

Variabilité des précipitations dans l'Atlantique tropical sud-est pendant un El Niño

Philippe HISARD (1)

RÉSUMÉ

Les observations réalisées dans l'Atlantique équatorial en 1983 et 1984 (programme FOCAL/SEQUAL) montrent l'important contraste climatique existant entre le Pacifique et l'Atlantique pendant l'El Niño de 1983 : alizés et upwelling renforcés sur l'Atlantique occidental équatorial avec une sécheresse étendue jusqu'au golfe de Guinée ; puis renversement climatique en 1984 : affaiblissement des vents, réchauffement océanique, pluies exceptionnelles par endroit alors que les conditions redevenaient normales sur le Pacifique. L'El Niño de 1972 s'était produit également alors que dans l'Atlantique équatorial les eaux de surface étaient plus froides que d'ordinaire et qu'une importante sécheresse régnait ; il y eut à nouveau en 1973, renverse des conditions climatiques le long des côtes de l'Atlantique tropical sud-est.

Le cas de l'El Niño de 1957 est différent comme l'indiquent clairement les archives du centre ORSTOM de Pointe-Noire (vers 5°S) et les données météorologiques des zones côtières d'Angola ; il y eut de manière évidente simultanément dans le réchauffement océanique côtier et les précipitations excédentaires dans les deux océans. Les conditions climatiques s'inversèrent ensuite sur l'Atlantique équatorial où une forte sécheresse s'installa en 1958 des côtes d'Angola et du Congo jusqu'aux côtes nord-est du Brésil.

Les archives pluviométriques indiquent que l'El Niño de 1877 et de 1925 furent associés, comme l'El Niño de 1983, à une situation de sécheresse sur l'Atlantique équatorial ; puis 1926 au moins fut particulièrement pluvieux. On note cependant à nouveau une exception pour l'El Niño de 1899 où comme en 1957 la situation Atlantique fut d'abord fortement pluvieuse puis s'inversa l'année suivante en 1900 qui fut très sèche.

Les hypothèses qui expliqueraient un « modèle de fonctionnement » pour les anomalies du Pacifique et de l'Atlantique équatorial pendant l'El Niño de 1983 ne semblent donc pas pouvoir être généralisées à tous les El Niño. Une alternative est proposée sur la base de l'existence possible de deux origines dynamiques différentes des El Niño.

MOTS-CLÉS: Atlantique tropical — Variations pluviométriques — Mécanismes du climat — Chronique des précipitations — Interactions atmosphère — océan — El Niño.

ABSTRACT

THE ATLANTIC EL NIÑO RESPONSE REVISITED.

During the 1983 Pacific El Niño, the Atlantic equatorial basin was characterized by intensified tradewinds and equatorial upwelling and by drought conditions that expanded eastward from N-E Brasil into the Gulf of Guinea ; the 1984 climatic situation was the opposite both in the Pacific where conditions returned to normal and in the Atlantic where a clear weakening of the tradewinds, a surface warming and rainfall excess were clearly depicted during both years by the data collected from the FOCAL/SEQUAL experiment. A nearly identical climatic situation and reversal occurred during the 1972 and 1973 Niño years in the Atlantic Ocean.

The situation seems to have been quite different during the 1957 Niño as clearly shown by the oceanographic data from OSRTOM-Pointe-Noire station (5°S-12°E) and by the meteorological data from coastal Angola. In 1957 there was simultaneous warming in the two equatorial oceans associated with intensified rain in the Pacific as well as in the Atlantic around March. On the contrary during the 1958 Niño + 1-year a well-documented cold-dry event clearly developed over the equatorial Atlantic from N-E Brazil to Angola.

(1) Océanographe ORSTOM, Centre ORSTOM, BP 5045, 34032 Montpellier Cedex 01.

The historical rainfall data set show us that the 1877 and 1925 Niño were linked to a colder and drier equatorial Atlantic as during 1983 and that there was also a climatic reversal at least during the rainiest 1926 year as during 1984. On the contrary the Atlantic El Niño response to the 1899 Niño event was comparable to 1957; this rainy year was in turn followed by a dry year in 1900.

The teleconnections between both equatorial basins hypothesized to explain the 1983-1984 climatic situation cannot explain the situation during 1957 and 1899. An alternative hypothesis is proposed on the basis of two different dynamical mechanisms applied to El Niño.

KEY WORDS : Tropical Atlantic — Rainfall variations — Climate mechanisms — Rainfall distribution time series — Atmosphere-ocean interactions — El Niño.

1. INTRODUCTION

L'importance des variations saisonnières et interannuelles des précipitations domine le climat des régions tropicales souvent affectées par de longues périodes de sécheresse ou des précipitations trop abondantes. Dans les régions tropicales sud-est de l'océan Pacifique d'importantes études ont été consacrées aux relations existantes entre le régime des pluies et celui du contenu thermique de la couche supérieure de l'océan en relation avec le phénomène El Niño; ce phénomène d'apparence locale intéresse en fait l'ensemble du bassin équatorial et serait la conséquence de larges échanges de masses d'air entre la mousson de l'océan Indien et l'anticyclone du Pacifique sud-est que l'on peut suivre dans l'évolution de l'«oscillation australe» (NOUVELOT et POURRUT, 1984-85; CADET, 1988).

Dans l'Atlantique tropical sud-est (fig. 1) les conditions océaniques et climatiques présentent beaucoup d'analogies avec celles du Pérou car ces deux régions sont soumises à la même dynamique de base des courants de bordure est des océans tropicaux (« Eastern Boundary Currents ») (PARRISH *et al.*, 1983). Cette similitude concerne surtout la Namibie et a été signalée très tôt par les géographes-océanographes tel que BUCHANAN (1986 in HISARD, 1983) ou SCHOTT (1931). Le refroidissement des eaux côtières qui caractérise les côtes de Namibie est dû à la circulation verticale induite par les vents et le courant (« upwelling d'Ekman ») mais il s'atténue fortement au nord de Cabo Frio qui dévie vers le large le courant de Benguela (BERRIT, 1976; WOOSTER in PICAUT, 1983; PARRISH *et al.*, *op. cit.*). Un refroidissement saisonnier persiste cependant de juin à septembre le long des côtes d'Angola, du Congo et du Gabon; il alterne avec deux périodes plus chaudes centrées sur mars et sur novembre (fig. 2). Il existe même un refroidissement secondaire en décembre-janvier surtout sensible devant le Gabon et le Congo; il est associé à une « rétention intrapluviale » parfois très prononcée qui coupe alors en deux la saison des pluies. Ces deux périodes de refroidissement côtier océa-

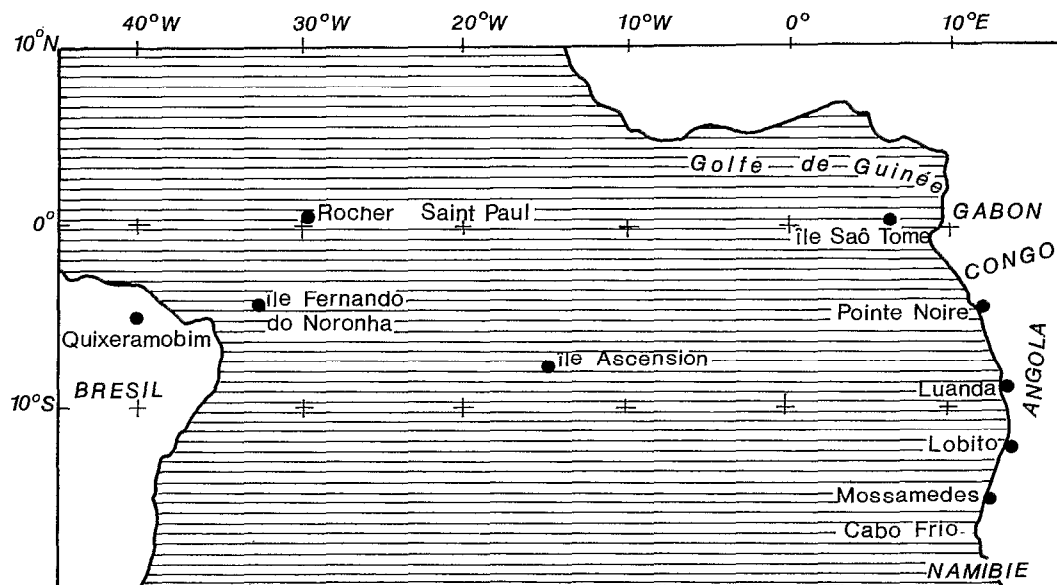


FIG. 1. — Bassin équatorial et tropical sud-est Atlantique et localisation des noms géographiques cités.

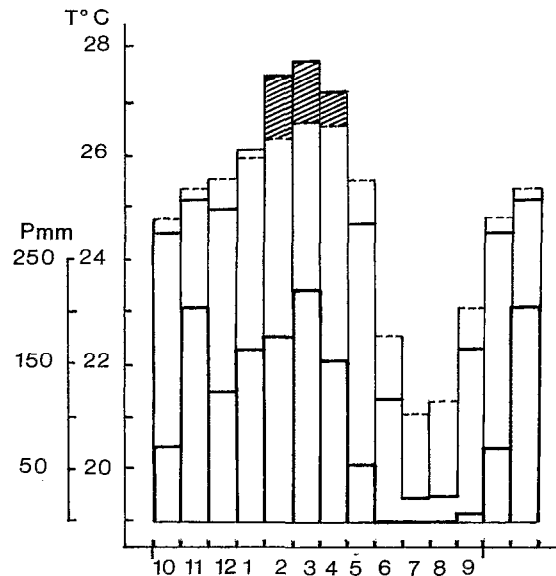


FIG. 2. — Cycle climatique mensuel moyen (1953-1979) à Pointe-Noire ($04^{\circ}46'S-11^{\circ}54'E$) de la température de surface de la mer (trait plein) et de la température de l'air (pointillé); les bandes hachurées soulignent les mois où la différence des températures est positive. Le diagramme des pluies (partie inférieure du dessin) a été tracé pour l'année-hydrologique d'octobre à septembre. Noter l'association entre la saison des pluies principale et la période où la mer est plus chaude que l'air et inversement pour la saison sèche de l'hiver austral. Noter le « fléchissement pluvial » de décembre.

niques ne sont associées à aucune modification significative du vent ou des courants dont les variations locales sont faibles (BERRIT, *op. cit.*; PITON *et al.*, 1979; PITON, 1988).

Le climat de ces régions est caractérisé par une faiblesse anormale pour la latitude du total annuel de leurs précipitations marquées qui plus est par une « extraordinaire irrégularité interannuelle » (VENNETIER, 1968), « unusually high » (NICHOLSON et ENTEKHABI, 1987). Cette faiblesse des précipitations s'explique en partie du fait que ces régions se trouvent sur le bord est subsident d'un anticyclone subtropical; la couche d'inversion des alizés peu élevée bloque les possibilités d'ascendance et interdit à la convection profonde de s'établir. L'alourdissement de l'air au contact avec les eaux froides de l'océan contrarie également ces ascendances. Cette situation cesse quand la température de surface de la mer augmente jusqu'à $28-29^{\circ}C$ parfois, en mars-avril; c'est vraisemblablement dans le jeu de ces interactions air-mer à plus ou moins grande échelle qu'il faut rechercher comme dans le Pacifique tropical sud-est, l'origine de la forte variabilité interannuelle des précipitations (BJERKNES, 1969; GRAHAM et BARNETT, 1987).

L'impossibilité d'expliquer ces refroidissements côtiers comme de simples « upwellings d'Ekman » du fait des faibles variations du vent et des courants a donné longtemps un crédit exagéré à l'hypothèse non-fondée de l'extension d'une branche du courant de Benguela dans le golfe de Guinée pouvant même atteindre en hiver austral les côtes du Togo (Atlas hydrologique du Togo, Anonyme, 1982); le changement notable de la couleur des eaux océaniques entre un vert foncé et un bleu pur transparent associé à la chute brutale des températures appuyait cette hypothèse (DENEAU, 1956).

Une caractéristique remarquable de ces refroidissements est leur apparition souvent extrêmement rapide marquée parfois par des oscillations thermiques importantes sans que rien extérieurement dans le comportement des paramètres climatiques de base (vent, pression...) ne permette d'en expliquer la raison. Ce n'est que récemment (MOORE *et al.*, 1978) que l'on a trouvé des éléments fondés pour expliquer ce phénomène. Cette explication dérive directement des hypothèses qui ont été proposées pour comprendre le développement du phénomène El Niño dans le Pacifique (WYRTKI, 1975); elle implique une vision nouvelle des processus dynamiques régissant l'océanographie équatoriale.

La structure thermique verticale de l'océan tropical oriental est caractérisée par une thermocline très peu profonde (5 à 10 m seulement); elle sépare les eaux de surface surchauffées (28 à $29^{\circ}C$) par l'intense ensoleillement d'eaux sous-jacentes dont la température décroît rapidement à 20 et même $15^{\circ}C$. Une telle structure est extrêmement sensible aux ondes internes qui agitent l'océan. Dans les régions équatoriales ces ondes présentent une grande originalité car elles se concentrent le long du « guide d'onde » équatorial puis le long du talus continental. Elles se propagent à grande vitesse (1 à 2 m/s) d'ouest en est le long de l'équateur (PICAUT, *op. cit.* et PICAUT, 1984).

Dans l'ouest de l'Atlantique équatorial le vent présente une variation saisonnière beaucoup plus importante que dans le golfe de Guinée (HASTENRATH et LAMB, 1977) ; c'est donc dans l'ouest que les ondes équatoriales sont le plus efficacement excitées par ces variations rapides de la tension du vent. Ces ondes qui modifient radicalement la profondeur de la thermocline atteignent en quelques jours le golfe de Guinée et y provoquent les variations thermiques observées malgré l'absence ou la faiblesse apparente des variations locales du vent. Lors de la remontée rapide de l'ITCZ (1) au printemps dans l'Atlantique central l'intensification du vent provoque une « onde de Kelvin d'upwelling » qui relève rapidement sur son passage la profondeur de la thermocline ; inversement les décélérations rapides du vent en fin d'année excitent une onde de « downwelling » qui approfondit la thermocline équatoriale puis côtière provoquant ainsi, tous les ans au printemps un afflux d'eaux chaudes (« warm pulse ») le long des côtes. Il existe même un signal semi-annuel dans les variations du vent dans l'ouest Atlantique, clairement observé dans l'analyse des vents des « messages-ships » (SERVAIN *et al.*, 1982) (fig. 3) mais souvent gommé par les atlas (HASTENRATH et LAMB, *op. cit.*) ; il pourrait expliquer la « petite saison froide et sèche » de décembre sur les côtes du Congo (PITON *et al.*, *op. cit.*).

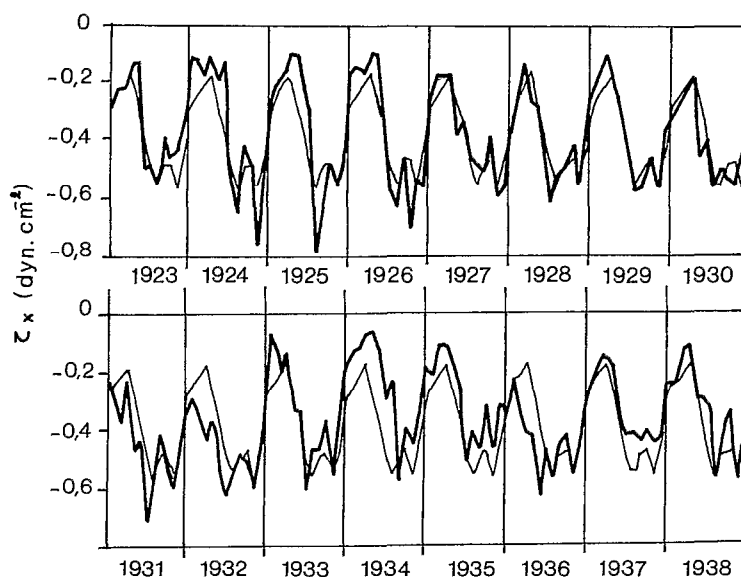


FIG. 3. — Variation interannuelle de la tension zonale mensuelle du vent, de 1923 à 1938, dans la région équatoriale Atlantique au large du Brésil N-E (extr. de SERVAIN *et al.*, 1982). (Valeur négative : tension dirigée vers l'ouest de l'alizé). Noter la période des « calmes » du printemps parfois fortement accentuée et prolongée (1934) ; elle suit parfois une dernière intensification tardive du vent l'année précédente (transition 1924-1925 par exemple) ; ce sont ces « relaxations » rapides du vent qui exciteraient une onde équatoriale piégée de « downwelling » qui en se propageant vers l'Est renforcerait la saison « chaude-pluvieuse » dans l'Atlantique tropical sud-est. L'intensification rapide du vent après la période des « calmes » crée une onde équatoriale d'upwelling qui sera associée aux refroidissements côtiers du golfe de Guinée en juillet-août. Noter la netteté parfois du signal semi-annuel (1924, 1926) qui se retrouve sur le signal moyen (en trait fin).

L'analogie entre les deux régions tropicales sud-est du Pacifique et de l'Atlantique, que l'on avait restreint à la Namibie du fait du rejet vers le large du courant de Benguela dès 17°S sort renforcée par cette dynamique équatoriale commune qui s'applique donc jusqu'aux côtes du Gabon. Cette dynamique joue un rôle fondamental dans l'Atlantique en réalisant tous les ans l'équilibre énergétique entre les deux bords du bassin équatorial à l'échelle saisonnière (HISARD, 1989 ; MERLE, 1980) ; en revanche ce n'est qu'à l'échelle interannuelle tous les 5 à 7 ans qu'elle joue complètement son rôle dans le Pacifique lors des El Niño.

2. LES OBSERVATIONS EN 1983 ET 1984 DANS L'ATLANTIQUE

L'importance du signal saisonnier dans l'Atlantique par comparaison avec le Pacifique n'empêche cependant pas l'Atlantique équatorial d'être également soumis à d'importantes variations interannuelles comme nous l'avons observé

(1) ITCZ : Intertropical convergence zone.

en 1983 et 1984 (programme franco-américain FOCAL/SEQUAL). Une importante variabilité interannuelle avait déjà été notée en 1963 (campagne « EQUALANT », KATZ *et al.*, 1977 ; STANDER et de DEKER, 1969) et surtout en 1968 où pour la première fois il avait même été question d'une réponse possible de type El Niño dans l'océan Atlantique (HISARD, *op. cit.* ; MERLE, *op. cit.*).

Un collectif d'articles publié dans « Nature » a décrit l'essentiel de ce que nous avons observé en 1983 et 1984 (PHILANDER, 1986 ; LAMB *et al.*, 1986 ; WEISBERG et COLIN, 1986 ; HISARD *et al.*, 1986 ; KATZ *et al.*, 1986 ; HOREL *et al.*, 1986) ; les anomalies océanographiques et climatiques du golfe de Guinée ont été détaillées par PITON (1985 et 1987). 1983 fut caractérisée dans l'Atlantique intertropical par un flux persistant d'alizés dans l'ouest du bassin alors qu'ils étaient affaiblis sur la bordure orientale tant dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud ; en conséquence les upwellings côtiers de Mauritanie-Sénégal et de Namibie diminuèrent fortement d'intensité cependant que les ondes équatoriales d'upwelling excitées dans l'ouest Atlantique maintenaient au contraire l'upwelling équatorial et les upwellings côtiers du golfe de Guinée (HISARD et HÉNIN, 1983 ; SHANNON, 1983 ; TOURRE et RASMUSSEN, 1984 ; PITON *op. cit.*). Le refroidissement des eaux du golfe de Guinée de 1983 prolongea la situation exceptionnelle de sécheresse du début de l'année qui avait été provoquée par un fort flux d'Harmattan (ce vent sec, chargé de sable, fut ressenti jusque sur l'île de São Tomé, après avoir obscurci pendant près d'un mois l'aérodrome d'Abidjan). Tout se passait comme si les anticyclones subtropicaux de l'hémisphère nord étaient décalés vers l'ouest : l'anticyclone des Açores renforçant dans l'ouest l'anticyclone des Bermudes et faisant place dans l'est le long des côtes d'Afrique à l'anticyclone continental de Lybie. La situation de sécheresse de 1983 fut ressentie sur l'ensemble de l'Atlantique intertropical tant à l'ouest en Guadeloupe (HOEPFFNER *et al.*, 1984-85) et au N-E du Brésil (MOLINIER et CADIER (1984-85) que sur le golfe de Guinée et le Sahel (LAMB *et al.*, *op. cit.*).

Début 1984, la décélération du vent dans l'ouest atlantique qui succéda à une année d'alizés intensifiés, engendra dans l'océan une onde équatoriale piégée de « downwelling » ; elle modifia radicalement les conditions océaniques en approfondissant la thermocline le long de l'équateur jusqu'au fond du golfe de Guinée qui devint de la sorte un important réservoir d'eaux chaudes ; au mois de juin les alizés étaient encore absents le long de l'équateur et le refroidissement océanique saisonnier tarda à se manifester. L'absence de contraste thermique entre les eaux anormalement chaudes du golfe de Guinée et le continent africain réchauffé en été ne permit pas l'établissement normal de la mousson africaine de sud-ouest (PALMER, 1986) ; tout le potentiel précipitable de l'atmosphère se déchargea en pluies anormalement fortes au-dessus du golfe de Guinée sur São Tomé et les côtes du Gabon en juin, juillet et août, saison sèche habituelle de l'hiver austral (BUISSON, 1985 ; PITON, *op. cit.*).

Les précipitations furent également renforcées au sud de l'équateur dans l'ouest atlantique vers 5°S par la formation d'une deuxième zone de convergence, ou « branche sud de l'ITCZ » (HOREL *et al.*, *op. cit.*) dont on avait déjà noté les premiers indices au-dessus de l'océan dès 1983 sur le méridien 23°W (HISARD et DU PENHOAT, 1983) ; le N-E du Brésil était resté alors en dehors des influences de cette zone d'action demeurant en situation de forte sécheresse (Sécas) ; tel ne fut pas le cas en 1984 où des pluies importantes furent observées, provoquant des inondations. Cette double structure de l'ITCZ devait se renouveler l'année suivante en 1985, « centennale humide » du N-E brésilien (CADIER, *com. pers.*). La deuxième zone de convergence du vent au sud de l'équateur eut pour conséquence directe un contre-courant équatorial sud en surface (HISARD *et al.*, *op. cit.*) ; il fut directement à l'origine de l'invasion des côtes de Namibie par des eaux chaudes et salées qui fut observée à partir de février 1984 (BOYD et THOMAS, 1984) ; celle-ci fut décrite comme une sorte d'El Niño-Atlantique (SHANNON *et al.*, 1986) bien que de telles invasions d'eaux salées existent aussi sur les côtes du Chili où on les différencie d'un El Niño ; celui-ci descend le long des côtes depuis l'équateur entraînant au contraire des eaux fortement dessalées (SVERDRUP *et al.*, 1942).

Ces anomalies climatiques dans l'Atlantique équatorial et tropical sud-est eurent lieu pendant et après le développement du puissant El Niño de 1983 dans le Pacifique ; on se demanda dans quelles mesures les anomalies atlantiques n'étaient pas la conséquence directe de ce phénomène ; une modélisation sur ordinateur des anomalies atmosphériques des printemps 1983 et 1984 au-dessus des régions tropicales du Pacifique et de l'Atlantique montra qu'elles pouvaient avoir été causées par les anomalies de la température de surface de la mer (MECHOSO et LYONS, 1988). Le réchauffement de l'océan communiqué à la troposphère au-dessus du Pacifique oriental aurait provoqué le déplacement vers l'ouest de l'anticyclone des Açores, les alizés atlantiques étant « attirés » vers ce « point chaud » créé par El Niño (HOREL *et al.*, *op. cit.* ; TOURRE et RASMUSSEN, *op. cit.*) ; ce contraste entre le Pacifique et l'Atlantique pendant un El Niño suggérait donc une « téléconnexion » réelle.

3. CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DE L'ATLANTIQUE TROPICAL PENDANT UN EL NIÑO

Plusieurs études ont été consacrées à la situation de l'Atlantique pendant un El Niño dans le Pacifique ; la configuration générale de l'oscillation australe situe l'Atlantique dans le domaine de l'océan Indien, c'est-à-dire en opposition

de phase avec le Pacifique (TRENBERTH, 1976 *in* CADET, *op. cit.*) mais la valeur de la corrélation n'est pas très élevée. DOBERITZ (1969) a le premier évalué le degré de corrélation négative entre les deux régions sud-est du Pacifique et de l'Atlantique ; il a utilisé pour cela les données pluviométriques de Pointe-Noire, de Lobito et de Luanda en Angola, de Fernando de Noronha au large du Brésil N-E (cf. fig. 1) de l'origine des séries jusqu'en 1964 qu'il a comparées aux variations d'intensité de l'upwelling côtier du Pérou. Cette étude a montré qu'il existait dans l'Atlantique comme dans le Pacifique équatorial une grande cohérence spatiale des variations interannuelles des précipitations depuis les côtes de l'Angola à l'est jusqu'à l'île de Fernando do Noronha à l'ouest via l'île d'Ascension au centre. DOBERITZ a établi statistiquement que pendant un El Niño les précipitations en Angola et sur Fernando do Noronha diminuaient à 75 % de leur valeur annuelle d'où la relation souvent notée entre les El Niño et les « Sêcas » du N-E brésilien (CAVIÉDES, 1973) ; en revanche en situation inverse (upwellings intensifiés sur le littoral du Pérou) les pluies sur l'Angola et Fernando do Noronha augmentaient à 150 et 125 % respectivement de leur total annuel ; ces corrélations entre les deux océans suggèrent donc une « influence » probable dans l'Atlantique équatorial de l'oscillation australe responsable de l'El Niño.

Une analyse en composantes principales du champ thermique de l'Atlantique intertropical révéla ensuite qu'il existait une certaine variabilité interannuelle dans la région tropicale sud-est Atlantique qui suggérait qu'un phénomène de type El Niño pouvait également exister dans l'Atlantique (WEARE, 1977). Une banque de données basée sur les « messages-ships » des navires de commerce jusqu'en 1972, pour le Pacifique oriental et l'Atlantique tropical permit la réalisation d'un important atlas (HASTENRATH et LAMB, *op. cit.*) et fut utilisée à nouveau pour examiner quelles étaient les conditions Atlantique pendant un El Niño ; il fut souligné que les pressions atmosphériques augmentaient dans l'Atlantique pendant un El Niño mais les cartes des anomalies de température, de vent et de pression laissaient douter d'une réaction Atlantique forte et généralisée à tout le bassin (COVEY et HASTENRATH, 1978).

Récemment une étude menée le long des côtes d'Afrique entre l'équateur et 30°S pour la période 1948-1972 a confirmé que les années où la température de la mer était la plus élevée en mars-avril correspondaient aux années où les précipitations étaient les plus fortes (NICHOLSON et ENTEKHABI, *op. cit.*). Certaines stations ne reçoivent que 50 mm en année « froide » et 200 à 400 mm pendant les années « chaudes » ; il est remarquable de constater que l'accroissement des précipitations est particulièrement sensible entre 5° et 15°S, au nord de la Namibie, le long des côtes d'Angola et du Congo qui est la région affectée en priorité par la dynamique des ondes équatoriales ; cette conclusion rejoint une étude qui montre que 23 % de la variance des précipitations sur le littoral de l'Angola est lié à des flux côtiers d'eaux chaudes provoqués par l'arrivée des ondes équatoriales de « downwelling » (HIRST et HASTENRATH, 1983). Mais le plus intéressant fut de constater que les années les plus pluvieuses sur les côtes de l'Atlantique tropical sud-est entre 1948 et 1972 étaient le plus souvent des années El Niño de l'océan Pacifique (1957/1963) ce qui contredisait l'analyse de DOBERITZ ; plusieurs auteurs sud-africains ont également souligné cette simultanéité des « événements chauds » dans les deux océans (GILLOOLY et WALKER, 1984 ; LA COCK, 1986).

La situation réelle est donc assez confuse d'autant que sur la base d'un nouveau fichier de données océaniques (COADS), une étude de corrélation entre les deux océans tropicaux a montré qu'il existait entre eux des « lead-lag phase relationship in both senses » (WRIGHT, 1986) conciliant en quelque sorte les deux thèses précédentes opposées. Après les résultats obtenus par le programme FOCAL/SEQUAL on s'est donc posé naturellement la question : *Is there in general a negative correlation between variations in the tropical Atlantic and Pacific oceans ?* (PHILANDER, 1990).

Ce sont en fait les études d'années isolées qui contredisent le résultat obtenu par des statistiques basées sur la réunion d'un certain nombre d'années considérées de même type « chaud » ou « froid » ; il est donc intéressant de voir si au travers des archives pluviométriques et océanographiques de Pointe-Noire réunies depuis 1953 sur la base de données journalières, il n'est pas possible de clarifier cette situation compte tenu par ailleurs des progrès importants que nous avons accomplis dans la compréhension de la dynamique équatoriale. Mais n'y a-t-il pas un biais possible dans la réalisation d'une année « composite » quand on moyenne les caractéristiques d'une dizaine de situations El Niño plus ou moins important pour établir sur cette base une année moyenne-type de l'Atlantique pendant un El Niño ?

4. DEUX ORIGINES DYNAMIQUES POSSIBLES POUR UN EL NIÑO

La preuve que la compilation statistique d'un certain nombre d'El Niño pose un problème a été précisément obtenue pour l'El Niño de 1983 alors qu'on venait de publier une étude décrivant un El Niño moyen type dit « canonique » (RASMUSSEN et CARPENTER, 1982). Celui de 1983 se développa hors saison dès juin 1982 et de plus d'abord dans le Pacifique central pour progresser ensuite vers l'est alors que l'« El Niño-canonique » apparaît d'abord dans l'est au Pérou vers Noël et les anomalies progressent ensuite vers l'ouest. Les statistiques avaient donc tout faux en 1983 !

Parmi les El Niño récents les plus importants figurent celui de 1957 et celui de 1972 (fig. 4) ; ils ont été très différents l'un de l'autre. L'El Niño de 1957 est survenu après une année de forts alizés où l'upwelling équatorial

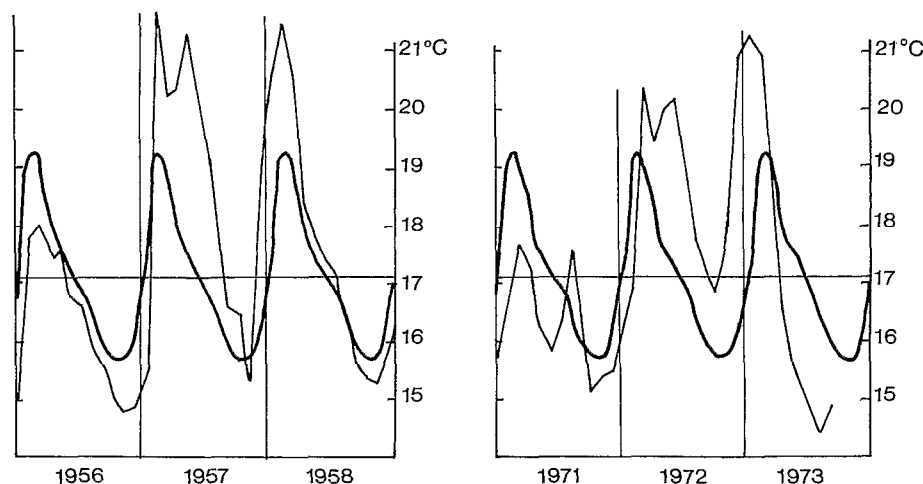


FIG. 4. — Caractéristiques des deux El Niño de 1957-1958 et de 1972-1973 d'après la variation de la température de surface de la mer devant les côtes du Pérou à 7°S, Puerto-Chicama (d'après WYRTKI, 1975). Le trait épais représente les valeurs moyennes du cycle thermique saisonnier. On voit nettement la reproduction du phénomène sur deux hivers consécutifs d'où la distinction entre les années Niño (0) et Niño (+1) qui peut être faite. Une année de type inverse (« froid ») semble précéder le phénomène.

avait été intense dans le Pacifique (Campagne 1956 EQUAPAC). WYRTKI (*op. cit.*) suggéra que cette phase préalable d'alizés intensifiés était fondamentale pour un El Niño car elle permettait de constituer un « réservoir d'eaux chaudes » (« warm pool ») dans l'ouest Pacifique, qui se « viderait » vers l'est dès que la pression des alizés s'affaiblirait alimentant ainsi l'El Niño. C'est ce qui se produisit effectivement en 1957 et cette « relaxation » du vent fut considérée comme la deuxième condition pour avoir un El Niño. (Ce premier schéma théorique d'un El Niño était un progrès par rapport à la description purement locale du phénomène qu'en avait donné SCHOTT (*op. cit.*); ce dernier l'avait associé à l'intensification des alizés Atlantique traversant l'isthme de Panama, repoussant vers le sud l'ITCZ du Pacifique oriental).

La surprise fut grande en 1972 lorsque l'on constata sans ambiguïté possible que les alizés ne s'étaient pas affaiblis sur les côtes du Pérou pendant l'El Niño mais que la thermocline côtière s'était pourtant approfondie anormalement (WYRTKI, *op. cit.*). Pour expliquer ce phénomène surprenant, il fallut faire appel à une nouvelle théorie concernant la dynamique équatoriale; cette théorie venait d'être appliquée au développement rapide annuel du courant des Somali dans l'océan Indien; elle expliquait comment le « guide d'onde » équatorial pouvait transmettre à distance (« remote forcing ») de grandes quantités d'énergie, provoquant le déclenchement rapide de certains phénomènes. WYRTKI (*op. cit.*) suggéra que l'effondrement de la thermocline dans le Pacifique oriental en 1972 avait été provoqué par l'arrivée d'ondes équatoriales de « downwelling », excitées dans le Pacifique occidental par la décélération rapide locale du vent; ces ondes auraient ensuite progressé vers l'est le long de l'équateur avec une vitesse relativement importante de 1 à 2 m/s, approfondissant la thermocline sur leur passage. Cette hypothèse fut un succès grâce à la modélisation numérique qui en fut faite. On put même par la suite suivre l'élévation du niveau de la mer provoquée par le passage de ces ondes le long de l'équateur (KNOX et HALPERN, 1982).

Ce nouveau mode de formation d'un El Niño ne remet pas totalement en cause les premières hypothèses car l'affaiblissement des alizés observé en 1957 donne lieu lui aussi à de telles ondes piégées qui accélèrent le développement des processus; cependant les circonstances climatiques de base préalables à un El Niño sont très différentes; en 1972 le moteur du phénomène, comme ce sera le cas en 1982, est venu des coups de vents d'ouest (« westerly bursts ») dans le Pacifique occidental, alors qu'en 1957 il y a au départ un affaiblissement des alizés dû sans doute à une baisse de la pression au sein de l'anticyclone de l'île de Pâques.

Notons que ces deux El Niño bien que d'origines différentes présentent un point commun; ils s'observent tous les deux pendant deux années consécutives en hiver boréal (cf. fig. 4); on a ainsi une double intensification du cycle saisonnier local; le premier « pic » de l'El Niño est sans doute la conséquence du signal le plus rapide, celui transmis par les ondes équatoriales; le deuxième « pic » est probablement la conséquence de l'intensification des contre-courants équatoriaux qui ramènent vers l'est les eaux chaudes du « réservoir » occidental; cette hypothèse est autorisée par les observations faites en 1958 pendant NORPAC (PICKARD, 1964) et par l'analyse des données dans le Pacifique occidental (DONGUY *et al.*, 1984). Ces deux années successives où un El Niño est présent sur les côtes du Pérou sont dénommées « Niño 0 »: année de développement (« onset ») du phénomène, et « Niño +1 »: année où les anomalies

s'étendent vers l'ouest où se produit alors de fortes précipitations ; l'année « Niño 0 » étant, elle, plutôt sèche dans le Pacifique occidental. Dans l'Atlantique le signal climatique correspondant à ces deux années est également différent et fait penser à une manifestation de l'oscillation quasi biannuelle (QBO). Il est cependant curieux de constater que l'on peut avoir dans l'Atlantique l'année même du développement d'un El Niño soit une sécheresse renforcée (1983) soit une anomalie « chaude-pluvieuse » comme nous allons le voir pour l'El Niño de 1957.

5. L'EL NIÑO de 1957

L'El Niño de 1957 intéressa beaucoup les scientifiques car c'était le premier de l'après-guerre et il survenait en pleine Année Géophysique Internationale (AGI). Après un premier développement au printemps 1957, l'El Niño se renouvela pendant l'hiver 1957-1958. Il se produisit alors une grande sécheresse sur l'ensemble du bassin équatorial Atlantique en 1958 qui donna le sentiment qu'El Niño et « Sêcas » sur le N-E du Brésil était deux phénomènes interdépendants (CAVIÉDÈS, 1973) d'où l'association Niño-sécheresse qui en résulta pour l'Atlantique (tabl. I).

TABLEAU I

Total des précipitations pour les « années-hydrologiques » (oct.-sept.) correspondant à différents El Niño du pacifique pour les stations du bassin équatorial et tropical sud-est atlantique entre le N-E du Brésil (Quix.) et les côtes d'Angola (Lua., Lob.) d'après les données in DOBERITZ, 1969.

Les indices négatifs signalent le nombre de mois manquants ; valeurs en mm. Voir fig. 1 la localisation des stations.

Année Hydro. oct. - sept.	Quix.	F de N	Asc.	Pte-N.	Lua	Lob.
1956-57	686	1 363	143	1515	545	543
1957-58	318	587	68	631	166	191
Moy. (→ 1964)	701	1250	127	1 282	358	242
1924-25	914	1 139	68	-	209	-
1925-26	774	1957	199 ⁻¹	-	434	-
1898-99	1 110	-	321 ⁻³	-	564	-
1899-00	269	-	77	-	109	-

Quix. : Quixeramobim	5°12' S	39°18' W
F de N : Fernando do Noronha	3°50' S	32°25' W
Asc. : Ile Ascension	7°55' S	14°24' W
Pte-N. : Pointe-Noire	4°49' S	11°54' E
Lua. : Luanda	8°51' S	13°14' E
Lob. : Lobito	12°22' S	13°32' E

Il est clair cependant que 1957 fut d'abord une année anormalement « chaude et pluvieuse » dans l'Atlantique équatorial et tropical sud-est au même titre qu'elle l'était dans le Pacifique où se développait l'El Niño. En mars 1957, il tomba 558 mm (m = 220 mm) à Pointe-Noire ce qui représente la deuxième plus forte valeur pour un mois de mars pour l'ensemble de la série qui remonte au début de ce siècle. Des pluies de cet ordre sont tout à fait comparables à celles qui furent observées sur les côtes d'Equateur et du Pérou la même année (cf. in NOUVELOT et POURRUT, *op. cit.*, fig. 14, p. 54) mais le contraste qu'elles provoquent est ici plus grand étant donné l'aridité exceptionnelle de ces régions ; cette aridité représente une anomalie de base certainement plus forte qu'un El Niño mais elle fait partie du paysage côtier péruvien.

Le plus significatif à Pointe-Noire est qu'en mars 1957, l'écart thermique entre la mer et l'air qui est normalement de + 1,1 °C (la mer étant plus chaude que l'air en saison des pluies) a atteint + 2,3 °C en moyenne sur le mois ; au cours de l'hiver austral cette valeur est bien évidemment négative (-1,9 °C en août) ; c'est cette inversion du sens des échanges thermiques air-mer entre les deux saisons qui est le signe le plus caractéristique du régime climatique côtier de Pointe-Noire, inversion qui s'accroît pendant les « événements-chauds » (tabl. II et fig. 5).

TABLEAU II

Valeurs mensuelles de la température de surface de la mer (tsm), de la température de l'air (at), de la différence tsm - at (Df) et des précipitations (Pl.) pour l'année type à Pointe-Noire (04°46'S-11°50'E), en haut ; et pour les années 1957, 1958 pour lesquelles on a estimé la valeur des écarts de ces paramètres par rapport à l'année type (An.).

		Année-Type (An.)											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
tsm (An.)	1/10C°	262	275	278	272	247	214	195	195	224	246	252	250
at (An.)	1/10C°	260	264	267	266	255	226	211	214	231	248	254	256
Df (An.)	1/10C°	2	11	11	6	- 8	-12	-16	-19	- 7	- 2	- 2	- 6
Pl. (An.)	mm	166	179	220	156	53	0	1	1	11	72	204	125
		1957											
tsm	1/10C°	260	275	284	276	252	215	188	196	221	241	264	265
tsm-tsm (An.)	1/10C°	- 2	0	6	4	5	2	- 7	1	- 3	- 5	12	15
at	1/10C°	256	262	261	264	263	228	216	215	228	243	255	259
at-at (An.)	1/10C°	- 4	- 2	- 6	- 2	8	2	5	1	- 3	- 5	1	3
Df	1/10C°	4	13	23	12	-11	-13	-28	-19	- 7	- 2	9	6
Df-Df (An.)	1/10C°	2	2	12	6	- 3	- 1	-12	0	0	0	11	12
Pl.	mm	216	207	558	217	64	0	1	4	9	34	171	263
Pl.-Pl. (An.)	mm	51	28	338	61	11	0	1	3	- 2	-38	-33	137
		1958											
tsm	1/10C°	265	255	262	247	210	190	189	192	224	251	255	267
tsm-tsm (An.)	1/10C°	3	-20	-16	-25	-37	-24	- 6	- 3	0	5	3	17
at	1/10C°	265	266	268	258	235	210	200	208	231	253	255	259
at-at (An.)	1/10C°	5	2	1	- 8	-20	-16	-11	- 6	0	5	1	3
Df	1/10C°	0	-11	- 6	-11	-25	-20	-11	-16	- 7	- 2	0	8
Df-Df (An.)	1/10C°	- 2	-22	-17	-17	-17	- 8	5	3	0	0	2	14
Pl.	mm	20	4	56	71	1	1	0	5	6	40	64	28
Pl.-Pl. (An.)	mm	-146	-175	-164	-85	-52	0	- 1	3	- 5	-32	-140	-97

En Angola dans la nuit du 25 au 26 mars 1957 Lobito (12°S) reçut des « pluies torrentielles » (149 mm) (DAVEAU, 1972) ; les « World Weather Records » pour Luanda (9°S) indiquent que si mars 1957 fut très pluvieux avec 299 mm (m = 108 mm), l'anomalie fut encore plus élevée en mai avec 560 mm au lieu de 73 (tab. III) ; la température de l'air était très élevée (26,8 °C) et la pression barométrique particulièrement basse (1 010,8 HPa).

La sécheresse Atlantique de 1958 qui correspond au deuxième pic de l'El Niño sur les côtes du Pérou (cf. fig. 4) a été documentée dans le golfe de Guinée par les hydrologues de l'ORSTOM (RODIER, 1961) ; de nombreux fleuves côtiers africains dont le Zaïre eurent un étiage minimum en 1958 contrastant avec l'hydraulicité élevée de 1957 qui caractérisa même le Sahel (SIRCOULON, 1976). La sécheresse de 1958 s'étendit à tout le bassin équatorial (cf. tab. I) ; elle fut particulièrement sévère dans le N-E du Brésil (« Sêcas ») (MOLINIER et CADIER, *op. cit.*) ; l'ITCZ au-dessus

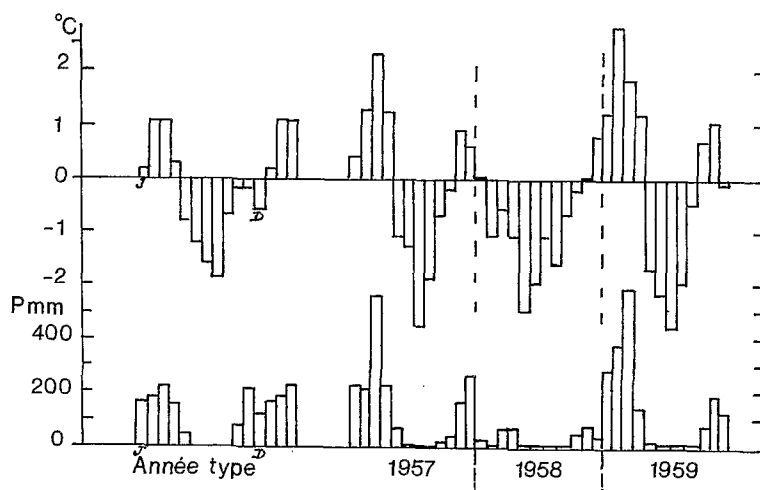


FIG. 5. — Variations mensuelles à Pointe-Noire (04°46'S-11°50'E) de la différence de température mer-air (en °C) pour, de gauche à droite, l'année type moyenne 1953-1979, l'année 1957, 1958 et 1959, en haut, et de la valeur des précipitations pour ces mêmes années, en bas. On remarquera l'accroissement parallèle des fortes précipitations et des écarts positifs de la différence des températures mer-air et inversement le caractère remarquable de la sécheresse de 1958 associée aux écarts négatifs élevés de cette différence.

TABLEAU III
Extrait des World Weather Records.
Précipitations, en mm, à Luanda/observatorio, WMO 66160 (08°49'S; 13°13'E; 43 m).
La dernière ligne correspond aux valeurs interannuelles.

Année	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Total
1951	10	21	56	64	T	0	T	1	T	2	31	45	230
1952	7	90	198	104	1	0	0	1	6	4	27	3	441
1953	0	10	47	71	13	0	0	1	1	3	1	17	164
1954	2	37	7	188	6	T	T	T	2	4	14	16	276
1955	11	2	4	404	18	T	1	T	1	19	159	48	667
1956	163	20	47	104	21	T	0	1	3	1	3	5	368
1957	38	26	299	110	560	0	0	2	5	15	101	8	1 164
1958	1	2	15	20	0	2	0	0	2	1	15	4	62
1959	93	68	204	135	100	0	0	T	T	9	35	0	644
1960	4	60	206	196	14	0	0	0	1	6	50	68	605
Moyenne	32,9	33,6	108,3	139,6	73,3	T	T	0,6	2,1	6,4	43,6	21,4	461,8
	26	35	97	124	19	0	0	1	2	6	34	23	367

de l'Atlantique central fut repoussée au mois d'août 1958 à 2° plus au nord que la climatologie (SADLER, 1975); on nota également des pressions barométriques anormalement élevées en de nombreux postes dont Luanda et Pointe-Noire.

6. L'EL NIÑO DE 1972

L'année 1972 fut incontestablement de type « froid et sec » à Pointe-Noire; elle fut marquée par une « petite saison froide » très accentuée dès décembre 1971 (21,7 °C au lieu de 25,0 °C); la saison des pluies de mars-avril qui suivit

fut faiblement arrosée et seule la température de la mer de février fut supérieure à la température de l'air, caractéristique habituelle pourtant des 4 premiers mois de l'année (tabl. IV) ; contre toute attente c'est en avril 1972 au cœur de la saison des pluies attendue qu'il y eut l'écart négatif le plus élevé entre la température de la mer et celle de l'air (la mer étant plus froide de 1,5 °C que l'air au lieu d'être plus chaude de 0,6 °C) (PITON *et al.*). Le seul changement notable survint en novembre 1972 où les pluies furent le double de la valeur normale avec 362 mm ; les températures de surface de la mer redevinrent supérieures à la moyenne. 1973 fut déficitaire en précipitations par rapport à la climatologie mais comparée à 1972 elle apparaît à Pointe-Noire comme une année de pluies nettement plus abondantes.

TABLEAU IV

Valeurs mensuelles de la température de surface de la mer (tsm), de la température de l'air (at), de la différence tsm - at(Df) et des précipitations (Pl.) à Pointe-Noire (04°46'S-11°50'E), pour les années 1972, 1973 pour lesquelles on a estimé la valeur des écarts de ces paramètres par rapport à l'année type (An.) (voir tableau II).

		1972											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
tsm	1/10C°	244	270	261	246	237	210	194	183	219	240	265	260
tsm-tsm (An.)	1/10C°	-18	-5	-17	-26	-10	-4	-1	-12	-5	-6	13	10
at	1/10C°	254	260	264	261	253	221	215	211	227	245	258	266
at-at (An.)	1/10C°	-6	-4	-3	-5	-2	-5	4	-3	-6	-3	4	12
Df	1/10C°	-10	10	-3	-15	-16	-11	-21	-28	-8	-5	7	-6
Df-Df (An.)	1/10C°	-12	-1	-14	-21	-8	1	-5	-9	-1	-3	9	0
Pl.	mm	80	72	38	41	22	1	0	0	11	30	362	140
Pl.-Pl. (An.)	mm	-86	-107	-182	-115	-31	1	-1	-1	0	-42	158	15
		1973											
tsm	1/10C°	279	281	276	264	250	222	210	200	231	253	255	238
tsm-tsm (An.)	1/10C°	17	6	-2	-8	4	9	15	5	7	7	3	-12
at	1/10C°	270	273	274	269	258	230	221	217	236	256	254	251
at-at (An.)	1/10C°	10	9	7	3	3	4	10	3	5	8	0	-5
Df	1/10C°	9	8	2	-5	-8	-8	-11	-17	-5	-3	1	-13
Df-Df (An.)	1/10C°	7	-3	-9	-11	0	4	5	2	2	-1	3	-7
Pl.	mm	258	134	114	52	38	1	0	0	13	31	272	30
Pl.-Pl. (An.)	mm	92	-45	-106	-104	-15	0	0	1	2	-41	68	-95

Dans le sud de l'Angola, à Mossamèdes (15°S) une anomalie positive nette des précipitations fut notée pendant l'été austral 1972-73 (25 mm et 43 mm respectivement en décembre 1972 et janvier 73 au lieu de la normale de 4 et 9 mm). A Lobito (12°S) les « Climatic Data Reports » indiquent des écarts positifs de précipitations de novembre 1972 à février 73 culminant en janvier 1973 (118 au lieu de 26 mm). Les observations océanographiques devant l'Angola (BERRIT et DIAS, 1977) ont confirmé le contraste entre les deux hivers 71-72 et 72-73 révélé par les observations de Pointe-Noire ; pendant la dernière semaine de janvier 1973 les températures de surface de la mer furent supérieures à 28 °C alors qu'à la même période de 1972, elles étaient proches de 20 °C soit une différence de 8 °C. Il y eut un afflux d'eau de faible salinité au début de 1973 sur 35 m d'épaisseur devant Lobito, dessalure trop importante pour s'expliquer par les seules précipitations locales et impliquant un courant côtier venant du golfe de Guinée ;

(un tel courant fut mesuré devant Pointe-Noire en février 1970) lors d'observations in situ ; ceci montre l'insuffisance des atlas qui indiquent globalement toute l'année des courants côtiers dirigés vers le nord-ouest) (PITON, *com. pers.*).

Les températures de surface le long des côtes d'Afrique de 1971 à 1984 montrent qu'au sud de Cabo Frio il y avait une anomalie persistante positive de 1971 à 1978 dans le courant de Benguela ; la seule anomalie thermique négative notable est celle qui se développa devant la côte entre Cabo Frio et l'équateur en 1972. En 1973 l'anomalie positive gagna l'ensemble du golfe de Guinée (McLAIN *et al.*, 1985). L'hypothèse d'une influence des ondes équatoriales piégées d'upwelling, est confortée ici par l'analyse des températures équatoriales entre 2°N et 2°S, et entre les méridiens 8°W et 20°W (fig. 6 extraite de PICAUT *et al.*, 1984).

1972 fut donc une année « froide et sèche » dans l'Atlantique tropical sud-est et équatorial ; elle fut suivie par une période sensiblement plus « chaude et pluvieuse » en 1973. Ceci contraste avec la description de l'Atlantique pour 1957 et 1958 et se rapproche du cas de l'El Niño 1983.

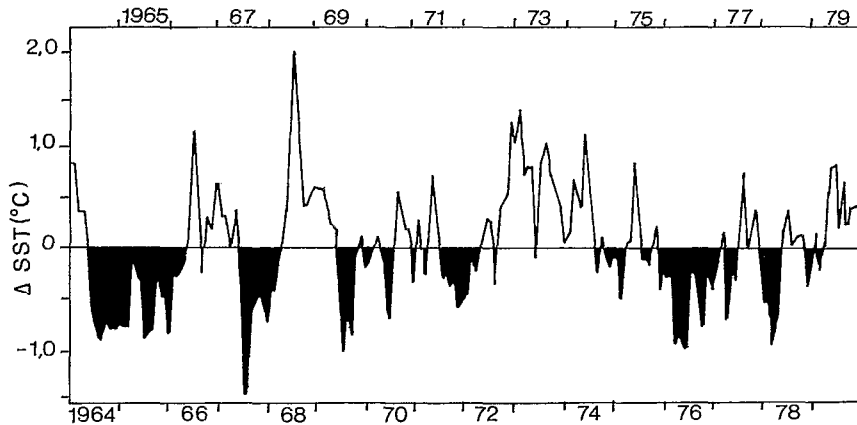


FIG. 6. — Anomalies de la température de surface de la mer dans la bande équatoriale centrale de l'Atlantique, valeurs moyennées entre 2°S-2°N et 8°W-20°W, de 1964 à 1979, extr. de PICAUT *et al.*, 1984. Les années Niño (0) 1965, 1969, 1972 et 1976 correspondent ici à des températures plus basses que la normale. Noter l'oscillation 1972-1973 étudiée dans le texte et l'importance de l'anomalie positive 1973-1974, cette dernière année étant très pluvieuse sur le N-E du Brésil. Noter l'anomalie positive de 1968 (HISARD, 1980) et l'oscillation rapide des anomalies 1967-1968, oscillation de type quasi bi-annuelle (QBO).

7. LE CAS DE QUELQUES EL NIÑO ANTÉRIEURS

7.1. L'EL NIÑO DE 1925

On peut documenter avec plus ou moins de détails quelques El Niño antérieurs intéressants à différents titres. L'El Niño de 1925 fut longtemps l'El Niño de référence car ce fut le premier décrit en détail (MURPHY, 1926) ; il fut étudié par SCHOTT (*op. cit.*) et son analyse fut rapportée par SVERDRUP *et al.* (*op. cit.*). L'El Niño de 1925 caractérisa les deux hivers successifs 1924-1925 et 1925-1926.

Les « Instructions Nautiques » des côtes d'Afrique citent 1925 comme un cas de pluies exceptionnelles à Mossamèdes, le courant de Benguela était instable et on notait une mortalité massive de poissons à Walvis Bay (HART et CURRIE, 1960). Mais si 1925 représente bien un « événement chaud » sur les côtes de Namibie comme ce fut le cas en 1983 (SHANNON, *op. cit.*) ce fut bien au contraire une année de type « froid-sec » plus au nord. C'est 1926 qui fut l'année anormalement « pluvieuse » du golfe de Guinée ; BUISSON (*op. cit.*) rappelle que 1926 fut le seul cas comparable aux pluies exceptionnelles de l'hiver austral de 1984 pour les côtes du Gabon ; elles rendirent impossible les cultures sur brûlis provoquant une famine dont les archives coloniales ont conservé la mention.

D'après DOBERITZ (*op. cit.*) les pluies sur l'Angola, à Luanda furent déficitaires pendant l'année hydrologique octobre 1924-septembre 1925 (204 mm) et excédentaires en 1925-1926 (454 mm) (cf. tab. I) la normale climatologique étant de 358 mm pour l'« année hydrologique » octobre-septembre. D'après les « World Weather Records » les mois de septembre à novembre 1925 furent les plus secs à Luanda ; ils prolongèrent l'habituelle saison sèche de l'hiver austral et donnèrent une sécheresse de 6 mois consécutifs ; les pluies revinrent au début de l'année 1926 (170 mm en mars 1926 contre 4 mm en 1925 ; climatologie ; 97 mm). L'île d'Ascension au centre de l'Atlantique tropical sud ne reçut

que 68 mm en 1924-25 mais 199 mm en 1925-26 (avec un mois sans données), la climatologie étant de 127 mm. Le contraste fut moins accentué sur Fernando do Noronha (1 139 mm en 1924-25, 1 957 mm en 25-26 ; climatologie : 1 250 mm). D'après la figure 3 (SERVAIN *et al.*, *op. cit.*) on voit le caractère assez exceptionnel de la variation du vent dans l'ouest Atlantique en 1925 avec des périodes d'intensification prononcée suivies de périodes de « relaxation » et un affaiblissement prolongé en 1926 comme ce sera le cas en 1984. L'intensification des alizés Atlantique en 1925 est attestée également par SCHOTT (*op. cit.*) décrivant le refroidissement des eaux côtières du golfe de Panama. L'El Niño de 1925 ressemble donc par le scénario climatique Atlantique à celui de 1972 et de 1983.

7.2. L'EL NIÑO DE 1899

L'El Niño qui se développa en 1899 et se renouvela en 1900 a une place particulière dans l'histoire du climat tropical ; c'est à cause de la famine sévissant aux Indes en 1899 (mousson très déficitaire) que WALKER fut déterminé à poursuivre la recherche d'éléments prédictifs et trouva ainsi, l'« oscillation australe ».

Le signal climatique Atlantique le plus remarquable en 1899 et 1900 concerne le N-E du Brésil ; si 1900 fut un très mauvais début de siècle pour les précipitations, la « Sêcas » qui aurait pu être dramatique eut des conséquences économiques grandement atténuées par « l'hivernage exceptionnellement pluvieux de 1899 qui persista jusqu'en septembre » MOLINIER et CADIER (*op. cit.*). D'après DOBERITZ (*op. cit.*) il tomba 1 100 mm à Quixeramobim au centre du Céara dans le N-E brésilien pendant l'année hydrologique 1898-1899 et seulement 200 mm en 1899-1900, la normale étant de 701 mm. Pour une fois, comme en 1957, El Niño et « Sêcas » n'étaient pas directement associés mais décalés d'un an.

Sur la côte d'Angola à Luanda (9°S) sur une série de 28 années, les deux années hydrologiques les plus pluvieuses furent 1897-98 et 1898-99 (638 et 564 mm respectivement ; normale 315 mm) ; l'année 1899-1900 fut fortement déficitaire (-206 mm) confirmant le caractère global des anomalies à l'ensemble du bassin équatorial Atlantique (HACKENBROICH, 1916).

1899 fut donc sans ambiguïté une année « chaude et pluvieuse » dans l'Atlantique tropical et 1900 fut une année « froide et sèche » ; ceci rappelle le scénario climatique des années 1957 et 1958.

7.3. L'EL NIÑO DE 1877

1877 fut l'année de la grande famine aux Indes qui incita les météorologues de Calcutta à commencer la recherche de paramètres prédictifs que WALKER devait poursuivre. L'El Niño intense de 1877 se renouvela en 1878 dans le Pacifique avec une égale force (QUINN *et al.*, 1987) ; il a été comparé à celui de 1983 (KILADIS et DIAZ, 1986). Les chroniques climatiques du N-E du Brésil ont retenu 1877 comme l'année de la « Grande Sêcas » traduisant bien le caractère exceptionnel du déficit des précipitations (*in* MOLINIER et CADIER, *op. cit.*). A l'est dans le golfe de Guinée la première moitié de l'année 1877 à São Tomé fut remarquablement sèche avec un déficit de 770 mm (HACKENBROICH, *op. cit.*). 1877 fut donc comme 1983, une année de type « froid-sec » dans l'Atlantique équatorial sud-est. 1878 est mal documentée.

8. DISCUSSION ET CONCLUSION

Nous avons vu comment s'était organisée la « réponse » climatique de l'Atlantique pendant l'El Niño de 1983. El Niño provoqué par des ondes équatoriales excitées par des vents d'ouest dans le Pacifique occidental. Ces coups de vents d'ouest (« westerly burst ») se produisent dans une région très éloignée de l'Atlantique équatorial ; ce n'est qu'ensuite que l'effondrement de la thermocline provoqué par les ondes de « downwelling » crée un « point chaud » dans le Pacifique oriental ; il y a alors intensification des alizés dans l'ouest de l'océan Atlantique comme cela a été effectivement observé non seulement en 1983 mais aussi pendant l'El Niño de 1972 (KRUEGER et WINSTON, 1975) ; la valeur de la pression dans l'anticyclone des Bermudes en 1972 était à + 2,0 écart-standard de sa moyenne et la vitesse des vents sur les Caraïbes était de 4 m/s supérieure à la normale (NAMIAS, 1972).

En revanche tout est différent quand un El Niño est lié dès le début à un affaiblissement effectif des alizés de sud-est de l'anticyclone de l'île de Pâques comme ce fut le cas en 1957 et sans doute aussi en 1899. Les anticyclones subtropicaux de l'hémisphère austral sont alimentés en énergie par les expulsions (« surges ») d'air polaire antarctique qui se font préférentiellement sur le bord est des bassins au-dessus des courants océaniques froids (PÉDELABORDE, 1970). Une faiblesse de l'anticyclone de l'île de Pâques provoquée par une anomalie dans cette dynamique polaire a de forte

chance d'être associée à une faiblesse simultanée de l'anticyclone de Sainte-Hélène car les deux bassins océaniques du Pacifique et de l'Atlantique sont tous deux largement ouverts sur l'Antarctique. Il y a d'autres raisons pour que ces deux anticyclones varient en phase comme d'ailleurs les anticyclones du Pacifique oriental nord-est et celui des Bermudes (NAMIAS, *op. cit.*) ; ils sont liés en effet au même « jet-stream » des grands vents d'ouest et c'est sur le bord équatorial de ces « jets », dans les ondulations plus ou moins importantes qu'ils dessinent que ces anticyclones se forment (les ondulations du « jet » dépendent de sa vitesse et de sa position en latitude, paramètres inchangés à haute altitude d'un bassin océanique à l'autre). Toutes ces raisons sont autant d'arguments pour une variabilité identique des deux anticyclones subtropicaux de l'hémisphère sud dans les océans Pacifique et Atlantique et donc pour la simultanéité des « événements chauds et pluvieux » (El Niño dans le Pacifique, pluies en excès dans l'Atlantique).

L'exemple d'un affaiblissement important des alizés de sud-est comme en 1957 n'est pas le seul cas que l'on connaisse. BROOKS et BRABY (1921) dans « The clash of the trades » ont décrit la « panne » des alizés survenue dans le Pacifique équatorial central en 1911-1912 et en 1917 années à El Niño. Les années hydrologiques 1911-1912 et surtout 1916-1917 furent des années de pluies excédentaires à Fernando do Noronha et à Luanda suivie par des années moins arrosées surtout en 1917-1918 (fig. 7).

L'inversion du signal climatique qui intervient dans l'Atlantique équatorial l'année qui suit celle du développement de l'El Niño pourrait être la conséquence d'un « glissement » d'est en ouest des cellules de WALKER tout le long de la ceinture équatoriale planétaire ; on constate d'ailleurs que dans le Pacifique occidental équatorial, l'année du dévelop-

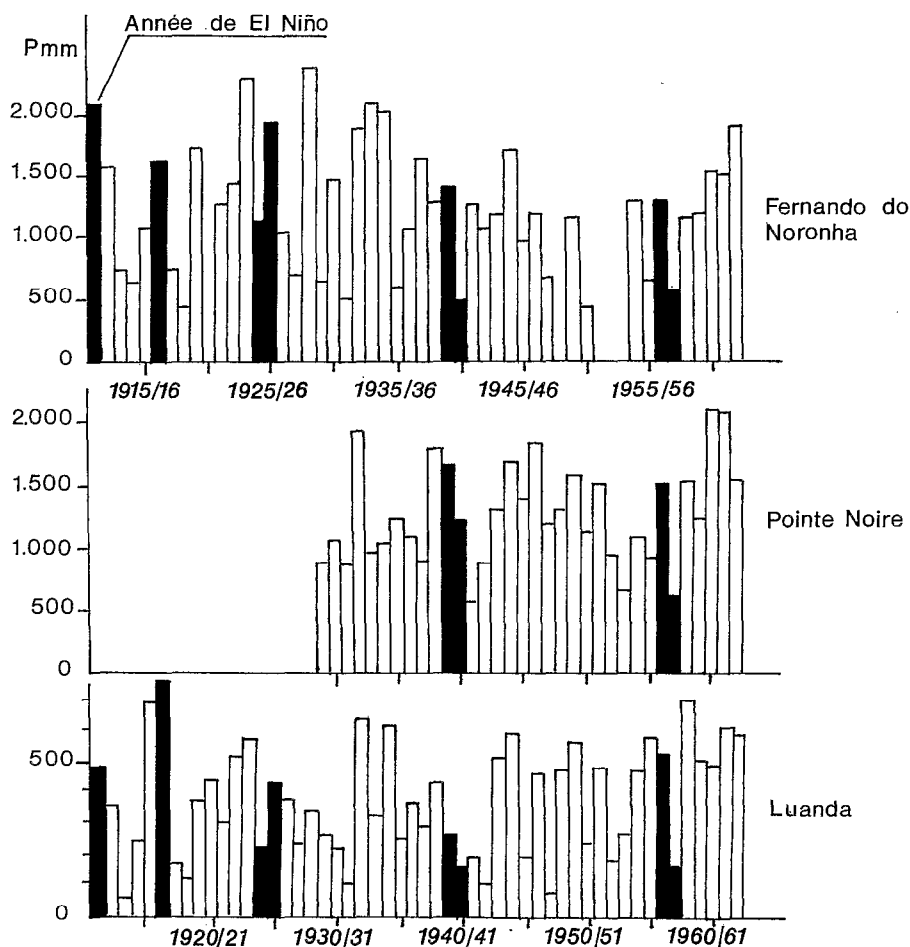


FIG. 7. — Variabilité interannuelle des précipitations totales de l'année hydrologique 1911-1912 à 1962-1963 sur Fernando de Noronha (en haut) et Luanda (en bas) et de 1929-1930 à 1962-1963 à Pointe-Noire (au milieu) ; d'après les données *in* DOBERTZ, 1969. Les principaux El Niño étudiés dans le texte ont été repérés.

pement d'un El Niño est d'abord une année sèche qui est suivie par des pluies excédentaires survenant l'année « Niño +1 ». Ceci peut être aussi la conséquence dans les deux océans d'une manifestation de l'oscillation quasi-biennale (QBO) fortement rythmée dans les tropiques certaines décennies (MERLE, FIEUX et HISARD, 1980 (cf. fig. 13 p. 93)). C'est seulement sur les côtes du Pérou que les pluies sont anormalement fortes pendant les deux années consécutives de l'El Niño suggérant l'existence d'une rétroaction (« feed-back ») locale entre l'océan et l'atmosphère.

Plusieurs faits sont donc maintenant clairement établis pour expliquer les caractéristiques originales du climat côtier de l'Atlantique tropical sud-est entre l'équateur et le sud de l'Angola ; c'est d'abord l'importance du rôle des variations du vent dans la partie ouest du bassin équatorial sur le cycle thermique de l'océan le long des côtes tropicales sud-est. Les ondes équatoriales de « downwelling » excitées par l'arrivée des calmes équatoriaux provoquent l'advection vers l'est d'eaux de mer chaudes dont la température peut avoisiner les 28-29 °C et peut donc déclencher ou intensifier la convection profonde atmosphérique à la moindre faiblesse de l'anticyclone sus-jacent (GRAHAM et BARNET, *op. cit.* ; HIRST et HASTENRATH, *op. cit.*).

Un autre fait établi et vérifié en 1983, en 1972 et en 1925, est l'intensification des alizés dans l'ouest du bassin Atlantique lorsque se produit un El Niño dans le Pacifique oriental ; tout se passe comme si les anticyclones subtropicaux Atlantique étaient décalés vers l'ouest comme le suggère alors l'affaiblissement des upwellings côtiers qu'ils entretiennent habituellement en Mauritanie-Sénégal et en Namibie. Les ondes équatoriales d'upwelling excitées dans l'ouest Atlantique maintiennent au contraire le refroidissement océanique dans le golfe de Guinée jusqu'au sud de l'Angola ; le Cabo Frio forme ainsi une véritable frontière climatique séparant des anomalies thermiques de sens inverse au nord et au sud ; cette frontière est soulignée par la quasi-permanence d'un front thermique qui ne disparaît que rarement quand le contre courant équatorial sud se manifeste avec force comme ce fut le cas en 1984 (cf. HISARD *et al. op. cit.* et SHANNON *et al. op. cit.*) et en 1963 (STANDER et de DECKER *op. cit.*).

Il est cependant acquis que certaines années puisse se produire un affaiblissement simultané des anticyclones subtropicaux de l'hémisphère austral dans les deux océans Pacifique et Atlantique ; leur bassin océanique étant largement ouvert sur l'Antarctique source de leur alimentation en énergie ; une situation « chaude-pluvieuse » sur l'Atlantique équatorial et tropical sud-est se développe alors en même temps qu'un El Niño dans le Pacifique oriental. On obtient ainsi une configuration climatique inverse de la précédente ce qui peut expliquer les « lead-lag relationship in both senses between the two oceans » mis en évidence par les analyses statistiques (WRIGHT, *op. cit.*).

Il semble donc bien établi qu'une certaine « sensibilité » climatique existe dans l'Atlantique équatorial vis-à-vis des El Niño du Pacifique, ce que suggérerait le renforcement fréquemment observé des « Sêcas » sur le N-E du Brésil ; ceci paraît assez logique étant donné le caractère planétaire de l'oscillation australe sous-jacente à ce phénomène. Mais il n'en reste pas moins évident que l'Atlantique équatorial subit aussi une variabilité interannuelle « propre » sans dépendance apparente avec les El Niño du Pacifique (cf. fig. 6 et 7). Le cas de l'année 1968 marquée par de très fortes pluies dans le golfe de Guinée et une position anormalement sud de l'ITCZ a fait l'objet de nombreuses publications (cf. *in* HISARD, *op. cit.*) ; on peut citer également le cas des années 1947 et 1934 ; en 1934 le vent fut anormalement faible dans l'ouest Atlantique (cf. fig. 3) ; toutes les chroniques pluviométriques dans le golfe de Guinée surtout du Gabon, du Bénin et du Togo soulignent l'importance de l'anomalie de 1934. Il y eut même en 1934 une renverse du courant de Benguela sur les côtes de Namibie visualisée par le panache jaunâtre des eaux boueuses du fleuve Orange exceptionnellement en crue (*in* SHANNON *et al., op. cit.*). Inversement on connaît des années particulièrement sèches sur le littoral du Congo comme 1977-78 qui paraissent être un phénomène spécifique localisé et mal compris (PITON *et al., op. cit.*). Cette variabilité interannuelle spécifique à l'Atlantique équatorial est probablement le résultat de la configuration géographique de l'océan Atlantique ; il s'étire en effet dans un plan nord-sud et il est de ce fait étroitement encadré de masses continentales sur lesquelles se creusent en été des dépressions atmosphériques importantes. Il en résulte un signal climatique saisonnier beaucoup plus prononcé dans l'Atlantique que dans le Pacifique, souligné par la migration saisonnière de l'ITCZ mais il y a là également la source possible d'une variabilité interannuelle importante. Cette variabilité climatique de l'Atlantique tropical peut jouer un rôle particulier dans l'enchaînement des anomalies climatiques qui se propagent à l'ensemble de la zone tropicale planétaire. Il semble en effet parfois que l'anomalie atlantique précède le développement du phénomène El Niño comme ce fut le cas pendant l'hiver 1971-72 où les alizés intensifiés sur l'ouest atlantique traversèrent l'isthme de Panama influençant directement la migration de l'ITCZ vers le sud au-dessus du golfe de Panama.

Une anomalie spécifique atlantique pourrait donc être alors déterminante pour faire d'un El Niño potentiel un phénomène majeur ayant ensuite à son tour des répercussions importantes sur l'ensemble de la ceinture tropicale ; c'est l'intérêt d'une surveillance globale du milieu tropical telle que proposée par l'actuel programme TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere) de la décennie 90.

9. TERMINOLOGIE

L'expression « El Niño-Atlantique » ou « événement-chaud » utilisée pour décrire les anomalies le long des côtes Atlantique tropical sud-est n'est pas très heureuse ; il en est de même pour l'expression « Inverse ou anti-El Niño » décrivant des situations d'upwelling intensifiés et de déficits pluviométriques accentués ; PHILANDER (*op. cit.*) a proposé que l'on parle dans ce cas de situation de « La Niña » bien que ce mot ne concerne en rien l'éthymologie sacrée à l'origine de l'El Niño (Noël, fête de l'Enfant-Jésus). El Niño et La Niña sont donc devenus antonymes malgré cela.

Dans l'Atlantique nous pouvons proposer que les situations de type El Niño soit dénommées « El Negro ». Il se trouve en effet que l'un des compagnons de Christophe COLOMB qui était de type maure, Pedro Alfonso NIÑO, était surnommé « El Negro ». Lorsqu'ils revinrent de leur voyage de découverte, après le naufrage de la « Santa Maria », ce fut sur « La Niña » promue bâtiment amiral, ce qui nous ramène à l'antonyme d'El Niño proposé par PHILANDER. Ce terme « El Negro » évoque parfaitement la couleur noire des eaux du contre-courant côtier de l'El Niño que les pêcheurs péruviens de Puerto Chicama attendent chaque année et qui contraste avec la couleur bleue des eaux du courant du Pérou ; ce terme évoque également les nombreux « rio negro » des régions tropicales ainsi que le nom même de Pointe-Noire dont les données climatiques ont été importantes dans cette analyse. Quant à l'antonyme Atlantique de l'El Negro, nous garderons le mot de « Sêcas » du Nordeste brésilien car il est immédiatement compréhensible à tous, contrairement à la Niña proposée par PHILANDER. On dira ainsi qu'à l'El Niño de 1983 dans le Pacifique a correspondu une « Sêcas » dans l'Atlantique et qu'elle fut suivie par un El Negro en 1984. En revanche l'El Niño Pacifique de 1957 fut associé d'abord à un El Negro Atlantique et la « Sêcas » ne se développa que l'année suivante, « Niño +1 », en 1958.

REMERCIEMENTS

Cette étude a été réalisée alors que l'auteur était accueilli au laboratoire d'Hydrologie du centre ORSTOM de Montpellier ce qui lui a permis un accès facilité aux archives pluviométriques et à une abondante documentation grâce à l'obligeance de Y. L'HÔTE, E. RABBIA et M. SICARD. Les résultats de cette étude ont été présentés à la réunion de la Société Européenne de Géophysique (EGS) à Copenhague en avril 1990. Les critiques apportées par B. PITON au manuscrit ont été particulièrement utiles.

BIBLIOGRAPHIE

- Anonyme, 1982. — Atlas hydrologique du Togo. Ed. PNUD, Ressources et besoins en eaux. XI planches.
- BERRIT (G.R.), 1976. — Les eaux froides côtières du Gabon à l'Angola sont-elles dues à un upwelling d'Ekman ? *Cah. ORSTOM, série Océanogr.*, XIV : 273-278.
- BERRIT (G.R.), DIAS (C.R.), 1977. — Hydroclimatologie des régions côtières de l'Angola. Description des variations à Lobito et Lucira. *Cah. ORSTOM, série Océanogr.*, XV : 181-196.
- BJERKNES (J.), 1969. — Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 97 : 163-172.
- BOYD (A.J.), THOMAS (R.M.), 1984. — A southward intrusion of equatorial waters off northern and central Namibia in March 1984. *Trop. Ocean. Atm. Newsletter*, 27 : 16-17.
- BROOKS (C.E.P.), BRABY (H.W.), 1921. — The clash of the trades in the Pacific. *Quart. J. R. Met. Soc.*, XLVII, 197 : 1-13.
- BUISSON (A.), 1985. — Une anomalie climatique au Gabon en 1984. *La Météo.*, 8 : 36-47.
- CADET (D.), 1988. — L'oscillation Australe et ses relations avec les anomalies climatiques globales. *La Météo.*, 21 : 4-18.
- CAVIÈDES (C.N.), 1973. — Sêcas and El Niño : two simultaneous climatic hazards in South America. *Proc. Assoc. Am. Geogr.*, 5 : 44-49.
- COVEY (D.L.), HASTENRATH (S.), 1978. — The Pacific El Niño phenomenon and the Atlantic circulation. *Month. Weath. Rev.*, 106 : 80-87.
- DAVEAU (S.), 1972. — Contribution à l'étude climatique du désert côtier d'Angola. In *Etudes de Géographie tropicales offertes à Pierre Gourou* : 263-278.
- DENEAU (V.), 1956. — Les singularités climatiques de Bas-Togo. *Mem. Met. Nat.*, n° 42, 32 pp.
- DOBERTZ (R.), 1969. — Cross-spectrum and filter analysis of monthly rainfall and wind data in the tropical Atlantic region. *Bonn. Meteor. Abhand.*, 11, 43 pp. + 12 pl.
- DONGUY (J.R.), EL DIN (G.), MORLIÈRE (A.), REBERT (J.P.), 1984. — Variability of dynamic topography and equatorial currents in relation to hydroclimatic conditions of the western Pacific. *Oceanogr. Trop.*, 19 : 155-160.
- GILLOUJ (J.F.), WALKER (N.D.), 1984. — Spatial and temporal behaviour of sea surface temperature in the south Atlantic. *S. Afr. J. Sc.*, 80 : 97-100.
- GRAHAM (N.E.), BARNETT (T.P.), 1987. — Sea surface temperature, wind divergence and convection over tropical oceans. *Science*, 238 : 657-659.

- HACKENBROICH (A.), 1916. — Les oscillations non-périodiques du vent et des précipitations, de la pression atmosphérique et des précipitations, dans l'Atlantique. *Ann. Hydro. Marit. Meteor.*, 44, 8, 9 et 10 : 427-41, 477-487 et 505-519 (en allemand).
- HART (T.J.), CURRIE (R.L.), 1960. — The Benguela Current. Discovery report. 31 : 123-298.
- HASTENRATH(S.), LAMB (P.J.), 1977. — Climatic atlas of the tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans. Ed. Univ. Wisconsin Press, Madison, USA.
- HIRST (A.C.), HASTENRATH (S.), Atmospheric-ocean mechanisms of climate anomalies in the Angola tropical Atlantic sector. *J. Phys. Ocean.*, 13 : 1146-1157.
- HISARD (Ph.), 1980. — Observations de réponses de type El Niño dans l'Atlantique tropical oriental, golfe de Guinée. *Oceanol. Acta*, 3 : 69-78.
- HISARD (Ph.), 1983. — Deux précurseurs de l'étude du golfe de Guinée au XIX^e siècle, Charles-Philippe de Kerhallet et John Young Buchanan. *Ocean. trop.*, 18 : 95-101.
- HISARD (Ph.), DU PENHOAT (Y.), 1983. — Letter to the Editor. *Tropical Ocean Atmos. Newsletter*, 19 : 16.
- HISARD (Ph.), HENIN (C.), 1983. — The 1982-1983 warm upwelling season in the Canary Current off Dakar. *Tropical Ocean-Atmos. Newsletter*, 19 : 12-13.
- HISARD (Ph.), HENIN (C.), HOUGHTON (R.), PITON (B.), RUAL (P.), 1986. — Oceanic conditions in the tropical Atlantic during 1983 and 1984. *Nature*, 322 : 243-245.
- HOEPFFNER (M.), MORELL (M.), ROSSIGNOL (D.), 1984-85. — La sécheresse de 1983 en Guadeloupe. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, XXI : 51-74.
- HOREL (J.D.), KOUSKY (V.E.), KACANO (M.T.), 1986. — Atmospheric condition in the Atlantic sector during 1983 and 1984. *Nature*, 322 : 248-251.
- KATZ (E.J.) *et coll.*, 1977. — Zonal pressure gradient along the equatorial Atlantic. *J. mar. Res.*, 35 : 293-307.
- KATZ (E.J.), HISARD (Ph.), VERSTRAETE (J.M.), GARZOLI (S.L.), 1986. — Annual change of sea surface slope along the equator of the Atlantic ocean in 1983 and 1984. *Nature*, 322 : 245-247.
- KILADIS (G.N.), DIAZ (H.F.), 1986. — An analysis of the 1877-1878 ENSO episode and comparison with 1982-83. *Month. Weath. Rev.*, 106 : 1035-1047.
- KNOX (R.A.), HALPERN (D.), 1982. — Long range Kelvin wave propagation of transport variations in Pacific ocean equatorial currents. *J. mar. Res.*, 40 suppl. : 329-339.
- KRUEGER (A.F.), WINSTON (J.S.), 1975. — Large-scale anomalies over the tropics during 1971-72. *Month. Weath. Rev.*, 103 : 465-473.
- LA COCK (G.D.), 1986. — The southern oscillation, environmental anomalies and mortality of two southern African seabirds. *Clim. Change*, 8 : 173-184.
- LAMB (P.J.), PEPPLER (R.A.), HASTENRATH (S.), 1986. — Interannual variability in the tropical Atlantic. *Nature*, 322 : 238-240.
- MCLAIN (D.R.), BRAINARD (R.E.), NORTON (J.G.), 1985. — Anomalous warm event in Eastern Boundary Currents systems. *CALCOFI Rept.*, XXVI : 51-64.
- MECHOSO (C.R.), LYONS (S.W.), 1988. — On the atmospheric response to sea surface temperature anomalies associated with the Atlantic warm event during 1984. *J. Climate*, 1 : 422-428.
- MERLE (J.), 1980. — Variations thermiques annuelles et interannuelles de l'océan Atlantique équatorial ; hypothèse d'un El Niño. *Oceanol. Acta*, 3 : 209-220.
- MERLE (J.), FIEUX (M.), HISARD (Ph.), 1980. — Annual signal and interannual anomalies of sea surface temperature in the eastern equatorial Atlantic ocean. *Deep-Sea Res.*, Suppl. 11 à Vol. 26 : 77-102.
- MOLINIER (M.), CADIER (E.), 1984-85. — Les sécheresses du Nordeste brésilien. *Cah. ORSTOM, Sér. Hydrol.*, XXI : 23-50.
- MOORE (D.W.), HISARD (Ph.), MCCREARY (J.P.), MERLE (J.), O'BRIEN (J.J.), PICAUT (J.), VERSTRAETE (J.M.), 1978. — Equatorial adjustment in the eastern Atlantic. *Geoph. Res. Lett.*, 5 : 637-640.
- MURPHY (R.C.), 1926. — Oceanic and climatic phenomena along the west coast of south America during 1925. *Geogr. Rev.* : 26-54.
- NAMIAS (J.), 1972. — Experiments in objectively predicting some atmospheric and oceanic variables for the winter of 1971-72. *J. Appl. Meteor.*, 11 : 1164-1174.
- NICHOLSON (S.E.), ENTEKHABI (D.), 1987. — Rainfall variations in equatorial and southern Africa : relationships with sea surface temperature along the southwestern coast of Africa. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 26 : 561-678.
- NOUVELOT (J.F.), POURRUT (P.), 1984-85. — El Niño. Phénomène atmosphérique et océanique. Importance en 1982-83 et impact sur le littoral équatorial. *Cah. ORSTOM, série Hydrol.*, XXI : 39-66.
- PALMER (T.N.), 1986. — Influence of the Atlantic, Pacific and Indian ocean on Sahel rainfall. *Nature*, 322 : 251-253.
- PARRISH (R.H.), BAKUN (A.), HUSBY (D.M.), NELSON (C.S.), 1983. — Comparative climatology of selected environmental processes in relation to eastern boundary current pelagic fish reproduction. *FAO Fish. Rept.*, 291, 3 : 731-777.
- PEDELABORDE (P.), 1970. — Les moussons. Ed. A. Colin, 224 pp.
- PHILANDER (S.G.H.), 1986. — Unusual conditions in the tropical Atlantic ocean in 1984. *Nature*, 322 : 236-238.
- PHILANDER (S.G.H.), 1990. — El Niño, La Niña and the southern oscillation. *Int. Geoph. series*, 26, 289 pp., Ed. Academic Press.
- PICAUT (J.), 1983. — Propagation of the seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic. *J. Phys. Ocean.*, 13 : 18-37.
- PICAUT (J.), 1984. — On the dynamics of thermal variations in the gulf of Guinea. *Oceanogr. trop.*, 19 : 127-153.
- PICAUT (J.), SERVAIN (J.), BUSALACHI (A.J.), SEVA (M.), 1984. — Interannual variability versus seasonal variability in the tropical Atlantic. *Geoph. Res. Lett.*, 11 : 787-790.
- PICKARD (G.L.), 1964. — Descriptive physical oceanography. 200 pp. Ed. Pergamon Press.

- PITON (B.), POINTEAU (J.H.), WAUTHY (B.), 1979. — Données hydro-climatiques à Pointe-Noire (Congo), 1953-1979. Doc. Sci., ORSTOM, Pointe-Noire, Nlle série, 53, 60 pp. *multigr.*
- PITON (B.), 1985. — Anomalies thermiques dans la partie orientale du golfe de Guinée durant l'été 1984 et pluviosité excédentaire à Sao Tomé. *Veille Clim. Satellit.*, 5 : 22-25.
- PITON (B.), 1987. — Les anomalies océanographiques et climatiques de 1983 et de 1984 dans le golfe de Guinée. *Veille Clim. Satellit.*, 16 : 18-31.
- PITON (B.), 1988. — Les courants sur le plateau continental devant Pointe-Noire. Doc. Sci. ORSTOM Brest, 47, 37 pp., *multigr.*
- QUINN (W.H.), NEAL (V.T.), ANTUNEZ de MAYOLO (S.E.), 1987. — Preliminary report on El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *J. Geoph. Res.*, 92, C 13 : 1449-14461.
- RASMUSSEN (E.M.), CARPENTER (T.H.), 1982. — Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation El Niño. *Month. Weath. Rev.*, 110 : 354-384.
- RODIER (J.), 1961. — Extension de la sécheresse exceptionnelle observée en 1958 dans les régions équatoriales. AIHS, UGGI, Helsinki, 1960 : 6-15.
- SADLER (J.C.), 1975. — The monsoon circulation and cloudiness over the GATE area. *Month. Weath. Rev.*, 103 : 369-387.
- SCHOTT (G.), 1931. — The Peru (Humboldt) current and its northern vicinity in normal and abnormal conditions. *Ann. Hydr. Marit. Meteo.*, 59 : 161-169, 200-213, 240-253.
- SERVAIN (J.), PICAUT (J.), MERLE (J.), 1982. — Evidence of remote forcing in the equatorial Atlantic ocean. *J. Phys. Ocean.*, 12 : 457-463.
- SHANNON (L.V.), 1983. — Preliminary report of the southern Benguela warm event 1982-1983. *Trop. Ocean-Atmos. Newslet.*, 22 : 8-9.
- SHANNON (L.V.), BOY (A.J.), BRUNDRIT (G.B.), TAUTON-CLARK (J.), 1986. — On the existence of an El Niño type phenomenon in the Benguela system. *J. mar. Res.*, 44 : 495-520.
- SIRCOULON (J.), 1976. — Les données hydropluviométriques de la sécheresse récente en Afrique intertropicale ; comparaison avec les sécheresses 1913 et 1940. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, XIII, 75 pp.
- STANDER (G.H.), DE DECKER (A.H.B.), 1969. — Some physical and biological aspects of an oceanic anomaly off SW Africa in 1963. *Investl. Rep. Div. Sea Fish. S.A.*, 81, 46 pp.
- SVERDRUP (H.U.), JOHNSON (M.W.), FLEMING (R.H.), 1942. — The Oceans ; their Physics, chemistry and general biology. Ed. Prentice-Hall, N.Y.
- TOURRE (Y.), RASMUSSEN (E.), 1984. — The tropical Atlantic region during the 1982-83 Equatorial Pacific warm event. *Trop. Ocean-Atmos. Newslet.*, 25 : 1-2.
- VENNETIER (P.), 1968. — Pointe-Noire et la façade maritime du Congo-Brazzaville. *Mem. ORSTOM* n° 26.
- WEARE (B.C.), 1977. — Empirical orthogonal analysis of Atlantic ocean surface temperatures. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 103 : 467-478.
- WEISBERG (R.H.), COLIN (C.), 1986. — Equatorial Atlantic ocean temperature and current variations during 1983 and 1984. *Nature*, 322 : 240-243.
- WRIGHT (P.B.), 1986. — Variations in tropical Atlantic sea surface temperature and their global relationships. *Unpub. Man.*
- WYRTKI (K.), 1975. — El Niño, the dynamic response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing. *J. Phys. Ocean.*, 5 : 572-584.