

Température
Équateur
Atlantique
Climat
El Niño

Temperature
Equator
Atlantic
Climate
El Niño

Variabilité thermique annuelle et interannuelle de l'océan

Atlantique équatorial Est.

L'hypothèse d'un « El Niño » Atlantique

J. Merle

CIMAS, 4600, Rickenbacker Causeway, Miami, Florida 33149, USA
et ORSTOM, 24, rue Bayard, 75008 Paris, France.

Reçu le 14/5/79, révisé le 30/10/79, accepté le 12/12/79

RÉSUMÉ

L'analyse des données historiques de l'océan équatorial Atlantique oriental (Golfe de Guinée) a permis de montrer que le cycle annuel est le signal dominant de la variabilité thermique basse fréquence de ces régions. Cependant des anomalies interannuelles existent. Elles se manifestent avec une amplitude maximale pendant l'été (de juin à septembre) et dans les régions d'upwelling (côte africaine et Équateur). Certaines années, comme en 1968, ces anomalies estivales atteignent des valeurs positives suffisamment élevées ($> 2^{\circ}\text{C}$) pour qu'une analogie avec le phénomène « El Niño » de l'océan Pacifique Sud-Est soit recherchée. Mais il apparaît que la réponse océanique de l'océan Atlantique, similaire de l'El Niño de l'océan Pacifique, est un événement avant tout saisonnier et donc intégré dans son cycle annuel. Les anomalies interannuelles de température de l'océan Atlantique tropical oriental ont cependant une grande importance car elles sont liées à des anomalies similaires du système atmosphérique (position de l'ITCZ) elles-mêmes en relation avec des dérèglements du régime des pluies sur le continent africain tels ceux observés pendant les années 1967 (année humide dans les régions sahéliennes) et 1968 (année sèche dans les régions sahéliennes). Cette oscillation météo-océanique 1967-1968 s'est manifestée dans plusieurs régions de l'océan Atlantique (jusqu'en mer de Labrador) par des anomalies importantes des paramètres météo-océaniques suggérant que des relations complexes (téléconnexion) liaient les champs météorologiques et océaniques de ces régions éloignées; mais il est difficile de distinguer un enchaînement précis de causes à effet dans ces phénomènes et de déterminer qui de l'océan ou de l'atmosphère est la cause du dérèglement.

Oceanol. Acta., 1980, 3, 2, 209-220.

ABSTRACT

Annual and interannual variability of temperature
in the Eastern Equatorial Atlantic Ocean.
Hypothesis of an Atlantic "El Niño"

Analysis of historical data in the Eastern Equatorial Atlantic Ocean shows that the annual cycle is the dominant signal of thermal variability; interannual Sea Surface Temperature (SST) anomalies exist, however, with maximum amplitude during the summer season (June-September) and in areas of upwelling (African coasts and equatorial regions). In certain years, as in 1968, positive anomalies reach high values ($> 2^{\circ}\text{C}$) similar to that observed in the South East Equatorial Pacific Ocean (the "El Niño" phenomenon). It appears that in the Eastern Atlantic Ocean the El Niño-like phenomenon is a seasonal event, and thus forms part of the annual signal. Eastern Equatorial Atlantic SST anomalies are linked to the abnormal position of ITCZ, which is in turn related to abnormal rain or drought conditions in the sub-Saharan African regions (Lamb, 1978). As an example, the anomalies observed in the Tropical Atlantic Ocean during 1967 (wet summer in the sub-Saharan regions) and 1968 (dry summer in those regions), appear to be part of a generally abnormal situation of the atmospheric-oceanic system in the entire Atlantic. Teleconnections may be invoked; but it is not possible to determine whether the atmosphere or the ocean is primarily responsible for such global atmosphere-ocean anomalies.

Oceanol. Acta., 1980, 3, 2, 209-220.

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote: **B*6282** Ex: **1**

Fonds Documentaire ORSTOM



010006282

INTRODUCTION

L'atmosphère est particulièrement sensible aux variations des conditions thermiques océaniques superficielles des basses latitudes. Plusieurs modèles (Rowntry, 1976; Shukla, 1975) et des observations ont montré l'incidence sur l'atmosphère de ces variations aux échelles saisonnières et interannuelles; les cellules de circulation de Hadley dans les plans méridiens et la circulation de Walker dans le plan équatorial sont largement tributaires des gradients thermiques océaniques équatoriaux et surtout de leur variabilité basse fréquence (au-delà du mois). Particulièrement importantes sont les variations thermiques des bassins océaniques tropicaux orientaux car ce sont ces variations qui conditionnent les gradients thermiques zonaux. Des études récentes dans l'océan Atlantique ont décrit la variabilité thermique superficielle aux échelles annuelles et interannuelles (Merle, Le Floch, 1978; Merle, Fieux, Hisard, 1979); cette variabilité thermique basses fréquences apparaît de 3 à 5 fois plus grande sur le bord Est Atlantique que sur son bord Ouest. L'action (forcing) atmosphérique étant plus faible à l'Est qu'à l'Ouest (alizés) il faut admettre que l'océan répond par une dynamique océanique équatoriale spécifique à une action lointaine de l'atmosphère (Remote forcing). Mais les détails des processus générateurs de cette réponse sont controversés; plusieurs

Figure 1

Amplitude (°C) de la composante annuelle de la température de surface (harmonique principale d'une série de Fourier limitée à ses deux premiers termes). Remarquer les valeurs comparables à la côte (stations côtières) et au large (moyenne des données Nansen par carreau de 4° de longitude et 2° de latitude). Remarquer aussi le maximum au Sud de l'Équateur et le long de la Côte-d'Ivoire et du Ghana (régions d'upwelling). Valeurs très fortes également le long de la côte Angola-Congo-Gabon.

Amplitude (°C) of the annual component of SST in a Fourier analysis. Note similar values at the coastal station and in the open ocean, and maximum amplitude South of the Equator and along the Ivory Coast and Ghana coast line (upwelling areas); note also the large amplitude along the Angola-Congo-Gabon coast.

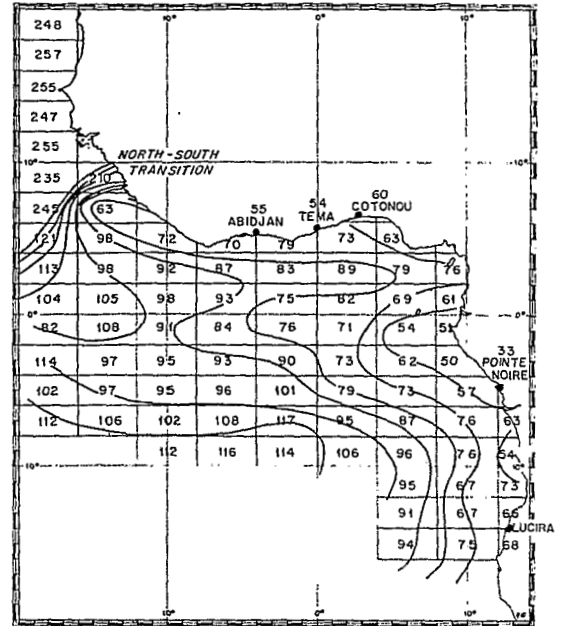
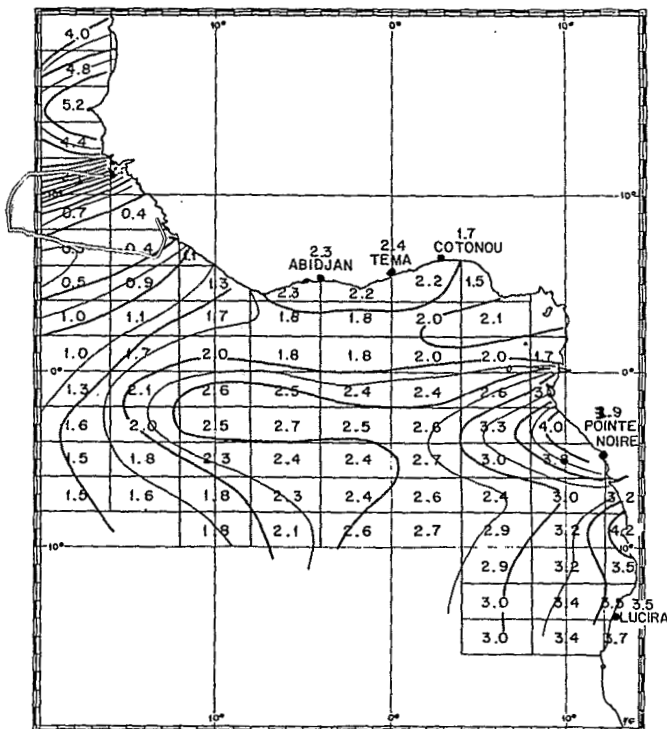


Figure 2

Phase exprimée en nombre de jours à partir du 1^{er} janvier, de la composante annuelle de la température de surface (même jeu de données que pour la figure 1). Remarquer la progression de l'Est vers l'Ouest suggérant une propagation vers l'Ouest du signal annuel. Les valeurs aux stations côtières apparaissent inférieures d'une vingtaine de jours aux valeurs du large [d'après Merle et al. (1979)].

Phase (in days) of the annual component of SST (same data set as Figure 1). Note the increasing value from East to West, suggesting westward propagation of the SST annual signal. Phases at the coastal station appear to be about 20 days earlier than in the open ocean [from Merle et al. (1979)].

études récentes ont tenté d'expliquer cette réponse soit par une action lointaine de l'atmosphère (alizés à l'Ouest de 30°W) associée à un effet de guide d'onde de l'équateur (O'Brien et al., 1978; Moore et al., 1978; Adamec, O'Brien, 1978), soit par une action plus locale de celle-ci (Philander, 1979 a). Quoiqu'il en soit des mécanismes océaniques exacts et de leur importance relative, l'observation de la variabilité annuelle et interannuelle des conditions océaniques et de quelques paramètres atmosphériques de la couche limite peut conduire à préciser les relations certainement complexes qui lient ces paramètres.

Cette étude a pour but de contribuer à la connaissance phénoménologique des interactions océan-atmosphère à grandes échelles affectant le bassin tropical oriental Atlantique. On insistera particulièrement sur les faits tels qu'ils apparaissent avec une certaine probabilité de certitude à travers les données historiques disponibles; on avancera quelques explications en s'appuyant sur des spéculations raisonnables telles qu'elles découlent des idées actuelles, elles-mêmes reposant sur les observations ou des modèles. Une attention particulière sera portée sur l'hypothèse dans l'océan Atlantique d'un phénomène semblable au phénomène « El Niño » qui se manifeste dans l'océan Pacifique équatorial oriental. Enfin les années 1967-1968 qui représentent une oscillation thermique particulièrement bien marquée serviront de support aux considérations relatives aux variations interannuelles.

Figure 3

Signal annuel thermique superficiel moyen à différentes stations côtières du Golfe; à l'exception de Lucira ces stations représentent toutes plus de 5 années d'observations et l'intervalle de confiance est inférieur à $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ [d'après Merle et al. (1979)].

Annual SST signal at various coastal stations of the Gulf of Guinea; with the exception of Lucira, all the time series cover more than 5 years and the confidence interval is lower than $0,1^{\circ}\text{C}$ [from Merle et al. (1979)].

DONNÉES

Trois jeux de données océanographiques sont utilisés pour cette étude :

- Des observations de surface côtières faites par différents centres ORSTOM de la côte africaine (Côte-d'Ivoire-Congo), par le Fisheries Research Unit of Ghana et par la mission d'étude des pêches de Lobito (Angola); ces données ont été archivées sur supports informatiques par l'antenne ORSTOM du Centre Océanologique de Bretagne à Brest.

- Des observations de surface au large obtenues par les navires marchands et archivées par la NOAA à Asheville (USA). Ces données se répartissent essentiellement le long de lignes de navigation. Deux lignes principales traversent l'océan Atlantique intertropical; l'une de ces lignes se situe dans le Golfe de Guinée. Pour la répartition détaillée de ces données, voir Hastenrath et Lamb (1978).

- Des observations de surface et de subsurface par les navires océanographiques spécialisés et archivées par le NODC (USA); ce sont des données dites « Nansen »; ces données sont relativement nombreuses dans le Golfe de Guinée. Pour leur répartition spatiale et temporelle voir Merle (1978). Des informations sur les principaux paramètres atmosphériques de l'interface (vent-nébulosité-pluie) sont également utilisées ici. Elles sont extraites de deux études récentes de Hastenrath et Lamb (1977 a et b). Ces auteurs utilisent les observations des navires marchands archivées par la NOAA dont il a été fait mention plus haut.

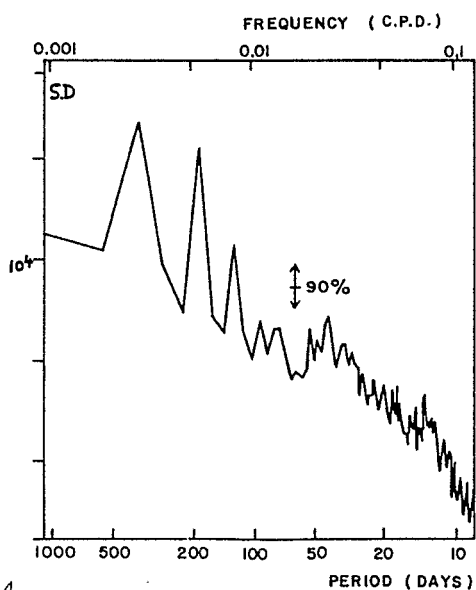
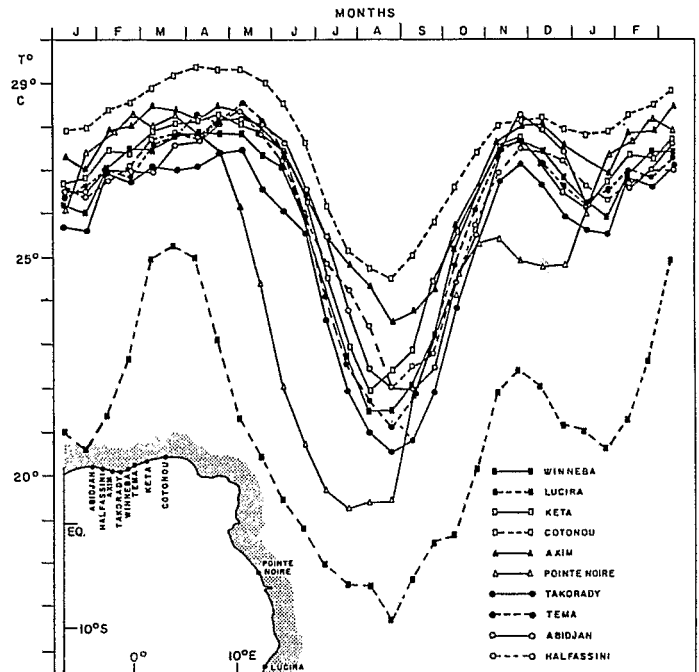


Figure 4

Spectre de la température à la station côtière de Tema (plus de 10 ans d'observations quotidiennes). Remarquer l'importance des pics semi-annuel et tiers-annuel (ce document est aimablement fourni par J. M. Verstraete et J. Picaut).

SST spectrum at the Tema coastal station (more than 10 years of daily observations). Note the 6-month and 4-month peaks. (Document kindly provided by J. M. Verstraete and J. Picaut).



OBSERVATIONS

Le signal thermique océanique annuel

En surface le signal thermique annuel de l'océan tropical oriental Atlantique est maintenant connu à la fois à la côte (stations côtières) et au large (données Nansen); il a été décrit récemment dans Merle et Le Floch (1978); Merle, Fieux et Hisard (1979); voir aussi pour des études plus anciennes et plus locales Berrit (1961, 1962); Morlière (1970); Bakun (1978); Morlière et Rebert (1972). Ce signal annuel superficiel est caractérisé par une large amplitude (2 à 4°) mais avec des variations spatiales significatives (fig. 1). Une intensification de l'amplitude est notée au sud de l'Équateur ($0-4^{\circ}\text{S}$) et le long de la côte africaine (Côte-d'Ivoire - Ghana et Gabon-Congo). Des différences de phases importantes apparaissent et une progression générale vers l'Ouest de la phase de la composante annuelle s'observe sur la figure 2. Ce signal thermique est généralement bimodal; c'est le cas à la côte pour toutes les stations côtières (fig. 3) et c'est aussi souvent le cas au large, bien que la saison froide soit à peine marquée en surface. La complexité de ce signal se traduit par l'importance des première et deuxième harmoniques observées par Verstraete, Picaut et Morlière (1978) (fig. 4); la réalité physique d'événements de fréquence semi-annuelle et tiers-annuelle n'est pas encore démontrée; il est vraisemblable que le terme semi-annuel existe réellement puisque les actions semi-annuelles possibles sont nombreuses; nous citerons : la radiation solaire, l'atmosphère (migration de la zone de convergence intertropicale), le potentiel de marée, enfin l'océan lui-même par une advection alternative venant de l'hémisphère Nord et de l'hémisphère Sud à 6 mois d'intervalle. Pour une discussion plus détaillée de l'origine de cette composante semi-annuelle, voir Merle, Fieux et Hisard (1979).

En subsurface l'amplitude du signal annuel s'atténue assez rapidement (fig. 5 a et b); à 100 m elle est faible ($< 1^{\circ}\text{C}$), et à 200 m elle ne peut être jugée significative à

travers les données historiques dont on dispose. Au niveau de la thermocline (50 m), l'amplitude de la composante semi-annuelle s'amplifie; elle devient même plus grande que l'amplitude de la composante annuelle (fig. 6 a et b) pour la partie Nord du Golfe de Guinée (Merle, Le Floch, 1978). Cette forte amplitude semi-annuelle en subsurface avec des pics chauds au printemps et à l'automne confirme la présence d'une advection marine subsurface.

Les migrations saisonnières de l'ITCZ et des principaux champs météorologiques associés

Il importe de définir exactement ce qu'est la zone de convergence intertropicale dénommée généralement

ITCZ (Inter-Tropical Convergence Zone). Comme son nom l'indique c'est une zone et non pas une ligne dont on pourrait suivre avec précision les déplacements; aussi ses migrations saisonnières sont-elles floues, à l'exception de sa position la plus nord pendant l'été boréal. L'ITCZ s'accompagne d'une nébulosité importante, de vents faibles et de pluies; la température superficielle de la mer sous-jacente est généralement supérieure à 26-27°C. On considère communément que l'ITCZ est une zone unique où coïncident les extrêmes de plusieurs paramètres: minimum de pression atmosphérique, discontinuité des vents, convergence maximale des vents, nébulosité maximale, précipitations maximales et températures océaniques de surface maximales. En fait après les études de Sadler (1975) et de Ramage (1974), Hastenrath et Lamb (1977 b) ont montré que ces différentes zones ne coïncidaient pas; en juillet et août, dans l'océan Atlantique, minimum de pression et

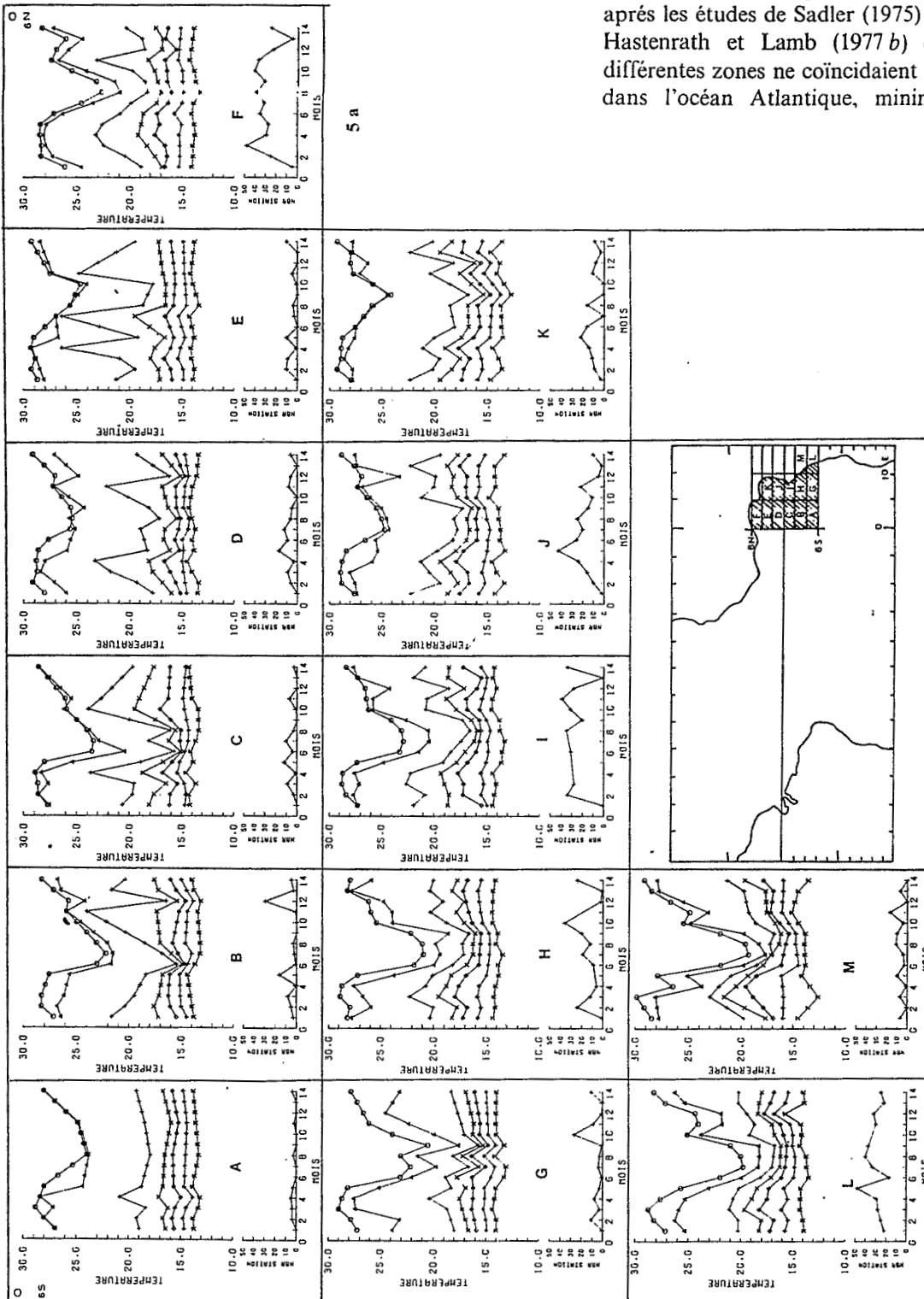


Figure 5 (a) variations saisonnières de la température entre 0 et 200 m, par carreaux de 5° de longitude et 2° de latitude (jeu de données Nansen). Remarque l'importance de la composante semi-annuelle en subsurface (50 m). Les niveaux présentés sont surface, 20, 50, 75, 100, 150, 200 m. (b) Mêmes spécifications que la figure 5 a pour la région adjacente.

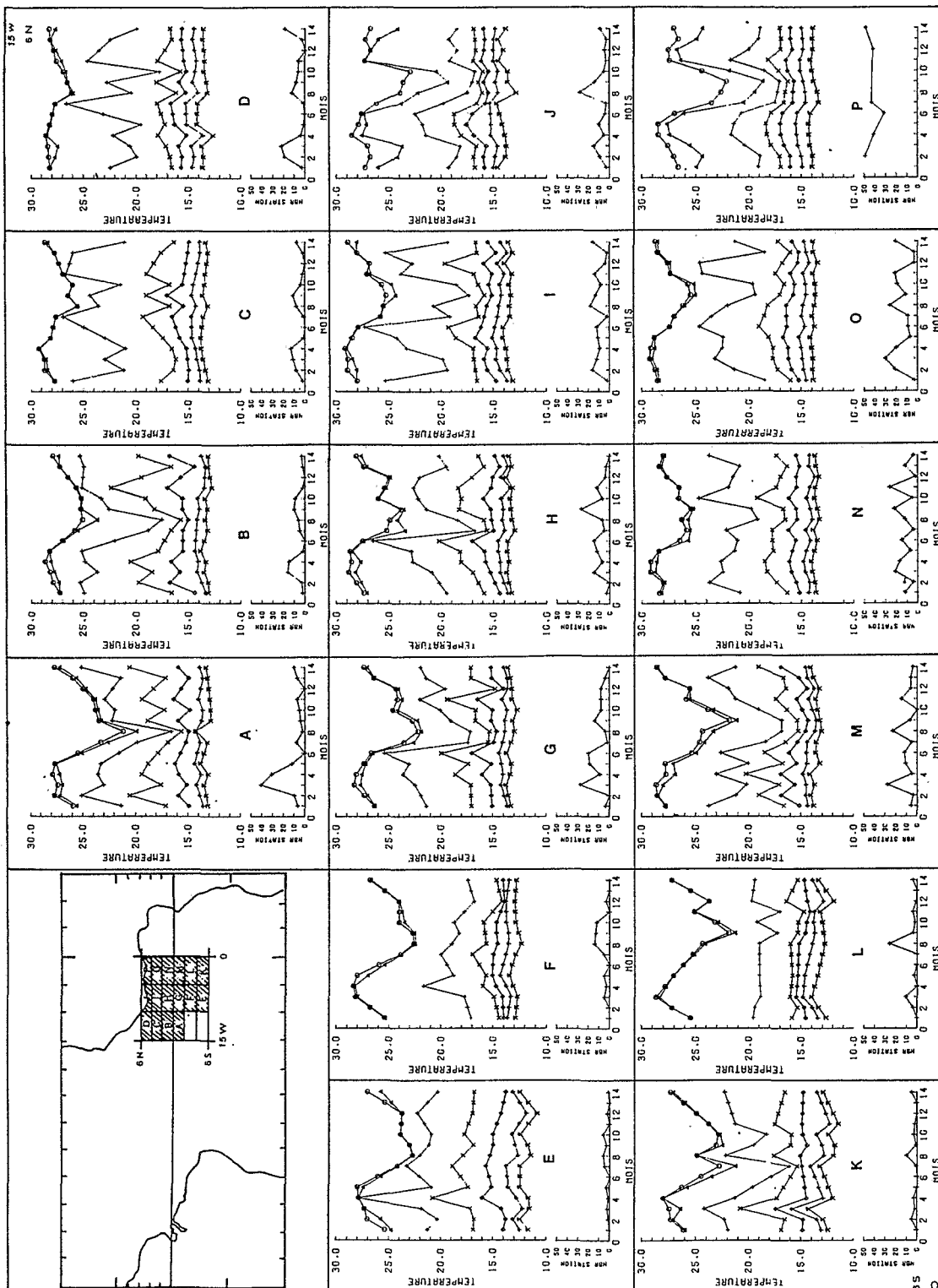
minimum de vent apparaissent 350 km plus au Sud que convergence des vents, précipitations maximales et nébulosité maximale; quant à la zone de température océanique superficielle maximale, elle apparaît comme un large plateau rejoignant et débordant sur plus de 700 km cette zone d'extrémums (fig. 7).

Les variations saisonnières du maximum de nébulosité, du maximum de précipitation, du maximum de température superficielle et du maximum de convergence des vents peuvent être trouvées dans Hastenrath et Lamb (1977 a). Il apparaît que si la position la plus nord de

l'ITCZ est assez bien définie pendant l'été boréal, sa migration vers le Sud au cours des autres mois est assez difficile à suivre; en particulier sa position la plus Sud est mal définie dans une zone située entre l'équateur et la côte africaine limitant le Golfe au Nord.

La variabilité thermique superficielle interannuelle

L'étude comparée de la variabilité de la température de surface océanique à différentes échelles dans le Golfe de Guinée a montré que la variabilité interannuelle,



5 b

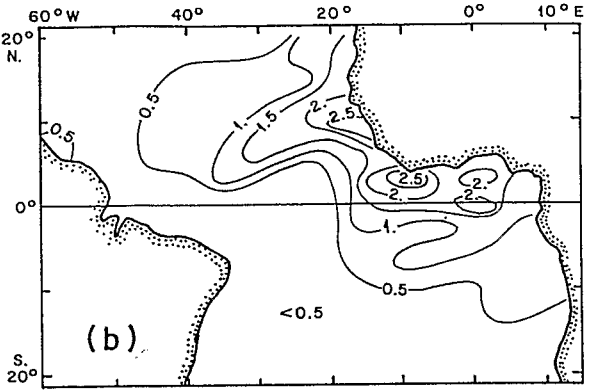
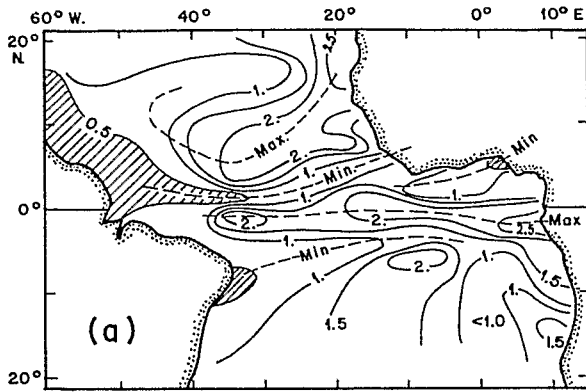


Figure 6
 (a) Amplitude (°C) de la composante annuelle de la température à 50 m. Données Nansen par carreaux de 5° de longitude et 2° de latitude.
 (b) Amplitude (°C) de la composante semi-annuelle de la température à 50 m. Même spécification que 6 a. Remarquer les valeurs supérieures à 6 a dans la partie Nord du Golfe de Guinée.

(a) Amplitude of the annual component of temperature (°C) at a depth of 50 m. Nansen data averaged by 5° longitude and 2° latitude.
 (b) Amplitude of the semi-annual component. Same specification as in Figure 6 a. Note the high values in the Northern part of the Gulf of Guinea.

exprimée par sa déviation standard, était de 3 à 5 fois inférieure à sa variabilité annuelle et à sa variabilité à échelles temporelles inférieures au mois (Merle, Fieux, Hisard, 1979). Cette variabilité interannuelle est cependant non négligeable et sa déviation standard est de l'ordre de 0,5°C. Cette déviation standard montre cependant d'assez larges variations spatiales et temporelles; elle apparaît maximale dans les régions d'upwellings côtiers ou équatoriaux et pendant l'été boréal (juillet-septembre) (fig. 8). La cohérence entre les anomalies observées à la côte (frontière Nord du Golfe de Guinée) et au large dans l'ensemble du Golfe apparaît remarquable (fig. 9). Certaines années une large anomalie positive supérieure à 2°C se développe en été (juin-septembre) comme en 1963 et en 1968; cette anomalie traduit la faiblesse voire l'absence du refroidissement saisonnier qui affecte normalement le Golfe de Guinée pendant l'été boréal. Plusieurs anomalies de ce type ont été observées dans le passé :

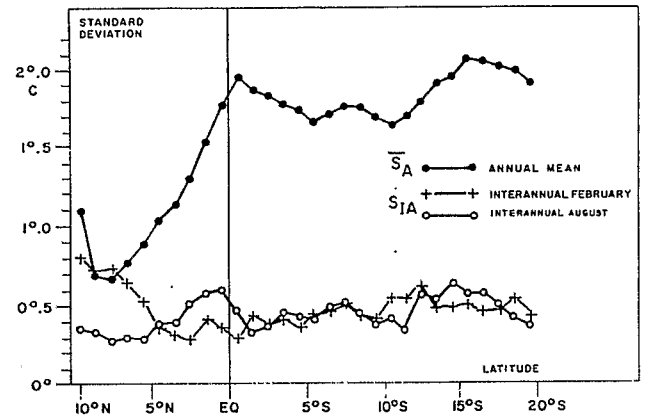
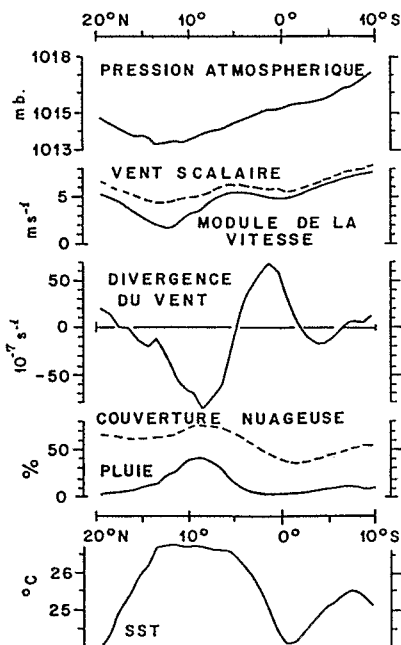


Figure 8
 Variabilité annuelle et interannuelle de SST (déviation standard) le long de la principale ligne de navires marchands de 20°S-8°E à 10°N-18°W. Remarquer l'accroissement de la variabilité interannuelle en août à l'Équateur. Remarquer également la chute brutale de la variabilité annuelle au Nord de l'Équateur. Enfin au Sud de l'Équateur la variabilité annuelle est en moyenne 5 fois supérieure (en déviation standard) à la variabilité interannuelle [d'après Merle et al. (1979)].

Figure 7
 Les différents éléments de l'ITCZ et leur position moyenne respective dans l'Atlantique d'après Hastenrath et Lamb (1977).

Mean position of various elements of ITCZ in Atlantic [from Hastenrath and Lamb (1977)].



Annual and interannual variability of SST (standard deviation) along the main shipping lane from 20°S-6°E to 10°N-18°W. Note the increasing interannual variability in August at the Equator. Note also the dramatic decrease in annual variability north of the Equator. South of the Equator, annual variability appears to be five times greater than interannual variability [from Merle et al. (1979)].

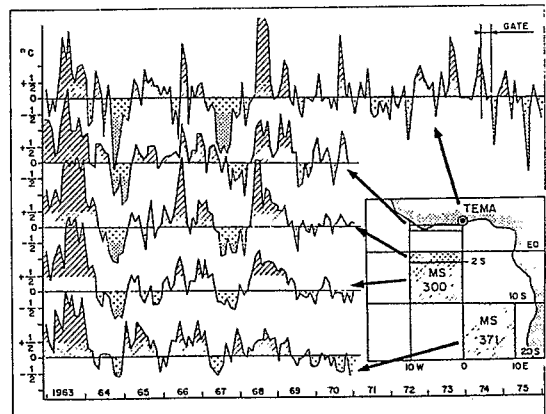


Figure 9
 Anomalies interannuelles de la température de surface à la côte (TEMA) et dans différentes régions du large dans le Golfe de Guinée. La cohérence des anomalies est remarquable. Les anomalies positives 1963 et 1968 affectent l'ensemble du Golfe de Guinée [d'après Merle et al. (1979)].

Interannual SST anomalies along the coast (TEMA), and at various points in the open ocean area of the Gulf of Guinea. Coherence of anomalies is remarkable. Positive anomalies in 1963 and 1968 affect the Gulf as a whole [from Merle et al. (1979)].

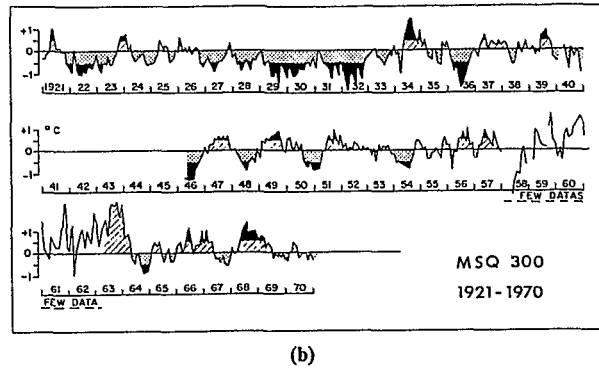
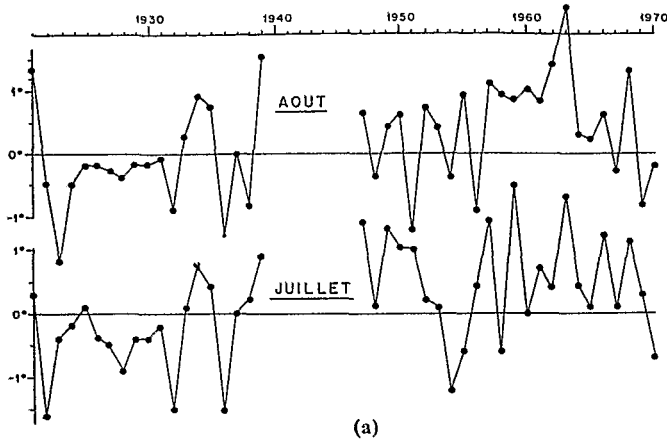


Figure 10
 (a) anomalies de la température de surface de 1921 à 1970 en juillet et août le long de la Côte-d'Ivoire - Ghana. Bande de 1° de latitude (4-5°N) et 10° de longitude (0-10°W). Remarquer les fortes anomalies positives de 1921, 1933-1934, 1939, 1949, 1963 et 1968. Il existe une tendance à la croissance de 1921 à 1965 environ. (b) anomalies de la température de surface de 1921 à 1970 par mois pour l'ensemble du carreau Marsden 300 (0-10°S, 0-10°W). Les périodes chaudes similaires à celles de la figure 14 a sont apparentes [d'après Merle *et al.* (1979)].

(a) SST anomalies from 1921 to 1970 during July and August along the Ivory Coast and Ghana coast lines. Box of 1° latitude (4°-5°N) and 10° longitude (0-10°W). Note the strong positive anomalies in 1921, 1933, 1934, 1939, 1949, 1963 and 1968; an increasing trend is observed from 1921 to about 1965. (b) SST anomalies from 1921 to 1970, by months for the MSQ 300 (0-10°S, 0-10°W); warm periods similar to that observed in figure 14 a may be observed [from Merle *et al.* (1979)].

outre 1963 et 1968 on remarque 1921, 1933-1934, 1939, 1949 (fig. 10 a et b).

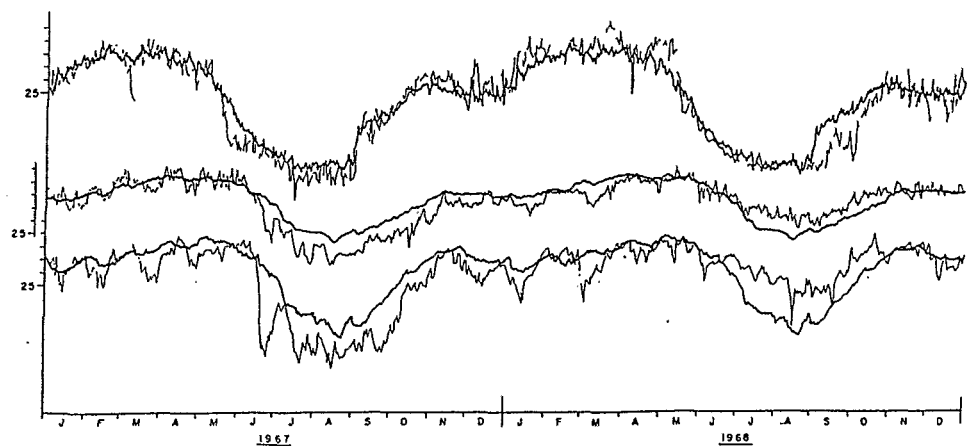
observé en 1963 et 1968, qui traduit la permanence anormale de la couche superficielle chaude et dessalée pendant l'été boréal. Ce point sera rediscuté ci-après.

Hisard et Merle (1979) ainsi que Merle *et al.* (1979) ont émis l'hypothèse que l'upwelling saisonnier de juillet-septembre pouvait s'interpréter simplement par l'absence durant l'été d'une couche homogène superficielle d'eau chaude et dessalée qui, pendant les 9 autres mois de l'année, recouvre les eaux de la thermocline sous-jacentes froides et salées; dans la région similaire de l'océan Pacifique tropical oriental, ces eaux froides superficielles sont présentes presque toute l'année et représentent une situation normale; la situation devient anormale lorsque ces eaux froides sont recouvertes pendant plusieurs mois par une mince couche d'eau chaude : c'est le phénomène « El Niño ». Dans l'océan Atlantique la présence de cette couche d'eau chaude superficielle pendant 9 mois, d'octobre à juin, est une situation normale; ainsi Hisard et Merle (1979) considèrent que l'océan Atlantique tropical oriental est affecté par un « El Niño » quasi permanent. Mais on compare ainsi une situation normale de l'océan Atlantique avec une situation anormale de l'océan Pacifique; une situation anormale dans l'océan Atlantique peut également exister; c'est l'affaiblissement ou la disparition de l'upwelling saisonnier comme cela a été

L'oscillation des années 1967-1968

Les années 1967-1968 représentent le centre d'une oscillation climatologique remarquable et largement documentée dans la littérature des sciences de l'atmosphère : voir Burpee (1974), Carlson (1971), Frank (1970), Lamb (1978), Murray et Ratcliffe (1969), Namias (1969-1971), Simpson *et al.* (1969), Sugg (1969); il semble que la période 1966-1969 soit marquée par des anomalies thermiques océaniques superficielles exceptionnellement contrastées dans de nombreuses régions de l'océan mondial. Dans le Golfe de Guinée pendant l'été 1967, les upwellings côtiers et équatoriaux ont été très forts; au contraire l'été 1968 a été marqué par des upwellings faibles (fig. 11). Ces anomalies, observées à la côte par les stations côtières, affectaient l'ensemble du Golfe de Guinée avec une intensification particulière à l'équateur (fig. 12); une « propagation » Sud-Nord depuis 20°S jusqu'à la position moyenne de l'ITCZ (8°N) semble également s'observer. Ces anomalies du Golfe de Guinée sont décrites par Merle *et al.* (1979), Bakun (1977) et Lamb (1978); ce dernier auteur a mis en évidence avec précision les situations météorologiques et océaniques anormales caractérisant ces 2 années. 1968 était une

Figure 11
 Variations quotidiennes de la température aux stations côtières de Pointe-Noire (haut), Cotonou (milieu) et Tema (bas) en 1967 et 1968. La ligne épaisse représente la moyenne quotidienne (1963-1974) pour Pointe-Noire, (1959-1973) pour Cotonou, (1963-1976) pour Tema.
 Daily SST observations at coastal stations (top: Pointe-Noire; centre: Cotonou; bottom: Tema) in 1967 and 1968. Full line represents the daily mean. More than 10 years of observations are available for the three stations.



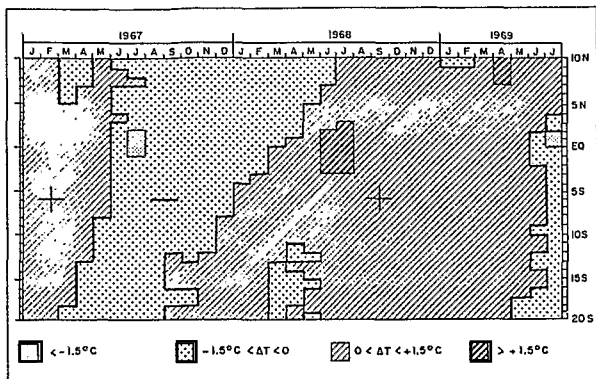


Figure 12
Diagramme latitude-temps de la température de surface en 1967-1968 le long de la ligne de bateaux marchands traversant le Golfe. Remarquer l'intensification des anomalies à l'équateur et leur progression Sud-Nord [d'après Merle et al. (1979)].

Time-latitude diagram of SST in 1967-1968 along the lane crossing the Gulf. Note the increasing amplitude of anomalies at the equator and their South-North progression [from Merle et al. (1979)].

année sèche sur le Sahel; c'est la première année de la période de sécheresse qui a culminé en 1972; mais 1968 a connu des pluies exceptionnelles au mois d'août le long de la côte Nord du Golfe de Guinée (Côte-d'Ivoire-Ghana). Lamb montre que 1968 est caractérisée par un glissement de 300 à 500 km vers le Sud de l'ITCZ et des paramètres qui la définissent; en particulier : convergence maximale des vents, nébulosité maximale et zone de précipitation maximale (fig. 13). C'est ce déplacement vers le Sud de la zone des pluies maximales qui explique à la fois la sécheresse des régions sahéliennes au Nord de 10°N et l'excès de pluie des régions côtières du Golfe de Guinée. Pendant l'été de 1967 au contraire, l'ITCZ était plus Nord que sa position moyenne normale; les pluies sur le Sahel étaient normales (un peu supérieures à $0,5 \sigma$); à la côte elles étaient également normales.

Au glissement vers le Sud (1968) ou vers le Nord (1967) de l'ensemble des paramètres météorologiques définissant l'ITCZ, est associé un déplacement parallèle de la zone du maximum thermique de la surface océanique. Lamb (1978) insiste sur cette étroite association entre anomalies thermiques océaniques et anomalies des paramètres météorologiques de la couche limite; il est clair que l'ensemble du système météo-océanique a évolué en étroite interdépendance avec une échelle temporelle interannuelle. L'échelle spatiale du phénomène n'est cependant pas connue avec précision; Lamb (1978) note que le centre de l'anticyclone subtropical Nord s'est également déplacé vers le Sud parallèlement au déplacement de l'ITCZ; toutefois il n'a pas noté un déplacement semblable du centre anticyclonique subtropical Sud par insuffisance de données. D'autres auteurs dont Namias (1969) ont noté en 1968 des anomalies importantes, dans la zone dépressionnaire du Sud de Terre-Neuve, associées à des anomalies négatives particulièrement marquées de la température de la mer, et en ont conclu que le dérèglement observé était dû à cette anomalie négative subpolaire. Le problème essentiel qui surgit ici et qui domine les études climatologiques actuelles, est de savoir si l'on peut isoler un mécanisme générateur ou « action » qui serait la cause de l'évolution de l'ensemble du système météo-

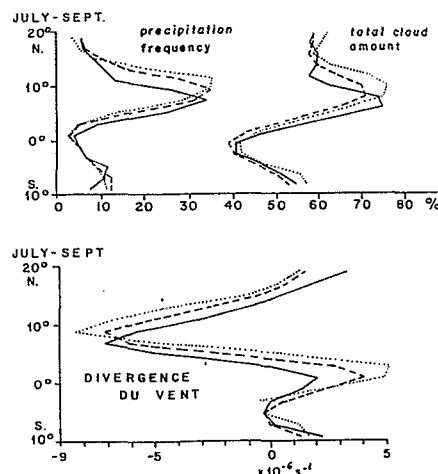
océanique. Quelle est cette action si elle existe ? Vient-elle de l'océan ? Vient-elle de l'atmosphère ? Quel est l'enchaînement des phénomènes et leurs actions en retour (feedback), susceptibles de rendre compte de l'autovariation globale du système ?

QUELQUES SPÉCULATIONS RAISONNABLES

L'océan échange de l'énergie avec l'atmosphère, mais également il redistribue géographiquement cette énergie suivant des échelles de temps beaucoup plus grandes que ne le fait l'atmosphère; en un lieu donné l'échange dépend avant tout de l'état des deux milieux à leur interface; température de l'océan, vent et température de l'air sont les paramètres essentiels. Le vent est l'action principale de l'atmosphère sur l'océan; il détermine une part importante de la circulation océanique superficielle et par là, conditionne la redistribution géographique de l'énergie par l'océan. Mais la température de surface de l'océan est aussi une action sur l'atmosphère de l'océan et conditionne ou modifie les caractéristiques atmosphériques, avec une sensibilité particulière dans les régions tropicales. Une des clés essentielles pour comprendre la dynamique du système couplé océan-atmosphère devient alors la connaissance des mécanismes générateurs des variations de la température de surface océanique aux échelles saisonnières (cycle annuel) et interannuelles (anomalies). Deux conceptions différentes existent qui d'une certaine façon s'opposent; elles reposent à la fois sur des modèles et des observations.

Dans le premier concept on considère que l'atmosphère est responsable localement de la température de l'océan. L'océan est considéré comme réagissant passivement à l'action de l'atmosphère; il « encaisse » les perturbations que l'atmosphère lui inflige à la fréquence où elles se présentent; il les « digère » localement et répond en conséquence, mais à des fréquences souvent très différentes. C'est la catégorie des modèles dits « unidimensionnels ». Pour une revue récente de ces modèles,

Figure 13
Position pendant les étés 1967 (pointillé), 1968 (trait plein) et la moyenne des étés de 1921 à 1970 (trait interrompu) des différents paramètres définissant l'ITCZ (convergence des vents-nébulosité-fréquence des précipitations) [d'après Lamb (1978)].
Summer positions of various ITCZ elements in 1967 (dotted line) and 1968 (full line). Interrupted line represents 1921-1970 mean [from Lamb (1978)].



voir Niiler et Kraus (1977) et aussi Pollard (1977); voir aussi Frankignoul et Hasselman (1976) pour la réponse passive de l'océan à l'échelle climatique; ces deux auteurs résument leur modèle ainsi : sous l'effet d'un « forcing » atmosphérique blanc (multifréquence), l'océan a une réponse locale rouge (basse fréquence). Dans cette école de pensée les anomalies de la température de surface de l'océan ne peuvent se propager, aux échelles climatiques et océaniques, sous l'effet d'une dynamique océanique spécifique. On doit noter que ces modèles unidimensionnels qui négligent l'advection océanique ont été quelquefois testés avec un certain succès aux moyennes et hautes latitudes en utilisant les observations des « weather ship » et principalement de la station « PAPA » (50°N—145°W) qui est située au centre d'un tourbillon atmosphérique et océanique remarquable pour sa stabilité et où donc l'advection marine avait les meilleures chances d'être négligeable ! (Wyrтки, comm. pers.).

Mais l'advection marine existe et il semble même qu'elle déplace de grandes quantités d'énergie; des estimations récentes ont montré que pour l'hémisphère Nord dans son ensemble l'océan était le véhicule principal du transport méridien thermique planétaire qui équilibre l'excès reçu aux basses latitudes et le déficit permanent des hautes latitudes (Oort, Vonder Haar, 1976). Ces transports méridiens ont des variations saisonnières importantes et l'on peut supposer que leurs variations interannuelles sont également significatives et représentent ainsi un des processus clé de la variabilité climatique. Pour une revue récente de cette question voir Barnett (1978). Le deuxième concept semble donc s'opposer au premier en considérant que la température de surface de l'océan est étroitement dépendante du transport thermique et donc de la dynamique océanique; ces deux conceptions sont en fait complémentaires; les deux processus : action atmosphérique locale et advection océanique ont une importance relative qui dépend du lieu; aux moyennes et hautes latitudes l'action locale de l'atmosphère est certainement prépondérante (Gill, Niiler, 1973) (voir aussi les processus de formation des eaux profondes); aux basses latitudes au contraire la dynamique océanique doit jouer le rôle essentiel comme le suggèrent les événements barocliniques saisonniers et interannuels qui affectent les régions équatoriales Atlantique et Pacifique (El Niño).

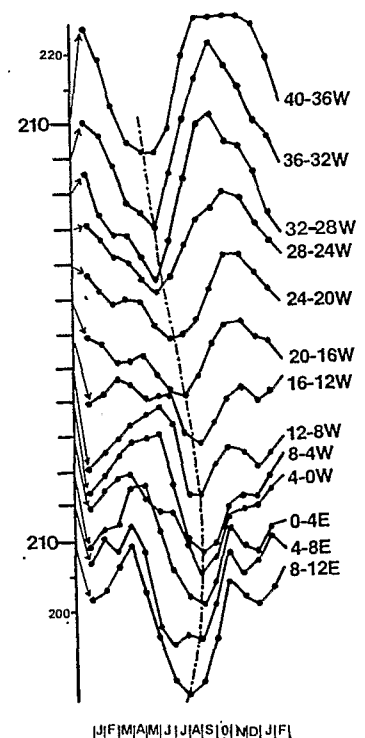
Le rôle de la dynamique océanique équatoriale Atlantique et l'hypothèse d'un « El Niño » Atlantique

Les zones équatoriales répondent beaucoup plus rapidement à l'action atmosphérique que les latitudes moyennes et hautes. Des changements barocliniques majeurs en relation avec des variations de l'action atmosphérique peuvent s'observer à des échelles de temps allant de la saison à quelques années. Dans l'océan Pacifique le phénomène « El Niño » (Wyrтки, 1975, 1977) est un exemple de cette réponse océanique relativement rapide par l'intermédiaire d'une dynamique équatoriale où la part de l'advection et la part des ondes équatoriales piégées n'est pas clairement déterminée (Philander, 1979 b); ces changements barocliniques océa-

niques sont dus au champ de vent qui crée dans l'océan un gradient zonal de pression (pente de l'océan sur son bord Ouest). Dans l'océan Atlantique la variation saisonnière du gradient zonal de pression à l'équateur est forte et en phase avec la variation saisonnière de la tension du vent (Katz, 1977); mais la réponse océanique à l'Est montre un déphasage de quelques mois et surtout elle s'opère principalement à une échelle saisonnière et plus faiblement à une échelle interannuelle (c'est le contraire dans l'océan Pacifique); les raisons de cette réponse saisonnière tiendraient à la taille relativement réduite de l'océan Atlantique et à la géométrie particulière de son bassin Est (Philander, 1979 b). La part relative des phénomènes de pure advection et des phénomènes d'ondes équatoriales ainsi que celui du « forcing » local suscite, pour l'océan Atlantique, quelques controverses. Ce qui est important c'est que dans les régions équatoriales des changements majeurs du champ de densité océanique s'opèrent à l'échelle saisonnière et interannuelle sous l'effet d'une dynamique océanique spécifique forcée à l'Ouest par la tension des vents (alizés). Une confirmation récente de l'existence de cette dynamique est trouvée dans l'étude du bilan thermique de la bande équatoriale Atlantique où une redistribution importante de chaleur semble s'opérer dans le sens zonal et de l'Ouest vers l'Est; ces variations saisonnières du contenu thermique dépassent largement les variations saisonnières du gain net de chaleur de l'océan par le flux traversant sa surface (Merle, 1980) (fig. 14); et ces variations du contenu thermique semblent dues à une oscillation saisonnière de la thermocline dans

Figure 14

Variation zonale du signal annuel du contenu thermique de 0 à 300 m. Moyenne de 4°N à 4°S et par 4° de longitude de 50°W à 12°E. Noter le déphasage de 3 à 4 mois depuis l'Ouest, jusqu'à 6°W environ, suggérant une propagation vers l'Est du signal, analogue aux résultats du modèle : O'Brien *et al.* (1978). Cette propagation vers l'Est qui n'est pas apparente dans le signal annuel de la température de surface, traduit une oscillation saisonnière de la profondeur de la thermocline (Merle, 1979).



Seasonal variation of heat content at depths of 0-300 m. Averaged by 4° longitude from 60°W-12°E, and from 4°N to 4°S. Note the phase discrepancy of about 3-4 months from West to East (to about 6°W), which suggests an eastward propagation of the annual signal similar to that predicted in the O'Brien *et al.* (1978) model. This eastward propagation, which does not appear in the SST annual signal, is due to a seasonal uplifting of the depth of the thermocline (Merle, 1979).

le plan équatorial avec des différences de phases et des vitesses voisines de celle de l'onde de Kelvin mentionnée par O'Brien *et al.* (1978). Cependant l'advection joue un rôle important dans l'océan Atlantique équatorial. Le contre-courant équatorial Nord prolongé par le courant de Guinée et le sous-courant équatorial, transportent vers l'Est des masses d'eau considérables; mais on n'a qu'une faible connaissance de leurs variations saisonnières et une ignorance totale de leurs variations interannuelles; on peut seulement avancer avec Hisard (1973) que le courant de Guinée et le sous-courant équatorial semblent s'intensifier au printemps; et dans une moindre mesure à l'automne (décembre-janvier), donnant un caractère bimodal à leurs variations saisonnières (Neumann *et al.*, 1975). L'advection vers l'Ouest par le courant équatorial et le sous-courant de Guinée est encore plus mal connue, mais on peut supposer que ses périodes d'intensification sont en opposition de phase avec celles du système des contre-courants et donc se situent en été (juillet-août) et secondairement en hiver (février-mars).

Une dynamique équatoriale Atlantique très active semble donc exister qui pourrait expliquer une partie importante de la variabilité thermique annuelle et interannuelle de la partie Est du bassin. Lorsque ces anomalies interannuelles deviennent largement positives on pense évidemment au phénomène « El Niño ». Cette hypothèse d'un « El Niño » Atlantique a été avancée par Hisard et Merle (1979). Mais on doit définir avec précision ce que l'on veut appeler un « El Niño Atlantique ». Est-ce la quasi-permanence normale d'une couche d'eau chaude et dessalée recouvrant pendant 9 mois des eaux thermoclinales froides ? Ou est-ce l'extension anormale de cette couche superficielle chaude pendant les 3 mois restant (été boréal) comme ce fut le cas en 1968 ? La première alternative, que nous appelons pour simplifier l'« El Niño saisonnier », appartient au domaine des variations saisonnières; la deuxième alternative, celle de l'« El Niño interannuel », appartient au domaine des variations interannuelles. On a montré que c'est le signal annuel qui de très loin domine la variabilité thermique dans l'océan Atlantique oriental et ceci pour des raisons essentiellement géographiques (Philander, 1979 *b*) (taille du bassin) qui permettent une réponse de fréquence annuelle aux variations de l'action atmosphérique; cette réponse océanique Atlantique s'intègre donc au cycle annuel de ses variations. Ainsi si l'on veut pouvoir comparer des processus physiques semblables mais appliqués à des bassins océaniques différents on doit, dans l'Atlantique, considérer le phénomène de fréquence annuelle et donc l'« El Niño saisonnier » ou quasi permanent comme l'ont fait Hisard et Merle (1979). Si l'on désire seulement comparer des situations anormales sans se soucier des phénomènes physiques sous-jacents, on peut ne considérer dans l'Atlantique que l'anomalie interannuelle qui se manifeste surtout en été. Cet « El Niño » estival Atlantique représente en fait une réponse océanique du second ordre (anomalie) par rapport à la réponse principale saisonnière.

Il paraît donc raisonnable de considérer que l'océan Atlantique tropical est affecté par un phénomène

semblable au phénomène « El Niño » de l'océan Pacifique mais à une fréquence principale annuelle, ce qui en fait un événement saisonnier qui se distingue des variations interannuelles surajoutées et plus faibles apparaissant évidemment principalement pendant la courte période d'absence du phénomène saisonnier (été).

Ces variations interannuelles, bien que plus faibles et non comparables directement à une réponse globale de type « El Niño », sont cependant importantes dans l'océan Atlantique puisque comme l'a montré Lamb (1978) elles sont en relation étroite avec le dérèglement atmosphérique (variation N-S de l'axe de l'ITCZ) qui semble conditionner les pluies à la fois à la côte et sur le Sahel par une relation inverse. Nous avons fourni ici des arguments pour montrer que la dynamique océanique équatoriale Atlantique est probablement la principale responsable des larges variations thermiques superficielles saisonnières du bassin oriental; nous suggérons qu'à l'échelle interannuelle cette dynamique océanique peut également être une des causes principales des anomalies interannuelles et des dérèglements atmosphériques associés tels ceux observés en 1967-1968. Mais cette spéculation ne permet pas d'avancer beaucoup car cette dynamique océanique équatoriale (et ses variations interannuelles) est mal connue particulièrement dans ses relations avec son moteur qui est justement le système atmosphérique lui-même sur le bord Ouest du bassin Atlantique (alizés). Le nœud phénoménologique reste donc (provisoirement) insoluble avec les observations actuellement disponibles.

Le concept empirique des téléconnexions et ses limitations

C'est Bjerknes (1969) qui, s'il n'est pas le premier, a le plus clairement mis en évidence les relations statistiques qui relient les anomalies de pression superficielle de deux régions très éloignées, le Pacifique équatorial oriental et l'Indonésie; c'est la Southern Oscillation (SO); les relations, inexplicables par un enchaînement simple de phénomènes physiques connus, qui relient ces deux régions, ont été qualifiées de « téléconnexions »; ce terme se justifie étymologiquement pour désigner des relations lointaines mais indéterminées. Les « téléconnexions » sont fréquemment invoquées pour « expliquer » certaines relations observées entre des paramètres du système météo-océanique; mais il convient d'être prudent quant à l'usage que l'on peut faire de cette formulation même lorsqu'on a pu lui donner une signification statistique. Ainsi dans l'océan Atlantique le fait que Namias (1969) trouve pendant l'été 1968 une très profonde anomalie négative de la température de surface de la mer du Labrador n'implique pas, même si elle précède légèrement l'anomalie positive du Golfe de Guinée, qu'elle en est la cause directe par l'effet d'une téléconnexion comme le suggère cet auteur; on peut cependant tenter d'imaginer un enchaînement de processus physiques vraisemblables expliquant les anomalies inverses reliant ces régions. Deux scénarios simples sont concevables. Le premier suggéré par Namias (1969) et repris par Hisard (1980) fait intervenir l'atmosphère; les eaux anormalement froides de la mer du Labrador creusent anormalement la zone dépressionnaire du Sud de Terre-Neuve et poussent vers le Sud

l'ensemble du système atmosphérique de l'Atlantique Nord, ce qui expliquerait l'observation de Lamb (1978) où l'ITCZ a glissé de 300 km vers le Sud; dans le Golfe de Guinée se serait alors sans équivoque possible l'atmosphère qui aurait été le moteur de l'anomalie thermique.

Un deuxième scénario possible fait intervenir l'océan qui deviendrait alors la courroie de transmission de la téléconnexion. Le groupe CLIMAP (1976) a montré que pendant les périodes glaciaires le Gulf Stream n'atteignait pas l'Europe; il était recyclé vers le Sud le long de l'Afrique occidentale. Des modèles (non encore publiés) et des observations reprenant une étude de Charney (1955) tendent à montrer que le point où le Gulf Stream quitte la côte américaine près du cap Hatteras peut varier d'années en années en fonction de la température des eaux qui sortent de la mer du Labrador; lorsque ce point de bifurcation se déplace vers le Sud, le « turn-over » du tourbillon subtropical Nord Atlantique serait renforcé et donc plus de chaleur serait recyclée vers l'équateur et vers le Golfe de Guinée par l'intermédiaire du courant de Guinée et du contre-courant équatorial Nord. De la même façon un déplacement vers le Nord du point de bifurcation du Gulf Stream engendrerait dans le Golfe de Guinée des anomalies négatives.

Symétriquement par rapport à l'équateur le tourbillon subtropical Sud Atlantique peut fonctionner de la même façon et amener des anomalies positives (ou négatives) suivant que son « turn-over » sera plus ou moins actif. Le Golfe de Guinée est largement ouvert aux influences du Sud par l'intermédiaire du courant sud-équatorial et l'on a observé une progression Sud-Nord des anomalies affectant le Golfe de Guinée pendant les années 1967-1968 (fig. 12). On est ainsi tenté d'expliquer aussi l'anomalie positive en 1968 dans le Golfe de Guinée soit par un déplacement vers le Nord du système atmosphérique sud-atlantique parallèle à celui du Nord observé par Lamb (1978) (hypothèse d'une téléconnexion par l'atmosphère), soit par une intensification du « turn over » du tourbillon subtropical sud-atlantique (hypothèse d'une téléconnexion par l'océan).

Toutes ces « explications » sont évidemment très subjectives et les qualifier de « téléconnexion » ne permet pas d'avancer beaucoup.

Ce que l'on peut cependant dire et qui a déjà été noté dans le passé, c'est qu'à certaines époques comme en 1967-1968, des dérèglements généraux, c'est-à-dire des variations de fortes amplitudes des paramètres atmosphériques et océaniques par rapport à leurs valeurs et leurs positions moyennes, sont observés dans de nombreuses régions du globe produisant des anomalies importantes et des contrastes très marqués de régions à régions. Il y a « crise globale » sur l'ensemble de la planète, une forte anomalie entraînant une autre de milieu à milieu et de région à région. Mais il est bien risqué de vouloir isoler une anomalie pour en faire la cause de toutes les autres. Un correctif récent à ce jugement pessimiste peut cependant être apporté; il semble (Fletcher, comm. pers.) qu'en analysant toutes les données de température de toutes origines sur l'ensemble des océans et en regroupant ces données par séquences froides et séquences chaudes, on ait pu montrer que les

anomalies thermiques océaniques apparaissent simultanément dans les deux régions polaires et se propagent parallèlement en convergeant vers l'équateur. Cette observation, si elle était confirmée, serait une clé importante pour entrer avec un peu plus de sûreté dans l'écheveau des causes et des effets.

Remerciements

Cette étude a été partiellement financée par contrat NSF ATM 78 25396 « climate and heat transport by the subtropical oceanic gyres ». Nous remercions E. B. Kraus et P. Lamb du CIMAS (Miami) pour leurs commentaires et suggestions.

RÉFÉRENCES

- Adamec D., O'Brien J. J., 1978. The seasonal upwelling in the Gulf of Guinea due to remote forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 6, 1050-1060.
- Bakun A., 1978. The Guinea current upwelling, *Nature*, 271, 747-750.
- Barnett T. P., 1978. *The role of the oceans in the global climate system in climatic changes*, edited by J. Gribbin, Cambridge University Press, 156-177.
- Berrit G. R., 1961 et 1962. Contribution à la connaissance des variations saisonnières dans le Golfe de Guinée. Observations le long des lignes de navigation, *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, 13, 10, 715-727 et 14, 9, 663-673.
- Bjerknes J., 1969. Atmospheric teleconnection from the Equatorial Pacific. *Mon. Weather Rev.*, 97, 3, 163-172.
- Burpee R. W., 1974. Characteristics of North Africa Easterly waves during the summers of 1968 and 1969, *J. Atmos. Sci.*, 31, 1556-1570.
- Carlson T. N., 1971. An apparent relationship between the sea surface temperature of the tropical Atlantic and the development of African disturbances into tropical storms, *Mon. Weather Rev.*, 99, 4, 309-310.
- Charney J. G., 1955. The Gulf Stream as an inertial boundary layer, *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 41, 731.
- Climap project members, 1976. The surface of the ice age earth, *Sciences*, 191, 1131-1144.
- Frank N. L., 1970. Atlantic tropical system of 1969, *Mon. Weather Rev.*, 98, 307-314.
- Frankignoul C., Hasselmann K., 1976. Stochastic climate models, part 2: Application to sea surface temperature anomalies and thermocline variability, *Tellus*, 29, 289-305.
- Gill A. E., Niiler P. P., 1973. The theory of the seasonal variability in the ocean, *Deep-Sea Res.*, 20, 141-177.
- Hastenrath S., Lamb P., 1977. *Climatic atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific ocean*, University of Wisconsin Press, 112 p.
- Hastenrath S., Lamb P., 1977. Some aspects of circulation and climate over the eastern Equatorial Atlantic, *Mon. Weather Rev.*, 105, 8, 1019-1023.
- Hastenrath S., Lamb P., 1978. *Heat budget atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific ocean*, University of Wisconsin Press, 140 p.
- Hisard P., 1973. Variations saisonnières à l'équateur dans le Golfe de Guinée, *Cah. ORSTOM, Sér. Océanogr.*, 11, 3, 349-358.
- Hisard P., 1980. Observations d'une réponse de type « El Niño » dans l'Atlantique Tropical oriental. Golfe de Guinée, *Oceanol. Acta*, 3, 1, 69-78.
- Hisard P., Merle J., 1979. Onset of summer surface cooling in the Gulf of Guinea during GATE, *Deep-Sea Res.*, GATE supplement II to V, 26, 325-342.
- Katz E. J. et al., 1977. Zonal pressure gradient along the Equatorial Atlantic, *J. Mar. Res.*, 35, 2, 293-307.
- Lamb P., 1978. Case studies of the Tropical Atlantic surface circulations patterns during recent sub-Saharan weather anomalies: 1967 and 1968, *Mon. Weather Rev.*, 106, 4, 462-491.
- Merle J., Le Floch J., 1978. Variations saisonnières de la température dans l'océan Atlantique Intertropical, *Oceanol. Acta*, 1, 3, 271-276.

- Merle J., 1978. Atlas hydrologique saisonnier de l'océan Atlantique intertropical, *Trav. Doc. ORSTOM*, n° 82, 184 p., 8 fig., 153 cartes.
- Merle J., Feix M., Hisard P., 1979. Annual signal and interannual anomalies of sea surface temperatures in the Eastern Equatorial Atlantic Ocean, *Deep-Sea Res.*, GATE supplement II to V. 26, 77-102.
- Merle J., Seasonal heat budget in the Equatorial Atlantic ocean; soumis à *J. Phys. Oceanogr.*
- Moore D. W., Hisard P., McCreary J., Merle J., O'Brien J. J., Picaut J., Verstraete J. M., Wunsch C., 1978. Equatorial adjustment in the eastern Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 8, 637-640.
- Morlière A., 1970. Les saisons marines devant Abidjan, *Doc. Sci. CRO Abidjan*, 1, 2, 1-15.
- Morlière A., Rebert J. P., 1972. Étude hydrologique du plateau continental ivoirien, *Doc. Sci. CRO Abidjan*, 3, 3, 1-30.
- Murray R., Ratcliffe R. A., 1969. The summer weather of 1968. Related atmospheric circulation and sea temperature patterns, *Meteorol. Mag.*, 98, 201-219.
- Namias J., 1969. On the causes of the small number of Atlantic Hurricanes in 1968, *Mon. Weather Rev.*, 97, 4, 346-348.
- Namias J., 1971. The 1968-1969 winter as an outgrowth of sea and air coupling during antecedent seasons, *J. Phys. Oceanogr.*, 1, 2, 65-81.
- Neumann G., Beatty W., Ezcowitz E., 1975. *Seasonal changes of oceanographic and marine climatological conditions in the Equatorial Atlantic*, Dept. Earth and Planetary Sci., City College of Cuny and Cuny Inst. of Mar. and Atmos. Sci., 211 p.
- Niiler P. P., Kraus E. B., 1977. One dimensional models of the upper ocean, in: *Modelling and prediction of the upper layers of the ocean*, Pergamon Press, 143-172.
- O'Brien J. J., Adamec D., Moore D., 1978. A simple model of equatorial upwelling in the Gulf of Guinea, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 8, 633-636.
- Oort A., Vonder Haar T. H., 1976. On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the northern hemisphere, *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 6, 781-800.
- Philander S. G. H., 1979 a. Upwelling in the Gulf of Guinea, *J. Mar. Res.*, 37, 1, 23-33.
- Philander S. G. H., 1979 b. Variability of the tropical oceans, *Dynamics of Atmosphere and Oceans*, in press.
- Pollard R. T., 1977. Observations and models of the structure of the upper ocean, in: *Modelling and prediction of the upper layers of the ocean*, Pergamon Press, 102-117.
- Ramage C. S., 1974. Structure of an oceanic near-equatorial trough deduced from research aircraft traverses, *Mon. Weather Rev.*, 102, 754-759
- Rowntree P. R., 1976. Response of the atmosphere to a tropical Atlantic Ocean temperature anomaly, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 102, 607-625.
- Sadler J. C., 1975. The monsoon circulation and cloudiness over the GATE area, *Mon. Weather Rev.*, 103, 5, 369-387.
- Shukla J., 1975. Effect of Arabian Sea surface temperature anomaly on Indian summer monsoon, *J. Atmos. Sci.*, 32, 503-511.
- Simpson R. H., Frank N., Shideler D., Johnson H. M., 1969. Atlantic Tropical disturbances of 1968, *Mon. Weather Rev.*, 97, 3, 240-255.
- Sugg A. L., Hebert J. P., 1969. The Atlantic Hurricane season of 1968, *Mon. Weather Rev.*, 97, 3, 225-239.
- Verstraete J. M., Picaut J., Morlière A., 1978. Atmospheric and tidal forcing along the shelf of the Guinea Gulf. Soumis à *Deep Sea. Res.*
- Wyrtki K., 1975. El Niño. The dynamic of the Equatorial Pacific Ocean to Atmospheric forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 4, 572-584.
- Wyrtki K., 1977. Sea level during the 1972 El Niño, *J. Phys. oceanogr.*, 7, 6, 779-787.