par

convection et par évaporation et selon le rapport de BOWEN (IVANOFF 1975) la part de l'évaporation dans cet échange avec l'atmosphère est de 5 à 10 fois plus importante que celle de la convection. Il est alors évident que c'est l'évaporation qui est à l'origine de ce taux relativement élevé de sel des eaux de surface de la Baie de Corée.

Les limites de la répartition verticale de la couche homohaline ne semble pas correspondre avec la limite supérieure de la thermocline, ou encore mieux les structures thermiques et halines de la couche supérieure ne sont pas identiques.

Juste en dessous de cette couche homohaline, on trouve une couche à forte salinité. C'est l'halocline. Cette couche est limitée en haut par l'isohaline 35,40 ‰ et en bas par celui de 35,60 ‰. Un noyau à forte salinité (35,80 ‰) s'observe dans cette couche au large de la Baie à l'immersion 40 mètres sur les fonds de 80 mètres. C'est la couche intermédiaire très salée que SVERDRUP (1942) a constatée comme caractéristique de la région tropicale.

Après l'halocline, vient la couche profonde où la salinité est presque constante et voisine de 35,65 ‰. Cette couche est beaucoup plus visible au nord dans les grandes profondeurs où elle occupe la couche 45 - 90 mètres

En octobre, la structure haline de la Baie de Corée commence à se déformer. La structure à 3 couches n'est en ce moment observée qu'au nord (Radiale Rufisque).

La couche homohaline de surface n'y fait plus qu'une dizaine de mètres d'épaisseur et sa salinité reste en moyenne égale à 35,30 ‰. Toutefois au large, sur les fonds de 90 mètres on constate un noyau de faible salinité (35,04 ‰). En dessous de cette couche, l'halocline existe toujours avec les mêmes valeurs de salinité : 35,40 ‰ en haut et 35,70 ‰ en bas. Dans la couche profonde, les eaux sont légèrement plus salées (35,75 ‰). Au sud par contre on ne peut plus parler de couche homohaline de surface. La stratification des eaux est généralisée et se fait dans tous les sens. L'isohaline 35,40 ‰ qui limitait cette couche vers le bas est rompue et fortement redressée vers le haut, laissant ainsi apparaître en surface au milieu de la Baie (station 22) les eaux salées profondes ($S > 35,40$ ‰). De part et d'autre de cette zone salée, on trouve à la côte comme au large en surface, des eaux relativement peu salées (35,20 ‰) qui annoncent l'apparition en Baie de Corée des eaux guinéennes déssalées.

Au mois de novembre, la structure à 3 couches est de nouveau observée dans toute la Baie. Seulement à la différence des mois précédents, la couche homohaline de surface est complètement occupée par les eaux guinéennes d'une salinité moyenne de 34,75 ‰. Son épaisseur atteint une moyenne de 20 mètres. Le minimum de salinité (34,40 ‰) est observé dans un noyau à l'immersion 10 mètres.

Toutefois l'existence d'une zone nettement plus salée ($S > 35$ ‰), en

surface est observée à l'intérieur de la Baie. L'épaisseur de cette couche atteint en moyenne une vingtaine de mètres. C'est en ce moment que les structures thermiques et halines de la couche de surface sont identiques.

En bas l'halocline est bien prononcée. La salinité à son niveau supérieur est de 35,0 ‰, alors que sa limite inférieure se caractérise par des taux de l'ordre de 35,40 ‰. Cependant la topographie du niveau supérieur de cette halocline montre une différence notable entre le nord et le sud de la Baie. Si au nord elle est moins profonde au large, au sud par contre l'halocline est presque parallèle au fond.

La couche profonde est toujours plus marquée au nord. Sa salinité devient plus importante (35,50 ‰).

Le début du mois de décembre marque déjà la fin de la période des eaux dessalées. Les eaux de surface à faible salinité ne s'observent plus qu'au large où la valeur moyenne de leur salinité est voisine de 34,80 ‰. L'halocline commence à se détacher de la côte : l'isohaline 35,5 ‰ qui la limite dans sa partie supérieure est fortement redressée vers le haut et se situe à 1.5 miles de la côte alors que la salinité à sa partie inférieure varie de 35,50 ‰ au nord à 35,80 ‰ au sud.

La couche profonde est toujours bien visible au nord. Sa salinité a cependant légèrement diminué (35,35 ‰).

II - La période des eaux salées

Elle s'étend de fin décembre à juin englobant ainsi la période des eaux froides et le début de leur réchauffement. La salinité moyenne varie en ce moment de 35,55 ‰ en janvier à 35,90 ‰ en juin. Pour illustrer les variations qui affectent les champs de salinité de cette période les figures (29, 30, 31, 32, 33, 34) ont été réalisées. Ceci a permis de constater les différentes phases suivantes.

Ainsi en fin décembre la Baie de Gorée se caractérise par la disparition de l'halocline.

Cette disparition qui se fait du sud au nord pourrait expliquer la différence de structure haline observée en ce moment entre la radiale de Somone et celle de Rufisque.

Le sud présente une distribution plus homogène de la salinité. Mise à part une petite poche de surface au centre de la Baie où elle est inférieure à 35,50 ‰, la salinité est partout ailleurs comprise entre 35,50 et 35,57 ‰.

Par la disparition récente de l'halocline, la partie nord est par contre parsemée de poches de différentes salinité. Les eaux les plus salées ($S > 35,50 ‰$) sont observées à la côte, alors que les moins salées ($S < 35,30 ‰$) se situent sur le rebord du plateau continental à l'immersion 30 mètres.

En janvier, la salinité des eaux de la Baie augmente légèrement. On distingue en ce moment deux catégories d'eaux de la côte vers le large : les eaux néritiques et celles du large. Les eaux néritiques occupent le plateau continental jusqu'au niveau du talus. Leur salinité est comprise entre 35,40 ‰ et 35,60 ‰. Celles du large sont plus salées. Leur salinité sur toute la colonne d'eau jusqu'à l'immersion 60 mètres est voisine de 35,70 ‰.

Au mois de février, la tendance à la pénétration vers l'intérieur de la Baie de ces eaux salées du large est beaucoup plus marquée. L'isohaline 35,60 ‰ qui les séparait des néritiques est remplacé par celui de 35,70 ‰ qui vient se rompre en surface au milieu de la Baie pour laisser apparaître à ce niveau une colonne d'eau relativement moins salée ($S < 35,70 \text{ ‰}$). De part et d'autre de cette colonne d'eau, à la côte comme au large les eaux ont une salinité voisine de 35,80 ‰.

C'est la période d'intensification de la remontée des eaux profondes qui se caractérise par un fort redressement vers le haut de tous les isohalins.

Au mois d'avril, une différence s'observe encore entre la distribution de la salinité dans le nord et celle du sud de la Baie.

Au nord la situation est identique à celle du mois de février. La colonne d'eau de salinité peu élevée du centre de la Baie se rétrécit davantage en surface. La valeur moyenne de la salinité y devient inférieure à 35,60 ‰. La particularité de cette période réside dans le fait que les eaux côtières sont plus stratifiées et plus salées. Leur salinité est voisine de 36,0 ‰, alors qu'au large, les eaux beaucoup plus uniformes se caractérisent par des salinités de l'ordre de 35,65 ‰.

La partie sud de la Baie est par contre plus homogène en salinité. Une seule isohaline (35,60 ‰) au niveau de l'isobathe des 30 mètres y divise les eaux en deux catégories. Les eaux côtières moins salées ($S < 35,60 \text{ ‰}$) et celles du large avec des salinités supérieures à 35,60 ‰.

Au mois de mai, quand les alizés sont faibles et que les eaux de surface commencent à se réchauffer, on assiste à une élévation de la salinité des eaux de la Baie.

Au nord comme au sud de la Baie on observe des poches d'eau à salinité souvent supérieure à 36,0 ‰. Le maximum (36,33 ‰) est observé dans un noyau à l'immersion 30 mètres au large dans le sud de la Baie. Cette situation d'eaux chaudes salées sera toujours observée au mois de juin où la salinité moyenne des eaux est la plus élevée de notre période d'observation. Elle est dans toute la Baie supérieure à 35,80 ‰. Au large, les eaux de surface d'une épaisseur de 10 mètres environ se caractérisent par des salinités de 36,0 ‰.

Distribution en surface de la salinité

Pour étudier l'évolution en surface de la salinité en Baie de Gorée les cartes des figures (25-36) ont été réalisées. De ces figures les variations suivantes ont pu être dégagées.

En septembre, la surface de la Baie est occupée des eaux relativement peu salées : la salinité est partout voisine de **35,20 ‰**. Les plus fortes valeurs ($S > 35,40 ‰$) s'observent au large de l'isobathe 50 mètres (fig. 25).

Cette situation sera brusquement inversée au mois d'octobre, période à laquelle les eaux de faible salinité ($S < 35,30 ‰$) occupent le large de la Baie jusqu'à l'isobathe 50 mètres. Le noyau de salinité minimale (34,90 ‰) s'observe en ce moment au large dans le sud de la Baie (fig. 26). Ce sont les eaux guinéennes qui font ainsi leur apparition en Baie de Gorée.

En novembre, ces eaux dessalées envahissent toute la surface de la Baie. La salinité est alors presque partout inférieure à 35,0 ‰. On observe tout de même deux noyaux à salinité relativement élevée. L'un retenu à l'intérieur de la Baie se caractérise par la plus forte valeur de salinité de la période (35,53 ‰), l'autre moins intense (35,15 ‰) se situe au large de Somone (fig. 27).

Au début du mois de décembre, les alizés sont de secteur nord et les eaux dessalées de moins de 35,0 ‰ commencent à se retirer de la Baie où elles ne sont plus observées qu'au large de l'isobathe 50 mètres. La zone côtière est par contre occupée par des eaux de salinité légèrement supérieure à 35,0 ‰ (fig. 28). C'est le début des upwellings.

En fin décembre, les eaux côtières sont toujours plus salées que celles du large. La salinité le long de la côte jusque sur les fonds de 20 mètres est supérieure à 35,50 ‰ (fig. 29).

Durant les mois de janvier et de février la salinité des eaux de surface en Baie de Gorée est sensiblement élevée. Les plus fortes valeurs moyennes (35,80 ‰) sont observées en février au large de l'isobathe 50 mètres alors que celles des eaux côtières est voisine de 35,70 ‰ (fig. 31). Ces fortes valeurs de salinité marquent bien la période d'intensification de la remontée des eaux profondes.

Au mois d'avril, bien qu'étant élevée, la salinité des eaux de surface reste toutefois inférieure à la moyenne de février. Elle est voisine de 35,70 ‰. Une poche d'eau fortement salée (36,0 ‰) s'observe en ce moment au sud de Rufisque (fig. 32).

A partir du mois de mai, la salinité des eaux de surface de la Baie commencent de nouveau à être élevée. Elle a une valeur moyenne de 35,20 ‰. Les eaux de l'intérieur de la Baie se caractérisent par un fort gradient horizontal de la salinité (fig. 33) y faisant ressortir deux noyaux à forte salinité (36,05 ‰). Les plus fortes valeurs de salinité (36,20 ‰) sont observées au large de la limite sud de la Baie. Ce sont les eaux tropicales qui font leur apparition dans la région.

Au mois de juin, la salinité atteint ses valeurs les plus élevées ($S > 36,0\text{‰}$) et la forte stratification horizontale des eaux de surface est toujours observée. Les deux petits noyaux de 36,03 ‰ qui occupaient le fond de la Baie au mois de mai se joignent pour n'en former qu'un seul qui s'étire le long de la côte jusqu'au niveau de Pointe Rouge (fig. 34). Le large de l'isobathe 50 mètres est en ce moment presque entièrement occupée par les eaux tropicales de forte salinité ($S > 36,0\text{‰}$).

CONCLUSION

Nous pouvons donc retenir que la salinité présente une structure très variable. Elle ne permet pas comme la température de bien décrire les différentes phases de développement des upwellings en Baie de Gorée ni même de localiser les centres de remontée d'eaux profondes.

Toutefois l'étude de ce paramètre a permis :

1*) De remarquer en novembre et en décembre que la première période de transition de l'hydrologie de la Baie de Gorée est marquée par la présence des eaux "guinéennes":

2*) De constater que le début de l'upwelling en décembre correspond avec l'évacuation de ces "eaux guinéennes" de la Baie de Gorée et que son intensification en février se caractérise par l'apparition de forte salinité (35,80 ‰) dans les eaux côtières.

3*) de noter que la fin des upwellings en mai correspond avec la deuxième période de transition qui se caractérise par l'apparition en Baie de Gorée des "eaux tropicales" salées.

D E N S I T E

La distribution de la densité de l'eau en Baie de **Gorée** est déterminée par les mêmes facteurs qui expliquaient la répartition de la température et de la **salinité** dans cette région. Comme dans la plupart des cas ici aussi le régime thermique **paraît** être plus déterminant **dans** la formation du champ de densité. C'est pourquoi la structure et la variation saisonnière de ce paramètre est **très** analogue **à** celles de la température. Et comme cette **der-**nière, dans la variation de la densité des eaux de surface de la Baie de **Gorée** on peut distinguer deux périodes principales :

- la période des eaux **légères** qui s'étend de septembre **à** début décembre.
- la période des eaux lourdes (décembre-mai) .

1 - LA PERIODE DES EAUX LEGERES

Elle correspond **à** celles des eaux chaudes et dessalées. Comme pour la température, on peut distinguer dans **la** structure verticale du champ de densité de la Baie de **Gorée** trois couches principales :

- la couche homogène de surface
- la couche intermédiaire **à** fort gradient vertical de densité : **la pycnocline** .
- la couche profonde avec les plus fortes valeurs de densité.

La couche homogène de surface

Plus nette en septembre où son épaisseur est en moyenne d'une dizaine de mètres, la couche de mélange commence **à** être envahie par quelques rares isopycnes en octobre et en novembre. Sa densité est **caractérisée** en ce moment par des sigma-T compris entre 22,00 et 22,60.

L'apparition des eaux "guinéennes" dans la région **à** partir de fin novembre se caractérise 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 méridionale son épaisseur reste toujours égale **à** 10 mètres. Dans la région **côtière** par contre c'est le **phénomène** inverse qu'on observe. La **pénétration** des eaux "**guinéennes**" **à** l'intérieur de la Baie se faisant

par son centre plus creux la couche de surface n'est plus observée qu'au ^{YD} fond de celui-ci où son épaisseur atteint une vingtaine de mètres.

Au sud par contre, 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 se caractérise par la rupture en surface de l'isopycne 23,0. C'est l'upwelling du large de Somone-Popenguine qui commence ainsi avant le côtier du sud de Rufisque.

Au début du mois de décembre les alizés de secteur nord commencent à chasser les eaux "guinéennes" de la Baie. L'isopycne 22,6 qui limitait en bas la couche homogène de surface se retrouve fortement redressée vers le haut au large de la Baie laissant apparaître à la côte les eaux plus lourdes à sigma-T supérieure à 23,0. C'est le début de l'upwelling côtier du sud de Rufisque qui est au début de la phase III du modèle de HAGEN (1974).

• La pycnocline. C'est une couche d'une trentaine de mètres d'épaisseur où l'index de densité varie en moyenne de 22,6 en haut à 26,20 à sa limite inférieure. Le gradient vertical de la densité à l'intérieur de cette couche est en moyenne de $9 \cdot 10^{-6} \text{ g/cm}^4$.

• En dessous de la pycnocline on trouve la couche profonde qui est occupée par les eaux les plus lourdes. Le maximum de densité (26,401 dans cette couche a été observé en septembre à l'immersion 70 mètres.

II - LA PERIODE DES EAUX LOURDES

Elles s'étend de décembre à mai. Les eaux côtières de surface sont à ce moment plus lourdes et se caractérisent par des index de densité variant entre 25,20 en décembre et 25,80 en mai avec un maximum de 26,50 en fin février.

La période des eaux lourdes se caractérise par la disparition en Baie de Gorée de la couche homogène de surface.

Déjà en fin décembre la remontée en surface de la pycnocline fait que l'index de densité des eaux de surface est partout en Baie de Gorée supérieur à 24,70. Les eaux les plus lourdes ont un sigma-T supérieur à 25,00 et occupent toute la côte jusqu'au fond de 30 mètres. Les eaux moins lourdes ($\text{sigma-T} < 25,0$) se situent par contre au large de l'isobathe des 30 mètres.

L'épaisseur de cette pycnocline reste toujours en moyenne égale à une trentaine de mètres. Elle est limitée en bas par l'isopycne 26,40 et se caractérise par un mélange assez important des eaux. Le gradient vertical de la densité diminue et avoisine $6 \cdot 10^{-6} \text{ g/cm}^4$. Toujours plus importante au nord,

la couche profonde se caractérise en ce moment par une homogénéité en densité élevée ($26,45 < \sigma - T < 26,5$).

Au mois de janvier, le redressement des isopycnes à la côte est général alors qu'au large l'accumulation des eaux **chassées** de la côte par les alizés provoque l'enfoncement de la pycnocline qui se situe à l'**immersion** 40 mètres.

Les eaux plus profondes.3 Sigma-T voisin de **26,10** font leur apparition à la côte en surface alors que le large de la Baie est occupée par des eaux dont l'index de densité est proches de **25,80**. L'isopycne **26,40** limite toujours par le bas la pycnocline dont le gradient vertical de la densité a davantage diminué ($4 \cdot 10^{-6} \text{ g/cm}^4$). La couche profonde est toujours occupée par des eaux à Sigma-T de l'ordre de **26,50**.

En février, la pycnocline est **complètement** détachée de la **côte**. L'isopycne **26,30** qui se situait à l'immersion 20 mètres dans la zone côtière se trouve fortement redressé vers le haut au large de la **Baie**. Des eaux beaucoup plus lourdes à Sigma-T proche de **26,50** font leur apparition à la côte. Ce sont des eaux d'origine assez profonde (70-75 mètres) qui arrivent ainsi en surface pour marquer 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) de la Baie.

Au nord, les isopycnes ont une allure sinusoïdale mettant en relief sur le rebord du plateau continental une structure en **dôme** qui se caractérise par la rupture en surface des isopycnes **26,40** et **26,50**. 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 secondaire de février a été, aussi mis en évidence par TEISSON (1981) au cours 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 nord par contre les isopycnes sont fortement redressées vers le haut. L'intensification de l'upwelling du large de **Somone-Popenguine** se caractérise aussi par la rupture en surface de l'isopycne **26,50**.

'Le gradient vertical de la densité atteint son minimum ($1 \cdot 10^{-6} \text{ g/cm}^4$).

Au mois d'avril, les vents de secteur **NNE** sont **irréguliers** et moins forts. Les conditions ne sont plus réalisées pour arrêter l'avancée des eaux "tropicales" qui ont **déjà** fait leur apparition au large du sud de 'La

Baie. La pycnocline commence à se réinstaller dans la Baie. Les eaux de surface se caractérisent par des Sigma-T de 25,30 alors que la pycnocline est limitée en sa partie inférieure par les isopycnes de 26,30. Le gradient vertical de la densité à l'intérieur de cette couche bien que faible (2.10^{-6} g/cm^3), a légèrement augmenté et annonce le ralentissement de la remontée des eaux profondes.

L'upwelling secondaire observé en fin février sur le rebord du plateau continental n'existe plus. Au large la pycnocline commence à remonter en surface laissant apparaître dans le nord de la Baie une couche profonde plus importante. La densité moyenne de cette couche profonde se caractérise par un Sigma-T voisin de 26,30.

En mai, les eaux tropicales ont suffisamment pénétré la Baie de Gorée, atteignant les fonds de 80 mètres. Au large la pycnocline est complètement remontée en surface. Sa partie inférieure a partout dans la Baie atteint la côte fermant ainsi la source de remontée d'eaux profondes. C'est la fin des upwellings côtiers de la Baie de Gorée.

L'isopycne la moins profonde qui atteint la côte étant plus faible au sud (25,90) qu'au nord (26,0) permet de conclure que c'est l'upwelling du large de Somone-Popenguine qui s'arrête le premier.

Le gradient vertical de la densité atteint une valeur moyenne de 3.10^{-6} g/cm^4 annonçant un début de stratification des eaux. La densité des eaux profondes a aussi légèrement augmenté, Elle se caractérise par des Sigma-T moyens de 26,35.

Au mois de juin, la pycnocline très marquée en surface est partout dans la Baie bien soudée à la côte. Les densités caractéristiques de cette période sont représentées par des Sigma-T variant entre 24,30 en surface au large et 25,70 au voisinage des fonds. Toutefois à la côte devant Popenguine (St 19) des eaux plus légères ($\text{Sigma-T} < 24,10$) ont été observées. Ce minimum côtier de densité pourrait être dû à un apport d'eau douce (pluie ou eau d'origine continentale). Les eaux sont suffisamment stratifiées et le gradient vertical de la densité atteint une valeur moyenne de 4.10^{-6} g/cm^4 .

DISTRIBUTION DE SURFACE

La distribution de la densité des eaux de surface en Baie de Gorée au cours de la période des eaux légères est très analogues à celle de la température (fig. 35-46). C'est au mois de septembre que sont observées les plus faibles densités. L'index de densité moyen est voisin de 22,30. La densité la plus élevée ($\text{Sigma-T} > 22,60$) est observée en ce moment au

centre d'un noyau devant la **presqu'île** du Cap Vert (fig 35). Les plus faibles valeurs de Sigma-T (**22,26**) sont observées dans deux noyaux dans le sud de la Baie : au large sur les **fonds de 100 mètres** et à la côte devant Somone (fig. 35). En octobre les eaux "guinéennes" apparaissent au large de la Baie sur les fonds de 100 mètres (fig. 36). La pénétration de ces eaux à faible densité (Sigma-T **< 22,10**) en Baie de **Corée** permet de distinguer les eaux lourdes à la côte. Les index de densité les plus **élevée** (22,56 et 22,72) sont observés au centre de deux noyaux situés respectivement à la station 21 au large de Somone. et à la côte au sud de Rufisque.

En novembre, les eaux "guinéennes" ont suffisamment pénétré la Baie. Elles sont observées à l'état pur au large et se caractérisent par des index de densité inférieur à **21,80** (fig. 37). C'est en ce moment que la densité des eaux de surface de la Baie est la plus faible. L'*upwelling* du large de Somone est déjà en activité: **C'est** à ce niveau qu'on observe **les** eaux les plus lourdes de la Baie (Sigma-T **> 23,0**).

Au début du mois de décembre les eaux "guinéennes" commencent à être chassées de la Baie. Les deux *upwellings* sont en activité. Les eaux lourdes à Sigma-T supérieur à 23,0 occupent toute la côte jusque sur les fonds de 40 mètres (fig. 38).

Le processus de remontée se poursuivant, la densité des eaux de surface va augmenter sans cesse. Le maximum sera observé en fin février (fig. 42) au moment où la remontée des eaux profondes est la plus intense. L'*upwelling* secondaire du rebord du plateau continental est bien visible en surface où il est marqué par un noyau de Sigma-T supérieur à **26,50** sous le Cap Manuel. En ce moment les eaux côtières plus lourdes sont caractérisées par des Sigma-T supérieurs à **26,50**. Ce sont les eaux de la partie inférieure de la pycnocline. Au large les eaux les plus légères de la Baie ont un Sigma-T proche de **26,10**. La diminution de la densité des eaux-de surface en avril marque le ralentissement du processus de remontée des eaux profondes. Les valeurs de Sigma-T sont toujours élevées et varient entre **25,30** au large et **26,00** à la côte au sud de Rufisque (fig. 43-44).

En mai les eaux de surface ont un Sigma-T moyen de **25,50**. Mis à part un noyau à densité relativement élevée (Sigma-T **> 25,80**) devant Popenguine, les eaux lourdes ne sont plus observées à la côte mais dans un noyau piégé, par le Cap Manuel au fond de la Baie (fig. 45). C'est la fin des *upwellings* côtiers du sud de la presqu'île du Cap-Vert.

En juin, la **densité** des eaux de surface diminue sensiblement. La valeur moyenne des index de densité est très voisine de **24,50**. Cette forte

diminution de la densité des eaux de surface peut s'expliquer par une dilution causée à la fois par les premières pluies de l'hivernage et l'arrivée en Baie de Gorée des eaux "Tropicales". Toutefois les eaux lourdes à Sigma-T supérieures à 24,80 sont observées à la côte devant Rufisque (fig. 46) où s'effectue leur écoulement. L'observation à la côte devant Popenguine d'eaux légères (Sigma-T < 24,10) confirme bien la fin de la remontée des eaux profondes à la côte.

CONCLUSION

Mieux que la température et la salinité prises séparément, l'effet combiné de ces paramètres (la densité) permet une meilleure description des upwellings côtiers de la Baie de Gorée. En plus des remarques que la température et la salinité ont permises de faire, l'étude de la densité a permis de constater que :

- l'upwelling du large de Somone-Popenguine commence en début décembre pour finir en fin avril alors que celui du sud de Rufisque dure de fin décembre à début mai.

- l'intensification de ces upwellings s'effectue en fin février et se caractérise par la rupture en surface de l'isopycne 26,50. Le gradient vertical de la densité est alors minimum (1.10^{-6} g/cm^4). C'est à ce moment qu'on observe l'upwelling secondaire dû à la discontinuité de la vitesse sur le rebord du plateau continental.

RESUME - CONCLUSION

Parmi les paramètres hydrologiques (température, **salinité** et **densité**) étudiés en Baie de Gorée, la température et la densité permettent le **mieux** de localiser le centre des upwellings.

Nous avons pu d'une part bien localiser l'upwelling côtier du **sud** de la presqu'île du Cap Vert entre Rufisque et Pointe Rouge et d'autre part **constater** l'existence d'une autre zone de remontée d'eaux profondes sur les fonds de 25 mètres au large de Popenguine-Somone. Ces upwellings sont liés **aux** alizés de l'hémisphère nord.

Au cours des années 1981 et 1982, dans le développement des upwellings de la Baie de Gorée nous pouvons distinguer trois moments principaux.

1 - LE DEBUT DES UPWELLINGS

11 est observé en fin décembre quand la dépression cyclonale se trouve sur le Golfe de Guinée et que les alizés de secteur nord exercent une tension à la surface de la mer pour chasser les eaux dites "guinéennes" de surface vers le large. Les eaux profondes suivent alors le creux du fond de la Baie et apparaissent à la côte entre Rufisque et Pointe-Rouge. Sur les fonds de 25 mètres au large de Somone ($14^{\circ}28'N$ et $17^{\circ}10'N$) apparaît une zone de divergence à fort gradient thermohalin. Ces deux zones de **remontée** d'eaux profondes se caractérisent par leur température relativement basse (16 - 17° C) et surtout leur densité assez élevée (**Sigma-T** est proche de 26,20).

2 - LA PERIODE D'INTENSIFICATION DES UPWELLINGS (fin février)

Les **alizés** sont réguliers et beaucoup plus forts. L'isotherme 15° C atteint la surface au niveau des deux upwellings et toute la côte jusqu'aux fonds de 30 mètres est occupée par des eaux lourdes à **Sigma-T** supérieur à 26,50. Au sud du Cap Manuel sur le rebord du plateau continental un upwelling secondaire engendré par la discontinuité de la composante méridienne de la vitesse fait son apparition.

3 - LA FIN DES UPWELLINGS est observée en fin mai quand la dépression cyclonale commence sa **remontée** vers le nord. Les **alizés** moins forts ne sont plus de secteur nord. Les eaux de surface les plus froides se caractérisent par des températures de 22° C et des Sigma-T de 25,90. Cette fin des upwellings est marquée aussi par l'apparition en Baie de Gorée des eaux dites "tropicales" ($T \geq 24^{\circ} C$ et $S > 35 \text{‰}$).

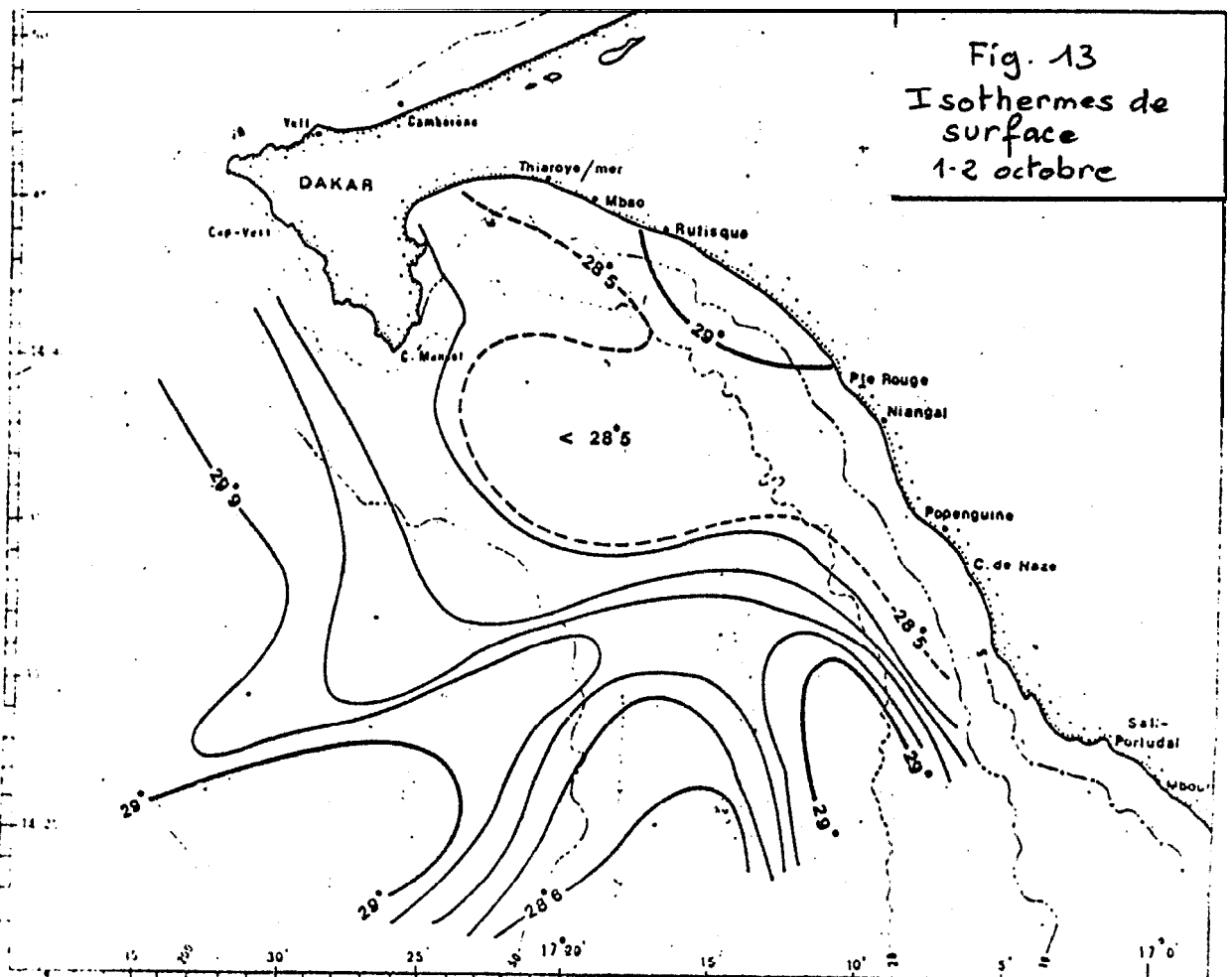
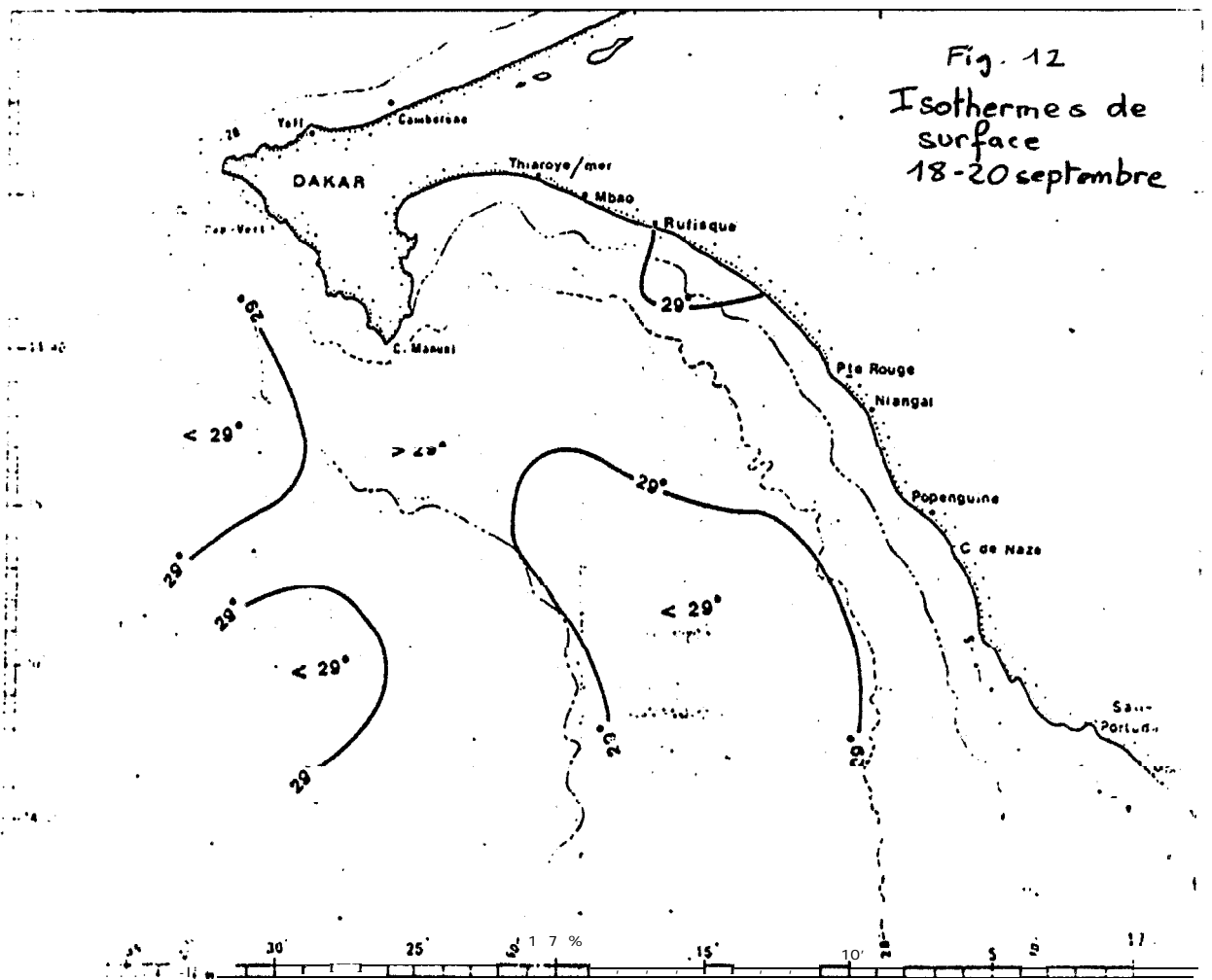


Fig. 14
Isothermes de surface
16-22 novembre

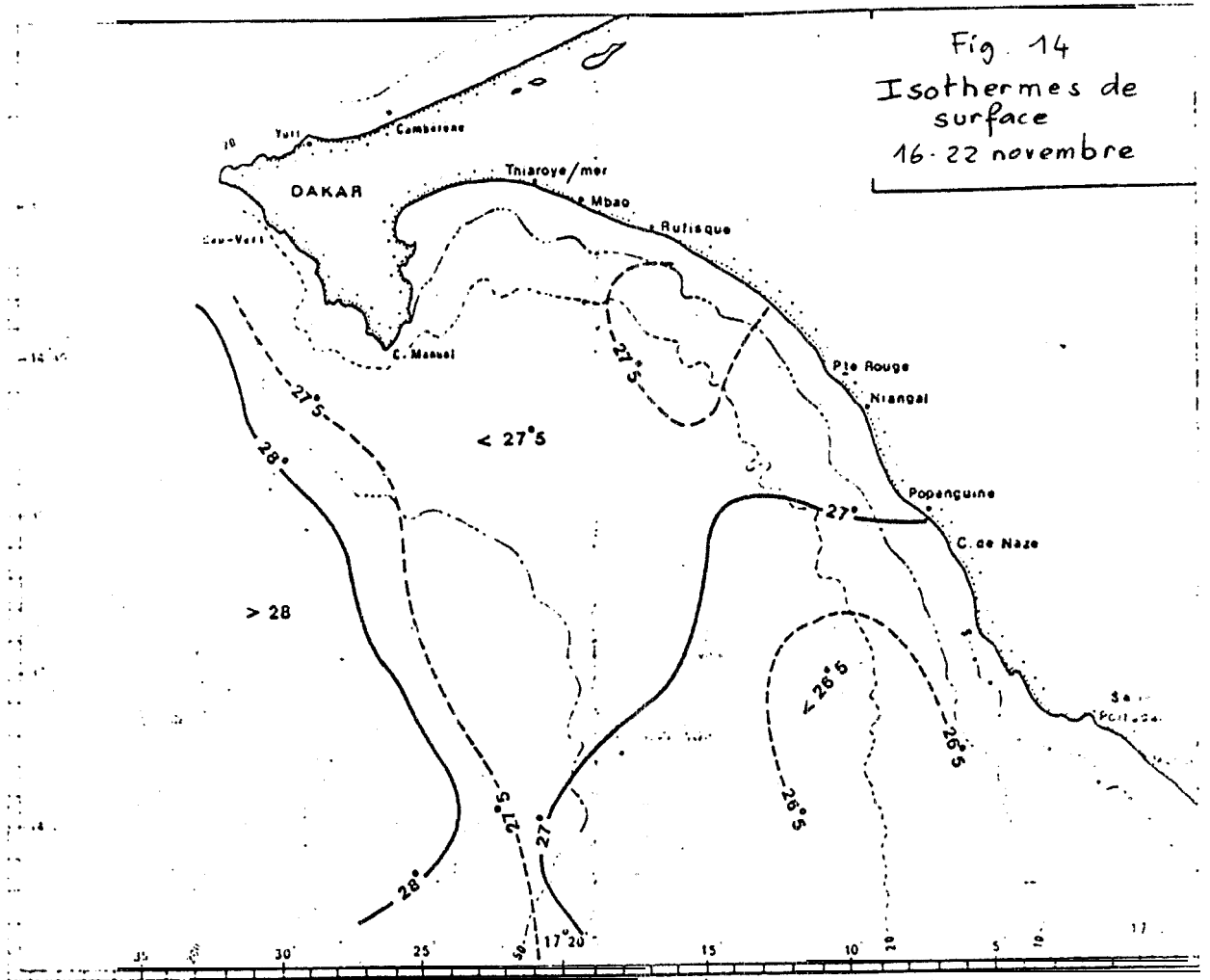
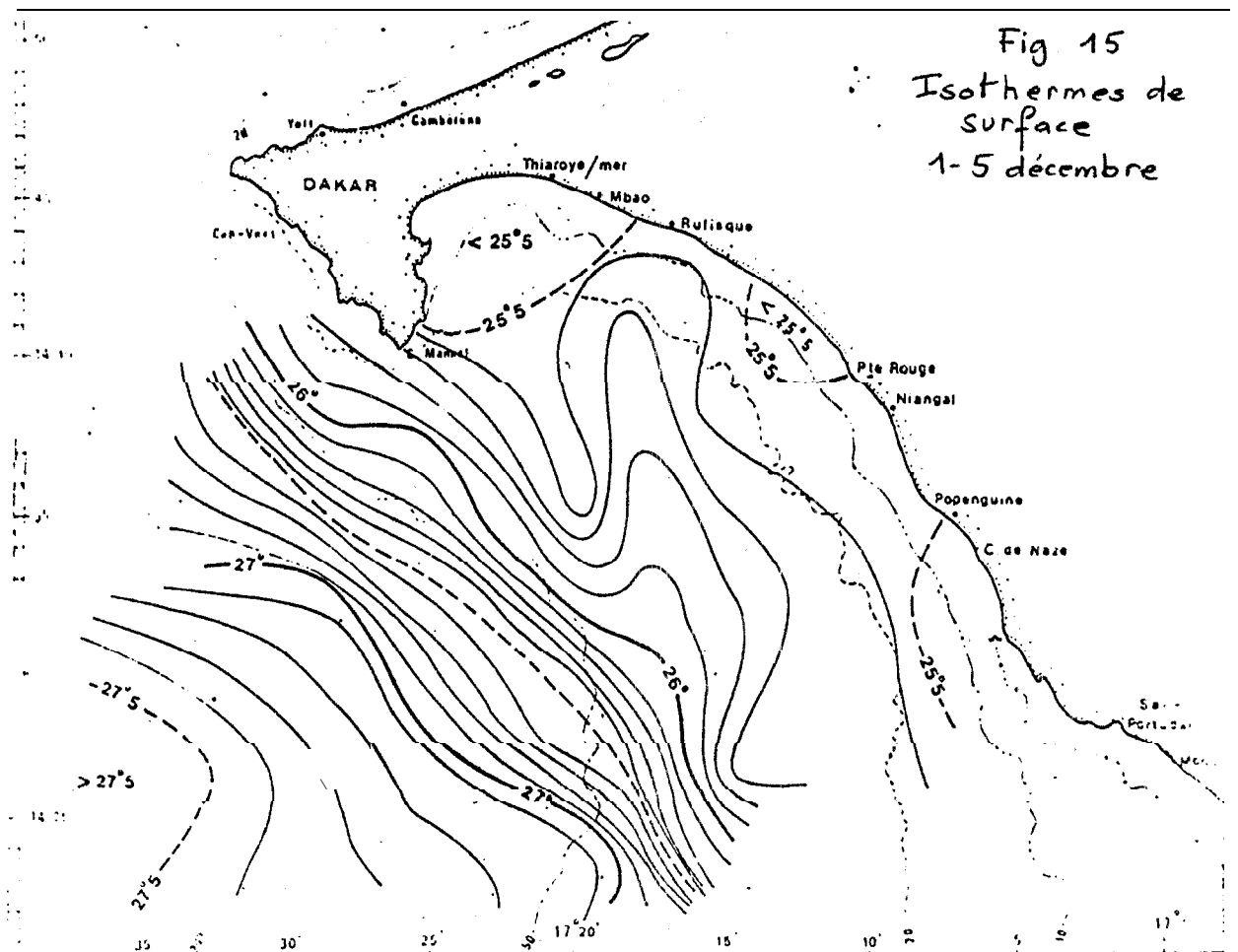
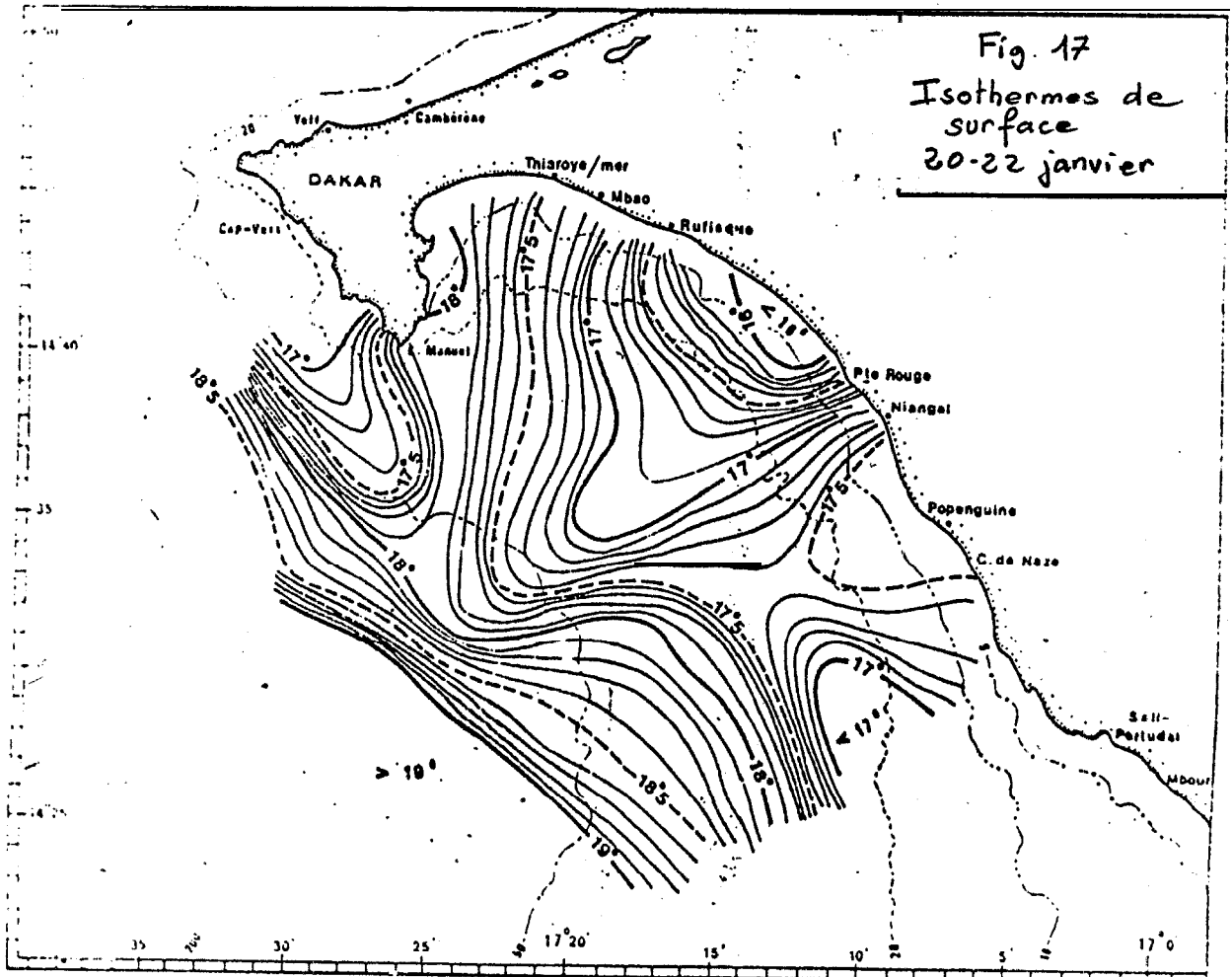
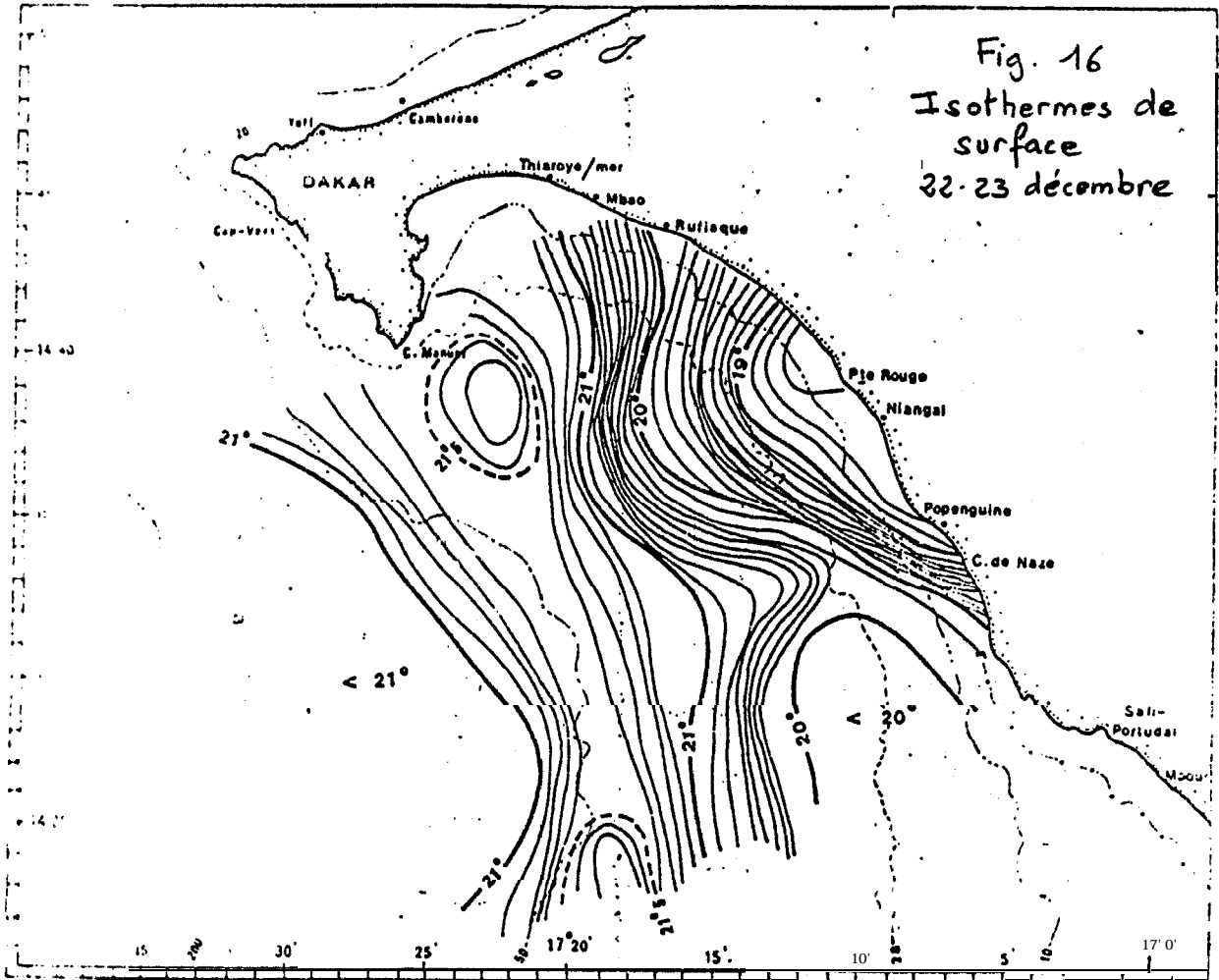
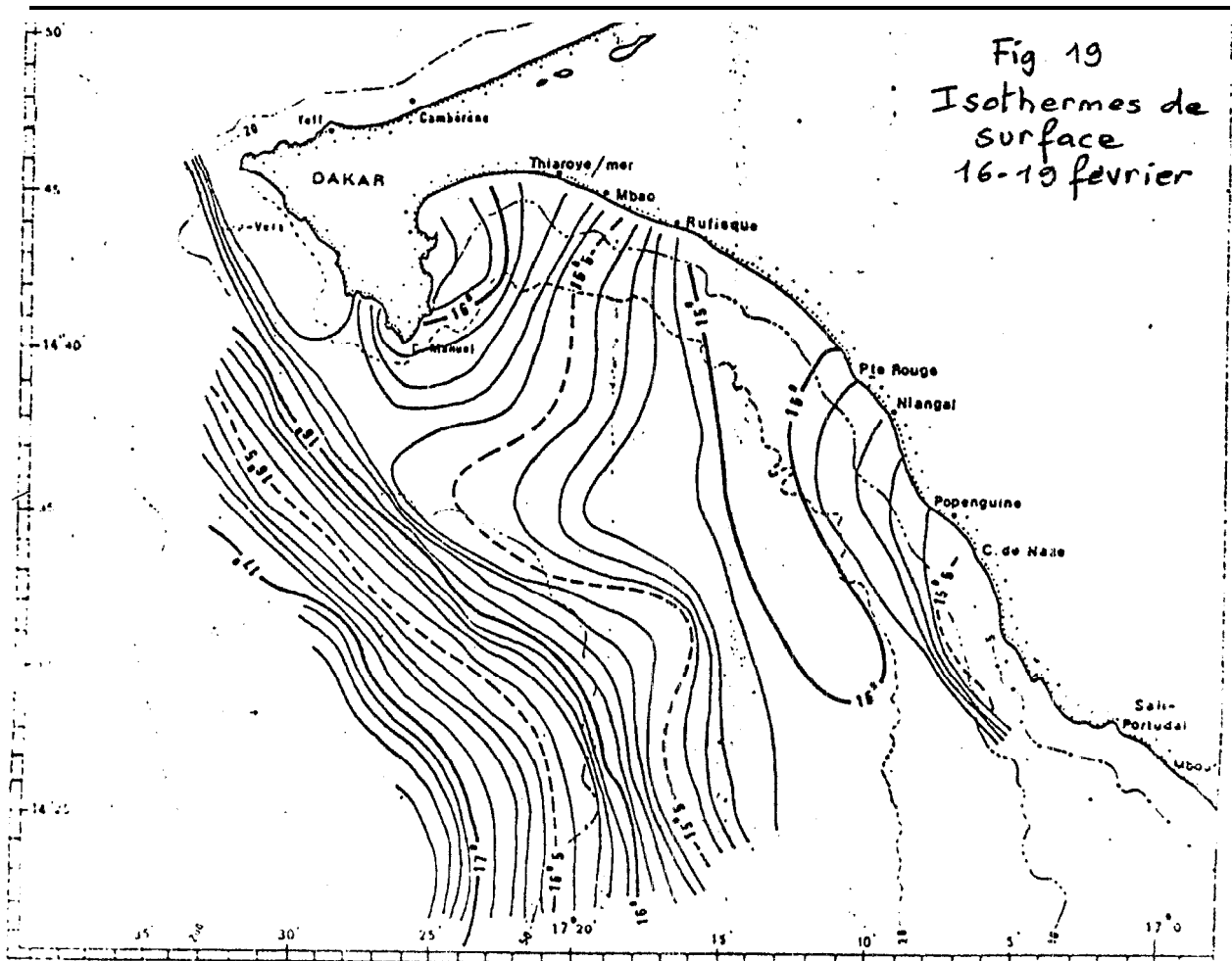
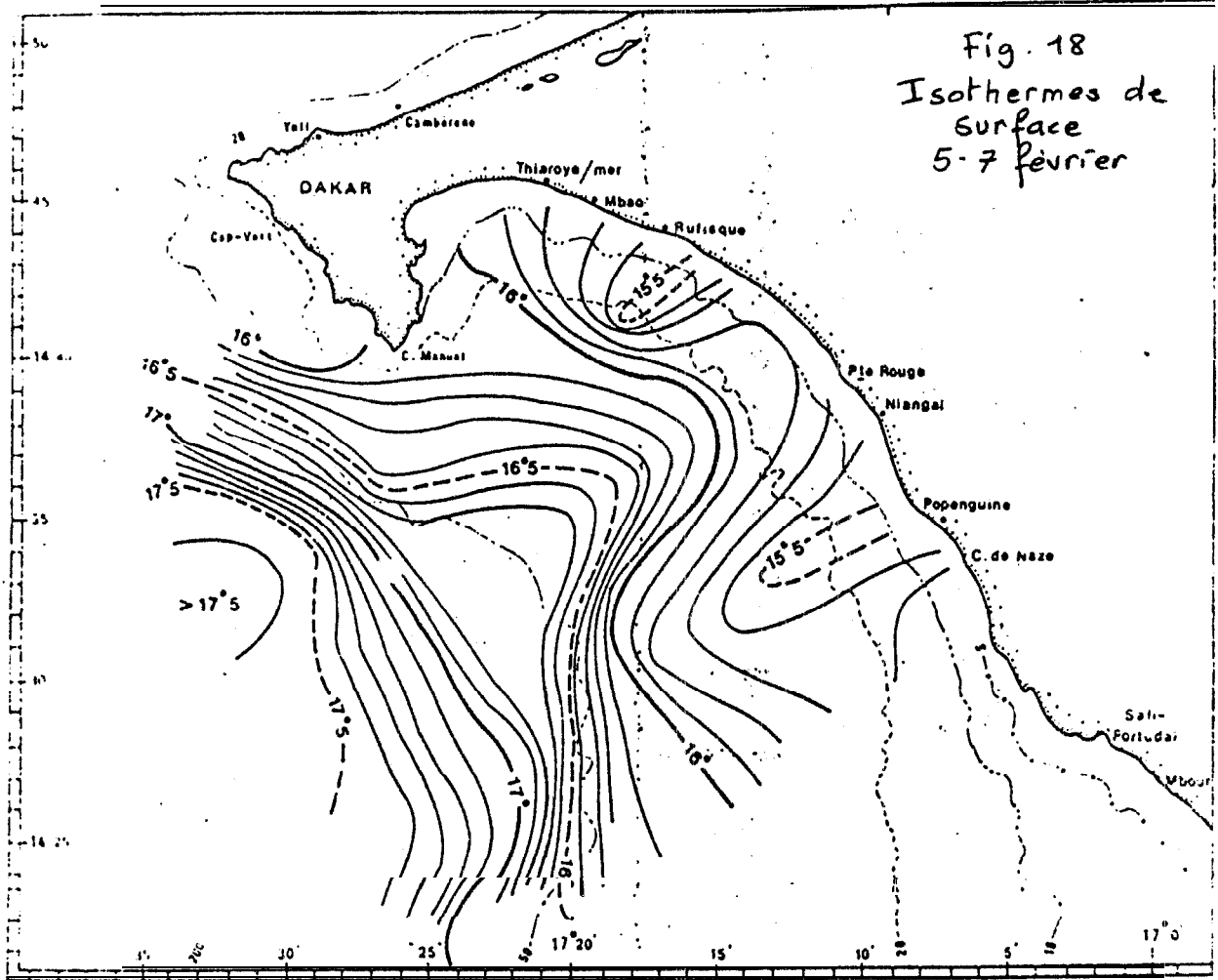


Fig. 15
Isothermes de surface
1-5 décembre







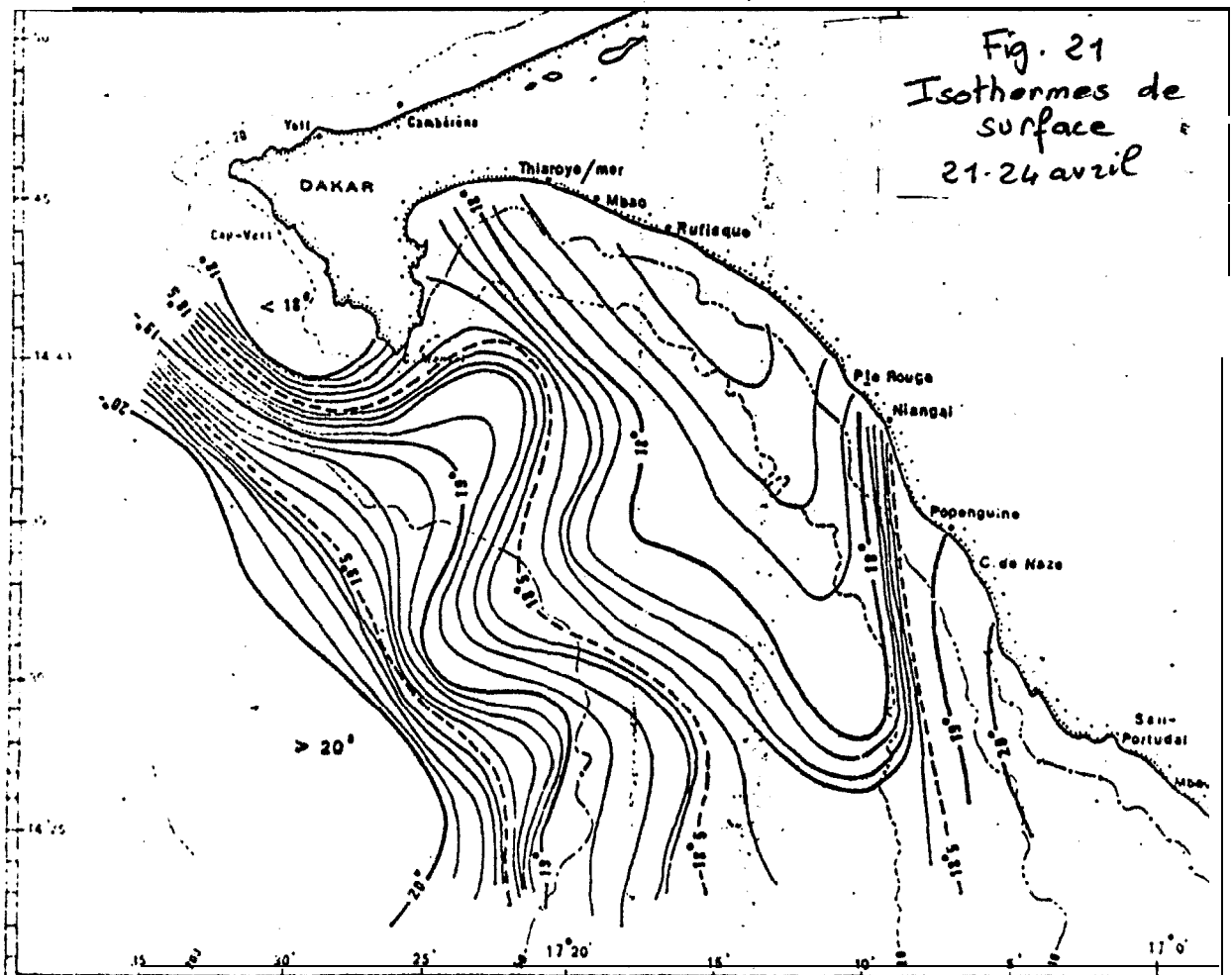
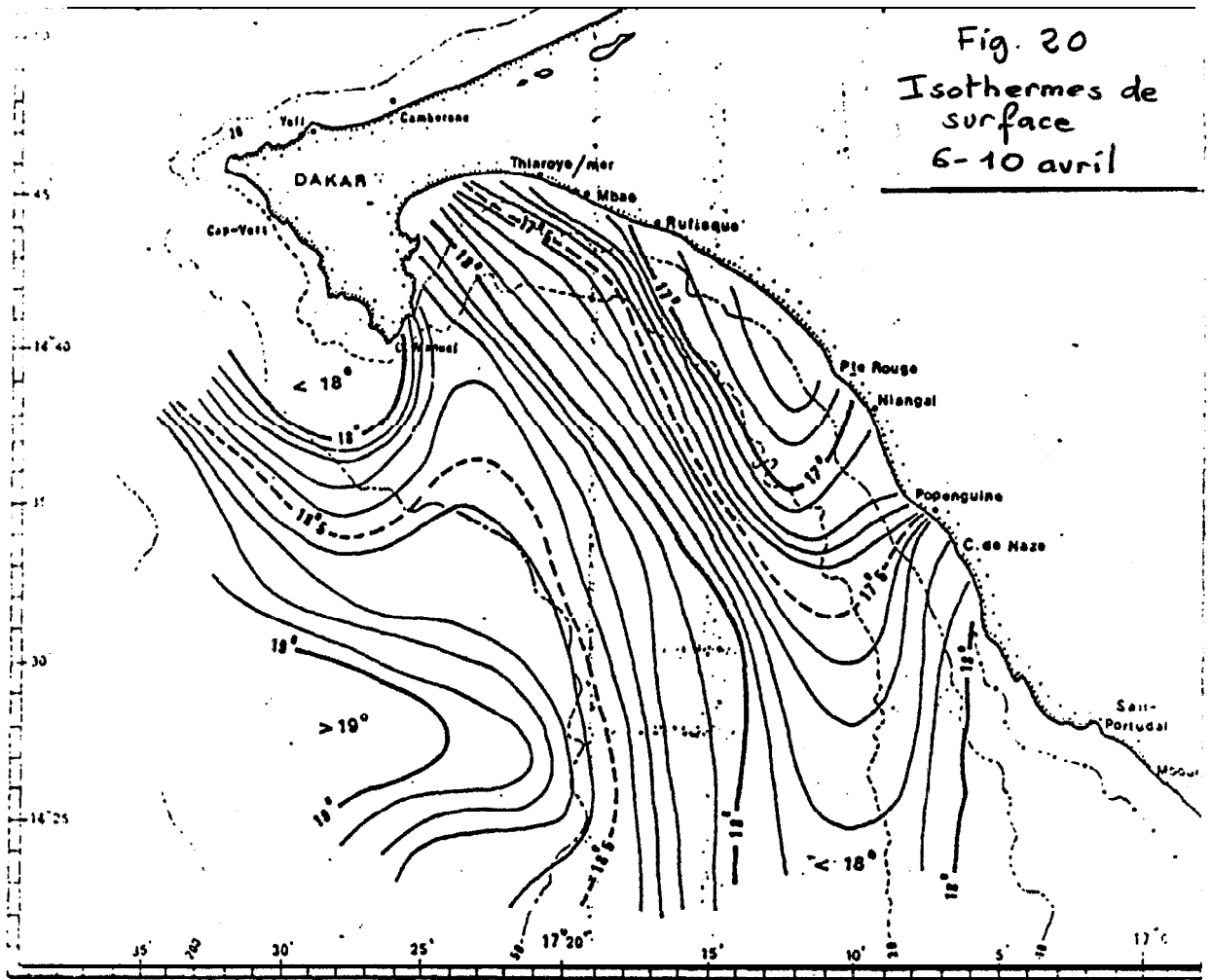


Fig 22
Isothermes de
surface
7-8 mai

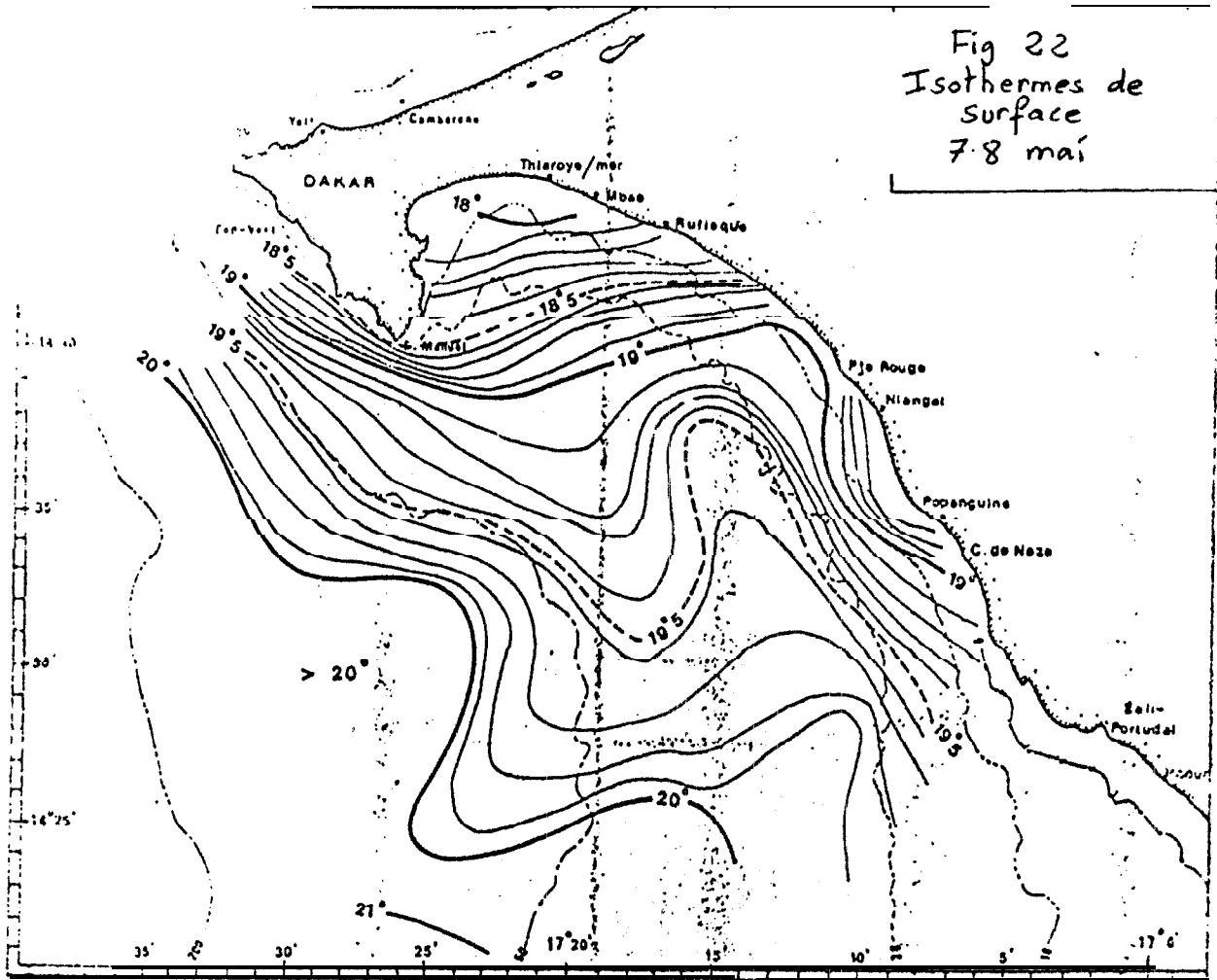


Fig. 23
Isothermes de
surface
2-5 juin

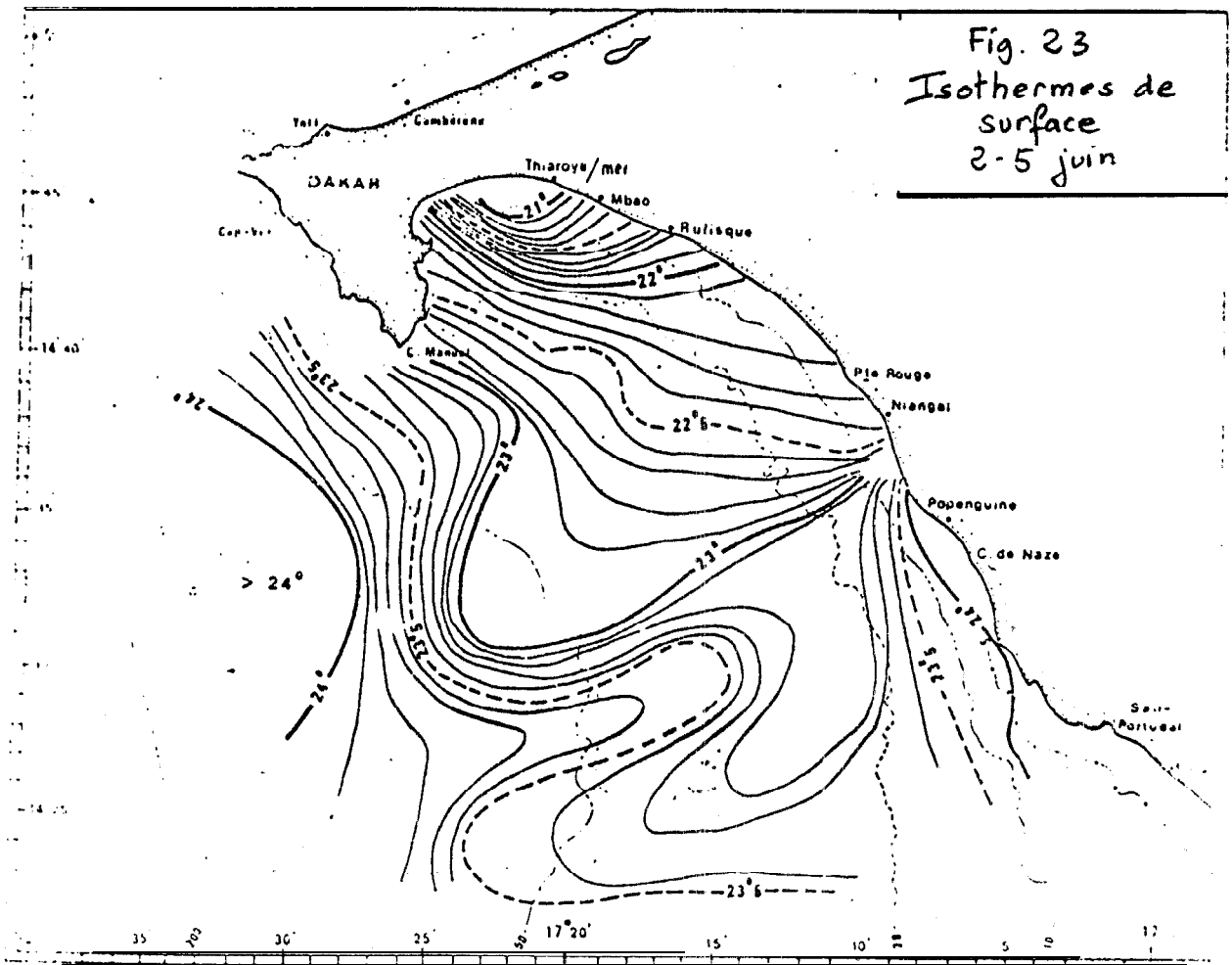
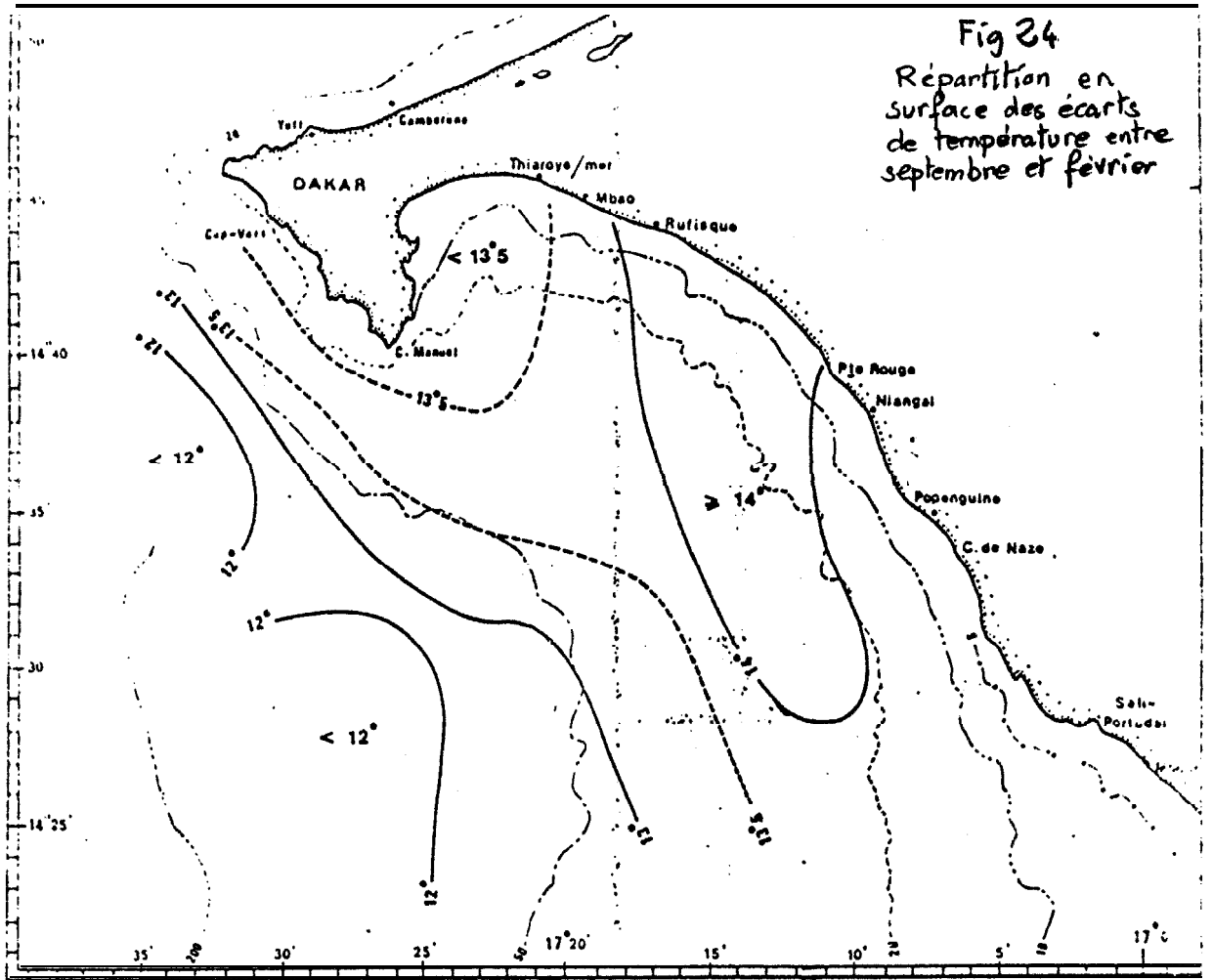
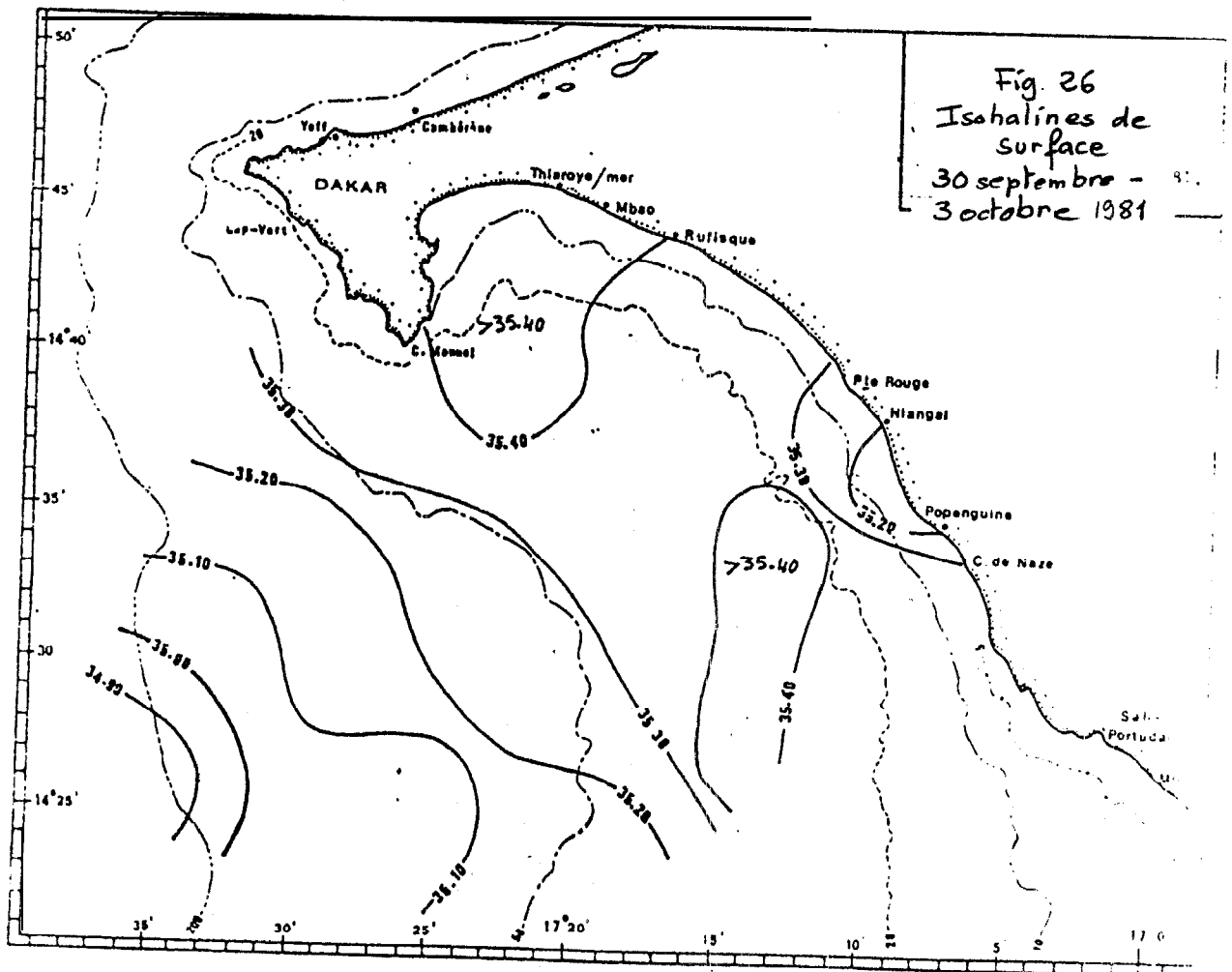
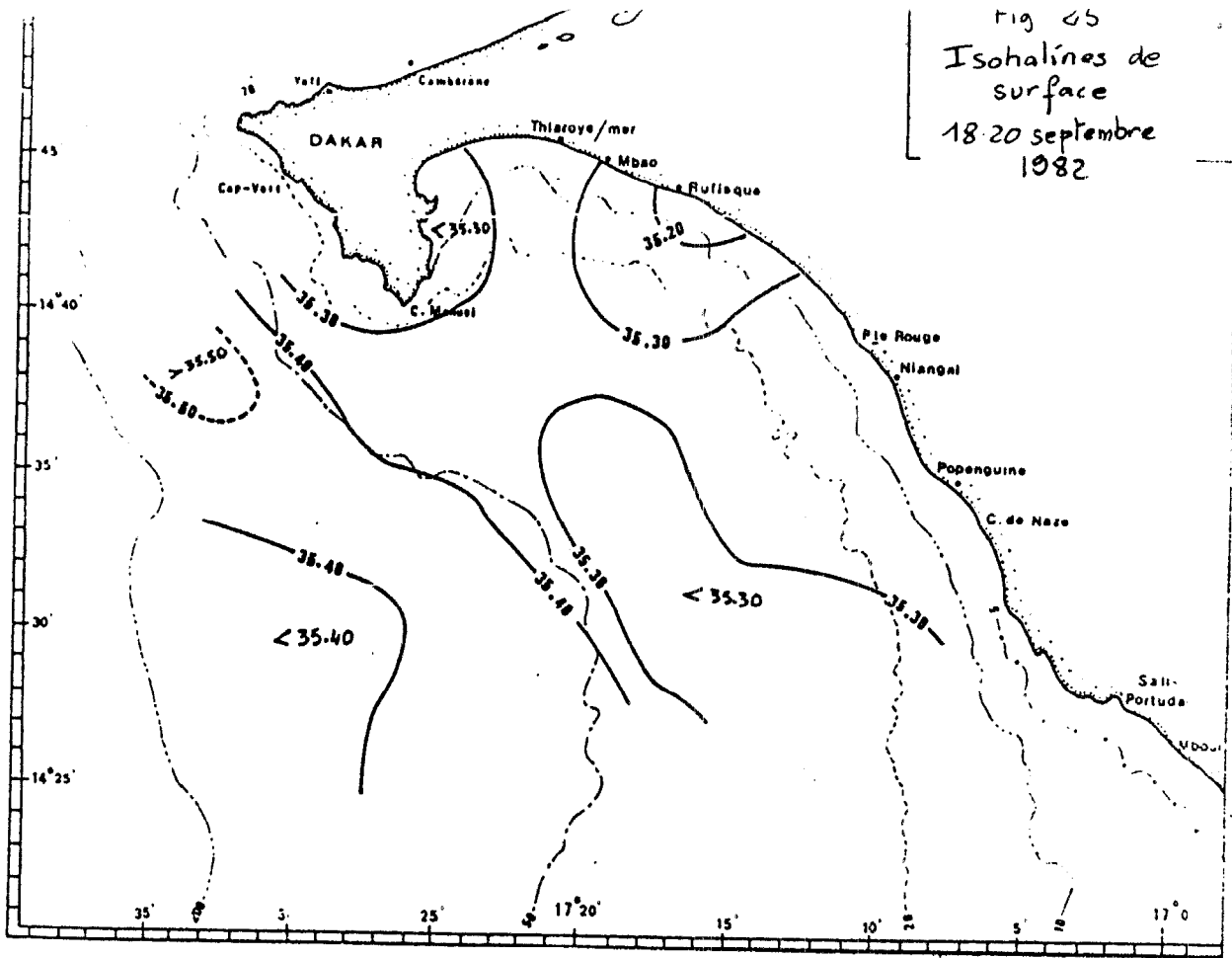


Fig 24
Répartition en surface des écarts de température entre septembre et février





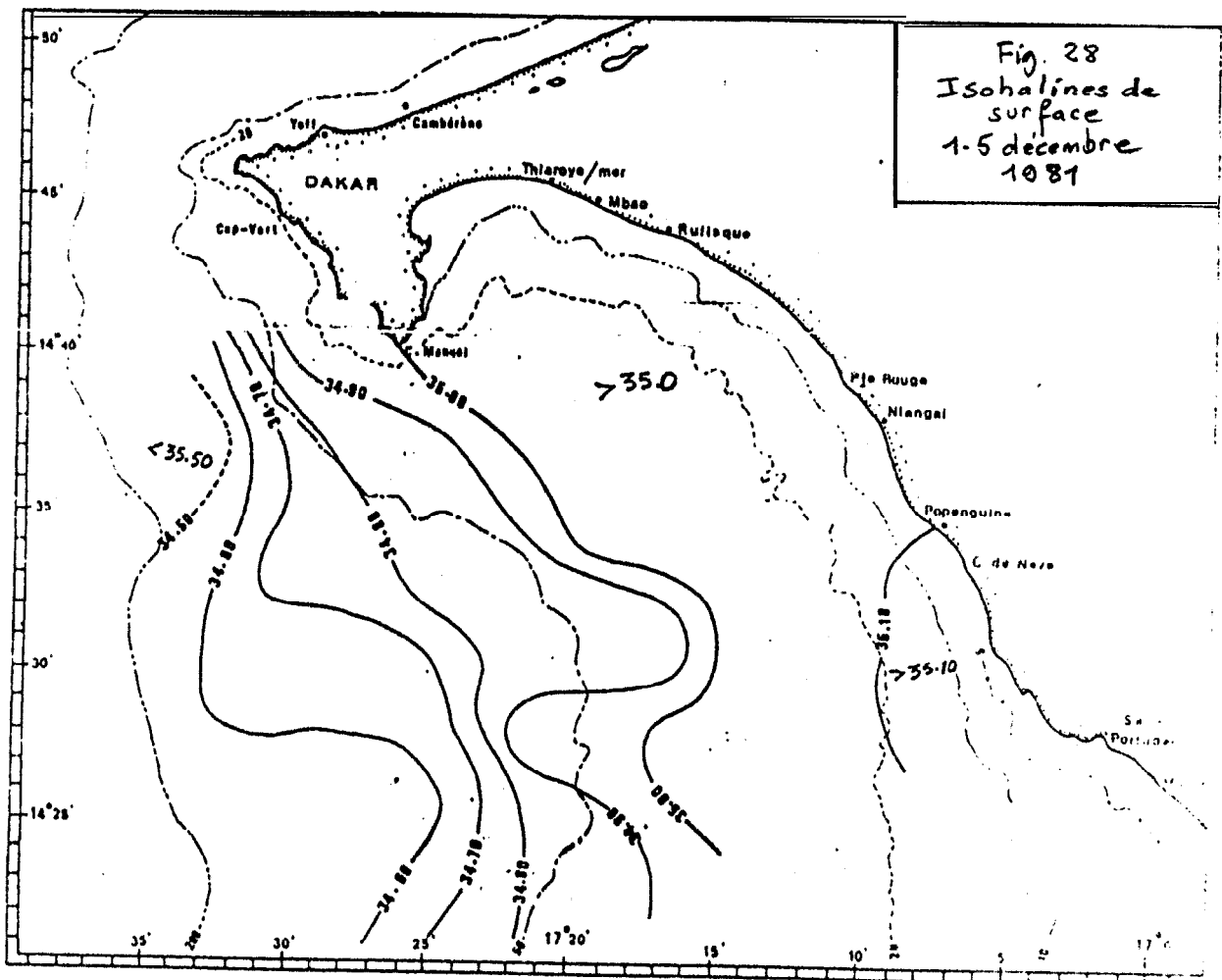
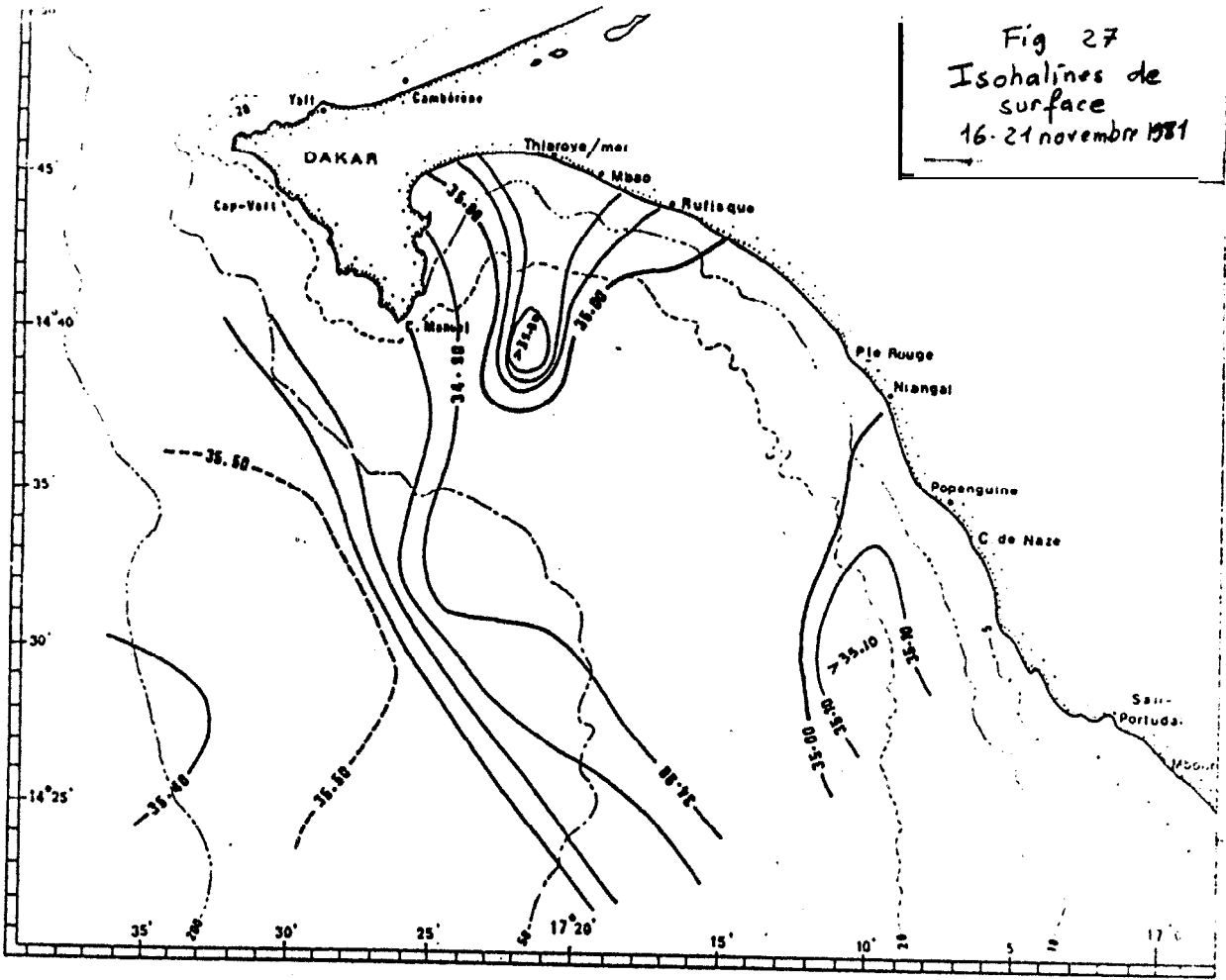


Fig 29
 Isohalines de
 surface
 22.23 décembre
 1981

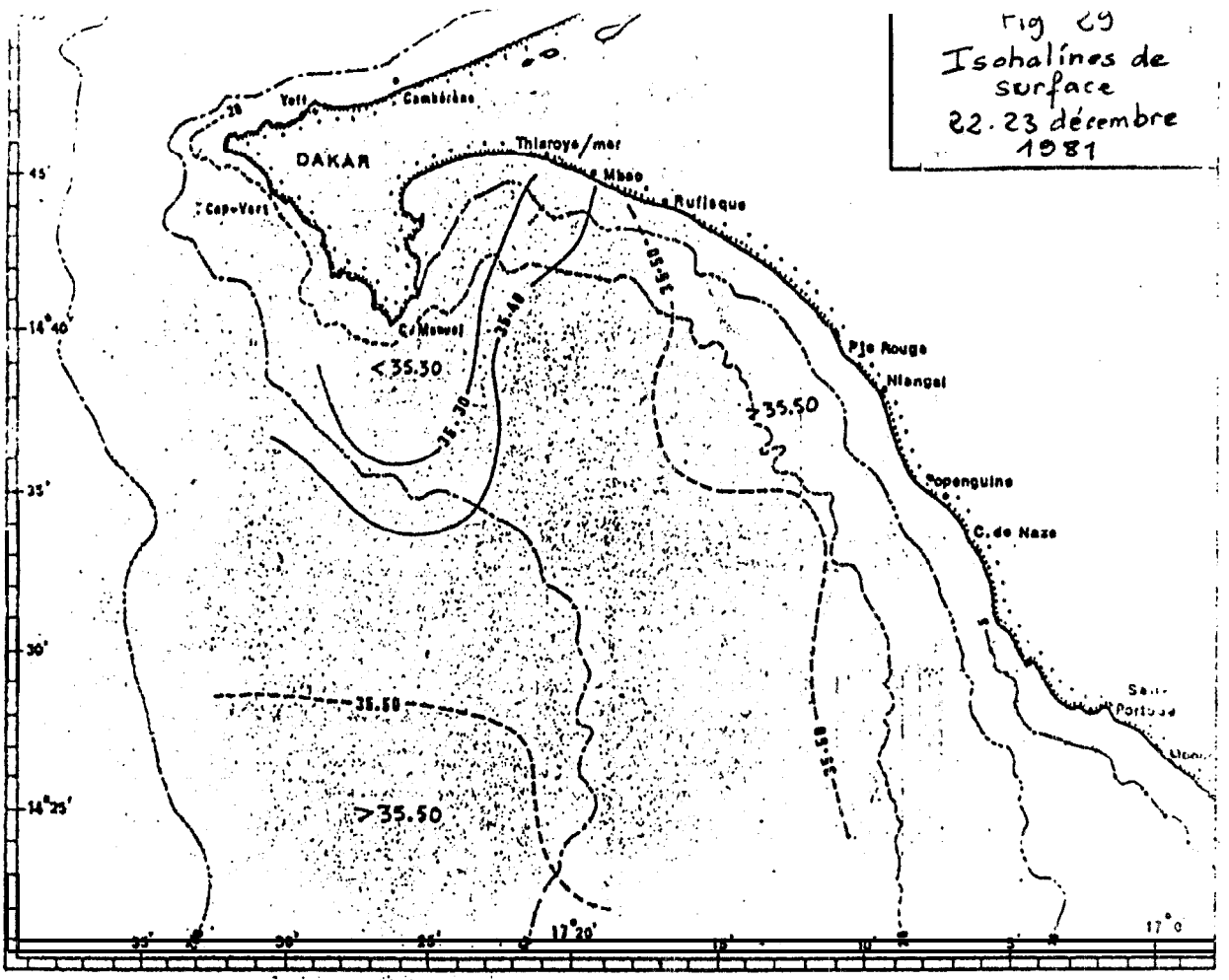
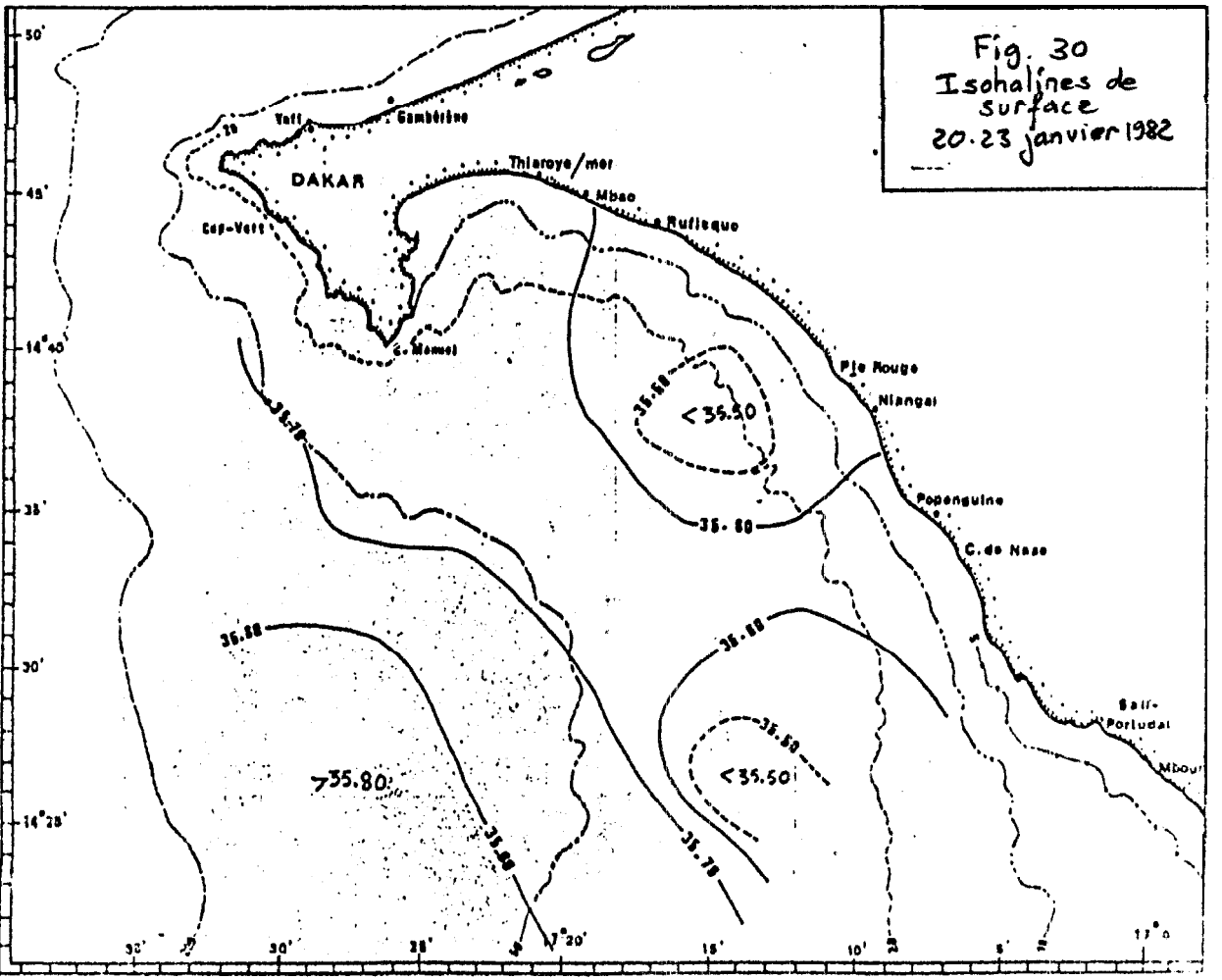


Fig. 30
 Isohalines de
 surface
 20.23 janvier 1982



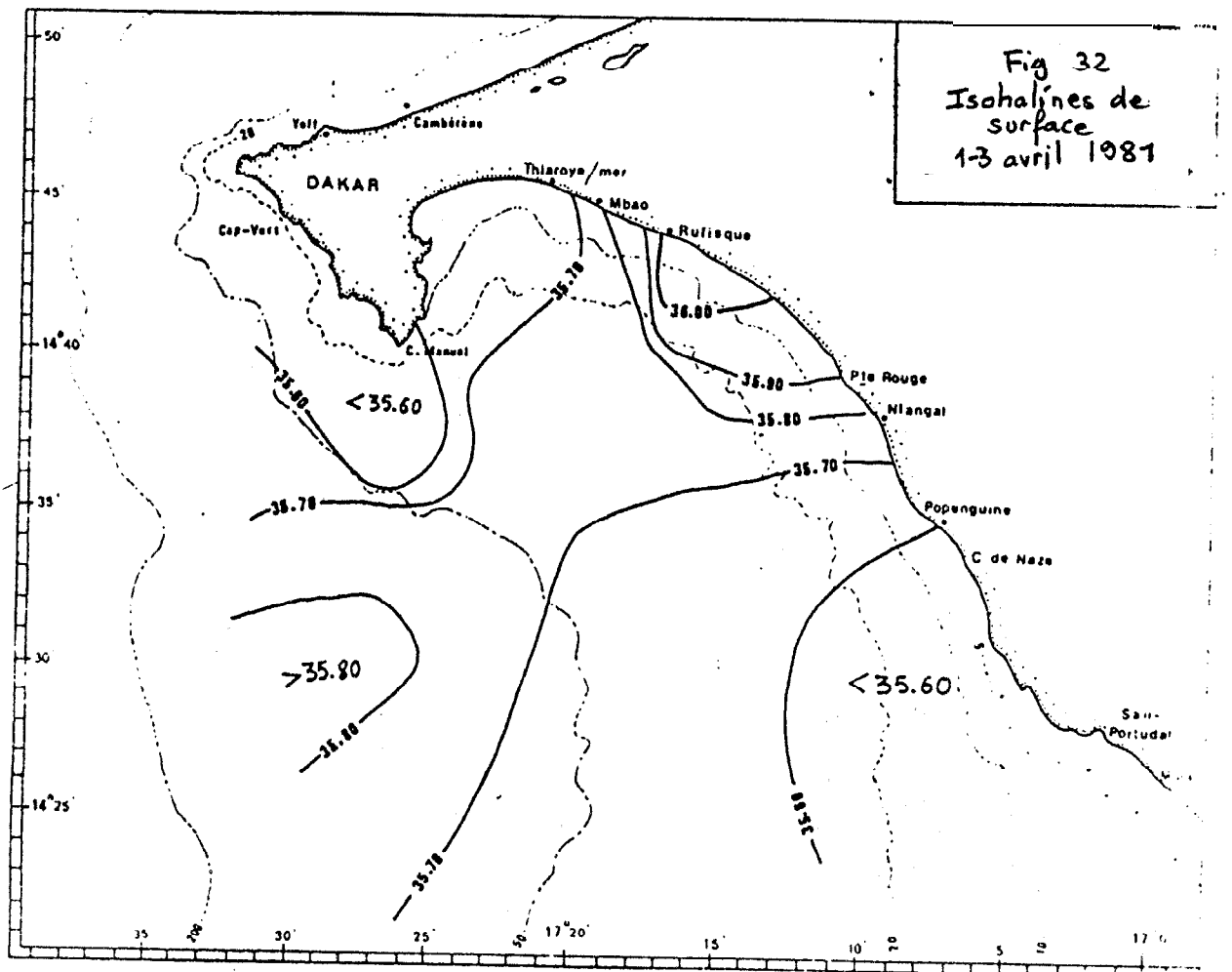
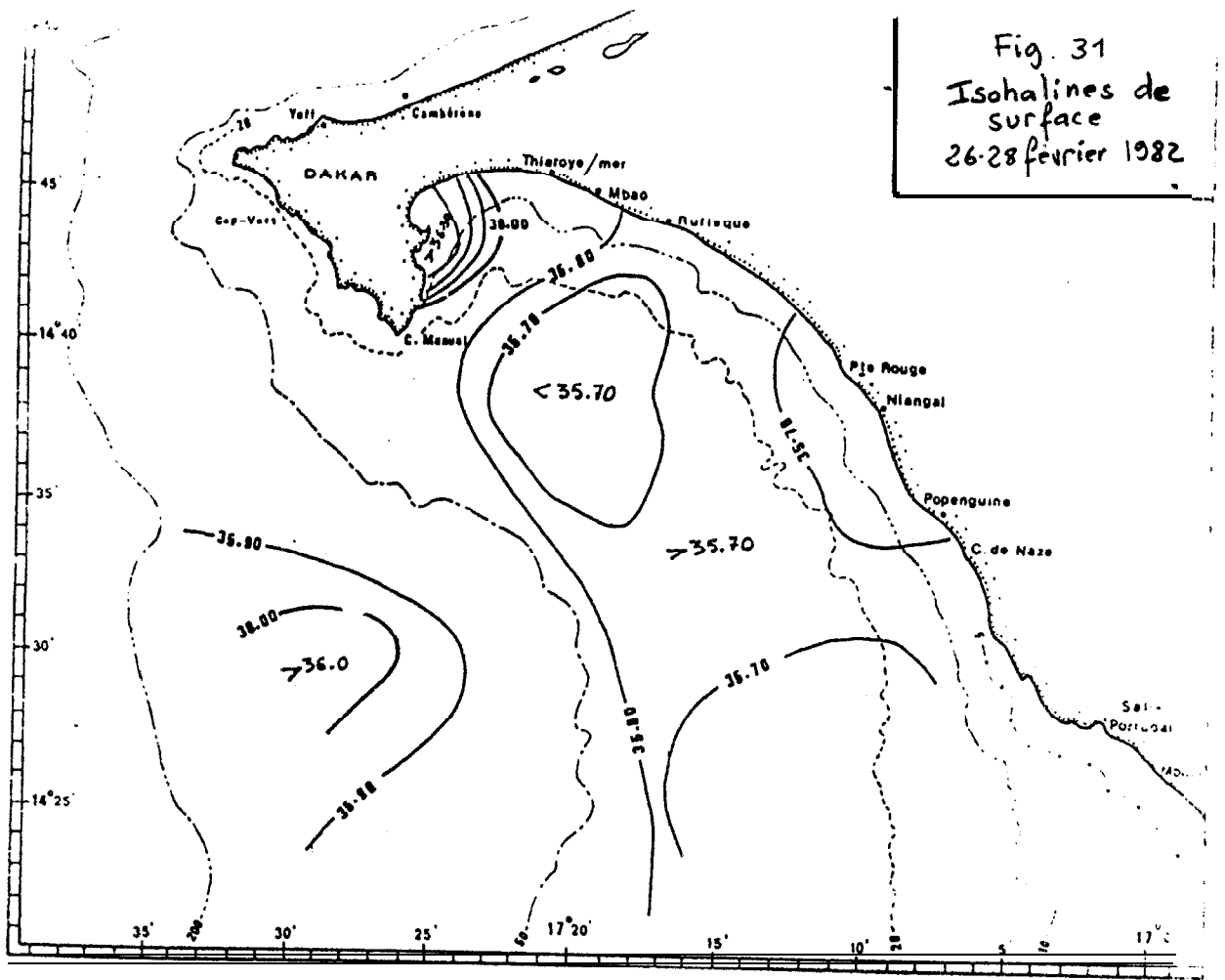


Fig. 33
 Isohalines de surface
 3-5 mai 1982

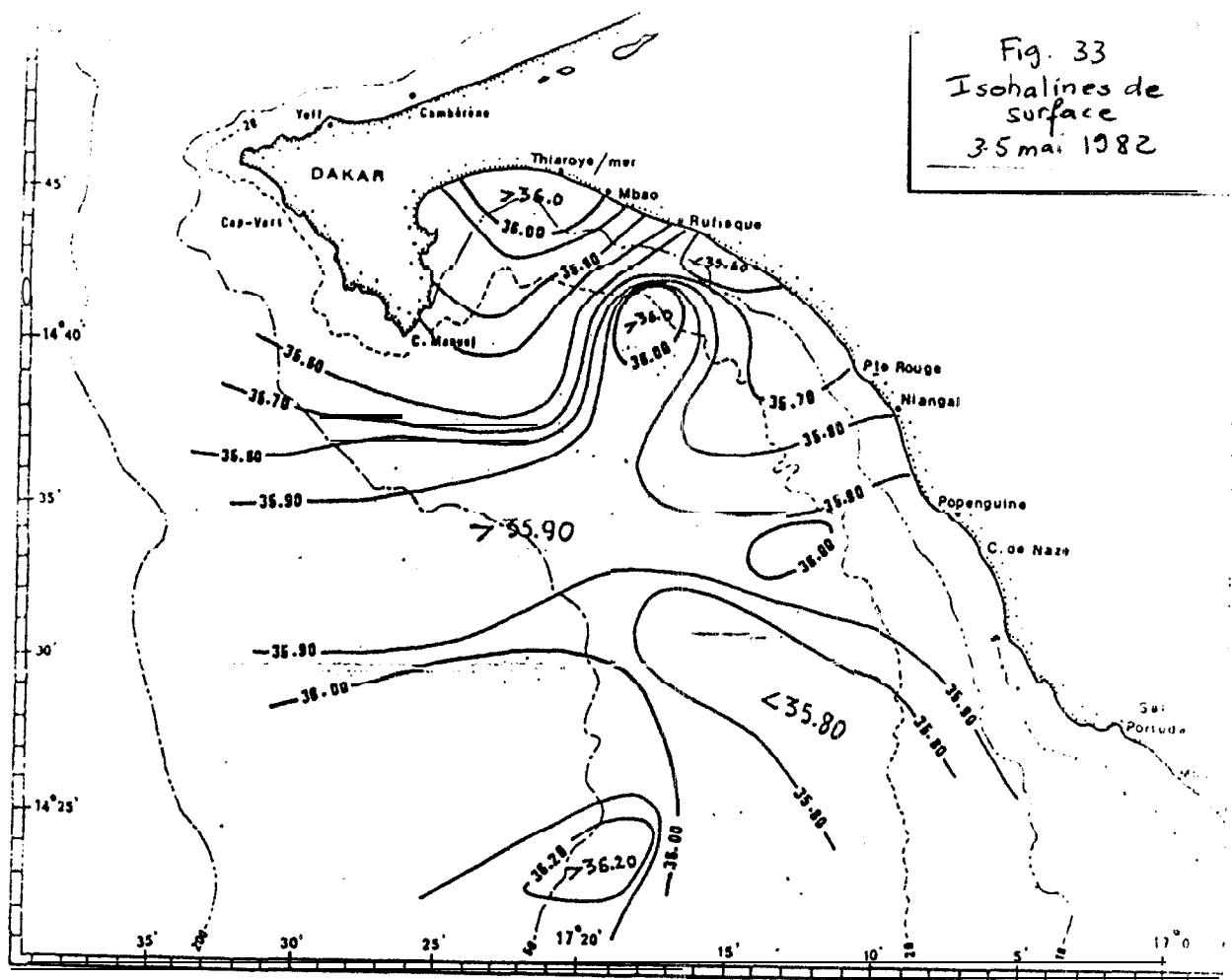


Fig. 34
 Isohalines de surface
 1-3 juin 1982

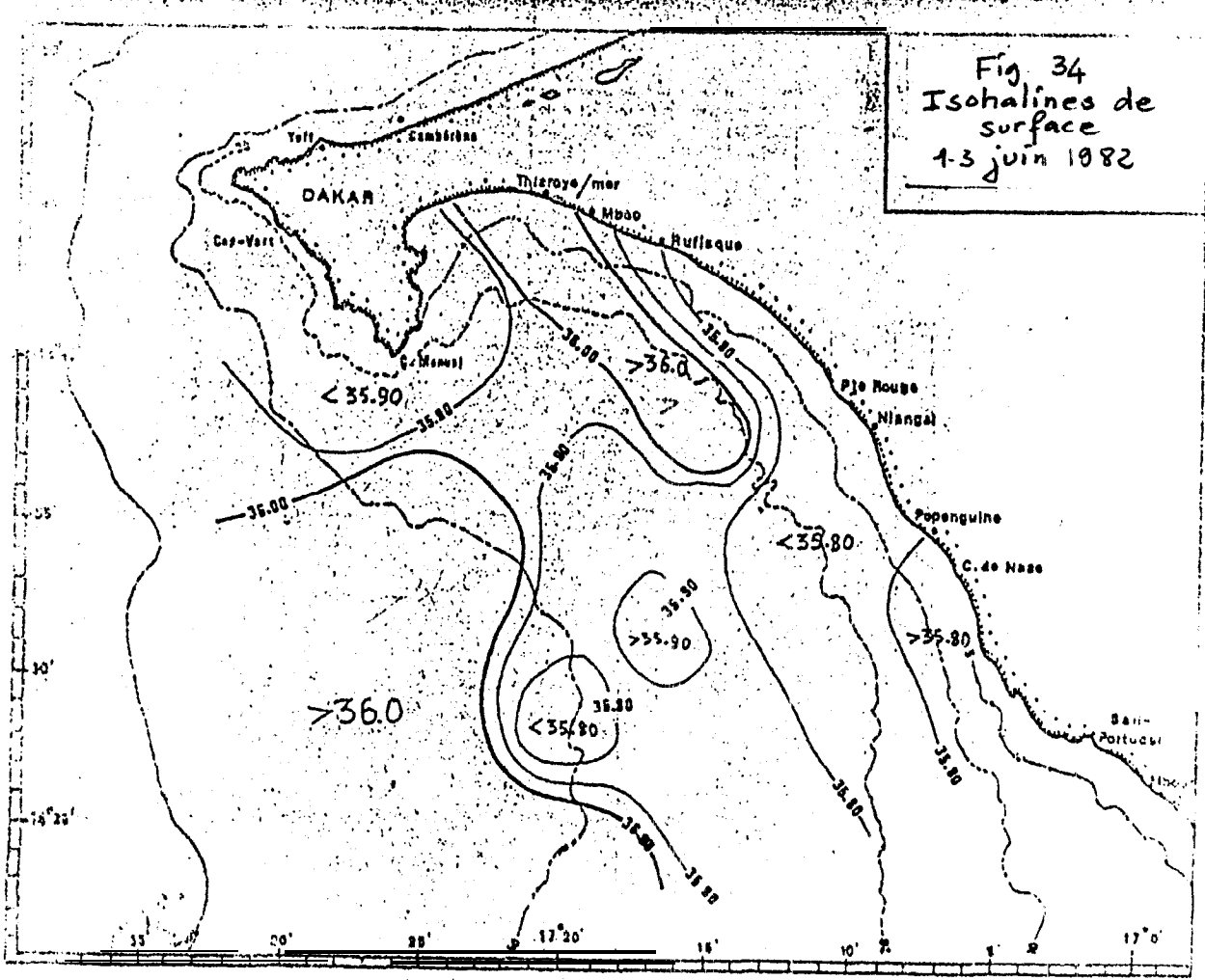


Fig. 35
 Isopycnes de surface
 18-20 septembre 1981

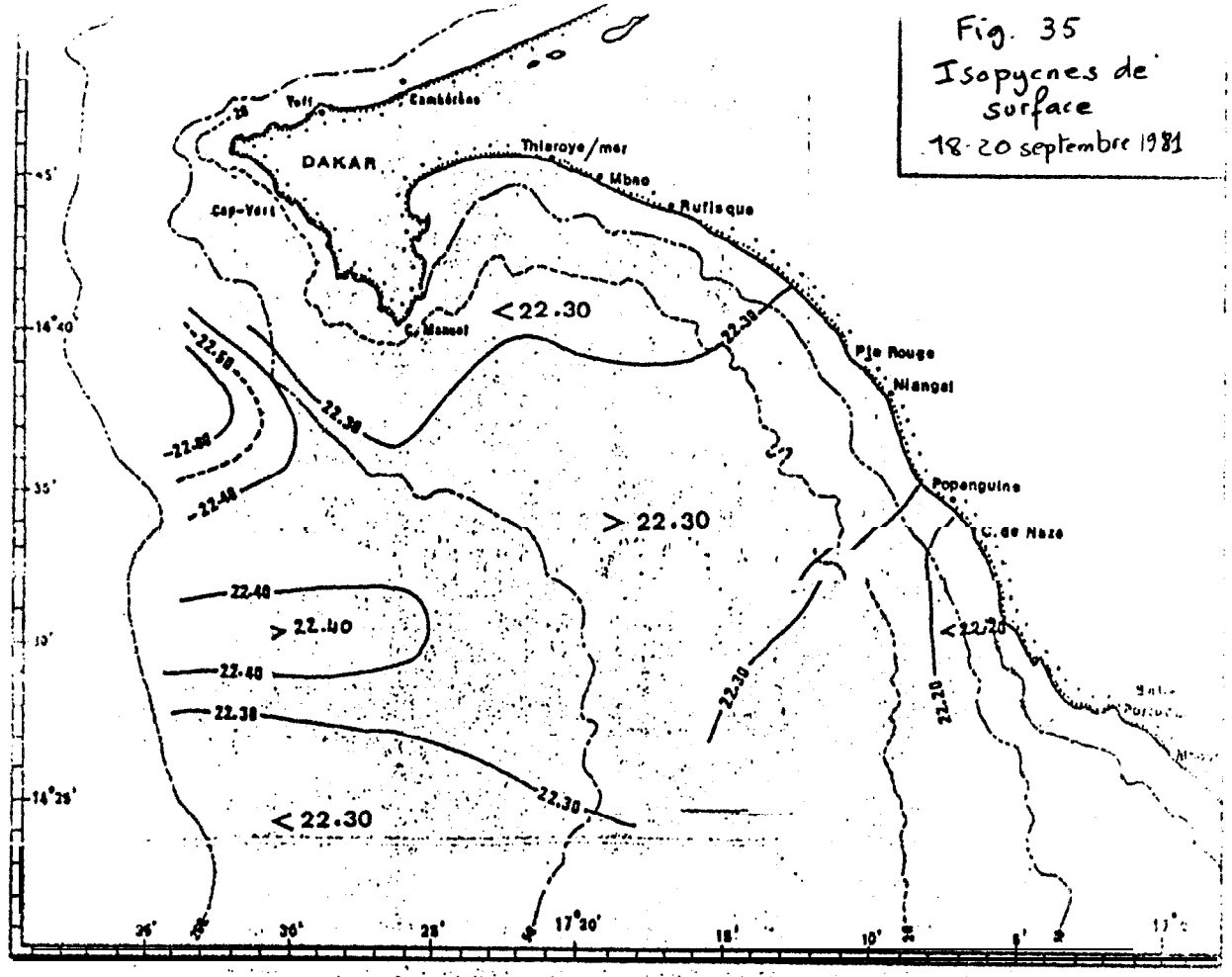
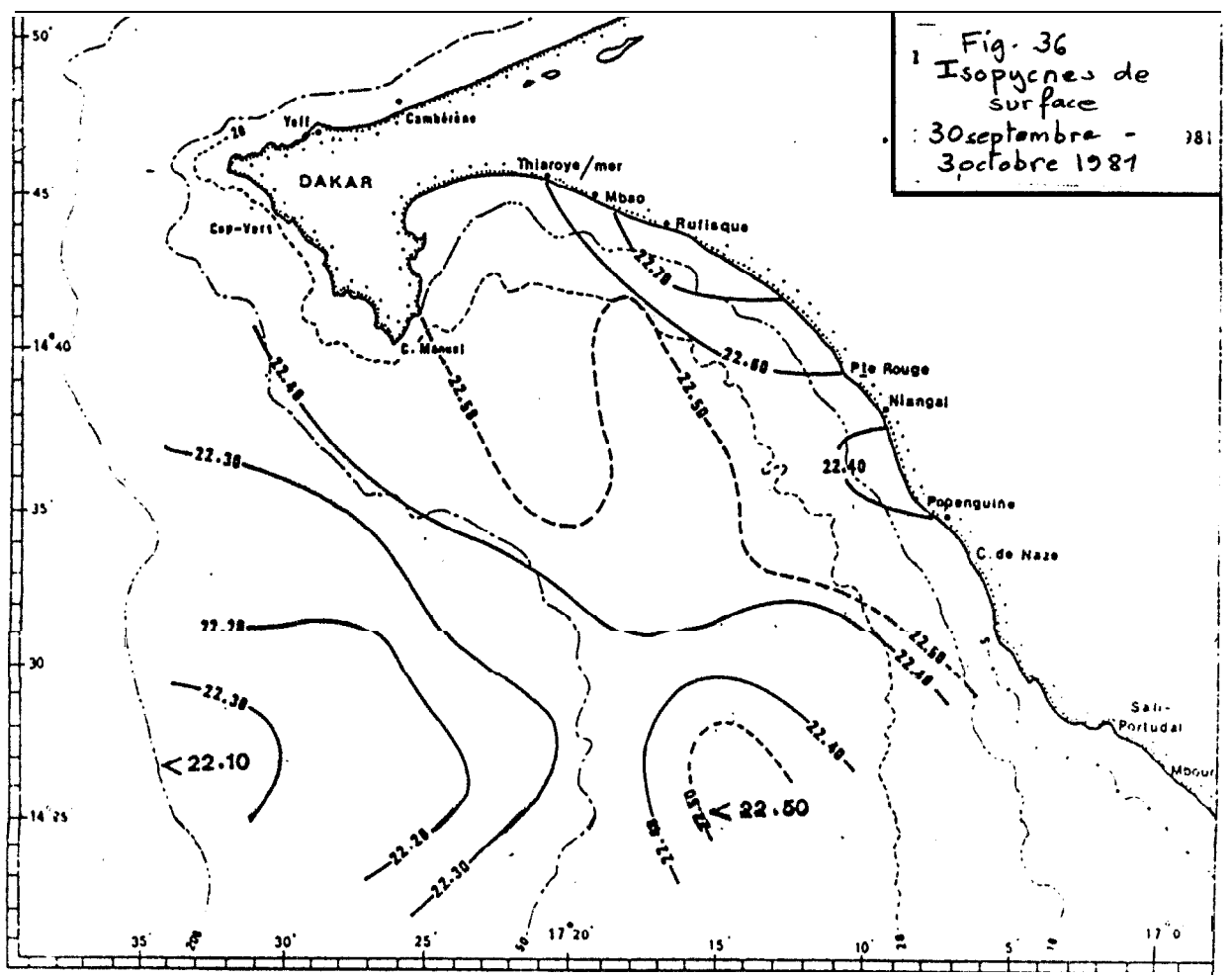


Fig. 36
 Isopycnes de surface
 30 septembre - 3 octobre 1981



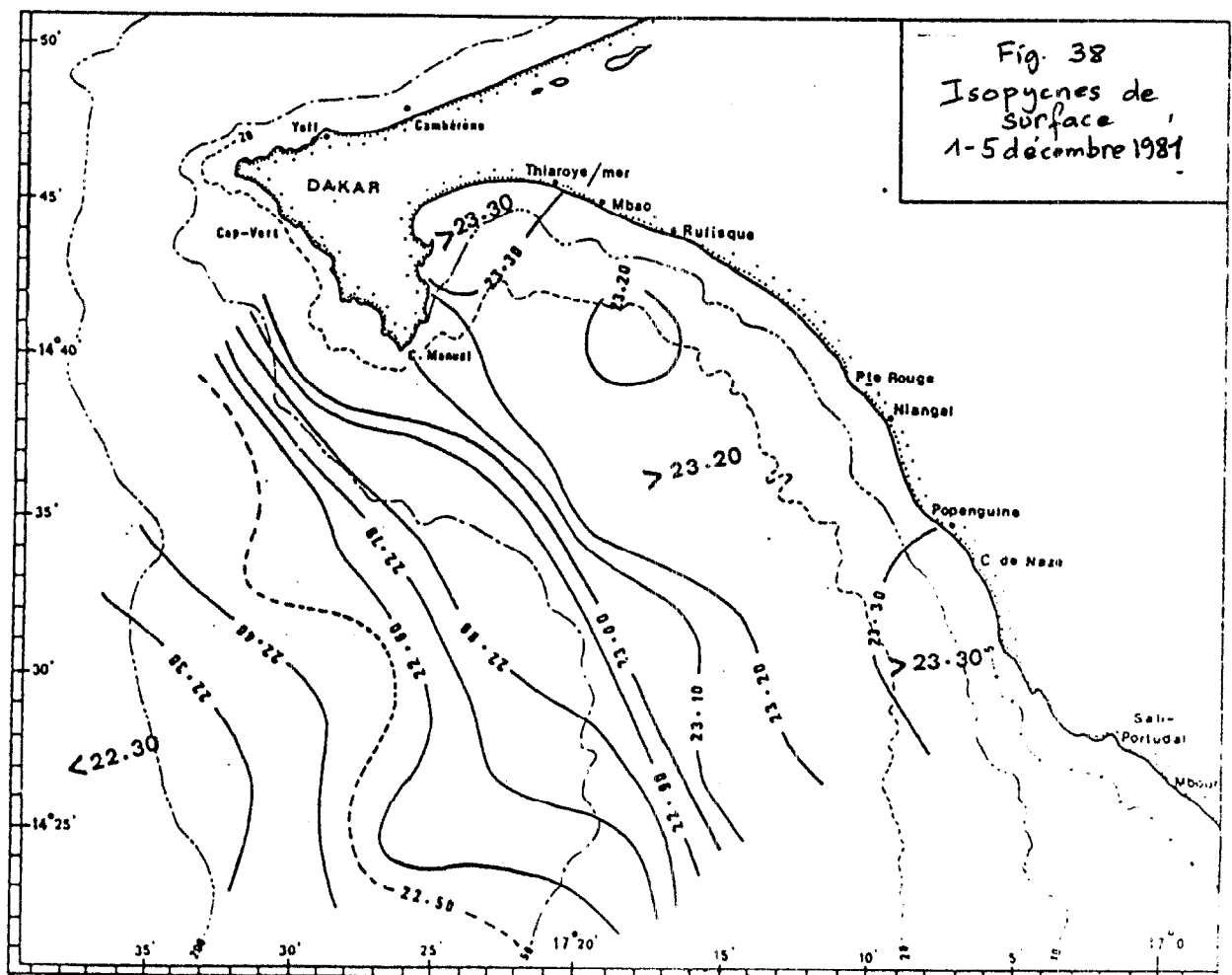
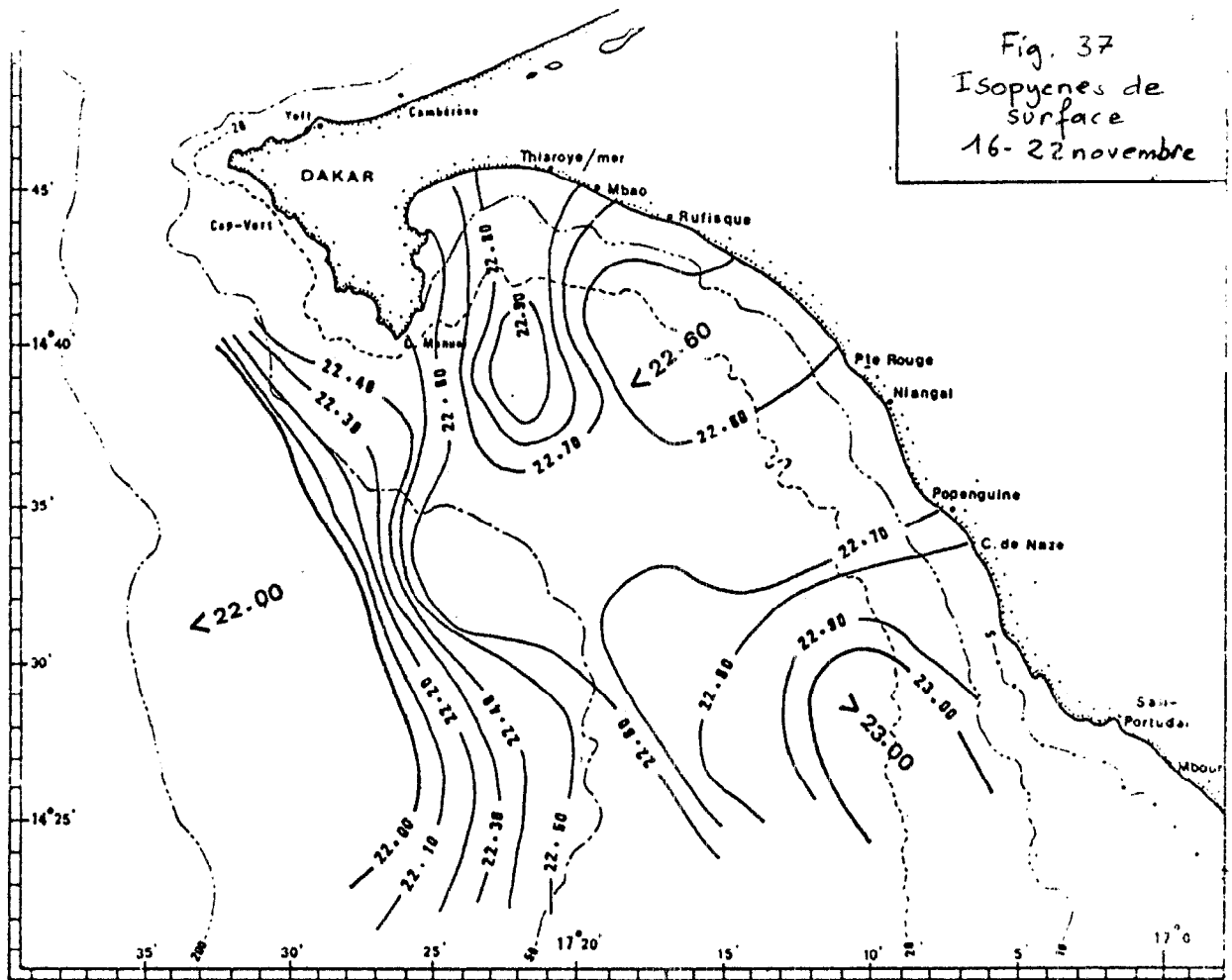


Fig. 39
 Isopycnes de surface
 22-23 décembre 1981

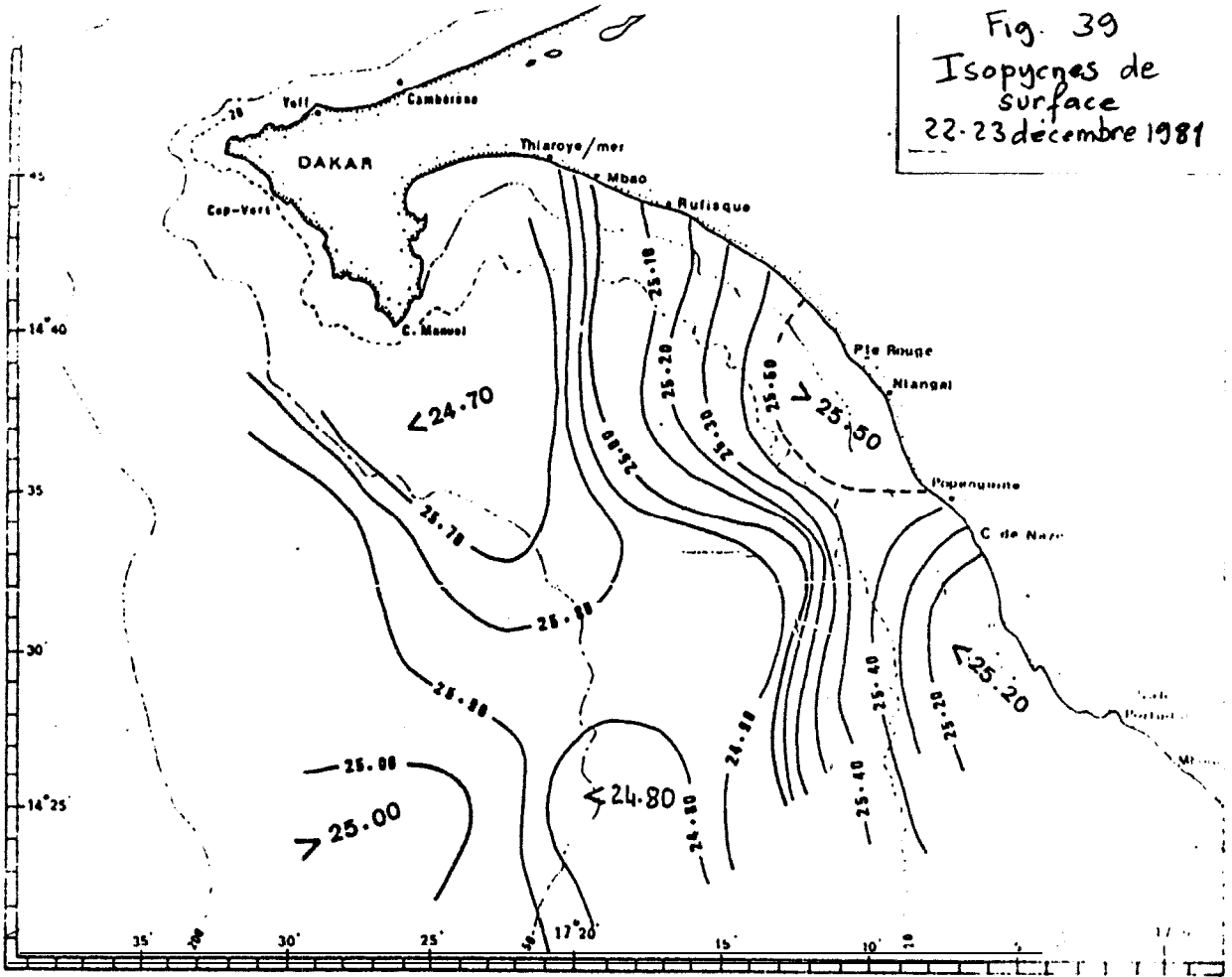
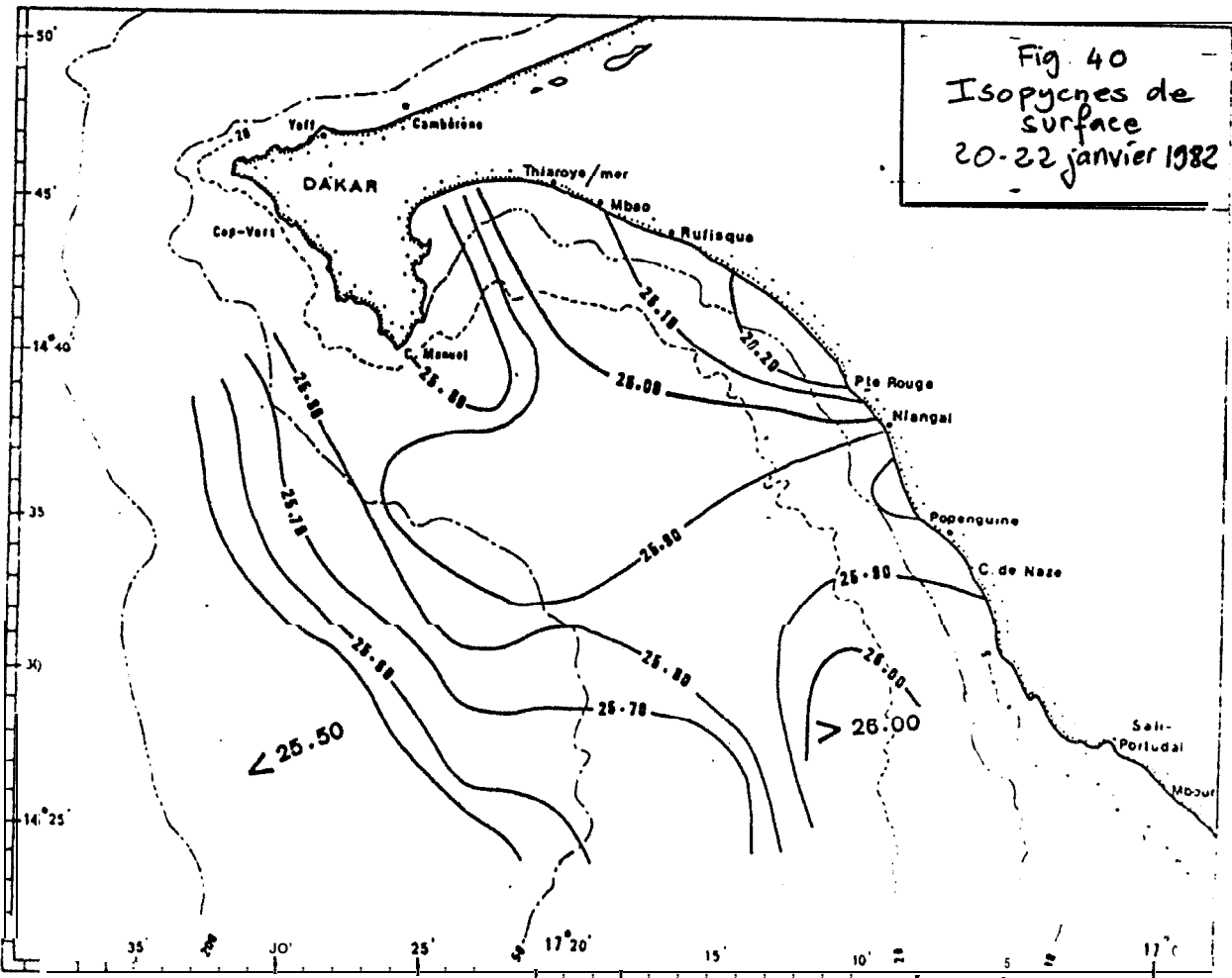
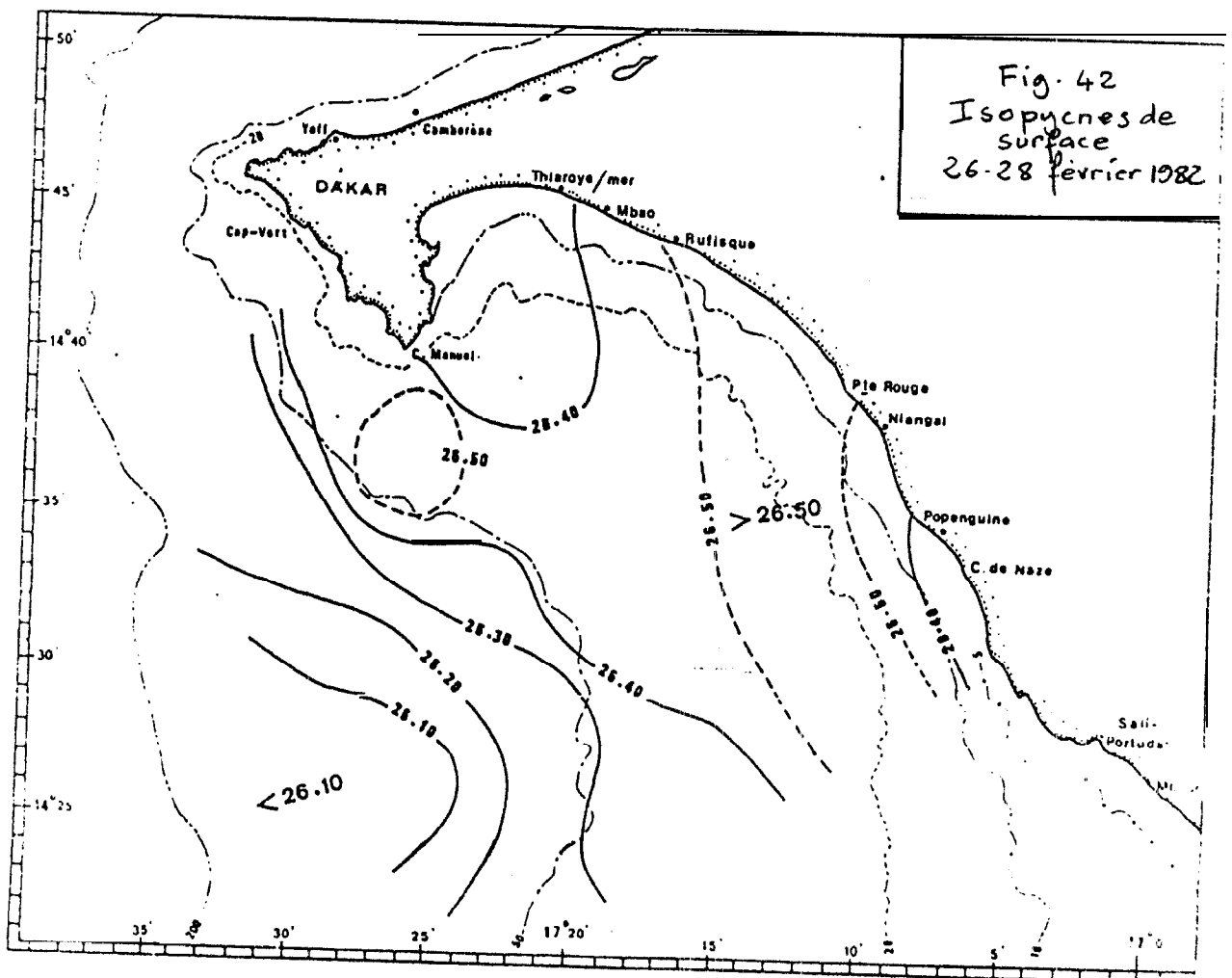
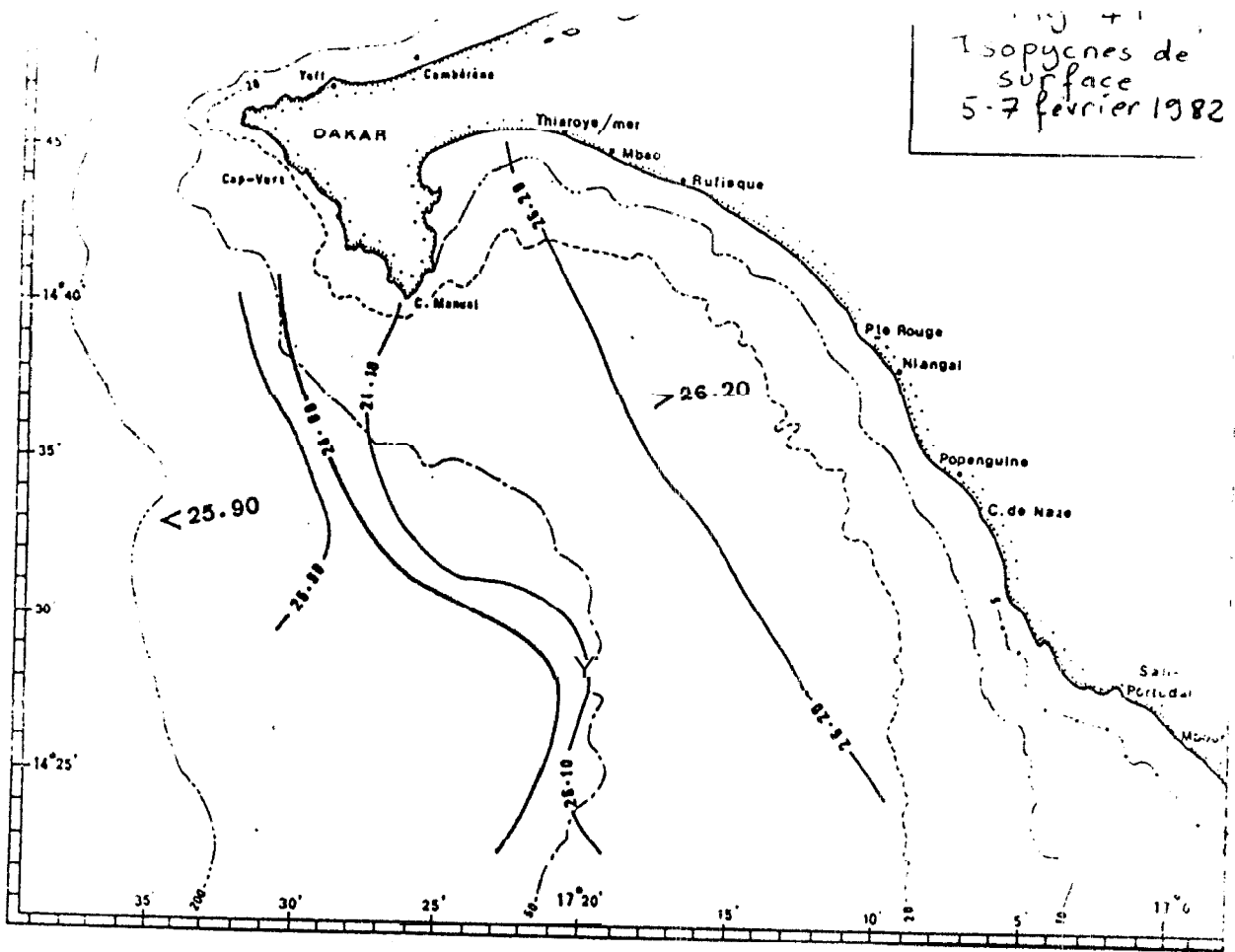


Fig. 40
 Isopycnes de surface
 20-22 janvier 1982





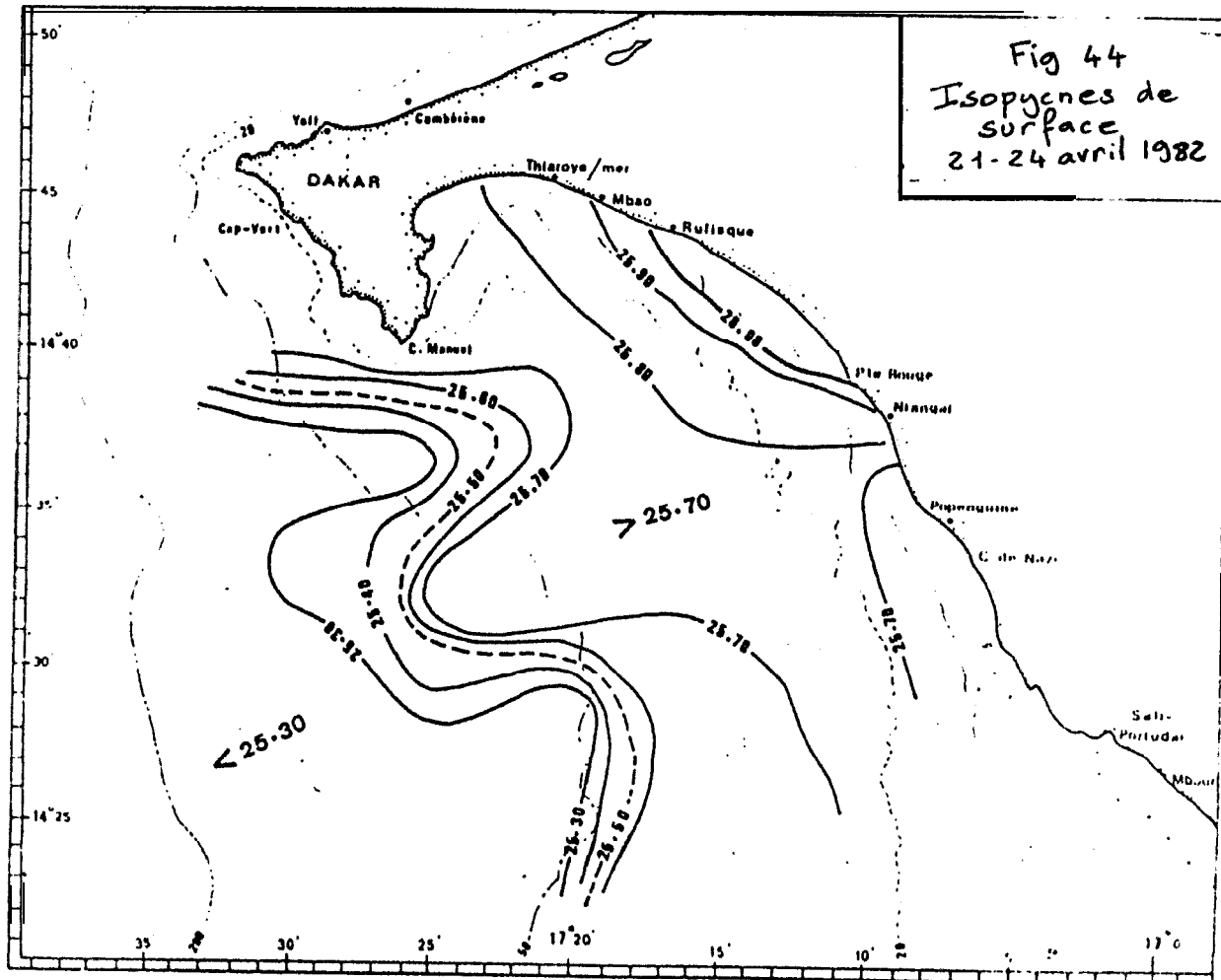
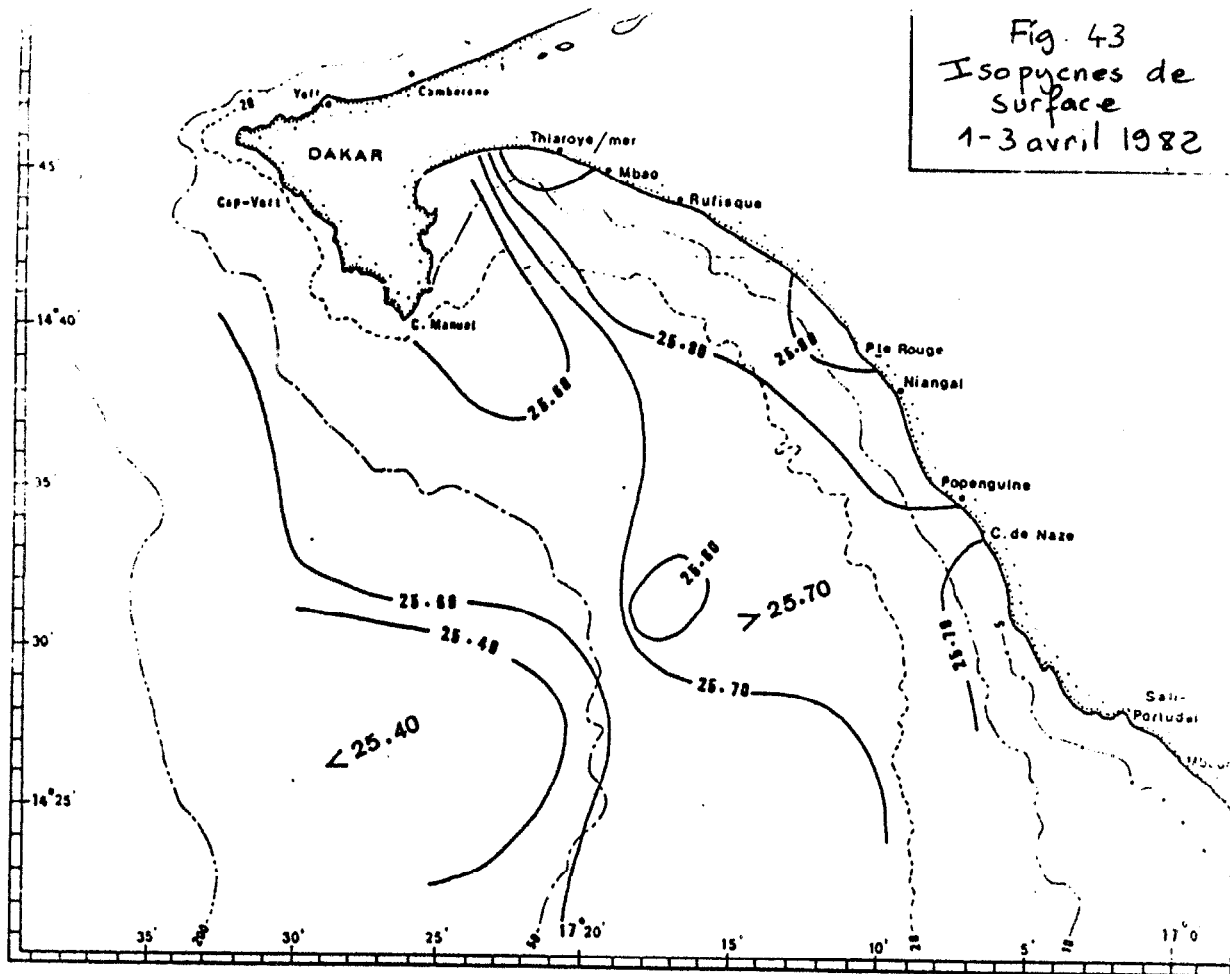


Fig 75
Isopycnes de
surface
3-5 mai 1982

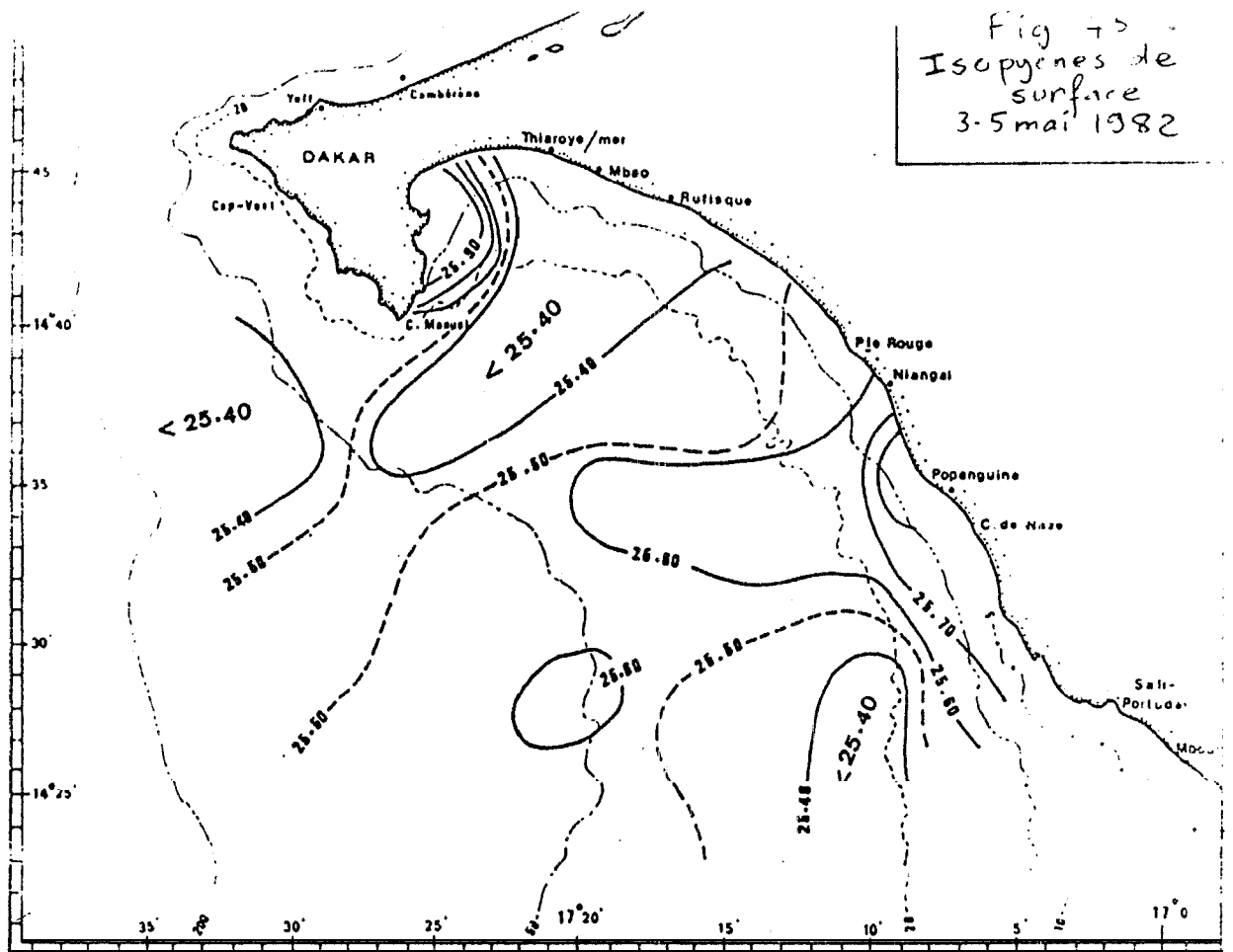


Fig 46
Isopycnes de
surface
1-3 juin

