

Évidence d'une liaison entre les deux principaux modes de variabilité climatique interannuelle de l'Atlantique tropical

Evidence of a relationship between the two main types of interannual climatic variability over the tropical Atlantic

Jacques Servain^{a*}, Ilana Wainer^b, Alain Dessier^a

^a Centre Orstom de Brest, B.P. 70, 29280 Plouzané, France

^b Dept. Oceanografía Física, Universidade de São Paulo, Praça do Oceanográfico 191, 05508-900, São Paulo, Brésil

Abstract—The tropical Atlantic Ocean has two main types of interannual climate variability: an equatorial and a meridional type, also known as the dipole-type, which does not seem to have a counterpart in the Pacific. The equatorial type is primarily a mixed-layer phenomenon. It is responsible for the warm (and cold) sea surface temperature (SST) events and is associated with the thermocline slope displacements arising from wind-forced equatorial adjustment. The dynamics associated with this first type is very similar to the Pacific Ocean El Niño phenomenon. The second type encompasses the whole tropical basin and is characterized by a north-south oscillation of basin-scale SST. The two parts of the Atlantic dipole-type are separated by the mean position of the intertropical convergence zone (ITCZ). To date, this type has been observed (in the ocean) only from SST fields. In this study it has been shown via a multi-year oceanic general circulation model, and by direct surface and subsurface thermic observations, that these two types of climatic variability appear to be well related statistically. The study period ranges from 1985–1993. The results suggest that the physics of the interannual variability for these two types is the same as the annual variability with respect to their relationship to the north-south displacements of the ITCZ. (© Académie des sciences / Elsevier, Paris.)

climatic variability / tropical Atlantic / equatorial dynamics / dipole

Résumé — La variabilité climatique interannuelle de l'Atlantique tropical se décompose principalement selon deux modes. Un premier mode est similaire au phénomène El Niño sur le Pacifique et a pour origine une physique purement équatoriale. Selon ce mode, des événements chauds (ou froids) de la température de surface de la mer dans la région est du bassin océanique sont liés à des effets anormaux du forçage du vent dans la région équatoriale ouest. Ce mode se traduit aussi par des variations dans la pente de la thermocline le long de l'équateur. Un deuxième mode, qui intéresse l'ensemble du bassin tropical, se manifeste par une oscillation nord-sud, séparée par la zone intertropicale de convergence des alizés. Jusqu'à présent, ce second mode a été observé (dans l'océan) uniquement à partir des températures de surface. On montre ici, pour la première fois, en utilisant conjointement des séries d'observations et des résultats de simulations numériques concernant la même période (1985–1993), que ces deux modes sont en très bonne relation statistique. Ceci se traduit par des oscillations interannuelles similaires, pouvant être associées à des fluctuations aux mêmes échelles de temps, dans la migration méridienne de la zone de convergence des alizés. (© Académie des sciences / Elsevier, Paris.)

variabilité climatique / Atlantique tropical / dynamique équatoriale / dipôle

Note présentée par Gérard Mégie.

Note remise le 16 février 1998, acceptée après révision le 26 mai 1998.

* E-mail : servain@orstom.fr

Fonds Documentaire ORSTOM



010014809

Fonds Documentaire ORSTOM
Cote: S*14809 Ex: 1

Abridged version

Introduction

Within the last decades, numerous studies related to climatic variability in the tropical Atlantic have identified two main types in the interannual time scale (e.g. Servain and Merle, 1993). From the oceanographic point of view, one type of variability is similar to the Pacific El Niño – southern oscillation (ENSO) in that it relates the ocean's equatorial adjustment to changes in the trade winds. However, the Atlantic El Niño-type is much weaker than its Pacific counterpart. With the intensification (or weakening) of the winds in the western Atlantic, it has been observed that the equatorial ocean responds with negative (or positive) SST anomalies, particularly in the Gulf of Guinea region. This type is evident every two to four years, not only at the surface (e.g. SST) but also at the subsurface (as represented by the depth of the thermocline). A good example of this is the well-documented warm event of 1984 (Philander, 1986; Servain and Séva, 1987; Reverdin et al., 1991), where the monthly SST anomalies reached 3–4 °C close to the coast, while the equatorial thermocline slope became unusually flat. The second type of interannual variability, also known as the Atlantic dipole-type, is characterized by a north–south oscillation of basin-scale SST separated by the intertropical convergence zone (ITCZ) (Moura and Shukla, 1981; Servain, 1991). This type seems unique to the Atlantic ocean with no similar counterpart in the Pacific. Its time-scale ranges from interannual to decadal. So far, it has been observed mainly in SST fields as well as in the atmospheric surface winds, in particular with respect to the variations in the mean latitudinal position of the ITCZ. Therefore little is known with respect to the manifestation of the dipole-type at the subsurface, given the difficulty in obtaining reliable long-term observations.

While the dynamics of the equatorial type is well understood, the meridional type is not well known. Recent studies (Carton et al., 1996; Chang et al., 1997) suggest that this second type is purely of thermodynamic origin, arising from ocean–atmosphere interactions. Another important question is that of the interrelations between the interhemispheric (i.e. north–south) SST variability and the equatorial SST variability. Do they interact strongly with each other and if so, how? In this note, we will review the characteristics of the two main types of variability mentioned above and show how they could be linked by using observations as well as numerical simulation results.

Equatorial type

Equatorial waves and remote wind forcing play a significant role in the generation of SST anomalies on the interannual time scale. In other words, wind perturbations in the western Atlantic Ocean trigger Kelvin waves that cross the basin in a question of weeks, to be reflected as slower equatorial Rossby waves. At the same time, part of the incoming Kelvin waves become trapped at the coast, travelling polewards and triggering an east–west response at latitudes off the equator. Therefore this equatorial perturbation is felt at off-equator latitudes later than the initial wind disturbance in the west. Certain

dynamic aspects of equatorial wave reflection off the eastern Atlantic Ocean are complex and will not be the focus of this study. The reader can refer for instance to Moore et al. (1978) and Philander (1979) for some theoretical aspects, and to Picaut (1983) and Katz (1987) for observational evidence. They show that the equatorial adjustment phenomena can be well simulated and understood with very simple linear models (e.g. Servain and Arnault, 1995). Significant examples of the appearance of the equatorial mode are the warm events of 1968, 1984 (already mentioned), 1995 and more recently, 1997–1998. Significant cold events were noted in 1967 and 1976. Such interannual events have important climatic and socio-economic local consequences, as for instance those affecting open ocean tuna fishing, as well as the distribution of several pelagic species along the African coast. Adjacent coastal areas also feel the impact of varying ocean temperatures such as changes in the regional distribution and intensity of precipitation (e.g. strong rains in 1968 affecting several African countries bordering the Gulf of Guinea).

Meridional dipole type

Thanks to the increasing amount of surface marine observations obtained from the global meteorological network and merchant ships, this type of variability has been easily detected in the surface ocean. Indeed, the amount of surface data is relatively high and permits a continuous temporo-spatial analysis of monthly winds and SST (Servain et al., 1985) on a 2° latitude × 2° longitude grid over the tropical Atlantic. The subsurface data available, which are obtained from expandable bathythermograph (XBT) drops by merchant ships on specific routes, are less numerous and their coverage is restricted to the ship's course. Therefore, it is extremely difficult to obtain a basin-wide picture of the dipole type below the surface.

The surface dipole type involves a low-frequency oscillation of the SST gradient across the equator, which has spatially coherent SST patterns in the subtropics of each hemisphere. It is associated with the slow interannual meridional fluctuations of the mean position of the ITCZ, and can be seen across several time scales ranging from seasonal to decadal (Servain, 1991). While air–sea interactions may be instrumental in determining the origin of the interhemispheric SST anomalies, other positive feedbacks involving dynamic processes may also play a role. Chang et al. (1997) believe that decadal variations in the dipole-type originate from ocean–atmosphere positive feedbacks involving primarily SST and wind-induced latent heat flux. The idea is that there is a mutual interaction between the wind-induced heat flux and SST, so that the SST anomalies maintain the anomalous wind pattern and thus the surface heat flux anomalies, while ocean processes set the slow time scale of variability.

This dipole type of variability is best known for its effects on the droughts in northeast Brazil (Nordeste) that have been shown to be closely related to anomalous warm/cold SSTs in the tropical north/south Atlantic Ocean (Servain, 1991; Wainer and Soares, 1997). Periods of increased rainfall (or droughts) are associated with the anomalous displacement of the ITCZ

towards the south (or north), which corresponds to a pattern of interhemispheric SST of anomalous cold (or warm) SST to the north and warm (or cold) SST to the south. Droughts in sub-Saharan Africa (the Sahel) are often found to be associated with a broad band of negative/positive SST anomalies across the tropical north/south Atlantic.

Links between the two climatic types

The two main types of variability previously described can be characterised using an empirical orthogonal function (EOF) analysis carried out on SST and subsurface temperature fields. In the tropics, the depth of the thermocline can be associated with the depth of the 20 °C isotherm (hereafter referred to as Z20). Since Z20 observations are not always readily available, we chose to look primarily at the results of an ocean general circulation model (OGCM-OPA) developed at the Laboratoire d'Océanologie et de Dynamique du Climat (LODYC) (Blanke and Delécluse, 1993). In the specific experiment used here (BF5 experiment), the OPA model is forced by the dynamic and thermodynamic fluxes provided at the surface by Arpege, an atmospheric general circulation model (AGCM) developed at Météo-France (Déqué et al., 1994). We analysed a 10-year period from 1985 to 1994. The spatial structures of each of the first EOFs of monthly anomalies of Z20 and SST can be seen in *figures 1* and *2* respectively. The percentage of variance explained by each of the first types is quite different for each variable: 84 % for Z20 and 45 % for SST. The high value associated with Z20 can be attributed to the strong zonal character which marks the ocean dynamics along the equator (consistent with the equatorial mode) shown in *figure 1*. *Figure 2* shows the dipole structure associated with the inter-hemispheric gradient in SST, which can be seen in opposite signs north and south of the mean position of the ITCZ. If one superposes the time series associated with each EOF (*figure 3*), it can be noticed that despite the significant differences in how much of the variance is explained by each mode, they demonstrate similar temporal behaviour on a 2–3-year time-scale. The two (6-month smoothed) series are significantly correlated, giving a maximum correlation coefficient of 0.73 with a 1-month lag (Z20 leading), indicating that these two types are intimately related within the limits of this numerical simulation. Further studies demonstrate that the correlation coefficient is maximum for a 40-day lag, with Z20 ahead of SST (H. L. Ayina, pers. comm.).

In order to compare these results with those obtained from observations, we used SST and Z20 continuously available observations for a similar period (1985–1993) (Fabri et al., 1996). Over the tropical Atlantic we selected the data along two shipping routes: the AX11 route from Europe to South America and the AX15 route from Europe to South Africa. Both shipping routes are shown schematically in *figure 1*. The data density along these routes enables us to analyse the subsurface data on

a monthly time scale. This is what we did in the vicinity of two equatorial sites: one close to 30°W and another to 10°W, that is to say in two oceanic domains with opposite indications for EOF1-Z20 (see *figure 1*). Thus, we were able to obtain monthly east–west differences in the Z20 anomalies for the study period, forming an east–west Z20 index along the thermocline equatorial slope. If we superimpose this east–west Z20 index from the observations with the observed north–south SST dipole index (*figure 4*) we notice that the two series are well correlated (maximum correlation coefficient is 0.65 with a 2-month lag, SST leading), which reinforces our demonstration that the two main types of interannual variability in the tropical Atlantic are linked. An identical calculation (not shown), carried out with the numerical results obtained from the ocean model at the same locations (30°W-Eq. and 10°W-Eq.) confirms the good agreement between the types, yielding a maximum correlation coefficient of 0.61 at 1-month lag, Z20 leading).

Finally, we calculated an ITCZ index based on the anomalous latitudinal position of the ITCZ at 28°W and superimposed it on the two first curves in *figure 4*. It is clear that the three curves fluctuate at similar time-scales (2–4-year period). As expected, the correlation coefficient (*CC*) between the ITCZ index and the SST dipole is high (*CC* = 0.83 at zero lag). In spite of the ITCZ index and the Z20 index being less correlated (*CC* maximum = 0.45 at 2-month lag, ITCZ leading), the similar appearance between the three curves suggests that the relationship between the two main climatic types is linked by large fluctuations in the atmospheric circulation, the time lags of which have yet to be determined.

Conclusion

It has been shown for the first time that the equatorial and the dipole types, the two main types of climatic variability in the tropical Atlantic, are closely connected to one another on an interannual time-scale. It is reasonable to assume that this connection is related to large-scale atmospheric fluctuations associated with the trade wind variability in both hemispheres. A possible scenario would be the following (it is easy to describe the inverse): if we imagine an anomalous southward displacement of the ITCZ, the northeast trade winds are reinforced, the zonal equatorial wind and the south-east trade winds decrease. This would consequently affect the thermocline along the equator, with a slight elevation at the western side of the basin and a deepening at the eastern side. This pattern is associated with warm SST anomalies in the east-equatorial and south oceanic domains, and with cold SST anomalies towards the northern side of the basin. This situation would favour an enhanced rainfall in the Nordeste region and along the continental border of the Gulf of Guinea, and drought in the Sahel. Current work is underway to obtain a better understanding of the dynamics and thermodynamics of the relationships between these two types.

1. Introduction

Les nombreuses études climatiques qui ont été menées sur la région de l'Atlantique tropical depuis quelques décennies, ont révélé que deux modes de variabilité climatique à l'échelle interannuelle étaient couramment observés dans cette région (par exemple Servain et Merle, 1993). Si l'on s'en tient à une interprétation « océanographique » du processus (et qui n'en explique pas totalement l'origine, puisque l'atmosphère est elle-même modifiée par les anomalies océaniques), le premier mode de variabilité interannuelle, de type équatorial, suit la dynamique océanique des ondes de Kelvin et de Rossby se propageant le long et à partir de l'équateur. Quelques semaines après une intensification (relâchement) de la composante zonale des alizés dans la région de l'Atlantique équatorial ouest, on s'attend à ce que des anomalies négatives (positives) de température de la mer s'observent à l'est du bassin, particulièrement dans le fond du golfe de Guinée. Ce premier mode de variabilité, qui ressemble au phénomène El Niño, lui-même observé dans le Pacifique, apparaît tous les 2–4 ans (quelques fois plus longtemps), à la fois en surface (température de la surface de la mer, SST) et en subsurface (profondeur de la thermocline). Par exemple, lors de l'épisode chaud de 1984, les anomalies mensuelles de la SST ont atteint 3–4 °C près des côtes du Congo, alors que la pente de la thermocline le long de l'équateur était anormalement plate (Philander, 1986 ; Servain et Séva, 1987 ; Reverdin et al., 1994).

Un second mode de variabilité interannuelle, celui-ci de type méridien et fréquemment appelé « mode dipolaire », se traduit par une oscillation nord-sud, dont l'axe de séparation est situé au niveau de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) des alizés (Moura et Shukla, 1981 ; Servain, 1991). Ce second mode, qui ne semble pas avoir de contrepartie directe dans le Pacifique, évolue selon une échelle de temps pluri-annuelle, voire décennale. Il est très prononcé sur les anomalies de la SST et sur certains paramètres atmosphériques, comme les anomalies de vent et celles de la position en latitude de l'ITCZ. Si ce mode n'a pas encore été clairement détecté en subsurface, c'est en particulier à cause de la difficulté d'acquérir des séries temporelles d'assez longue durée sur l'ensemble du bassin, au niveau de la profondeur de la thermocline. Il en résulte que, si la dynamique du mode équatorial semble bien comprise, celle du mode méridien est beaucoup plus difficile à mettre en évidence. Dans des études récentes (Carton et al., 1996 ; Chang et al., 1997), il a été suggéré que le mode dipolaire est principalement d'origine thermodynamique, c'est-à-dire lié au couplage océan-atmosphère. Une autre question se rapporte à la possible liaison entre les deux modes. Là encore, peu de réponses ont été apportées jusqu'à ce jour.

Dans cette note, après une revue plus détaillée de la description des deux principaux modes de variabilité climatique de l'Atlantique tropical, nous apportons la preuve qu'il existe un couplage entre eux. La démonstration est

établie, à la fois par l'utilisation d'observations et l'utilisation de simulations d'un modèle océanique.

2. Mode équatorial

Ce mode est relativement facile à mettre en évidence de l'échelle de temps saisonnière à l'échelle de temps interannuelle, y compris à partir des observations, car il suffit d'opérer le long de l'équateur pour se convaincre du passage vers l'est de paquets d'ondes de Kelvin équatoriales, générées par de brusques perturbations du vent dans la partie équatoriale ouest du bassin océanique. Ces ondes, qui atteignent l'Afrique en quelques semaines seulement, vont se réfléchir en ondes de Kelvin côtières, se propageant vers les deux pôles le long de la côte africaine (Picaut, 1983). Ces mêmes ondes vont générer à leur tour des paquets d'ondes de Rossby se propageant vers l'ouest à travers le bassin, à des vitesses nettement plus lentes (plusieurs mois pour traverser le bassin d'est en ouest). Il s'ensuit que le phénomène, initialement purement équatorial, se transmet de proche en proche vers les latitudes plus élevées, au cours des mois qui suivent le déclenchement dynamique du vent à l'ouest du bassin équatorial. Certains aspects de ce processus complexe ont été maintes fois étudiés, à la fois de façon théorique (Moore et al., 1978 ; Philander, 1979) et observationnel (Picaut, 1983 ; Katz, 1987). Il est à noter que ce type de phénomène est relativement bien simulé, y compris en utilisant des modèles simples, comme par exemple un modèle linéaire (Servain et Arnault, 1995). Ceci tient à la forte composante dynamique des processus physiques mis en jeu, par lesquels l'océan réagit de manière directe et très fortement linéaire aux effets du vent. Comme exemples particulièrement marqués de ce mode de variabilité au cours des dernières décennies (et à part celui de 1984 déjà évoqué), citons les événements chauds de 1968, de 1995 et tout récemment celui de 1997–1998. À l'inverse, citons les événements froids de 1967 et 1976.

Les événements interannuels de ce type peuvent avoir d'importantes conséquences climatiques et socio-économiques, non seulement — et directement — sur la région océanique perturbée (fortes variations dans les pêcheries de thons en plein océan et d'espèces pélagiques à proximité des côtes africaines), mais aussi sur les régions continentales voisines (par exemple, on a noté de très fortes précipitations en été 1968 dans divers pays africains bordant le golfe de Guinée, comme la Côte-d'Ivoire, le Guana, etc.).

3. Mode méridien dipolaire

Ce mode est connu depuis quelques décennies, notamment grâce au réseau mondial des données météorologiques de surface recueillies à bord de navires marchands. Les données superficielles disponibles sont relativement nombreuses, et permettent l'analyse spatio-temporelle continue du vent et de la SST (Servain et al., 1985) sur une

base mensuelle 2° longitude \times 2° latitude, pour l'ensemble du bassin tropical. Les données subsuperficielles, disponibles aussi à partir du réseau des navires marchands, sont en revanche très peu nombreuses. Des analyses en mode continu des profils thermiques verticaux ne peuvent être faites que le long des principaux rails de navigation. Il est donc très difficile, voire actuellement impossible, de mesurer globalement les effets d'un tel mode en subsurface à partir des quelques observations océaniques disponibles.

Le mode dipolaire interannuel fait apparaître deux pôles de signes opposés, l'un au nord de la position moyenne de l'ITCZ (vers 5°N à la longitude du centre du bassin océanique), l'autre au sud de cette position. Ce mode dipolaire est généralement relié aux lentes fluctuations interannuelles du balancement nord-sud de l'ITCZ. Il semble évoluer à différentes échelles de temps, allant de quelques mois à plusieurs années, voire une périodicité d'ordre décennal (Servain, 1991). L'origine de ce mode, ainsi que les processus physiques mis en jeu, n'ont pas encore été établis de façon convaincante, même si de récents travaux (Chang et al., 1997) font état d'actions et de rétroactions, positives ou négatives suivant les endroits, entre le flux de chaleur latente de l'atmosphère et la couche thermique superficielle de l'océan.

Ce mode dipolaire interannuel est surtout connu pour être fortement connecté aux régimes anormaux de précipitations sur le Nordeste brésilien (environ 40 % de la variance expliquée), et, selon une moindre mesure (environ 20 %), sur le Sahel africain (Servain, 1991 ; Wainer et Soares, 1997). En situation d'anomalies positives de SST au nord de l'ITCZ, et d'anomalies négatives au sud, on doit généralement s'attendre à une période de sécheresse sur le Nordeste (« *seca* ») et à de fortes précipitations sur le Sahel. Une situation contraire apparaît en cas de dipôle inversé. Bien entendu, la réponse continentale sera d'autant plus forte que les situations dipolaires seront plus

marquées au moment de la saison des pluies du Nordeste (avril-mai) ou de celle du Sahel (juillet-août).

4. Relation entre les deux modes climatiques

Les deux principaux modes de variabilité interannuelle décrits dans les précédentes sections peuvent être illustrés par des analyses en composantes principales (ACP), effectuées sur des séries d'anomalies de SST et de profondeur de la thermocline. En zone tropicale, la profondeur de la thermocline est très souvent associée à la profondeur de l'isotherme 20°C , notée ci-après Z20. Ne pouvant opérer à partir des seules observations, un accès simultané à des séries temporelles suffisamment longues (plusieurs années) et couvrant l'ensemble du bassin tropical de ces deux paramètres, ne peut se faire que par l'intermédiaire des résultats d'une simulation océanique. Notre choix s'est porté ici sur un « zoom Atlantique » de l'expérience BF5 (Maes, 1996). Il s'agit d'une simulation simultanée des trois océans tropicaux (Totem) du modèle de circulation océanique « OPA » (Blanke et Delécluse, 1993) développé au laboratoire d'océanologie et de dynamique du climat (Lodyc) et forcé par les résultats (flux de quantité de mouvement et de chaleur) du modèle atmosphérique « ARPEGE » de Météo-France (Déqué et al., 1994). La période de la simulation est de dix années, de 1985 à 1994. Les structures spatiales de chacune des premières composantes principales associées aux anomalies mensuelles simulées de la Z20 et de la SST sont représentées respectivement sur les figures 1 et 2. Les pourcentages de variance expliquée de la première composante principale sont très différents entre les deux paramètres : 84 % pour la Z20, 45 % pour la SST. La valeur élevée associée à Z20 s'interprète par le caractère zonal très marqué de la dynamique océanique en zone tropicale. À partir de nos analyses en composantes principales, nous retrouvons, soit

Z20 1st EOF

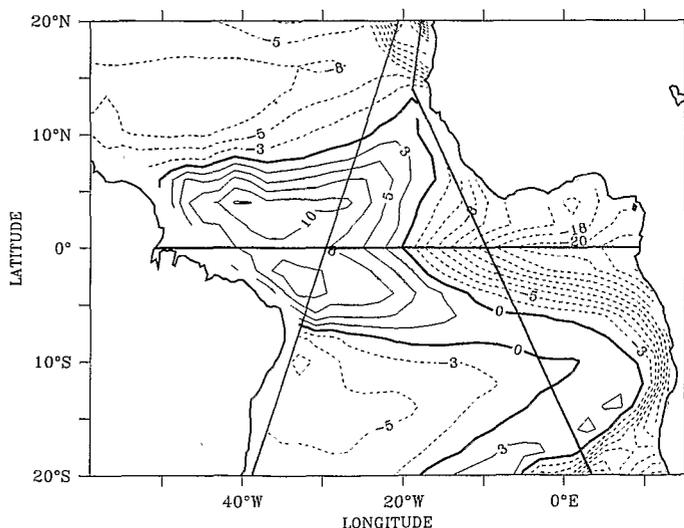


Figure 1. Structure spatiale de la première ACP des anomalies mensuelles de la Z20 simulées par OPA-BF5 (unités standards). Les rails de navigation AX11 à l'ouest et AX15 à l'est du bassin océanique sont schématisés.

Spatial structure of the first EOF of simulated Z20 monthly anomalies. Shipping routes AX11 at the west and AX15 at the east of the oceanic basin are marked. Standard units.

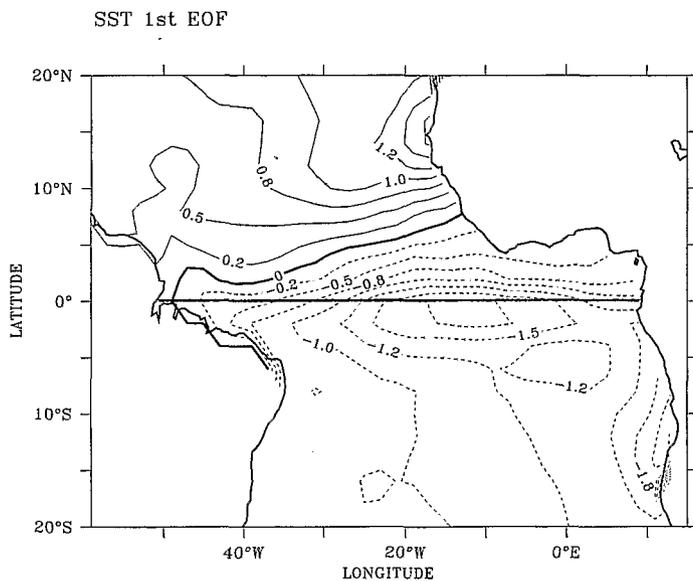


Figure 2. Structure spatiale de la première ACP des anomalies mensuelles de la SST simulées par OPA-BF5 (unités standards).

Spatial structure of the first EOF of simulated SST monthly anomalies. Standard units.

l'illustration du mode équatorial (*figure 1*), avec un balancement zonal de la pente de la thermocline le long de l'équateur, soit l'illustration du mode dipolaire (*figure 2*), avec les deux régions d'anomalies SST de signes opposés, situées de part et d'autre de la position moyenne de l'ITCZ. Nous avons superposé (*figure 3*) les séries temporelles associées à ces deux structures spatiales, lissées par un filtre basse-fréquence opérant sur une période de six mois. Malgré la grande différence notée précédemment entre les pourcentages de variances expliquées, les lentes fluctuations (échelles de temps de 2–3 ans) des deux séries des premières composantes principales sont visiblement très similaires. Le coefficient de corrélation maximum ($CC = 0,73$) entre ces deux séries temporelles est trouvé pour un décalage d'un mois entre Z20 et SST (Z20 en avance). Ceci indique sans conteste que les deux modes de variabilité interannuelle de l'Atlantique tropical sont intimement liés à basse fréquence, au moins lorsqu'ils sont simulés par un modèle numérique de l'océan. Une étude complémentaire (non montrée ici) révèle que le coeffi-

cient de corrélation est maximum pour un décalage temporel d'une quarantaine de jours, Z20 en avance sur la SST (H.L. Ayina, comm. person.).

Pour tenter de confirmer ce résultat par l'observation, nous avons utilisé, durant une période similaire (1985–1993), les données de SST observées sur l'ensemble du bassin (Servain et al., 1996), et les seules observations directes de Z20 disponibles sur l'équateur de manière continue au moment de cette étude (Fabri et al., 1996). Ces dernières observations sont issues du réseau mondial de données thermiques de subsurface, réalisées à bord de navires marchands sélectionnés (données XBT). Sur l'Atlantique tropical, ce réseau est principalement constitué par deux rails de navigation : le rail AX11 de l'Europe en Amérique du Sud, et le rail AX15 de l'Europe en Afrique du Sud (voir leur représentation schématique sur la *figure 1*). La densité des observations XBT sur ces deux rails permet une analyse temporelle continue à l'échelle mensuelle depuis 1985. Les rails AX11 et AX15 coupent l'équateur respectivement vers les longitudes

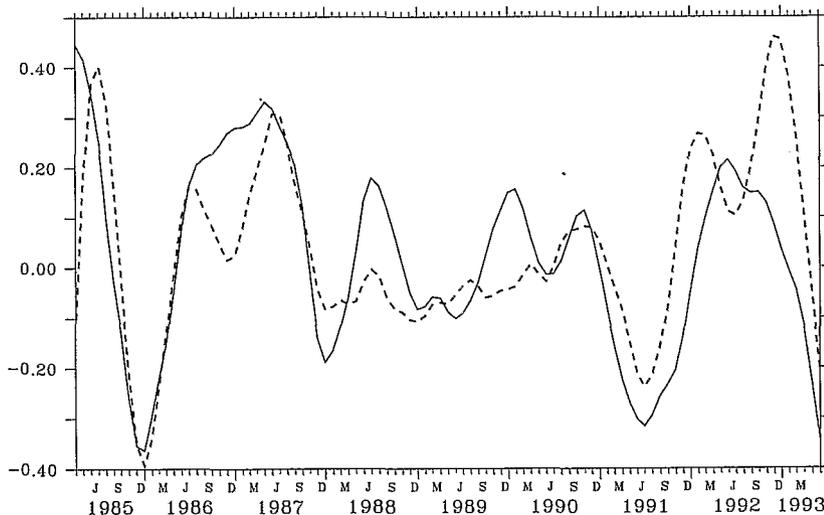


Figure 3. Séries temporelles mensuelles (1985–1993) associées aux premières ACP des anomalies de Z20 (trait continu) et SST (trait discontinu) simulées par OPA-BF5 (unités standards). Une procédure de lissage sur six mois a été utilisée sur les deux séries.

Monthly time series (1985–1993) associated with the first EOFs of the simulated Z20 anomalies (full line) and SST anomalies (dashed line). The time series were submitted to a six-month smoothing filter. Standard units.

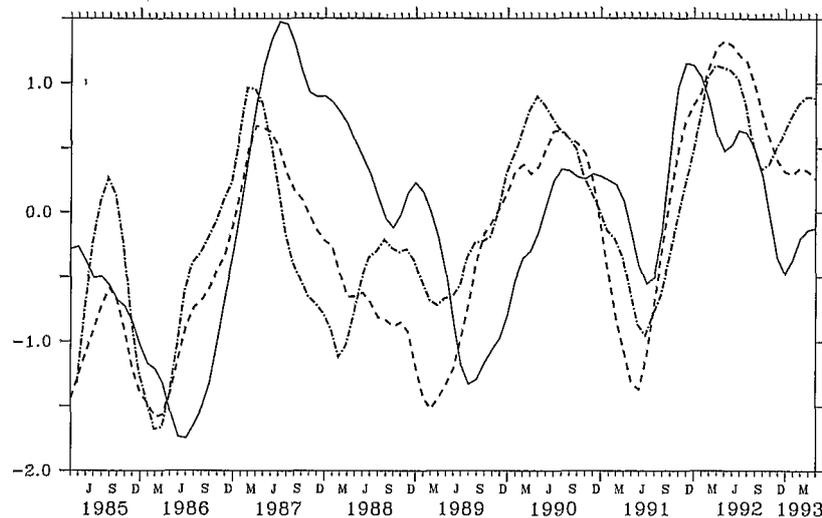


Figure 4. Séries temporelles mensuelles (1985–1993) de : (i) la différence des anomalies Z20 ouest–est calculées à partir des observations XBT à 30°W–0°N et 10°W–0°N (trait continu), (ii) la différence des anomalies SST nord–sud calculées à partir des observations SST intégrées entre 20°N–5°N et 5°N–15°S (trait discontinu), et (iii) l’anomalie de la position latitudinale de l’ITCZ à 28°W (trait discontinu/pointillé). Une procédure de lissage sur six mois a été utilisée sur les trois séries. Pour une meilleure lisibilité de la figure, la série Z20 a été avancée de deux mois par rapport aux deux autres séries. Unités standards.

Monthly time series (1985–1993) of (i) west (30°W)–east (10°W) difference of observed Z20 monthly anomalies (obtained from XBT data, full line), (ii) north (20°N–5°N)–south (5°N–15°S) observed SST difference (dashed line), and (iii) anomalies in the latitudinal position of the ITCZ at 28°W (dashed/dotted line). The three time series were submitted to a six-month smoothing filter. For better readability, the Z20 curve has been forwarded by two months versus the two other series. Standard units.

30°W et 10°W. Ces deux endroits se situent à l’intérieur des deux parties ouest et est du bassin équatorial, qui sont de signes opposés pour la première ACP calculée sur les anomalies de Z20 (voir figure 1). Il nous a donc été possible de calculer et de tracer la différence des anomalies Z20(Ouest) moins Z20(Est) durant la période 1985–1993. En superposant à cette courbe Z20 (ouest–est) la courbe relative à la différence des parties nord et sud des anomalies de SST (soit l’équivalent de l’index du dipôle SST proposé par Servain, 1991), on constate (figure 4) que ces deux séries sont hautement corrélées, le maximum de corrélation ($CC = 0,65$) étant trouvé lorsque le dipôle SST est en avance de deux mois sur la pente équatoriale Z20. Ceci corrobore le résultat précédent mis en évidence à partir de la modélisation numérique. Utilisant les sorties numériques de la simulation océanique BF5, un calcul identique à celui réalisé à partir des observations (figure 4) apporte une confirmation du précédent résultat (CC maximum = 0,61 entre les deux séries, lorsque la pente équatoriale Z20 est en avance d’un mois sur le dipôle SST).

Finalement, nous avons superposé aux deux précédentes courbes des différences SST (nord–sud) et Z20 (ouest–est) de la figure 4, la courbe de l’anomalie mensuelle de la latitude de l’ITCZ. Cette valeur est déterminée à 28°W — c’est-à-dire à une longitude proche du centre du bassin océanique — à partir des données de vent relevées par les navires marchands (Servain et al., 1996). Il n’est pas surprenant de constater que le coefficient de corrélation entre la série SST et la série ITCZ est élevé. Il est maximum sans décalage de temps ($CC = 0,83$). Ce coefficient est plus faible entre la série Z20 et la série ITCZ (CC maximum = 0,45 pour un décalage de 2 mois, l’ITCZ en

avance sur Z20). Il apparaît, cependant, que l’allure basse-fréquence de la série ITCZ est très similaire à celles des deux autres séries SST et Z20. Ceci suggère que la liaison entre les deux modes dominants de la variabilité climatique dans l’Atlantique tropical est liée à de larges fluctuations dans la circulation atmosphérique, mais sans doute avec quelque décalage temporel à déterminer.

5. Conclusion

On montre ici, pour la première fois, que le mode équatorial et le mode dipolaire, c’est-à-dire les deux principaux modes de variabilité climatique interannuelle de l’Atlantique tropical, sont liés l’un à l’autre, particulièrement aux échelles de temps pluri-annuelles. Il est vraisemblable que la liaison entre ces deux modes de variabilité se fait par l’intermédiaire de fluctuations atmosphériques à larges échelles, impliquant des variations dans le système des alizés des deux hémisphères. Un scénario est le suivant (on peut aussi raisonner selon son inverse) : imaginons une descente anormale de l’ITCZ vers le sud ; ceci entraîne un renforcement des alizés en zone nord, un affaiblissement des alizés en zone équatoriale ouest et zone sud. Il s’ensuit une pente plus faible de la thermocline le long de l’équateur, avec une élévation à l’ouest, un enfoncement à l’est. Ceci est associé avec un réchauffement anormal de la SST en zones équatoriale et sud, et avec un refroidissement anormal en zone nord. Une telle situation est favorable à un excès de précipitations sur le Nordeste et sur la marge continentale en bordure du Golfe de Guinée, et un déficit de précipitations sur le Sahel.

Une complète compréhension dynamique et thermodynamique de ces différentes liaisons reste encore à découvrir. Cela devrait permettre dans un proche avenir de mieux quantifier ces phénomènes, et par conséquent de

mieux mesurer et d'anticiper leur impact sur le régime de précipitations des régions continentales avoisinantes. C'est en grande partie l'objet de nos recherches en cours.

Remerciements. Les données XBT ont été collectées, validées et archivées au centre Toga-Woce de Subsurface, à Brest, France. La simulation OPA-BF5 a été réalisée par Christophe Maës au laboratoire d'océanologie dynamique et de climatologie (Lodyc/UMR 121) de l'université Paris 6, France. Les sorties OPA-BF5 de SST et de Z20 ont été arrangées selon une grille régulière 2° latitude x 2° longitude et mise à notre disposition par Claire Levy (Lodyc). Nous tenons à remercier Pascale Delécluse pour son continu soutien dans la réalisation de ce travail, ses commentaires éclairés et la correction de cette note. Nous remercions chaleureusement Gérard Mégie d'avoir accepté de présenter nos travaux à l'Académie des sciences de Paris. Cette étude a été partiellement financée par l'intermédiaire d'un accord Cofecub (projet N° 27/96-99) entre le centre Orstom de Brest, France, et l'Institut océanographique de l'université de São Paulo, Brésil.

6. Références

- Blanke B. et Delécluse P. 1993. Variability of the tropical Atlantic Ocean simulated by a general circulation model with two different mixed-layer physics, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1363-1388
- Carton J.A., Cao X., Giese B.S. et da Silva A.M. 1996. Decadal and interannual SST variability in the tropical Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 1165-1175
- Chang P., Ji L. et Li H. 1997. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions, *Nature*, 385, 516-518
- Déqué M., Dreveton C., Braun A. et Cariolle D. 1994. The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling, *Clim. Dyn.*, 10, 248-266
- Fabri M.-C., Dessier A., Maudire G., Raguene Y. et Rebert J.-P. 1996. Global subsurface data Centre (GSDC) for TOGA and WOCE, *International WOCE Newsletter*, 22, 18-20
- Katz E.J. 1987. Equatorial Kelvin waves in the Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 92, 1894-1898
- Maes C. 1996. Équilibre du réservoir chaud de l'océan Pacifique tropical ouest, *Thèse*, Université Paris 6
- Moore D.W., Hisard P., McCreary J., Merle J., O'Brien J., Picaut J., Verstraete J.-M. et Wunsch C. 1978. Equatorial adjustment in the eastern Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 637-640
- Moura A.D. et Shukla J. 1981. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, 38, 2653-2675
- Philander S.G.H. 1979. Variability of the tropical oceans, *Dyn. Atmos. Ocean*, 3, 191-208
- Philander S.G.H. 1986. Unusual conditions in the tropical Atlantic Ocean in 1984, *Nature*, 322, 236-238
- Picaut J. 1983. Propagation of the seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 18-37
- Reverdin G., Delécluse P., Lévy C., Andrich P., Morlière A. et Verstraete J.-M. 1991. The near surface tropical Atlantic in 1982-1984. Results from a numerical simulation and a data analysis, *Prog. Oceanogr.*, 27, 273-340
- Servain J. 1991. Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications, *J. Geophys. Res.*, 96, 15.137-15.146
- Servain J. et Arnault S. 1995. On forecasting abnormal climatic events in the tropical Atlantic Ocean, *Ann. Geophysicae*, 13, 995-1008
- Servain J. et Merle J. 1993. Interannual climate variations over the tropical Atlantic Ocean, in : Shukla J. (éd.), *NATO ASI Series*, vol. 16, *Prediction of Interannual Climate Variations*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 153-171
- Servain J. et Séva M. 1987. On relationships between tropical Atlantic sea surface temperature, wind stress and regional precipitation indices: 1964-1984, *Ocean-Air Interactions*, 1, 183-190
- Servain J., Picaut J. et Busalacchi A.J. 1985. Interannual and seasonal variability of the tropical Atlantic Ocean depicted by sixteen years of sea surface temperature and wind stress, in : Nihoul J.C.J. (éd.), *Coupled Ocean-Atmosphere Models*, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, The Netherlands, 211-237
- Servain J., Stricherz J. N. et Legler D.M. 1996. *TOGA Pseudo-stress Atlas 1985-1994*, Vol. 1 : *Tropical Atlantic*, Orstom, Brest, France, 162 p.
- Wainer I. et Soares J. 1997. North Northeast Brazil rainfall and its decadal-scale relationship to wind stress and sea surface temperature, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 277-280