

Y. GOURICU

APPLICATION DES DONNEES
SATELLITAIRES A
L'OCEANOGRAPHIE



INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE

POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

— CENTRE DE DAKAR-HANN —



P R E A M B U L E

Recruté par le département A pour travailler sur les applications des données satellitaires à l'océanographie physique, cette période de deux ans m'a permis d'approcher les principaux instruments intéressants l'océan et d'appréhender les problèmes qui leur sont liés.

Ce rapport est une revue des différents travaux et stages auxquels j'ai participé. Il se scinde en deux parties :

- La première concerne les capteurs passifs et notamment le satellite géostationnaire METEOSAT. J'y aborde des problèmes liés à l'angle de visée et à la correction atmosphérique lors de la mesure, par le capteur Infra Rouge, du rayonnement émis par la terre. Dans un deuxième temps est reproduit un travail effectué en collaboration avec MM CITEAU, CAMMAS et GUILLOT qui a été présenté au C.C.C.O Tropical Atlantic Climate Studies Meeting du 9 septembre 1985. Il est une illustration de l'avantage qu'apporte les images satellites dans le suivi régulier des phénomènes météorologiques.

- La seconde est une étude de deux capteurs (diffusiomètre et altimètre) du satellite SEASAT. Ces capteurs qui émettent un signal électromagnétique (radar) sont dits actifs par opposition aux capteurs qui ne mesurent que le rayonnement issu de la terre. L'étude de la mousson indienne par le diffusiomètre montre l'énorme avantage de ce type de capteur. Quand à l'altimètre de nombreux auteurs ont montré son importance pour l'étude de la circulation superficielle.

La majorité des scientifiques est maintenant convaincue de l'utilité de ce type de données et les grands projets spatiaux (ERS1, NSCAT, POSEIDON, TOPEX...) mobilise déjà la communauté scientifique. Il est d'ailleurs nécessaire que celle-ci soit bien organisée pour pouvoir traiter le flot de donnée que vont verser les satellites dans les prochaines décennies.

PREMIERE PARTIE

LES CAPTEURS PASSIFS

INTRODUCTION

Le satellite géostationnaire METEOSAT conçu pour une veille climatique de l'Afrique, de l'Europe et de l'océan atlantique, permet de recevoir des images thermiques sensibles aux variations de la température de surface de l'océan.

Si les premières images analysées ont permis de retrouver les principaux événements thermiques océaniques de surface, l'utilisation de ces images demande une calibration plus précise du signal transmis par le satellite.

Dans cette note nous effleurerons deux des principaux problèmes de la radiométrie satellitaire.

Premièrement la correction à apporter pour des mesures faites à des angles de visée différents, puis l'absorption du signal par l'atmosphère. Pour ce second point nous allons simplement étudier l'apport éventuel des données du canal vapeur d'eau.

Les deux approches se feront grâce à un modèle de transmission atmosphérique et ne pourront donc constituer une réponse complète à ces problèmes.

A/ - EQUATION DE TRANSFERT RADIATIF (réf. 1)

Les radiomètres passifs d'un satellite permettent la mesure des rayonnements électromagnétiques émis ou réfléchis par la surface et l'atmosphère terrestre.

Le rayonnement émis par le soleil s'exprime par la loi de Planck :

$$B(\nu, T) = \frac{C_1 \nu^3}{\text{EXP}(C_2 \frac{\nu}{T}) - 1}$$

Cette loi s'applique aux corps noir qui absorbent tout le rayonnement électromagnétique incident.

Le rayonnement solaire réfléchi par la surface terrestre et vu par le satellite par atmosphère transparente s'exprime par :

$$I_s(\nu) = r(\nu, T) B_s(\nu, T)$$

$I_s(\nu)$: Energie ou luminance reçue par le satellite.

$B_s(\nu, T)$: Luminance du soleil à la surface terrestre.

$r(\nu, T)$: Réflectivité du corps à la température T pour un nombre d'onde ν .

La terre se comporte pratiquement comme un corps noir pour le rayonnement infra-rouge. Les propriétés d'un tel corps sont décrites par la loi de Kirchhoff :

$$I(\nu, T) = \epsilon(\nu, T)B(\nu, T)$$

$B(\nu, T)$: Luminance d'un corps noir

$I(\nu, T)$: Luminance effective du corps (appelé corps gris)

$\epsilon(\nu, T)$: Emissivité du corps

Pour un corps noir $\epsilon=1$. Un corps gris ne peut émettre des ondes qu'à des longueurs identiques à celles qu'il a absorbées. Ainsi le coefficient d'émissivité est égal au coefficient d'absorption.

L'atmosphère n'est pas entièrement transparente au rayonnement infra-rouge. Pour une onde de longueur d'onde λ l'atténuation due à la présence de l'atmosphère s'exprime par :

$$I_0(\nu) = \tau(\nu, T)B(\nu, T_s)$$

$B(\nu, T_s)$: Luminance émise par la surface terrestre.

$I_0(\nu)$: Luminance effectivement reçue par le satellite.

$\tau(\nu, T)$: Transmittivité de l'atmosphère de température moyenne T .

Si nous supposons qu'il n'y a pas de diffusion dans l'atmosphère, les propriétés macroscopiques d'un corps par rapport aux ondes électromagnétiques sont résumées par les trois coefficients liés par l'équation :

$$r(\lambda, T) + \tau(\lambda, T) + \epsilon(\lambda, T) = 1$$

Si nous nous plaçons dans le domaine infra-rouge le rayonnement réfléchi peut être négligé ($r < 1\%$).

La luminance reçue par le satellite est alors :

$$\begin{aligned} I(\lambda, T) &= \epsilon(\lambda, T)B(\lambda, T) + \tau(\lambda, T)I_0(\lambda) \\ I_0(\lambda) &= \epsilon(\lambda, T)B(\lambda, T) + (1 - \epsilon(\lambda, T))I_0(\lambda) \\ \Delta I(\lambda, h) &= I(\lambda, T) - I_0(\lambda) = (B(\lambda, T) - I_0(\lambda))\epsilon(\lambda, T) \end{aligned}$$

$\Delta I(\lambda, h)$ représente la variation de luminance pour une propagation vers le haut à travers une couche d'atmosphère à l'altitude h .

Une telle luminance est diminuée par l'absorption $-I_0(\lambda)\epsilon(\lambda, T)$, mais augmentée par l'émission $B(\lambda, T)\epsilon(\lambda, T)$.

L'émissivité pour une couche d'atmosphère s'exprime :

$$\epsilon(\nu, T) = k(\nu, T)\rho(h)\Delta h$$

Δh : Epaisseur de la couche

h : Altitude de la couche

ρ : Masse volumique de l'absorbant

k : Coefficient d'absorption massique

Nous avons donc : $\Delta I(\lambda, h) = (B(\lambda, T) - I_0(\lambda))k(\nu, T)\rho(h)\Delta h$

L'équation différentielle s'écrit :

$$dI(v, h) = \left\{ -I(v, h) + B(v, \tau(h)) \right\} k(v, \tau(h)) \rho(h) dh$$

à l'aide de la loi de l'hydrostatique $dp = -g \rho dh$ on obtient :

$$\frac{dI(v, p)}{dp} = \frac{\{k(v, \tau(p)) - q(p)\} I(v, p) - B(v, \tau(p)) k(v, \tau(p)) q(p)}{g}$$

où $q(p)$ est la masse volumique relative du gaz absorbant dans l'air :

$$q(p) = \frac{\rho(p)}{\sigma(p)}$$

L'intégration de cette équation différentielle nous donne :

$$(A) \quad I(v, 0) = B(v, \tau(p_0)) \cdot \mathcal{T}(v, p_0) + \int_{p_0}^0 B(v, \tau(p)) \frac{\partial \mathcal{T}(v, p)}{\partial p} dp$$

avec $\mathcal{T} = \text{EXP} \left(-\frac{1}{g} \int_0^p k(v, \tau(p)) q(p) dp \right)$

p_0 : Pression à la surface de la terre.

0 : Pression à l'altitude du satellite.

$B(v, \tau(p_0)) \mathcal{T}(v, p_0)$: Terme de surface atténué par l'atmosphère.

$\int_{p_0}^0 B(v, \tau(p)) \frac{\partial \mathcal{T}(v, p)}{\partial p} dp$: Composante issue de l'atmosphère.

$\frac{\partial \mathcal{T}}{\partial p}$: Fonction de poids qui pondère la contribution des différentes couches de l'atmosphère.

\mathcal{T} : Transmission pour une propagation verticale ascendante d'un rayonnement du niveau p au satellite.

L'équation (A) est l'équation de base de presque toutes les principales applications de l'observation radiométrique.

Pour étudier les effets de l'atmosphère sur l'angle de visée et l'apport des informations du canal vapeur d'eau pour la correction atmosphérique nous avons utilisé le modèle de transmission LOWTRAN.

B/ - MODELE DE TRANSMISSION LOWTRAN (réf. 2)

Ce modèle de transmission atmosphérique mis au point par Selby et Mac Clatchey (réf. 2) permet de connaître la transmittance de l'atmosphère sur un large intervalle spectral, par pas de 5 cm, de 0.25 μm à 28.5 μm . Le programme tient compte de l'absorption des différents constituants atmosphériques : H₂O, CO₂, N₂, O₃. L'atténuation due aux aérosols peut être calculée.

Le modèle accepte en entrée les données issues de radiosondages, mais il possède également une bibliothèque de six types d'atmosphères. Trois modèles saisonniers ont été utilisés pour cette étude : Un modèle tropical, de l'équateur à 15°N; un modèle pour les moyennes latitudes en été

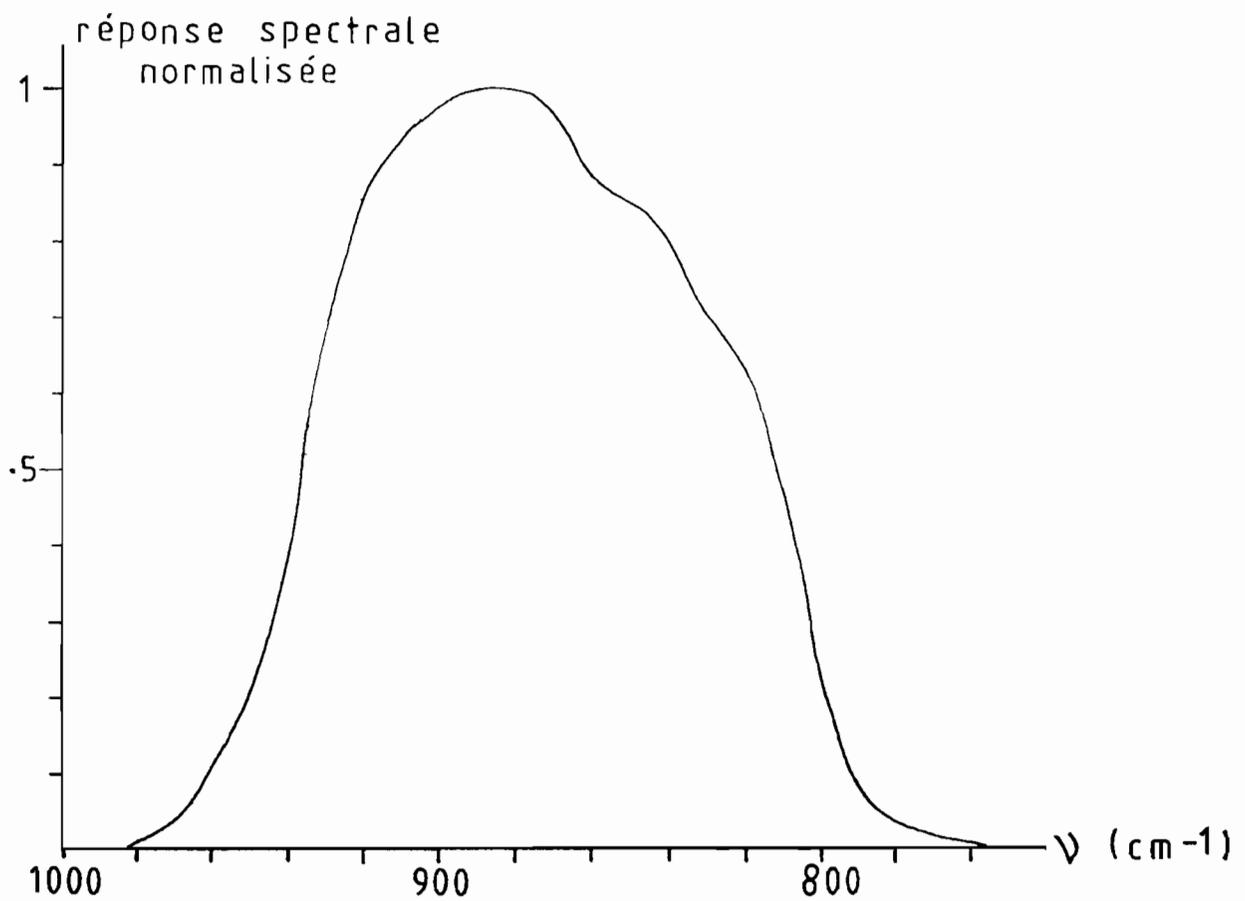


Figure 1 : Réponse spectrale normalisée du capteur
infra-rouge 2 (à 90°K) de METEOSAT-2

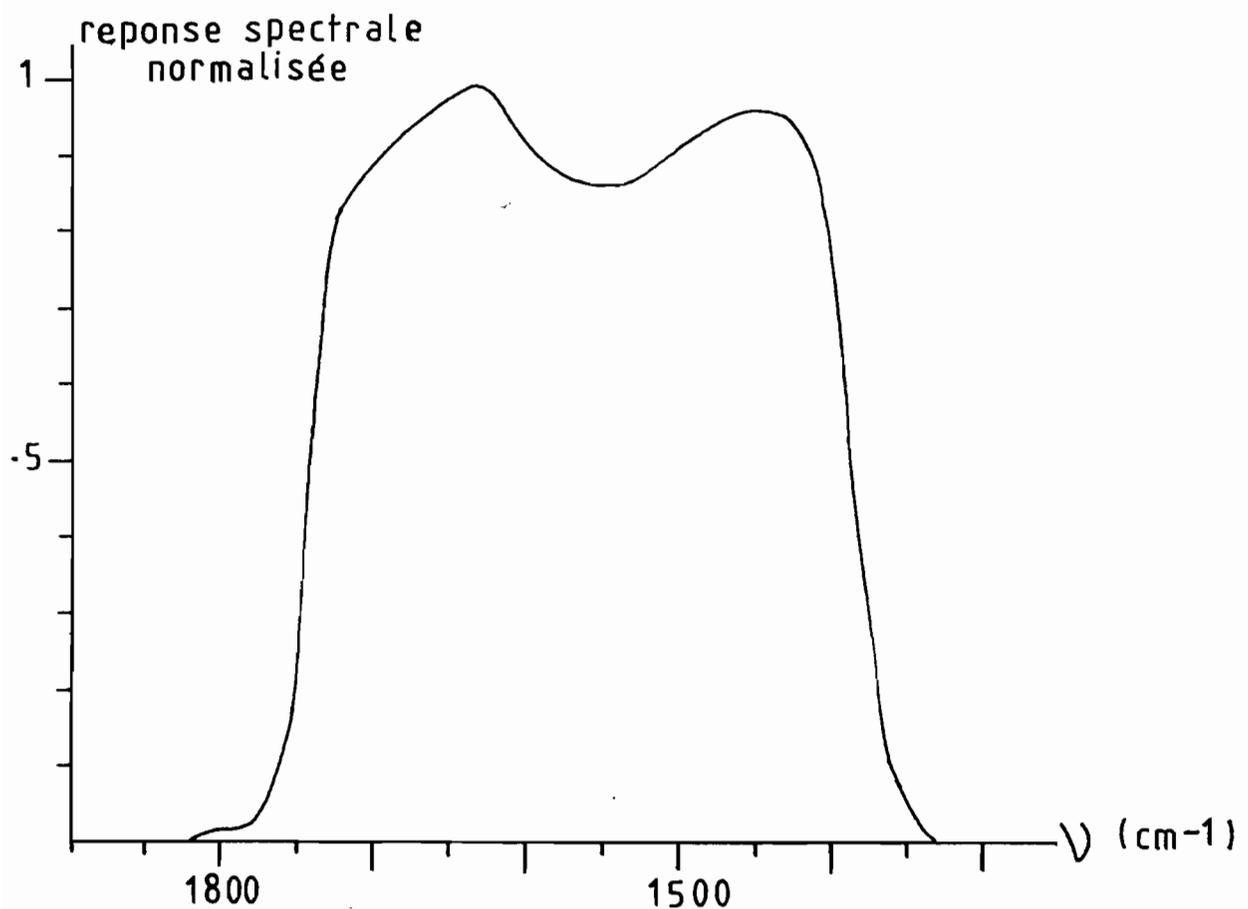


Figure 2 : Réponse spectrale normalisée du capteur
vapeur d'eau (à 90°K) de METEOSAT-2

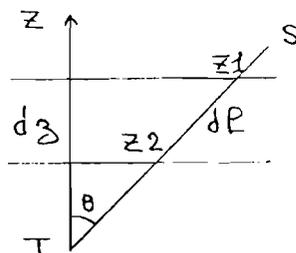
(juillet), de 15°N à 45°N; et un modèle pour les moyennes latitudes en hiver (janvier) de 15°N à 45°N.

L'effet de ces trois types d'atmosphère a été étudié à travers les filtres infra-rouge 2 et vapeur d'eau du satellite géostationnaire Météosat (fig. 1 et 2). Nous avons fait varier la température de surface ainsi que l'angle de visée.

C/ - INFLUENCE DE L'ANGLE ZENITHAL

L'angle zénithal est l'angle entre la normale au point de visée et la ligne joignant ce point au satellite (direction de la visée). Plus l'angle de visée s'écarte de la verticale plus la quantité d'atmosphère traversée augmente.

Nous allons essayer de quantifier la modification du signal due à ces différences de trajet, pour le canal infra-rouge 2 de Météosat.



La transmission τ , qui intervient dans l'équation de transfert radiatif, entre deux niveaux z_1 et z_2 de l'atmosphère et pour une fréquence ν s'écrit :

$$\tau_{\nu} = \text{EXP}(- \int_{z_1, z_2} k_{\nu}(z) dz)$$

soit
$$\tau_{\nu} = \text{EXP}(- \int_{z_1, z_2} k_{\nu}(z) \frac{dz}{\cos \theta}$$

θ : Angle zénithal. Il est l'usage de noter $\frac{1}{\cos \theta} = \sec \theta$

$$\tau_{\nu} = \text{EXP}(- \int_{z_1, z_2} k_{\nu}(z) dz \sec \theta)$$

Pour les trois types d'atmosphère utilisés nous avons tracé les courbes $T_0 - T = f(\sec \theta)$ c'est à dire les variations de températures entre une visée verticale et une visée sous différents angles zénithaux. Les résultats sont présentés sur la figure 3 .

Nous constatons :

1 - Qu'une augmentation de l'angle zénithal se traduit par une diminution de la température mesurée par le satellite (pour une température de surface supérieure à une température moyenne de l'air)

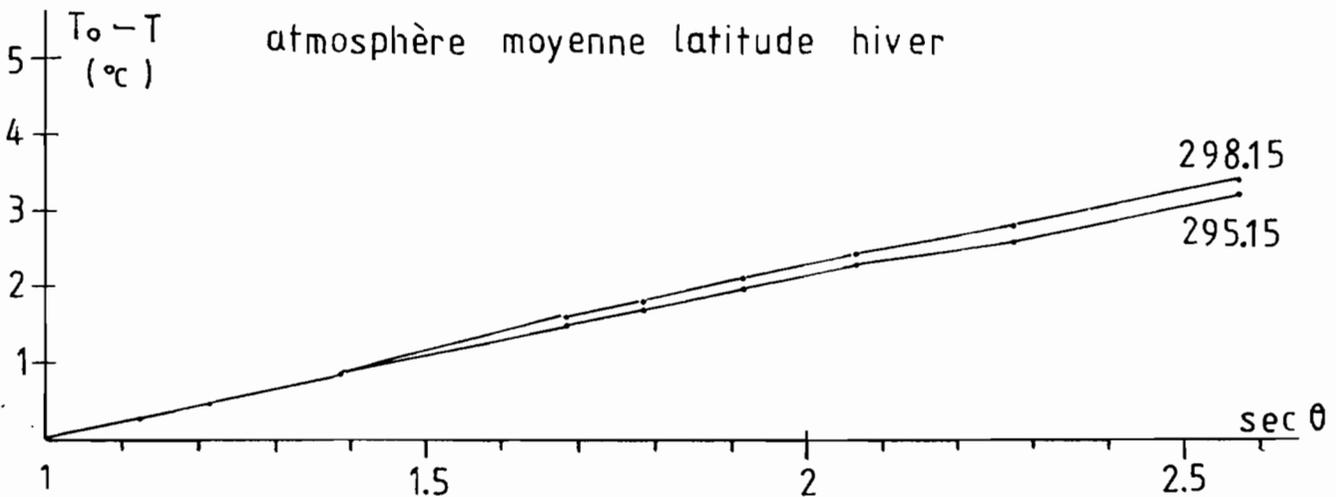
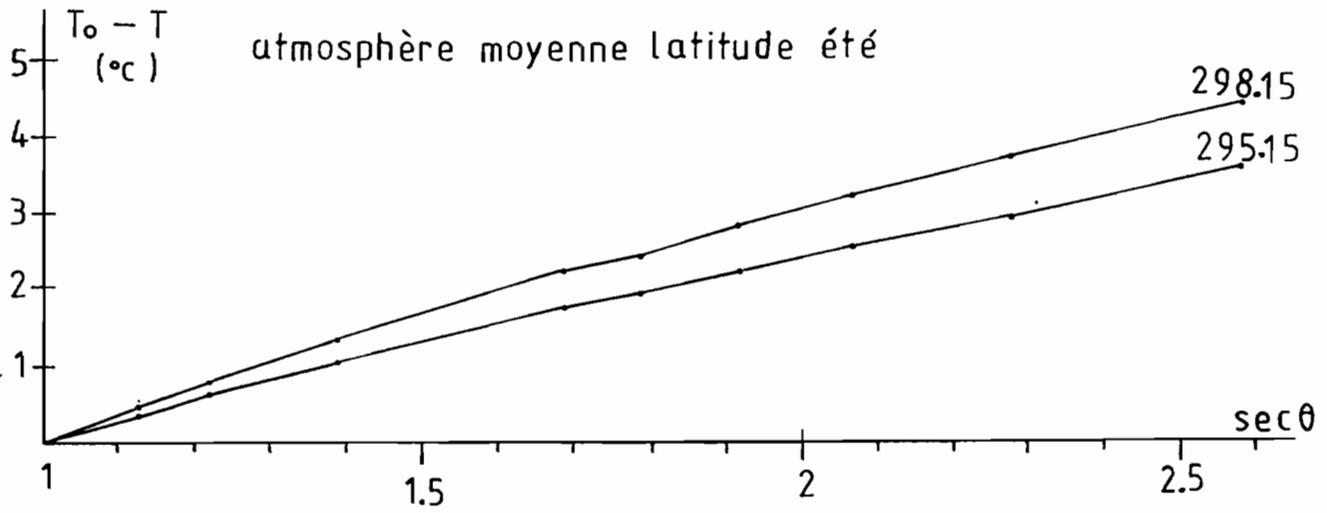
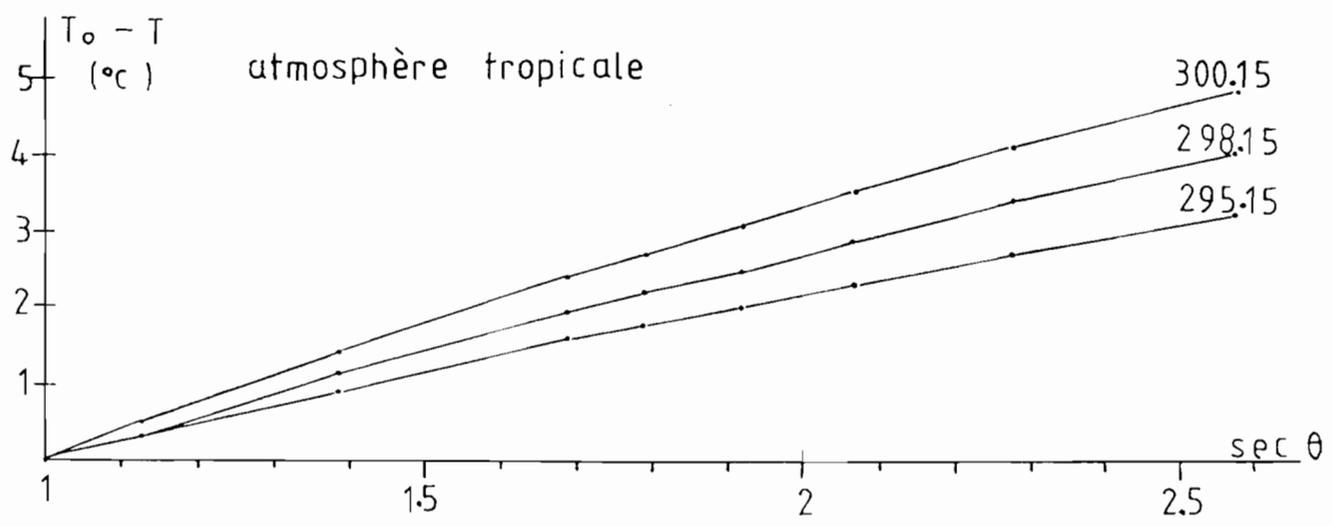


Figure 3 : Variation de température en fonction de $\sec \theta$

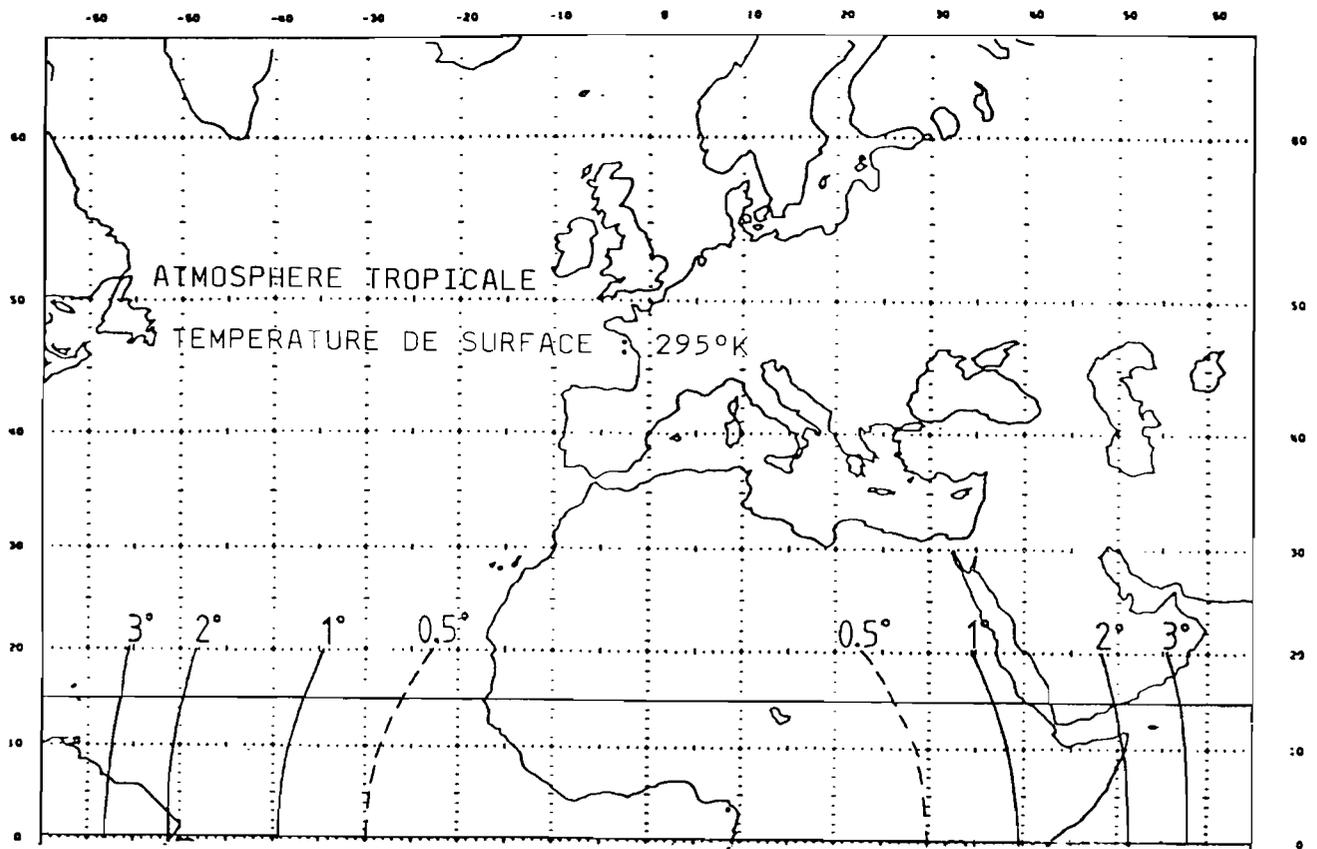
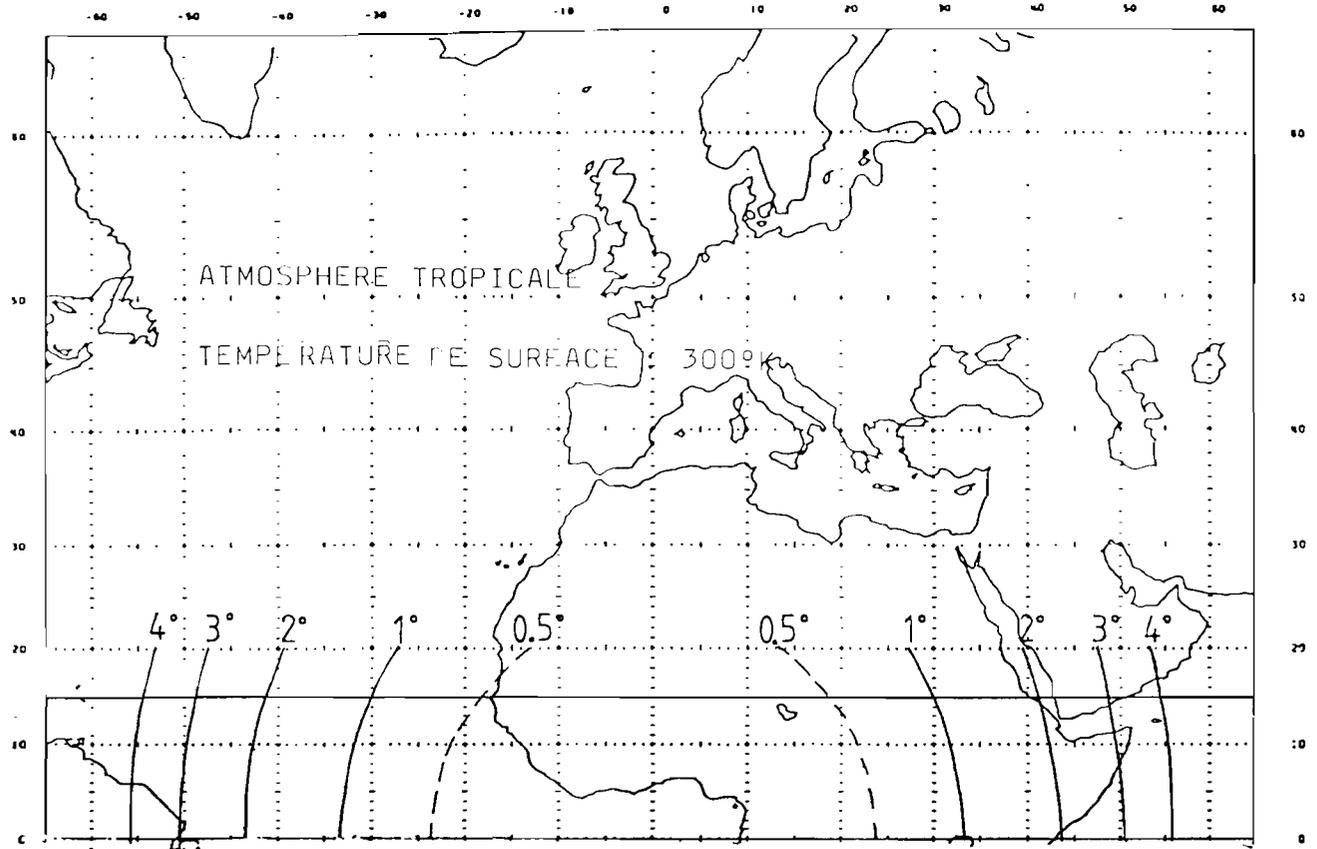


Figure 4 : Correction d'angle zénithal

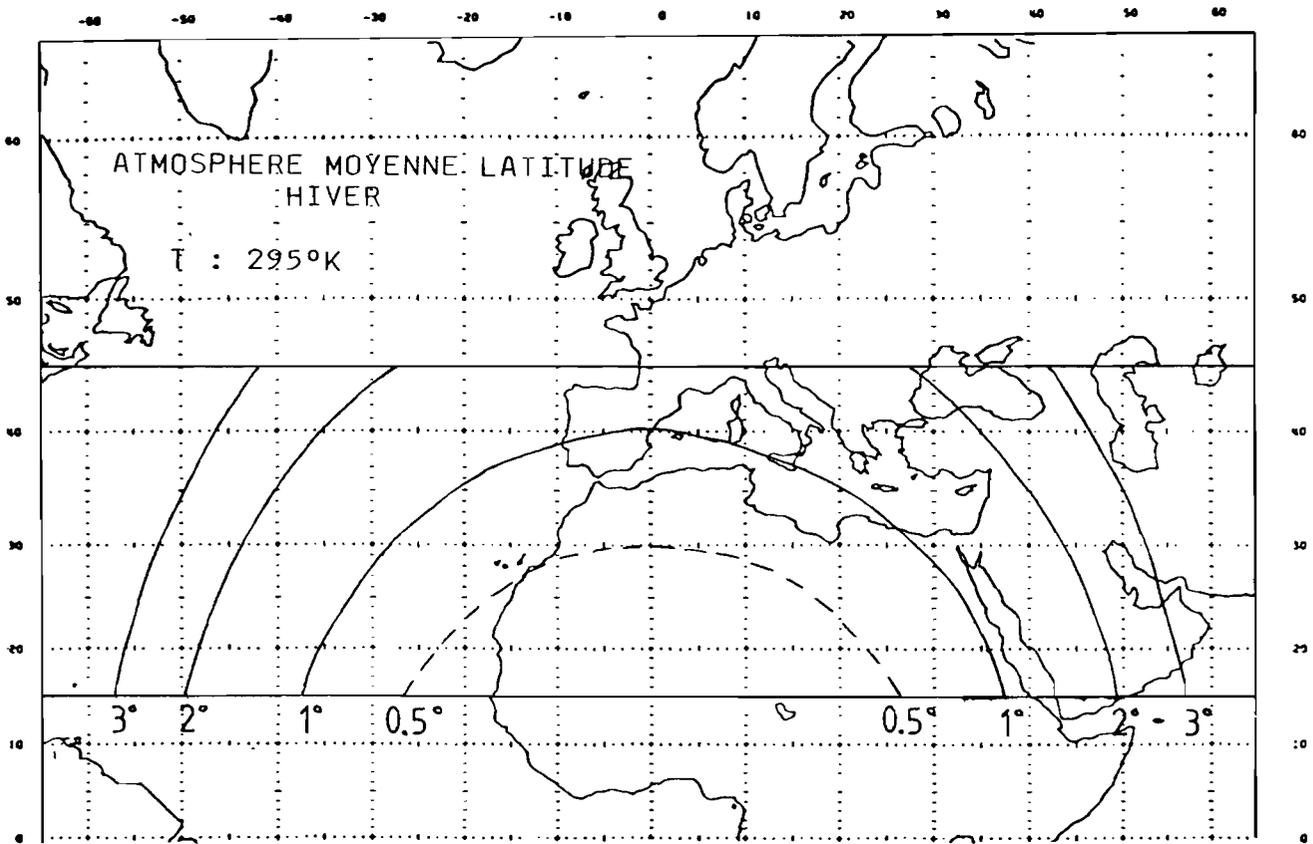
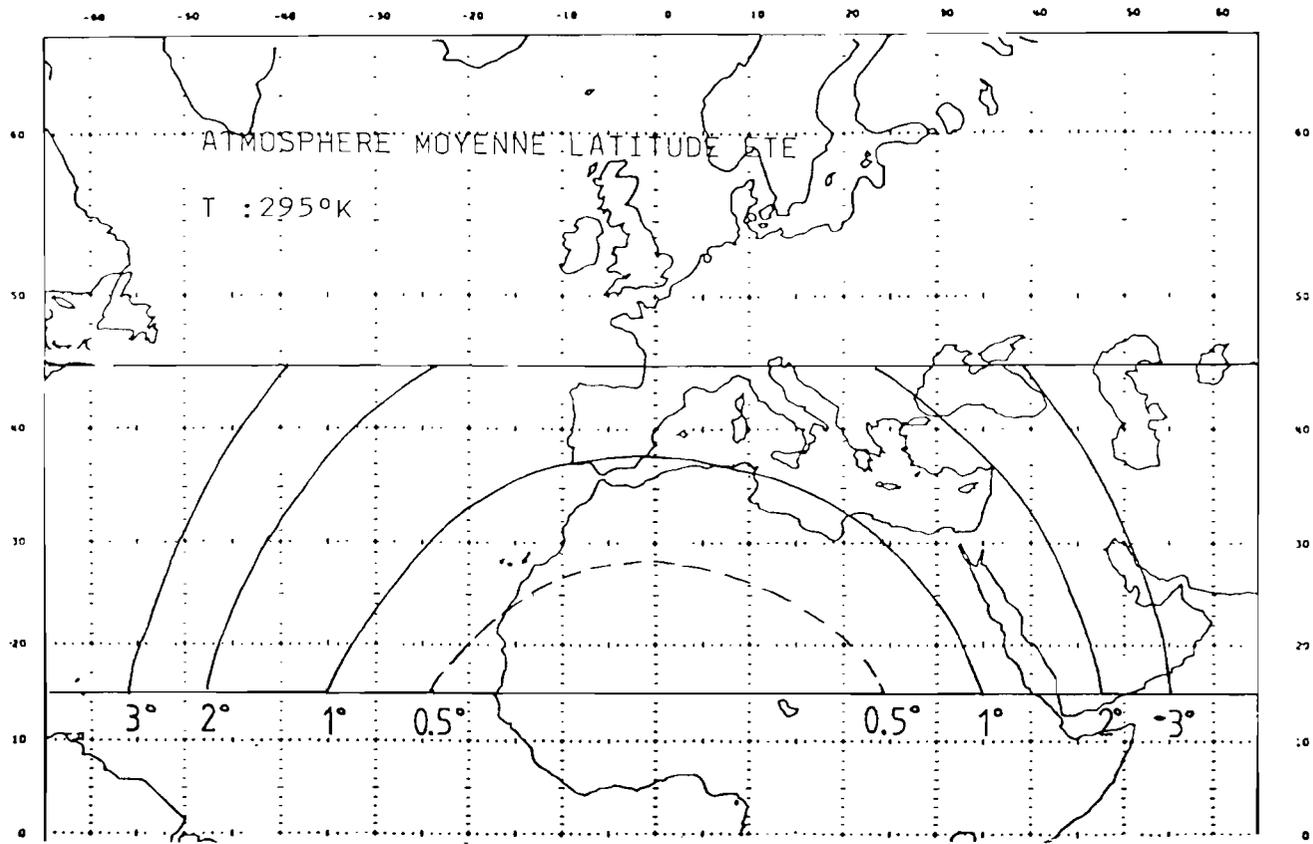


Figure 5 : Correction d'angle zenithal

2 - La différence $T_s - T$ diminue lorsque la température de surface diminue et ce pour un même angle zénithal (car la température de surface se rapproche de la température moyenne de l'air).

pour rendre plus explicites ces diagrammes nous avons tracé la variation de température lorsque l'on s'éloigne d'une visée verticale (fig. 4 et 5). Cette variation est loin d'être négligeable notamment sur les bords de l'image Météosat où elle peut atteindre 3°C à 4°C. L'unique zone où il n'est pas nécessaire de tenir compte de l'angle zénithal est le Golfe de Guinée.

Ces résultats montrent l'importance des corrections à apporter lorsque la visée s'éloigne de la verticale. Pour toute utilisation des images Météosat infra-rouge il est donc nécessaire d'approfondir cette étude en utilisant des types d'atmosphères se rapprochant de la réalité ainsi que les données issues de radiosondages. Il serait intéressant de montrer si la diminution de température dépend plus fortement de la distance parcourue par le signal que du type d'atmosphère.

D/ - COMBINAISON MULTISPECTRALE

Le deuxième point de cette note concerne la correction à apporter à la mesure radiométrique, due à l'absorption atmosphérique, et plus particulièrement d'essayer d'utiliser les informations transmises par le canal vapeur d'eau de Météosat. La réponse spectrale normalisée du capteur vapeur d'eau (à 90°K) est donnée par la figure 2. Les mesures de ce canal donnent des informations sur l'humidité dans la couche 700mb-300mb.

L'intérêt de la méthode multispectrale est basé sur l'utilisation et la combinaison de deux mesures radiométriques à des longueurs d'ondes différentes et pour lesquelles l'absorption atmosphérique est différente. Pour plus de précision se reporter à Phulpin et Deschamp (réf. 3). Ces derniers obtiennent de bons résultats avec les canaux 11 μ m et 12 μ m des satellites NOAA. Malheureusement la mesure dans le canal vapeur d'eau n'est pas sensible aux variations des températures de surface (valeurs non montrées).

La figure 6 montre les variations de la luminance dans le canal vapeur d'eau ($I_{v,\epsilon}$) en fonction de la différence $I_s - I_{i,r}$. I_s est la luminance émise par la surface, $I_{i,r}$ est la luminance mesurée par le capteur infra-rouge. Ce graphe correspond à l'atmosphère tropicale. Nous avons fait varier la température de surface de 300°K à 295°K, pour différents angles de visée ce qui revient à modifier l'atmosphère tra-

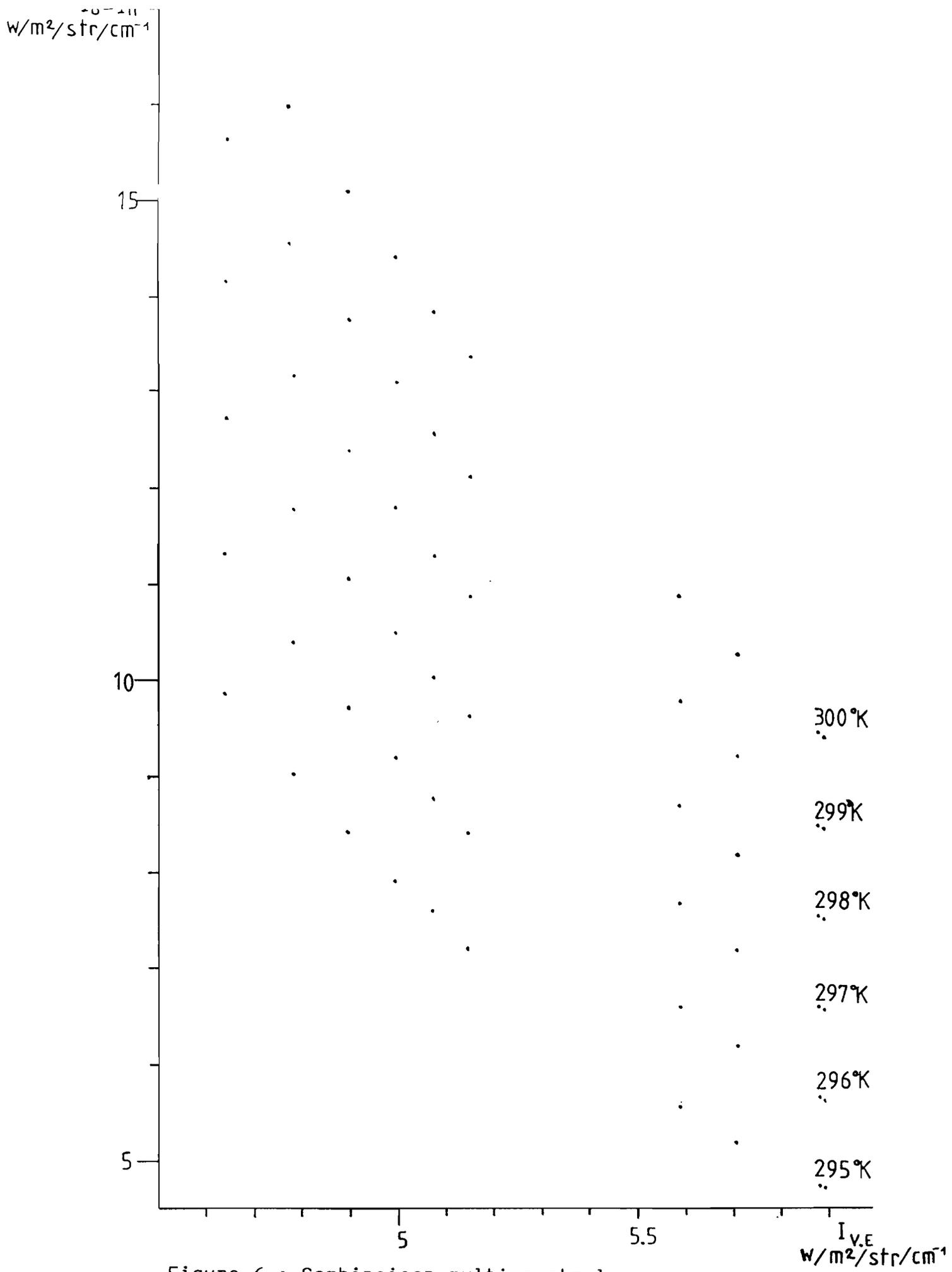


Figure 6 : Combinaison multispectrale

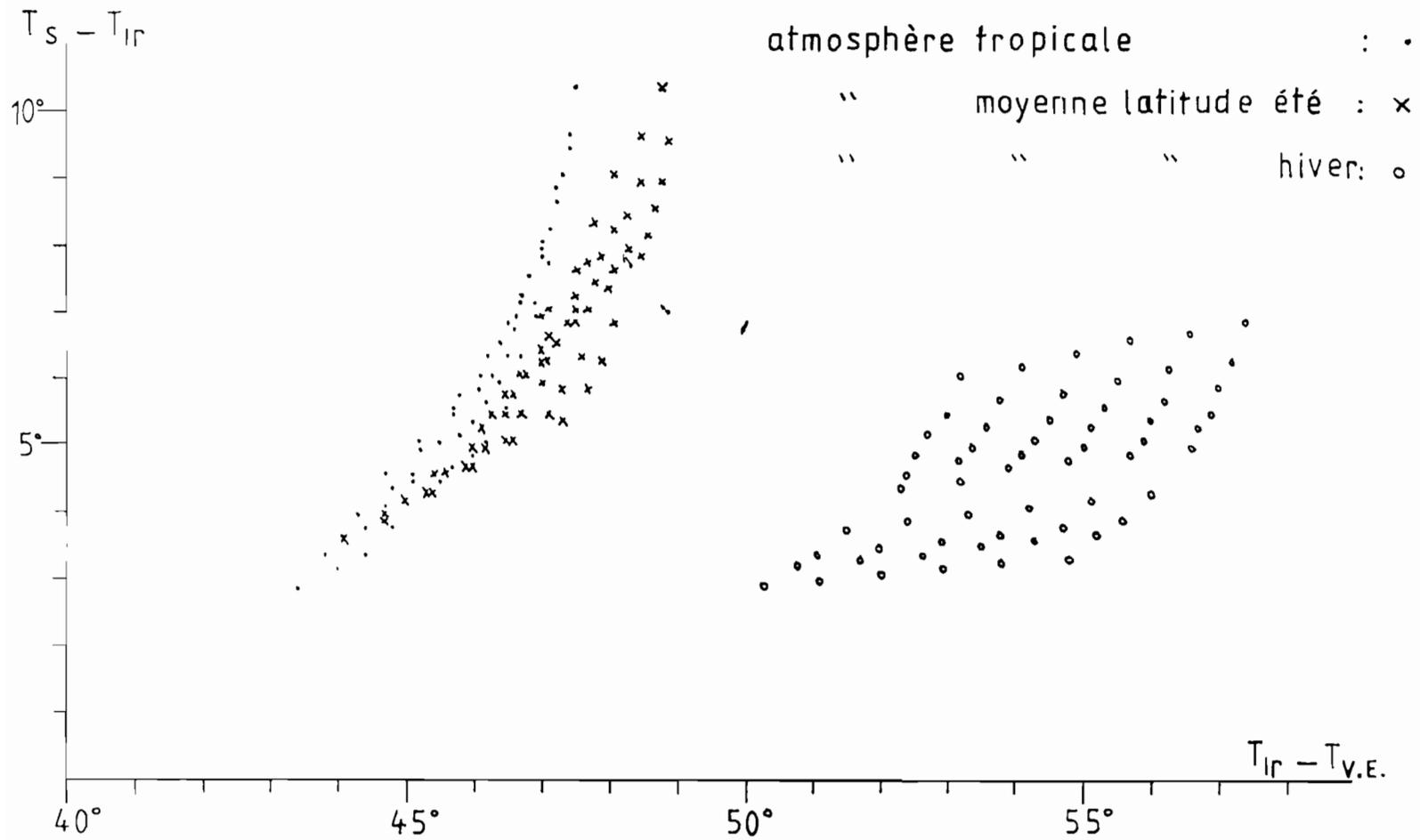


Figure 7 : Combinaison multispectrale

-versée. Il est clair qu'aucune relation simple n'existe entre $I_o - I_{IR}$ et $I_{v.e.}$. Pour chaque température de surface il existe une relation de type exponentielle entre les 2 grandeurs.

La figure 7 montre les variations de $T_s - T_{IR}$ en fonction de $T_{IR} - T_{v.e.}$. Les courbes obtenues sont de types exponentielles et la dispersion des points augmente lorsque l'on passe d'une atmosphère de type tropicale à une atmosphère type moyenne latitude hiver. Là non plus la combinaison multi-spectrale n'apporte rien au problème de la correction atmosphérique.

Ces résultats négatifs sont dus aux caractéristiques du capteur d'eau, les mesures qu'il effectue se situent dans les hautes couches de l'atmosphère alors que l'on considère généralement que la majorité de l'absorption se fait dans les basses couches. D'autre part ce capteur semble n'avoir aucune sensibilité aux variations de température de surface de la mer.

CONCLUSION

Cette étude montre :

1 - L'importance de la variation de température due à une variation de l'angle de visée.

2 - Que le canal vapeur d'eau de Météosat n'apporte pas d'informations susceptibles d'améliorer la qualité du signal infra-rouge émis par la surface terrestre.

Il faut toutefois noter que cette étude est purement théorique et devra être affinée en utilisant des données réelles afin :

- De préciser les corrections d'angles zénithaux à apporter aux images Météosat, corrections indispensables si nous voulons interpréter l'image dans son ensemble.

- De confirmer les résultats concernant le canal vapeur d'eau.

REFERENCES

- 1 - Rochard G., 1983. Stage de télédétection au Centre de Météorologie Spatiale de Lannion. Oct. 1983.
- 2 - Selby J.E.A. and McClatchey R.A., 1976. Atmospheric Transmittance from 0.25 to 28.5 μ m. Supplement Lowtran 3B, AFGL Report.
- 3 - Phulpin T. and Deschamps P.Y. . Estimation of Sea Surface Temperature from AVHRR Infrared Channels Measurements.

QUESTIONS ABOUT THE ITCZ MIGRATION
OVER THE TROPICAL ATLANTIC
SEA SURFACE TEMPERATURE IN THE GULF OF GUINEA
AND
THE FLOW OF SENEGAL RIVER
BY

CITEAU J., CAMMAS J.P., GOURIOU Y.* and GUILLOT B.**

ABSTRACT

The seasonal displacement of the Atlantic intertropical convergence zone (ITCZ) (maximum of cloudiness) has been followed over fourteen years (1971-1984) with meteorological satellites imagery.

Additional data are the monthly wind field and SST for the same period (Servain, 1985) and from the Senegal river flow as expected to be a good indicator of Sahel drought.

If the seasonal northward displacement of the ITCZ is well correlated with the intensification of the wind stress, the relation between the anomalies of ITCZ position, SST anomalies in the Gulf of Guinea and the intensity of rainy season over sahelian countries is not always evident as related by precedent works.

More over ITCZ and SST departures are not sufficient to support the continuous and alarming decrease of Senegal river flow.

The vertical structure of wind field over NIAMEY is presented for the years for which ITCZ and SST explanations fail.

INTRODUCTION

The past fifteen years of African drought had led several authors to suggest interpretation and possible mechanisms supported by different time series of different parameters.

All of these works refer to the position of the Intertropical Zone of Convergence (ITCZ), although they differ in its definition.

As satellite imagery now available represents a longer time serie for a continuous watch of the ITCZ, we intended in this note to check if its location followed by this way on a daily basis over the tropical Atlantic ocean, is consistent with the general ideas attached by previous studies.

* ORSTOM/CRODT BP 2241 DAKAR SENEGAL

** ORSTOM/CMS BP 147 LANNION FRANCE

Materials and methods

The ITCZ (Intertropical Convergence Zone) is a wide feature of the general circulation which can be either easy to determine when narrow and unique or more difficult to locate when double, triple or broad convergence zone appears.

In order to minimize the role of our subjective analysis, we choose as FRANK (1983) to define ITCZ as the "prevailing east-west line of maximum convection" determined from satellite imagery.

The data used are NOAA (and ESSA) composite images displayed on Mercator projection. Two images per day (one visible and one night infra-red) were more often available. In case of double convergence zone, the two locations have been distinguished, and the northern-one has been represented.

In order to avoid continental influences which induce very large north-south migrations of ITCZ, we choose to determine its location in the Atlantic equatorial zone around 28°W, in other terms in the central area between Western Africa and South America coast. The idea in this choice is to follow the limit between the northern and southern Atlantic anticyclones or in other terms their relative influences in this area.

Another reason of this choice is the fact that theories of "remote forcing" (PICAUT et al,) link the intensification of the zonal component of the wind in this area to eastward propagation of Kelvin wave and later on the decrease of the homogeneous layer and upwelling process in the Gulf of Guinea.

Mean values over a week of ITCZ positions have been computed from daily estimates. For recent years for which numerical data of Meteosat were available and processed on a routinely basis by ORSTOM/CMS team in Lannion, the ITCZ position has been extracted from composite images ; (in retaining the "warmest value" (CITEAU, 1984) or the mean value (BELLEC, 1984).

It is clear that even if the two approaches (visual analysis of photographs or computation) give similar results, the last-one must be preferred (when numerical data have been processed) because it minimizes the role of subjective analysis when north-south ITCZ migration occurs at short time scale. But, it is often very heavy and sometimes quite impossible in satellite data processing to go backward. The period of our analysis covers the years 1971 to 1984. Unfortunately, the period 1967-1970 delivered by NOAA was only available as a mean monthly cloud climatology atlas for the whole period, and unusable for our intent.

- Other sources of data used here are the monthly wind field and SST field from SERVAIN (1985), covering the period of our study.

- Wind field issued from ECMWF (*) (Reading) analysis at standart levels between 100mb and 1000mb for recent period (1980-1984).

- SST ship of opportunity data delivered by French Meteorology.
- At last, the runoff record of Senegal river has been used as a drought indicator : in spite of the fact that this river originates in Guinea mounts PALUTIKOF has obtained a fairly good correlation (0,76) between its flow (in module) and annual normalized rainfall over Sahel (PALUTIKOF et al. 1984).

RESULTS

In figure 1 is given the representation of ITCZ location versus time for years 1971 to 1984, along the meridian 28°W.

Relation between ITCZ and local sea level wind :

As different existing works (HASTENRATH et al, 1977; DOC AIR FRANCE, 1963) assess the relation between ITCZ location and minimum of wind area at sea level, we have examined more precisely the connection between the date of the zonal wind component intensification at sea level, and the date of the northwards ITCZ motion.

The result is displayed in figure 2. As expected, a good correlation ($r = 0,84$) exists between the two dates and moreover, the northwards motion of ITCZ precedes broadly the zonal wind intensification (at sea level) by 25 days approximately (slope 0,99, intercept = 24,84).

Another observation issued from the same figure is the time delay existing between years (as 76, 82, 83) characterized by an early date of northward migration and years (as 71, 74, 77...) for which the same signal occurs later, relating a later influence of Ste Hélène anticyclone.

The northernmost position reached by the ITCZ is the most frequent characteristic used to compare different years and to relate these to dry or wet years...

A qualitative comparison for ITCZ motion along 28°W, is given on figure 1 for which a limit at 8°N has been drawn.

Discarding the cyclones phenomena which generally begins at the end of september, and draw ITCZ northwards, its northernmost position has been actually observed between 8 and 10°N during 1971, 1974 to 1976, 1978, 1982 and 1983.

The remaining years till 1984 indicate during summertime a northern position roughly equal to or lesser than 8°N.

Relations between ITCZ and sea surface temperature :

Keeping in mind the 1968 event related by HISARD (1980) for

which ITCZ was at a more southern position than usual during summertime (LAMIS, 1978), and for which sea surface temperature show positive anomalies in the Gulf of Guinea, we tried to extent this scheme to our serie.

In focusing attention to the sea surface temperature anomaly in the area bounded by 2°N-2°S and 12°W-8°W during the period July-August, it appears that (fig.3) :

In qualitative terms, it seemed that years showing a northern location (north of 8°N) of ITCZ, show also negative temperature anomalies in summertime except for years 82 and 83 for which the equatorial upwelling is close to the mean signal (the characteristic of these 82 and 83 years is rather an early equatorial upwelling); in this class enter years 1971, 74, 75, 76, 78.

On the other side, years showing a weaker northward location in summertime show a weak equatorial upwelling or positive anomalies and that is the case of 1973, 77, 79, 81, 84, except 1972 for which upwelling is close to the mean.

(The case of 1972 year, is particular : it is the well reported drought year either on the western (Brazil) or the eastern side (Africa) of the Atlantic ocean. It is the only year showing a short amplitude of ITCZ locations between january and september : the ITCZ location remains between 2N and 8N (except during a week in july).

The drought over Brazil was in fact concerned by the october 71-May 72 for which ITCZ was at northern position than usual. The 1972 African drought will be commentated later).

But, in quantitative terms, all these results treated by GENSTAT (General statistics analysis) show a weak correlation between ITCZ displacement along 28°W and SST anomalies in the equatorial area of the Gulf of Guinea. The result displayed in figure 4 show a maximum of correlation (0,4) with a time lag of 1 month (between ITCZ and SST in this order).

Relation of ITCZ and SST with the flow of Senegal river :

As previously mentionned, the work of PALUTIKOFF (1984) allows to consider in a first step, the flow of Senegal river as representative of the Sahelian drought.

The data kindly provided by the Service Hydrologique de L'ORSTOM-DAKAR ((OLLIVRY, 1983); (GAC, 1985)) are represented in figure 5 in term of normalized departure of the flow in module :

The main feature evidenced is a general decrease of the flow and, even if repeated droughts occur and may affect it, for 80% the module is representative of the amount of rain during the hydrological year, (GAC, pers.comm.).

ITCZ motions or SST departure would not be sufficient to support this general decrease of Senegal river flow, but in

counterpart, potential mechanism given by SCHUPELIUS (1975) and HASTENRATH (1984), may explain a part of these year to year variations :

Previously to 1971, it has been reported by aforementioned references, that in 1968 the ITCZ was markedly at south of 1967 locations in summer. For the same time Gulf of Guinea show positive SST anomalies in 1968 and the rain anomalies reported by JANICOT (1985) show negative anomalies over sahelian countries and positive-ones over Gulf of Guinea coastal countries; the opposite results were roughly observed in 1967, (fig.6).

The similar result is shown by Senegal river flow in 1967 and 1968. If we admit that a northern position of ITCZ and a marked equatorial upwelling meet with wet years over Sahelian countries, our serie till 1979 in ITCZ, SST and Senegal flow generally agrees with this scheme :

1972, 1973, 1977 and 1979 have low ITCZ position, weak upwelling and a relative deficit in Senegal river flow.

1971, 1974, 1975 and 1978 show opposite observations.

But 1976 for which ITCZ was at northern positions and equatorial upwelling intense cannot be explained.

The serie 1980-1983 has no more issue in that direction :

- 1980 and 1981 are very close in terms of Senegal river flow or ITCZ motions but their respective upwellings are different (positive anomalies in 1981).

- in 1982 and 1983 very similar motions were observed for ITCZ but (as aforementioned), the observed upwellings are quite normal in spite of northern position of ITCZ (10°N).

As well reported by the flow of Senegal river these, years have known severe droughts.

In 1984, according to the weak northwards ITCZ migration, the equatorial upwelling is weak and the dryness is normally expected over Sahelian area (it is known that rainy season was better on coastal countries area for this 1984 year).

The conclusion is that if ITCZ and SST choosen here, have any significance in terms of drought, and if this one can be followed by the module of Senegal river, it is clear that ITCZ and SST may appear as component of drought but are not the only ones.

As rain over sahelian area is frequently referred to squall line and atmospheric circulation we have searched in other directions explanations of the interannual drought anomalies for the eighties years for which precedent scheme fail :

DHONNEUR (1985), LAMBERGEON (1981), LE ROUX () among other tropical meteorologists admit that the rainy season in Western Africa is the result of :

- a monsoon flux over the Atlantic ocean governed by the S.E trades (trajectories) and the sea surface temperature over the tropical area (heat and vapor content),

- the transport of this monsoon flux over the continent governed by the relative action of Ste Hélène and Açores anticyclones with the saharian trough;

- the effective use of the vapor content of the ITCZ and its precipitation.

In this later step, the role of African and tropical easterly jet has been investigated, (AEJ and TEJ).

"These jets have seasonal migrations and follow the migration of anticyclonic area in altitude and consequently... are associated to the meteorological equator and the raining belt".

From several studies, DHONNEUR (1985), TOURRE (1979) and FINAUD L. (1976), it appears a dry year over sahelian countries may be linked to :

- a late northward migration of the AEJ,
- a positive velocity anomaly of the AEJ,
- a weak TEJ,

the opposite observations prevail in wet years.

Taking in reference the data acquired over NIAMEY in 1969 (wet year) and 1972 (dry year) (fig.6), we tried to analyse the serie 1980-1984 in terms of atmospheric circulation over NIAMEY :

1980 displays a late northwards AEJ migration (day 170) (but the velocity is similar to the 1969 wet year),

1981 displays an early northwards AEJ migration (day 135) and the velocity is negative : the year 1981 would be wet,

1982 the S-N and N-S migration occur together (as in 1972) (at the 195th day) but the velocity is weak,

in 1983 the S-N migration occurs late at day 180 : the AEJ velocity anomaly is positive and the observed drought was "normal" according to last scheme,

in 1984 the S-N migration occurs at day 150 but the AEJ velocity shows a positive anomaly.

From figure 7 which recapitulates these results, it appears that :

years 80, 82, 83 belong to the last scheme,

- the 1981 year puts a question in interpretation of the AEJ northwards migration,

- in 1984 in spite of an early northward AEJ migration, the drought over Sahelian area was as severe as precedent year, and it is more its positive velocity anomaly which may explain the weakness of the rainy season.

CONCLUSION

For characterized situations (as wet or dry years) different parameters as ITCZ locations, SST and atmospheric circulation components, show more or less frequent similarities.

As no unique solution support all the possible situations, it would be interesting to weight each of the independent contributions.

In this work, the intent was to take advantage of the availability of NOAA imagery to follow ITCZ over a longer time period.

As this satellite imagery daily available contains a lot of information, a regular and normalized watch can be suggested.

Adknowledgements :

(*) We are grateful to ECMWF for its quick and efficient service in delivering the data we used in this work.

The data used in this work have been (for a part) acquired on ATP/CNES/CNRS TELEDETECTION SPATIALE

BIBLIOGRAPHIE

BELLEC B., CAMMAS J.P., GUILLOT B., LAHUEC J.P., et NOHALET A. - 1984 -
- Projet de surveillance des amas convectifs et des précipitations
dans la zone intertropicale, à l'aide des données infra-rouge de
Météosat. Bulletin Météo Climatologique Satellite n°3. p.19-22
CIS. ORSTOM LANNION Ed.

CITEAU J., GUILLOT B. et LAE R. - 1984 - Opération Listao :
Reconnaissance de l'environnement physique en Atlantique
intertropicale à l'aide des satellites METEOSAT et GOES EST, ORSTOM,
IDT 63. Télédétection 10, 1984, 28 p., 11 fig., 2 pl.

DHONNEUR G. - 1985 - Traité de Météorologie Tropicale (en cours
d'édition) Météorologie Nationale de Paris.

DHONNEUR G. -

FINAUD L. - 1976 - Exposé fait au cours de réunion - LE CAIRE

FINAUD L. - 1979 - Exposé fait au cours de réunion - IBADAN

FINAUD L. - 1980 - Exposé fait au cours de réunion - GENEVE

FRANK W.M. - 1983 -

GAC J.Y. - 1985 - The structure and energetics of the east Atlantic
intertropical convergence zone. Journal of the Atmospheric Sciences.
Vol.40 - 1916-1929 -.

HASTENRATH S. and LAMB P. - 1977 - Some aspects of circulation and
climate over the eastern equatorial Atlantic. Monthly Weather Review,
Vol.105 n°8, August 1977.

HASTENRATH S. - 1984 - Interannual variability and annual cycle :
mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic sector.
Monthly Weather Review, June 1984, Vol.112, 1097-1107.

HISARD Ph. - 1980 - Observations de réponses de type "El Niño" dans
l'Atlantique tropical oriental Golfe de Guinée. Oceanologica Acta -
Vol.3 n°1.

JANICOT S. - 1985 -

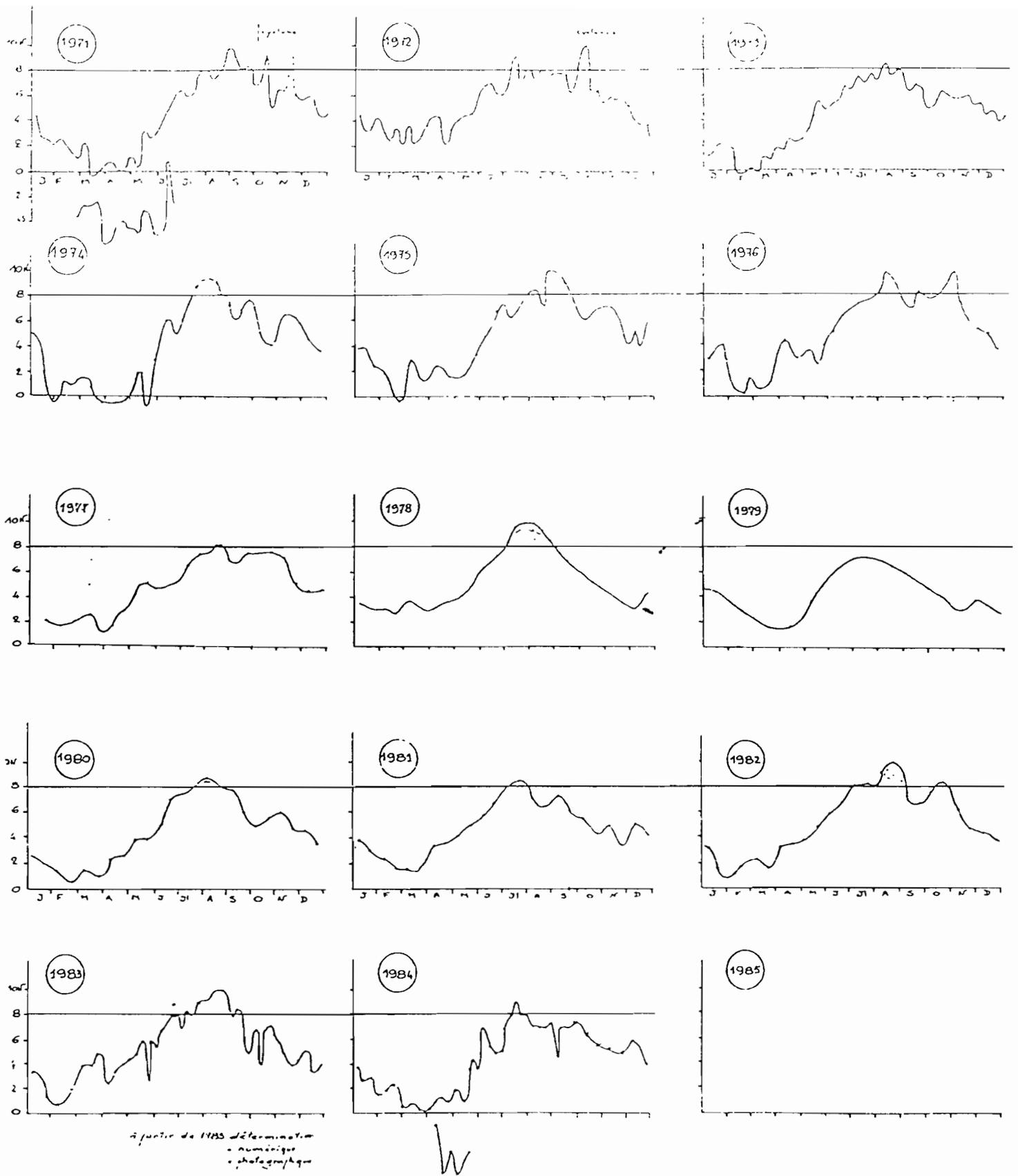


Figure 1. Position de L'ITCZ à 28°W

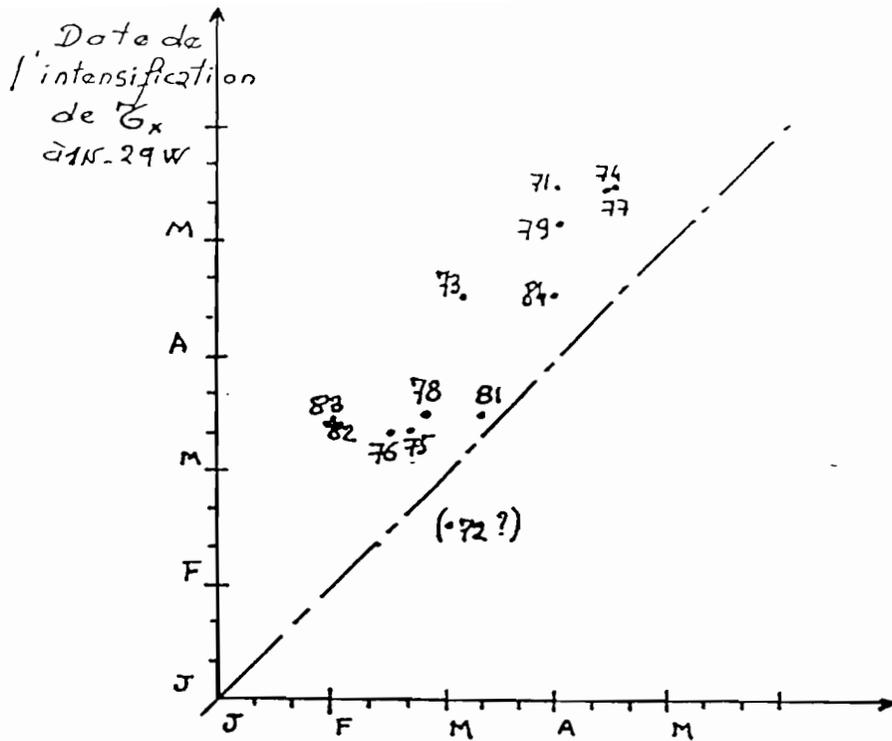


Figure 2: Date de la Remontée
de l'ITCZ à 28°W
(Données de Vent: Fichier SERVAIN.LUBO)
Position de l'ITCZ d'après GOES-E

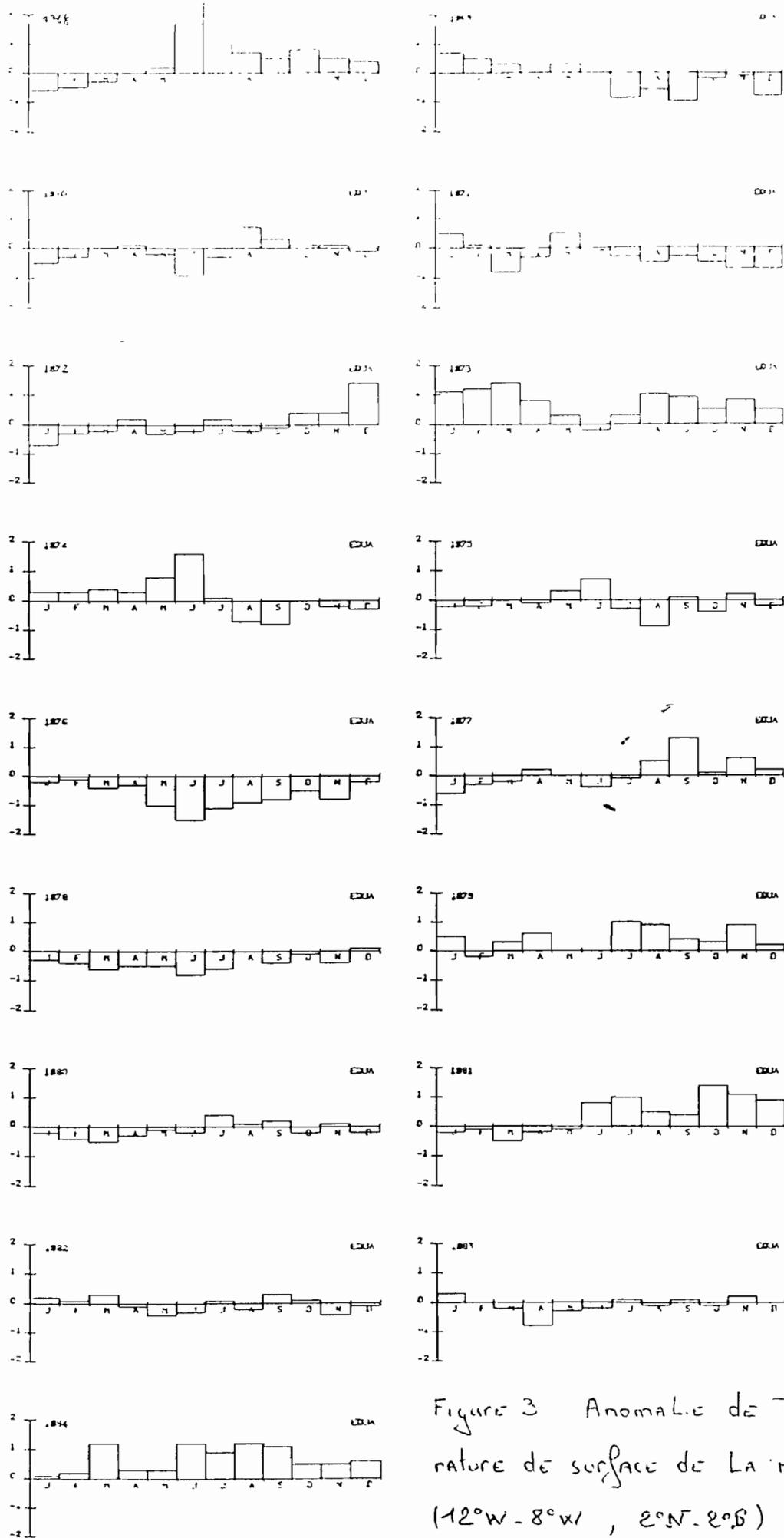


Figure 3 Anomalie de Temperature de surface de La mer (12°W - 8°W , 2°N - 2°S)

Figure 4

Coefficient de Corrélation ITCZ / SST
(anomalies)

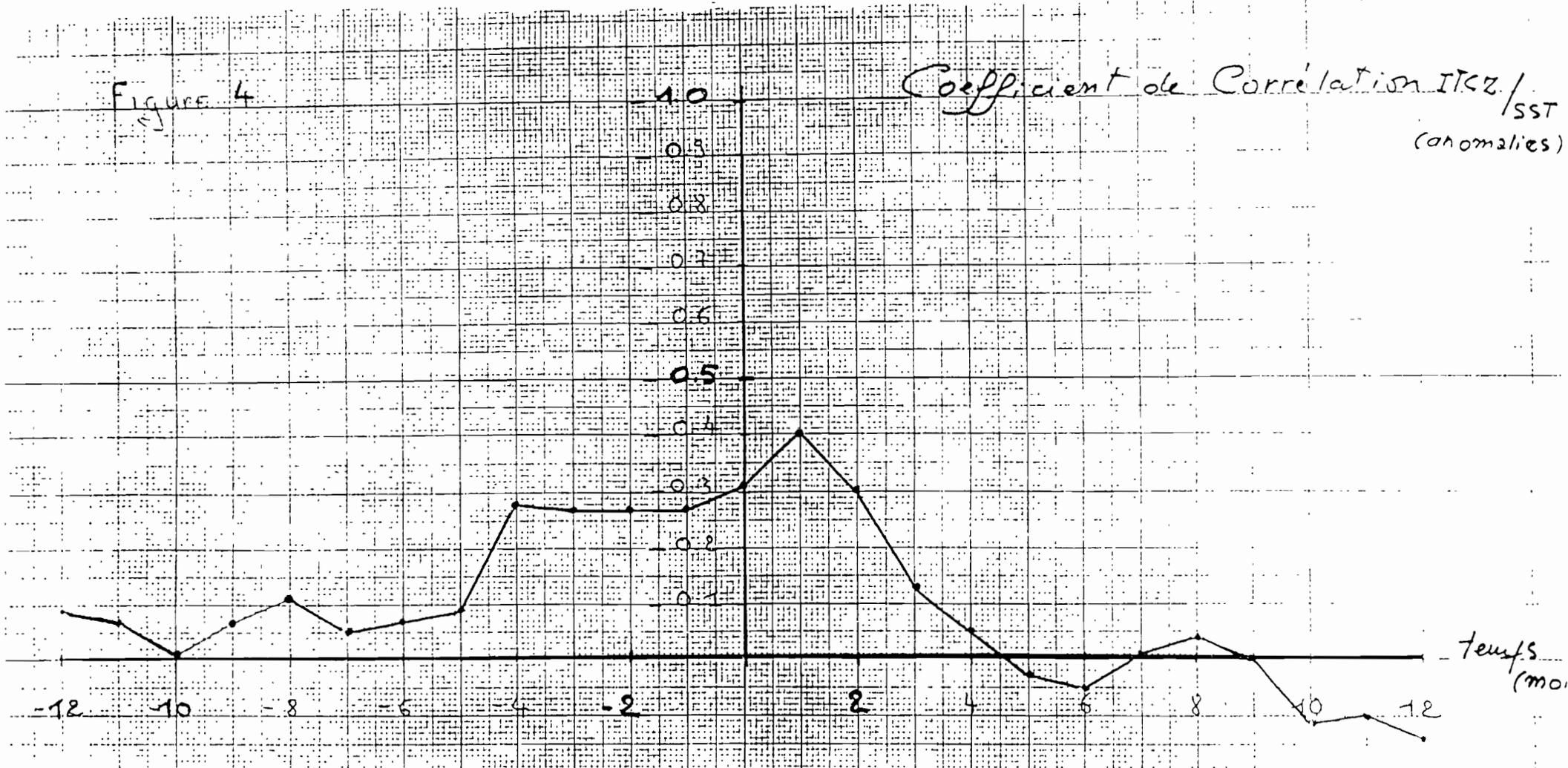
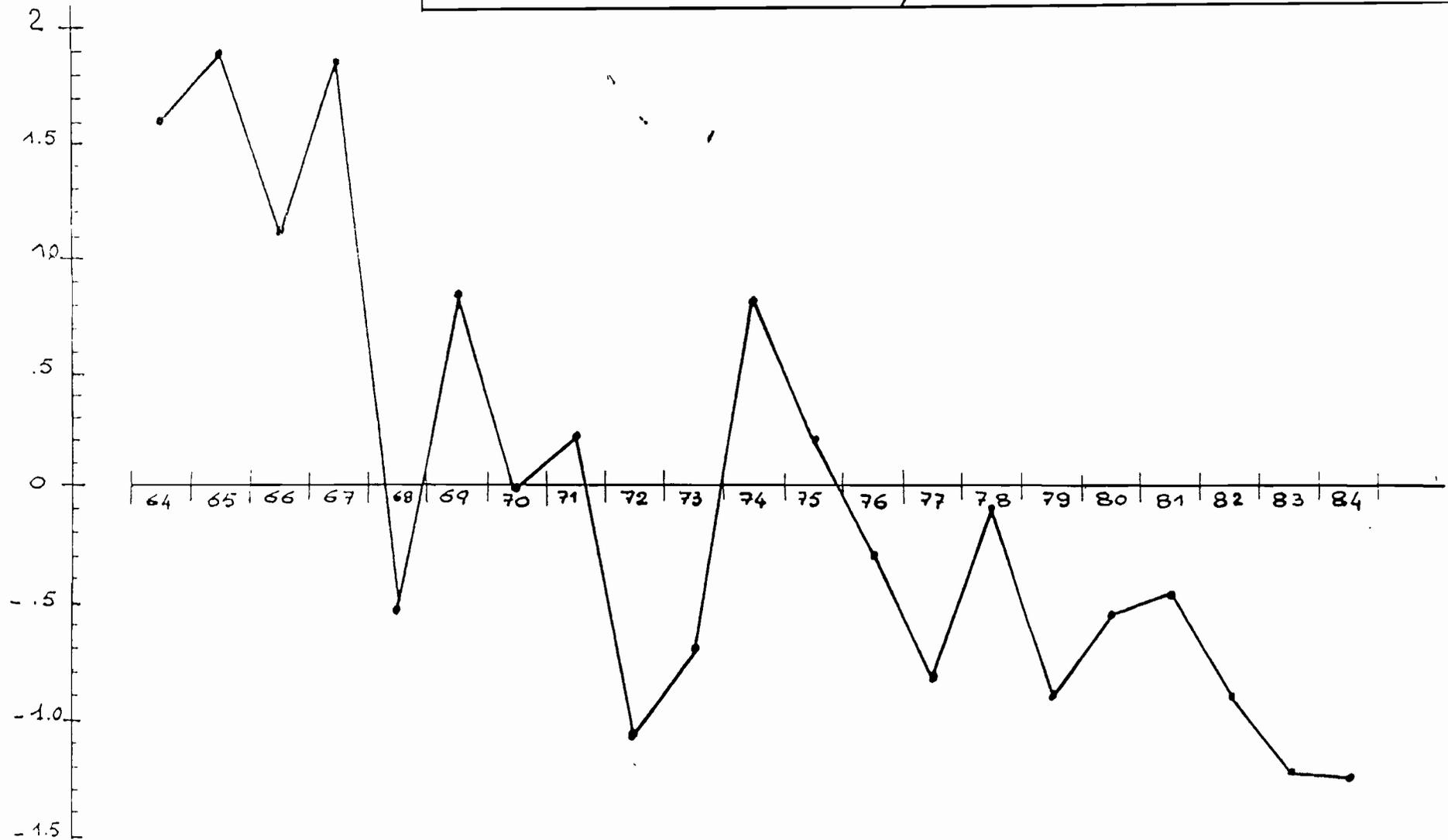


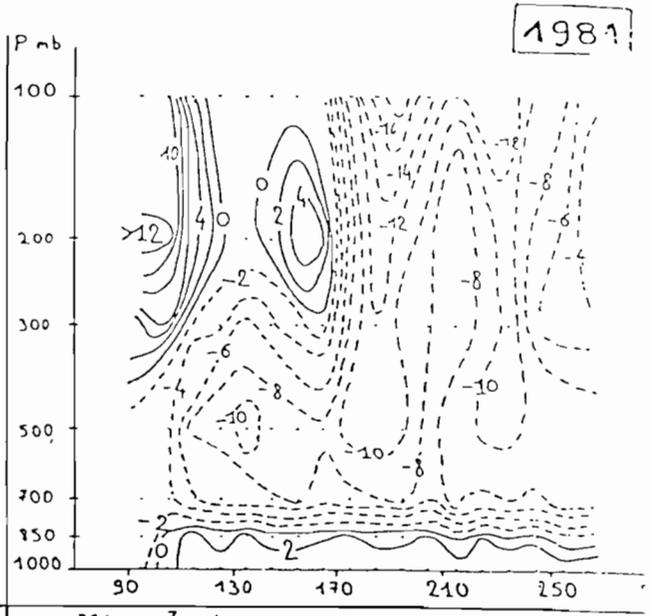
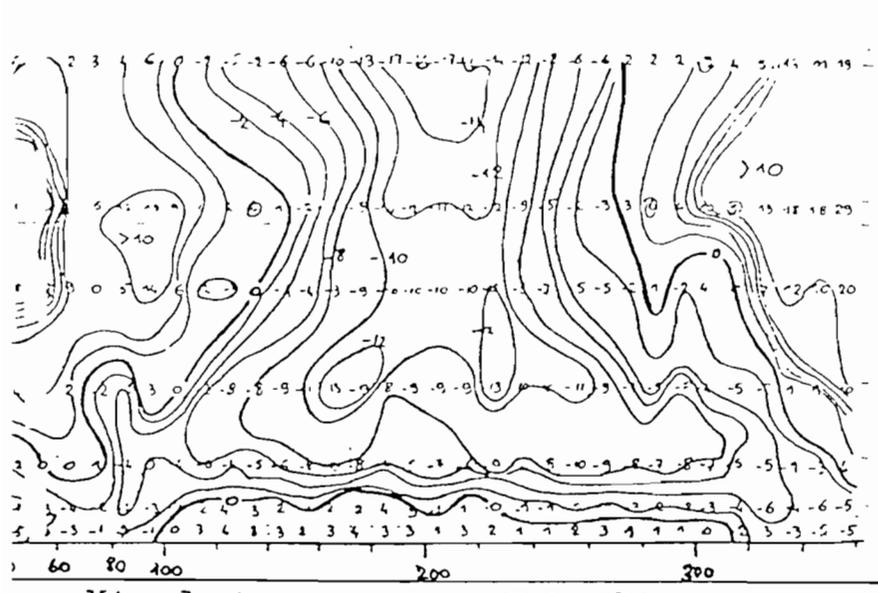
Figure 5

Anomalies réduites du débit du fleuve Sénégal à Bakel
Standardized departure of Senegal river outflow at Bakel



Composante Zonale (m/s), NIAMEY - 1980
 données: CEPNHT - Reading.

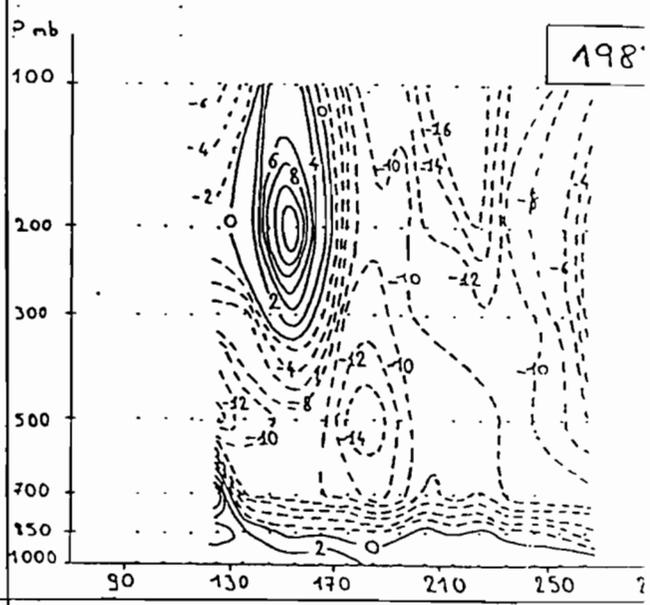
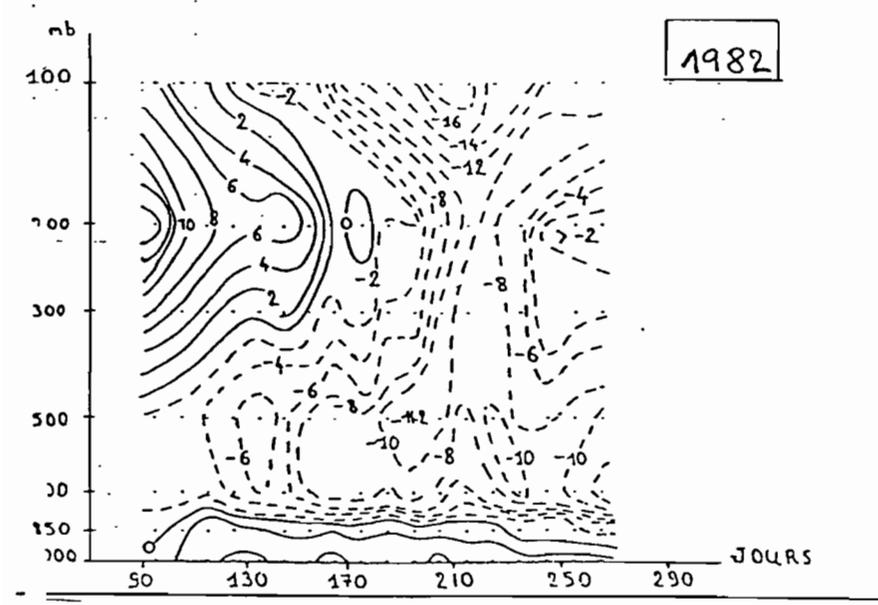
Vitesse Zonale en m/s Niamey 12°5'N 2°5'E



1981

Vitesse Zonale en m/s Niamey 12°5'N 2°5'E

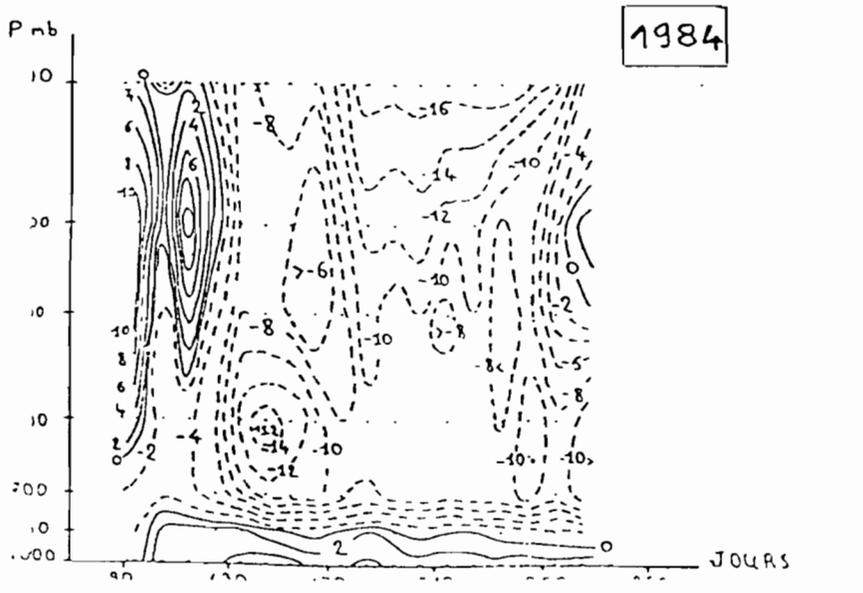
Vitesse Zonale en m/s Niamey 12°5'N 2°5'E



1982

1983

Vitesse Zonale en m/s Niamey 12°5'N 2°5'E



1984

DEUXIEME PARTIE
LES CAPTEURS ACTIFS
S E A S A T

- DESCRIPTION DE SEASAT

1. - Eléments d'orbite et appareils embarqués

SEASAT (fig. 2) a été lancé le 28 Juin 1978 par la NASA. Les principales caractéristiques de son orbite sont données dans le tableau 2. La trajectoire décrite par le satellite, à une altitude moyenne de 800 km, est sensiblement circulaire. Sa période de révolution est de 101 mn. Le globe est couvert à 95 % toutes les 36 h par les instruments à larges empreintes (SASS, SMMR, VIRR). Le satellite a suivi deux orbites différentes durant son fonctionnement :

* du 28 Juin au 5 Septembre une orbite quasi-répétitive à 17 jours, les traces répétitives étant distantes d'une vingtaine de kilomètres. Mais la couverture est relativement dense puisqu'elle a un quadrillage de 1°5 de côté ;

* du 13 Septembre au 10 Octobre une orbite répétitive à 3 jours, la répétitivité est bonne à 3 km près ; mais la couverture est beaucoup moins dense puisque les traces sont séparées de 900 km à l'équateur et de 700 km aux latitudes moyennes.

Cinq appareils ont été embarqués sur le satellite :

- un altimètre (ALT) qui mesure avec précision la distance entre la surface terrestre et le satellite afin d'avoir une meilleure connaissance du géoïde marin et des écarts à cette surface dus aux courants, à la marée. La précision attendue est de ± 10 cm. Le signal permet aussi de mesurer la hauteur des vagues avec une précision de 0.5 m. Enfin la vitesse du vent au point sous satellite peut être calculée grâce au coefficient de rétro-diffusion ;

- un diffusiomètre (SASS : SEASAT-A Satellite Scatterometer) qui doit permettre de mesurer la tension du vent à la surface de l'océan et du vecteur vent en atmosphère neutre à une hauteur de 19,5 m. La gamme de mesure s'étend de 4 à 26 m/s avec une précision de ± 2 m/s pour le module et de $\pm 20^\circ$ pour la direction ;

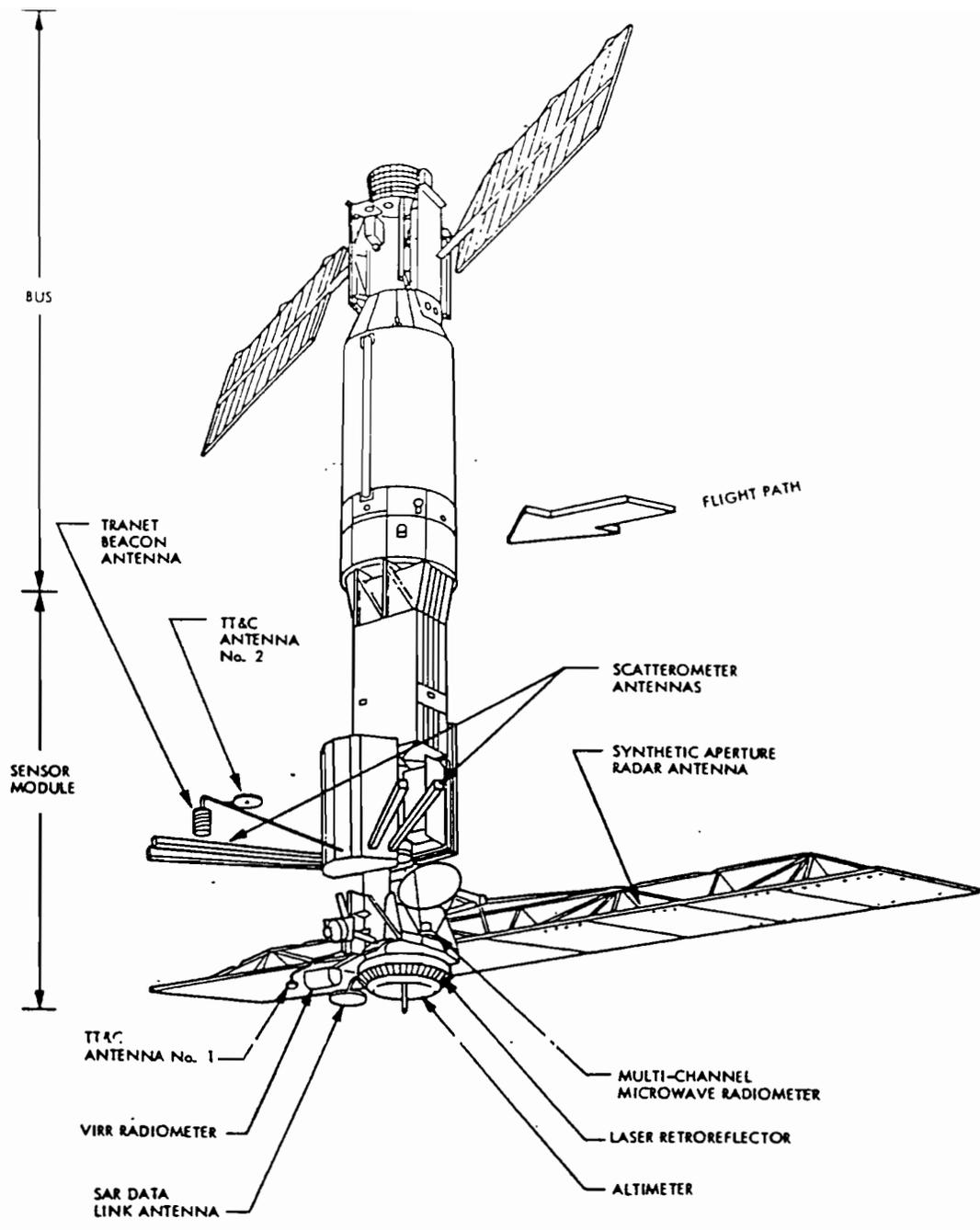


Figure 2 : Description de SEASAT

SEASAT A

=====

Inclinaison de l'orbite	108 ± .04°
Altitude	800 km (794 à 808 km)
Période	6045.0 ± .1 s = 100,75 mn
Excentricité	.006
Nombre d'orbites par jour	14,3
Précession d'orbite	2.03° / j
Couverture de la surface du Globe (95 %)	36 h
Intersection avec l'équateur	
tous les 18 km	165 à 195 j
Précision de l'orbite au lancement	période : ± .1 s altitude : ± 80 m
Date de lancement	juin 1978
Appareils embarqués	radiomètre micro-ondes à 5 canaux radiomètre vis. & I. R. radar à visée latérale scattéromètre altimètre radar
Puissance moyenne utilisable	625 W
Équipement de tracking	mesure doppler réflecteurs laser
Stabilisation	gradient de gravité roues à inertie + moteurs à hydrazine .5° sur les trois axes
Transmission des données	bande S

Tableau 2 : Caractéristique de SEASAT

- un radiomètre micro-ondes multifréquences (SMMR) qui travaille à 5 fréquences et 2 polarisations. Il permet de mesurer :

* l'intensité du vent dans une gamme allant de 0 à 50 m/s avec une précision de ± 2 m/s ;

* la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère et la reconnaissance des pluies ;

* la température de surface de la mer avec une précision de 2°K en absolu ;

* l'importance et le mouvement des glaces.

- un radar à ouverture synthétique (SAR). Grâce à sa haute résolution (25 m x 25 m), il permet de détecter le déplacement des icebergs, les nappes d'hydrocarbures et de mesurer la longueur d'onde et la direction des vagues ;

+ un radiomètre visible et infra rouge (VIRR).

2. - Traitement des données

Les données analogiques collectées par les senseurs sont converties en données digitales, excepté pour le S.A.R..

Les données sont transmises à partir du satellite de trois façons :

- transmission à 25 Kbps en temps réel des données instrumentales et techniques de l'ALT, SASS, SMMR et VIRR ;

- transmission différée à 800 Kbps pour les données enregistrées ;

- transmission analogique à 20 Mhz pour le S.A.R. reçu uniquement en temps réel.

Les données du satellite sont reçues et enregistrées par les stations de poursuite du Spaceflight Tracking Data Network (S.T.D.N.) et transmises au Goddard Space Flight Centre (G.S.F.C.). Ces données sont triées, assemblées, une heure leur est attribuée ; elles sont enregistrées sur une bande magnétique qui est envoyée au Instrument Data Processing System (IDPS) au J.P.L. (Jet Propulsion Laboratory). Le J.P.L. reçoit les données sous 24 h G.M.T. sous forme de 3 fichiers :

- P.M.D.F. (Project Master Data File)

Ce sont les données complètes de la transmission à 25 Kbps telles qu'elles ont été reçues au G.S.F.C.. Les données sont enregistrées dans l'ordre dans lequel elles ont été mesurées par le satellite. Il peut y avoir des redondances provoquées par des enregistrements simultanés faits par différentes stations ou des enregistreurs embarqués.

- D.O.F. (Definitive Orbit File)

Ce sont les enregistrements complets des paramètres de l'orbite de SEASAT déterminés par le G.S.F.C.. L'orbite est définie par ses coordonnées (x, y, z) dans un repère inertiel d'origine la terre, à des intervalles d'une minute. Chaque point de l'orbite est exprimé par son heure, les trois composantes de la position du satellite et les trois composantes de sa vitesse.

- D.A.F. (Definitive Attitude File)

Ce sont les enregistrements complets des meilleures estimations de la position de SEASAT dans un repère géocentrique en fonction du temps.

Le traitement de la télémétrie par I.D.P.S. nécessite l'utilisation de différentes tables :

- des tables de décomutation permettant de séparer la télémétrie en différents canaux ;

- des tables de conversion des données brutes binaires en unités scientifiques ;

- des tables de positions qui permettent de connaître la latitude, la longitude de la cellule de résolution.

A la fin de ces traitements I.D.P.S. genère le Master Sensor Data Record (M.S.D.R.). Finalement chacun des types de données (ALT, SASS...) peut être obtenu par l'intermédiaire des Sensor Data Record (S.D.R.). A partir des S.D.R., le J.P.L. calcule les informations géophysiques nécessaires à l'utilisateur. Toutes les données sont alors enregistrées dans un Interim Geophysical Data Record (I.G.D.R.) disponible à l'utilisateur.

LE DIFFUSIOMETRE

A/ - HISTORIQUE (réf. 1-2-3-4)

L'intérêt de la réponse de l'océan à un faisceau électromagnétique débute pendant la seconde guerre mondiale. A cette époque l'utilisation des radars pour visualiser les bateaux ou les avions volant à basse altitude s'est heurtée au problème du brouillage du signal retour par la mer. Les recherches ont continué après la guerre en utilisant des radars placés sur des ponts et des plate-formes le long des côtes. Au début des années 60 le Naval Research Laboratory a utilisé un radar à 4 fréquences, embarqué dans un avion, pour quantifier la part du signal retour du à l'état de la mer et à la vitesse du vent.

L'utilisation à des fins océanographiques des instruments micro-ondes a été prise en considération par la N.A.S.A. lors d'une conférence au Woods Hole Oceanographic Institute en août 1964. En 1966 Moore et Pierson ont proposé d'embarquer un diffusiomètre à bord d'un satellite pour obtenir les vents à la surface des océans et les paramètres des vagues. Deux problèmes majeurs devaient être résolus avant qu'un tel projet soit réalisé:

- Dans quelle mesure le signal rétrodiffusé par la surface océanique pouvait être relié à la vitesse du vent de surface? Il était évident que les vagues capillaires de 1 à 3 cm de longueur d'onde étaient reliées au transfert d'énergie (tension du vent) entre l'atmosphère et l'océan et que la tension du vent était étroitement dépendante du vent. Mais il y avait des inconnues concernant la constante de temps de réponse des vagues et la possible saturation du signal au-delà de vitesses de vent de 7 à 8 m/s.

- Des inconnues subsistaient quant à la faisabilité et la fiabilité d'un appareil embarqué à bord d'un satellite ainsi que de la précision qui pourrait être obtenue.

Pendant les années 1970 la recherche et le développement sur le diffusiomètre ont été principalement financés par la " N.A.S.A. Office of Space and Terrestrial Applications ". Durant ces programmes des diffusiomètres embarqués à bord d'avions (AAFE RADSCAT) et à bord de la station orbitale Skylab en 1973 (S-193, RADSCAT) ont montré qu'ils étaient stables, bien qualifiés et que les mesures étaient précises. Ces expériences ont permis de relier le signal rétrodiffusé à la vitesse du vent de surface par des formules empiriques.

L'expérience de SEASAT est la continuation logique de tous ces programmes. Les données recueillies pendant les 3 mois de son fonctionnement ont montré l'intérêt de diffusiomètres embarqués sur des satellites pour la mesure du vent à la surface des océans.

B/ - PRINCIPE DE LA MESURE (réf. 5)

Le diffusiomètre mesure la puissance de l'onde électromagnétique réfléchie par la surface de l'océan. Cette puissance réfléchie est exprimée par la section efficace de rétrodiffusion σ^0 qui est proportionnelle au

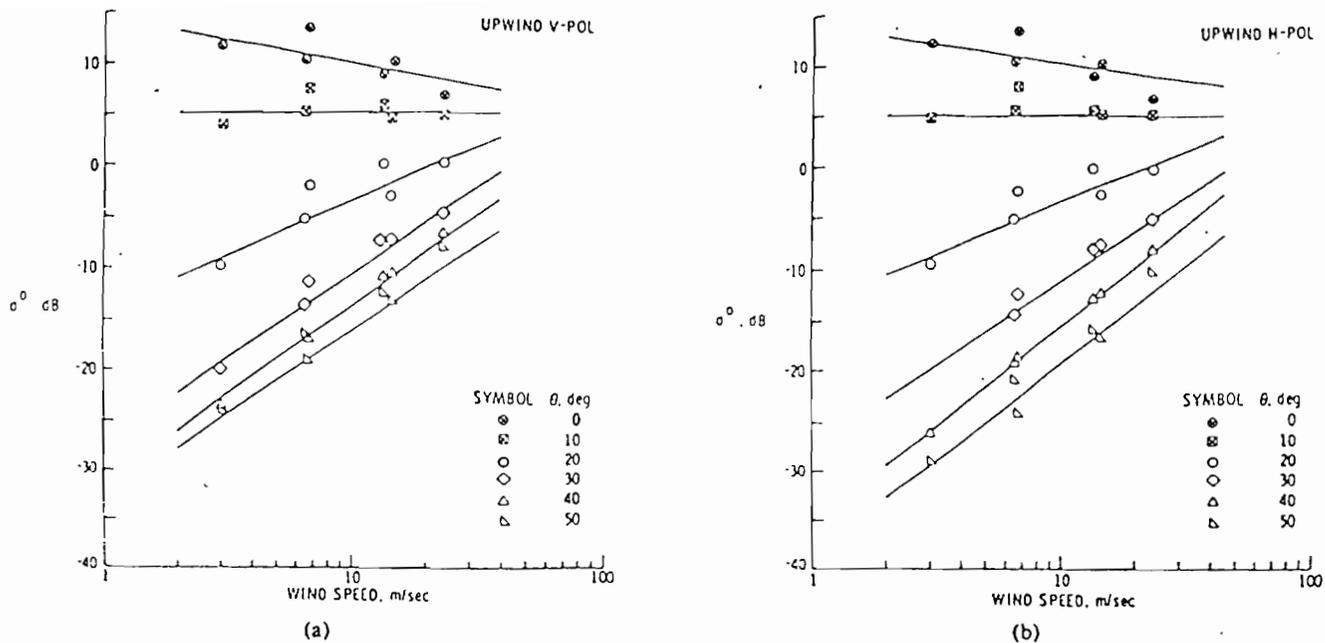


Figure 1 : Variation de σ^0 avec la vitesse du vent pour différents angles d'incidence contre le vent a) en polarisation verticale b) en polarisation horizontale (réf. 6).

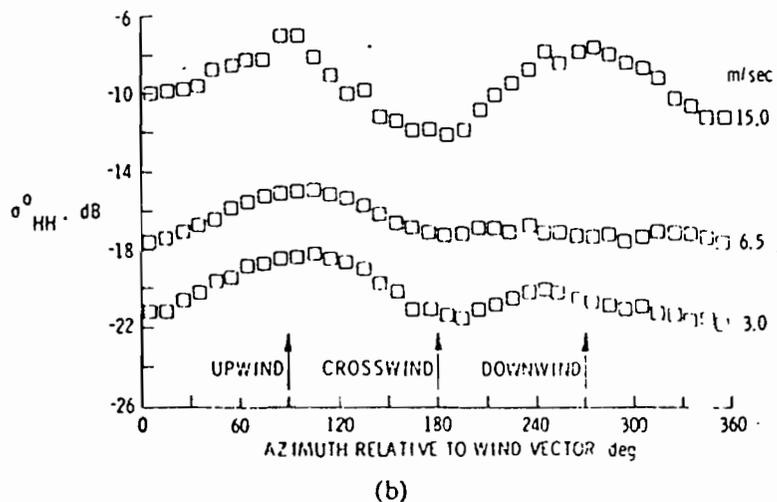
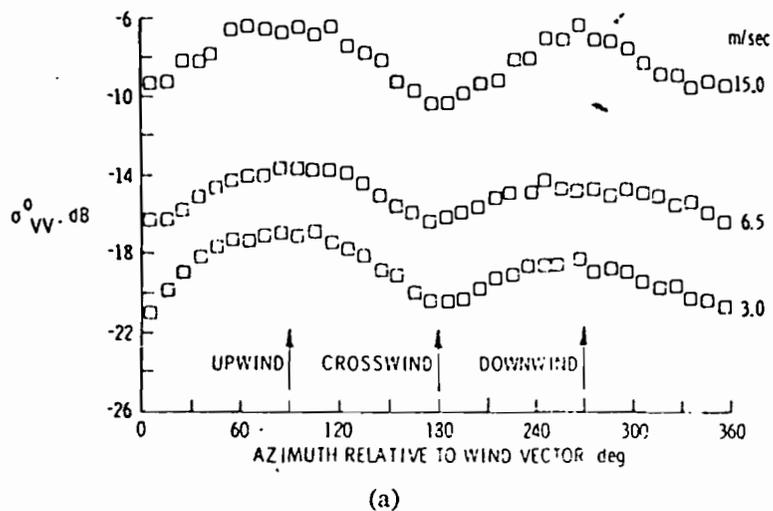


Figure 2 : Caractéristiques anisotropiques de la diffusion pour un angle d'incidence de 30° a) polarisation verticale b) horizontale (réf. 6).

rapport entre la puissance rétrodiffusée par une surface unité et la puissance reçue par cette surface. σ° s'exprime en décibel.

Rice (1951) a montré que la diffusion de l'onde électromagnétique par la surface de la mer suit la loi de diffraction de Bragg. La longueur d'onde des vagues qui participent à la diffusion est liée à la longueur d'onde du signal incident par la relation :

$$\lambda_\sigma \sin \theta = n \lambda_r / 2$$

λ_σ : longueur d'onde des vagues océaniques
 λ_r : longueur d'onde du signal radar
 θ : angle d'incidence

Il apparaît donc que pour une diffusion au premier ordre ($n=1$) et pour un angle d'incidence de 30° , la longueur d'onde des vagues est la même que celle du signal électromagnétique. Dans le domaine des hyperfréquences les longueurs d'ondes concernées sont de l'ordre du centimètre. Ces longueurs d'ondes correspondent aux vagues capillaires qui sont contrôlées par la tension superficielle de l'eau. Le signal rétrodiffusé σ° est donc fonction de la longueur d'onde des ondes capillaires mais aussi de leur densité à la surface de l'océan; densité qui traduit l'importance du transfert d'énergie entre l'atmosphère et l'océan. σ° peut-être alors relié à la vitesse de friction U^* et par conséquent à la vitesse du vent.

B.1. - Variation de σ° avec le vent (réf. 4)

Les ondes capillaires sont directement fonctions de la tension du vent plutôt que du vent lui-même. Il serait donc préférable de relier σ° à la vitesse de friction U^* , d'autant plus que c'est ce paramètre qui est utile aux océanographes.

$$U^* = (\tau / \rho)^{1/2}$$

τ : tension à la surface de la mer
 ρ : densité de l'air

avec $\tau = \overline{u'w'}$ produit des composantes turbulentes du vent. Les mesures de u' et w' demandent des anémomètres à réponses rapides. Ces mesures ont été rarement faites au-dessus des océans contrairement aux mesures de vents. Aussi les algorithmes relient-ils σ° au vent mesuré à une hauteur de 19,5m qui correspond à la hauteur moyenne des anémomètres des bateaux océanographiques et météorologiques.

Les variations de σ° en fonction de la vitesse du vent sont visualisées sur la figure 1 pour des mesures faites contre le vent (upwind) en polarisation verticale (1-a) et polarisation horizontale (1-b).

- Pour des angles d'incidence faible ($\theta < 10^\circ$), σ° diminue lorsque la vitesse du vent augmente.

- Pour $\theta = 10^\circ$ σ° est sensiblement constant.

- Pour $\theta > 10^\circ$ σ° augmente avec la vitesse du vent.

D'autre part pour une vitesse de vent fixée σ° diminue quand l'angle d'incidence augmente.

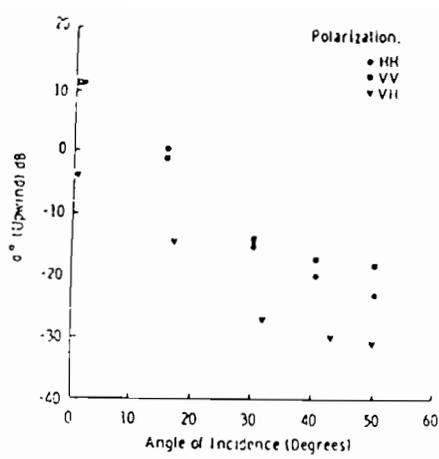


Figure 3 : $U = 6,5$ m/s

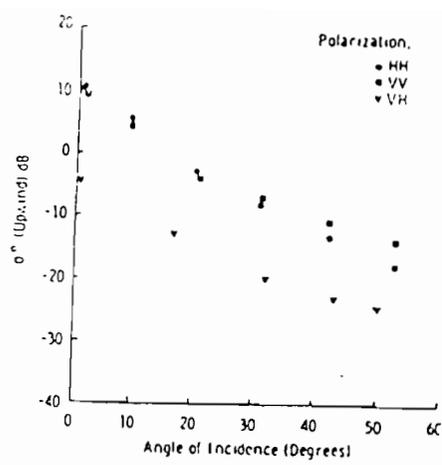


Figure 4 : $U = 15$ m/s

Variation de σ^0 avec l'angle d'incidence pour les polarisations HH, VV, VH

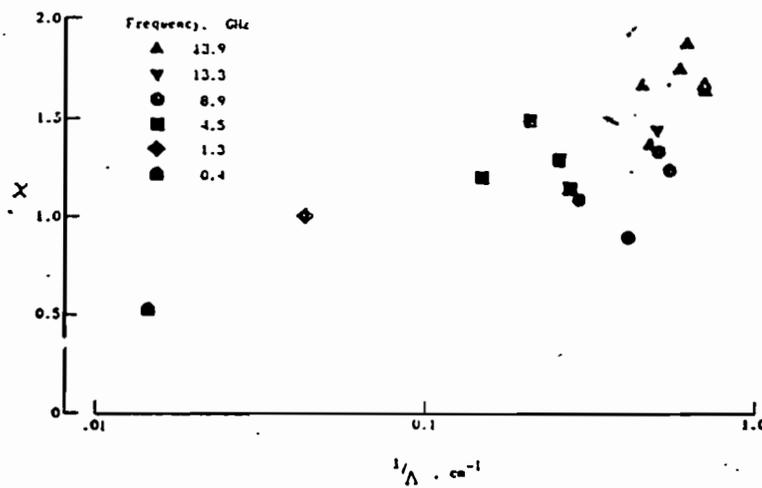


Figure 5 : Variation de l'exposant de la loi de vitesse χ en fonction de l'inverse de la longueur d'onde des vagues capillaires, pour des mesures contre le vent en polarisation verticale.

Ces observations peuvent être décrites par une loi de la forme :

$$\sigma^{\circ} = A U^{\chi}$$

σ° : coefficient de rétrodiffusion
A : constante
U : vitesse du vent
 χ : coefficient de la vitesse du vent

B.2. - Variation de σ° avec l'angle d'observation (réf. 6)

L'influence de la direction d'observation a été étudiée grâce à des vols circulaires en avion. Les caractéristiques anisotropiques de la diffusion sont montrées sur la figure 2.

Les plus grandes valeurs de σ° sont associées aux vents les plus forts. σ° varie de façon quasi-sinusoidale avec l'azimut, avec deux maxima contre le vent (upwind) et dans le vent (downwind) et deux minima dans les directions perpendiculaires au vent (cross-wind). Le maximum dans la direction upwind est légèrement plus important que dans la direction downwind, ce qui signifie que la répartition des ondes capillaires sur les vagues de plus grandes longueur d'onde n'est pas uniforme. Leur densité est plus importante sur la pente de la vague sous le vent.

Cette variation de σ° avec la direction d'observation montre la possibilité d'obtenir la vitesse et la direction du vent à partir de mesures faites à des angles différents.

B.3. - Influence de la polarisation (réf. 4)

Les expériences AAFE RADSCAT et SKYLAB RADSCAT ont permis d'étudier la variation de σ° en fonction de l'angle d'incidence pour les trois types de polarisation : horizontales, verticales et croisées. La polarisation croisée signifie que le signal est émis en polarisation verticale (resp. horizontale) et est reçu en polarisation horizontale (resp. verticale).

Les résultats sont indiqués sur les figures 3 et 4 pour des vitesses de vent de 6,5m/s et 15m/s. Pour des angles d'incidence faible, les résultats en polarisation horizontale et verticale sont identiques comme on devait s'y attendre à cause de la nature quasi-spéculaire du signal retour. A des angles d'incidence plus importants le signal polarisé horizontalement est plus faible que le signal polarisé verticalement. En polarisation croisée le signal retour est beaucoup plus faible notamment près de la verticale. Pour des vents faibles (fig. 3) la transition entre la réflexion spéculaire et la diffraction de Bragg se situe entre 17° et 30°, tandis que pour des vents plus forts (fig. 4) la transition n'est pas nette.

Le fait que σ° ait sa valeur supérieure à 0 dB près de la verticale a dérangé ceux qui interprétaient les données. Cependant la définition de σ° est telle que sa valeur vaut 0 dB lorsque l'énergie est diffusée de façon isotrope dans tout l'espace, les valeurs positives près de la verticale signifient que la diffusion est plus importante dans la

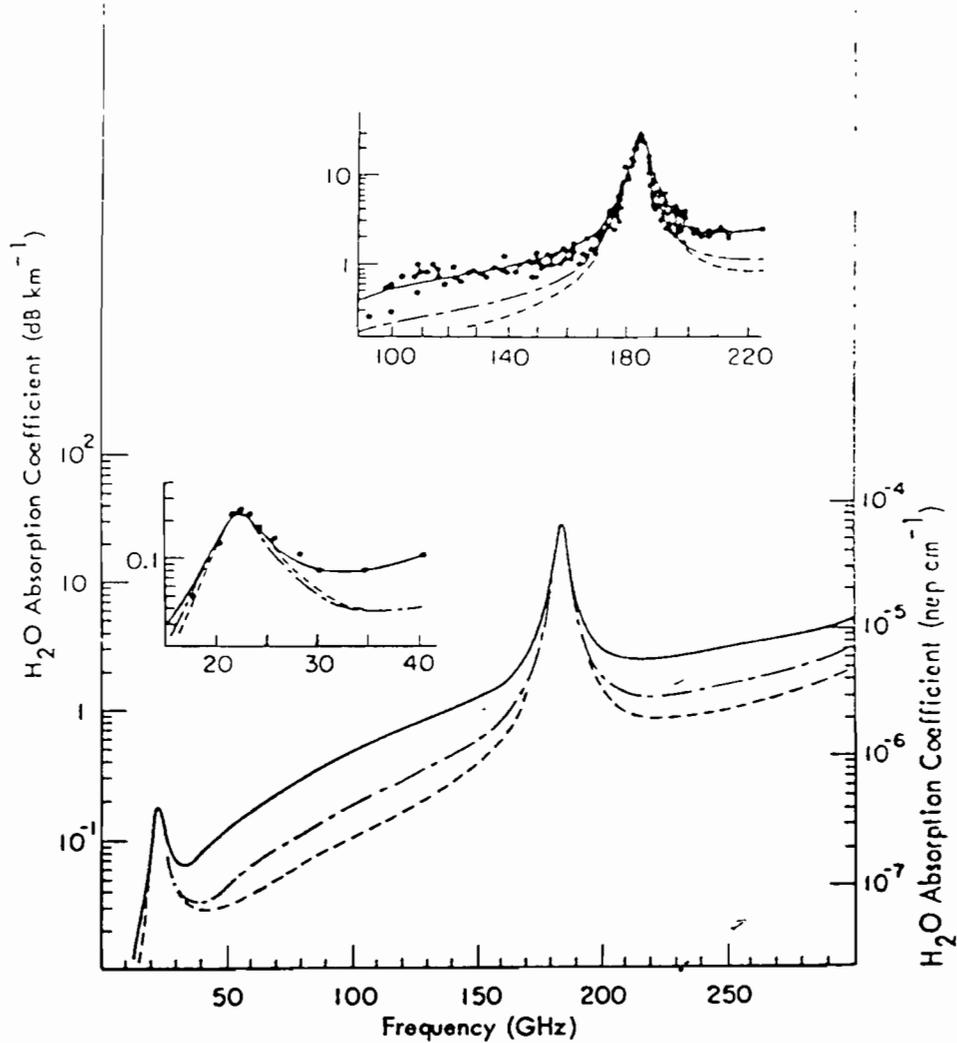


figure 6 : Diagramme d'absorption de la vapeur d'eau en fonction de la fréquence (réf.8)

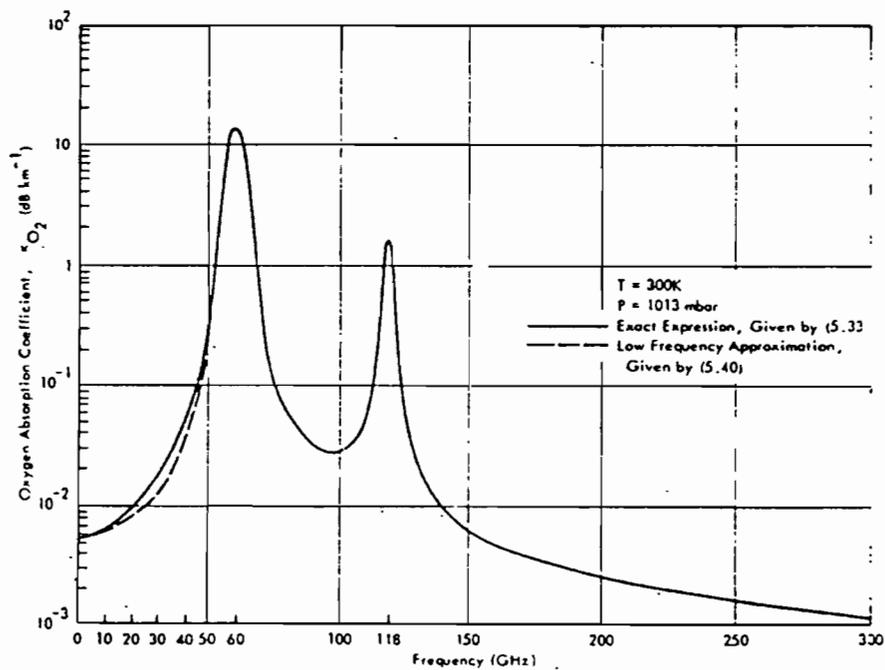


Figure 7 : Diagramme d'absorption de l'oxygène en fonction de la fréquence (réf.8)

direction du radar. Aux grands angles d'incidence le signal le plus fort est diffusé dans la région spéculaire, qui est éloignée de celle du radar, aussi le signal rétrodiffusé est réduit comparé à la diffusion isotropique.

B.4. - Variation de ϵ° avec la longueur d'onde (réf. 5)

Sur la figure 5 ont été reportées les variations de l'exposant de la loi de vitesse χ en fonction de l'inverse de la longueur d'onde de Bragg des vagues capillaires pour une fréquence et un angle d'incidence donné. On constate que plus la fréquence de l'onde radar est élevée plus la réponse sera sensible aux longueurs d'ondes des vagues capillaires et par conséquent au vent.

B.5. - Influence de l'atmosphère (réf. 8)

La propagation de l'onde électromagnétique dans l'atmosphère peut être perturbée par:

- Une augmentation du temps de parcours lié à l'indice de l'air
- Une atténuation du signal par les différentes composantes atmosphériques

Ces effets peuvent fausser les mesures de vents. Par ciel clair l'oxygène et la vapeur d'eau sont les principaux responsables de l'atténuation du signal des ondes hyperfréquences. La figure 6 représente l'absorption due à la vapeur d'eau; les raies d'absorption importante se situent à 22,2 GHz et 183,3 GHz. Tandis que pour l'oxygène (fig. 7) les raies d'absorption sont centrées sur 60 GHz et 118 GHz.

L'atténuation due aux nuages non précipitants est faible; par contre lors de fortes pluies le signal est modifié par l'absorption et la diffusion des gouttes d'eau qui est fonction de la longueur d'onde du signal radar et de la taille des particules.

La longueur d'onde utilisée pour le diffusiomètre de SEASAT (14,5 GHz), si elle est bien adaptée à la mesure des ondes de gravité (14,5 GHz \sim 2,1 cm), se trouve dans une région où l'absorption est relativement importante; par fortes pluies il est donc possible que les résultats soient erronées. Pour palier à cet inconvénient on utilise en parallèle un radiomètre micro-ondes qui permet d'évaluer le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère.

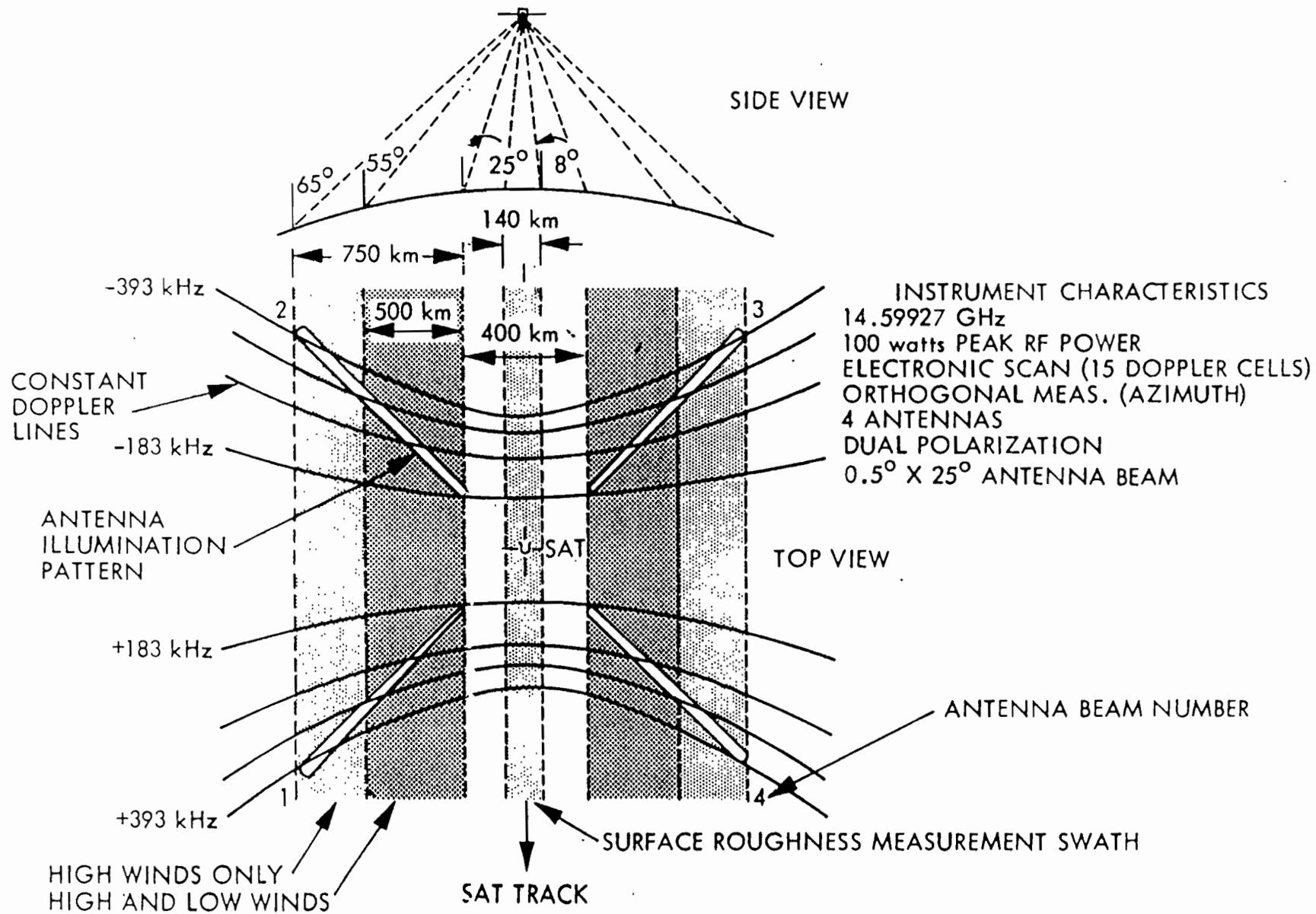


Figure 9 : Empreinte au sol du diffusiomètre (réf.7)

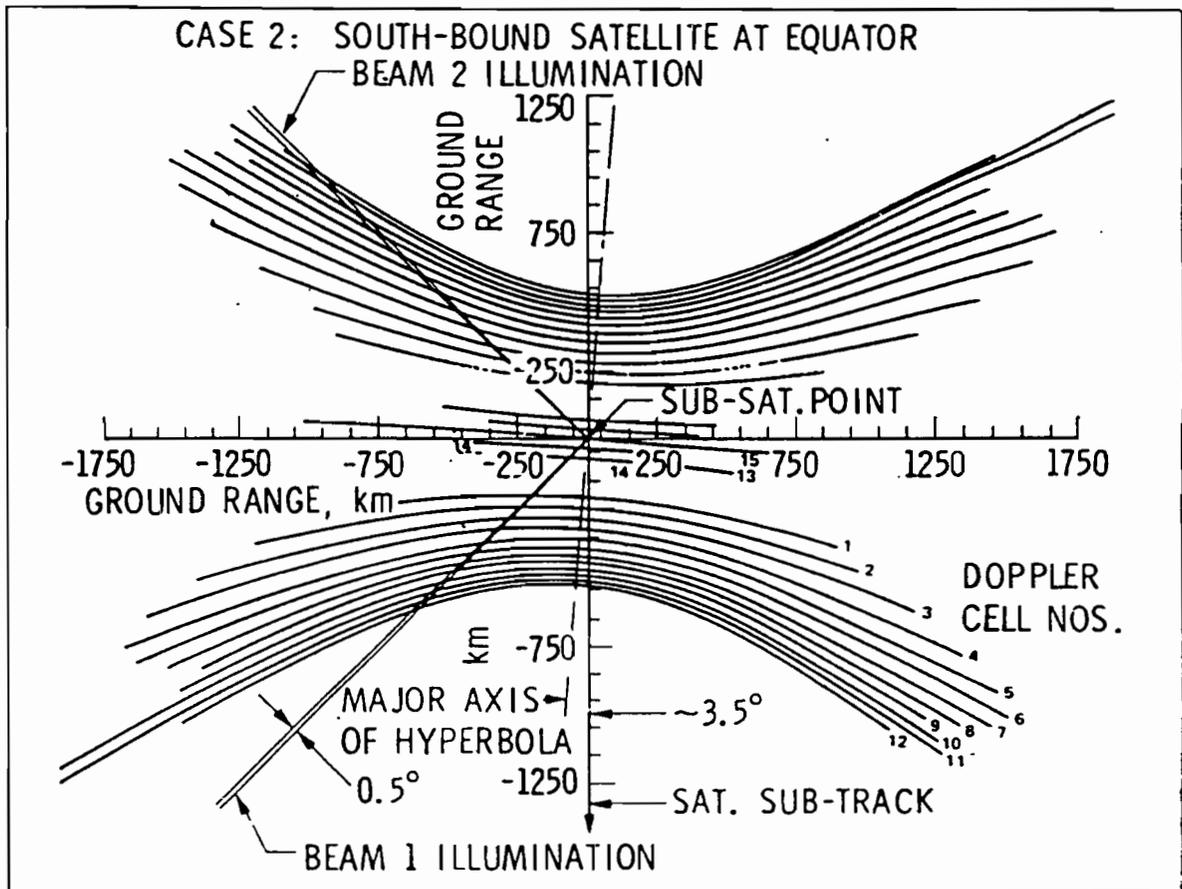
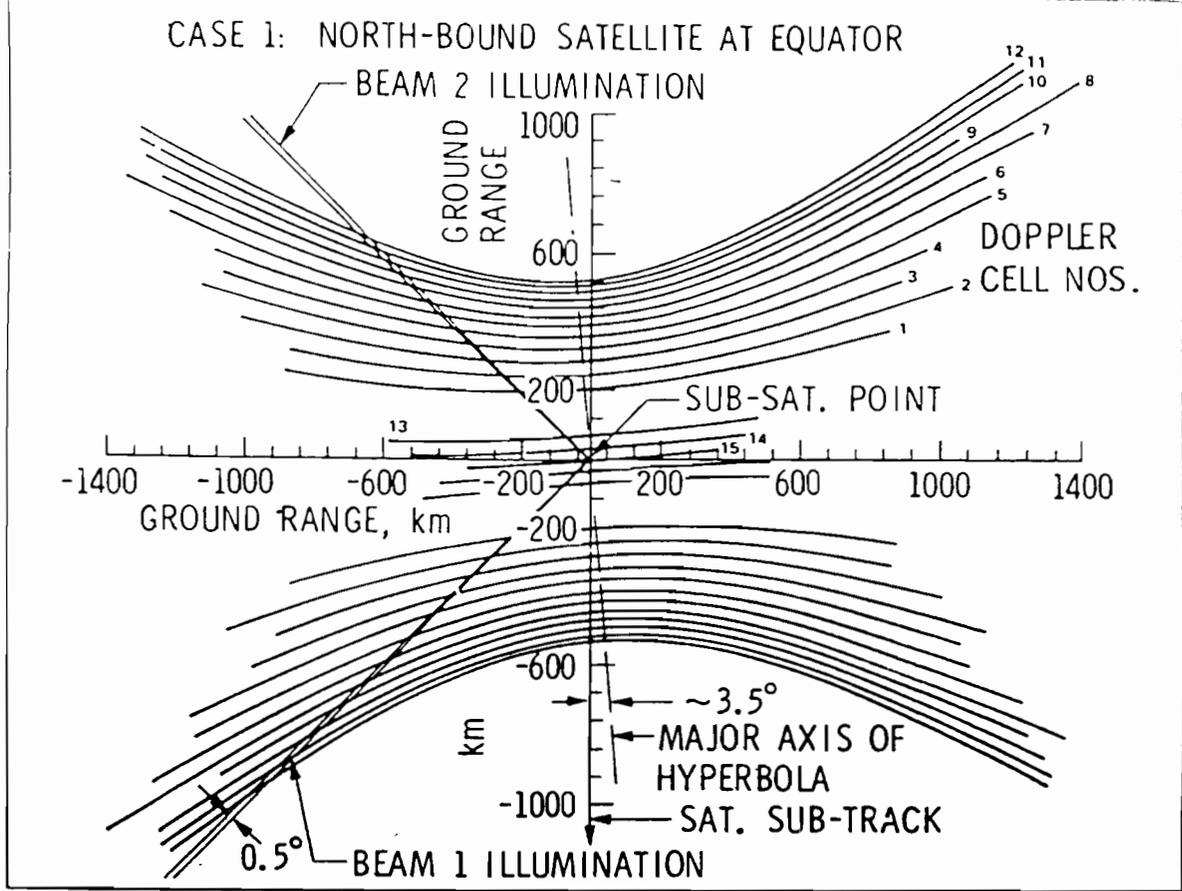


Figure 10 : Tracé des lignes Doppler constantes (réf.3)

C.2. - Description du diffusiomètre

C.2.a - Les antennes

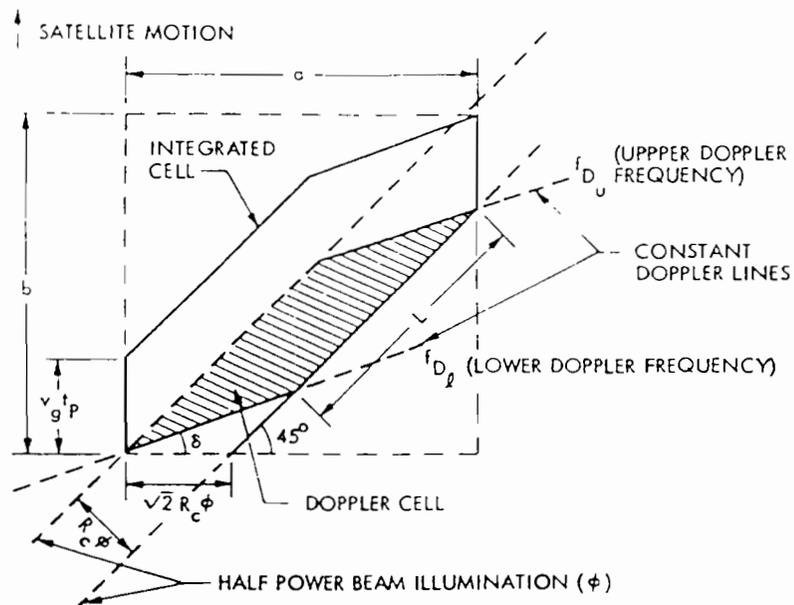
Le diffusiomètre est un radar qui émet un faisceau électromagnétique à la fréquence de 14,595 GHz. Le faisceau est émis et reçu par quatre antennes utilisées en polarisation verticale ou horizontale. Chaque antenne forme un angle de 45° par rapport à la trajectoire du satellite. Ainsi un point donné de la surface terrestre est survolé par une des antennes avant et de une à environ trois minutes plus tard, selon si le point est situé vers l'intérieur ou l'extérieur de la trace, il est survolé orthogonalement par une antenne arrière. Ainsi les mesures de σ° pour une même région sont faites à deux angles azimutaux orthogonaux.

L'empreinte au sol du diffusiomètre (fig. 9) est constituée de deux bandes, larges de 750 km situées à 200 km de part et d'autre de la trajectoire du satellite pour des angles d'incidences allant de 22° à 67° . Sous le satellite des mesures sont faites sur une bande de 140 km de large pour trois angles d'incidence de 0° , 4° et 8° . Les 250 km extérieurs à chaque empreinte (angle d'incidence entre 55° et 67°) permettent la mesure des vents forts car la distance parcourue par l'onde électromagnétique augmente se traduisant par un affaiblissement du signal, d'autre part σ° diminue lorsque l'angle d'incidence augmente. Les mesures aux grands angles d'incidence ne pourront donc se faire que pour des vents forts.

C.2.b - Empreinte et cellule de résolution (réf. 3)

A cause du déplacement du satellite et de la rotation de la terre le signal diffusiométrique subit un effet Doppler. Grâce à ce décalage en fréquence 15 cellules Doppler sont utilisées pour subdiviser électroniquement l'empreinte de l'antenne en cellules de résolution. Les lignes isodoppler sont déterminées par l'intersection d'un cône, de sommet le satellite, avec la surface terrestre. Ces lignes ont la forme d'hyperboles. Parce que l'électronique embarquée utilise un unique jeu de filtres analogiques pour traiter les faisceaux avant et arrière et à cause de la rotation de la terre, les lignes iso-doppler tournent légèrement (3° à l'équateur) par rapport à la trace du satellite (fig. 10). Cette rotation diminue lorsque la latitude augmente. A cause de cette rotation le faisceau d'antenne avant (resp. arrière) est dilaté tandis que le faisceau d'antenne arrière (resp. avant) est compressé. La distortion est maximale à l'équateur où la trace d'une des antennes fait 490 km de large tandis qu'elle est de 785 km pour l'autre.

61 mesures sont intégrées sur une période de 1,89 s, la cellule de résolution obtenue est plus grande que la surface d'illumination instantanée à cause du déplacement du satellite (fig. 11). La dimension moyenne d'une telle cellule est environ de 15 km sur 70 km. Les cellules sont plus petites près de la trace du satellite où les mesures sont faites à de faibles angles d'incidence et les lignes Doppler font un angle de 45° avec l'axe de l'antenne. Les cellules ont une surface plus importante vers l'extérieur de l'empreinte où les angles d'incidence deviennent plus importants et les lignes Doppler font un angle de 15° à 30° avec l'axe de l'antenne. La distance moyenne entre chaque cellule est de 50 km, mais à cause de la rotation terrestre cette distance varie de 45 à 56 km pour les cellules proches de la trace et de 34 à 87 km pour les plus éloignées.



LENGTH OF DOPPLER (INSTANTANEOUS) CELL L

SATELLITE GROUND SPEED v_g EQUIVALENT RESOLUTION $r = \frac{a+b}{2}$ 50 km (25° TO 55° INCIDENCE ANGLE)

DATA MEASUREMENT PERIOD t_p

DOPPLER BANDWIDTH $f_{D_u} - f_{D_l}$ $L = \sqrt{2} r - \frac{v_g t_p}{\sqrt{2}} - R_c \phi - \frac{\sqrt{2} R_c \phi \sin \delta}{\sin(135 + \delta)}$

Figure 11 : Géométrie d'une cellule de résolution (réf.7)

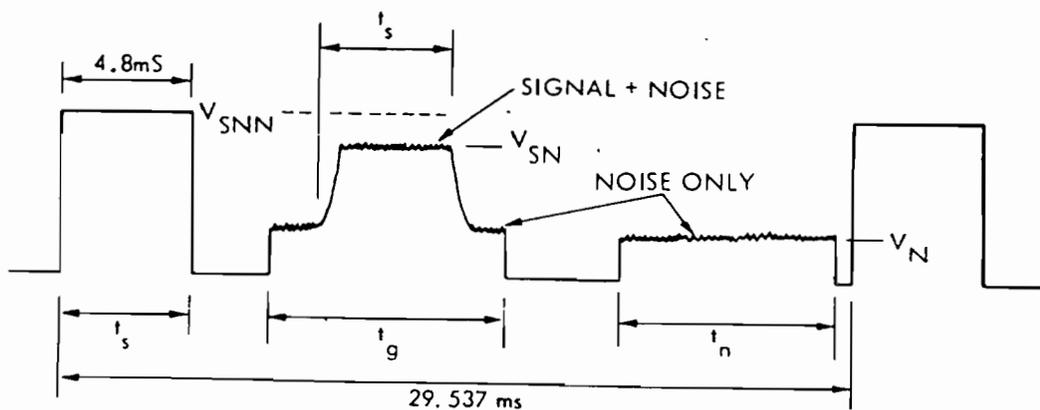


Figure 12 : Séquence des signaux émis par le diffusiomètre (réf.7)

C.3. - Traitement du signal (réf. 7-8)

Toutes les 29,537 ms un signal est envoyé sur une des 4 antennes pendant 4,8 ms, le signal retour est alors traité par les filtres Doppler, un traitement identique est appliqué en l'absence de signal afin de dé-terminer le niveau de bruit. Cette séquence est appliquée 64 fois pendant 1,89 s (fig. 12). Les trois premières séquences permettent d'ajuster le gain de l'antenne. On obtient finalement sur 1,89 s une moyenne de la va-leur signal plus bruit et une valeur moyenne du bruit.

La position de la cellule de résolution est déterminée par la fré-quence centrale et la largeur de bande des 15 filtres Doppler. La période d'échantillonnage de 1,89 s est continuellement répétée, mais avec une antenne différente à chaque fois. Des combinaisons différentes sont appli-quées suivant le mode choisi (tableau 2). La notation VV signifie que le signal est émis en polarisation verticale et reçu en polarisation verticale. Les modes de fonctionnement sont sélectionnés par la station au sol.

Toutes les 124 périodes (environ 4 mn), 4 signaux connus sont appli-qués pour calibrer les instruments, ils permettent de connaître le gain du système de réception. Cette valeur de gain est appliquée aux 124 pé-riodes suivantes.

La section efficace de rétrodiffusion est alors calculée grâce à l'équation du radar.

Soit P_L l'énergie totale fournie à l'antenne, une partie P_c est rayonnée dans l'espace et le reste P_L est dissipé sous forme de chaleur dans la structure de l'antenne. Le rendement de l'antenne est le rapport $\eta_L = P_c / P_L$. Le gain G_L de l'antenne dans une direction donnée est définie comme le rapport de la densité de puissance rayonnée par l'antenne S_r à la densité de puissance rayonnée par une antenne isotrope sans perte S_{r_i} :

$$G_L = \frac{S_r}{S_{r_i}}$$

La puissance totale rayonnée par une antenne isotrope sans perte est :

$$P = 4 \pi r^2 S_{r_i}$$

Comme $P_L = P_c = \frac{P_c}{\eta_L}$ alors $P_L = 4 \pi r^2 S_{r_i}$

S_r représente la puissance arrivant à la surface terrestre.

La puissance retrodiffusée par la surface dS de l'océan est alors :

$$P_s = \frac{P_L G_L}{4 \pi r^2} dS \cdot \epsilon^\circ$$

Cette puissance est reçue par l'antenne réceptrice d'ouverture A_r

$$P_r = \frac{P_L G_L}{4 \pi r^2} dS \cdot \epsilon^\circ \cdot A_r$$

MODE	POLARIZATION ¹ SEQUENCE	ANTENNA ³ SEQUENCE
1	VV	1, 2, 3, 4
2	HH	1, 2, 3, 4
3	VV, HH	3, 4
4	VV, HH	1, 2
5	VV, VV	3, 4
6	VV, VV	1, 2
7	HH, HH	3, 4
8	HH, HH	1, 2
9	SEE NOTE 2	SEE NOTE 2

NOTES:

1. VV = TRANSMIT VERTICAL POLARIZATIONS AND RECEIVE VERTICAL POLARIZATIONS.
NH = TRANSMIT HORIZONTAL POLARIZATIONS AND RECEIVE HORIZONTAL
2. CALIBRATE MODE - NOT POLARIZATION OR ANTENNA RELATED
3. ANTENNA BEAM NUMBERING:

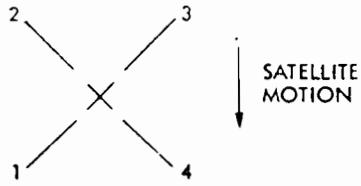


Tableau 2 : Modes operatoires des antennes de SEASAT (réf.7)

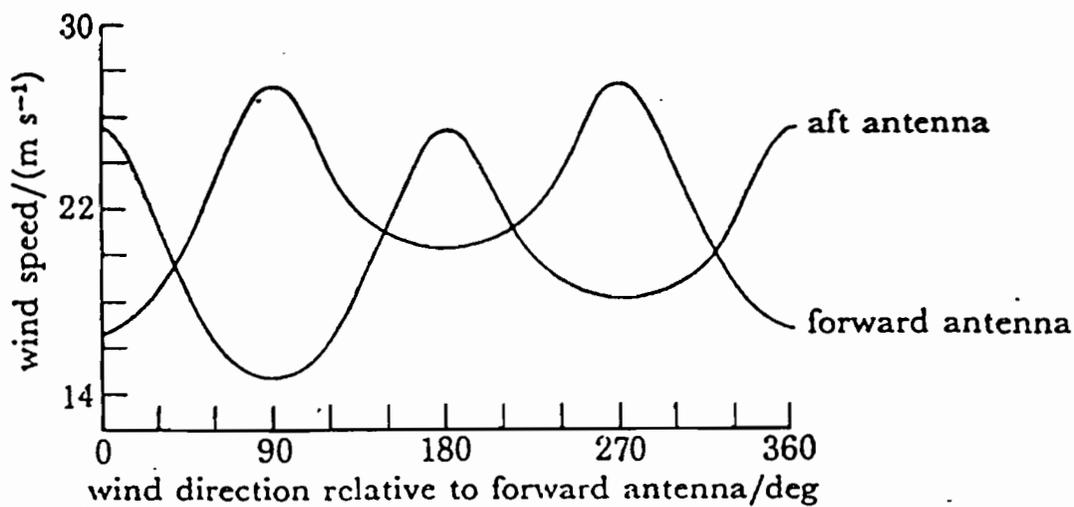


Figure 13 : Lieu des solutions du vecteur vent pour deux mesures de σ° orthogonales. Sur les 4 solutions possibles seulement une est correcte. (réf.2)

Si le rendement de l'antenne réceptrice est η_r la puissance recueillie à la sortie est :

$$P = \eta_r P_\lambda = \frac{P_e G_e}{4\pi r^2} dS \epsilon^\circ A_r \eta_r$$

Le gain de l'antenne réceptrice est lié à son ouverture par la relation :

$$G_r = \eta_r \frac{4\pi}{\lambda^2} A_r \Rightarrow A_r = \frac{G_r \lambda^2}{4\pi \eta_r}$$

$$P = \frac{P_e G_e}{4\pi r^2} \epsilon^\circ dS \frac{G_r \lambda^2}{4\pi}$$

Il faut rajouter le terme de perte par dispersion qui est égal à : $\frac{1}{4\pi r^2}$

$$P_r = \frac{P_e G_e}{4\pi r^2} \epsilon^\circ dS \frac{G_r \lambda^2}{4\pi} \frac{1}{4\pi r^2}$$

Certains paramètres qui varient sur la surface de résolution doivent être intégrés sur cette surface :

$$P_r = \frac{P_e \lambda^2 G_e^2}{4\pi^3} \int \frac{(G/G_0)^2 \epsilon^\circ h(f)}{r^4} dS$$

$$G_r = G_e = G_0 (G/G_0) \quad h(f) = 1 \text{ dans les bandes de fréquences Doppler} \\ = 0 \text{ ailleurs}$$

Certaines approximations peuvent être faites qui conduisent à l'expression suivante :

$$\epsilon^\circ = \frac{64\pi^3 P_r r^4}{P_e \lambda^2 G_0^2 (G/G_0)^2 S}$$

D/ - CALCUL DU VENT (réf. 9-10-11)

Les algorithmes permettant de relier le coefficient de rétrodiffusion au vent sont au nombre de trois. Nous ne présenterons ici que l'algorithme de Wentz qui a été employé dans ce travail. Pour plus de précision sur les deux autres algorithmes se reporter au travail de L. Lavanant (1984, réf. 11). Les données du diffusiomètre fournies par la NOAA contiennent les modules et les directions des vecteurs vent calculés par l'algorithme de Wentz.

Deux types d'algorithmes sont nécessaires pour atteindre le vent :

- La conversion des unités ingénieurs du radar en unités physiques représentées par le coefficient de rétrodiffusion ϵ° . L'équation du radar explicitée au §C.3. permet cette conversion.

- A partir des données de ϵ° l'algorithme géophysique permet le calcul du vent à une hauteur de 19,5 m par condition neutre. L'algorithme comporte trois étapes :

1 - Le coefficient de rétrodiffusion est paramétrisé en fonction de la vitesse du vent et des paramètres d'observation. Cette relation a été établie à partir de mesures faites par des avions, elle est de la forme :

$$F(\theta, \chi, \epsilon, u) = \rho_{0,10} \epsilon^\circ = G(\theta, \chi, \epsilon) + H(\theta, \chi, \epsilon) \rho_{0,10} u$$

θ : angle d'incidence

χ : angle d'azimut entre la direction du vent et l'angle de visée.

ϵ : type de polarisation du signal

Les fonctions G et H sont tabulées pour des angles d'incidence allant de 0° à 70° par pas de 2°, pour des angles d'azimut de 0° à 180° par pas de 10° et pour les 2 polarisations horizontale et verticale.

2 - Les mesures de σ° de l'antenne avant et de l'antenne arrière sont associées car elles fournissent des mesures perpendiculaires entre elles. Dans l'algorithme de Wentz la surface terrestre est partagée en mailles de 1° de côté. Toutes les mesures à l'intérieur de ces mailles sont utilisées pour l'estimation du vecteur vent. Pour que le calcul puisse se faire il doit y avoir dans la maille au moins une mesure faite par l'antenne avant et une mesure faite par l'antenne arrière.

3 - On suppose que dans la maille choisie le vent est constant en module et direction. Etant donné un certain nombre de mesures de σ° sur cette surface on veut trouver la probabilité $P(U/\{\sigma_n^\circ\})$ que la vitesse ait une valeur U étant donné les n mesures de σ° disponibles. Cette probabilité est donnée par l'équation de Bayes (Jones et al., 1977, réf.9) :

$$P(U/\{\sigma_n^\circ\}) = \frac{\exp\{W(U, X, \{\sigma_n^\circ\})\}}{\int dU \int dX \exp\{W(U, X, \{\sigma_n^\circ\})\}}$$

Les fluctuations dans les mesures sont dues aux turbulences micro-échelles du champ de vent et au bruit du diffusionomètre. Le coefficient de rétrodiffusion a alors une distribution log-normale autour de la valeur vraie donnée par la fonction F. W est alors égal à :

$$W(U, X, \{\sigma_n^\circ\}) = -\frac{1}{2} \sum_{i=1}^n (\sigma_i - F(U, X, \theta_i, \epsilon_i))^2 / \Delta\sigma_i^2$$

où $\Delta\sigma_i^2$ est l'écart type de σ_i°

Pour une mesure unique de σ° , le lieu des vitesses possibles se trouve sur une courbe quasi-sinusoidale (fig. 13). Pour deux mesures faites orthogonalement la probabilité $P(U/\{\sigma_n^\circ\})$ est différente de 0 seulement aux intersections des deux courbes (fig. 13). Le nombre des intersections varie de 1 à 4 selon l'angle d'observation. En raison du bruit sur les mesures les intersections ne sont pas ponctuelles, une incertitude sur leur position demeure.

W pouvant s'exprimer en fonction de G et H on obtient :

$$W(U, X, \{\sigma_n^\circ\}) = -1/2(S_1 - 2S_2 U + S_3 U^2)$$

avec :

$$\begin{aligned} S_1 &= \sum_{i=1}^n (\sigma_i - G)^2 / \Delta\sigma_i^2 \\ S_2 &= \sum_{i=1}^n (\sigma_i - G) H / \Delta\sigma_i^2 \\ S_3 &= \sum_{i=1}^n (H)^2 / \Delta\sigma_i^2 \end{aligned}$$

Afin d'obtenir la meilleure estimation de la vitesse U, on cherche les maxima de probabilité, c'est à dire les valeurs de U pour lesquelles :

$$\frac{\partial P(U/\{\sigma_n^\circ\})}{\partial U} = 0$$

ON fait ceci pour des directions de vent allant de 0° à 355° par pas de 5°. La valeur de U est alors :

$$U_{\text{M}} = S_2 / S_3$$

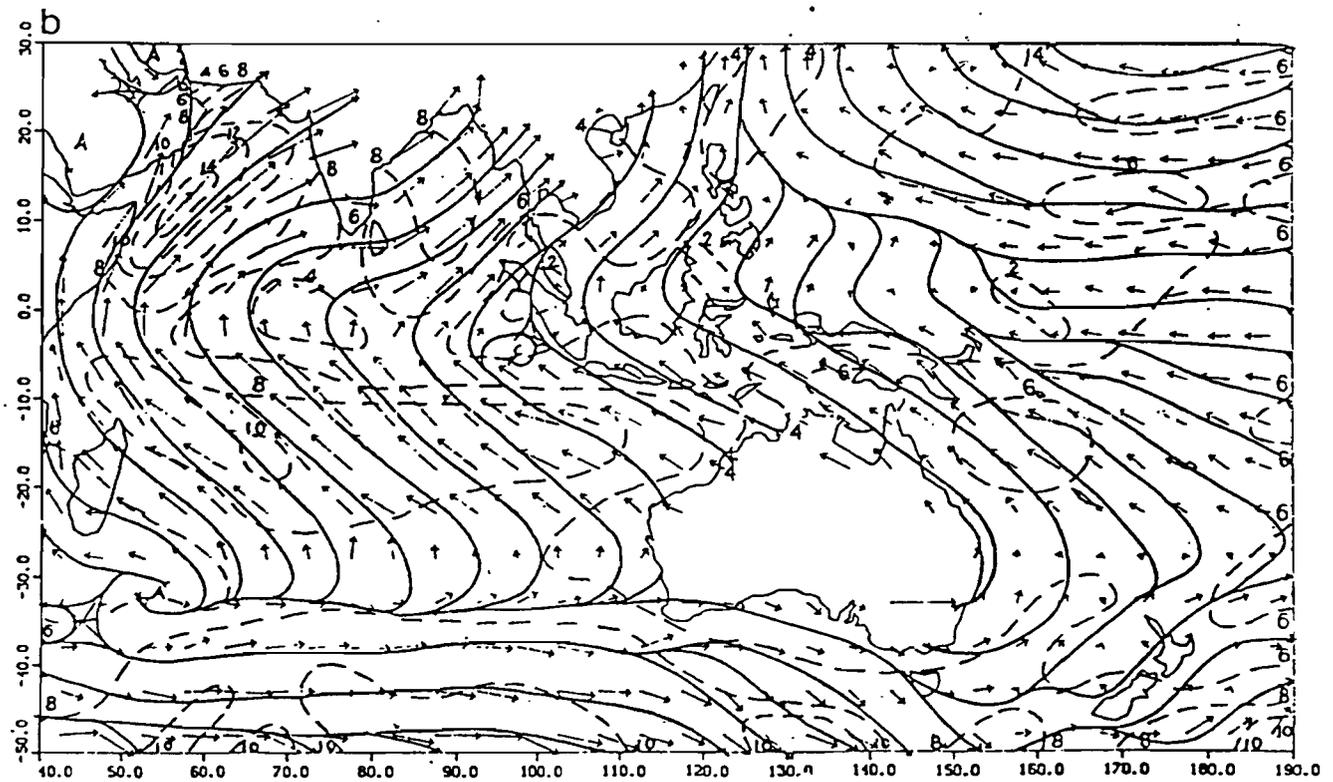
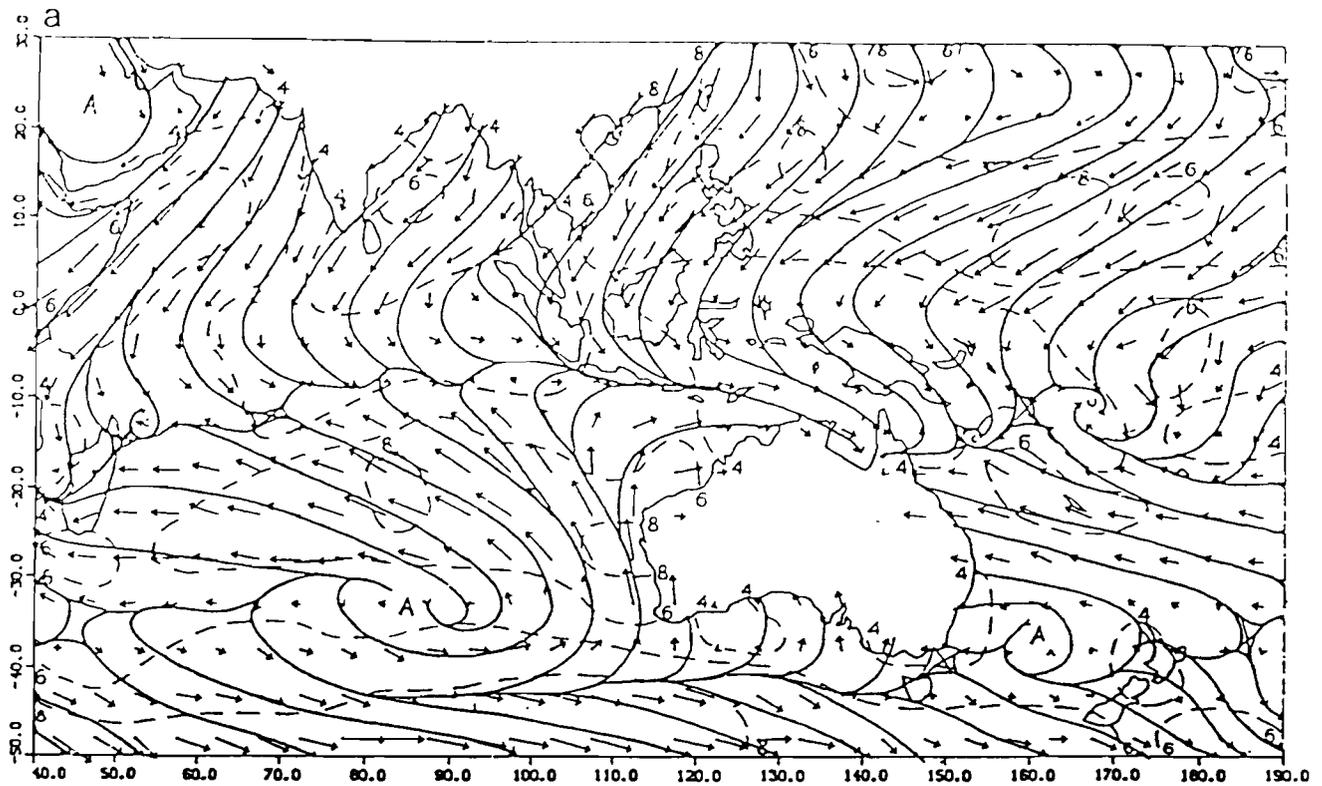


Figure 14 : Champ de vent de surface (moyenne sur 110 ans pour la période de 1860-1970) : a) janvier; b) juillet
 Les isotachs sont tracées en pointillés (m/s) (réf.12)

L'exposant de la probabilité associé est alors :

$$W(u_{\mathcal{J}}, X_{\mathcal{J}}, \{\varepsilon_n\}) = -\frac{1}{\xi} (S_1 - S_2^2 / S_3)$$

Finalement on affine le calcul en déterminant les maxima par pas de 1°. Le nombre de solutions peut-être de 4 au maximum. Le module des différentes solutions est sensiblement identique; mais l'indétermination sur les directions devra être levée par des mesures au sol ou par une bonne connaissance météorologique de la région.

E/ - LA METEOROLOGIE DE L'OCEAN INDIEN

E.1. - Description (réf. 12-13-14)

Le régime des vents dans l'océan indien présente un cycle annuel connu sous le terme de mousson. Sur le continent Indien on observe grossièrement des vents de sud-ouest pendant les six mois d'été boréal et des vents de nord-est pendant les six mois d'hiver. Cette alternance saisonnière du régime des vents est à l'origine de l'appellation mousson, car il semblerait que l'origine de ce mot vienne de l'arabe "mausin" qui signifie saison.

Pendant l'hiver boréal, l'océan Indien au nord de l'équateur est soumis à un régime de vent du nord-est, appelé mousson du nord-est (fig.14) Après avoir traversé l'équateur ce flux de vent se dirige vers le S.E. et rencontre les Alizés du S.E. vers 10°S, formant la Zone Intertropicale de Convergence.

Cette mousson du N.E. comporte trois centres principaux au nord de l'équateur :

- L'ouest de la mer d'Arabie (15°N-55°E).
- La baie du Bengale (15°N-90°E).
- Le Sud de la mer de Chine et l'ouest Pacifique près des Phillipines.

La situation se renverse entièrement pendant l'été boréal (fig.14b). Les Alizés du S.E. de l'hémisphère sud traverse l'équateur et prennent la direction du N.E.. Ces vents du S.O. caractérise la mousson d'été ou mousson du S.O.. Elle comporte trois centres principaux marqués par un maximum de vent :

- L'ouest de la mer d'Arabie
- La baie du Bengale
- Le sud de la mer de Chine

C'est le phénomène en "branches" (réf.12) de la mousson d'été. L'intensité de ces trois branches tend à décroître de l'ouest vers l'est.

Les variations saisonnières de ces trois branches ont été décrites par C.Fu et al. (1983, réf.12) grâce à une étude des données de vent disponibles entre 1860 et 1970.

- En mer d'Arabie la vitesse moyenne de la mousson du N.E. est maximum (7m/s) en décembre. La transition entre la mousson du N.E. et la

mousson du S.O. se produit au début du printemps. La mousson du S.O. atteint son maximum (14m/s) en juillet. La période de renversement du S.O. au N.E. se produit à la fin septembre. La durée de la mousson du S.O. est d'environ 5,5 mois.

- Dans la baie du Bengale les vitesses de vent de la mousson du N.E. sont maximum en décembre-janvier (6,5m/s). La transition du flux de N.E. au flux de S.O. se produit vers la mi-mars et la mousson du S.O. est maximum en juin (7m/s). La transition du S.O. au N.E. se produit à la mi-octobre. La durée de la mousson du S.O. est d'environ 7 mois.

- Dans la mer de Chine le maximum de la mousson du N.E. se situe en janvier (8m/s). La transition du N.E. au S.O. se produit début mai et le maximum de mousson du S.O. a lieu en juillet-août (6m/s). La transition du S.O. au N.E. se produit à la mi-septembre. La durée de la mousson du S.O. est d'environ 4,5 mois.

Si le maximum de mousson du S.O. commence plus tôt dans la baie du Bengale, c'est semble-t-il à cause de la distribution des terres et de la mer. Le flux de vent au début de la mousson du S.O. dans la baie du Bengale provient de l'hémisphère nord et non de l'hémisphère sud; à cette époque le flux trans-équatorial est inexistant, mais il existe une profonde dépression sur la péninsule indienne. Puis au fur et à mesure que la saison avance le courant trans-équatorial se rattache au flux du S.O..

Ce phénomène en branche semble influencer le régime des pluies sur le continent sud-asiatique pendant la mousson du S.O.. Les zones de pluies maximum sont situées sur la côte ouest de l'Inde, la côte ouest de la péninsule indochinoise et le sud de la Chine et des Phillipines.

Lorsque la mousson du S.O. est établie le flux trans-équatorial n'est pas uniforme à toutes les longitudes; il est faible à l'est et fort à l'ouest où il est appelé Jet des Somalies. Ce flux intense a ses origines près de l'île Maurice, s'écoule au nord de Madagascar, atteint la côte du Kenya vers 3°S, il pénètre sur les basses terres du Kenya et des Somalies pour atteindre à nouveau la côte vers 10°N et tourne alors dans la mer d'Arabie vers l'Inde. Le noyau de ce flux se trouve à une altitude de 1 à 1,5 km. Ce jet est parfois renforcé et même remplacé par un flux en provenance du canal de Mozambique. Dans la mer d'Arabie il se sépare en deux branches :

- La branche la plus nord rencontre la côte ouest de l'Inde vers 17°N.
- La branche sud se déplace vers l'est au sud de l'Inde.

Les analyses spectrales montrent l'existence d'une oscillation d'environ 12 jours de l'intensité du jet qui peut-être reliée à une oscillation similaire des pluies sur l'Inde. Les variations en intensité semblent avoir pour cause le déplacement des fronts froids des moyennes latitudes de l'hémisphère sud.

E.2. - Mécanismes de la mousson (réf. 15)

Trois mécanismes permettent d'expliquer le phénomène de la mousson dans l'océan Indien :

- La circulation des masses d'air provoquée par les différences de température entre les surfaces terrestres et océaniques.
- La rotation de la terre.
- La physique de l'eau.

E.2.a - Différentiel de température

Le renversement saisonnier du vent dans l'océan Indien est du à la disposition des masses terrestres par rapport à l'océan. Schématiquement il y a une masse terrestre au nord et l'océan au sud.

D'autre part la chaleur massique de l'eau est plus importante que celle de la terre; la terre se réchauffera ou se refroidira plus rapidement que la mer.

Ainsi lors du déplacement apparent du soleil vers le nord pendant l'été boréal, les zones terrestres se réchaufferont plus vite que l'océan. Mais à cause de l'inertie du système, les maxima et les minima de température de surface seront décalés d'environ 2 mois par rapport aux maxima et minima du système solaire.

Les masses d'air au-dessus des continents, réchauffées par chaleur sensible, seront plus chaudes que les masses d'air océaniques.

En régime de mousson du S.O. il existe donc un système de basses pressions sur les zones terrestres (Somalie, Arabie, Inde ...) et un système de hautes pressions sur l'océan (anticyclone des Mascaraignes). Le gradient de pression qui existe entre ces deux centres engendre une force qui tend à l'annuler; cette dernière se traduit par le déplacement d'air océanique, dense et chargée d'humidité, vers la terre. Cet air océanique rejette les masses d'air terrestres chaudes en altitude. Ce jeu des masses d'air tend à abaisser l'énergie potentielle du système, tandis que le réchauffement différentiel par le soleil du système terre-océan tend à l'augmenter. La mousson du S.O. se poursuit jusqu'à ce que l'équilibre entre ces deux phénomènes soit rompu.

Pendant l'hiver les surfaces terrestres et océaniques perdent de l'énergie par rayonnement, mais l'océan grâce à sa plus grande capacité calorifique demeure plus chaud; le système s'inverse : l'air froid et dense de l'Asie se déplace vers l'océan. C'est la mousson du N.E..

E.2.b - Rotation de la terre

La rotation de la terre et le système de coordonnées dans lequel on se place sont à l'origine de la force de Coriolis qui dévie les mouvements vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud. Ainsi en période de mousson du S.O. les Alizés du S.E. de l'hémisphère sud traversent l'équateur et sont déviés vers la droite; ils

se dirigent vers le N.E.. De même en mousson de N.E. les vents de l'hémisphère nord traversent l'équateur et sont déviés vers la gauche pour devenir des vents de N.O..

E.2.c - La physique de l'eau

Les masses d'air océaniques, riches en vapeur d'eau, qui arrivent sur les zones terrestres sont réchauffées par chaleur sensible et s'élevaient en altitude vers des couches de pression inférieure. Dans ce mouvement la masse d'air se refroidit adiabatiquement et la vapeur d'eau se condense. Lors de la condensation la chaleur latente, emmagasinée pendant l'évaporation, se libère et réchauffe de manière non adiabatique la masse d'air. Cette énergie augmente le mouvement d'ascendance de l'air et la pression au-dessus du sol diminue. Cette abaissement de la pression provoque l'arrivée d'une masse d'air océanique humide.

La vapeur d'eau transportée par les masses d'air océaniques et les changement d'état de la vapeur d'eau lors des mouvements ascendants permet d'intensifier le flux de mousson.

F/ - ANALYSE DES DONNEES DE SEASAT

F.1. - Les données

Sept jours de données du diffusiomètre ont été fournies par le Centre Océanologique de Bretagne : les 7, 8, 11, 12, 13, 14 et 15 septembre 1978.

Le programme de calcul du vent mis au point à partir de l'algorithme de Wentz, ainsi que le programme de lecture des bandes I.G.D.R. ont été aimablement prêtés par L.Lavanant (1984, réf.11). Le programme calcule le module et la direction du vent par carré de 1°; les problèmes d'absorption atmosphérique n'ont pas été pris en compte. La zone étudiée s'étend de 15°E à 115°E et de 30°N à 40°S.

Les cartes journalières de direction du vent montrent que la zone choisie est couverte à 75% par le diffusiomètre. Sur ces cartes les deux empreintes de part et d'autre de la trace du satellite sont bien visibles. Pour chaque mesure les différentes solutions pour la direction (au maximum 4) sont dessinées; les modules, étant sensiblement identiques, sont moyennés.

L.Lavanant a montré, dans une étude sur l'Atlantique intertropical, que la variabilité journalière du module du vent était inférieure ou du même ordre de grandeur que la précision du diffusiomètre. Dans l'océan indien où les vents de mousson sont relativement stables, il est donc possible d'établir des cartes de vent journalières. Il faudra tout de même être prudent au-delà de 20°S, où les variations, dues au déplacement des centres dépressionnaires des moyennes latitudes, peuvent être importantes. Les modules de vent aux intersections des

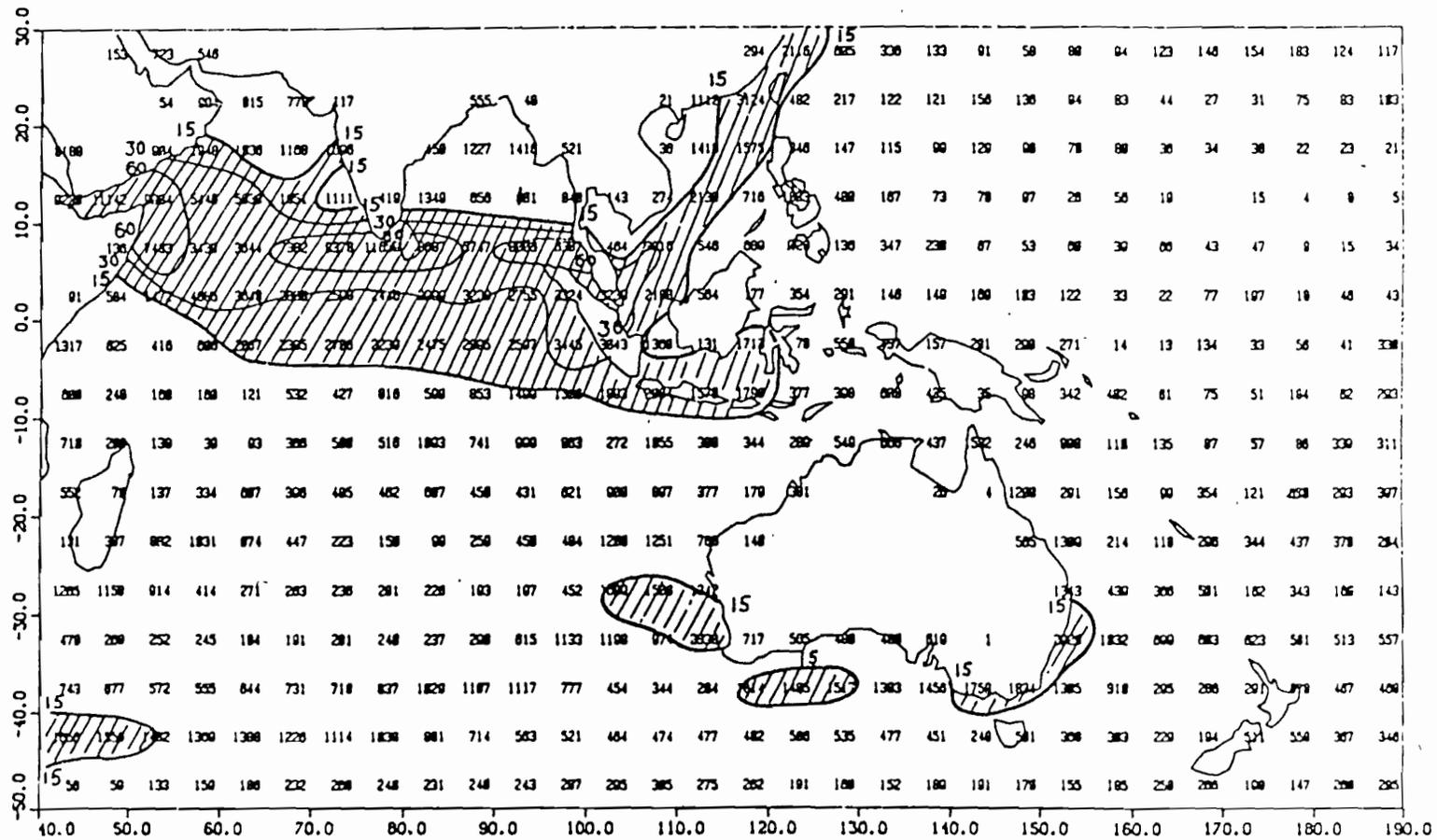


Figure 15 : Nombre de mesures de vent pour le mois de juillet (1860-1970) (réf.12)

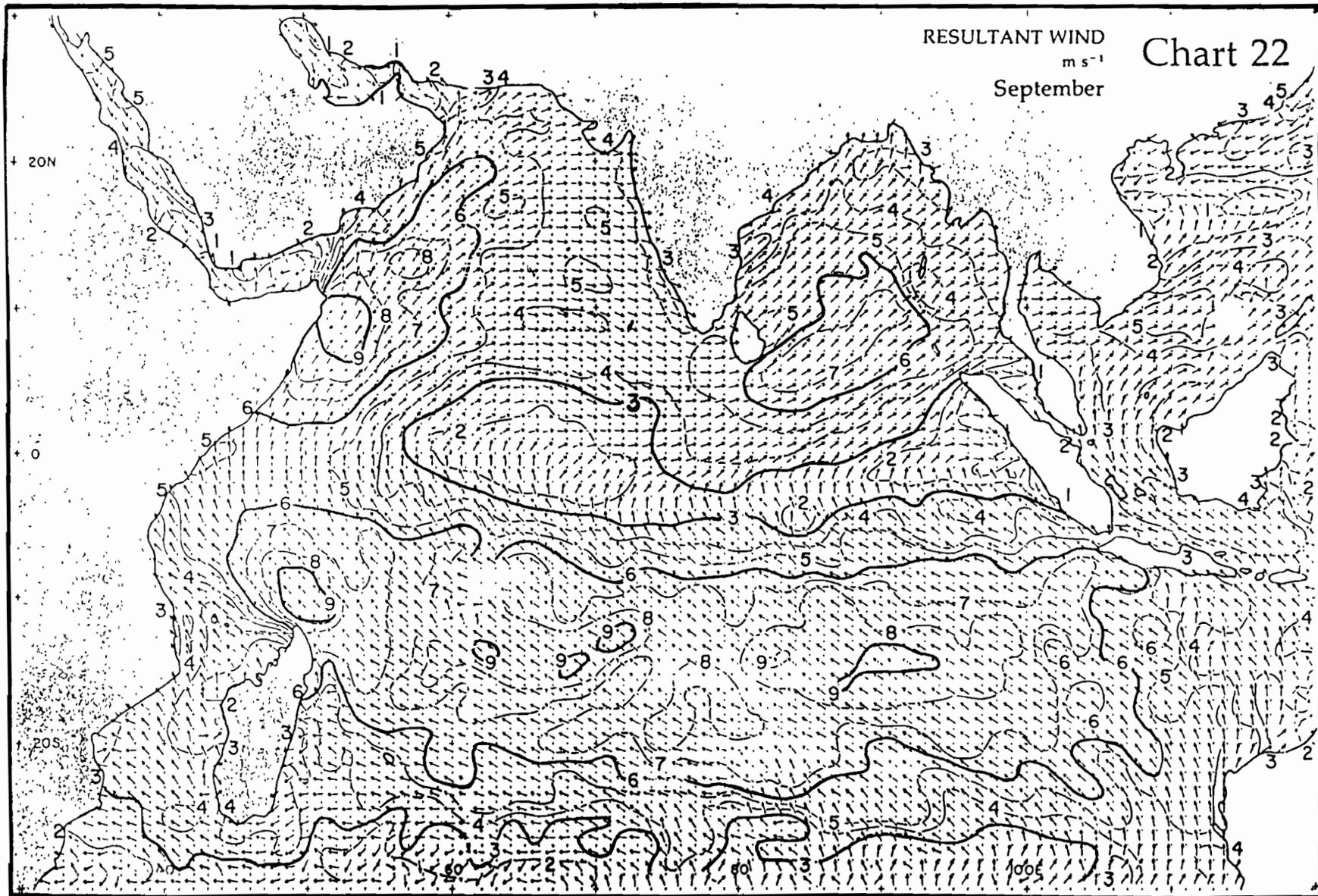
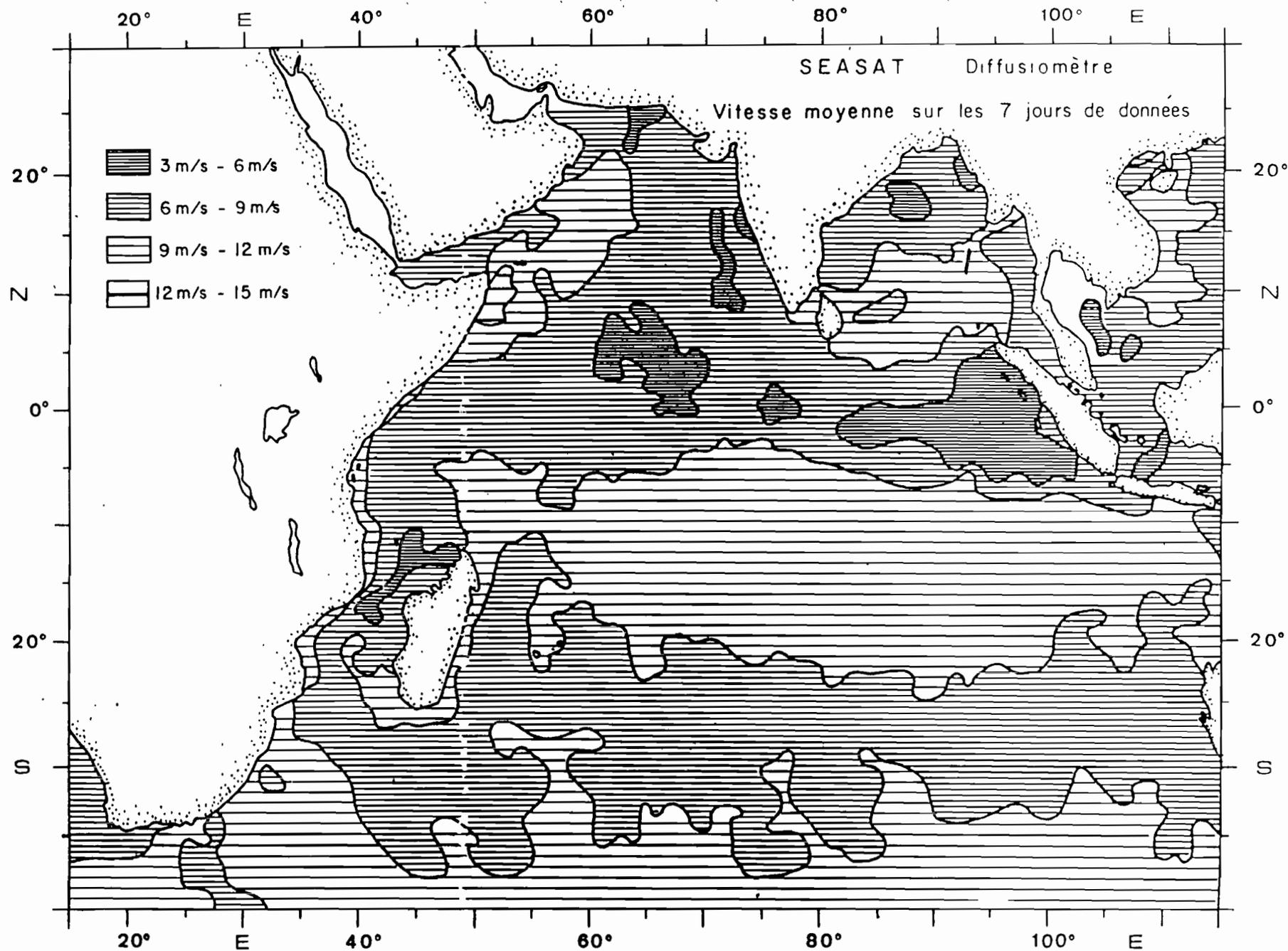


Figure 16 : Carte moyenne du vent pour le mois de septembre (réf.16)



traces montantes et descendantes ont été moyennés ainsi que les directions les plus proches de chaque mesure.

F.2. - Tracé des cartes

Une carte de module et une carte de direction ont été tracées journalièrement, ainsi qu'une carte moyenne du module sur les 7 jours de données. Les cartes de modules ont été tracées manuellement tous les 3 m/s.

La levée de l'indétermination sur les directions peut se faire de deux manières :

- En faisant des comparaisons avec des mesures conventionnelles de surface : on choisit la direction diffusiométrique la plus proche de la direction de la mesure au sol. Malheureusement les campagnes océanographiques et météorologiques sont relativement rares et les mesures des navires marchands ne sont disponibles que sur des lignes de navigation qui ne couvrent qu'une faible partie de l'océan. La figure 15 montre le nombre de données de vents par carré de 5° pour le mois de juillet de 1860 à 1970. Pour la région entre 5°S et 20°N à l'ouest de 120°E il y a au moins 15 observations par mois en moyenne sur toute la période. Au sud de cette zone le nombre d'informations disponibles est encore plus faible. Ceci montre la pauvreté des mesures et l'impossibilité de faire des comparaisons journalières sur l'ensemble de la zone.

- En ayant une bonne connaissance météorologique de la région, du champ de vent moyen pour le mois de septembre et en s'aidant des cartes de modules, le tracé des flux de vent est relativement facile à réaliser. C'est cette méthode qui a été utilisée dans ce travail.

De 15°S à 30°N il n'y a eu aucun problème. Nous sommes encore au début septembre en mousson du S.O. : les zones de vents faibles se situent au nord de l'équateur. En mousson du N.E. la rencontre des Alizés de l'hémisphère sud et des vents de l'hémisphère nord aurait lieu vers 10°S . Les mesures avec 2 solutions à 180° l'une de l'autre ont facilité le travail et ont permis de faire un tracé par continuité. Entre 25°S et 40°S le tracé a été plus délicat, car dans cette zone apparaissent les centres dépressionnaires des moyennes latitudes. Le positionnement de ces centres demande une bonne connaissance météorologique, et les cartes de modules sont l'un des meilleurs éléments qui nous permettent de lever l'indétermination. L'expérience de météorologues est appréciable et facilite grandement le tracé. Les cartes de direction indiquent les grands traits de la circulation sans tenir compte de l'intensité.

F.3. - Analyse des données

F.3.a - Module moyen du vent

Les seules cartes de champ de vent moyen dont nous disposons sont celles fournies par les atlas tel que celui d'Hastenrath et Lamb (réf.16). Elles décrivent une année moyenne, mois par mois; les moyennes ont été faites sur 60 ans de mesures, de 1911 à 1970. Pour vérifier le bon comportement du diffusiomètre de SEASAT nous avons comparé la carte du module moyen sur les 7 jours

de données et la carte du mois de septembre d'Hastenrath et Lamb (fig.16)

L'ensemble du champ diffusiométrique présente des modules supérieurs d'environ 3m/s. Lavanant (réf.11) a fait des comparaisons point par point des mesures diffusiométriques avec les mesures bateaux; elle trouve un écart type de 2,7 m/s sur les modules et de 23° sur les directions. La comparaison avec les vents géostrophiques donne un écart type de 2,4 m/s et de 20°. Le problème de ces comparaisons est que la mesure au sol est aussi entachée d'erreur, Lavanant estime d'ailleurs que la précision des mesures bateaux est de $\pm 2,2$ m/s et $\pm 15^\circ$. D'autre part des comparaisons très précises lors de la campagne de validation SEASAT, JASIN, donnent une précision de $\pm 1,5$ m/s et $\pm 17^\circ$ pour des vents inférieurs à 16 m/s. On peut considérer que la précision obtenue par les mesures diffusiométriques est très proche des caractéristiques demandées par les utilisateurs, soit ± 2 m/s et $\pm 20^\circ$. Pendant les 7 jours du mois de septembre 1978 la moyenne des vents est donc plus forte que pour le mois de septembre climatique moyen.

Les principales zones de vent concordent très bien sur les deux cartes :

- La zone des Alizés de l'hémisphère sud qui correspond à la plage 9 m/s-12 m/s entre 5°S et 20°S de 50°E à 115°E est très proche de celle délimitée par l'isoline 6 m/s sur la carte d'Hastenrath et Lamb.

- Sur la carte diffusiométrique les trois branches de la mousson (mer d'Arabie, baie du Bengale, mer de Chine) sont bien visibles (plage 9 m/s-12 m/s). La transition de la mousson du S.O. au N.E. ne s'est pas encore produite en mer de Chine, alors qu'il n'y a plus de noyau de vent fort dans cette région sur la carte d'Hastenrath et Lamb. On peut noter la concordance remarquable du noyau de vent fort (12 m/s-15 m/s) en mer d'Arabie le long de la côte des Somalies.

- La zone de vents faibles orientée S.E.-N.O. au niveau de l'équateur se retrouve parfaitement sur les deux cartes, avec toujours une différence de 3 m/s.

La carte diffusiométrique moyenne est donc remarquablement proche de la carte d'Hastenrath et Lamb.

F.3.b Cartes journalières

Du 7 au 15 septembre 1978 on note une augmentation régulière du module du vent sur tout l'océan :

- La zone des Alizés du S.E. de l'hémisphère sud se renforce, la plage 9-12 m/s s'étend progressivement sur tout l'océan au sud de l'équateur jusqu'à 25°S.

- L'intensité des trois branches de la mousson augmente.

- La grande plage de vents faibles (3-6 m/s) au S.O. de l'Inde se résorbe progressivement au cours de la semaine.

Deux zones de vents faibles restent relativement stables au cours de la semaine :

- La région des calmes équatoriaux de 60°E à 105°E; le minimum est observé le 14 septembre (3-6 m/s)

- A l'Est de Madagascar, les vents faibles correspondent à l'anti-cyclone des Mascareignes.

Les vents les plus forts se situent entre 30°S et 40°S, zone de passage des dépressions. C'est là que la variabilité est la plus importante.

D'une manière générale les vents ne sont pas très forts puisque l'on observe qu'une seule fois des vents supérieurs à 15 m/s, le 11 septembre vers 40°S-20°E.

Le tracé des flux de vent entre 10°S et 30°N est classique : les Alizés du N.E. de l'hémisphère sud traversent l'équateur pour se diriger vers le N.E., c'est la mousson du S.O.. Le lieu où les Alizés changent de direction correspond à la position des vents faibles équatoriaux. C'est une zone à tendance anticyclonique (cf. 8 septembre 1978). Dans la mer d'Arabie une partie du flux se dirige vers la côte Ouest de l'Inde, l'autre partie contournant la pointe sud pour se diriger dans la baie du Bengale.

Pendant les sept jours l'anticyclone des Mascareignes a une orientation S.E.-N.O., il est associé à une zone de vents faibles. A partir du 11 septembre il s'étend progressivement vers l'Est pour atteindre 95°E le 14 septembre. Le 15 un noyau anticyclonique centré sur 100°E se détache de l'anticyclone principal. C'est un phénomène classique lors de l'extension d'un anticyclone. Les 7 et 8 septembre l'extension vers le sud de l'anticyclone coupe la progression des dépressions. Les journées du 9 et du 10 auraient été utiles pour pouvoir suivre l'évolution vers l'Est de l'anticyclone.

L'île de Madagascar et la barrière rocheuse sur sa côte Est scindent l'anticyclone en deux. On retrouve bien sur toutes les cartes une cellule anticyclonique à l'Ouest de l'île.

Entre 30°S et 40°S on peut suivre avec précision le passage des dépressions et leur évolution dans le temps, notamment du 11 au 15 septembre. Par exemple, le 11 la dépression centrée sur 65°E se retrouve le 12 à 75°E, puis le 13 à 85°E, le 14 à 90°E où elle a été repoussée vers le sud par l'amplification de l'anticyclone.

CONCLUSION

Les cartes journalières du module et de la direction du vent fournissent des détails, sur la circulation atmosphérique au niveau de la mer, auxquels les météorologues et océanographes ne peuvent avoir accès avec les moyens traditionnels. Un suivi régulier de telles cartes permettrait de connaître avec précision la période de déclenchement de la mousson de S.O.; la prévision des pluies sur le continent Indien pourrait être améliorée. Du point de vue océanographique le produit disponible n'est pas entièrement satisfaisant pour deux raisons :

- Les algorithmes du diffusiomètre calculent la vitesse et la direction du vent à partir du coefficient de rétrodiffusion σ^0 . Or ce paramètre est directement fonction du transfert d'énergie entre l'atmosphère et l'océan, c'est à dire la tension du vent. Celle-ci est le principal moteur des courants océaniques de surface et influe sur la dynamique de la couche 0-500 m. Il serait donc important de mettre au point des algorithmes qui relient σ^0 à la tension du vent et non au vent.

- La levée de l'indétermination sur la direction, si elle donne de bons résultats pour avoir une vue d'ensemble des flux, n'est pas satisfaisante si l'on veut mettre en évidence des événements anormaux tel qu'un changement de direction des Alizés.

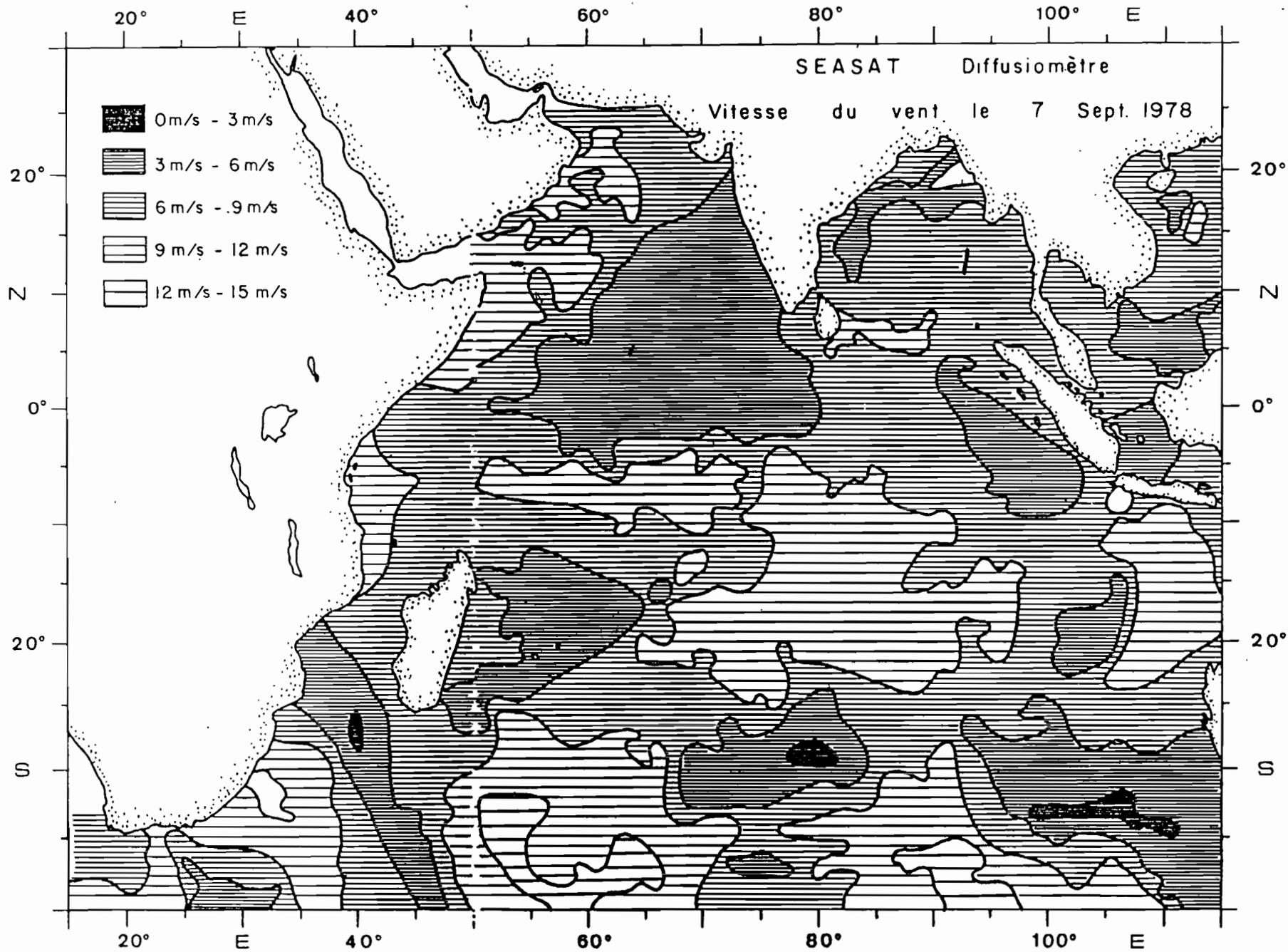
L'expérience de SEASAT, malgré sa durée de vie de trois mois a montré la fiabilité et l'utilité d'un diffusiomètre embarqué dans un satellite.

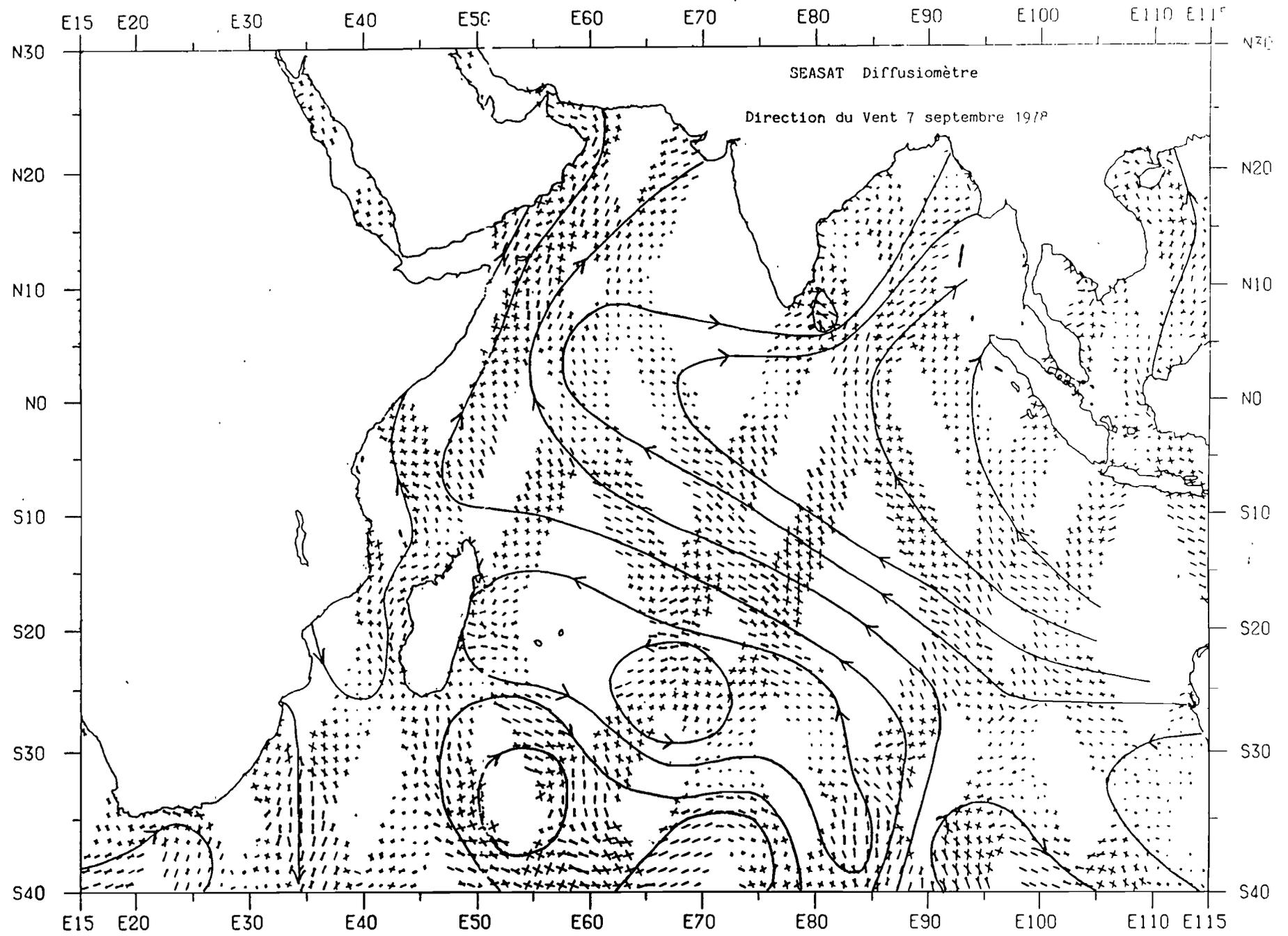
Au vu des bons résultats obtenus par SEASAT, l'Agence Spatiale Européenne a décidé le lancement, début 1988, d'un satellite possédant un diffusiomètre : ERS1. Les caractéristiques de ce dernier seront sensiblement différentes du SASS:

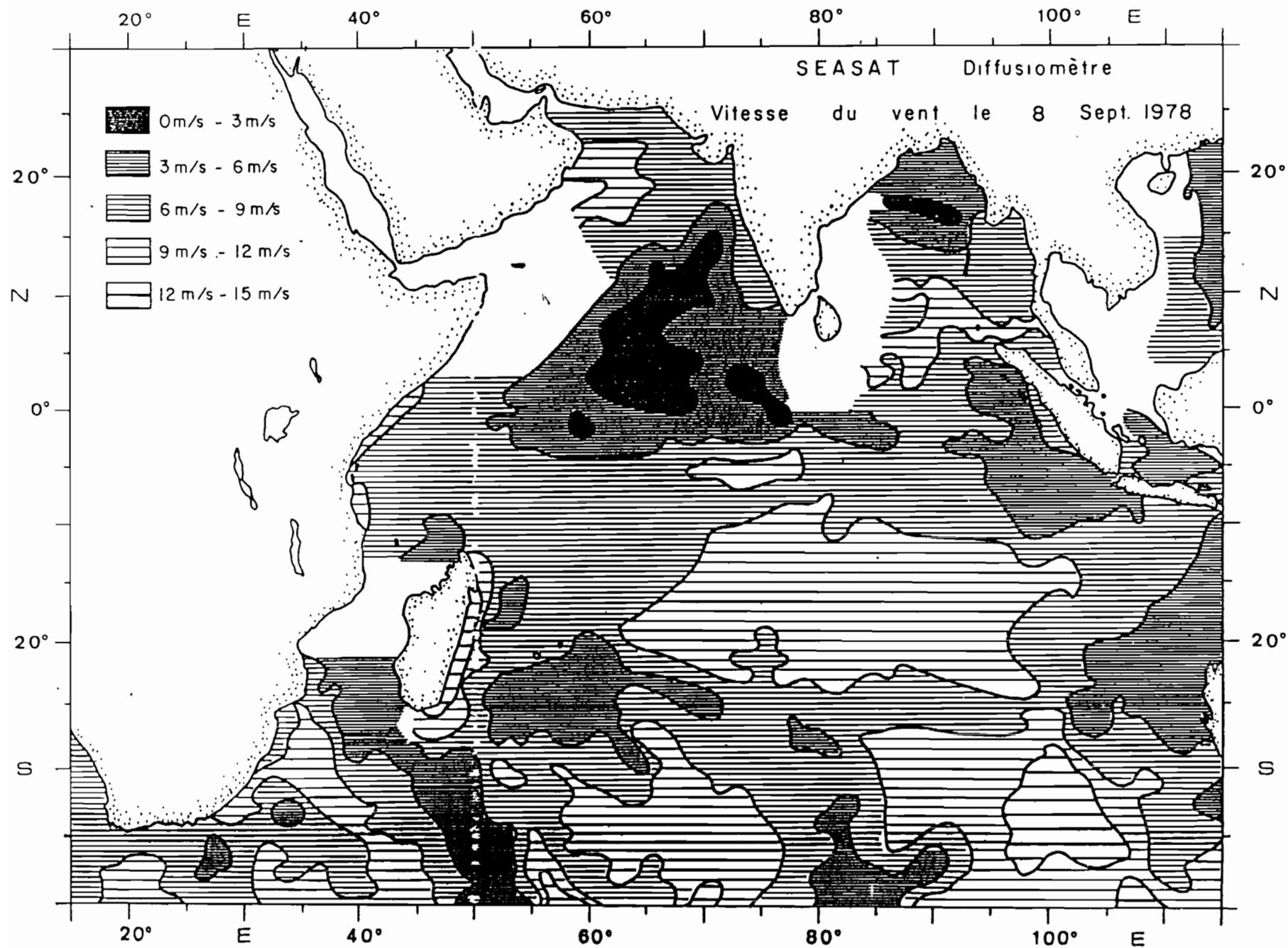
- La fréquence de l'onde radar sera de 5,3 GHz, donc transparente aux phénomènes atmosphériques mais avec une sensibilité moindre aux vagues capillaires.

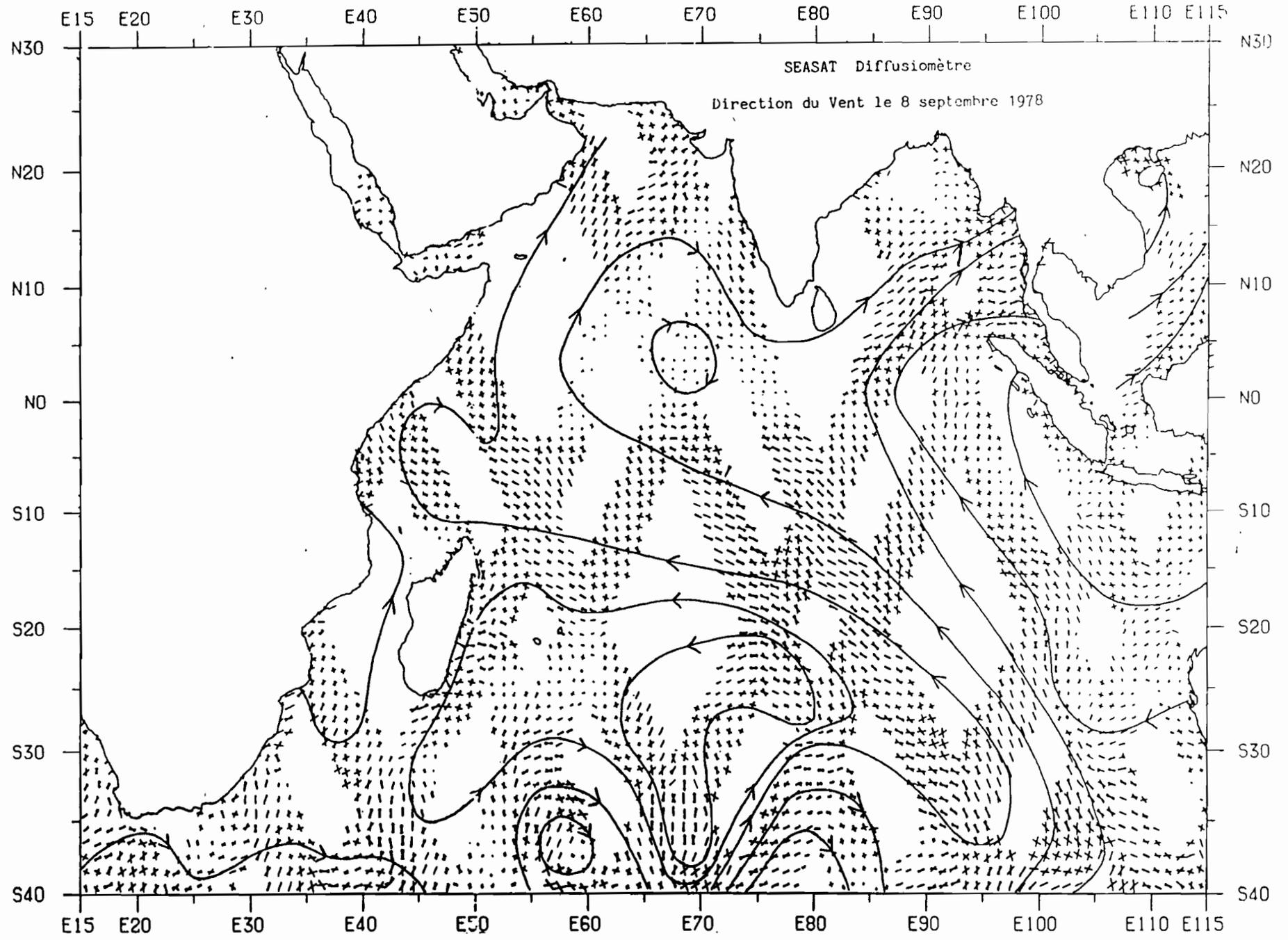
- Trois antennes d'un seul côté de la trace permettront de réduire l'ambiguïté directionnelle à deux valeurs à 180° l'une de l'autre, mais la surface balayée ne sera plus que de 500 km.

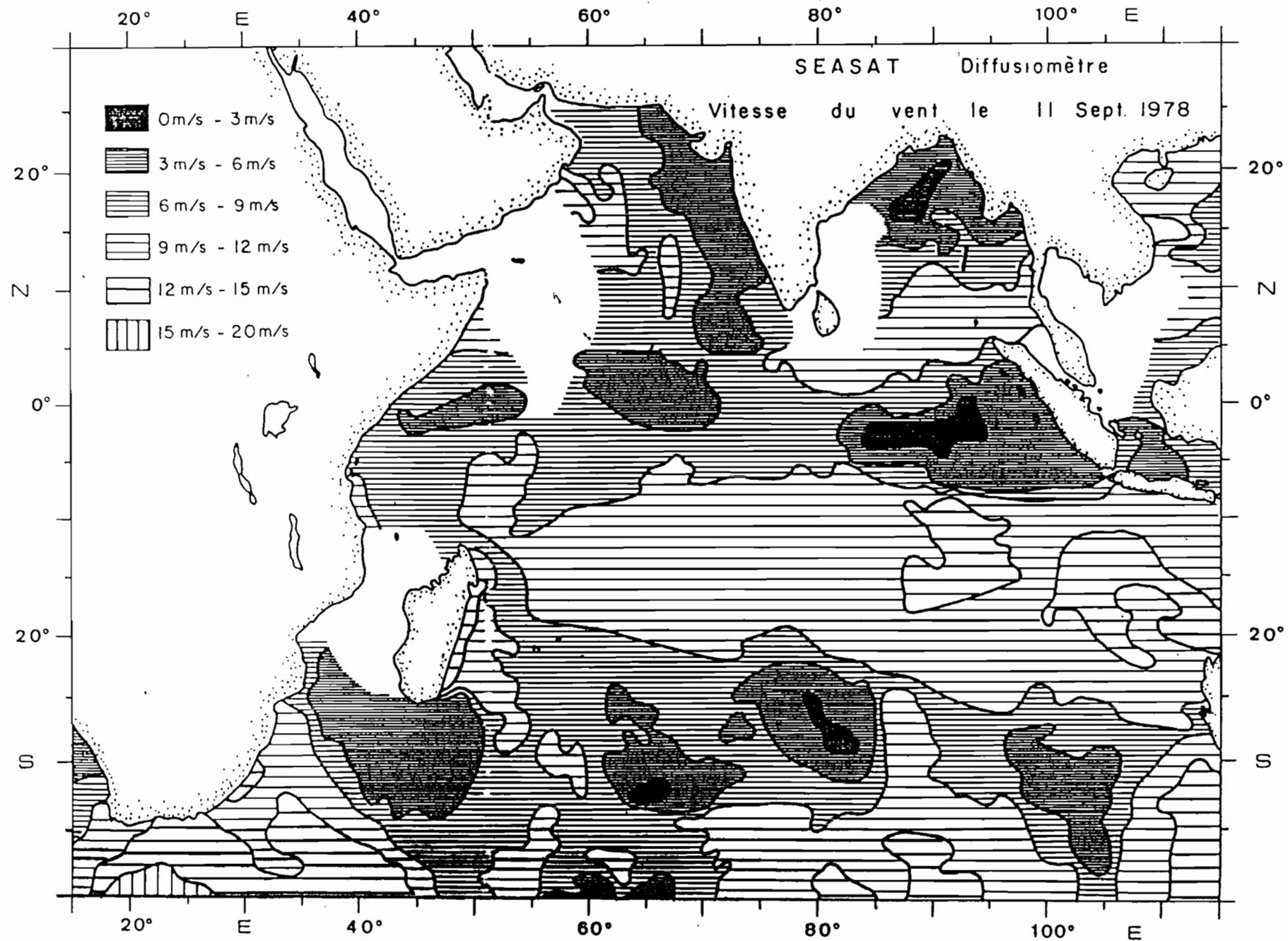
La durée du satellite est prévue d'être de deux ans. Il sera alors souhaitable d'incorporer ces vents réels aux modèles océaniques qui ne fonctionnent actuellement qu'avec des vents moyens.

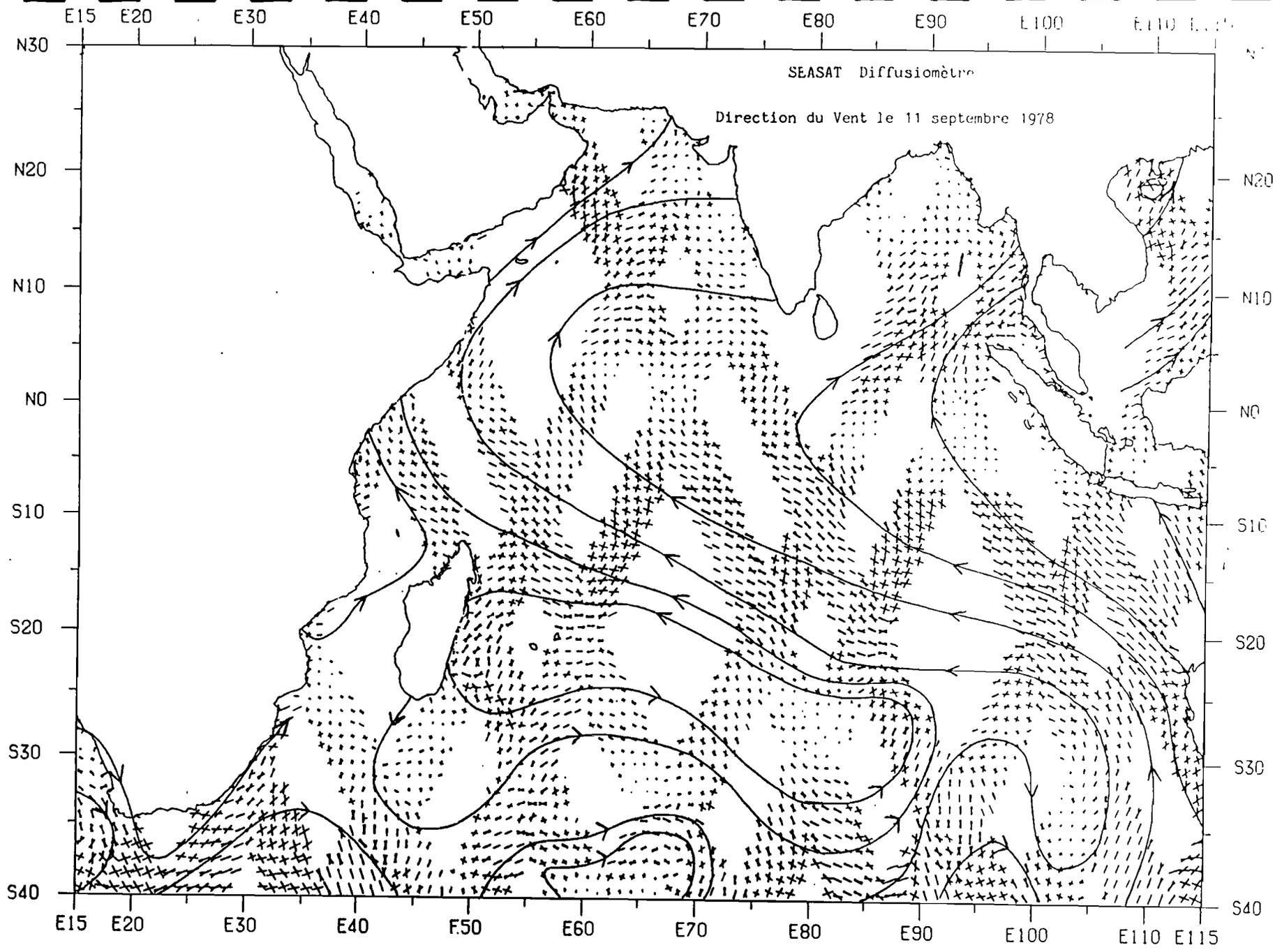


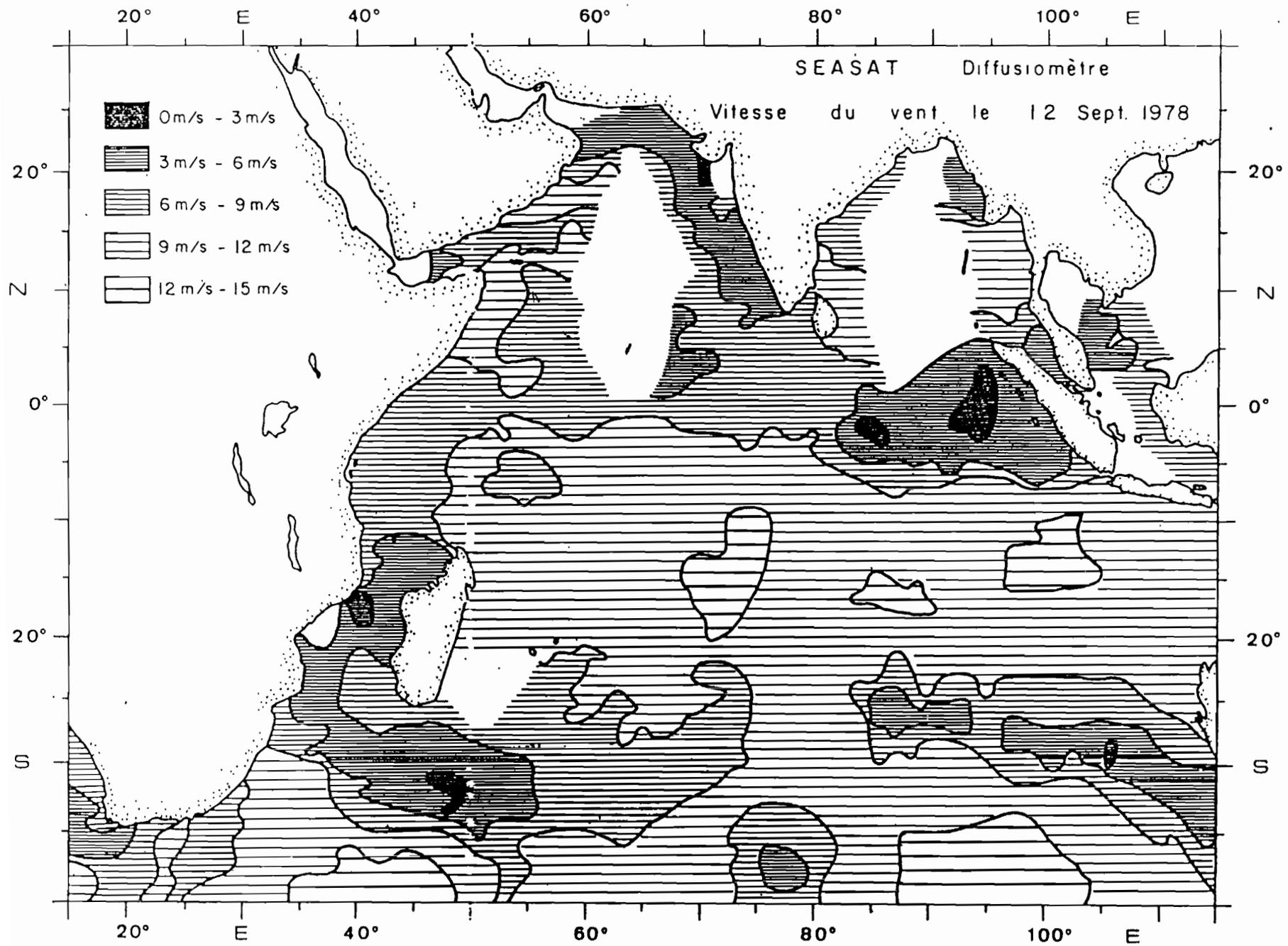


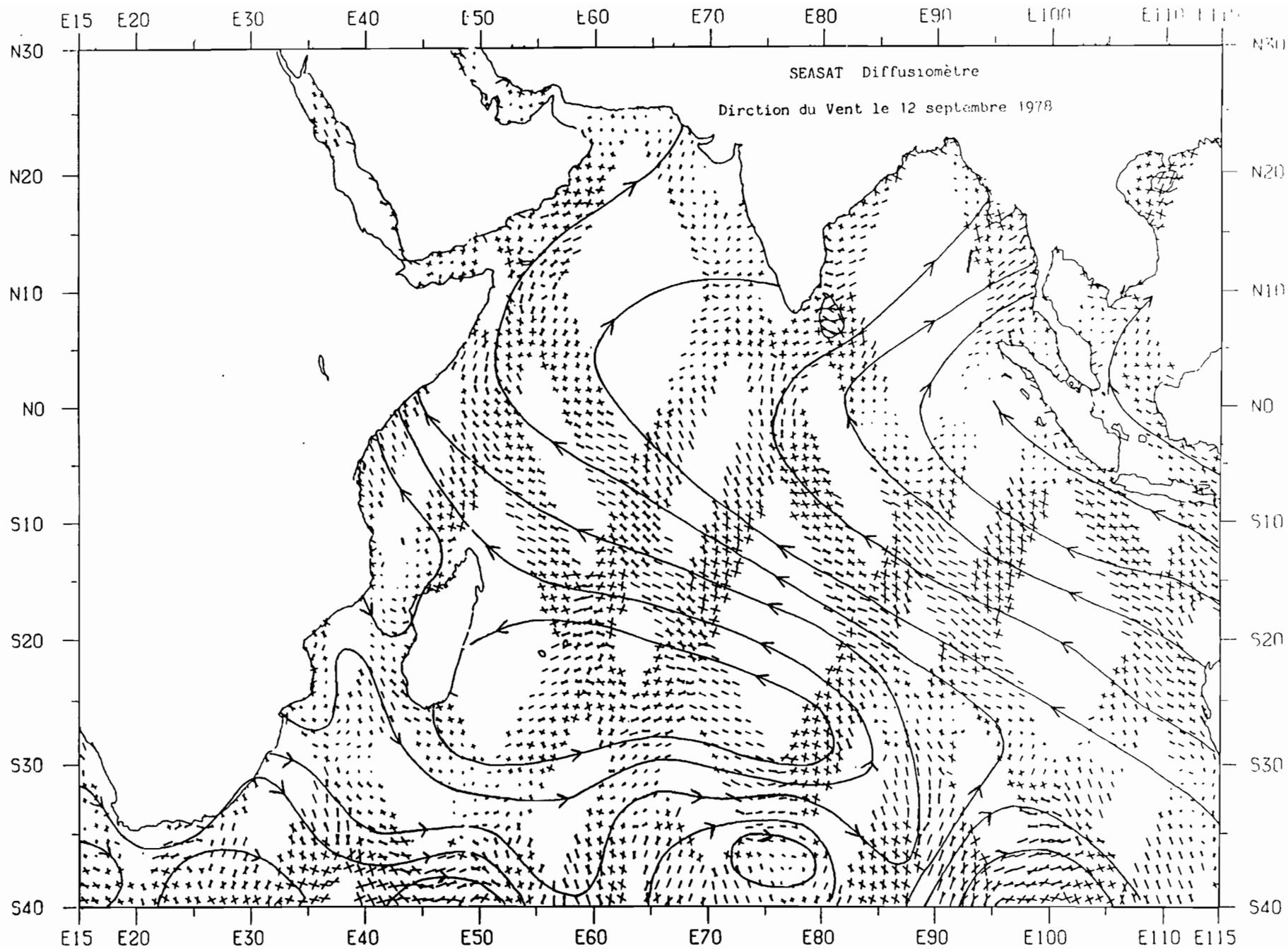


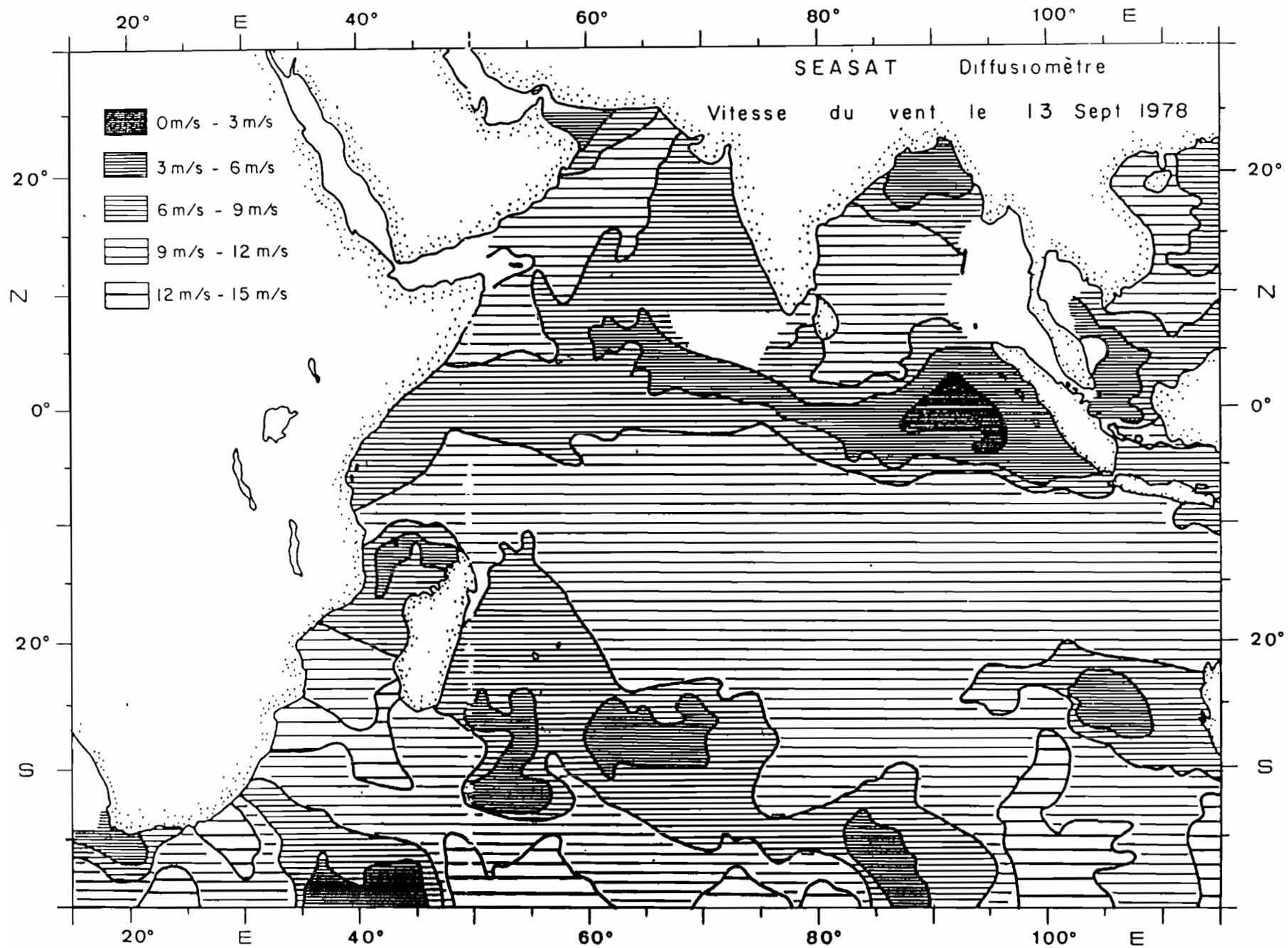


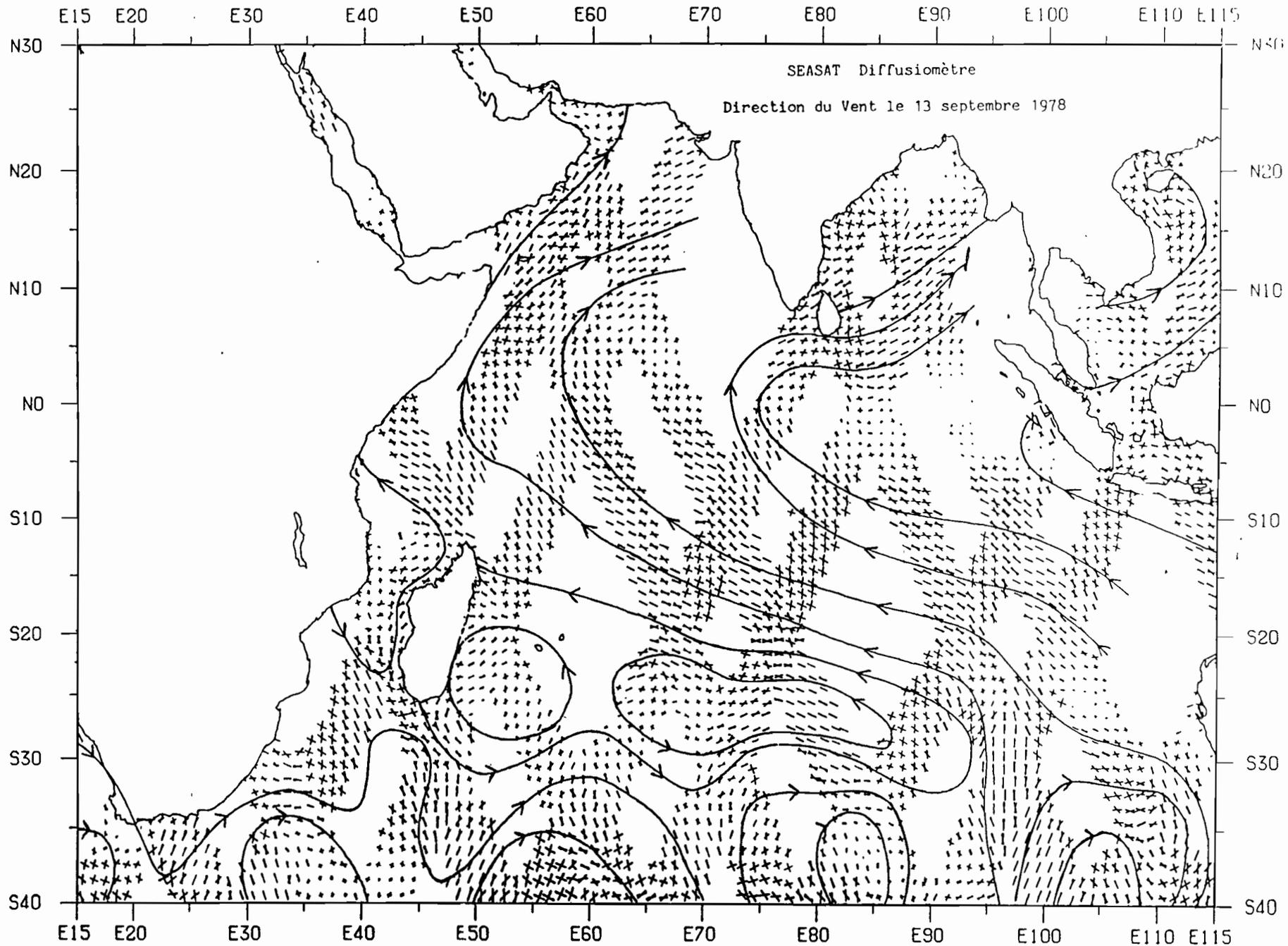


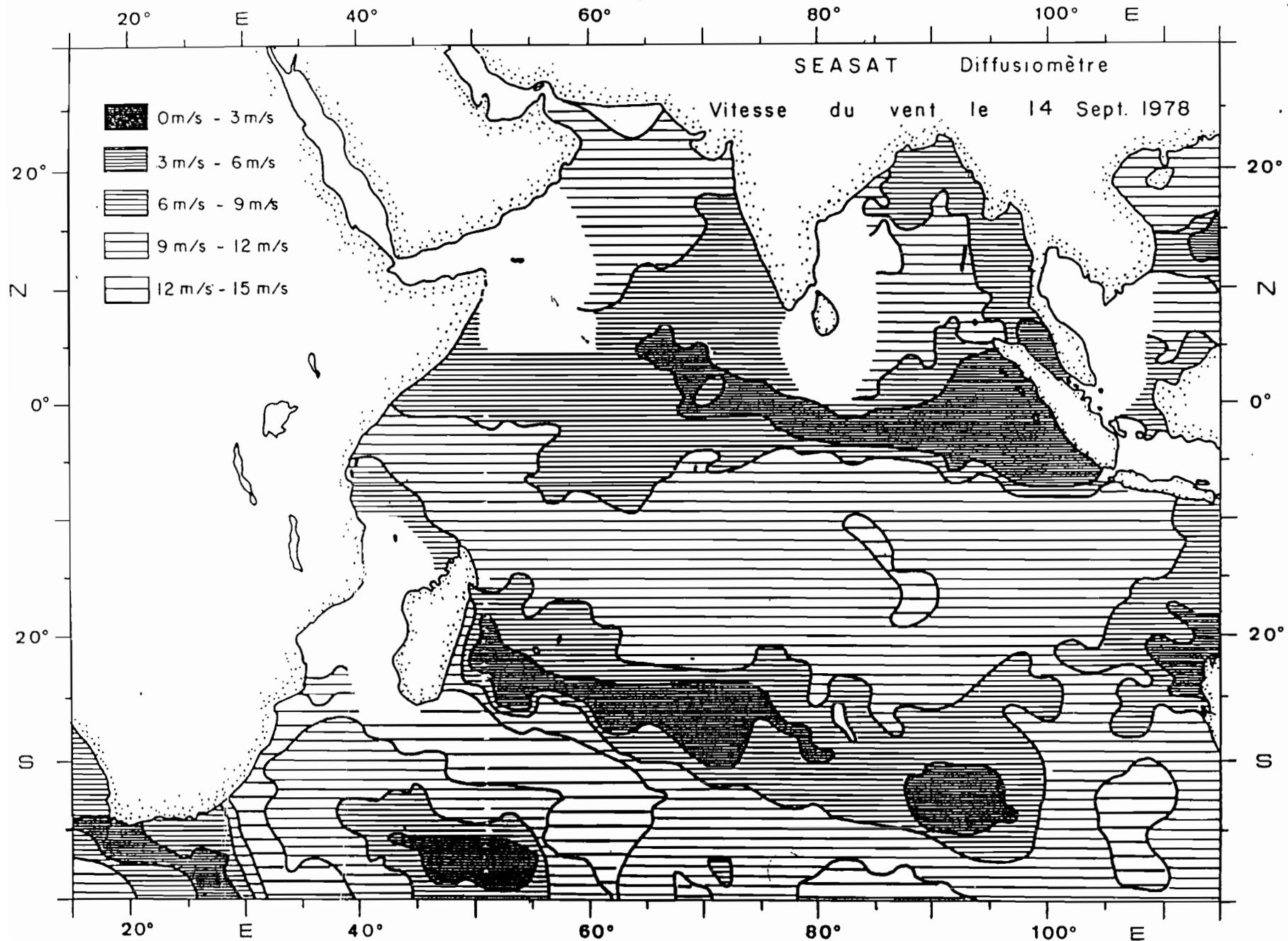


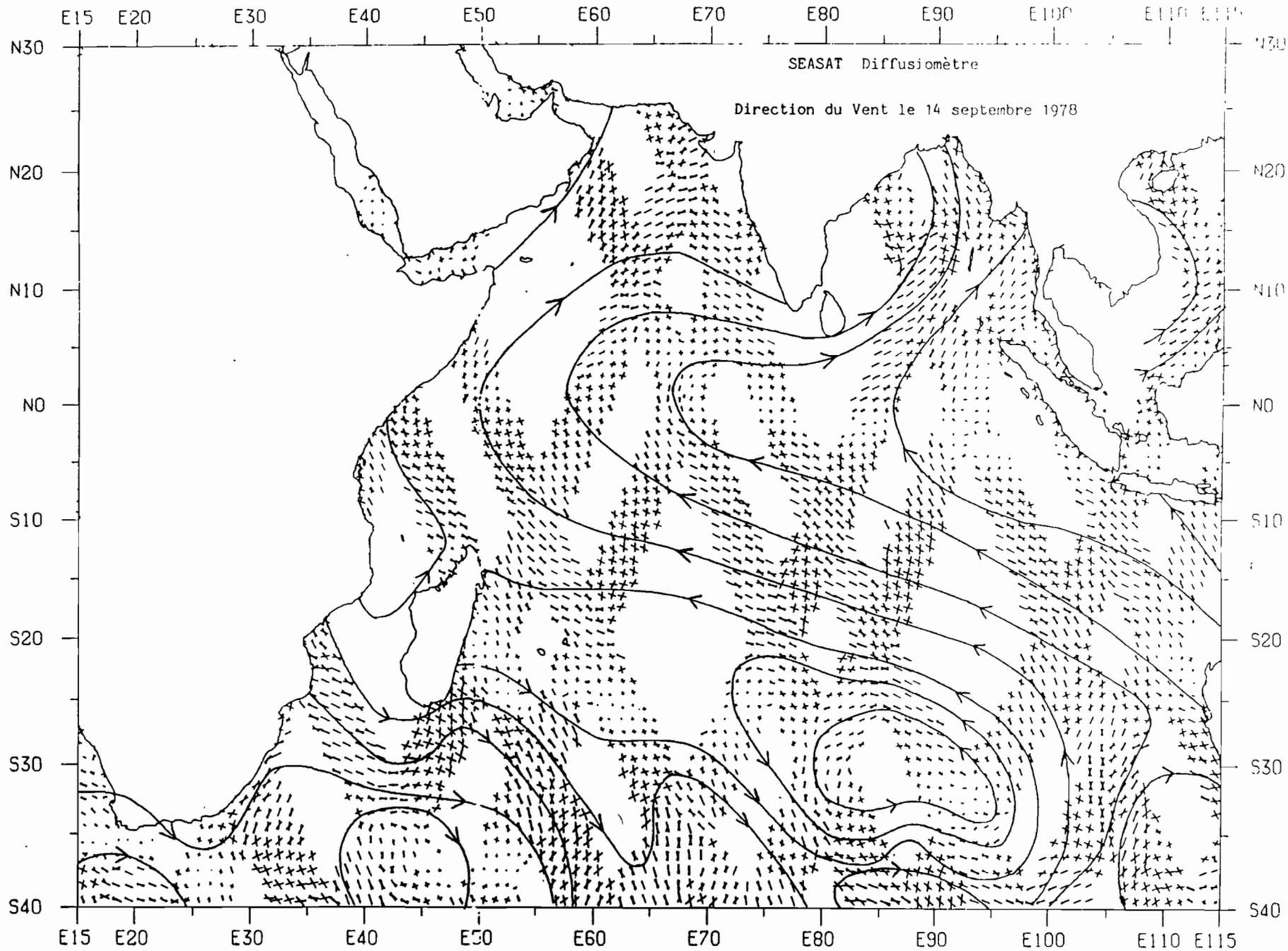


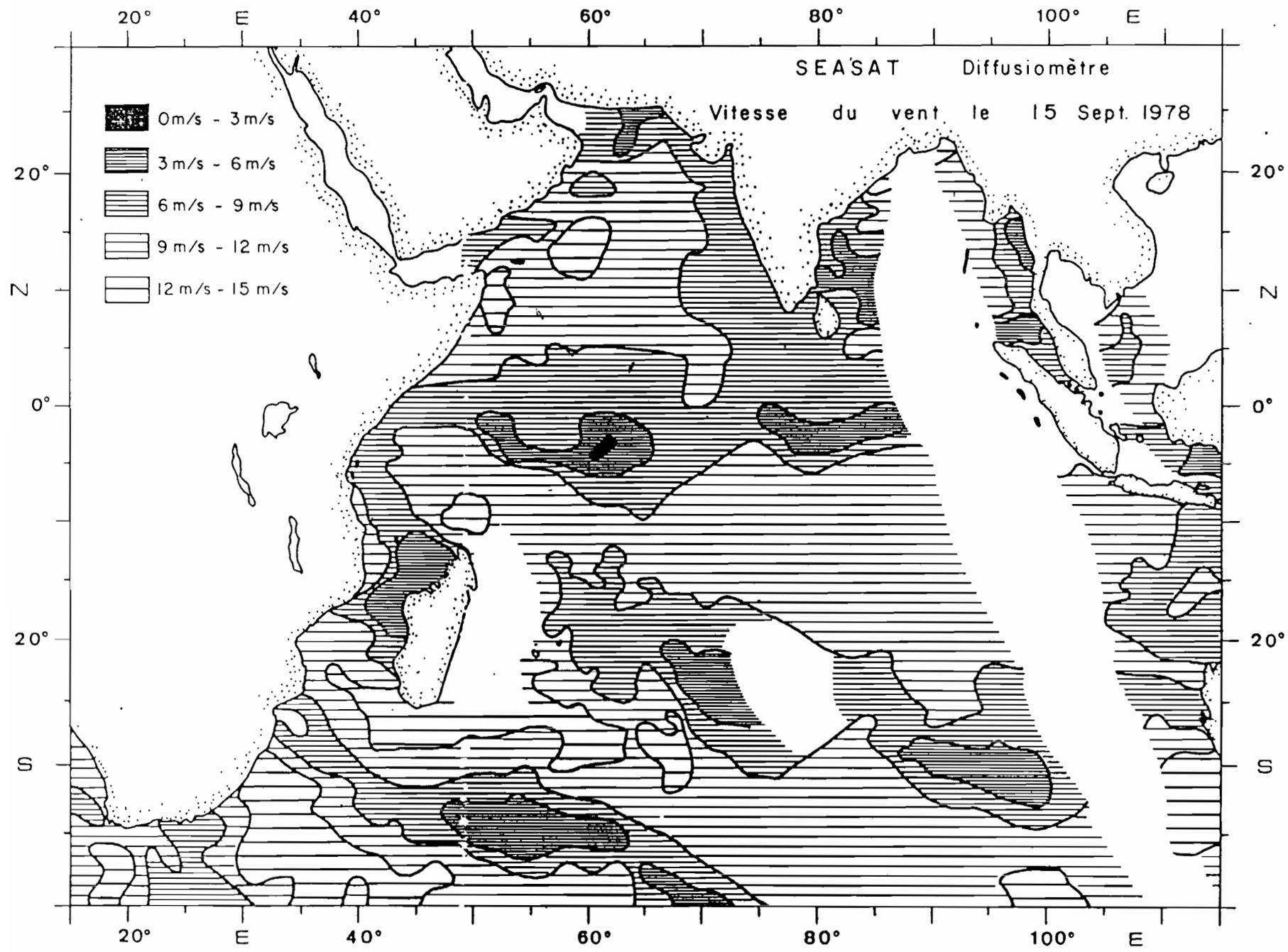


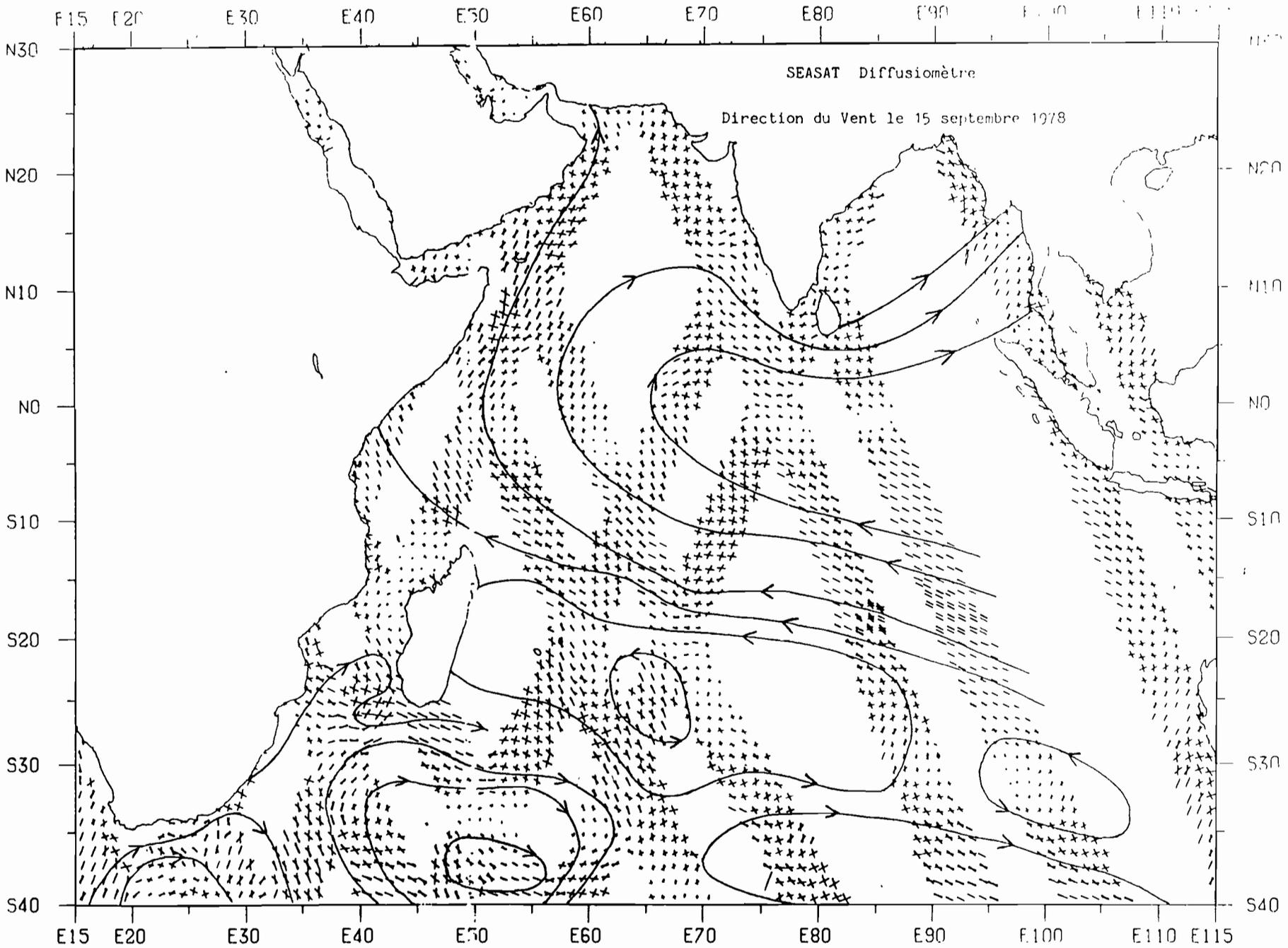












REFERENCES

- 1 - Jones W.L., L.C. Schroeder, D.H. Boggs, E.M. Braccalente, R.A. Brown, G.J. Dome, W.J. Pierson, F.J. Wentz, 1982. - The SEASAT-A Satellite Scatterometer : The Geophysical Evaluation of Remote Sensed Wind Vectors over the Ocean. J.G.R. vol. 87 N°5, april 1982.
- 2 - Guymer T.H., 1983. A Review of SEASAT Scatterometer Data. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 309, 399-414 (1983).
- 3 - Report of the Satellite Surface Stress Working Group, 1982. Scientific Opportunities using Satellite Wind Stress Measurement over the Ocean. Prepared for : National Aeronautics and Space Administration. June 1982
- 4 - Moore R.K., Fung A.K., 1979. Radar Determination of Winds at Sea. Proceeding of the IEEE vol.67, N°11, november 1979.
- 5 - Jones W.L. and Schroeder L.C., 1978. Radar Backscatter from the Ocean Dependence on Surface Friction Velocity. Boundary Layer Meteorology 13(1978), 133-149.
- 6 - Jones W.L., Schroeder L.C., Mitchell J.L., 1977. Aircraft Measurements of the Microwave Scattering Signature of the Ocean. IEEE Transactions on Antennas and Propagations vol.AP.25,N°1, janvier 1977.
- 7 - Ronai P., 1979. Interim Geophysical Data Record (IGDR) Users Handbook. Initial Version. Scatterometer (SASS). National Aeronautics and Space Administration. Jet Propulsion Laboratory.
- 8 - Ulaby E.T., Moore R.K., Fung A.K., 1981. Microwave Remote Sensing, Active and Passive. Adison- Wesley publishing Company
- 9 - Jones W.L., Wentz F.J., Schroeder L.C., 1978. Algorithm for Inferring Wind Stress from SEASAT-A. AIAA Journal of Spacecraft and Rockets. Vol.15, N°6, 1978.
- 10 - Wentz F.J., 1978. Computation of Statistics on the Sea Surface Friction Velocity and Wind Direction. Technical Report 78-001 for JPL.
- 11 - Lavanant L., 1984. Mesure du Vent de Surface par le Diffusiomètre de SEASAT. Application à un L'étude du Champ de Vent dans L'Atlantique Intertropical. Thèse de Docteur-Ingénieur- Université de Bretagne Occidentale. Janvier 1984.
- 12 - Fu Congbin, Fletcher J. and Slutz R., 1983. The Structure of the Asian Monsoon Surface Wind Field over the Ocean. Journal of Climate and Applied Meteorology. Vol.22, july 1983
- 13 - Cadet D., 1979. Meteorology of the Indian Summer Monsoon. Nature, vol.279, N°5716, PP 761-767, 28 juin 1979.

- 14 - Cadet D. and Desbois M., 1981. A Case of a Fluctuation of the Somali Jet During the Indian Summer Monsoon. Monthly Weather Review vol.109, N°1, January 1981.
- 15 - Webster P., 1981. Les Moussons. Pour la Science, Oct. 1981.
- 16 - Hastenrath S., Lamb J., 1979. Climatic Atlas of the Indian Ocean. The University Of Wisconsin Press.

L'ALTIMETRE



INTRODUCTION

L'étude du climat et la compréhension de ses variations prend une importance qui ne cesse de s'accroître, principalement pour des raisons économiques (en 1982, 1983 : sécheresses anormales en Australie, dans le Nordeste Brésilien, au Sahel, pluies diluviennes au Pérou...). Une meilleure connaissance de la circulation océanique est primordiale pour comprendre les variations climatiques.

Les océans modulent les températures globales de deux manières :

- Les océans emmagasinent beaucoup plus de chaleur que l'atmosphère et la redistribuent plus lentement. Ils ont un rôle modérateur des fluctuations de température. Le terme de "volant thermique" est souvent attribué aux océans pour souligner leur grande chaleur massique.

- Les courants chauds transportent vers les pôles près de la moitié de l'excès de chaleur accumulé entre les tropiques (l'autre moitié étant distribuée par la circulation méridienne atmosphérique).

La connaissance de cette circulation s'est faite jusqu'à présent grâce à un suivi de bouées dérivantes, aux dérives de bateaux et surtout aux campagnes océanographiques qui ne permettent ni des mesures globales, ni un suivi continu. Ce dernier point est particulièrement important si l'on veut atteindre les fluctuations des courants. D'autre part, des zones comme le Pacifique Sud, l'Atlantique Sud, l'Océan Antarctique ont rarement fait l'objet de campagnes et sont encore mal connues.

Les altimètres embarqués sur les satellites GEOS-3 et SEASAT nous autorisent à entrevoir une solution au problème de la surveillance de la circulation océanique. Les radars altimétriques grâce à leurs mesures de distances très précises (erreur d'environ 50 cm pour GEOS-3, de 10 cm pour SEASAT) permettent de mesurer les pentes de la surface océanique, la relation géostrophique donnant une estimation de la vitesse des courants de surface. Ces mesures satellitaires sont globales, quasi-instantanées (le temps moyen de couverture est d'une semaine) et continues. Mais ce ne sont que des mesures

.../...

de surface, il manque la composante verticale de la circulation, primordiale pour pouvoir calculer les flux de chaleur transportés. Des études sont entreprises pour relier le niveau moyen des mers au contenu de chaleur de la couche supérieure des océans. Des résultats remarquables ont été obtenus par Delcroix et Gauthier (présentation à l'AGU 1984) dans le Pacifique équatorial. La comparaison entre le contenu de chaleur des 300 premiers mètres calculé à partir du niveau moyen (obtenu par marégraphes) et le contenu de chaleur observé en 3 endroits est excellente. Ces résultats apportent de nouvelles perspectives dans l'utilisation des altimètres.

Dans ce rapport nous aborderons successivement :

- le principe de la mesure et le budget des erreurs ;
- le traitement du signal et la description de l'altimètre ;
- les techniques d'utilisation de l'altimètre de SEASAT ;
- une application à l'Océan Atlantique intertropical.

A - MESURE ALTIMETRIQUE

A.1. - Principe de la mesure (réf. 1, 2)

L'altimètre analyse la puissance de l'onde électromagnétique réfléchie par la surface océanique, le temps aller-retour du trajet effectué par cette onde et la forme du signal reçu. La réflexion est spéculaire, c'est-à-dire qu'elle concerne les points de surface océanique dont la normale est orientée dans la direction du satellite.

Pour une mer plane, la trace au sol de l'onde sphérique émise par l'altimètre est un cercle. Au fur et à mesure que l'onde pénètre la surface de la mer, l'aire du cercle s'aggrandit. La puissance réfléchie est proportionnelle à l'aire de ce cercle. Quand le front arrière de l'onde atteint la surface, l'aire du cercle est maximum, puis le cercle se transforme en un anneau dont la surface n'augmente plus : la puissance de l'onde réfléchie devient constante, puis diminue avec le temps. Le temps t qui permet de calculer la distance altimètre-surface de la mer ($d = (t \times C)/2$) correspond au point milieu du front de montée du signal retour.

.../...

La trace au sol de l'altimètre est définie par le diamètre maximum du cercle obtenu par l'intersection de l'onde électromagnétique sphérique et de la surface de la mer. Il varie suivant l'état de la mer de 1,7 km par mer calme à 12 km.

Le radar embarqué mesure donc la distance entre le centre de masse du satellite et la surface de la mer.

La modélisation des forces appliquées au satellite (champ de gravitation, pression de radiation solaire, traînée...) et l'utilisation d'observations directes de la hauteur du satellite par des stations lasers ou des radio-interferomètres permet de calculer la distance du centre de masse du satellite au centre de la terre ou plus précisément par rapport à un ellipsoïde de référence (surface mathématique qui modélise le mieux la surface terrestre).

La différence entre ces deux mesures permet de connaître les variations de hauteur de la surface de la mer par rapport à l'ellipsoïde de référence.

A.2. - Erreurs sur la mesure (réf. 3)

Les spécifications de l'altimètre prévoyaient une incertitude sur la mesure inférieure à ± 10 cm, par conséquent les algorithmes de correction des effets instrumentaux ou physiques doivent avoir une précision comparable. Nous allons passer en revue les différents phénomènes qui nuisent à la qualité de la mesure altimétrique.

A.2.a. - Corrections instrumentales (réf. 4, 5)

Le phénomène décrit dans le § A.1. supposait une mer plane, or ce n'est généralement pas le cas. La rugosité de la surface de la mer est à l'origine d'un biais sur les mesures altimétriques. Ce biais a deux composantes :

- la première est reliée à la différence entre le niveau moyen réel de la surface océanique et le niveau moyen électromagnétique tel qu'il est mesuré par l'altimètre. En effet lorsque la mer est agitée la crête des vagues tend à disperser le signal électromagnétique alors que le creux tend

.../...

La trace au sol de l'altimètre est définie par le diamètre maximum du cercle obtenu par l'intersection de l'onde électromagnétique sphérique et de la surface de la mer. Il varie suivant l'état de la mer de 1,7 km par mer calme à 12 km.

Le radar embarqué mesure donc la distance entre le centre de masse du satellite et la surface de la mer.

La modélisation des forces appliquées au satellite (champ de gravitation, pression de radiation solaire, traînée...) et l'utilisation d'observations directes de la hauteur du satellite par des stations lasers ou des radio-interferomètres permet de calculer la distance du centre de masse du satellite au centre de la terre ou plus précisément par rapport à un ellipsoïde de référence (surface mathématique qui modélise le mieux la surface terrestre).

La différence entre ces deux mesures permet de connaître les variations de hauteur de la surface de la mer par rapport à l'ellipsoïde de référence.

A.2. - Erreurs sur la mesure (réf. 3)

Les spécifications de l'altimètre prévoyaient une incertitude sur la mesure inférieure à ± 10 cm, par conséquent les algorithmes de correction des effets instrumentaux ou physiques doivent avoir une précision comparable. Nous allons passer en revue les différents phénomènes qui nuisent à la qualité de la mesure altimétrique.

A.2.a. - Corrections instrumentales (réf. 4, 5)

Le phénomène décrit dans le § A.1. supposait une mer plane, or ce n'est généralement pas le cas. La rugosité de la surface de la mer est à l'origine d'un biais sur les mesures altimétriques. Ce biais a deux composantes :

- la première est reliée à la différence entre le niveau moyen réel de la surface océanique et le niveau moyen électromagnétique tel qu'il est mesuré par l'altimètre. En effet lorsque la mer est agitée la crête des vagues tend à disperser le signal électromagnétique alors que le creux tend

.../...

à le focaliser dans la direction du satellite. Le niveau moyen mesuré sera alors plus bas que le niveau moyen réel.

- la seconde est due aux hypothèses qui sont faites sur la forme du signal afin qu'il puisse être traité par le processeur de bord : les déformations de la surface libre suivent une loi gaussienne et la forme du signal retour est une courbe gaussienne. Ces suppositions sont loin d'être vérifiées et les corrections faites par les algorithmes au sol ne sont pas entièrement satisfaisantes.

Les algorithmes de corrections traitent ces deux effets simultanément, l'erreur introduite dans les mesures altimétriques est appelée : biais du à l'état de la mer. Il est estimé, suivant les auteurs, être entre 2 et 7 % de la hauteur significative des vagues. Mais l'application de cette correction doit-elle être systématique, notamment lorsque la distribution des hauteurs de mer suit effectivement une loi gaussienne ?

A.2.b. - Effets atmosphériques (réf. 5, 6) .

Les effets atmosphériques se traduisent par une augmentation du temps de parcours de l'onde électromagnétique, due aux variations de l'indice de réfraction de l'air dans la troposphère et la ionosphère. Le retard varie entre 16 ns et 20 ns sur un trajet total de $5.3 \cdot 10^6$ ns, ce qui correspond à une variation apparente de la hauteur de 240 à 300 cm.

- Les effets troposphériques sont de loin les plus importants et se traduisent par un allongement de trajet d'environ 2,5 m. Ils sont principalement dus à la troposphère sèche qui peut être modélisée à 1 ou 2 cm près en utilisant des mesures de pression de surface. La troposphère humide introduit un allongement maximum de 50 cm. Cette correction peut être calculée de deux manières :

* En utilisant les données de pression atmosphérique, de la température et de la pression de vapeur d'eau au niveau de la mer rassemblées par le Fleet Numerical Oceanographic Center (FNOC) ;

.../...

* En utilisant les données du radiomètre multifréquences SMMR embarqué sur SEASAT. L'utilisation des fréquences 18,2 et 37 GHz permet d'obtenir une mesure intégrée du contenu en vapeur d'eau entre le satellite et la terre et donc l'allongement du trajet de l'onde électromagnétique.

Des comparaisons avec les mesures issues de radio-sondages montrent une déviation standard de 2,79 cm avec celles du SMMR et de 5,73 cm avec les corrections basées sur les données FNOC. Ce niveau de bruit est inférieur à la limite de 10 cm imposée pour la mesure. Le SMMR n'ayant pas fonctionné en continu, les données FNOC ont été utilisées en alternance. Lorsque la mesure est effectuée dans des zones à fortes précipitations, elle peut être complètement faussée par la diffusion du signal par les gouttes d'eau.

- Seulement 20 cm au plus dans l'allongement du trajet est imputable à la traversée de la ionosphère. Cet effet est proportionnel au contenu en électrons de la ionosphère. Pour une valeur donnée du contenu en électrons, le retard est inversement proportionnel au carré de la fréquence. Un altimètre bifréquence permettrait de mesurer ce retard (cf. Expérience TOPEX) ; mais l'amélioration ne serait pas significative et obligerait un doublement de l'altimètre. Dans le cas de SEASAT on utilise des modèles de ionosphère qui donnent une précision de 3 à 5 cm.

A.2.c. - Effet de la pression (réf. 3, 9)

La pression a un effet statique sur le niveau de la surface de la mer que l'on nomme couramment "effet du baromètre inversé" : une augmentation de pression de 1 mbar crée une dépression d'environ 1 cm du niveau de la mer. Cet effet est surtout sensible aux périodes comprises entre 30 heures et 400 heures. Aux périodes inférieures à 30 heures le temps de réponse de l'océan aux variations de pression n'est pas assez rapides pour qu'elles aient une influence quelconque. Au-dessus de 400 heures les effets dynamiques de l'océan couvrent l'effet statique du "baromètre inversé". L'amplitude de cette variation est d'environ 25 cm avec un temps de réponse de 2 jours. C'est un phénomène à grande longueur d'onde (supérieure à 1 000 km).

.../...

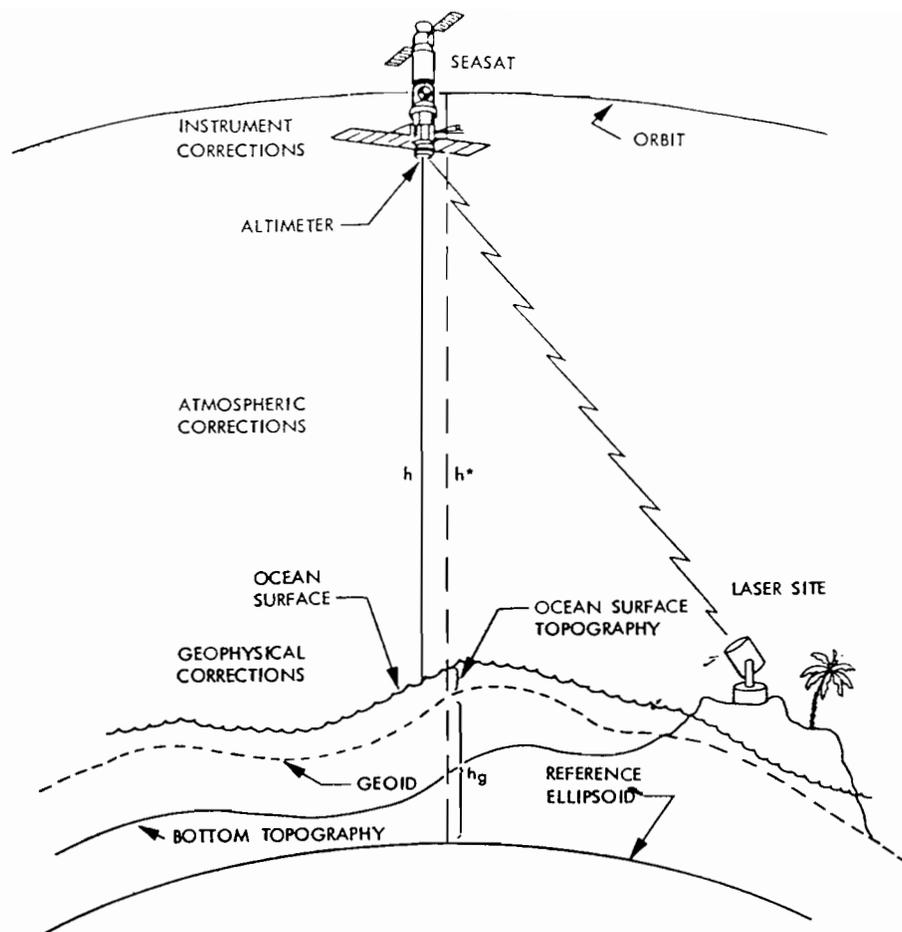


Fig 1 : Schématisation du système de poursuite, de modélisation et de collecte de données SEASAT (réf. 3)

A.2.d. - Les marées (réf. 3, 8)

. L'étude de la circulation océanique par l'altimétrie rend nécessaire l'élimination des variations de hauteurs provoquées par les marées. Deux modèles quasi-empiriques sont proposés par le Jet Propulsion Laboratory (J.P.L.) : celui de Schwiderski et de Parke et Hendershott. Ces deux modèles incorporent des données marégraphiques. Celui de Schwiderski est plus précis le long des côtes car il utilise une grille plus fine. Il faut toutefois remarquer que les mesures côtières sont perturbées par des effets non linéaires et que les mesures au large, si elles se développent, sont encore peu nombreuses. Ceci conduit à des précisions inégales dans les modèles. La précision est estimée à 10 cm dans les régions bien étudiées, telles que l'Atlantique Nord, la Manche, le Pacifique équatorial ; mais les incertitudes deviennent plus grandes dans l'Atlantique Sud et le Pacifique Sud. Un réseau plus étendu de marégraphes profonds devra être mis en place si l'on veut améliorer ces modèles (avec assimilation de données altimétriques).

. Un modèle de marée terrestre est aussi fourni par le J.P.L.

A.2.e. - Le géoïde (réf. 2, 8, 10)

Le signal dominant dans la mesure altimétrique est du au géoïde qui peut avoir des variations de l'ordre de 100 m. Le géoïde est la surface telle que le potentiel de gravité soit constant en chacun de ses points. Il correspond pour l'océan à la surface de la mer dans le cas où celle-ci est au repos. Ce qui n'est pas le cas : l'écart entre la surface de la mer et le géoïde constitue la topographie de l'océan. Il faudra donc soustraire le géoïde de la mesure altimétrique si l'on veut atteindre la topographie instantanée de l'océan (fig. 1).

Les modèles de potentiels qui permettent de restituer le géoïde utilisent de nombreuses données : mesure par des gravimètres, variation de l'orbite de satellites due au champ de gravité, données altimétriques.

Malheureusement :

- La répartition des mesures gravimétriques de surface est très inégale et leur précision est incertaine pour celles qui sont faites en pleine mer à cause du manque de stabilité des navires.

- Les satellites ne sont sensibles qu'aux grandes longueurs d'onde du champ de gravité.

Ces précisions font que les modèles de géoïde ne sont relativement précis qu'aux grandes longueurs d'onde (supérieures à 2 000 m), ce qui empêche d'utiliser ces modèles pour extraire l'information océanographique à courte et moyenne longueur d'onde contenue dans les mesures altimétriques. Il existe toutefois une exception avec un géoïde local de grande précision (5' x 5') qui couvre la région du Gulf Stream. Nous verrons dans le chapitre 3 comment il est possible dans certains cas de contourner cette difficulté.

A.2.f. - Erreur d'orbite (réf. 10)

Le calcul d'une orbite précise du satellite est nécessaire pour évaluer la hauteur de la surface de la mer au-dessus de l'ellipsoïde de référence. Celle-ci est calculée grâce aux équations du mouvement et aux données d'observation des stations de poursuite.

L'attraction terrestre constitue la force majeure qui conditionne le mouvement du satellite. Les autres forces qui modulent ce mouvement peuvent être classées en deux catégories :

- les forces non conservatives : le frottement atmosphérique et la pression de radiation solaire directe ou réfléchiée par la terre.

- les forces conservatives : les potentiels gravitationnels de la terre, des marées terrestres et des marées océaniques.

Les mesures des stations de poursuite laser permettent par ailleurs de vérifier la précision des modèles. Mais la faible densité de ces stations a obligé le J.P.L. à générer l'orbite par arc de six jours.

.../...

L'erreur sur la composante radiale de l'orbite (qui est l'erreur significative sur l'orbite) varie entre 1 et 2 m mais descend à 50 cm dans les zones à proximité des stations. Cette erreur est périodique, de période proche de la fréquence orbitale, donc à très grande longueur d'onde ; ce qui permet de la modéliser par une droite pour des profils inférieurs à 5 000 km.

L'orbite étant recalculée et recalée tous les six jours, l'étude des phénomènes à longues périodes (annuel, semi-annuel) peut être rendue délicate d'autant plus que le signal devient faible. Mais aucune étude n'a été faite sur le spectre de l'erreur d'orbite par de longues périodes temporelles.

A.2.g. - Calibration de la mesure altimétrique (réf. 11)

Une campagne de calibration de la mesure de hauteur faite par l'altimètre a été organisée aux Bermudes où est installée une station de poursuite équipée d'un laser. Quatre passages du satellite au-dessus des Bermudes ont été utilisés pour cette calibration.

Les mesures altimétriques ont été corrigées des valeurs de marée, obtenues par des marégraphes, des effets atmosphériques en utilisant des données météorologiques, du biais du à l'état de la mer. La visée à la verticale du laser a permis de s'affranchir de la hauteur du géoïde, pour cela les données altimétriques de part et d'autre de l'île ont été interpolées au-dessus de la station laser.

Finalement l'analyse des 4 passages a montré que l'incertitude sur la mesure altimétrique instantanée était de 7 cm, celle-ci est principalement due au bruit sur la mesure et à la méconnaissance du biais du à l'état de la mer.

Nous venons de passer rapidement en revue les différentes sources d'erreurs qui peuvent affecter la mesure altimétrique. L'échelle de ces erreurs est très variable puisqu'elle s'échelonne de 1,5 m (erreur d'orbite)

.../...

Type of Error	Source of Error	Amplitude of Phenomena, cm	Residual Error After Modeling, cm (1 σ)	Wavelength, km	Comments
Altimeter	Noise		5.0		
Altimeter	Bias	10	2.0		Correction from Bermuda calibration experiment [Tapley <i>et al.</i> , this issue; Kolenkiewicz and Martin, this issue]
Sea state related bias	Waveheight and tracker biases	$7 \pm 2\%$ of $H_{1/3}$	2% of $H_{1/3}$	500–1000	Factors such as skewness, height, and wavelength of ocean waves affect this bias [Born <i>et al.</i> , this issue; Hayne and Hancock, this issue; Lipa and Barrick, 1981]
Troposphere	Mass of air	240	0.7	1000	3 mbar pressure error [Topex Science Working Group, 1981]
Troposphere	Water vapor	10–40	3.0	50–500	From 18, 21, and 37 GHz channels of SMMR [Tapley <i>et al.</i> , this issue]
Ionosphere	Free electrons	2–20	3.0	50–10,000	Faraday rotation data [Lorell <i>et al.</i> , this issue]
Liquid water	Clouds, rain	10–100		30–50	No correction algorithms available
Orbital error	Gravity	10 km	140	40,000	*
Orbital error	Drag	300	30.0	10,000	*
Orbital error	Solar radiation	300	30.0	10,000	*
Orbital error	Station location	100	10.0	10,000	*
Timing	Data time tag		5.0	20,000	2 ms timing error, [Marsh and Williamson, this issue; Schutz <i>et al.</i> , this issue]
Depression of sea level	Variation in atmospheric pressure	50	3	200–1000	3 mbar pressure error [Topex Science Working Group, 1981]
Geoid	Mass distribution of earth	100 m	2 m	2000–5000	GEM 10B gravimetric geoid [Lerch <i>et al.</i> , this issue]
Solid earth tide	Lunar, solar gravity	20	2	20,000	
Ocean tide	Lunar, solar gravity	100	10	500–1000	[Schwiderski, 1980a, b; Parke and Henderschott, 1980; Parke, 1981]

Tableau 1 : Budget des erreurs et longueurs d'onde associées (réf. 3)

à quelques cm (effets atmosphérique), mais il faut avoir eu en mémoire que les longueurs d'ondes spatiales qui leurs sont associées couvrent un large spectre de 40 000 km pour l'erreur d'orbite à quelques centaines de km pour la correction troposphérique et par conséquent elles devront ou non être prises en compte suivant les longueurs d'ondes du signal océanographique que l'on veut détecter. De même, il faut bien connaître le spectre temporel des erreurs afin de pouvoir étudier les signaux océaniques. Si la fréquence du signal océanographique que l'on veut étudier et la fréquence d'une erreur (erreur d'orbite par exemple) sont identiques, on ne pourra pas décorréler les 2 signaux. Le tableau 1 montre les amplitudes et les longueurs d'ondes connues associées de ces erreurs.

B. - Description de l'altimètre (réf. 12, 2)

L'altimètre a été construit pour satisfaire aux spécifications suivantes :

- Pour un débit de une mesure par seconde, le niveau de bruit sur la hauteur mesurée doit être tel que 68 % des données soit dans un domaine de précision de ± 10 cm par rapport à la moyenne.

- Pour un débit de une mesure par seconde, l'altimètre doit faire une mesure de la hauteur significative des vagues avec une précision de ± 10 % ou de 0,5 m suivant lequel est le plus important.

- L'altimètre doit fournir une information sur le coefficient de rétrodiffusion σ^0 (qui permet de connaître le module du vent) au point sous satellite avec une précision de ± 1 dB.

Ces trois conditions doivent être remplies pour des états de mer où H 1/3 est compris entre 1 m et 20 m.

L'altimètre se compose de deux modules :

- Un bloc émetteur-récepteur relié à une antenne. L'émetteur est un radar monostatique à 13,5 GHz qui émet des impulsions d'une largeur de 3,125 ns. 10 impulsions par seconde sont transmises aux stations de réception ; celles-ci sont alors moyennées sur une seconde. La distance au sol entre 2 mesures est alors de 7 km.

L'antenne est un disque parabolique de 1 m de diamètre avec une ouverture de $1,59^\circ$. La trace au sol de cette antenne est circulaire, centrée au nadir du satellite et a un diamètre de 22,2 km pour une altitude nominale du satellite de 800 km. La trace au sol du pulse radar fait 1,6 km de diamètre ; lorsque la surface de la mer est plane elle est donc bien recouverte par la trace au sol de l'antenne.

- Un calculateur embarqué permet de calculer la distance satellite-surface de la mer, la hauteur significative des vagues ($H_{1/3}$) par l'analyse de la pente du signal retour, le coefficient de rétrodiffusion grâce au contrôle automatique de gain sur l'amplitude du signal retour.

.../...

C - TRAITEMENT DES DONNEES ALTIMETRIQUES

C.1. - Utilisation d'un modèle de géoïde

C.1.a. - Géoïde local (réf. 13, 14)

Nous avons vu au chapitre 1 qu'un modèle de géoïde précis (5' x 5') avait été développé dans la région du Gulf Stream (Marsh et Chang ; 1979). La soustraction entre les passages altimétriques et ce géoïde permettent d'atteindre le signal océanographique, d'autant plus facilement que dans cette région l'énergie transportée par le Gulf Stream et les tourbillons qui l'accompagnent est très importante. Les nombreuses mesures in-situ effectuées dans cette région ont par ailleurs permis de confirmer les résultats obtenus à partir des profils altimétriques.

Par contre les modèles globaux de géoïde dont nous disposons par ailleurs ne sont pas aussi précis et ne permettent pas d'atteindre les courtes et moyennes longueurs d'onde.

C.2.b. - Géoïdes globaux (réf. 15, 16, 17)

Les modèles de géoïdes globaux existants ont une précision variable suivant les longueurs d'ondes. Les estimations de ces géoïdes sont couramment données en termes d'harmoniques sphériques. Pour le modèle de gravité Goddard Earth Model (GEM9), on estime que pour un développement à l'ordre 20 (longueur d'onde de 2 000 km), l'incertitude est de 1,9 m R.M.S. sur la surface produite, par contre pour les termes de bas degrés, jusqu'à l'ordre 6 par exemple (longueur d'onde 6 700 km) l'erreur n'est plus que de 30 cm R.M.S. Nous avons donc avantage à utiliser les grandes longueurs d'onde des géoïdes globaux. Par ailleurs, la majeure partie du signal océanographique, analysée en terme d'harmonique sphérique, est concentrée dans les termes de bas degrés (Tai, 1983). Un développement en harmoniques sphériques de la différence entre une surface altimétrique et un géoïde, devrait permettre d'atteindre la circulation à grande échelle, si l'on se limite aux premiers ordres de ce développement. Le problème de cette méthode est la création d'une surface altimétrique fiable. L'erreur principale le long d'un arc est due à l'incertitude sur le rayon de l'orbite (cf. ch.1), elle se traduit par un biais et une pente sur l'arc. Les valeurs altimétriques sont alors différentes aux

.../...

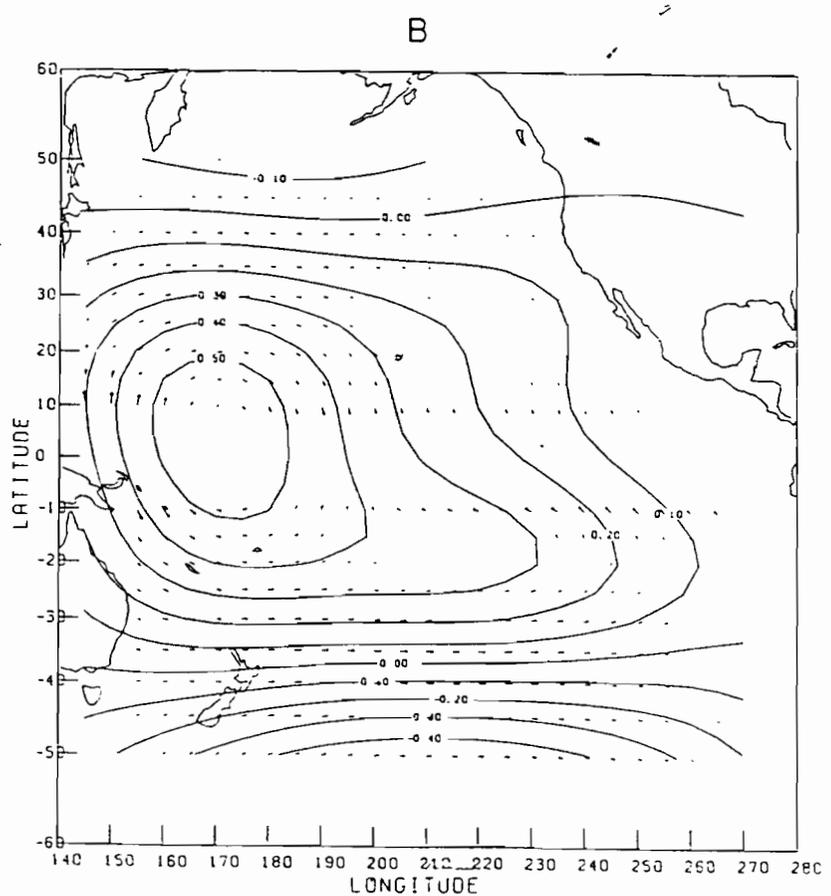
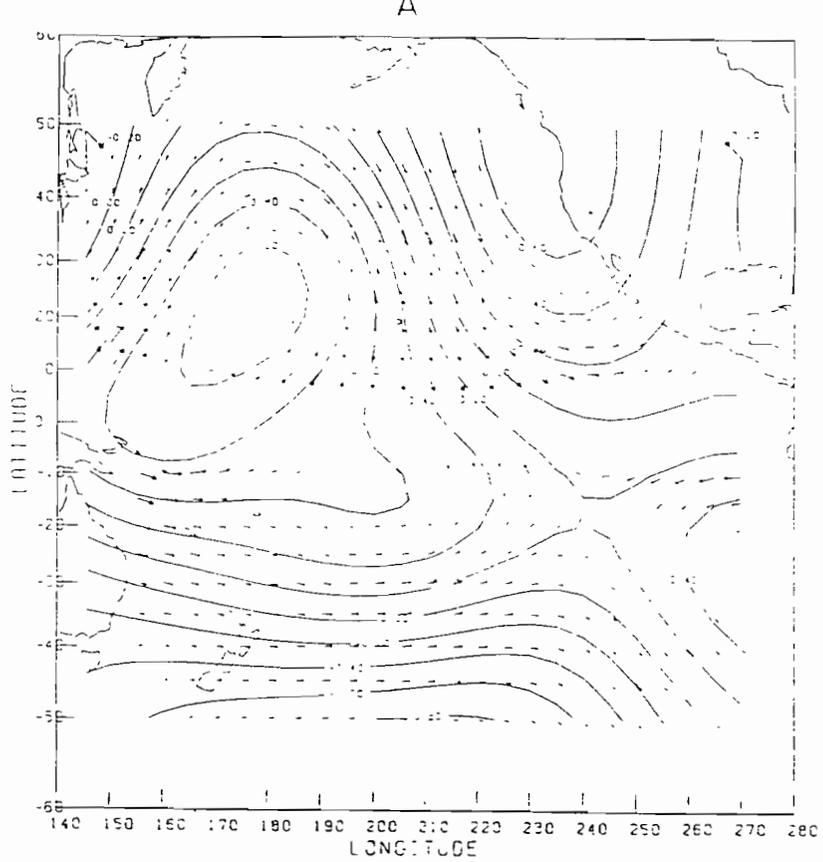


Fig 3 : Topographie de la surface de la mer, en mètres, déterminée par altimétrie (A) et par l'hydrographie (B) après développement en harmoniques sphériques à l'ordre et au degré 6 (réf. 15).

points de croisement des arcs de mesure. L'erreur radiale d'orbite a une amplitude moyenne de 1,5 mètre pour une longueur d'onde de 10 000 km. Pour des arcs dont la longueur est petite devant la longueur d'onde de l'erreur d'orbite, cette dernière peut être modélisée par un polynôme du 1er degré, c'est-à-dire par un biais et une pente. La minimisation des différences aux points de croisement des traces permet d'ajuster ce biais et cette pente. Dans cet ajustement, il est nécessaire de fixer un arc dont on suppose que l'erreur d'orbite est minimale, car autrement la pente prise par la surface créée est aléatoire. La précision du résultat final est fortement liée au choix de l'arc de référence (Rapp, 1983). Dans la surface utilisée par Tai (1983), l'erreur R.M.S. des différences aux points de croisement est de 1,76 m avant l'ajustement et de 34 cm après. Cette indication d'erreur est purement statistique, elle ne nous indique pas la répartition géographique des erreurs, d'autre part, les longueurs d'onde des erreurs dans cette surface ne sont pas connues.

Une fois la surface altimétrique créée, il suffit de la retrancher d'un modèle de géoïde, puis de faire un développement en harmoniques sphériques à des ordres peu élevés.

Nous présentons ici les résultats obtenus par Tai (1981) dans le Pacifique (72°N - 72°N ; 145°N - 87°N). Il utilise une surface altimétrique créée par Rapp à partir des 3 mois de SEASAT. Avant de faire le développement en harmonique sphérique, la "surface différence" a été lissée par une moyenne courante sur des carrés de 20° x 20° pour éliminer les courtes longueurs d'onde qui ne sont pas modélisées dans le modèle de géoïde GEM9. Il montre que plus de 80 % du signal pour des événements ayant une longueur d'onde supérieure à 1 100 km est compris dans les degrés 1 à 6. A titre de comparaison, il utilise la carte de hauteur dynamique produite par Wyrтки à l'aide de 73 années de données hydroliques. Il l'a développée également jusqu'à l'ordre 6. La comparaison est bonne puisque nous retrouvons (fig. 3) :

- la circulation anticyclonique du Pacifique Nord ;
- la circulation zonale dans l'hémisphère Sud.

.../...

Il existe tout de même des différences importantes :

- les gradients de pente sont plus forts dans la surface altimétrique ;
- la "dépression" dans le Pacifique Nord-Est est trop importante, tandis que dans le Sud-Est la crête observée est douteuse.

Ces différences peuvent s'expliquer par des incertitudes dans le géoïde, une persistance des erreurs orbitales dans la surface altimétrique, le fait que la surface hydrographique soit référencée par rapport à 1 000 db et que la comparaison soit faite entre une surface instantanée (3 mois de SEASAT) et une surface moyenne (73 années de données hydrologiques).

C.2. - Utilisation des passages répétitifs (réf. 2, 18, 19)

A partir du 13 Septembre 1978 l'orbite de SEASAT est répétitive tous les trois jours, les traces sont collinéaires à 3 km près. Jusqu'au 10 Octobre 1978, le nombre de passages du satellite au-dessus d'une même trace varie entre 7 et 9. La superposition de ces passages permet, en effectuant la moyenne point par point, d'obtenir une courbe qui représente la somme de la hauteur due au géoïde et de la circulation permanente pour chaque arc. En effet, les hauteurs dynamiques à la surface de la mer peuvent être décomposées en deux composantes de la circulation géostrophique :

- une composante permanente invariante dans le temps pour des périodes inférieures à quelques années ;
- une composante variable, appelée aussi mésoéchelle (associée aux tourbillons), avec des périodes de temps de l'ordre du mois, et des longueurs d'onde qui varient entre 100 et 1 000 km.

Si chaque passage répétitif est soustrait à la moyenne des passages pour un arc donné, nous devons retrouver la composante mésoéchelle de la circulation. L'écueil des variations dues au géoïde est ainsi évité.

.../...

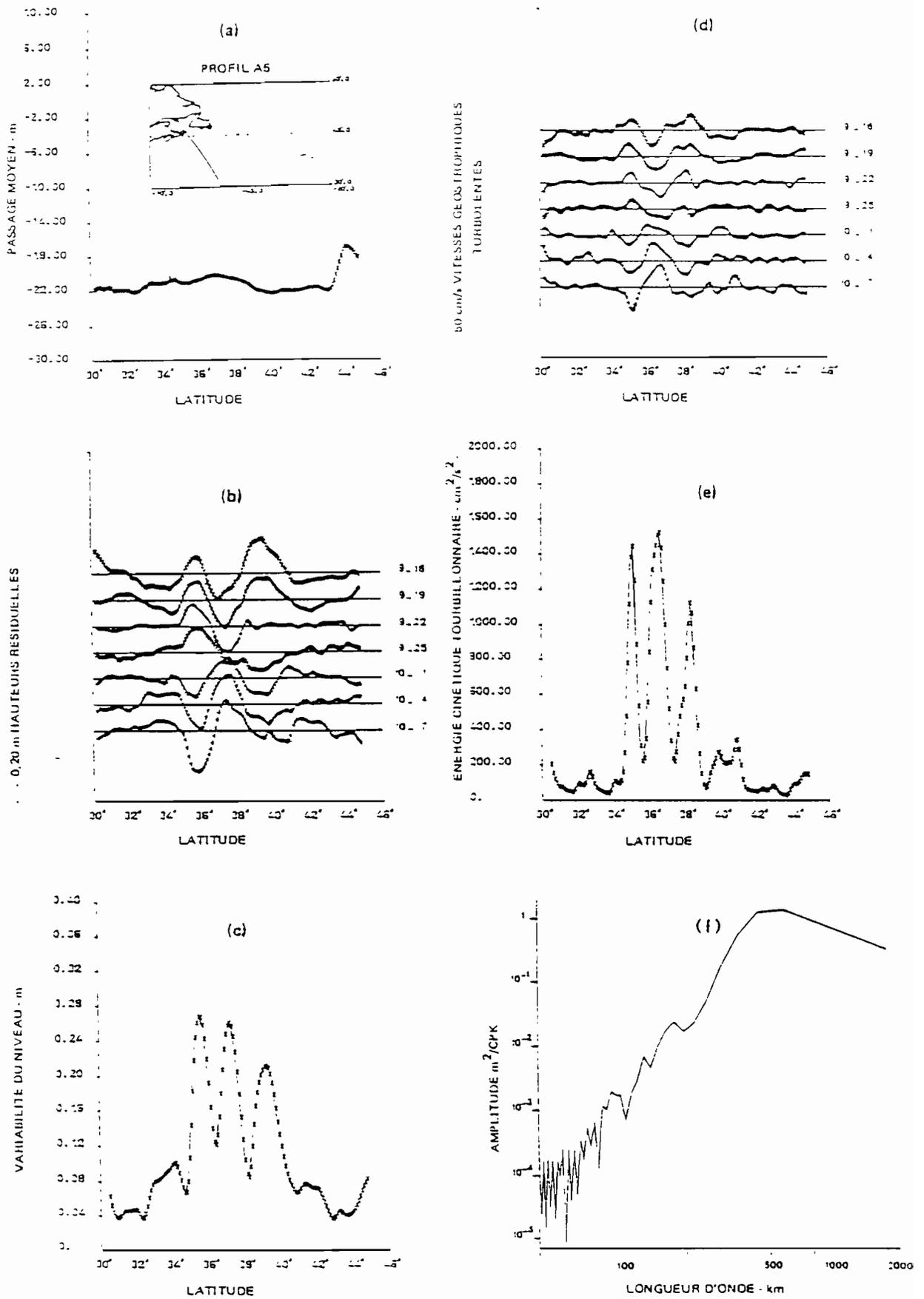


Fig. 4 : Exemple de traitement des passages altimétriques répétitifs le long du profil A5 (réf. 2)

Ménard (1982) a mis au point un logiciel qui permet de calculer :

- les hauteurs tourbillonnaires $\Delta H^i = H^i - H_m$

H^i mesure altimétrique pour le passage i .

H_m moyenne des passages répétitifs pour un arc donné.

- la variance du niveau de la mer $\sigma^2_H = \frac{\sum_{i=1}^n (\Delta H^i)^2}{n}$

- la variation de vitesse par rapport à la moyenne (vitesse tourbillonnaire) perpendiculairement à la trace $\Delta V^i_y = \frac{g}{h} \frac{\partial \Delta H^i}{\partial x}$

- l'énergie cinétique tourbillonnaire qui est calculée en supposant que la variance de la vitesse est isotrope dans l'espace, la vitesse dans la direction des traces ne pouvant être calculée

$$E_c = \sigma^2(V_y) = \frac{\sum_{i=1}^n (\Delta V^i_y)^2}{n}$$

Les différentes étapes de ce logiciel sont les suivantes (réf. 2, 18) :

1 - Les mesures altimétriques sont interpolées tous les 0°1 en latitude (~ 10 km). La moyenne est calculée en chaque point (fig. 4a) ;

2 - Les passages répétitifs sont ajustés sur un polynôme du 2e degré passant au sens des moindres carrés par le passage moyen pour filtrer les erreurs à grandes longueurs d'onde. Les différences entre les passages répétitifs et le passage moyen permet d'atteindre les hauteurs tourbillonnaires (fig. 4b).

3 - L'écart type des hauteurs tourbillonnaires est calculée le long de chaque trace et donne une courbe de variabilité de la topographie de la surface de la mer (fig. 4c).

.../...

4 - La pente entre deux points successifs permet de calculer les vitesses géostrophiques tourbillonnaires perpendiculaires au sens du déplacement du satellite (fig. 4d).

5 - Le calcul de la variance de la vitesse donne une estimation de l'énergie cinétique tourbillonnaire (fig. 4e).

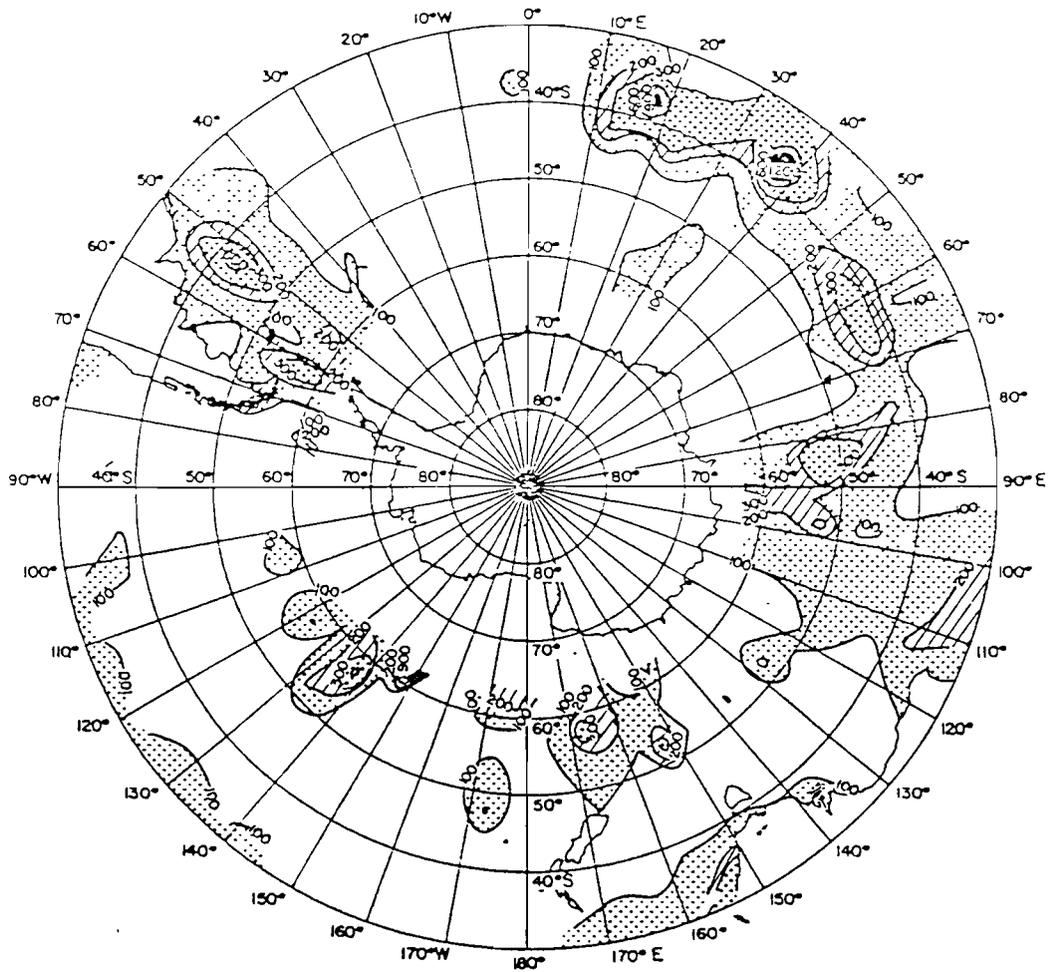
6 - Après avoir fait un rééchantillonnage des données (pas de 20 km), le spectre de puissance des courbes de hauteurs tourbillonnaires sont calculées par la transformée de Fourier d'autocorrélation.

Cette méthode a été utilisée avec succès dans des zones à fortes variations comme le Gulf Stream, le golfe de Mexico, et le Kuroshio, mais les résultats n'ont pu être comparés qu'avec des modèles ou des données historiques. C'est pour celà que le travail effectué par Menard et Daniault (1984) est particulièrement intéressant car il tente une comparaison quantitative de l'énergie cinétique tourbillonnaire dans l'océan périan-tartique.

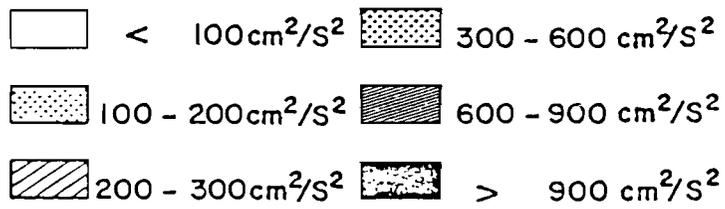
Pendant la PEMG (Première Expérience Mondiale du GARP*) en 1979, plus de 150 bouées dérivantes de surface ont été mouillées dans l'océan Antarc-tique. Les bouées étaient localisées par le système ARGOS. La fréquence de localisation des bouées a permis d'interpoler sur les trajectoires une position toutes les 6 heures. La distance parcourue entre 2 positions successives permet de connaître la vitesse de la bouée. Quatre observations de vitesses journalières sont disponibles pour chaque bouée. Après avoir montré que ces bouées permettaient de reconstituer le champ de courant moyen de surface, malgré une surestimation d'environ 10 % à cause de la poussée du vent sur le corps de la bouée, Daniault (1984) a calculé l'énergie cinétique turbulente sur toute la zone pendant l'année 1979.

.../...

* GARP : Global Atmospheric Research Program.

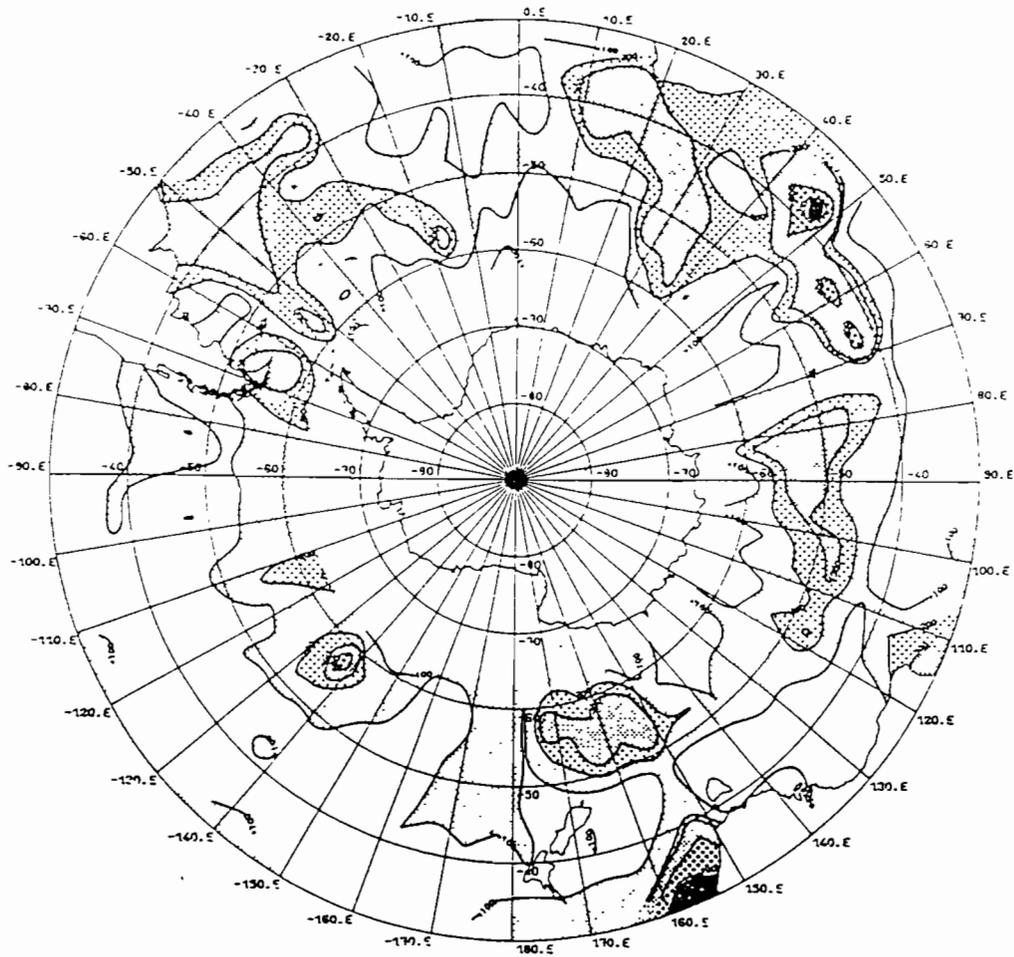


ENERGIE CINETIQUE TOURBILLONNAIRE
 ALTIMETRIE
 E_{CTA}

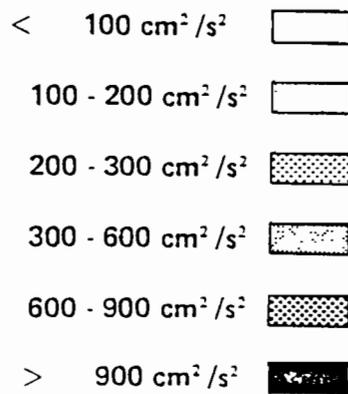


Yves MENARD
 (GRGS)
 Décembre 1983

FIGURE 5



ENERGIE CINETIQUE
 TOURBILLONNAIRE BOUEES
 ECTB
 (APRES FILTRAGE 6 - 24 JOURS)



NATHALIE DANIAULT
 (EERM)
 AOUT 1984

FIGURE 6

L'utilisation des passages altimétriques répétitifs impose un échantillonnage temporel de 3 jours sur une période de temps de 24 jours. Pour rendre comparable le champ tourbillonnaire altimétrique calculé par Ménard et le champ tourbillonnaire issu des bouées, Daniault a dû appliquer aux mesures bouées un filtre passe bande laissant passer l'énergie entre 1/6 et 1/24 C.P.J. Les figures 5 et 6 montrent le résultat de ces 2 traitements. La répartition géographique de l'énergie tourbillonnaire est identique sur les deux figures, et les amplitudes ont le même ordre de grandeur. Le coefficient de corrélation entre les deux estimations est de 0.75.

Il existe tout de même des différences qui peuvent être dues :

- à la non stationarité des champs turbulents ;
- le champ turbulent n'est pas partout isotrope (hypothèse de calcul pour les données altimétriques) ;
- le calcul du champ turbulent déduit des bouées intègre une variabilité temporelle et spatiale.

Ces résultats sont très intéressants car ils montrent que l'altimètre peut de façon qualitative et quantitative palier au manque de données qui existe dans cet océan difficile d'accès mais pourtant primordial pour l'équilibre climatique de la planète. C'est en effet le seul océan circumplanétaire, il régule les échanges entre les trois océans, et alimente la circulation profonde. D'autre part, il régule l'extension de la banquise qui est une source de variations climatiques.

C.3. - Informations aux points de croisement (réf. 20, 21)

Dans cette méthode de traitement Fu et Chelton (1984) utilisent l'information contenue dans les différences aux points de croisement des arcs ascendants et descendants pour déduire la variabilité temporelle à grande échelle des courants dans l'océan Antarctique. Le but de la méthode

.../...

est de construire des séries temporelles du niveau de la mer à partir des différences aux points de croisement. Ces différences contiennent trois composantes :

- l'erreur d'orbite qui est réduite en utilisant une méthode d'ajustement aux points de croisement, pour des zones qui se recouvrent d'une taille de 2 500 km x 2 500 km autour de l'océan antarctique entre 40°S et 65°S. Cette méthode d'ajustement est identique à celle décrite au § G.2.b., à la différence près que l'on minimise les écarts simplement par un biais. On n'ajuste pas de pente afin de ne pas modifier celle de la surface océanique. L'erreur résiduelle est donc plus importante que s'il avait appliqué une pente. Par ailleurs, les différences excédants 60 cm ont été éliminés. Cette technique réduit l'écart R.M.S. de 146 cm à 24 cm ;

- les erreurs sur la mesure sont réduites en appliquant les algorithmes fournis par le J.P.L. ou les résultats des études dont nous avons parlé au chapitre 1. Afin d'estimer la part du signal océanographique contenu dans les 24 cm R.M.S.. Fu et Chelton font une analyse détaillée du budget des erreurs. Ils estiment que 21 cm sont dus aux erreurs résiduelles. Les 11 cm restant étant attribués à la variabilité océanique basse fréquence. Ce qui donne un rapport signal bruit de 0.28 ;

- le signal océanographique. Pour le déterminer ils découpent leur région en petites zones traversées par M arcs ascendants et N arcs descendants. Ils supposent que dans la zone choisie la valeur inconnue du niveau de la mer est constante le long de chaque arc. Le but est de faire une estimation des M + N valeurs du niveau de la mer à partir des M x N différences aux points de croisement. Ils résolvent ce problème par une méthode de moindre carré. Le long des M arcs ascendants (resp. descendants) est associé une valeur moyenne du niveau de la mer a_m ($m = 1, \dots, M$) (resp. $d_n = 1 \dots n$). Soit r_{mn} la différence au point de croisement des arcs m et n . a_m et d_n sont alors déterminés en minimisant la fonction : $Z = \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N (a_m - d_n - r_{mn})^2$

Si le niveau de la mer était véritablement constant dans la zone choisie on aurait $a_m - d_n = r_{mn}$.

.../...

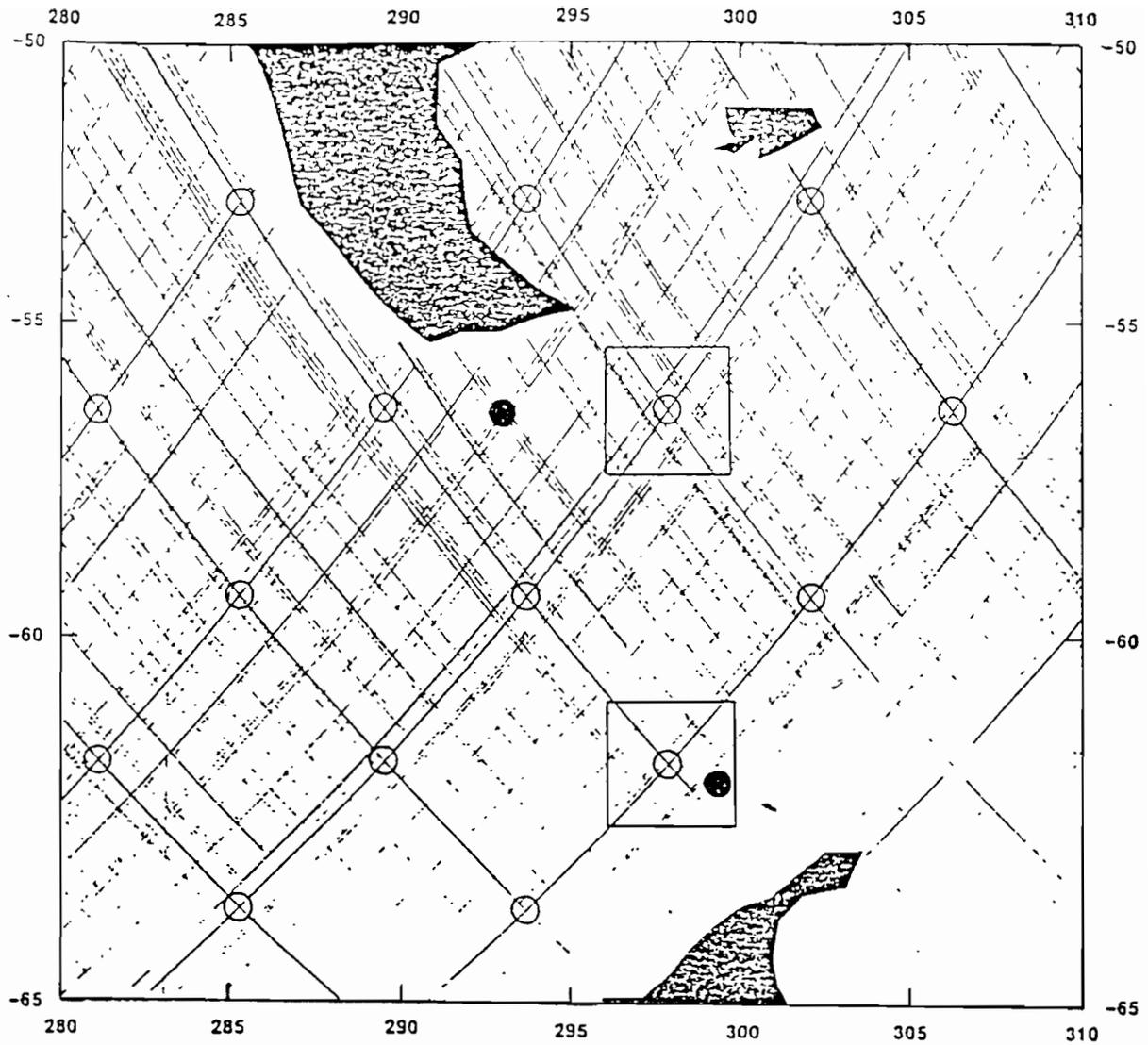


Fig. 7 : Couverture des données SEASAT dans le passage de DRAKE.
 Les cercles blancs représentent les intersections des
 traces répétitives à 3 jours. Les cercles noirs montrent
 la position des marégraphes de fond. Deux zones d'échantil-
 lonnages sont indiquées par les carrés (réf. 20).

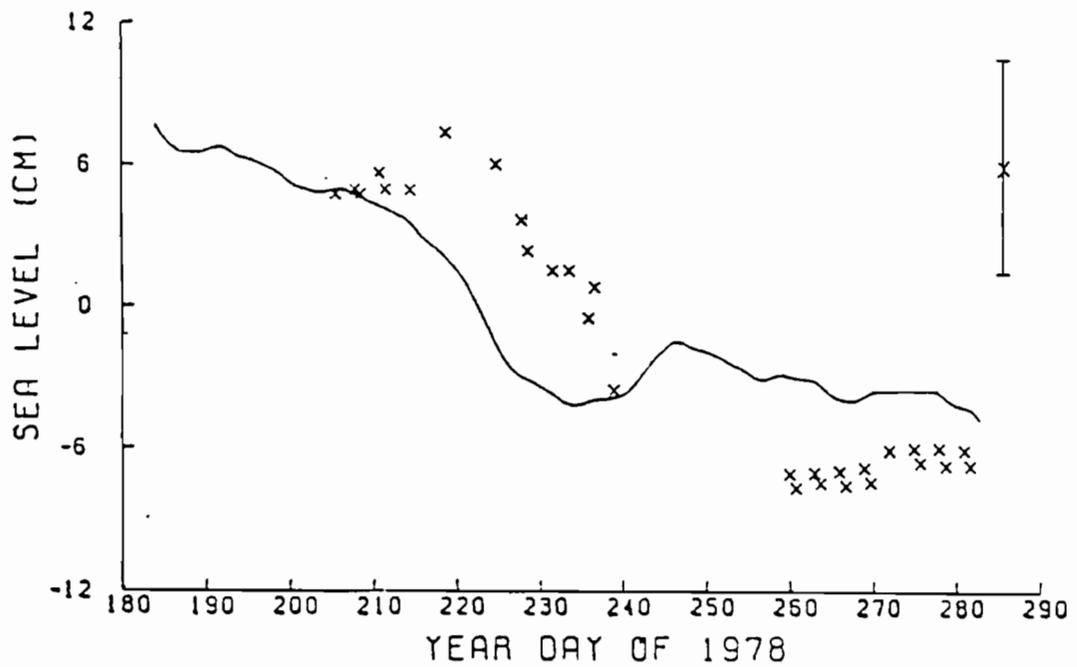
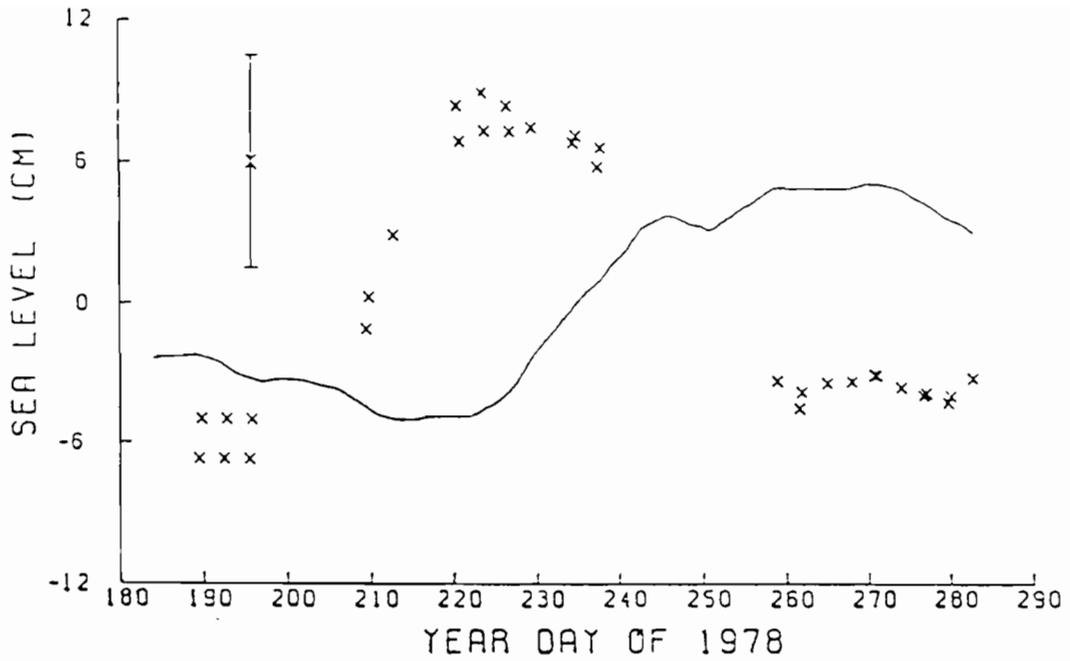


Fig. 8 : Estimation (croix) des variations du niveau de la mer à partir des différences aux points de croisement dans la zone sud (dessin du bas) et la zone nord (en haut) dans le passage de DRAKE. La ligne continue représente la moyenne courante sur 20 jours des enregistrements de pression des marégraphes (réf. 20).

En arrangeant les solutions am et dn par ordre temporel croissant, on dispose alors d'une série temporelle du niveau de la mer dans la zone choisie. Celle-ci doit satisfaire deux conditions :

- le nombre de points de croisement doit être élevé afin de permettre une résolution temporelle adéquate ;

- elle ne doit pas être trop étendue afin que le niveau moyen soit significatif.

Tout autour de l'Antarctique, 229 zones de 200 km x 200 km ont été choisies. Les longueurs d'onde étudiées seront donc supérieures à 400 km.

L'échelle temporelle des erreurs sur la mesure altimétrique est généralement plus courte que l'échelle de la variabilité océanique à grande échelle. Aussi dans chaque zone Fu et Chelton appliquent un lissage courant sur 20 jours afin d'augmenter le rapport signal sur bruit. L'erreur R.M.S. des différences est réduit de 24 cm à 10 cm et augmente le rapport signal sur bruit jusqu'à 1,8.

Peu de mesures in-situ permettent de vérifier les séries temporelles ainsi construites. Pendant la période de fonctionnement de l'altimètre deux marégraphes profonds étaient mouillés à 500 m de profondeur de part et d'autre du passage de Drake (fig. 7). Mais la pression mesurée par des marégraphes ne reflète que les variations de hauteurs provoquées par des mouvements barotropes ; en présence de mouvements baroclines les mesures altimétriques et marégraphiques peuvent être très différentes. Le dernier problème vient de la différence de position géographique entre les deux types de mesures. Les hauteurs de marégraphes ont subi le même lissage temporel. La comparaison est relativement bonne dans la région Sud du passage de Drake, mais les deux séries temporelles sont très différentes dans le nord (fig. 8). Les études antérieures ont montré qu'il existait un champ tourbillonnaire mésoéchelle dans le passage de Drake avec une composante barocline importante, la différence entre les deux courbes pourrait être expliquée par la présence de tourbillons. D'autre part les deux séries temporelles ne coïncident pas géographiquement.

.../...

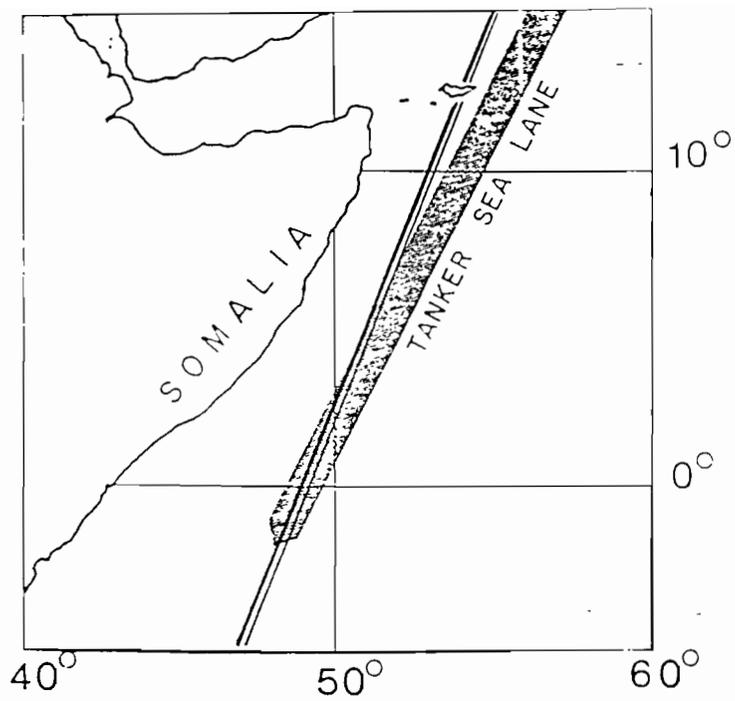


Fig. 9 : Superposition de traces quasi répétitives et la ligne de pétrolier (réf. 23).

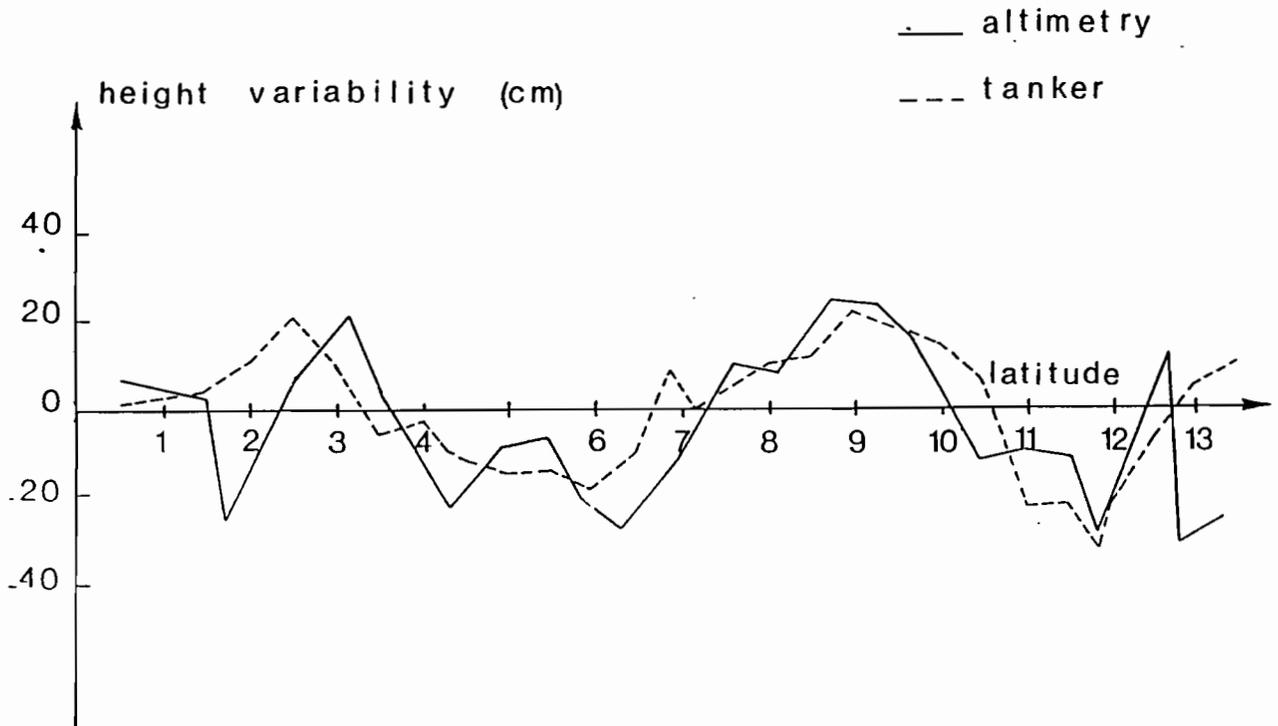


Fig. 10 : Comparaison de la variabilité dynamique obtenue par l'altimètre et les données hydrographiques des pétroliers (réf. 23).

L'analyse des 229 séries temporelles indique une décroissance du niveau de la mer autour du continent Antarctique et une augmentation au Nord ; cette pente Nord-Sud reflète une accélération vers l'Est du courant Antarctique circumpolaire pendant la durée des mesures de l'altimètre. Mais la courte durée du jeu de données ne permet pas de décrire des phénomènes dont l'échelle temporelle est apparemment supérieur à 3 mois. Le principal intérêt de cette étude est d'avoir montré que l'altimètre est capable de détecter les variabilités océaniques à grande échelle d'une dizaine de centimètres.

C.4. - Variabilité le long des traces (réf. 22, 23)

Une manière simple d'éliminer les variations dues aux hauteurs du géoïde est de soustraire les hauteurs altimétriques entre passages répétitifs. C'est l'expérience qui a été faite par Bernstein et al (1982) dans la région du Kuroshio. Afin de faire des comparaisons avec mesures in-situ des AXBT ont été largués d'un avion au-dessus des traces de SEASAT, les 25 Septembre, 5 et 13 Octobre 1978. Ils ont retrouvé les mêmes variations de hauteurs entre ces différentes dates dans les mesures altimétriques et les mesures in-situ à ± 10 cm près.

Un travail similaire a été réalisé dans la région du courant des Somalies par Périgaud et Minster (1984) en utilisant des mesures bateaux. Pendant la mousson du Sud-Ouest, le courant des Somalies associé à un système de tourbillons varie fortement entre Juillet (maximum) et Octobre (minimum) pendant sa migration vers le Nord. Périgaud et Minster ont sélectionné deux traces de SEASAT répétitives à moins 1 km. Ces traces coïncident presque exactement avec une ligne de pétroliers qui ont fait des lâchers d'XBT toutes les 3 semaines, d'Octobre 1975 à Décembre 1979 (fig. 9). La différence entre les deux traces de SEASAT, espacées de 17 jours (31 Juillet - 17 Août) permet d'obtenir la variabilité de la hauteur de la mer entre ces deux dates. La comparaison avec la différence des mesures hydrographiques pendant la même période (26/31 Juillet - 24/27 Août) est excellente (fig. 10). L'écart R.M.S. de la différence entre les deux signaux

.../...

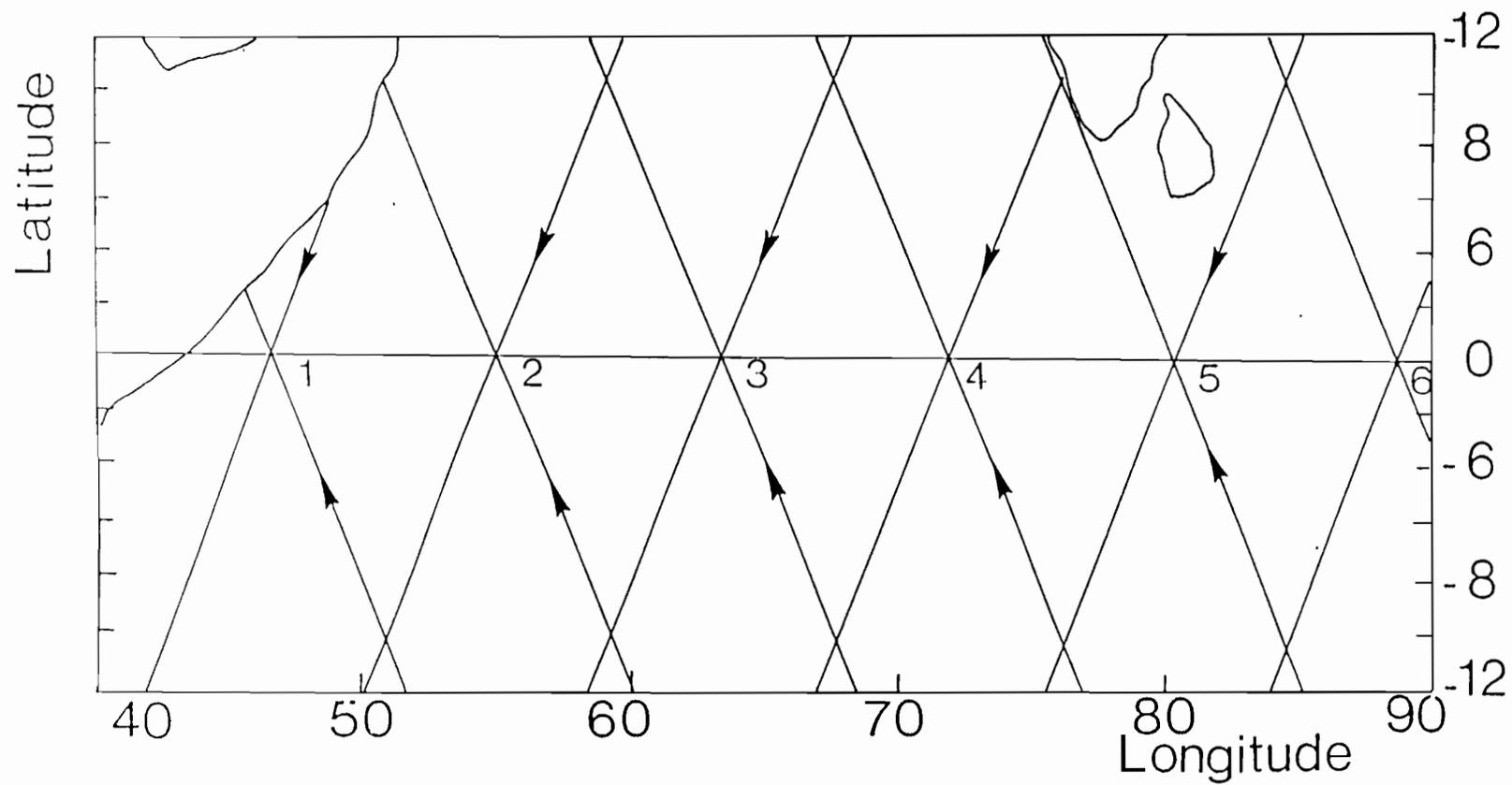


Fig. 11 : Couverture de SEASAT sur l'Océan Tropical Indien du 15 Septembre au 10 Octobre 1978 (réf. 24).

est de 8,6 cm. La succession de creux et de bosses du sud vers le nord montre la progression vers le nord du système de tourbillon entre Juillet et Août.

Les différences qui apparaissent s'expliquent par :

- une coïncidence imparfaite des traces altimétriques et bateaux ;
- le calcul des hauteurs dynamique qui intègre la variabilité sur 400 m pour les données in-situ, et sur toute la colonne d'eau pour les données altimétriques.

C.5. - Analyse d'une pente équatoriale (réf. 24)

Dans ce travail Périgaud et al (1984) ont voulu montrer que les variations de la pente équatoriale dans l'océan Indien pouvaient être détectées à partir des mesures de SEASAT pendant la période de répétitivité de trois jours. Les données climatologiques permettent d'estimer les variations de pentes pour le mois de Septembre à 5 cm. Les variations étant sûrement plus importantes pour une année particulière. Mais le niveau du signal par rapport à la précision de la mesure altimétrique est faible, le soin à apporter au traitement des données est très important. Les erreurs les plus importantes seront dues au géoïde et à la précision sur l'orbite.

Afin d'éviter les problèmes de géoïde Périgaud et al se limitent à la période de répétitivité de 3 jours. Ils peuvent ainsi analyser six points de croisements à l'équateur dans des carrés de $0^{\circ}5 \times 0^{\circ}5$ (fig. 11). Dans chacun de ces carrés huit ou neuf arcs ascendants croisent 8 ou 9 arcs descendants. L'estimation de la hauteur dans chacun des carrés doit se faire en moyennant un même nombre d'arcs descendants et ascendants. S'il y a des trous dans les données, le résultat peut être biaisé. Aussi les arcs manquants sont remplacés par la moyenne des arcs les plus proches.

.../...

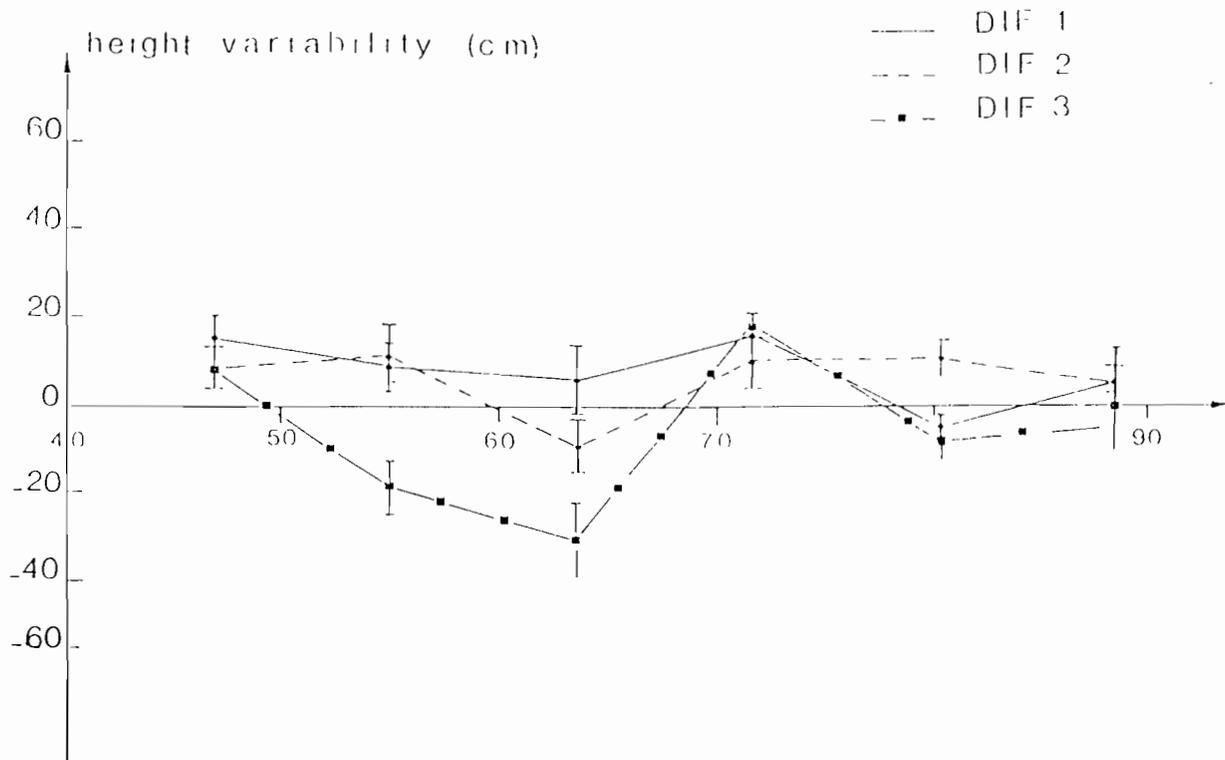


Fig. 12 : Variations de la hauteur de la mer à chaque point de croisement. Les trois courbes représentent la différence DIF_i entre la hauteur moyenne au temps moyen i et la moyenne des derniers 6 jours autour du 7 Octobre (réf. 24).

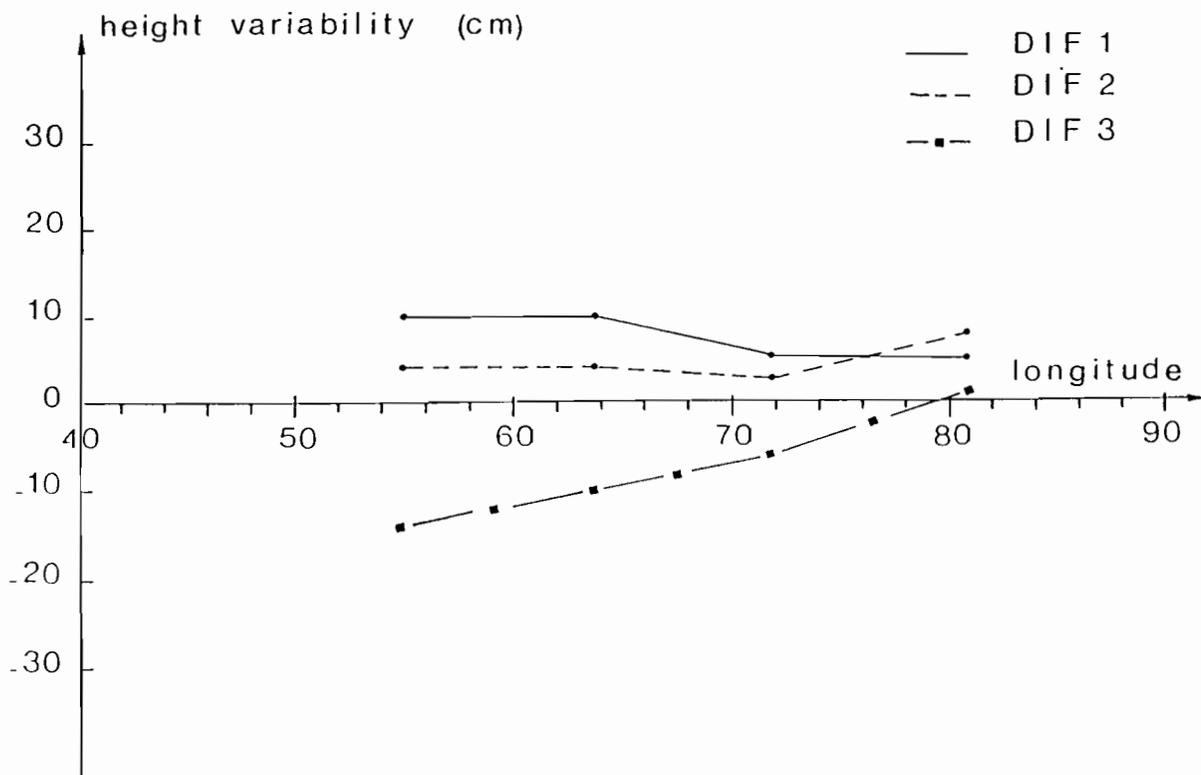


Fig. 13 : Variabilité de la pente zonale. L'erreur d'orbite est réduite en moyennant 3 points de croisement adjacents (réf. 24).

L'orbite utilisée a été générée par arc de 6 jours, cette période se retrouve dans les mesures des arcs ascendants et descendants. D'autre part les mesures des arcs descendants et ascendants sont systématiquement différentes. Aussi pour éliminer ces biais Périgaud et al moyennent dans chaque zone 4 paires d'arcs descendants et ascendants, moyenne qu'elle compare avec les 4 dernière paires d'arcs de la fin du mois. Ils font ceci pour trois périodes qui ont une durée de recouvrement de six jours. Les trois différences obtenues dans chaque zone sont représentées sur le fig. 12. On remarque sur cette figure que les points 2 et 3 de la DIF. 3 sont très différents des autres points, ceci s'explique par les trous qui existent dans les mesures de ces zones. Par ailleurs, l'erreur d'orbite est maximale à la fréquence de révolution, et les points de croisement ne sont pas échantillonnés successivement dans l'espace. L'ordre chronologique des points de croisement est le suivant : 1, 4, 3, 6, 2, 5. Périgaud et al vérifient bien que la corrélation des différences est maximale entre les points 1 et 4. Afin de réduire cette erreur, ils font une moyenne courante sur 3 zones successives (fig. 13).

L'amplitude de la variation est de 20 cm sur le bord Ouest et de 10 cm sur le bord Est, avec une diminution de hauteur à l'Ouest. Les fortes valeurs enregistrées pour la troisième période sont excessives car elles résultent de la différence entre l'avant dernière et la dernière période, soit six jours d'écart ; elles sont dues aux mauvais échantillonnages des zones 2 et 3.

Ce résultat même s'il ne permet pas de savoir qu'elle est l'importance que l'on doit accorder aux erreurs d'orbite à grande échelle est tout de même intéressant car il montre une variation de pente dont l'amplitude et le sens de variation sont compatibles avec les données climatologiques.

D - TRAITEMENT DES DONNEES ALTIMETRIQUES DANS L'ATLANTIQUE

D.1. - Variabilité de l'Océan Atlantique

La variabilité spatiale et temporelle de la hauteur de la surface de l'océan est mal connue dans l'Océan Atlantique. La figure 14 montre

.../...

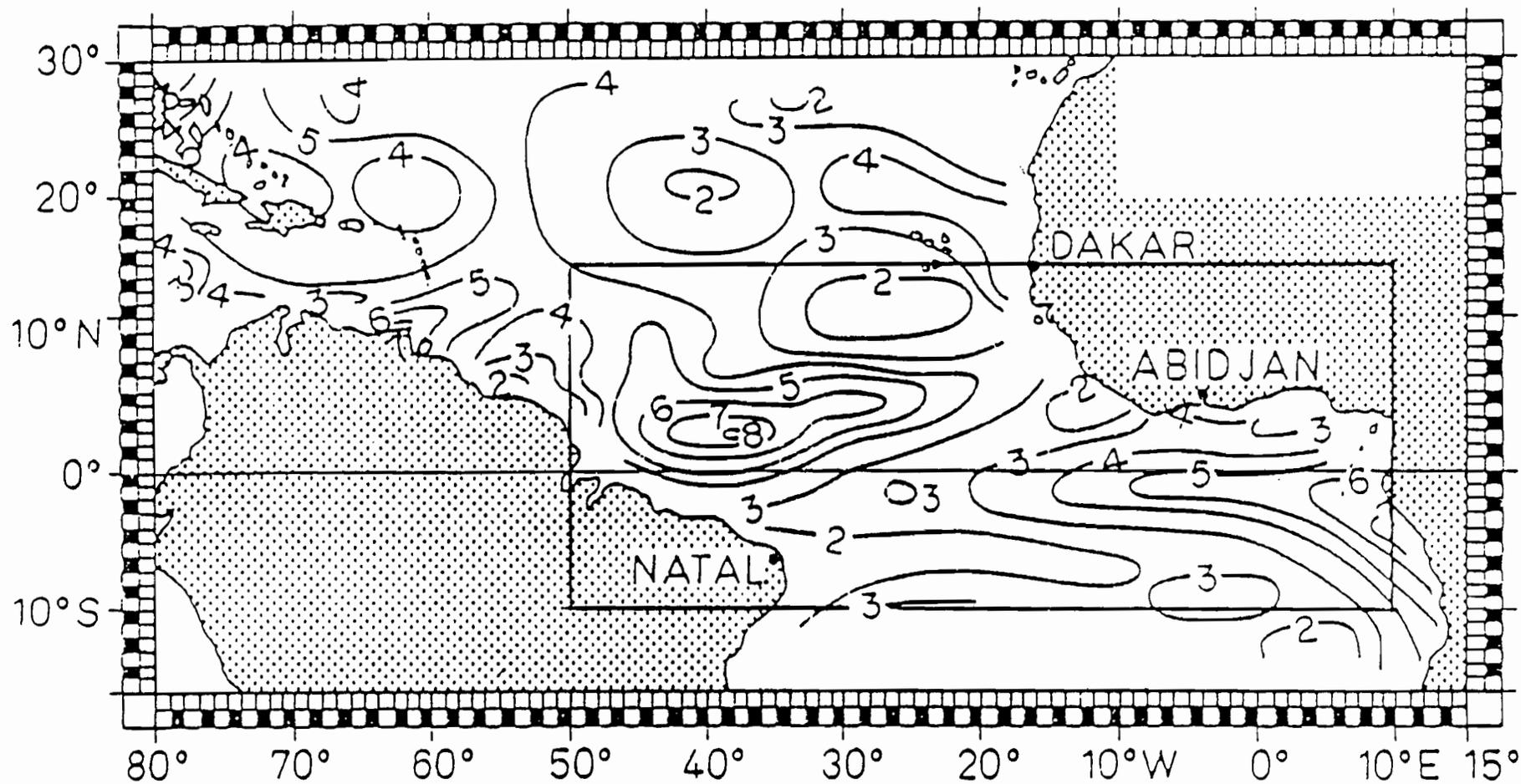


Fig. 14 : Amplitude annuelle de Hauteur Dynamique observée (en cm.dyn.)

(Sabine Arnault, réf. 25).

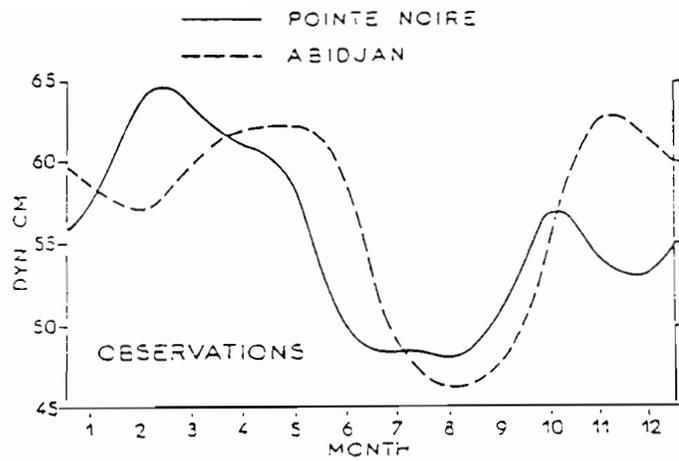


Fig. 15 : Hauteur dynamique par rapport à 300 dB à Abidjan et Pointe Noire (réf. 27).

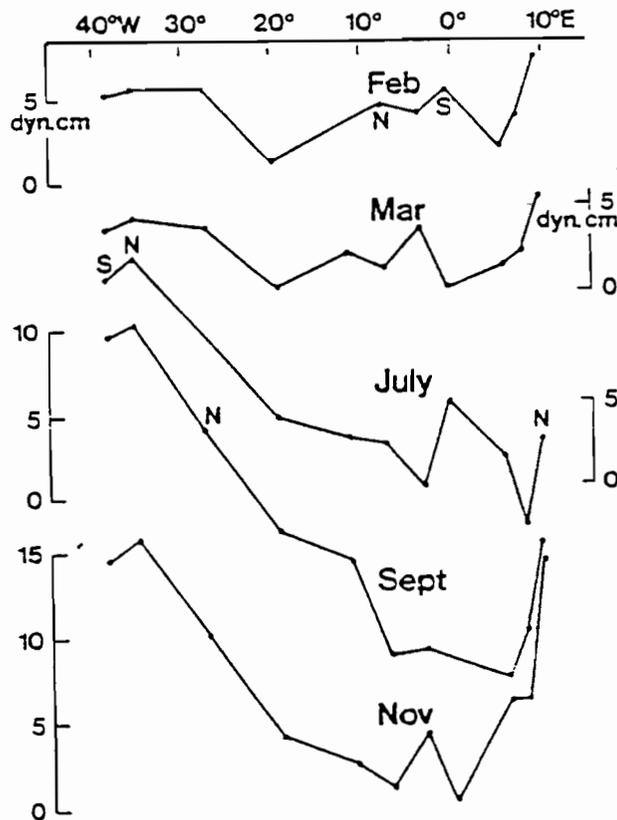


Fig. 16 : Pentés moyennes de la surface de la mer le long de l'équateur à partir de données historiques (réf. 28).

l'amplitude annuelle de la hauteur dynamique calculée à partir des données hydrographiques historiques. Les amplitudes les plus importantes se rencontrent :

- Au Nord-Est du Brésil suivant une orientation Sud-Ouest, Nord-Est. Cette bande est associée à la zone intertropicale de convergence qui varie tout au long de l'année entre 10°N et l'équateur. Les variations du rotationnel du vent qui accompagne ce déplacement sont responsables des variations de profondeur de la thermocline (Merle et al, 1983) et de la hauteur de la surface de la mer.

- Dans l'Est du bassin une amplitude importante se trouve sur la côte sud du Golfe de Guinée et s'étend vers le nord le long de l'équateur. Dans le Golfe de Guinée le signal est principalement saisonnier et se traduit par un upwelling équatorial (maximum autour de 10°W) en Juillet-Août et des upwellings côtiers le long des côtes au nord et au sud en Août-Septembre. La figure 15 montre que la variation de hauteur dynamique moyenne est d'environ 15 cm entre Avril et Août devant Abidjan et Pointe-Noire, mais pendant les mois de Juillet-Août et Septembre cette variation est faible.

La figure 16 décrit la pente équatoriale sur la longueur du bassin pour une année moyenne. Elle est sensiblement nulle de Février à Mars, puis l'intensification des vents zonaux dans la partie ouest de l'océan crée une pente de la surface océanique de Juillet à Novembre. La différence de hauteur entre l'ouest et l'est est d'environ 20 cm pour le mois de Septembre. Les cartes de hauteur dynamique de la figure 17 mettent bien en évidence cette pente équatoriale. Elle varie de 95 cmdyn à 40°W à 75 cmdyn à 5°W en Septembre. Une autre caractéristique intéressante de ces cartes est la crête dynamique qui se situe vers 5°N entre 45°O est et 20°O est. Elle est associée au contre courant équatorial Nord qui de Février à Juin se dirige vers l'ouest puis de Juillet à Décembre se déplace vers l'Est (fig 18). A 30°O est la différence de hauteur dynamique est d'environ 20 cmdyn entre 10°N et 5°N .

.../...

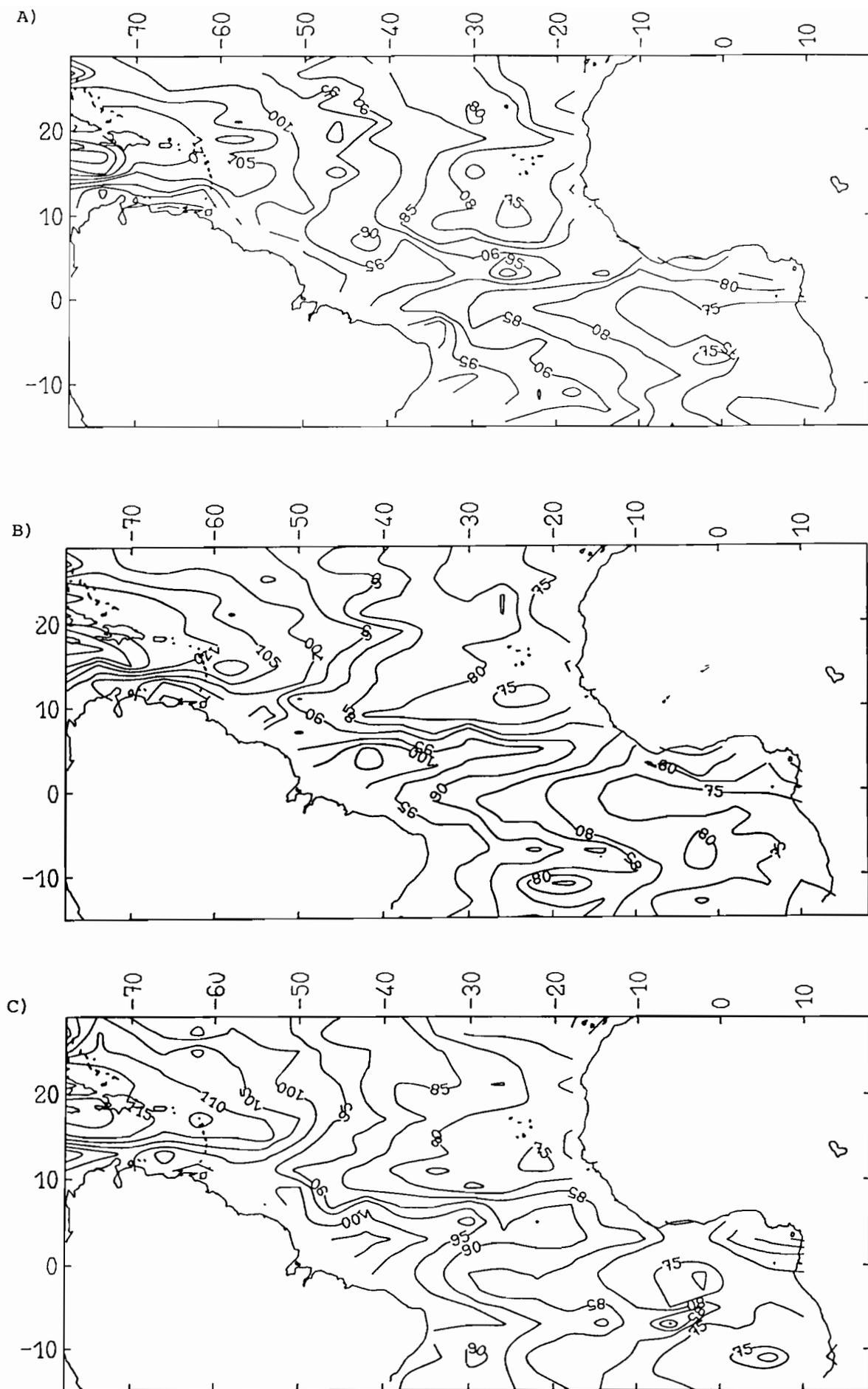


Fig. 17 : Hauteur dynamique entre 0 et 400 σ_{θ} calculée par S. Arnault à partir de fichiers hydrologiques pour les mois de Juillet (A), Août (B), Septembre (C) (communication personnelle).

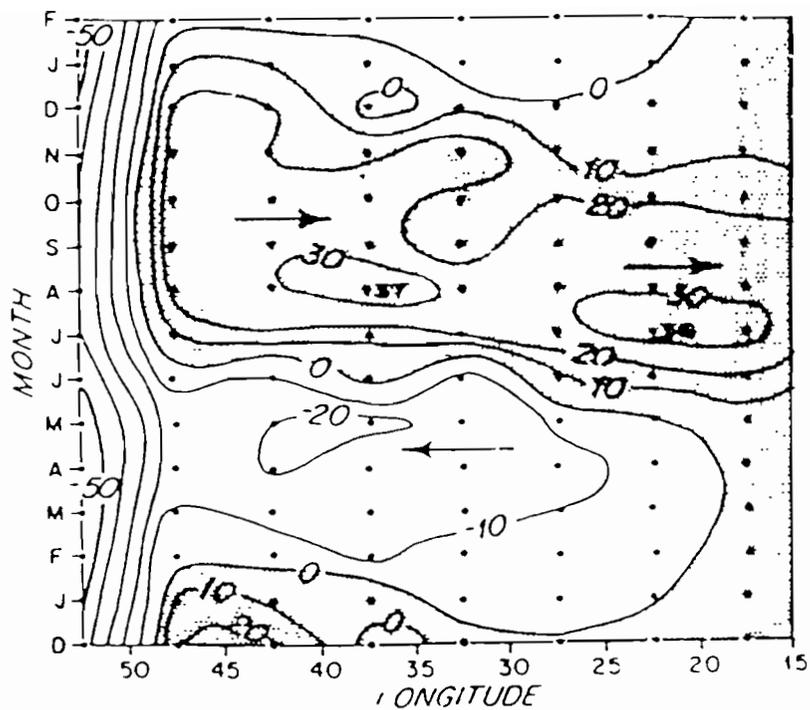


Fig. 18 : Evolution temporelle de la vitesse du C.C.E.N. moyennée entre 5°N et 8°N à partir des dérives Bateaux (P. Richardson, réf. 25).

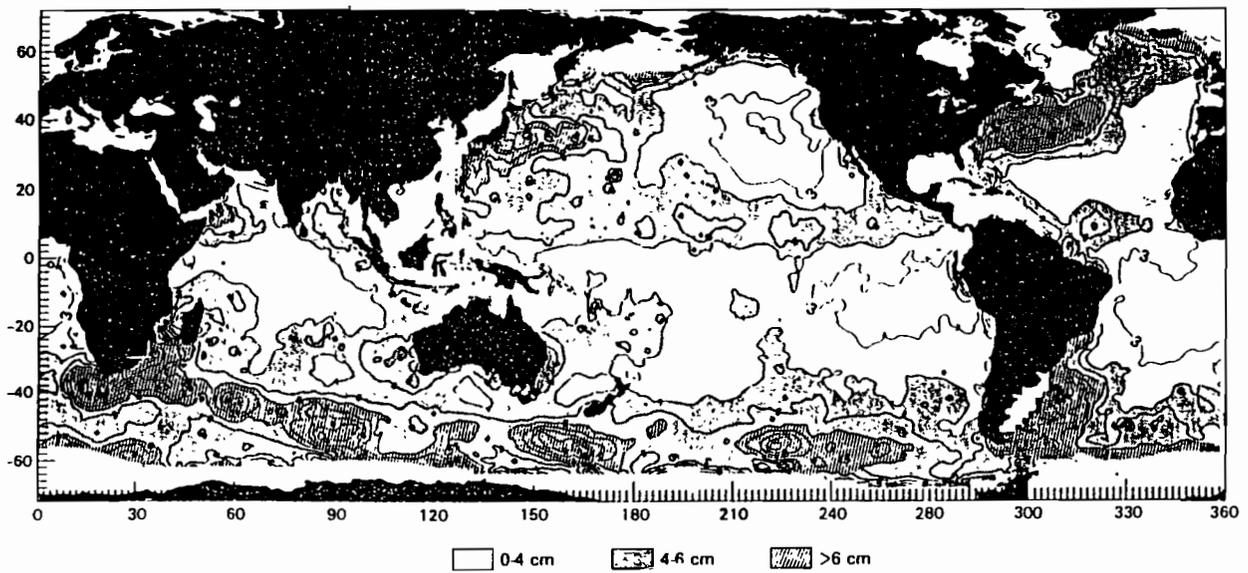


Fig. 19 : Variabilité mésoéchelle de l'océan à partir des données altimétriques de SEASAT (réf. 29).

Le seul travail, utilisant les données altimétriques pour étudier la variabilité de la hauteur de la surface de la mer dans l'Atlantique inter-tropical, a été réalisé par Cheney et al (1983). Ils ont analysé la variabilité mésoéchelle sur tout le globe pendant le mois de Septembre selon la méthode exposée au § C.2. La carte de la figure 19 montre le résultat de ce traitement, les hauteurs indiquent une variabilité R.M.S. (statistique) entre le 15 Septembre et le 10 Octobre 1978. Dans l'Atlantique on observe une bande zonale, orientée Sud-Ouest - Nord-Est entre 5°N et 15°N, dont la variabilité est comprise entre 4 et 6 cm R.M.S.. Elle peut être attribuée au contre courant équatorial Nord qui, comme nous l'avons vu précédemment atteint son amplitude maximale à la fin de l'été. Sur cette carte nous ne distinguons ni le courant équatorial Nord, ni le courant équatorial Sud. La variabilité R.M.S. dans l'Atlantique Sud est très faible, de l'ordre de 3 cm.

D.2. - Traitement des données

Dans ce travail nous avons analysé les données altimétriques des deux premiers mois de fonctionnement de l'altimètre (Juillet et Août) afin d'essayer de détecter un signal océanographique dans l'Atlantique intertropical (35°N-35°S ; 65°O - 20°E).

Pour faire cette analyse sur l'ensemble de la région nous disposons d'une surface créée par Marsh à partir des données altimétriques de SEASAT et de GEOS3. Dans l'Atlantique intertropical les données de ce dernier satellite sont relativement rares, puisque sans mémoire embarquée assez importante il ne faisait des mesures que dans les zones de visibilité des stations de réception. Cette surface représente en fait le niveau moyen de l'Océan Atlantique pour les trois mois de vol de SEASAT. Par niveau moyen nous entendons la hauteur du géoïde plus la hauteur due à la composante de la circulation moyenne de Juillet à Octobre.

La carte de ce niveau moyen (fig. 20) révèle le fort gradient zonal du géoïde dans l'hémisphère Nord : à 35°N le niveau moyen varie de - 40 m

.../...

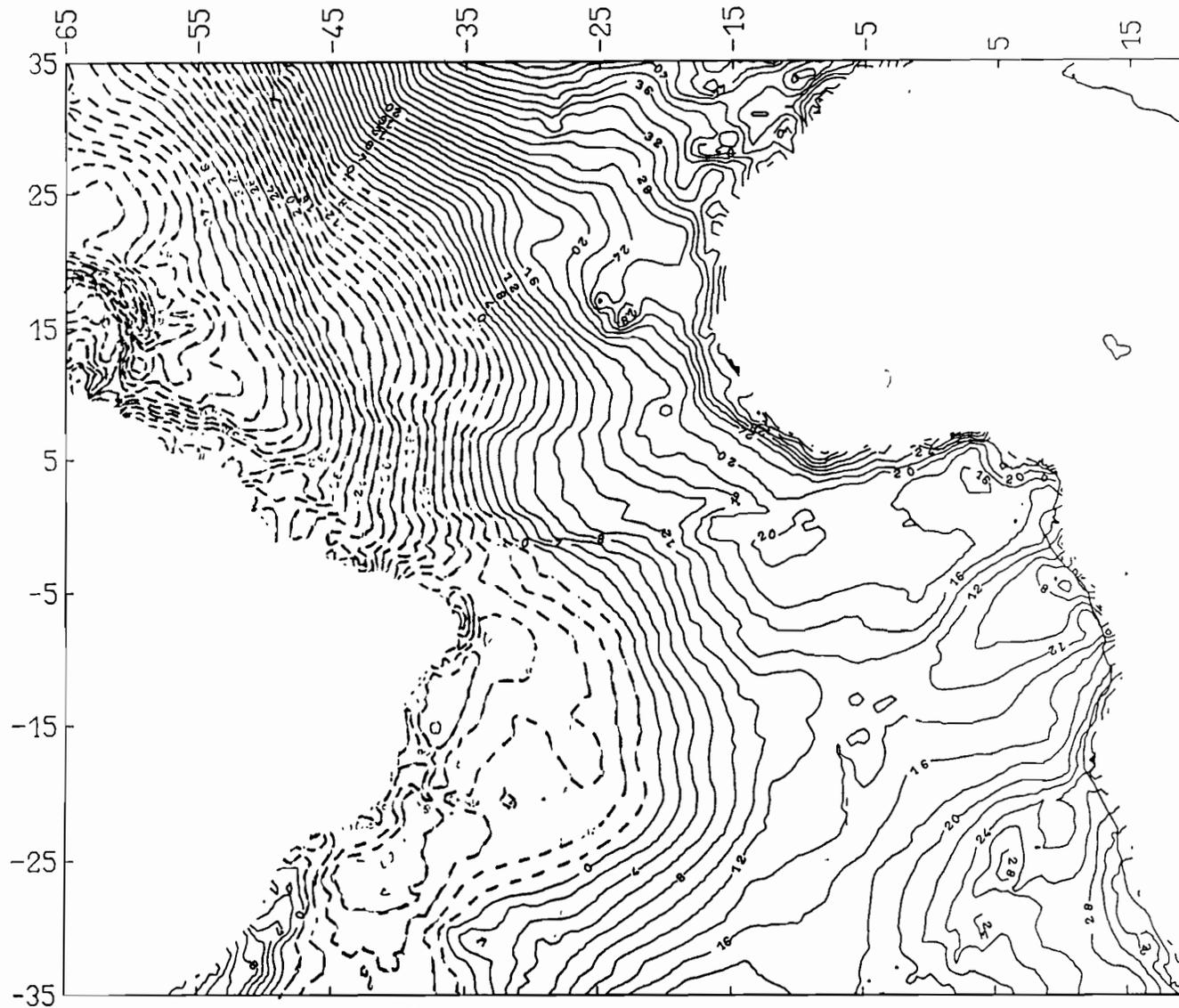


Fig. 20 : Niveau moyen de Marsh.

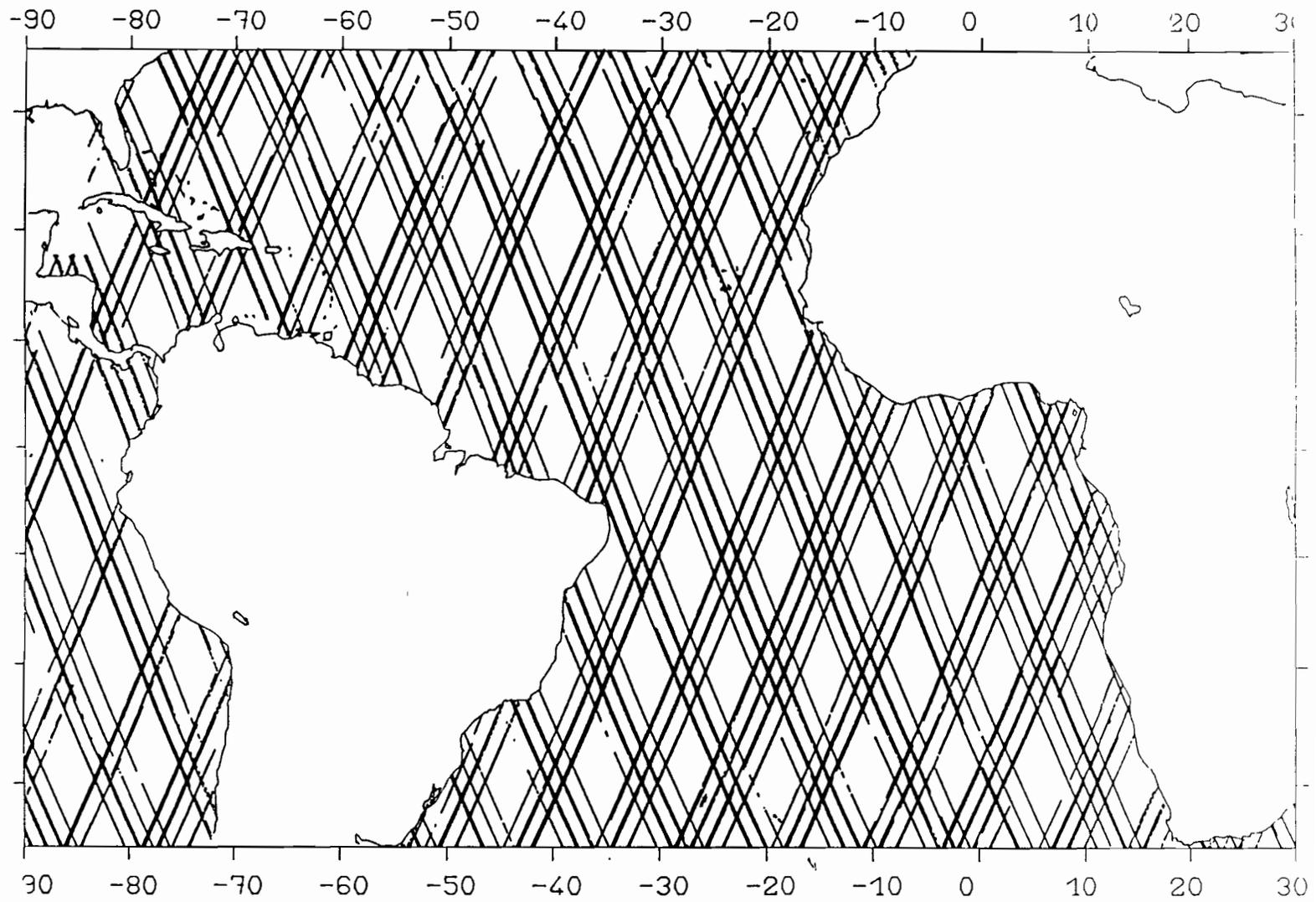


Fig. 21 : Traces au sol de l'altimètre pendant le mois de Juillet.

à 65°W à + 40 m à 20°W. Le gradient est beaucoup plus faible dans l'hémisphère Sud. Nous ne disposons pas d'informations sur la manière dont cette surface a été créée. Elle a une résolution de 0°5 x 0°5.

En créant une surface pour le mois de Juillet à partir des données altimétriques disponibles au G.R.G.S. et en la soustrayant au niveau moyen de Marsh nous espérons pouvoir détecter la variabilité de la hauteur de l'océan, si celle-ci était significative.

La figure 21 représente les traces au sol de l'altimètre de SEASAT pendant le mois de Juillet. L'orbite est quasi-répétitive à 17 jours, les traces répétitives étant distantes d'une vingtaine de kilomètres (traits épais). Nous avons appliqué à l'ensemble des mesures, les différentes corrections indiquées dans le chapitre A, c'est-à-dire :

- correction des marées océaniques avec le modèle de Schwiderski ;
- correction de la marée terrestre ;
- correction de l'effet du baromètre inversé ($\Delta H = - 0.009948(P-1013.3)$
P = pression atmosphérique en millibar obtenue par les données FNOC.
- correction du biais du à l'état de la mer : $\Delta H = 7\% \times H^{1/3}$.

Les données permettant de faire ces corrections sont fournies par le J.P.L. sur les bandes G.D.R.. Les corrections atmosphériques sont déjà faites par le J.P.L. sur les mesures de hauteurs.

Nous avons d'autre part éliminé les points dont la hauteur différait de plus de 1 m de celle des points adjacents. Enfin le long de chaque arc nous avons fait la moyenne sur trois points adjacents. Les données de hauteur des bandes G.D.R. représentent la distance entre la surface de la mer et un ellipsoïde de référence de demi-grand axe égal à 6 378 137 m et d'aplatissement 1/298.257. Ces hauteurs ont pu être calculées grâce au calcul d'orbite effectué à partir du modèle G.S.F.C. (Goddard Space Flight Center). L'orbite est calculée par arc de 6 jours.

.../...

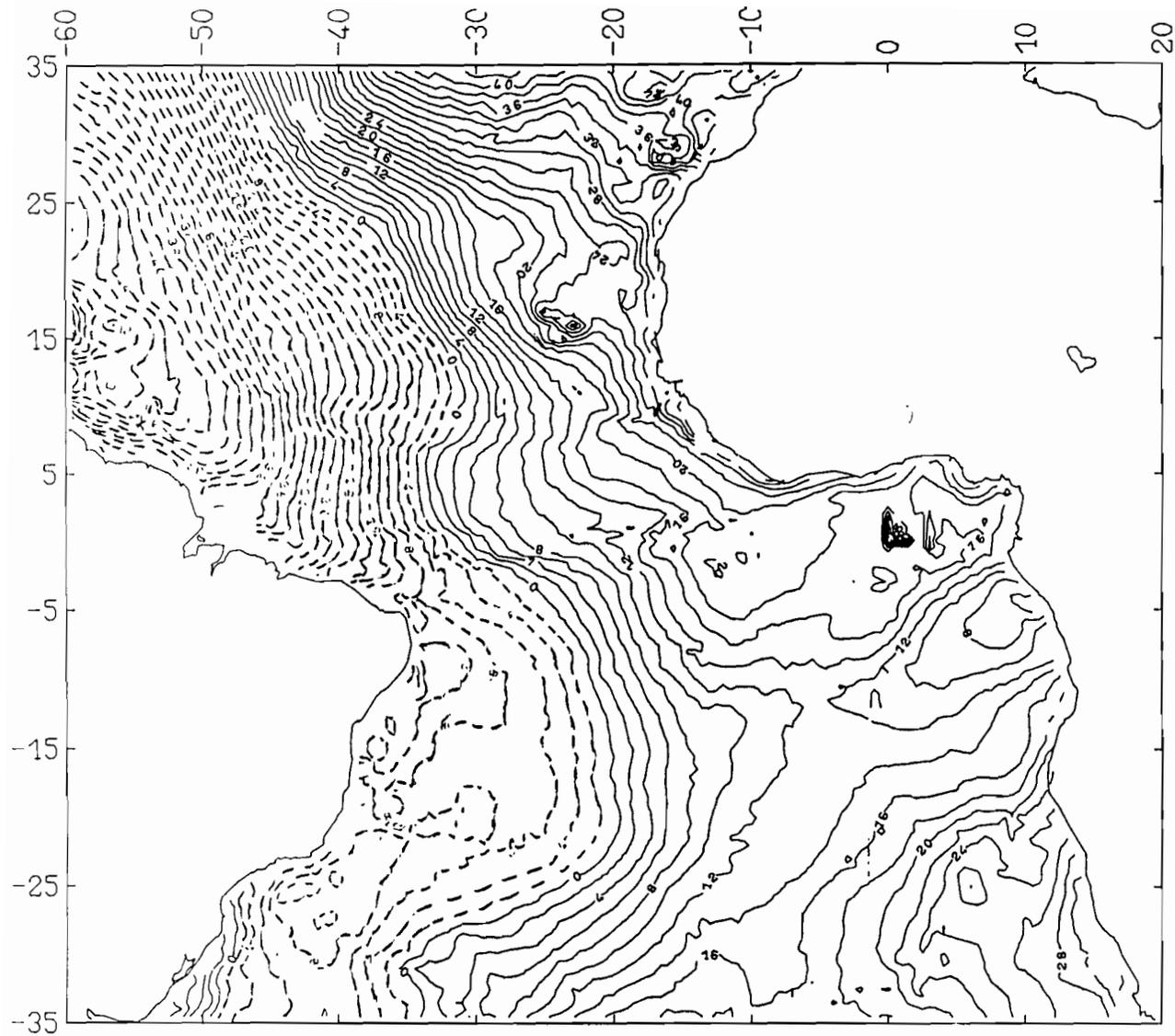


Fig. 22 : Surface altimétrique pour le mois de Juillet.

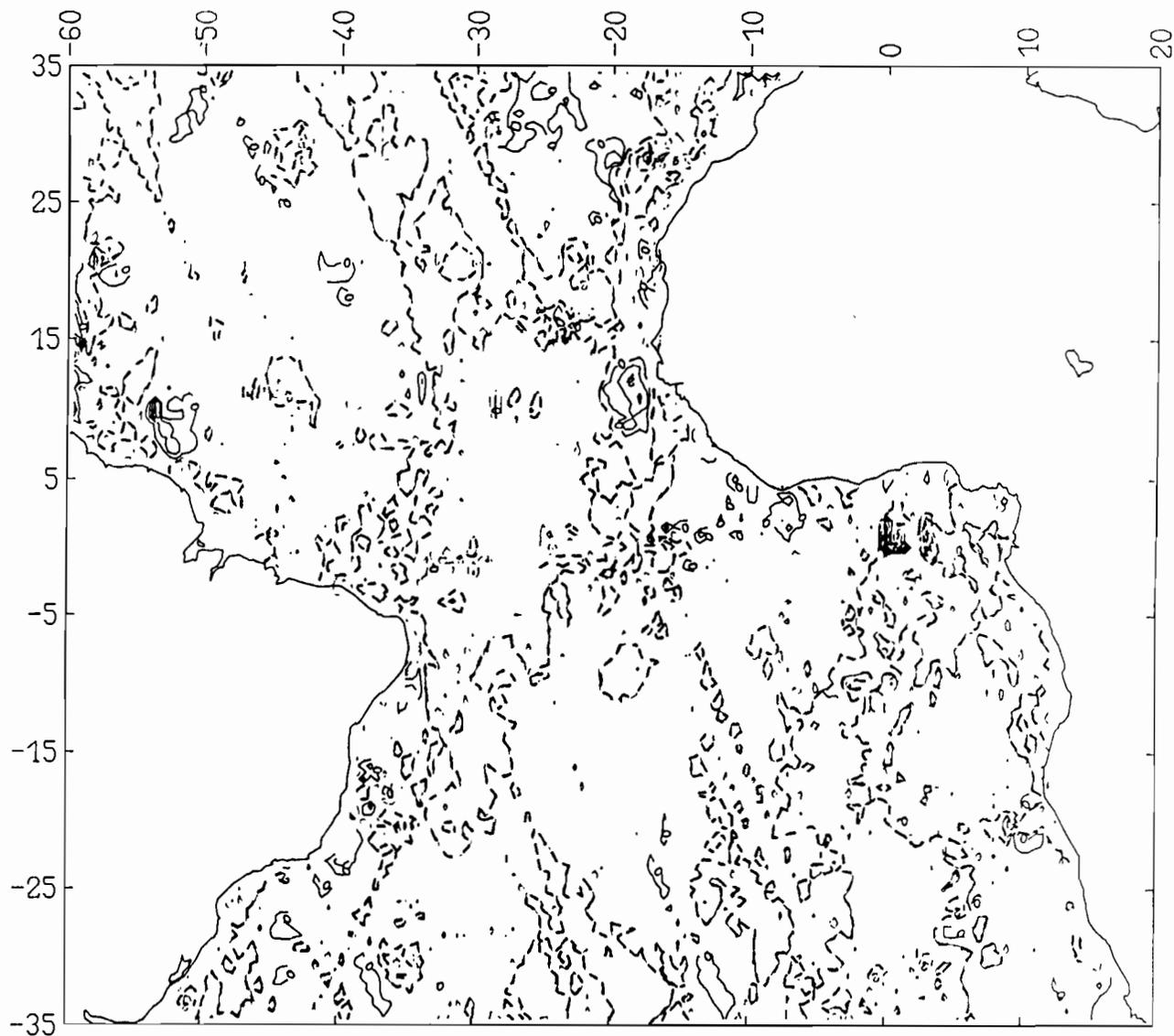


Fig. 23 : Différence entre la surface altimétrique du mois de Juillet
et le niveau moyen de Marsh (équidistance de 1 m).

Dans ces hauteurs subsistent : l'erreur d'orbite, la hauteur du géoïde et le signal océanographique. Afin d'éliminer l'erreur d'orbite nous avons utilisé un programme de minimisation aux points de croisement mis au point par Balmino et al (réf. 30) (Bureau Géodésique International). Le principe de ce programme est identique à celui exposé au § C.2.b.. Il consiste à réajuster les arcs entre eux, au sens des moindres carrés, par une constante, en analysant les écarts aux points de croisement des arcs. Ce programme n'utilise pas d'arc de référence, mais afin d'éviter un basculement de la surface, il impose la contrainte suivante : dans des zones qui n'ont aucun lien entre elles, la somme des écarts est nulle. L'écart R.M.S. des différences aux points de croisement est de 2,54 m avant l'ajustement et de 0,49 m après. Cet écart diminue fortement si l'on diminue la zone étudiée. La surface obtenue (fig. 22) est très proche de la surface de Marsh.

L'information sur la hauteur du géoïde et la circulation moyenne est contenue dans la surface de Marsh, nous avons donc soustrait les deux surfaces (fig. 23). L'écart obtenu est très important, de l'ordre du mètre, alors que la variabilité attendue était d'environ 10 cm. La surface différenciée est très bruitée et le tracé des isolignes, équidistantes de 1 m, permet de retrouver certaines traces. Ce mauvais résultat peut avoir plusieurs explications :

- la réduction de l'erreur d'orbite par minimisation des écarts aux points de croisement est mauvaise. L'écart R.M.S. sur toute la zone est important et la technique employée ne permet pas de connaître les pentes prises par la surface. Nous ne savons pas non plus comment se projète l'erreur d'orbite sur la surface créée ;

- le principe de construction de la surface de Marsh n'est pas connu. La comparaison entre deux surfaces construites différemment devient très difficile si les signaux observés sont faibles ;

- la surface de Marsh lisse les courtes longueurs d'onde du géoïde qui est relativement accidenté dans cette région.

.../...

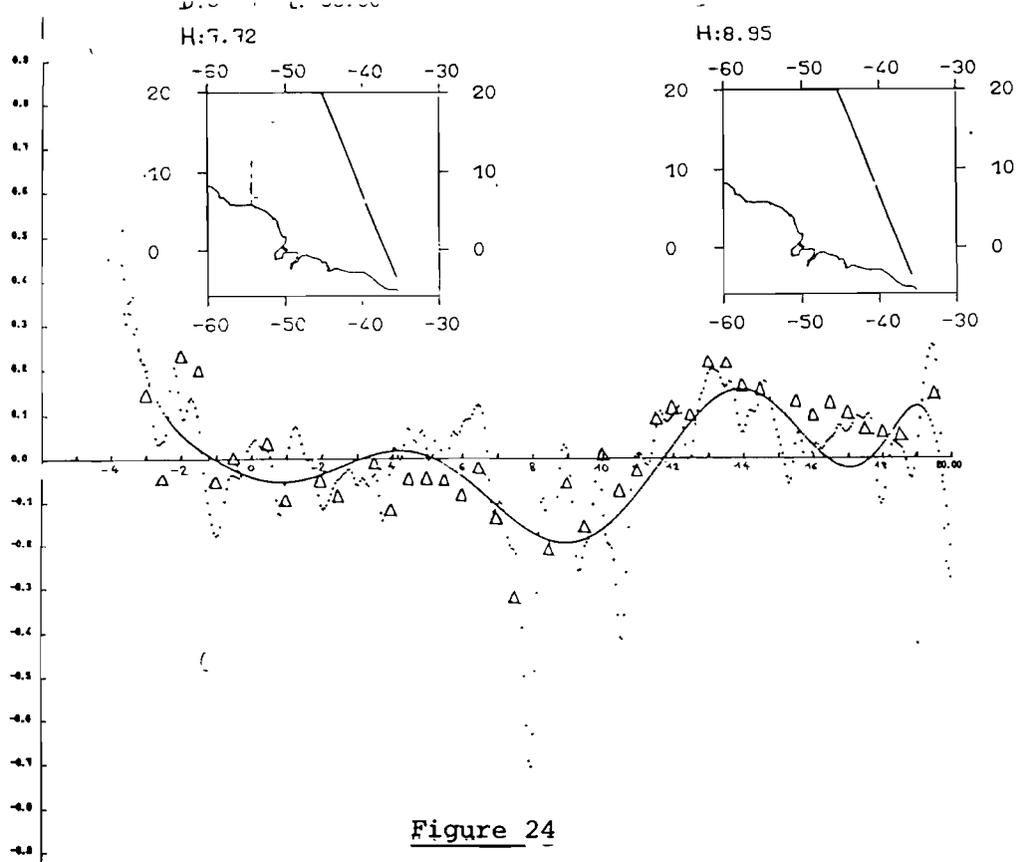


Figure 24

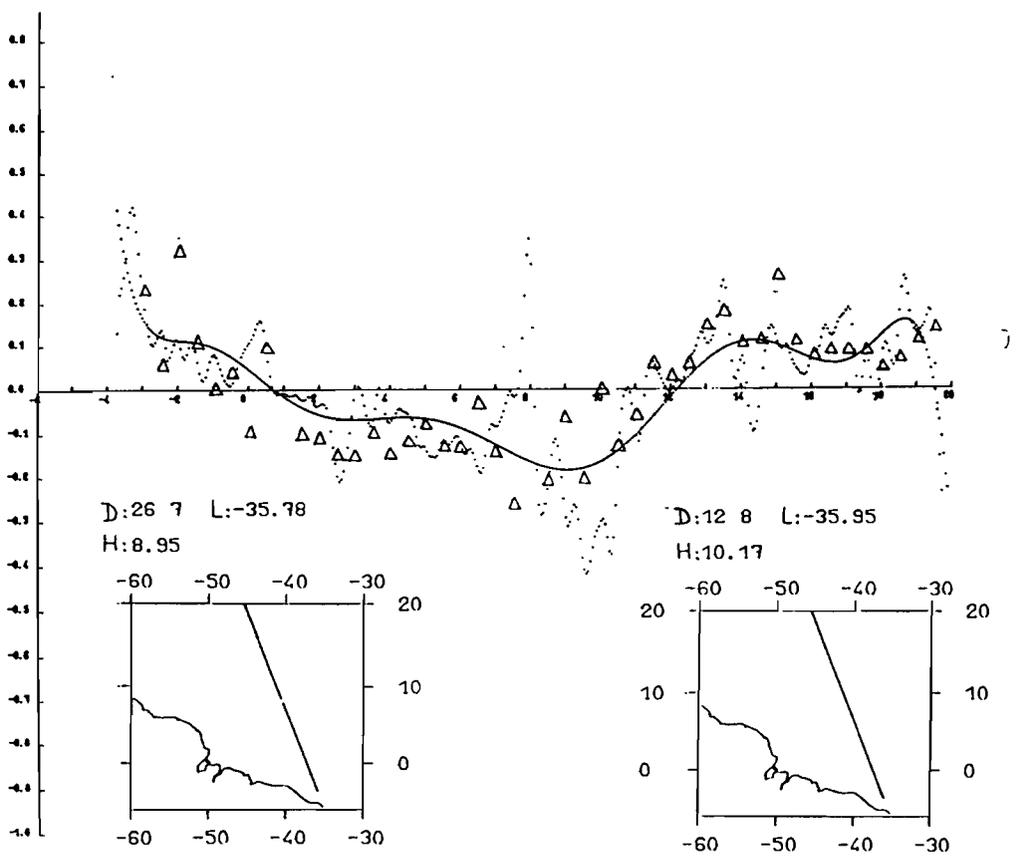


Figure 25

Différence entre deux traces quasi répétitives à 17 km (ligne continue)
 (D : Date, H : Heure, L : Longitude, du premier point de l'arc)
 Δ : Différence du niveau moyen de Marsh pour les mêmes traces.

Les difficultés rencontrées pour éliminer les erreurs d'orbite et le géoïde nous ont conduit à étudier la variabilité mésoéchelle le long des traces quasi répétitives à 17 jours. La répartition de ces traces, une trentaine d'arcs descendants et ascendants, est bien homogène sur l'ensemble de la zone. Elles sont représentées sur la figure 21 par des traits épais. Nous supposons que l'information du géoïde est similaire dans chacune des traces ; en les différenciant nous voulons éliminer cette composante. En traitant chaque arc répétitif, nous pouvons ainsi construire une carte de la variabilité sur 17 jours. La chaîne de traitement de ces arcs comporte six étapes : la sélection de deux arcs répétitifs, la correction des valeurs altimétriques, un lissage de chaque arc, la différence point par point entre les deux arcs, l'ajustement d'un polynôme du 1er degré à cette différence afin d'éliminer l'erreur d'orbite. Ce recalage de la différence par un programme de moindre carré se fait pour des arcs de 3 000 km, nous considérons ainsi que l'erreur d'orbite est linéaire sur cette distance. Nous ne pouvons alors mettre en évidence que des variations de la surface océanique à courte longueur d'onde inférieures à la demi-longueur de l'arc. Toute pente de l'océan à l'échelle de l'arc est absorbée par ce traitement. Finalement nous avons édité pour chaque arc les résidus par rapport au polynôme du premier degré. Les figures 24 et 25 montrent le résultat de ce traitement pour deux traces entre le 9 Juillet et le 26 Juillet et entre le 26 Juillet et le 12 Août. La trace du 26 Juillet étant commune aux deux différences, les traces du 12 Août et du 9 Juillet sont distantes de 19 km de part et d'autre de la trace du 26 Juillet. Les variations de deux courbes sont très similaires : la différence atteint 20 cm à 9°N, ce qui signifie qu'elle varie à peu près de 40 cm en 34 jours ce qui est incompatible avec les données climatiques existantes. Soupçonnant que les variations observées étaient celles du géoïde nous avons édité la différence des valeurs du niveau moyen de Marsh correspondant aux traces étudiées. Ces valeurs sont représentées par des triangles sur les courbes des figures 24 et 25. Elles confirment bien que la différence de traces quasi-répétitive à 17 jours conserve les variations de hauteur du géoïde sur les 10 à 20 kilomètres séparant les traces adjacentes.

.../...

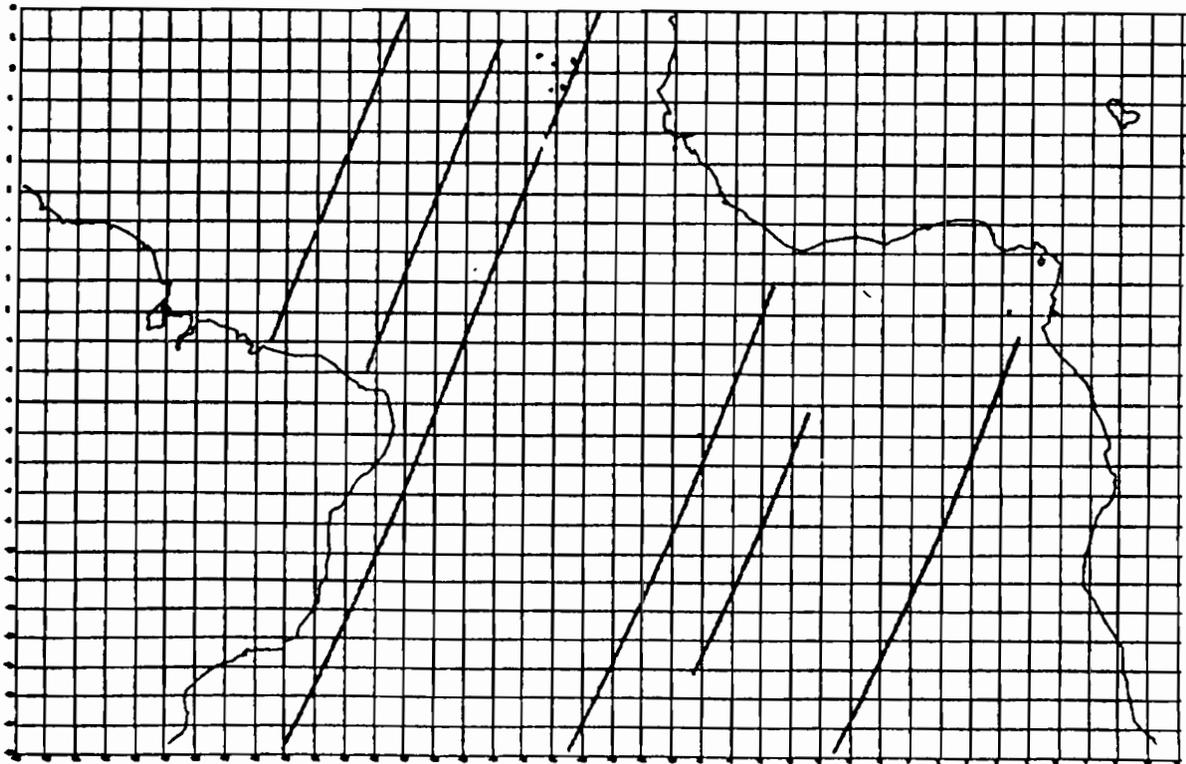
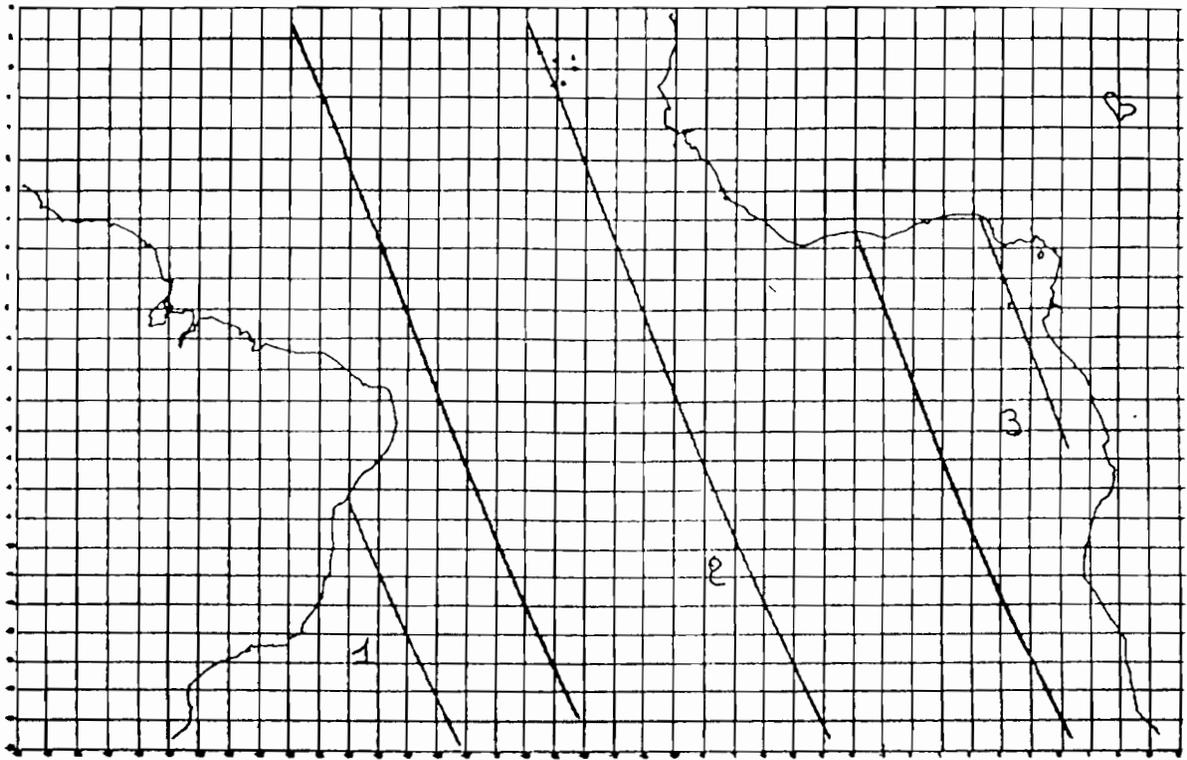


Fig. 26 : Traces répétitives à moins de 10 km, pour les mois de Juillet et Août.

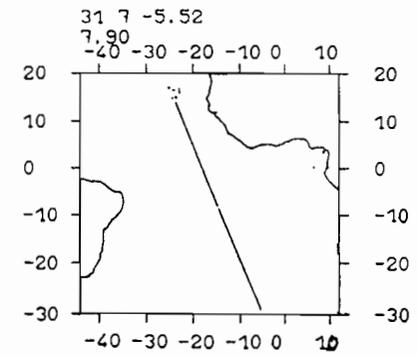
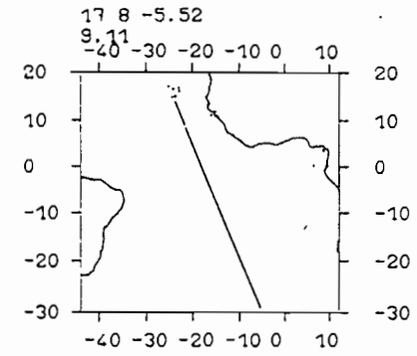
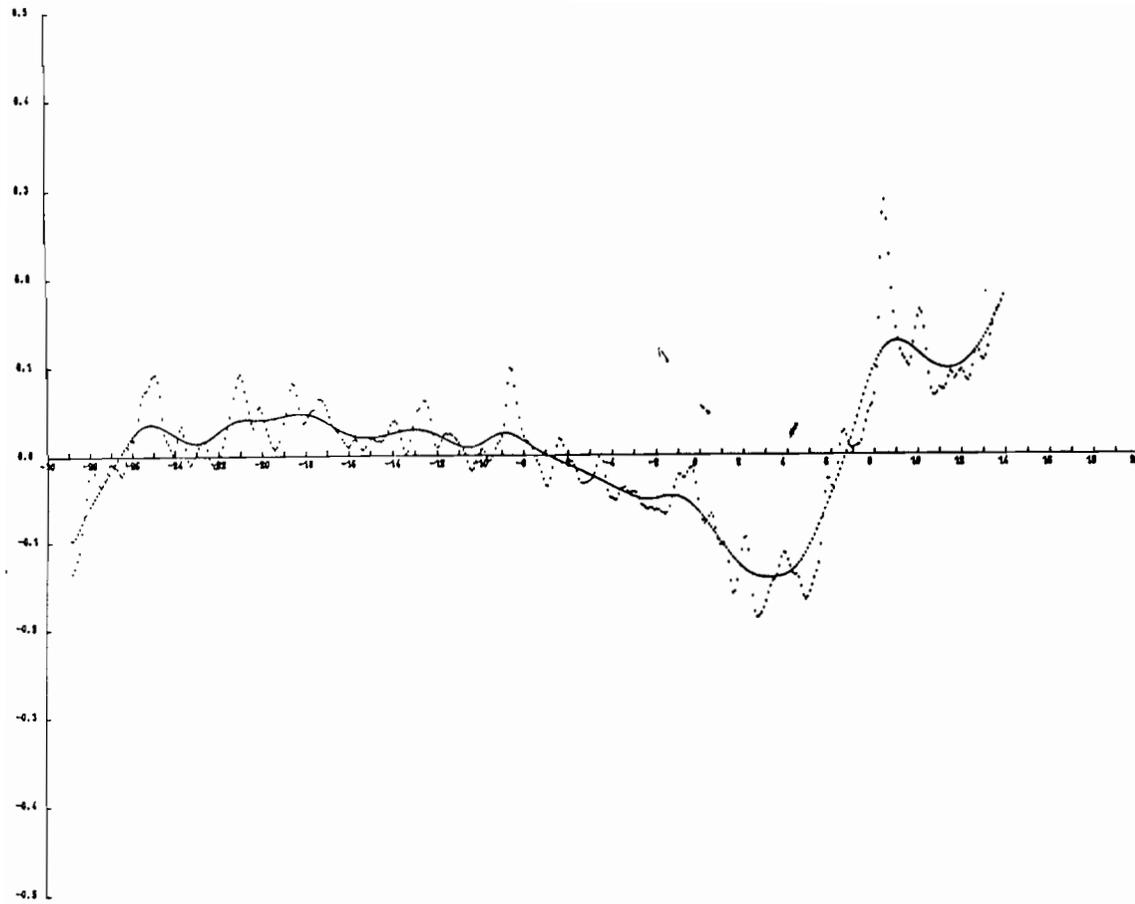


Fig. 27 : Différence entre 2 arcs répétitifs (< 1 km).

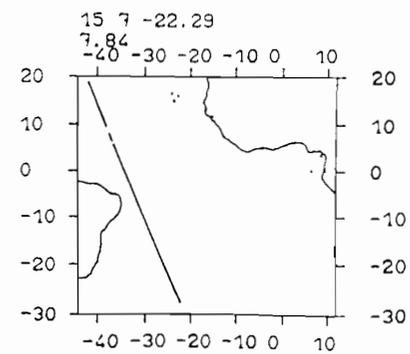
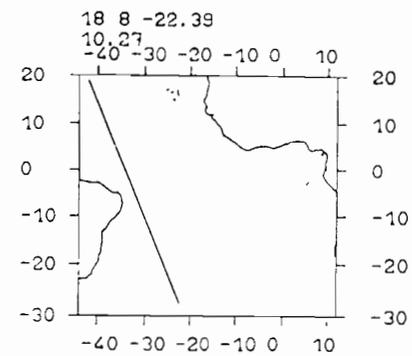
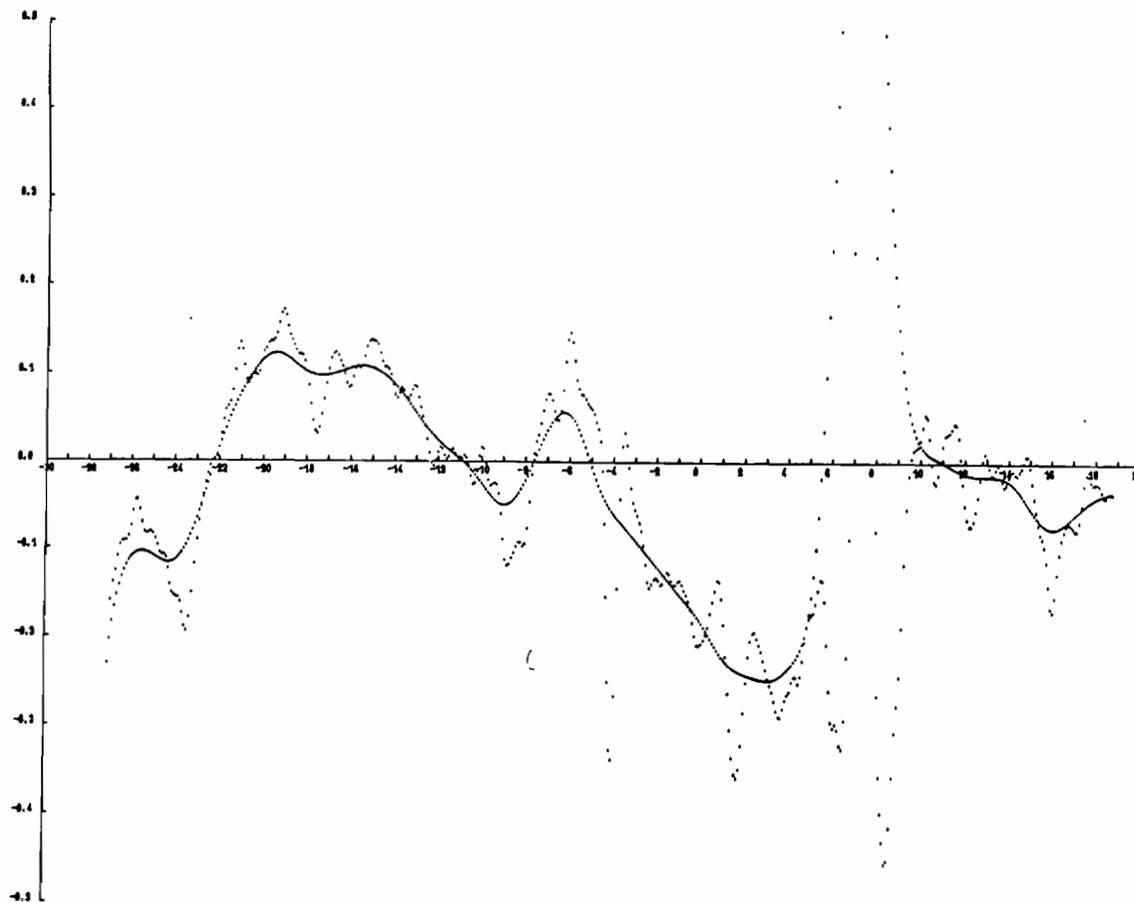


Fig. 28 : Différence entre 2 arcs répétitifs ($\neq 11$ km).

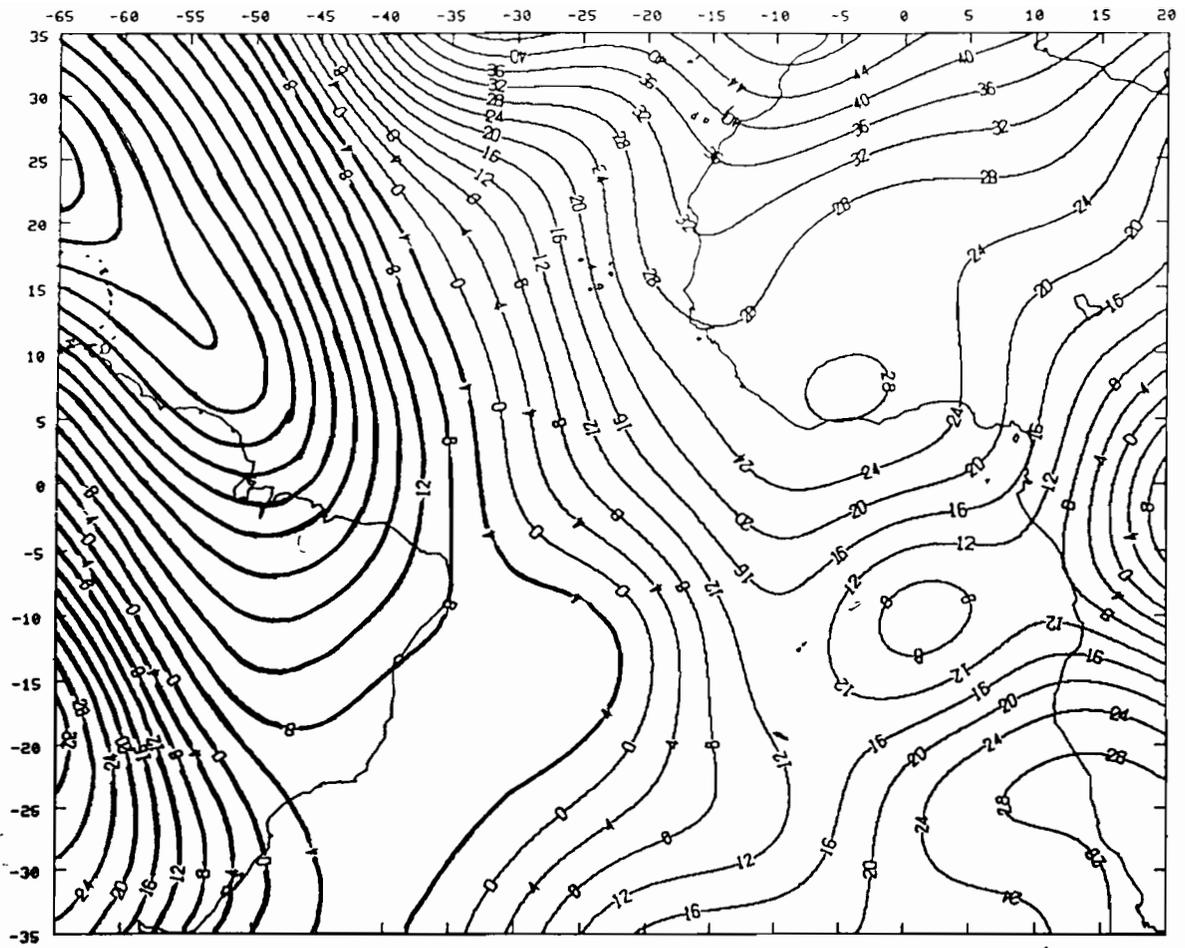


Fig. 28 : Géoïde (en mètres) GEM-L2 (réf. 31)
 (valeurs négatives en traits gras)

Sur l'ensemble des mois de Juillet et Août il existe des arcs qui sont distants de moins de 10 km, nous les avons sélectionnés et les avons traités de manière identique aux précédents (fig. 26). Mais leur nombre restreint et leur distribution temporelle différente ne permettent pas de tracer une carte de variabilité sur l'Atlantique. Le résultat est peu concluant, le nombre de passages exactement répétitifs (± 1 km) est restreint (arcs ascendants 1, 2, 3 par exemple, fig. 26). Le seul arc qui présente une variabilité significative est l'arc 2 (fig. 27). La variation atteint 15 cm entre l'équateur et 6°N. Nous ne possédons pas de données in-situ qui permettent de la vérifier. La confirmation que semble apporter la différence des deux arcs les plus proches (fig. 28) est douteuse :

- dans l'hémisphère Nord, si le sens de variation est identique l'amplitude est très forte ;

- dans l'hémisphère Sud la variation de 15 cm entre 20°S et 14°S n'est pas confirmé par les deux traces qui l'encadrent.

En fait la différence de la figure 28 a été faite à partir de deux arcs distants de 11 km.

Ces résultats montrent s'il en était besoin que la répétitivité doit être inférieure à quelques kilomètres pour permettre une restitution des variations de la surface de la mer exemptes de variations dues au géoïde.

La dernière voie que j'ai exploitée dans l'étude des données altimétriques est celle qu'a présenté Tai (cf § C.2.b.) sur les variations à grande longueur d'onde de la circulation. J'ai effectué la différence entre le modèle de géoïde GEM-L2 (fig. 28, réf. 31) et la surface altimétrique de Marsh. Le résultat (fig. 29) est très bruité. On retrouve des pics de variations le long de la chaîne médio-Atlantique et le long d'une faille dans le Golfe de Guinée. Le fort gradient le long des côtes est du à une mauvaise représentation par le modèle de géoïde du plateau continental. Afin d'éliminer ces variations à moyennes longueurs d'onde, j'ai appliqué

.../...

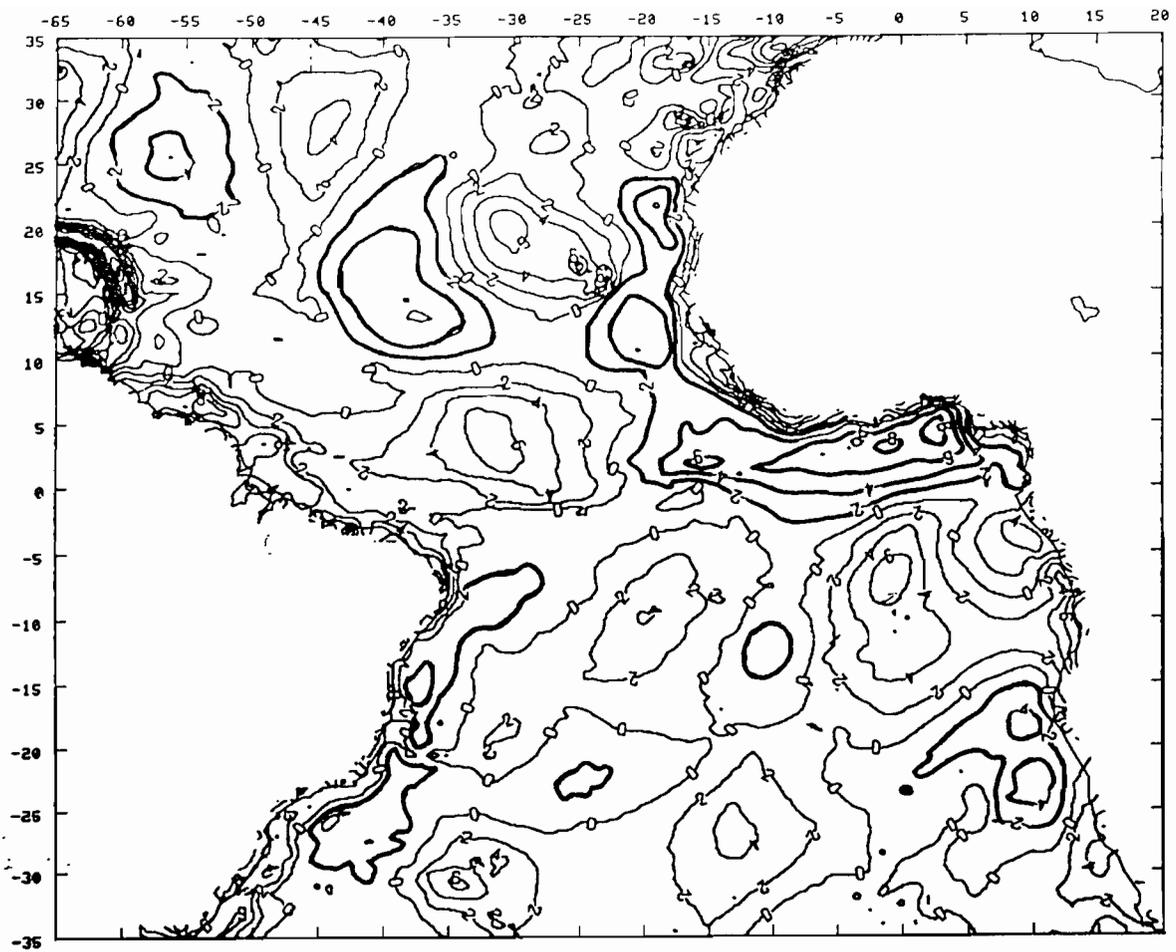


Fig. 29 : Différence (en mètres) entre la surface altimétrique de Marsh et le géoïde GEM-L2 (valeurs négatives en traits gras).

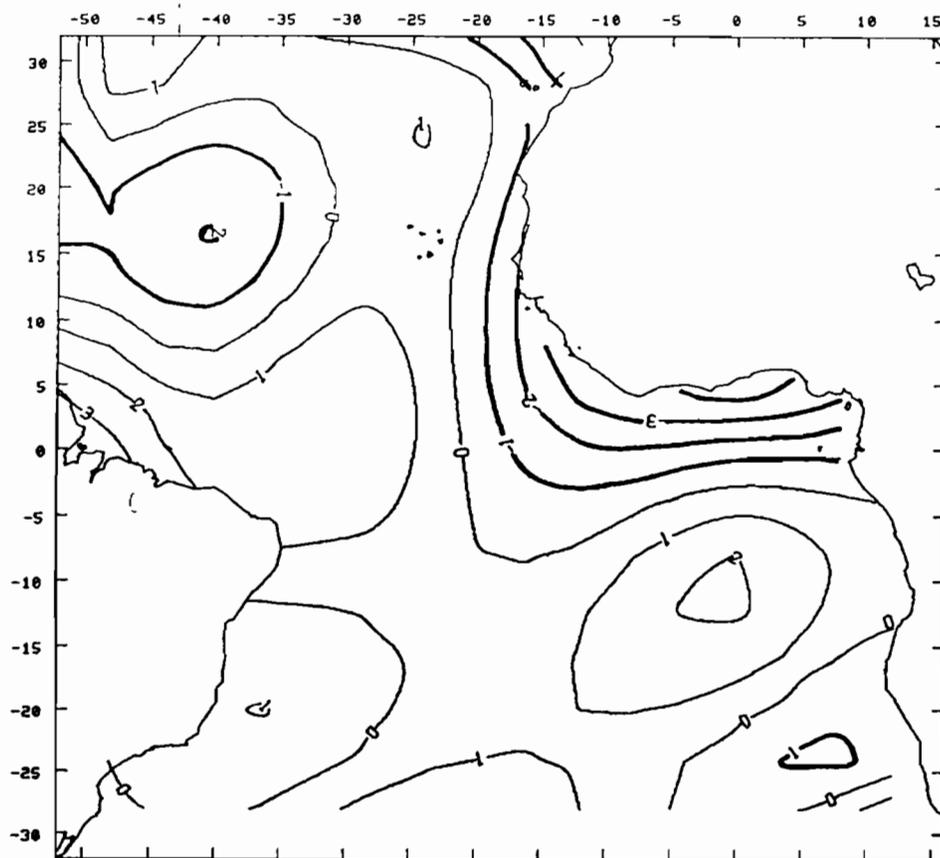


Fig. 30 : Développement en harmoniques sphériques à l'ordre et au degré 5 de la différence entre la surface altimétrique de Marsh et le géoïde GEM-L2 (variation en mètres).

une moyenne glissante de $10^\circ \times 10^\circ$ sur toute la zone. Le développement en harmoniques sphériques de la surface résultante est représentée sur la figure 30. Il ne donne aucun résultat : les variations obtenues sont de quelques mètres, alors que les amplitudes de variation attendues étaient de quelques décimètres. En fait un développement en harmoniques sphériques à l'ordre et degré 5 ne permet de détecter que des longueurs d'onde supérieures à 7 000 km, donc très supérieures à la largeur du bassin. Pour obtenir un résultat dans l'Atlantique, il aurait fallu appliquer ce développement à l'ensemble du globe, mais nous n'aurions obtenu que la circulation méridienne, la circulation zonale correspondant au contre courant équatorial Nord n'aurait pu être visualisée.

CONCLUSION

Les traitements des données altimétriques des mois de Juillet et Août n'on donné aucun résultat dans l'Atlantique intertropical pour les raisons suivantes :

- la variabilité de la hauteur de la surface de la mer est très faible pendant cette période. L'écart R.M.S. (50 cm) aux points de croisement de la surface altimétrique créée est trop importante par rapport au signal que l'on veut détecter (~ 10 cm), nous ne connaissons pas la structure du bruit dans les surfaces ainsi créées ;

- le gradient du géoïde dans cette zone est important et la différence entre des arcs quasi répétitifs distants de 20 km et 10 km ne permet pas d'éliminer la composante du géoïde.

Nous n'avons toutefois pas traité les données du mois de Septembre, période où l'orbite est aussi répétitive à 3 km près tous les 3 jours. On peut penser qu'il est possible d'éliminer la composante due au géoïde avec de tels arcs.

.../...

Ce manque de résultats ne doit pas nous faire oublier ceux excellents obtenus dans les régions du Gulf Stream, du Kuro-shio et de l'océan Antarctique. D'autre part, l'analyse de la pente équatoriale dans l'Océan Indien (Périgaud et al, 1984) nous montre que la variabilité dans les océans tropicaux est accessible.

Plusieurs satellites emportant des altimètres seront lancés dans les prochaines années.

- En Février 1985 le satellite militaire américain GEOSAT sera mis en orbite pour une durée de trois ans, mais les données seront classifiées. Quelques scientifiques pourront tout de même avoir accès à certaines d'entre elles.

- Dans les années 1990 trois satellites permettront de faire des mesures altimétriques. Les satellites européen ERS1 et américain NROSS auront une orbite qui n'a pas été choisie pour l'étude de la circulation moyenne, mais seront un complément intéressant pour les mesures du projet Franco-Américain Topex-Poséidon. Dans ce projet l'altimètre sera bi-fréquence, et le satellite embarquera un système de positionnement précis Doris. La période de répétitivité de l'orbite sera de 10 jours, les passages seront répétitifs à mieux de 2 km près. L'inclinaison du plan de l'orbite sera de 63°5.

Au vu des résultats obtenus avec SEASAT sur une période de trois mois, ces missions sont très prometteuses et devraient permettre une meilleure compréhension de la variabilité de la hauteur de la surface de la mer sur l'ensemble du globe.

REFERENCES

- 1 - Queffeulou P., 1980 - Contribution à l'étude des états de mer de l'Atlantique Nord. Evaluation et Exploitation de Mesures Satellitaires SEASAT et du Modèle d'Analyse et de Prevision DSA5. Thèse de Docteur Ingénieur - Université de Bretagne occidentale - Novembre 1980.
- 2 - Menard Y., 1982 - Télédétection de la surface dynamique des océans par l'altimètre. Application à l'étude du champ turbulent géostrophique dans l'Atlantique N.W. et le Pacifique N.W. Thèse de Docteur Ingénieur - Université Paul Sabatier de Toulouse - 19 Avril 1982.
- 3 - Tapley B.D., Born G.H., Parke M.E., 1982. The SEASAT Altimeter Data and its Accuracy Assesment. J.G.R., vol. 87, NO.C5, P 3179-3188, April 30, 1982.
- 4 - Born G.H., Richards M.A., Rosborough G.W., 1982. An Empirical Determination of the Effects of Sea State Bias on SEASAT Altimetry. J.G.R., vol. 87, NO.C5, P 3221-3226, April 30, 1982.
- 5 - Hayne G.S., Hancork D.W., 1982. Sea - State - Related Altitude Errors in the SEASAT Radar Altimeter. J.G.R., vol. 87, NO.C5, P 3227-3231, April 30, 1982.
- 6 - Tapley B.D., Lundberg J.B., Born G.H., 1982. The SEASAT Altimeter Wet Tropospheric Range Correction. J.G.R., vol. 87, NO.C5, P 3213-3220, April 30, 1982.
- 7 - Lorell J., Colquitt F., Anderle R.J., 1982. Ionospheric Correction for SEASAT Altimeter Height Measurement. J.G.R., vol. 87, NO.C5, P 3207-3212, April 30, 1982.
- 8 - Poseidon 1983 - CNES Toulouse.

.../...

- 9 - Menard Y., 1984 - Effets de la pression atmosphérique sur le niveau marin. Contrat ESA N°5812/84/NL/PB (5C) ESTEC - Octobre 1984.
- 10 - Mazzega Ciamp P., 1984 - La marée océanique M2 déterminée par Altimétrie du Satellite SEASAT. Thèse de Docteur Ingénieur - Université Paul Sabatier de Toulouse - Juillet 1984.
- 11 - Kolenkiewicz R., Chreston F.M., 1982 - SEASAT Altimeter Height Calibration. J.G.R., vol. 87, NO.C5, P 3189-3197, April 30, 1982.
- 12 - Townsend W.F., 1980 - An initial Assesment of the performance Achived by the SEASAT-1 Radar Altimeter - IEEE Journal of Oceanic Engineering, vol. OE-5, NO2, April 1980.
- 13 - Cheney R.E., 1982 - Comparison Data for SEASAT Altimetry in the Western North Atlantic. J.G.R., vol. 87, NO.C5, P 3247-3253, April 30, 1982.
- 14 - Cheney R.E., Douglas B.C., Marsh J.G., 1983 - Synoptic and Mesoscale Applications of Altimeter Data. NATO Workshop - Sau Miniato, Italy, 11-14 April, 1983.
- 15 - Tai C.K., 1983 - On determining the large-Scale Ocean Circulation from Satellite Altimetry. J.G.R., vol. 88, NO.C14, P 9553-9565, November 20, 1983.
- 16 - Tai C.K., Wunsh C. - Absolute measurement by satellite altimetry of dynamic topography of the Pacific Ocean. Nature vol. 301, 3 February 1983.
- 17 - Douglas B.C., Agreen R.W. - Observing global Ocean Circulation with SEASAT Altimeter Data - Marine Geodesy, 1983.
- 18 - Menard Y., 1983 - Observations of Eddy Fields in the Northwest Atlantic and Northwest Pacific by SEASAT Altimeter Data. J.G.R., vol. 88, NO.C3, P 1853-1866 - February 28, 1983.

.../...

- 19 - Daniault N., 1984 - Apport des techniques spatiales a la connaissance des courants de surface. Application à l'océan Antarctique. Thèse de Docteur Ingénieur - Université de Bretagne occidentale, 25 Septembre 1984.
- 20 - Fu L.L., Chelton D.B., 1984 - Observing Large-Scale Temporal Variability of Ocean Currents by Satellite Altimetry, with application to the Antarctic Circumpolar Current to be submitted to J. Geophys. Res. 1984.
- 21 - Fu L.L., Chelton D.B., 1984 - Temporal Variability of the Antarctic circumpolar Current Observed from Satellite Altimetry, April 1984.
- 22 - Bernstein R.L., Born G.H., Whritner R.H., 1982 - SEASAT Altimeter Determination of Ocean Current Variability. J.G.R., vol. 87, NO.C5, P 3261-3268 - April 30, 1982.
- 23 - Perigaud C.M., Minster J.F., 1984 - Variability of the Somali Current Studied from SEASAT Altimetry.
- 24 - Perigaud C., Minster J.F., Reverdin G., 1984 - Zonal slope variability of the tropical Indian Ocean studied from SEASAT Altimetry.
- 25 - Dupenhoat Y., Tréguier A.M., 1984 - Sea Surface Dynamic Height Topography and the North Equatorial Countercurrent as inferred from a linear Model - J.G.R., vol. 11, NO.8, P 799-801 - August 1984.
- 26 - Thierry Delcroix, 1983 - Double seasonal Tilt of the Thermocline in the tropical Atlantic Ocean. T.O.A.N.. May 1983.
- 27 - Busalacchi A.J., Picaut J., 1982 - Seasonal Variability from a Model of the tropical Atlantic Ocean - J. Phys. Oceanog., 13, 1564-1588.
- 28 - Moore D., Hisard P., Mc Creary J., Merle J., O'Brien J., Picaut J., Verstraeke J.M., Wunsch C., 1978 - Equatorial Adjustment in the Eastern Atlantic. G.R.L. vol. 5, NO.8, August 1978.

.../...

- 29 - Cheney R.E., Marsh J.G., Bechley B.D., 1983 - Global Mesoscale variability from Collinear Tracks of SEASAT Altimeter Data - J.G.R., vol. 88, NO.C7, P 4343-4354, Mzy 20, 1983.
- 30 - Balmino G., Brossier C., Moynot B., 1977 - Prétraitement des mesures altimétriques de GEOS 3. Description du Logiciel Développé. Groupe de Recherche en Géodésie Spatiale - Janvier 1977.
- 31 - Lench F.J., Klosko J.M., Patel G.B., 1982. A refined Gravity Model from Lageos (GEM-L2). G.R.L., vol. 9, NO.11, p 1263-1266 - November 1982.