

LE POINT SUR LES PHÉNOMÈNES *D'EL NINO*, DE *LA NIÑA* ET DE L'OSCILLATION AUSTRALE

Olivier DEWITTE

Résumé

Au cours des années récentes, la signification de « *El Niño* » a été sujette à beaucoup de confusion de la part des médias. Habituellement ce terme a été utilisé, notamment au cours de l'année 1997, en relation avec les importantes précipitations de l'ouest de l'Amérique du Sud et de la Californie et avec les sécheresses de l'Australie et de l'Indonésie. Le phénomène *El Niño* correspond cependant à une partie d'un élément du système climatique mondial beaucoup plus grand connu sous le nom *d'El Niño-Southern Oscillation* (ENSO). *El Niño*, est maintenant considéré comme une phase d'un mode naturel d'oscillation la phase chaude —, *La Niña* étant la phase complémentaire — la phase froide. Le développement actuel des réseaux de mesures in situ et satellitaires a permis de mieux comprendre ces événements ENSO et de les interpréter comme étant un processus instable de rétroaction océan-atmosphère très complexe, souvent erratique et extrême. La périodicité d'ENSO est typiquement de 2 à 7 ans, modulée sur des variations interdécennales. ENSO affecte près des deux tiers de notre planète; le dernier événement *El Niño*, celui de 1997-1998, est un des plus importants du siècle avec celui de 1982-1983. Les études menées à l'aide de modèles dynamiques et les prévisions sont très importantes surtout dans le contexte actuel du réchauffement global. L'étude des proxy data montre qu'ENSO est un mode naturel d'oscillation qui existe depuis au moins 5 000 ans dans sa forme actuelle. Les progrès récents dans les études théoriques et d'observation d'ENSO tentent de faire la lumière sur les controverses concernant le possible effet du réchauffement global sur ce phénomène au cours des décennies les plus récentes et dans un futur proche.

Mots-clés

ENSO, *El Niño*, *La Niña*, téléconnexions, effet de serre

Abstract

In recent years has the meaning of « El Niño » been the subject of much confusion in the media. Usually this term has been used, particularly in 1997, in relation with the heavy rainfalls in western South America and California, and droughts in Australia and Indonesia. However is the phenomenon of El Niño part of a much larger element of the world climate system known as the El Southern Oscillation (ENSO). El Niño is now understood to be one phase of a natural mode of oscillation — the warm phase —, La Niña is the complementary phase — the cold phase. The present development of networks in situ and remote sensing measurements has allowed to better understanding this ENSO events as an enormously complex atmosphere-ocean feedback process that is often erratic and extreme. The interannual variability of ENSO is typically 2-7 years, and is modulated on interdecadal variations. ENSO affects almost two thirds of our planet; the last El Niño phenomenon, the one of 1997-1998, is one of the most important of the century with the one of 1982-1983. The studies lead by dynamical models and the forecasts are very important particularly in the context of global warming. The analysis of proxy data shows that ENSO is a natural mode of oscillation that exists as today form since 5 000 years. Recent advances in observational and theoretical studies of El Niño have shed light on controversies concerning the possible effect of global warming on this phenomenon over the past few decades and in the future.

Key Words

ENSO, *El Niño*, *La Niña*, teleconnections, global warming

INTRODUCTION

Au cours des dernières décennies du XXe siècle, le terme *El Niño* est devenu synonyme de crises sociales, économiques et environnementales dans de nombreuses régions du monde.

Les médias ont contribué à la mise en place progressive d'une appréhension péjorative du phénomène, plus particulièrement depuis la seconde moitié de l'année 1997. À cette époque, en effet, les sécheresses et les incendies en Indonésie, les précipitations torrentielles sur le Pérou et l'Équateur et une foule d'autres désastres ont fait

la une de l'actualité. La cause avancée ? Un phénomène climatique nommé *El Niño*. Son influence est donc grande et il est probable que ce phénomène soit « l'événement climatique naturel majeur du XXe siècle ». L'ampleur de ce phénomène a souvent été associée à l'effet de serre anthropique responsable du réchauffement actuel du climat global.

I. EL NIÑO ET L'OSCILLATION AUSTRALE

Avec le temps, nous avons réservé l'utilisation du terme *El Niño* non pas pour le courant océanique côtier d'eaux chaudes coulant vers le sud le long des côtes du Pérou et de l'Équateur chaque année aux environs de Noël, mais pour les occurrences interannuelles les plus spectaculaires (de 2 à 7 ans) qui affectent le climat d'une grande partie du globe (Enfield, 1989; Allan et al., 1996).

La contrepartie atmosphérique d'*El Niño* est l'Oscillation Australe (OA). Selon Allan et al. (1996), c'est Walker (1923) puis Walker et Bliss (1932) qui ont reconnu les premiers la corrélation négative entre les basses pressions de la région indonésienne (zone d'importante convection tropicale et de précipitations) et les hautes pressions de la région de subsidence du sud-est du Pacifique. C'est ce qu'ils appellent l'Oscillation Australe, caractérisée par un indice (Indice d'Oscillation Australe : IOA; *Southern Oscillation Index* : SOI en anglais) habituellement défini par les anomalies de la différence de pression atmosphérique mesurée à Papeete (Tahiti) et à Darwin (Australie) (Fig. 1).

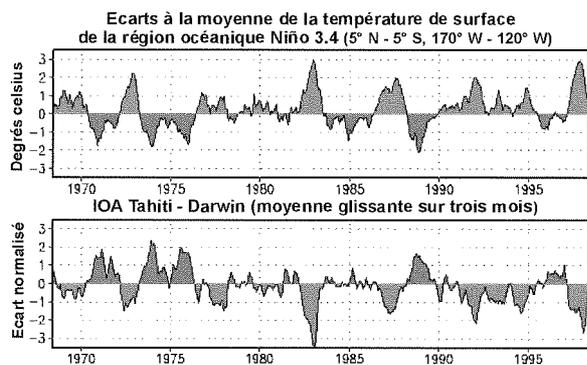


Figure 1. Les anomalies de la température de surface dans l'océan Pacifique (courbe en haut) et l'Indice d'Oscillation Australe (courbe en bas). Modifié d'après CPC/NCEP/NOAA (2001b).

Bien que le réchauffement soit parfois décrit comme un écart à la normale, sur la figure 1, il est évident qu'il n'a jamais existé de conditions normales. La température de la surface de la mer (TSM) du Pacifique central équatorial (partie supérieure de la figure 1) est chaque fois en dessous ou au-dessus de cette soi-disant normale en raison de ses fluctuations continues et irrégulières.

La figure 1 met en évidence qu'*El Niño* correspond à une phase négative de l'Oscillation Australe; l'intensité des alizés est alors réduite. Les valeurs négatives de l'indice correspondent aux réchauffements des eaux de surface du Pacifique équatorial oriental qui ont caractérisé *El Niño*, en particulier durant les saisons de 1982-1983 et 1997-1998. Les valeurs positives de l'indice sont, quant à elles, associées aux épisodes *La Niña*, au cours desquels la température de surface de cette partie d'océan est anormalement froide comme cela fut le cas en 1988-1989. Le terme *La Niña* (traduit « l'enfant fille ») (Philander, 1990; van Loon et Shea, 1985) est proposé pour désigner les conditions océaniques froides, opposées à *El Niño*, dans le Pacifique équatorial.

L'expression *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO) ou *El Niño-Oscillation Australe* n'est utilisée pour la première fois par Rasmusson et Carpenter qu'en 1982. Les ouvrages les plus récents considèrent ENSO comme étant une entité climatique complexe (de grande envergure, avec interactions océan-atmosphère) qui constitue deux phases opposées successives en interaction étroite : la phase « chaude » ou *El Niño* et la phase « froide » ou *La Niña*.

II. LE COUPLAGE OCÉAN-ATMOSPHÈRE — LE PHÉNOMÈNE ENSO

Au cours de l'événement *El Niño* de 1997-1998, le « Continent Marin » — région qui s'étend du Pacifique occidental à l'Asie du Sud-Est et au nord de l'Australie (Philander, 1990) a souffert d'une sécheresse importante qui est à l'origine de feux de forêts dévastateurs, alors que des tempêtes tropicales sévissaient au large du Mexique, et que des pluies torrentielles inondaient le nord du Pérou. Ces changements dans les conditions atmosphériques habituelles sont attribués à l'expansion de la zone couverte par des étendues d'eau océanique, associées à d'importants mouvements de convection, dont la température est supérieure à 28 °C (McPhaden, 1999). Au cours de *La Niña*, ces eaux couvrent une étendue relativement restreinte dans le Pacifique tropical occidental alors que, durant *El Niño*, cette zone s'étend jusqu'au Pacifique tropical oriental (Fig. 2 et 3). Durant *La Niña*, ces régions de fortes convections et donc très pluvieuses sont confinées à l'extrême ouest du Pacifique tropical. À ce moment, les alizés sont forts et la sécheresse sévit alors sur les îles Galápagos et sur les côtes de l'Équateur et du Pérou. Pendant *El Niño*, l'expansion des eaux chaudes de surface vers le Pacifique tropical oriental provoque la dérive vers l'est de la région à précipitations importantes, une hausse de la pression atmosphérique dans l'ouest du Pacifique équatorial et une relaxation des alizés. L'ouest du Pacifique connaît alors de faibles précipitations, tout comme l'Inde et l'Afrique du Sud-Est. Les jet-streams subtropicaux sont déplacés vers l'équateur, provoquant des types de temps inhabituels dans les régions extratropicales.

L'océan connaît une couche d'eau chaude superficielle

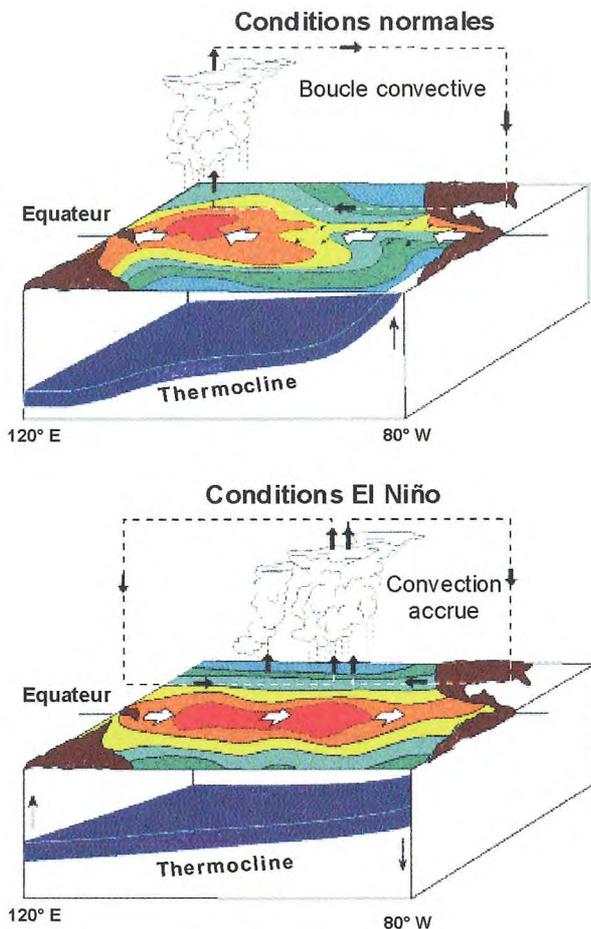


Figure 2. Les changements océaniques et atmosphériques provoqués par ENSO dans l'Océan Pacifique. Les flèches blanches représentent le déplacement de l'eau en surface. Modifié d'après PMEL/NOAA/TOGA-TAO (2001b).

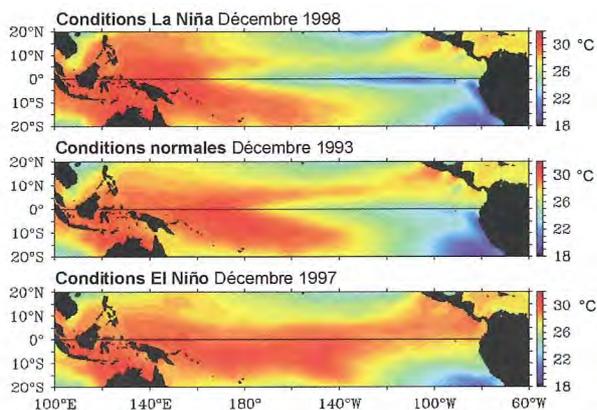


Figure 3. Températures moyennes mensuelles de la surface de la mer (°C) pour les mois de décembre 1998 (conditions *La Niña*), décembre 1993 (conditions neutres) et décembre 1997 (conditions *El Niño*). Les températures moyennes viennent de l'analyse de Reynolds du National Centers for Environmental Prediction (NCEP) pour l'ensemble de l'Océan Pacifique (70° N à 70° S). Modifié d'après PMEL/NOAA/TOGA-TAO (2001a).

peu profonde (environ 100 mètres de profondeur) et une couche froide qui s'étend par dessous jusqu'à des profondeurs pouvant dépasser 4 km (Fig. 2). *La thermocline*, mince couche de brusque changement de température, sépare ces deux couches. En l'absence de vent, la thermocline est horizontale et les eaux chaudes de la surface recouvrent la couche froide. Cet état tend à apparaître pendant *El Niño* lorsque les alizés sont faibles (Fig. 2 et 3). Leur intensification, durant *La Niña*, repousse les eaux chaudes vers l'ouest, provoquant un abaissement de la thermocline à l'ouest et ramenant les eaux froides à la surface dans l'est du Pacifique (Fig. 3). Un upwelling côtier est alors bien développé le long des côtes du Pérou.

Les interactions entre les changements dans les conditions atmosphériques sont la cause et la conséquence de changements dans les conditions océaniques de surface.

III. MOYENS DE SURVEILLANCE D'ENSO

Parmi les systèmes d'observation qui ont été mis en place depuis l'épisode *El Niño* majeur de 1982-1983 et dont les données sont disponibles en libre accès, on compte de nombreux navires d'observation bénévoles participant au déploiement de bathythermographes non récupérables (XBT : *expendable bathythermographs*) qui mesurent la température et la salinité des océans en profondeur (OMM, 2000).

Le programme international *Tropical Ocean-Global Atmosphere* (TOGA) (1985-1994) a permis la détermination précise des fluctuations des vents de surface, de la température de la couche superficielle de la mer, de la chaleur contenue dans les couches supérieures de l'océan, des courants de subsurface et de la hauteur du Pacifique tropical. Ces mesures étaient nécessaires à

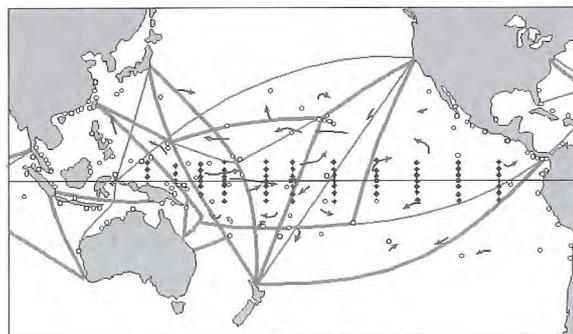


Figure 4. Principales composantes du système d'observation du climat de l'Océan Pacifique mis en place dans le cadre du TOGA. Ces composantes comprennent le réseau TAO de bouées ancrées (carrés noirs), des marégraphes fixes (cercles vides), des bouées dérivantes (flèches grises) et la trajectoire de navires d'observation bénévoles qui mettent à l'eau des XBT (traits gris). Ces systèmes étaient toujours disponibles pendant l'épisode *El Niño* de 1997-1998. Modifié d'après PMEL/NOAA/TAO (2001).

l'analyse de la variabilité liée à ENSO. Le programme TOGA était fondé sur le réseau de mesures *in situ* TAO (*Tropical Atmosphere–Ocean*) équipé d'environ 70 bouées océaniques ancrées dans l'entièreté du Pacifique équatorial (Fig. 4) (McPhaden, 1993; OMM, 2000). Les satellites météorologiques et océanographiques procurent une couverture spatiale continue de nombreux paramètres que ne permettent pas d'obtenir les mesures *in situ*.

Les radiomètres à très haute résolution (AVHRR) embarqués sur les satellites météorologiques de la NOAA assurent la mesure de la température de la mer en surface avec une bonne précision. Depuis août 1992, le satellite TOPEX/Poseidon livre des mesures des anomalies du niveau de la mer à une échelle presque mondiale (OMM, 2000). En repassant à la verticale des même points tous les 10 jours, ce satellite permet la mesure des variations saisonnières, intrasaisonnières, interannuelles (*El Niño*) et globales du niveau des océans (Wunsch et Stammer, 1998).

IV. STRUCTURE, NATURE ET CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES D'ENSO

A. Un *El Niño* « composé »

Le développement des phases d'ENSO est étroitement lié au cycle saisonnier. Les événements chauds autant que les événements froids montrent une propension à se déclencher au cours de la période qui s'étend de mars à mai. Ils durent alors au moins jusqu'à l'année suivante et fréquemment plus longtemps (Rasmusson et Carpenter, 1982; Bradley et al., 1987).

Le commencement d'un phénomène *El Niño* dans le Pacifique tropical oriental coïncide avec le début de la phase chaude du cycle saisonnier. *El Niño* amplifie donc cette phase du cycle saisonnier. Des TSM et des précipitations exceptionnellement élevées apparaissent ainsi au moment de leur maximum saisonnier. Au cours d'un événement *El Niño*

du bassin Pacifique pendant plusieurs mois alors que la migration vers le nord de la zone intertropicale de convergence est arrêtée (Philander, 1990).

La relation étroite entre le cycle saisonnier et ENSO est évidente à la figure 5. En général, la ressemblance entre les différents épisodes *El Niño* est plus importante que celle entre les différents épisodes *La Niña*. Cela est probablement dû à l'homogénéisation spatiale des conditions climatiques durant *El Niño* (les zones de convergence intertropicale fusionnent) et à une tendance opposée lors de *La Niña* (Philander, 1990).

Généralement, l'année au cours de laquelle se développe un événement chaud (ou froid) est nommée « année (0) » de cet événement (Diaz et Kiladis, 1992). Bien que les anomalies de TSM atteignent leur maximum dans le Pacifique oriental au cours de l'été boréal de l'année (0)

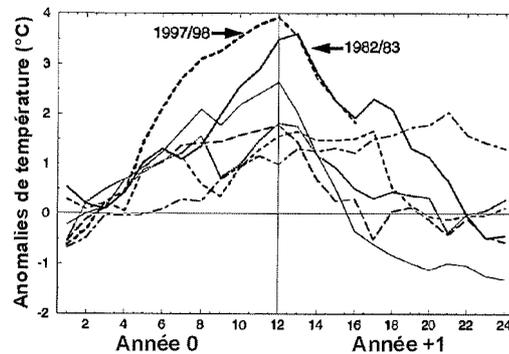


Figure 5. Évolution de la moyenne mensuelle des anomalies de la température de la surface de l'eau (TSM) de la région Niño 3 (°C) pour les 6 événements *El Niño* les plus importants depuis 1950, comparée à la croissance de l'événement de 1997-1998. L'année 0 et l'année +1 correspondent au cycle de vie typique d'*El Niño* — cycle dans lequel il atteint son apogée aux environs de la Noël à la fin de l'année 0. [Les anomalies de TSM de la région Niño 3 (5° N-5° S, 90-150° W) dans le Pacifique central et oriental sont souvent utilisées pour d'écrire l'état d'un *El Niño* Modifié d'après Slingo (1998).

(période dénommée « phase d'apogée »), un pic secondaire le long des côtes du Pérou est souvent observable dans la période dénommée « phase mature » au cours de l'hiver boréal (Rasmusson et Carpenter, 1982). C'est au cours de l'hiver boréal (à la fin de l'année (0) et au début de l'année (+1)) que les téléconnexions d'ENSO sont les plus évidentes dans les régions extratropicales.

B. Ondes océaniques et atmosphériques associées à ENSO

Le couplage de l'océan et de l'atmosphère caractérisant ENSO dans le Pacifique équatorial agit comme un oscillateur retardé (voir paragraphe VII A) et sa fluctuation à une échelle de temps interannuelle est gouvernée par des interactions entre les processus à grandes échelles associés aux vagues océaniques équatoriales et aux rétroactions océan-atmosphère.

Un précurseur important d'un épisode *El Niño* est l'accumulation de chaleur dans les couches superficielles de l'ouest du Pacifique. Des alizés continus sont nécessaires à la production d'ondes de Rossby plongeantes qui se déplacent vers l'ouest et provoquent alors l'approfondissement de la thermocline dans l'ouest du Pacifique. L'expansion du volume global d'eau chaude en surface dans l'ouest du Pacifique est associée à l'approfondissement de la thermocline. Du côté occidental du Pacifique, la réflexion près des côtes à partir de l'équateur d'ondes océaniques de Rossby peut produire une onde de Kelvin qui se propage alors vers l'est le long de l'équateur. L'onde de Kelvin plongeante ainsi créée est responsable d'un abaissement de la thermocline et d'une hausse de la température de surface de la mer sur le Pacifique oriental. Les ondes de Kelvin peuvent changer la profondeur de la thermocline de 30 mètres ou plus et

le niveau de la mer de dizaines de centimètres. Il faut deux mois pour qu'une onde de Kelvin traverse le Pacifique. Une fois formée, une onde de Kelvin se déplace vers l'est indépendamment de la saison. Bien qu'elle soit impliquée dans son déclenchement, une onde de Kelvin ne mène pas nécessairement à un événement *El Niño* (Philander, 1990; Échevin et Minster, 1998).

On s'est intéressé plus récemment au rôle des vents tropicaux de surface et à leurs variations intrasaisonnières par rapport au développement d'épisodes *El Niño*. Connues sous le nom d'oscillation de Madden-Julian — en anglais : *Madden-Julian Oscillation* (MJO) —, les ondes de l'atmosphère ayant une période de 30 à 60 jours ont pour origine l'Océan Indien et se propagent vers l'est. Habituellement, une convection atmosphérique épaisse et les vents d'ouest de basse altitude se produisant lors de l'oscillation de Madden-Julian ne sont associés qu'à des eaux océaniques de surface chaudes (plus chaudes que 28 ou 29 °C). L'oscillation de Madden-Julian connaît un cycle saisonnier normal avec un pic d'activité au cours de l'hiver et du printemps boréal (Slingo et al., 1999; OMM, 2000).

L'influence de l'oscillation de Madden-Julian dans le développement d'un épisode *El Niño* peut être identifiée par des rafales de vent d'ouest — *Westerly Wind Bursts* (WWB) — d'une durée de quelques jours à plusieurs semaines. Une rafale de vent d'ouest liée à l'oscillation de Madden-Julian a pour effet global de produire une onde de Kelvin qui se propage vers l'est (Hendon et al., 1998; Verbickas, 1998; Slingo et al., 1999).

La réflexion des ondes de Kelvin sur les côtes de l'Amérique latine génère des ondes de Rossby se propageant vers l'ouest le long de l'équateur avec une vitesse équivalente à un tiers de celle d'une onde de Kelvin (Échevin et Minster, 1998). Certains pensent qu'une onde de Rossby déclenche le processus de déclin d'un *El Niño* suggérant ainsi que le début d'un *El Niño* apporte avec lui les racines de sa propre destruction (Glantz, 1996).

C. Influence de la salinité de l'océan sur le comportement d'ENSO

Le Pacifique occidental intertropical est la surface océanique de la planète où les précipitations sont les plus abondantes. Par conséquent, la couche d'eau moins salée en surface flotte sur de l'eau sous-jacente plus salée (plus dense) comme de l'huile à la surface de l'eau. Les vents d'ouest relativement faibles qui soufflent dans cette région poussent ces eaux peu salées vers l'est. Aux environs de la ligne de changement de date, elles rencontrent le flot d'est du courant sud-équatorial. Les eaux plus salées, et donc plus denses, de ce courant plongent alors sous les eaux plus douces du Pacifique Ouest. Elles alimentent ainsi la subsurface de l'océan en eau

chaude et salée provenant de la surface (Lukas et Lindstrom, 1991; Vialard et Quenouille, 1997).

Dans cette région du globe terrestre, on constate la présence d'une couche d'eau dont la température est homogène (couche de mélange) séparée en deux étages. L'étage supérieur est constitué d'eau peu salée; l'étage inférieur, plus salé, est nommé « barrière de sel », en raison de ses propriétés isolantes. L'existence de cette dernière empêche la couche de surface de se refroidir au contact des eaux froides profondes. En court-circuitant cet effet de refroidissement, qui fait office de thermostat, la barrière de sel favorise l'apparition de « points chauds » à la surface de l'océan (zones de plusieurs centaines de milliers de kilomètres carrés atteignant parfois 30 °C) (Lukas et Lindstrom, 1991; Vialard et Quenouille, 1997).

L'air se réchauffe alors au-dessus de ces points chauds, ce qui favorise le développement de nuages convectifs. L'apparition de ce type de nuages est souvent accompagnée de très forts WWB. Normalement, le fort brassage de la couche de surface et le coup de vent d'ouest devraient entraîner des eaux froides vers la surface, détruisant ainsi le point chaud; mais ici la barrière de sel protège quelque temps le point chaud du refroidissement et prolonge sa durée de vie.

Les forts coups de vent vont donc transporter le point chaud vers le Pacifique central, y favorisant l'apparition de convection, et ainsi de suite; les effets de la salinité pourraient donc contribuer à amorcer le déplacement vers le Pacifique est du système « réservoir d'eau chaude/convection » (Vialard et Quenouille, 1997).

D. Modulation de la fréquence des phénomènes ENSO

Les périodes de sécheresse et d'intenses précipitations associées aux variabilités climatiques d'ENSO ne se déroulent pas au hasard au cours du temps, mais elles sont plutôt étroitement apparentées au cycle annuel (Rasmusson et Carpenter, 1982; Ropelewski et Halpert, 1987 et 1996) (Fig. 5).

L'analyse spectrale des variables océaniques et atmosphériques influencées par ENSO montre notamment un pic dans les fréquences troposphériques quasi biennales (QB) (c'est-à-dire le passage d'une phase à l'autre au cours du cycle de vie du phénomène) (environ 18-35 mois) (van Loon et Shea, 1985; Allan et al., 1996; Reason et al., 2000).

Dans le Pacifique équatorial occidental, il semble que, d'après Clarke et Shu (2000), la variabilité quasi biennale du vent zonal lie étroitement ENSO à l'année calendaire. Selon Clarke et al. (1998), ces oscillations biennales de l'extrême ouest du Pacifique équatorial pro-

viendraient d'une interaction océan-atmosphère impliquant l'évaporation et le cycle saisonnier du vent. Ce signal quasi biennal ne reste pas confiné dans cette partie occidentale du Pacifique en raison de la propagation vers l'est des ondes de Kelvin qu'il génère.

L'association d'ENSO au cycle saisonnier est telle que la moyenne équatoriale de l'anomalie de la tension du vent zonal de surface possède un signal quasi biennal proche de zéro au printemps boréal (Clarke et Shu, 2000). Selon Clarke et van Gorder (1999), cette valeur proche de zéro est à l'origine de la persistance de la « barrière de prédiction » au cours du printemps boréal (paragraphe VII B). Vu que cette valeur moyenne est proportionnelle au signal d'ENSO (Clarke et Shu, 2000), nous avons là une certaine explication de la difficulté rencontrée au cours du printemps boréal pour la prévision d'ENSO.

Zhang et al. (1997) ont commencé à analyser la variabilité climatique du Pacifique à des échelles de temps plus grandes que l'année. Les événements *El Niño* et *La Niña* ont en fait des caractéristiques tout à fait différentes d'une décennie à l'autre (Mc Phaden, 1999). La persistance, depuis le début des années 90', de températures de surface élevées sur le Pacifique tropical et leurs effets sur la prévisibilité du climat tropical soulèvent aujourd'hui un grand intérêt (Ghil et Jiang, 1998).

Dans les régions extratropicales, le Pacifique Nord a connu plusieurs changements de climat au cours du XXe siècle, particulièrement en 1976-1977 (Mann et Park, 1996; Mantua et al., 1997). Ce changement de 1976-77 dans le climat serait associé à des changements importants dans la circulation océanique (Zhang et Levitus, 1997; Zhang et al., 1998).

La variabilité décennale d'ENSO semble être apparentée à une variabilité climatique des moyennes latitudes (Latif et al., 1997). C'est ainsi que la variabilité décennale du Pacifique serait générée aux latitudes moyennes, influençant ensuite la modulation tropicale d'ENSO (Latif et Barnett, 1994; Gu et Philander, 1997; Kleeman et al., 1999).

L'analyse des données climatiques enregistrées tout au long du XXe siècle (Mantua et al., 1997; Chao et al., 2000) montre que le changement climatique qu'a connu l'Océan Pacifique à la fin des années 70' n'est pas unique. Ce changement correspond à une phase de transition associée à la variabilité interdécennale du Pacifique. Cette structure climatique — souvent nommée *Pacific (inter)Decadal Oscillation* (PDO) — correspond à un phénomène qui recouvre tout le Pacifique et la variabilité climatique interdécennale du Pacifique tropical (Mantua et al., 1997). La PDO est ainsi souvent décrite comme étant associée à la variabilité climatique du Pacifique semblable à celle d'*El Niño* (Zhang et al., 1997).

Les événements caractéristiques de la PDO (Fig. 6) montrent une persistance remarquable comparée à celle des événements ENSO : au cours de ce siècle, les phases de la PDO ont persisté 20 à 30 ans environ (Mantua et al., 1997). Mantua et al. (1997) et Minobe (1997) suggèrent la succession de deux cycles complets de la PDO au cours du XXe siècle : des stades froids de la PDO dominant, d'une part, de 1890 à 1924 et, d'autre part, de 1947 à 1976, alors que des stades chauds de la PDO prévalent de 1925 à 1946 et de 1977 jusqu'en 1995 au moins. Selon Mantua (1999), le récent changement du climat du Pacifique suggère un retour vers des conditions froides de la PDO en 1998 avec un déclenchement de *La Niña*.

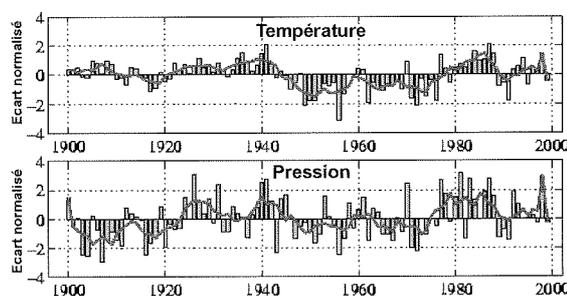


Figure 6. Indices PDO basés sur des structures de la température de la surface de la mer et de la pression atmosphérique au niveau de la mer dans le Pacifique Nord. Les valeurs des indices sont normalisées avec les moyennes d'octobre à mars. Les lignes continues représentent des valeurs de moyenne glissante sur 5 ans pour chaque indice. Modifié d'après Mantua (1999).

Les situations climatiques d'ENSO et de la PDO sont clairement liées, à la fois au niveau spatial et temporel (Mantua et al., 1997; Chao et al., 2000). McCabe et Dettinger (1999) suggèrent une dépendance importante entre les téléconnexions d'ENSO, le climat de l'Amérique du Nord et la phase de la PDO. De la sorte, les structures canoniques d'*El Niño* et de *La Niña* ne sont valides qu'au cours des années où les extrêmes d'ENSO et de la PDO sont en phase (par exemple : PDO chaude + *El Niño* et PDO froide + *La Niña*).

À ce jour, les causes (et les limites de prévisibilité) de la PDO ne sont pas encore connues (Mantua, 1999). La PDO puise son énergie au sein des interactions océan-atmosphère (Mantua et al., 1997; Bond et Harrison, 2000). Ces interactions nécessitent un ajustement océanique d'environ 10 ans; selon Mantua (1999), les aspects du phénomène devraient théoriquement être prévisibles dans des délais de cet ordre de grandeur. Garreaud et Battisti (1999) montrent qu'il existe une signature semblable à la PDO dans le Pacifique Sud.

Les liens entre les vents zonaux stratosphériques et ENSO restent encore très controversés (Kane, 1998).

V. TÉLÉCONNEXIONS ET RÉPERCUSSIONS D'ENSO SUR LE CLIMAT

A. Les répercussions climatiques typiques d'ENSO

Rasmusson et Carpenter (1982), Ropelewski et Halpert (1987 et 1996), Bradley et al. (1987) puis Diaz et Kiladis (1992) ont proposé de nombreuses téléconnexions avec ENSO.

Le phénomène ENSO provoque une vaste redistribution de la masse, de la chaleur et du mouvement au sein du système océan-atmosphère ayant pour conséquence directe des variations importantes des précipitations et de la températures dans de vastes régions du monde. Le noyau dynamique des interactions océan—atmosphère provoquant le phénomène ENSO est situé dans le domaine océanique indo—pacifique.

Les jet-streams sur l'Océan Pacifique sont accélérés au cours des épisodes chauds (renforcement de la Circulation de Hadley) et freinés lors des événements froids. Au cours des différentes phases d'ENSO, les tempêtes

extratropicales et les systèmes frontaux suivent des trajectoires significativement différentes de celles qui sont observées habituellement. Il en résulte des anomalies de précipitations et de températures dans de nombreuses régions de la planète. La figure 7 représente les anomalies importantes de précipitations et de températures à l'échelle planétaire au cours de l' année (0) et de l' année (+1) d'un événement ENSO.

La phase *La Niña* (Fig. 7 b et d) montre clairement une configuration plus ou moins opposée à celle *d'El Niño* (Fig. 7 a et c).

Des types de temps moins nuageux et plus secs favorisent des conditions favorables aux incendies de forêts et au gel. Des incendies gigantesques ont été constatés, lors d'un événement *El Niño*, notamment en Indonésie, en Nouvelle-Guinée et dans le sud-est de l'Australie, alors que l'observation de périodes de gel plus prononcé fut évidente sur les reliefs de la Nouvelle-Guinée et la moitié orientale du continent australien. Certains épisodes *El Niño* ont apporté suffisamment de précipitations pour provoqué le débordement du Grand Lac Salé aux États-Unis; des débits très importants ont également été enre-

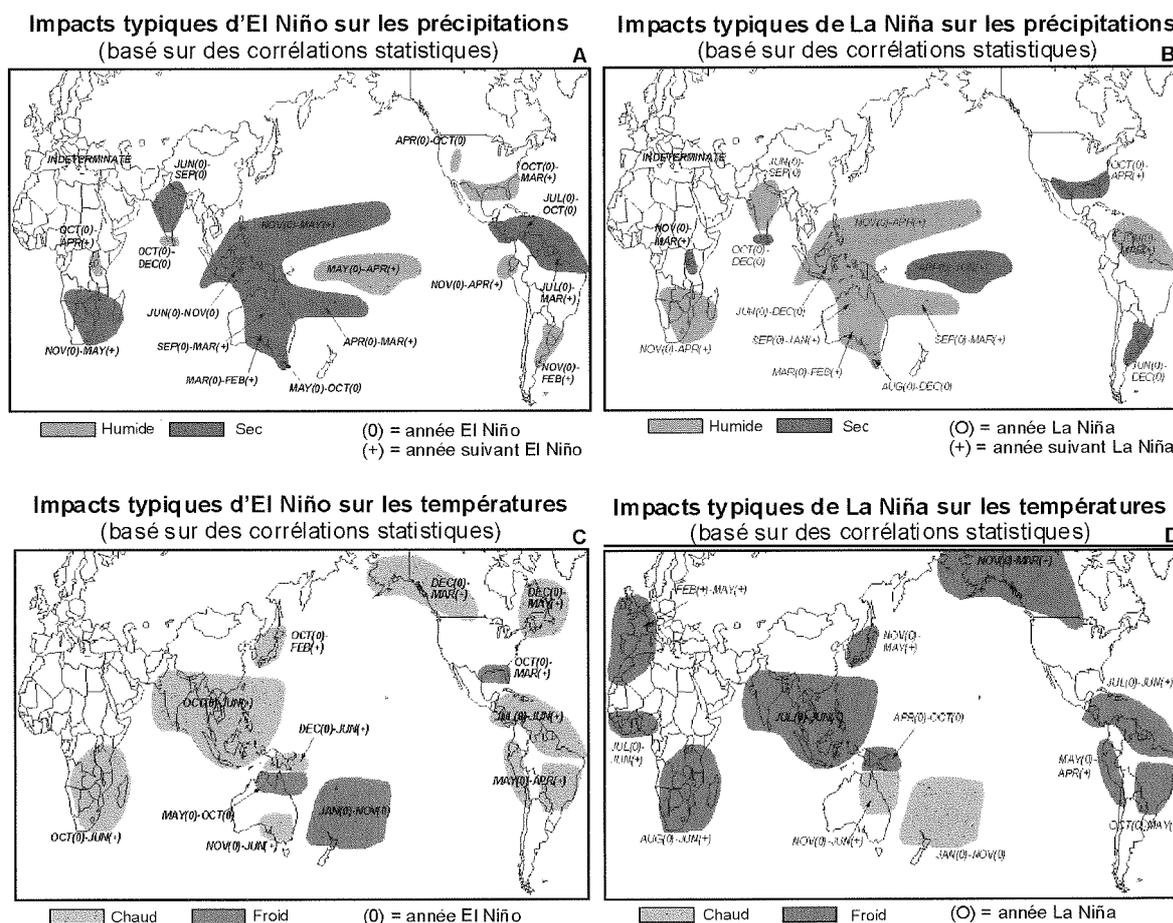


Figure 7. Impacts typiques *d'El Niño* et de *La Niña* sur les précipitations et sur les températures (basés sur des corrélations statistiques) (Halpert et Ropelewski, 1992. *Journal of Climate*, 5, pp. 577-593; préparé par le Joint Agricultural Weather Facility). Modifié d'après USDA (2001).

gistrés sur la rivière Paraná en Argentine (Allan et al., 1996).

Au cours d'une phase *La Niña*, des débits plus élevés ont été observés dans les bassins du Nil, du Sénégal, du fleuve Orange, du fleuve Krishna, du complexe hydrographique Murray—Darling en Australie et de l'Amazone. À la suite d'un événement important, de vastes inondations ont eu lieu dans le bassin du Lac Eyre en Australie centrale (Allan et al., 1996).

Les plus importantes répercussions d'ENSO sur la circulation atmosphérique sont sans aucun doute celles observées sur le Pacifique Nord et le long des côtes américaines occidentales. Ces répercussions sont associées, surtout au cours de l'hiver boréal, à des perturbations (dans l'intensité des jet-streams notamment) d'une structure complexe des téléconnexions atmosphériques désignées sous l'appellation de « *Pacifique Nord Américain* (PNA) » (Philander, 1990). Une structure synoptique semblable est également présente dans l'Hémisphère Sud (Rutllant et Fuenzalida, 1991).

B. Modification de la température atmosphérique globale

Au cours des événements *El Niño*, une perte de chaleur supérieure à la normale est enregistrée au niveau de la surface des océans tropicaux; une large partie de l'atmosphère connaît alors une courte période de réchauffement (Bradley et al., 1987; Folland et al., 1990). Par conséquent, les maximums observés dans les températures atmosphériques globales sont souvent associés aux *El Niño*. Ces maximums apparaissent environ trois à six mois après le pic d'activité d'*El Niño*. À l'opposé de la situation rencontrée lors des épisodes *El Niño*, les températures globales de l'atmosphère sont souvent inférieures à la moyenne au cours des années *La Niña*.

La transition d'une situation *El Niño* vers une situation *La Niña* est souvent caractérisée par un réchauffement global de la température atmosphérique moyenne en surface. Avec 0,57 °C de plus que la moyenne, l'année 1998, année de transition entre *El Niño* et *La Niña*, est caractérisée en plus par la température globale la plus élevée enregistrée sur la période de 1961 à 1990 (Parker et Horton, 1999).

C. Impacts d'ENSO sur les cyclones tropicaux

La saison des cyclones tropicaux dans l'Atlantique Nord s'étend normalement de juin à octobre, avec un pic d'activité aux mois d'août et de septembre. Goldenberg et Shapiro (1996) puis Jones et Thomcroft (1998) ont montré qu'il y a une corrélation négative entre le nombre d'ouragans et de tempêtes tropicales et les événements *El Niño* modérés et forts. Par contre, la fréquence saisonnière des ouragans est supérieure à la normale lors

des années *La Niña*. Des TSM plus chaudes sur Atlantique Nord intensifient alors l'activité cyclonique.

Les événements *El Niño* réduisent donc l'activité des ouragans dans l'Atlantique occidental au cours de la saison qui suit leur déclenchement. Cependant le coefficient de corrélation entre l'activité d'*El Niño* et l'activité des ouragans majeurs dans l'Atlantique occidental trouvé par Goldenberg et Shapiro (1996) ne vaut que — 0,41 alors qu'ils ont trouvé un coefficient de + 0,70 entre les précipitations de l'Afrique de l'Ouest et l'activité des ouragans majeurs dans cette même région de l'Atlantique.

Généralement un phénomène *El Niño* augmente l'activité cyclonique dans le Pacifique central (notamment dans la région des Îles Hawaï) et dans le Pacifique du Nord-Ouest entre la ligne de changement de date et 160° E (Watterson et al., 1995; Chu et Wang, 1997). Par contre, l'activité cyclonique régresse au-delà de ce méridien.

Dans la région du Pacifique oriental, suite à *El Niño*, l'activité cyclonique est non seulement accrue, mais sa zone d'influence est étendue suite au réchauffement et à l'étalement de l'eau de surface de température supérieure à 27 °C.

L'activité cyclonique est également plus forte le long des côtes de l'Amérique centrale et de la Californie, apportant ainsi son lot de pluies dévastatrices comme cela s'est notamment produit d'octobre 1997 à mars 1998 (Monteverdi et Null, 1998).

Durant *El Niño*, l'activité des cyclones tropicaux est réduite au nord-est de l'Australie, mais elle augmente au nord et au nord-ouest du continent. Pendant les années *La Niña*, la situation inverse est généralement observée (Hastings, 1990; Evans et Allan, 1992). Dans le Pacifique du Sud-Ouest, les régions de genèse des cyclones tropicaux et leurs trajectoires sont déplacées à l'est ou à l'ouest de leurs positions habituelles selon les phases *El Niño* ou *La Niña* (Hastings, 1990).

Evans et Allan (1992) indiquent une diminution de l'activité des cyclones tropicaux ainsi qu'une modification de leurs trajectoires dans le sud-est de l'Océan Indien pendant *El Niño*. Par contre, au même moment, l'activité des cyclones tropicaux est plus importante dans la Mer de Chine méridionale (Annamalai et Slingo, 1998).

D. Téléconnexions d'ENSO avec le climat dans les secteurs européen et africain

Les téléconnexions d'ENSO sur une bonne partie de l'Afrique et de l'Europe sont plus faibles, voire absentes, que celles enregistrées dans la région indo-pacifique (Moron et Ward, 1998).

Nicholson et Kim (1997) mettent en évidence la réduction des précipitations lors des années *El Niño* au cours de l'été austral en Afrique australe. Jury et Parker (1995) signalent cependant un décalage de phase entre l'Afrique du Sud orientale et les îles de Madagascar et de l'Océan Indien. Celles-ci connaissent alors des précipitations plus importantes.

Selon Fraedrich et Muller (1992) et Fraedrich (1994), les événements froids *La Niña* sembleraient influencer le climat européen de façon assez uniforme d'un épisode à l'autre. Par contre, les *El Niño* influenceraient le climat de l'Europe d'une manière très différente d'un événement à l'autre.

Rodo et al. (1997, cités par Moron et Ward, 1998) rendent compte d'un lien entre ENSO et les précipitations sur la péninsule ibérique durant le printemps boréal. Par ailleurs, ENSO influencerait la Méditerranée occidentale, principalement en mars et en avril, où une diminution du nombre de jours de type de temps cyclonique après une année chaude serait observée (Laita et Grimalt, 1997), cela en accord avec les résultats obtenus par Fraedrich et Muller (1992) pour l'Europe centrale.

La saison des pluies de mars-avril dans l'Afrique équatoriale de l'Est est souvent déficitaire pendant *El Niño* (Moron et Ward, 1998). Palmer (1986) montre, abstraction faite de la variabilité décennale, une influence d'ENSO tout au long de ce siècle dans la région du Sahel.

Des téléconnexions entre *El Niño* et l'Europe sembleraient être à l'origine, au cours de l'été boréal, d'une augmentation des précipitations sur la Méditerranée et d'une réduction de celles-ci sur l'Europe septentrionale (Ropelewski et Halpert, 1987; Moron et Ward, 1998).

Au cours des années *El Niño* la courte saison des pluies d'octobre à décembre dans l'est de l'Afrique tenderait à être plus intense que la normale (Beltrando et Duchiron, 1996). Cette association n'est cependant pas très évidente à distinguer en raison des variations de TSM dans l'Océan Indien (Moron et Ward, 1998).

En considérant toutes les années disponibles, l'influence d'ENSO sur le climat de l'Afrique et de l'Europe n'expliquerait seulement qu'une petite part de la variabilité climatique qui y a été constatée au cours du XXe siècle. En fait, là où les téléconnexions semblent être les plus fortes, ENSO explique à peine 25 % de la variance du climat africain (principalement en Afrique australe et au Sahel) et 15 à 20 % du climat européen (le printemps boréal étant la saison la plus corrélée) (Moron et Ward, 1998). L'effet d'ENSO reste donc relativement faible et n'est même pas détecté dans toutes les études, surtout celles qui concernent l'Europe. Benner (1999), dans son étude sur la variabilité des températures de l'Angleterre,

signale qu'il n'y a pas de relations apparentes avec l'Oscillation Australe. Vandiepenbeek (1998) montre également qu'il n'y a aucune influence des phénomènes *El Niño* et *La Niña* sur les températures, les précipitations et l'insolation à Uccle. Cependant, van Oldenborgh et al. (2000) ont récemment mis en évidence une influence distincte d'ENSO sur le temps en Europe. Sur une région qui s'étend à la latitude de 50° N, du sud de l'Angleterre à l'Ukraine, les précipitations du printemps sembleraient augmenter après un événement *El Niño* et diminuer après un événement *La Niña*. Le débat reste donc loin d'être clos.

Les pôles font également partie des régions où il n'est pas aisé d'y détecter l'influence d'ENSO. D'après Gloersen (1995), ce phénomène aurait une influence sur l'étendue des glaces antarctiques. Les précipitations sur ce continent seraient également perturbées par ENSO (Cullather et al., 1996).

E. L'événement *El Niño* majeur de 1997-1998

Dès le début de l'année 1997, le commencement d'un *El Niño* exceptionnel a été mis en évidence à la fois dans l'analyse des anomalies de température dans les couches supérieures de l'océan et dans l'apparition de températures de l'eau de surface anormalement élevées le long de la côte péruvienne. *El Niños* est alors développé rapidement et, en milieu d'année, la structure typique de TSM anormale était en place. Au cours des mois suivants de l'année 1997, *El Niño* s'est encore intensifié, les anomalies les plus chaudes continuant à s'étendre vers le Pacifique central. Un trait remarquable de cet événement est l'apparition d'anomalies chaudes dans les Océans Atlantique et Indien (Slingo, 1998).

Il n'y a pas de doute sur l'exceptionnelle nature concernant à la fois le taux de croissance et l'intensité du phénomène *El Niño* de 1997-1998 (Fig. 4). Il est possible, selon Slingo (1998), que son développement soit lié aux fortes MJO de l'hiver et du printemps 1996-1997, ces oscillations étant à l'époque accompagnées de nombreuses accélérations de vent d'ouest probablement induites, selon Yu et Rienecker (1998), par des vagues de froid en provenance de l'Asie de l'Est et de l'ouest du Pacifique Nord.

L'*El Niño* de 1997-1998 est à l'origine du déplacement de la branche ascendante de la Circulation de Walker du Continent Marin vers le Pacifique central. Les principales branches descendantes de la Circulation de Walker se sont alors déplacées sur le Continent Marin et sur l'Océan Atlantique, donnant lieu, par la même occasion, à des sécheresses prononcées sur l'Indonésie, le Brésil et l'Afrique de l'ouest, et affaiblissant fortement la saison des ouragans sur l'Atlantique (Fig. 8).

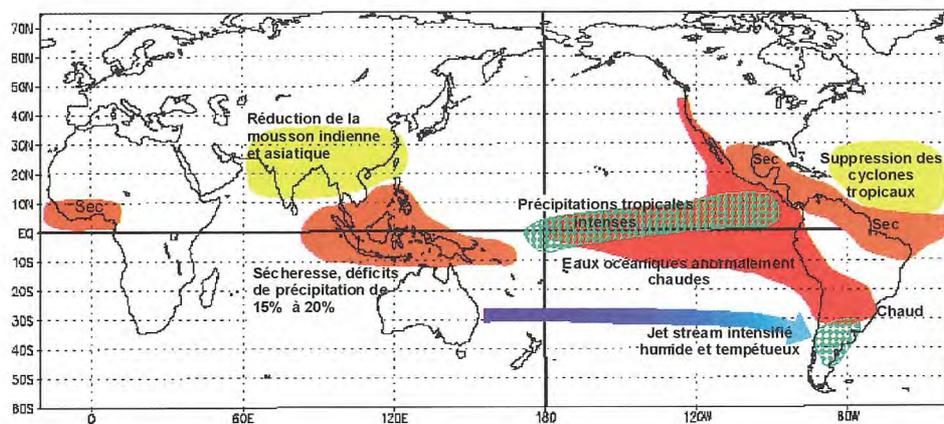


Figure 8. Les impacts majeurs associés à *El Niño* au cours de la période de juin à décembre 1997 (Slingo, 1998).

En 1997, comme pour la majorité des *El Niño* précédents, la circulation de la mousson indienne a été moins intense qu'en situation normale. Cependant, les précipitations de cette mousson n'ont pas été particulièrement déficientes (Annamalai et Slingo, 1998; Kane, 1999).

Les pluies exceptionnelles qui se sont abattues sur l'Afrique de l'Est au mois de septembre de 1997 sont également attribuées à *El Niño* (Slingo, 1998).

Dans l'Hémisphère Sud, l'intensification exceptionnelle du jet-stream subtropical sur le Pacifique Sud s'est produite au cours des derniers mois de l'année 1997 (Fig. 8). Des précipitations importantes se sont alors abattues sur le Chili et l'Uruguay. Au même moment, la Californie a connu des pluies exceptionnelles en association étroite, notamment, avec des anomalies de la structure complexe de la PNA. Il s'agit là certainement d'un des impacts les plus importants d'*El Niño* au cours de l'hiver boréal 1997-1998 dans l'Hémisphère Nord (Monteverdi et Null, 1998).

1. Comparaison d'*El Niño* majeurs

La figure 9 montre, sur base des plus hauts pics de TSM, que les deux derniers événements *El Niño* les plus importants sont (dans l'ordre décroissant) 1997-1998 et 1982-1983. Cette figure nous montre également la variabilité décennale d'ENSO (Parker et al., 1994; Davey et Anderson, 1998; Fedorov et Philander, 2000).

En fonction des mesures de l'IOA, l'événement de 1997-1998 semble modéré. Bien que la hausse de pression à Darwin soit importante, la baisse de pression enregistrée à Tahiti est relativement faible (Davey et Anderson, 1998).

Le caractère le plus inhabituel de l'événement *El Niño* de 1997-1998 est certainement la très forte amplification des anomalies de la température de subsurface de l'océan dès le début de l'année 1997. Cette amplifica-

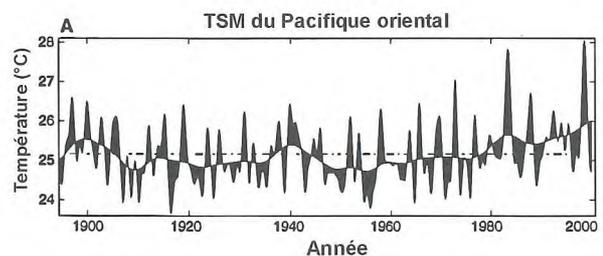


Figure 9. Les oscillations interannuelles de la température de la surface de la mer (TSM) à l'équateur dans le Pacifique oriental (sur une étendue moyenne de 5° S à 5° N, 80° à 120° W) montrent la fluctuation décennale de l'état du climat antécédent (obtenue à l'aide d'un filtre passe-bas après la suppression du cycle annuel et de variabilités de fréquences plus élevées). La ligne horizontale en points-tirets correspond à la moyenne sur toute la durée de l'enregistrement. Modifié d'après Fedorov et Philander (2000).

tion, dont on ne connaît pas encore les causes exactes (Davey et Anderson, 1998; Slingo, 1998), a directement mené à une augmentation exceptionnellement rapide des températures de la surface de l'océan.

Wolter et Timlin (1998) ont proposé que l'indice multivarié d'ENSO (MEI : *Multivariate ENSO Index*) soit utilisé de manière objective pour associer un ensemble complexe de caractéristiques à la comparaison de divers épisodes *El Niño* (Fig. 10). Cet indice fait appel à six variables récoltées dans le Pacifique tropical : la pression atmosphérique au niveau de la mer, les composantes zonale et méridienne du vent de surface, la température de la mer en surface, la température de l'air en surface et la fraction de la nébulosité. Le MEI est calculé à un pas de temps bimestriel mobile, avec un lissage intersaisonnier. Pour que l'indice reste comparable, toutes les valeurs saisonnières sont normalisées par rapport au pas de temps saisonnier correspondant et à la période de référence depuis 1950. L'indice est représenté comme un écart normalisé.

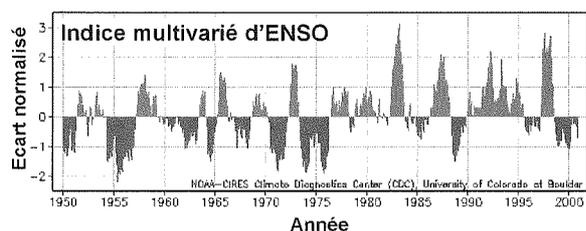


Figure 10. Indice multivarié d'ENSO. Modifié d'après Wolter (2000).

Selon Wolter et Timlin (1998) l'événement *El Niño* de 1982-1983 s'est distingué par la valeur extrême de l'indice, tôt au début de la deuxième année civile alors que l'épisode de 1997-1998, qui n'a pas atteint cette valeur, a connu un maximum lors du troisième trimestre de la première année civile et cela six mois à l'avance par rapport à l'épisode de 1982-1983. Cependant, l'épisode de 1997-1998 est resté fort et a connu à nouveau un écart maximal au début de la deuxième année (Fig. 9).

Les épisodes *El Niño* de 1982-1983 et de 1997-1998 sont manifestement les plus forts des 50 dernières années. Malheureusement, on ne dispose pas de suffisamment de données dans le passé pour établir des comparaisons avec des épisodes antérieurs (OMM, 2000).

L'*El Niño* de 1997-1998, le mieux observé et le mieux analysé jusqu'à présent (McPhaden, 1999), est en accord avec le paradigme de « l'oscillateur retardé » (paragraphe VII A) et il s'est comporté en grande partie comme l'*El Niño* « composé » de Rasmusson et Carpenter (1982). Cependant, l'événement de 1997-1998 a toutefois pris la communauté scientifique par surprise. Plusieurs modèles de prévisions dynamiques et statistiques d'ENSO ont prédit avec succès le phénomène, une à trois saisons en avance; cependant, avant le commencement *d'El Niño*, les réchauffements prédits étaient beaucoup trop faibles et se développaient trop lentement (Anderson et Davey, 1998). Des rectifications sur base des données de l'*El Niño* de 1997-1998 ont été apportées au modèle *Lamont* de Cane et al. (1986) qui avait permis il y a plus de dix ans, contrairement à celui de 1997, de prédire un événement *El Niño* (Chen et al., 1998).

2. ENSO de 1999 à 2000

Sur base des mesures de l'*El Niño* de 1997-1998, beaucoup de modèles ont prédit le commencement d'un événement *La Niña* pour la moitié de l'année 1998 (Kirtman et al., 1997).

Au cours de l'année 1998, une rapide transition des conditions *El Niño* vers des conditions *La Niña* a été observée (WMO, 1999). Au début de l'année 1998, les TSM

du Pacifique équatorial sont à des niveaux proches du record associé à l'événement *El Niño* de 1997-1998. Celui-ci s'est détérioré alors progressivement au cours des premiers mois de l'année 1998. Du mois de mai au mois de juin, les anomalies de TSM dans le Pacifique central équatorial ont chuté d'une valeur moyenne de près de 2 °C, passant de 1 °C au-dessus de la moyenne à 1 °C en dessous. Le facteur océanique de l'épisode *La Niña* de 1998-1999 était en route et des conditions froides ont continué à se développer à travers le reste de l'année.

L'évolution de l'épisode *La Niña* ne fut pas tout à fait classique (WMO, 1999). Les TSM du Pacifique tropical, particulièrement le long des côtes du Pérou et de l'Équateur, n'ont pas connu de refroidissement jusqu'à la fin de 1998. Néanmoins, *La Niña* a de profondes influences atmosphériques dès la seconde moitié de 1998. Celles-ci ont apporté, à partir d'octobre 1998, un surplus d'humidité sur une bonne partie de l'Indonésie et sur différentes régions de l'Australie et de l'Afrique australe. Le sud-est de l'Amérique du Sud (sud du Brésil, Uruguay, nord de l'Argentine) et une bonne partie de l'Afrique de l'Est ont enregistré au même moment un déficit de précipitation.

Les conditions *La Niña* ont perduré tout au long de l'année 1999 et au début de l'année 2000. Depuis août 2000, on a observé de nouveau un refroidissement des eaux de surface. Le modèle de prévisions le plus récent du NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) prévoit, au moment de la clôture de notre rédaction de cette contribution, un retour à des conditions presque normales pour les mois de mars-mai 2001. Toutefois, au cours des derniers mois, les prévisions successives ont chaque fois annoncé une prolongation des conditions *La Niña* (CPC, 2001a).

VI. RECONSTITUTION DES SÉRIES D'ENSO À L'AIDE DES « PROXY DATA »

Les proxy data sont les données qui permettent le mieux de se faire une idée des variations climatiques du passé (Berger, 1992). Elles sont obtenues, par exemple, à partir de l'analyse de la composition isotopique de l'oxygène, deutérium et carbone mesurée dans les sédiments océaniques et lacustres, les calottes polaires, les stalagmites-stalactites, les cernes de croissance des arbres et les couches géologiques, à partir de témoins des faunes et flores du passé (tels que pollens, microfaunes marines, insectes, mammifères, mollusques, coraux et plantes fossiles) et à partir des preuves géologiques et géomorphologiques (moraines, évaporites, paléosols, varves, dunes, plages fossiles, etc.).

L'interprétation de ces traces paléoclimatiques pour reconstituer le passé d'ENSO bénéficie des observations faites par l'homme depuis au moins le XXe siècle en les

confondant, par exemple, aux données sur les inondations du Nil (Quinn, 1992).

A. Études de l'environnement marin pour la restitution des séries d'ENSO

L'étude des proxy associées à l'environnement marin permet d'identifier les changements apparentés aux TSM, aux courants océaniques, aux vitesses de vent, aux intensités des upwellings, aux changements dans les substances nutritives et les traces de métaux, etc.

Les *coraux* peuvent être datés à l'aide de différentes méthodes indépendantes les unes des autres (contenus isotopiques 8^{18}O et 6^{13}C et métaux traceurs tels que Cd, Ba et Mn) qui permettent la réalisation de chronologies précises des paléoclimats avec des résolutions saisonnières (Cole et al., 1992). Les coraux vivant actuellement dans le Pacifique équatorial peuvent être âgés de 200 à 300 ans, voire plus. Des échantillons de cette époque permettent de reconstituer les conditions climatiques qui régnaient au cours de l'anomalie climatique du Petit Âge Glaciaire (1500-1850 AD) (Grove, 1988). L'étude des coraux fossiles permet de reconstruire les dynamiques d'ENSO qui existaient lors de la dernière déglaciation à l'époque où le niveau des océans était nettement plus bas (Cole et al., 1992).

Les *sédiments marins* sont surtout étudiés dans les régions situées le long des upwellings côtiers influencés par le comportement d'ENSO (Californie, Pérou). La résolution temporelle fournie par les varves (marines ou lacustres) permet l'identification du cycle primaire d'ENSO (Enfield, 1989).

L'étude des *varves marines*, et notamment celles situées dans le bassin de Santa Barbara (- 20 km de la Californie), met en évidence des changements de la fréquence et de l'amplitude d'ENSO sur de longues périodes. Diverses périodicités sont fréquemment retrouvées dans l'étude de ces dépôts : en plus du cycle de 2 à 7 ans propre à ENSO, une périodicité entre 80 et 100 ans, jusqu'à -50 ans, et parfois 20 ans sur des enregistrements pouvant atteindre plusieurs milliers d'années — jusqu'à 45 000 ans (Pléistocène) (Anderson, 1992; Diaz et Pulwarty, 1992).

Dewitte (1999) a dépouillé de nombreux travaux concernant les sédiments lacustres notamment ceux des grands lacs de l'est africain et les conclusions qui en ressortent confirment les précédentes.

L'analyse des sédiments d'un lac de l'Équateur (Rodbell et al., 1999) signale l'existence d'une périodicité d'ENSO entre 15 000 et 7 000 BP, sa fréquence augmentant ensuite progressivement pour atteindre une périodicité de 2 à 7 ans. La périodicité moderne d'*El Niño* est, selon cette étude, établie depuis environ 5 000 BP.

Cette mutation de la périodicité suggère la mise en place, à cette époque, d'un gradient zonal plus marqué des TSM à travers le Pacifique, résultant vraisemblablement d'une accentuation des alizés. Des études de coraux signalent des TSM de 1°C plus élevées dans la partie orientale du Pacifique au début de l'Holocène et suggèrent aussi l'existence de conditions de TSM plus homogènes à travers tout ce bassin, comme on a pu les observer récemment au cours des derniers phénomènes *El Niño*.

B. Indicateurs proxy terrestres utiles à la reconstitution de la variabilité paléoclimatique d'ENSO

L'étude de la *glace des calottes tropicales et subtropicales* est la seule à fournir l'information sur le caractère chimique et physique de l'atmosphère (Thompson et al., 1992). Sur la calotte de Quelccaya, dans les Andes australes du Pérou, des valeurs de 8^{18}O plus négatives caractérisent la totalité du *Petit Âge Glaciaire* de 1530 à 1880 AD (Grootes et al., 1989; Thompson et al., 1992) et des valeurs moins négatives de PO sont associées à des températures plus chaudes alors que les valeurs isotopiques plus négatives caractérisent des températures plus froides. Beaucoup de phases historiques *El Niño* sont associées à un $\delta^{18}\text{O}$ moins négatif, à une réduction substantielle de l'accumulation nette et à une augmentation des concentrations de poussières (solubles ou insolubles). La glace de Quelccaya a donc enregistré sans confusion possible les sécheresses associées à *El Niño*. Cette variabilité liée à ENSO est également enregistrée sur la calotte de Dunde au Tibet, suggérant l'existence de téléconnexions avec la Circulation de Walker d'un bout à l'autre du Pacifique (Thompson et al., 1992).

La *dendrochronologie* est également utilisée dans le sud-ouest des États-Unis, au Texas, et dans le nord du Mexique, là où les hivers *El Niño* sont associés à une augmentation des précipitations (Diaz et Kiladis, 1992). Cette variabilité interannuelle des précipitations est bien enregistrée par la croissance des cernes des arbres (Cleaveland et al., 1992). Les paléoclimats de cette région de l'Amérique du Nord peuvent ainsi être reconstitués, avec une bonne précision, sur plusieurs centaines d'années (400 ans).

C. Datation des phénomènes ENSO

La dendrochronologie parvient à démontrer qu'ENSO existe depuis au moins 400 ans. L'étude des dépôts marins a permis de retracer son passé sur les 45 000 dernières années. Indépendamment de l'origine des différentes variations d'ENSO sur de longues périodes, ces exemples démontrent que ce phénomène climatique existe depuis pas mal de temps, comme un trait quasi permanent du climat du Pacifique tropical.

L'analyse des informations historiques et des proxy data prouve qu'ENSO existe dans sa forme actuelle depuis

au moins cinq mille ans (Enfield, 1989 et 1992; Anderson, 1992; Rodbell et al., 1999).

L'analyse des carottes de glace et des cernes de croissance des arbres permet de reconstituer les occurrences *d'El Niño* entre le *Petit Âge Glaciaire* (du XVI^e au XVIII^e siècle) et l'époque actuelle. Enfield (1989 et 1992) et Anderson (1992) suggèrent, sur base d'une analyse qualitative des données de Quinn et al. (1987, cité par Enfield, 1989), qu'*El Niño* n'a pas été plus ou moins fréquent au cours de cette période qu'à l'heure actuelle. Ils notent, cependant, ce qui semble être des oscillations à l'échelle du siècle dans la fréquence *d'El Niño*. Un lien existe, selon ces auteurs, entre ces oscillations et l'alternance des époques de haute et basse variabilité solaire.

En regard de ces résultats, *El Niño* pourrait bien avoir résisté aux changements du climat. Il aurait toujours conservé son caractère intermittent, ou du moins au cours du passé géologique récent (Pléistocène) au cours duquel la disposition des continents est restée identique (Enfield, 1992).

VII. LES MODÈLES ET LES PRÉVISIONS D'ENSO

A. L'oscillateur ENSO

Les modèles développés par Zebiak et Cane (1987), Schopf et Suarez (1988), Suarez et Schopf (1988) puis Battisti et Hirst (1989) ont permis une meilleure compréhension de la dynamique d'ENSO. Ces auteurs se sont intéressés aux dynamiques des ondes océaniques pour construire ce qui est connu comme le modèle (paradigme) ENSO « *oscillateur à action retardée* ». Cette modélisation a permis de reproduire la variabilité interannuelle de la dynamique des ondes océaniques de Rossby et de Kelvin.

Des raffinements dans la modélisation (Neelin et al., 1994; Battisti et Sarachik, 1995) ont fourni davantage d'arguments en faveur de l'application de ce modèle aux dynamiques d'ENSO. Dans ce modèle, une phase *El Niño* est déclenchée à la suite d'une perturbation atmosphérique semblable à un WWB (cf. IV B). La dynamique des ondes mise en place fournit alors la réaction négative requise pour la fin d'un événement *El Niño* après 16 à 17 mois et le développement des conditions de *La Niña* après 19 à 22 mois. En fait, la réponse retardée de l'océan à la perturbation atmosphérique assure une continuité à l'oscillation de ces deux milieux.

Les résultats de l'application de cette modélisation montrent que la régénération successive des ondes de Kelvin et de Rossby n'est possible que pour des bassins océaniques dont les dimensions est—ouest dépassent 13 000 km. Ce serait là une raison pour laquelle un phé-

nomène climatique comme ENSO n'est présent que dans l'Océan Pacifique (Schneider et al., 1995).

B. Prévisions d'ENSO

Les modèles dont nous venons de parler au paragraphe précédent sont également utilisés pour la prévision d'ENSO (Cane et al., 1986; Barnett et al., 1988). Selon Barnett et al. (1988) puis Anderson et Davey (1998), il est actuellement possible de prédire un événement ENSO 6 à 9 mois à l'avance.

Afin de mieux comprendre et de mieux prédire ENSO, Webster et Yang (1992) ont proposé d'inclure le système planétaire de la mousson et plus particulièrement celui de la mousson indienne dans les différents modèles. La mousson indienne, contrairement à la circulation de Walker au même moment, est particulièrement intense au cours du printemps boréal (moment où les MJO sont également intenses). Son activité « brouille » en quelque sorte le signal d'ENSO utilisé dans les modèles. Suivant ces auteurs, c'est la mousson indienne qui est à l'origine de la « barrière de prédiction » d'ENSO rencontrée lors du printemps boréal. Par contre, Clarke et van Gorder (1999) pensent (comme nous l'avons vu au paragraphe IV E) qu'un signal purement biennal d'ENSO serait responsable de la persistance de cette barrière. Les modèles de prévision couplant l'océan et l'atmosphère sont couramment construits autour de la dynamique du bassin de l'Océan Pacifique.

Les modèles de prévision doivent encore être améliorés en tenant compte non seulement des variations biennales, mais également des modulations décennales et multidécennales de la structure d'ENSO (Allan et al., 1996).

Le succès d'une prévision dépend aussi des origines stochastiques de la variabilité interannuelle d'ENSO. Plusieurs études récentes (Flügel et Chang, 1996; Kleeman et Moore, 1997) montrent que des processus stochastiques sont la source majeure de la variabilité d'ENSO. Les structures de ce bruit ressembleraient aux variabilités intrasaisonnières de l'oscillation de Madden-Julian et des rafales de vents d'ouest. Une preuve supplémentaire du rôle de ces processus stochastiques est fournie par le fait que la prévision des modèles dynamiques basée sur nos connaissances physiques du phénomène n'est pas meilleure que celle des modèles empiriques dérivés des séries de données empiriques (Barnston, 1995). Cela suggérerait que notre compréhension de la physique du système ENSO est encore loin d'être parfaite ou que la prédiction des modèles pourrait être limitée par un forçage stochastique (Flügel et Chang, 1996; Kleeman et Moore, 1997).

Lors de la prévision de *l'El Niño* de 1997, le modèle climatologique couplé *Lamont* (présenté par Cane et al.

en 1986) et le modèle d'Oxford (Balmaseda et al., 1994) ainsi que d'autres modèles ont prédit des conditions généralement trop froides. Les raisons de cette différence entre la prévision et la réalité ne sont pas encore bien comprises (Anderson et Davey, 1998). Le modèle de Stockdale et al. (1998) a, quant à lui, prédit le réchauffement d'une manière assez proche de la réalité. Ces différences appréciables entre les prévisions individuelles sont cependant trop importantes pour être initiées par le bruit océanique à lui seul. L'état initial de l'océan peut rester identique plusieurs jours consécutivement alors qu'entre-temps l'état de l'atmosphère change rapidement (Anderson et Davey, 1998). Il est de ce fait plus difficile de connaître correctement l'état de l'atmosphère que celui de l'océan au moment où l'on commence une prédiction.

Cette variabilité dans la TSM tropicale pourrait donc en partie être le résultat de processus chaotiques d'origine principalement atmosphérique (Blanke et al., 1997; Anderson et Davey, 1998). La nature chaotique de l'atmosphère imposerait donc une limite à la prédiction d'ENSO.

VIII. ENSO ET SON COMPORTEMENT FUTUR

El Niño est actuellement considéré comme un mode naturel d'oscillation — *La Niña* étant sa phase complémentaire — qui résulte d'interactions instables entre l'Océan Pacifique tropical et l'atmosphère. Des perturbations aléatoires maintiennent de manière neutre ce mode stationnaire, dont les propriétés dépendent de l'état du climat antécédent (*background climate state*). Cet état est connu par la connaissance de l'intensité des vents moyens et de la profondeur moyenne de la thermocline. Selon Fedorov et Philander (2000), des changements manifestes des propriétés d'*El Niño* peuvent refléter l'importance de perturbations aléatoires, mais peuvent aussi être une conséquence des variations décennales de l'état antécédent.

En réalité, dans l'état actuel de nos connaissances, l'état change certainement graduellement et continuellement, poussant les interactions à être parfois plus humides, instables à d'autres occasions, et neutres pour une bonne partie du temps. Cette possibilité d'un état antécédent en changement a récemment suscité de nombreux débats à propos de l'effet éventuel, sur *El Niño*, d'un futur réchauffement global. À cela s'ajoutent bien évidemment des perturbations aléatoires comme, par exemple, les rafales de vent d'ouest.

La figure 9 montre les fluctuations d'ENSO au cours des décennies 80' et 90' : les épisodes *La Niña* y sont particulièrement faibles, voire complètement absents, alors que les événements *El Niño* y atteignent des amplitudes sans précédent en 1982-1983 et 1997-1998 et que le phénomène de 1992-1995 (si le trait horizontal de la figure 8 sert de référence) est le plus long depuis le

début des observations en 1882 (Brassington, 1997; Fedorov et Philander, 2000).

Pour certains auteurs (Trenberth et Hoar, 1997), ces changements seraient attribuables au changement global. D'autres (Harrison et Larkin, 1997; Rajagopalan et al., 1997) interprètent ces changements sans invoquer les propriétés d'*El Niño*. Il s'agit pour eux de fluctuations aléatoires, qui influenceraient la fluctuation décennale (Zhang et al., 1997) (le trait continu de la figure 9); ENSO resterait donc inchangé. Cet argument, qui est obtenu statistiquement, n'exclut pas un changement dans la modulation d'ENSO; les séries de données sont cependant trop courtes pour conclure définitivement (Fedorov et Philander, 2000).

En considérant, non plus le trait horizontal, mais la courbe représentant les fluctuations décennales de la figure 9 (Fedorov et Philander, 2000), l'événement *La Niña* est présent, et les conditions chaudes qui commencent en 1992, plutôt que d'être associées à un événement *El Niño* exceptionnellement long, se réduisent à la persistance des conditions antécédentes. L'analyse de Latif et al. (1997) indique également qu'un mode décennal de variabilité, indépendant d'ENSO serait la source des anomalies des années 90'.

Guilderson et Scharg (1998) montrent par ailleurs que les conditions relativement chaudes dans le Pacifique tropical oriental au cours des années 80' et 90' ont été accompagnées d'un affaiblissement des alizés et d'un approfondissement de la thermocline, suggérant alors une légère augmentation de la période de l'oscillation.

Le réchauffement global de l'atmosphère de la planète va sûrement affecter *El Niño* en modifiant le climat du proche passé. Les processus différents qui maintiennent le climat du proche passé ont été étudiés par différents modèles.

Certaines simulations associées au réchauffement global reproduisent de façon grossière l'Oscillation Australe actuelle (Meehl et al., 1995; Delecluse et al., 1998, cités par Fedorov et Philander, 2000). Timmermann et al. (1999) rendent compte de conditions de type *El Niño* plus fréquentes et d'événements froids plus forts.

Dans le contexte actuel où les simulations de l'état antécédent du climat restent médiocres, les projections qui cherchent à savoir comment le réchauffement global altèrera cet état, et *El Niño*, sont chargées d'énormes incertitudes. De telles projections ont été réalisées et mettent en évidence des résultats qui diffèrent de l'une à l'autre (Tett, 1995; Meehl et Washington, 1996; Knuston et al., 1997; Timmermann et al., 1999; Collins, 2000).

L'évolution du phénomène ENSO au cours des deux

dernières décennies suggère une variabilité décennale, mais probablement aussi une influence de l'effet de serre anthropique. Lors d'un événement *El Niño*, les flux de CO₂ de l'Océan Pacifique vers l'atmosphère sont fortement réduits.

Quoi qu'il en soit, la recherche actuelle n'est pas encore suffisamment avancée dans ce domaine, beaucoup de propos restent contradictoires et la situation demeure donc confuse.

CONCLUSION

L'étude des phénomènes *d'El Niño*, de *La Niña* et de l'Oscillation Australe n'est pas récente; voilà plus d'un siècle, en effet, que les chercheurs s'intéressent de près à cette variabilité du climat. ENSO est actuellement compris comme étant la manifestation d'un phénomène climatique complexe d'interactions entre l'océan et l'atmosphère en déséquilibre permanent qui oscille, sur des intervalles de 2 à 7 ans, entre deux phases opposées : une phase chaude, *El Niño*, et une phase froide, *La Niña*. De nombreux processus physiques, à la fois atmosphériques et océaniques, entrent en ligne de compte pour expliquer son comportement; nous commençons quelque peu à les comprendre grâce notamment aux réseaux de mesures récemment mis en place.

Le phénomène ENSO influencerait près des deux tiers des climats de la planète principalement dans et autour de la région indo-pacifique et ce, avec un comportement semblable à celui que nous connaissons depuis au moins 5 000 ans.

La variabilité d'ENSO de ces deux dernières décennies traduirait éventuellement une influence de l'effet de serre, mais beaucoup d'études sur le sujet restent cependant contradictoires.

Cette contribution a permis, nous l'espérons, de mettre en évidence l'influence majeure du phénomène ENSO sur le climat global. Néanmoins, plusieurs aspects du phénomène restent non compris. La compréhension du phénomène nécessite encore de nombreux efforts. L'enjeu est considérable, en regard notamment des impacts environnementaux et socio-économiques provoqués par ENSO (Glantz, 1996). L'amélioration des prévisions de ce phénomène est donc primordiale. Actuellement, ces prévisions ne sont valables que pour des échéances de 6 à 9 mois.

Finalement, nous souhaitons insister sur le fait que, malgré leurs répercussions à certains égards très nuisibles à l'homme, les phénomènes ENSO sont et ont toujours été indispensables au maintien des aspects actuels de la vie sur la planète et qu'ils contribuent à rééquilibrer tant bien que mal le bilan thermique global dont l'équilibre doit être maintenu malgré les pressions de

plus en plus fortes liées à l'explosion démographique de la planète et le désir compréhensible de chaque terrien de vouloir améliorer son bien-être matériel.

Si notre économie continue à développer des mégapôles socio-économiques notamment dans les pays de développement et si la population de la planète continue à augmenter au rythme actuel, l'ampleur des dommages infligés par les phénomènes naturels comme ENSO, les ouragans et les tempêtes sera en croissance continue. Soyons-en conscients.

REMERCIEMENTS

Cette contribution est issue de notre mémoire de fin d'études en géographie. Nous souhaitons donc remercier plus particulièrement le Professeur M. Erpicum qui a dirigé ce travail et qui nous a fait bénéficier de son soutien inconditionnel lors de sa rédaction.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLAN R.J., LINDESAY J.A. & PARKER D.E., 1996. *El Niño Southern Oscillation and Climatic Variability*, CSIRO, Collingwood (Australia), 405 p.
- ANDERSON D.L.T. & DAVEY M.K., 1998. Predicting the *El Niño* of 1997/98. *Weather*; 53 (9), pp. 303-310.
- ANDERSON R.Y., 1992. Long-terme changes in the frequency of occurrence of *El Niño* events. *El Niño : Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation* (Diaz H.F. & Markgraf V., eds), Cambridge University Press, Cambridge, pp. 193-200.
- ANNAMALAI H. & SLINGO J., 1998. The Asian summer monsoon, 1997. *Weather*; 53 (9), pp. 284-287.
- BALMASEDA M.A., ANDERSON D.L.T. & DAVEY M.K., 1994. ENSO prediction using a dynamical ocean model coupled to statistical atmospheres. *Tellus*, 46A (4), pp. 497-511.
- BARNETT T.P., GRAHAM N., CANE M., ZEBIAK S., DOLAN S., O'BRIEN J. & LEGLER D., 1988. On the Prediction of the *El Niño* of 1986-1987. *Science*, 241 (4862), pp. 192-196.
- BARNSTON A.G., 1995. Our improving capability in ENSO forecasting. *Weather*; 50 (12), pp. 419-430.
- BATTISTI D.S. & HIRST A.C., 1989. Interannual Variability in a Tropical Atmosphere—Ocean Model : Influence of the Basic State, Ocean Geometry and Nonlinearity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46 (12), pp. 1687-1712.
- BATTISTI D.S. & SARACHIK E.S., 1995. Understanding and predicting ENSO. *Reviews of Geophysics*, 33 (supplément), pp. 1367-1376.
- BELTRANDO G. & DUCHIRON B., 1996. Relations entre la pluviométrie mensuelle d'octobre à décembre en Afrique de l'Est et l'Indice d'Oscillation Australe. *Veille Climatique Satellitaire* (ORSTOM), 58-59, juillet-décembre, pp. 97-110.
- BENNER T.C., 1999. Central England temperatures : long-term variability and teleconnections. *International Journal of Climatology*, 19 (4), pp. 391-403.
- BERGER A., 1992. *Le climat de la terre : un passé pour quel avenir ?* De Boeck-Wesmael, Bruxelles, 479 p.
- BLANKE B., NEELIN J.D. & GUTZLER D., 1997.

- Estimating the Effect of Stochastic Wind Stress Forcing on ENSO Irregularity. *Journal of Climate*, 10 (7), pp. 1473-1486.
- BOND N.A. & HARRISON D.E., 2000. The Pacific Decadal Oscillation, air-sea interaction and central north Pacific winter atmospheric regimes. *Geophysical Research Letters*, 27 (5), pp. 731-734.
- BRADLEY R.S., DIAZ H.F., KILADIS G.N. & EISCHEID J.K., 1987. ENSO signal in continental temperature and precipitation records. *Nature*, 327 (6122), pp. 497-501.
- BRASSINGTON G.B., 1997. The Modal Evolution of the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 10 (5), pp. 1021-1034.
- CANE M.A., ZEBIAK S.E. & DOLAN S.C., 1986. Experimental forecasts of *El Niño*. *Nature*, 321 (6073), pp. 827-832.
- CHAO Y., GHIL M. & MCWILLIAMS J.C., 2000. Pacific Interdecadal Variability in this Century's Sea Surface Temperatures. *Geophysical Research Letters*, 27 (15), pp. 2261-2264.
- CHEN D., CANE M.A., ZEBIAK S.E. & KAPLAN A., 1998. The impact of sea level data assimilation on the Lamont model prediction of the 1997/98 *El Niño*. *Geophysical Research Letters*, 25 (15), pp. 2837-2840.
- CHU P.-S. & WANG J., 1997. Tropical Cyclone Occurrences in the Vicinity of Hawaii : Are the Differences between *El Niño* and Non-*El Niño* Years Significant ? *Journal of Climate*, 10 (10), pp. 2683-2689.
- CLARKE A.J. & SHU L., 2000. Quasi-biennial winds in the far western equatorial Pacific phase-locking *El Niño* to the seasonal cycle. *Geophysical Research Letters*, 27 (6), pp. 771-774.
- CLARKE A.J. & VAN GORDER S., 1999. The Connection between the Boreal Spring Southern Oscillation Persistence Barrier and Biennial Variability. *Journal of Climate*, 12 (2), pp. 610-620.
- CLARKE A.J., LIU X. & VAN GORDER S., 1998. Dynamics of the Biennial Oscillation in the Equatorial Indian and Far Western Pacific Oceans. *Journal of Climate*, 11 (5), pp. 987-1001.
- COLE J.E., SHEN G.T., FAIRBANKS R.G. & MOORE M., 1992. Coral monitors of *El Niño*/Southern Oscillation dynamics across the equatorial Pacific. *El Niño : Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation* (Diaz H.F. & Markgraf V., eds), Cambridge University Press, Cambridge, pp. 349-375.
- COLLINS M., 2000. Understanding Uncertainties in the reponse of ENSO to Greenhouse Warming. *Geophysical Research Letters*, 27 (21), pp. 3509-3512.
- CPC/NCEP/NOAA, 2001a. (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/enso_advisory/), consultation le 13 janvier 2001.
- CPC/NCEP/NOAA, 2001b. (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>), consultation le 13 janvier 2001.
- CULLATHER R.I., BROMWICH D.H. & VAN WOERT M.L., 1996. Interannual variations in Antarctic precipitation related to *El Niño*-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, 101 (D14), pp. 19109-19118.
- DAVEY M.K. & ANDERSON D.L.T., 1998. A comparison of the 1997/98 *El Niño* with other such events. *Weather*, 53 (9), pp. 295-302.
- DEWITTE O., 1999. *El Niño et l'Oscillation Australe : état de la question par analyse bibliographique*, Mémoire de Licence en Sciences géographiques, Université de Liège, 230 p.
- DIAZ H.F. & KILADIS G., 1992. Atmospheric teleconnections associated with the extreme phase of the Southern Oscillation. *El Niño : Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation* (Diaz H.F. & Markgraf V., eds), Cambridge University Press, Cambridge, pp. 7-28.
- DIAZ H.F. & PULWARTY R.S., 1992. A comparison of Southern Oscillation and *El Niño* signals in the tropics. *El Niño : Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation* (Diaz H.F. & Markgraf V., eds), Cambridge University Press, Cambridge, pp. 175-192.
- ECHEVIN V. & MINSTER J.-F., 1998. L'observation de l'océan par satellites. *Pour la Science, les humeurs de l'océan*, hors série, octobre, pp. 78-85.
- ENFIELD D.B., 1989. *El Niño*, past and present. *Reviews of Geophysics*, 27 (1), pp. 159-187.
- ENFIELD D.B., 1992. Historical and prehistorical overview of *El Niño*/Southern Oscillation. *El Niño : Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation* (Diaz H.F. & Markgraf V., eds), Cambridge University Press, Cambridge, pp. 95-117.
- EVANS J.L. & ALLAN R.J., 1992. *El Niño*/Southern Oscillation modification to the structure of the monsoon and tropical cyclone activity in the Australasian region. *International Journal of Climatology*, 12 (6), pp. 611-623.
- FEDOROV A.V. & PHILANDER S.G.H., 2000. Is *El Niño* Changing ? *Sciences*, 288 (9473), pp. 1997-2002.
- FLÜGEL M. & CHANG P., 1996. Impact of dynamical and stochastic processes on the predictability of ENSO. *Geophysical Research Letters*, 23 (16), pp. 2089-2092.
- FOLLAND C.K., KARL T.R. & VINNIKOV K.Y., 1990. Observed Climate Variation and Change. *Climate change : The IPCC Scientific Assessment* (Houghton J.T., Jenkins G.J. & Ephraums J.J., eds), World Meteorological Organization / United Nations Environment Programme, Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 195-238.
- FRAEDRICH K., 1994. An ENSO impact on Europe ? *Tellus*, 46A (4), pp. 541-552.
- FRAEDRICH K. & MÜLLER K., 1992. Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes. *International Journal of Climatology*, 12 (1), pp. 25-31.
- GARREAU R.D. & BATTISTI D.S., 1999. Interannual (ENSO) and Interdecadal (ENSO-like) Variability in the Southern Hemisphere Tropospheric Circulation. *Journal of Climate*, 12 (7), pp. 2113-2123.
- GHIL M. & JIANG N., 1998. Recent forecast skill for *El Niño*/Southern Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 25 (2), pp. 171-174.
- GLANTZ M.H., 1996. *Currents of change : El Niño's impact on climate and society*, Cambridge University Press, Cambridge, 194 p.
- GLOERSEN P., 1995. Modulation of hemispheric sea-ice cover by ENSO events. *Nature*, 373 (6514), pp. 503-506.
- GOLDENBERG S.B. & SHAPIRO L.J., 1996. Physical Mechanisms for the Association of *El Niño* and West African rainfall with Atlantic Major Hurricane Activity. *Journal of Climate*, 9 (6), pp. 1169-1187.
- GROOTES P.M., STUIVER M., THOMPSON L.G. & MOSLEY-THOMPSON E., 1989. Oxygen changes in tropical ice, Quelccaya, Peru. *Journal of Geophysical Research*, 94 (D1), pp. 1187-1194.
- GROVE R.H., 1998. Global impact of the 1789-93 *El Niño*.

- Nature*, 393 (6683), pp. 318-319.
- GU D. & PHILANDER S.G.H., 1997. Interdecadal Climate Fluctuations That Depend on Exchanges between the Tropics and Extratropics. *Science*, 275 (5301), pp. 805-807.
- GUILDERSON T.P. & SCHRAG D.P., 1998. Abrupt Shift in Subsurface Temperatures in the Tropical Pacific Associated with Changes in *El Niño*. *Science*, 281 (5374), pp. 240-243.
- HARRISON D.E. & LARKIN N.K., 1997. Darwin sea level pressure, 1876-1996 : Evidence for climate change? *Geophysical Research Letters*, 24 (14), pp. 1779-1782.
- HASTINGS P.A., 1990. Southern Oscillation influences on tropical cyclone activity in the Australian/South-West Pacific region. *International Journal of Climatology*, 10 (3), pp. 291-298.
- HENDON H.H., LIEBMANN B. & GLICK J.D., 1998. Oceanic Kelvin Wave and the Madden-Julian Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55 (1), pp. 88-101.
- JONES C.G. & THORNCROFT C.D., 1998. The role of the *El Niño* in Atlantic tropical cyclone activity. *Weather*, 53 (9), pp. 324-336.
- JURY M.R. & PARKER A., 1995. Variability of summer rainfall over Madagascar : climatic determinants at interannual scales. *International Journal of Climatology*, 15 (12), pp. 1323-1332.
- KANE R.P., 1998. Spectral comparison of ENSO and stratospheric zonal winds. *International Journal of Climatology*, 18 (11), pp. 1195-1208.
- KANE R.P., 1999. *El Niño* timings and rainfall extremes in India, Southeast Asia and China. *International Journal of Climatology*, 19 (6), pp. 653-672.
- KIRTMAN B.P., SHUKLA J. & ZHU Z., 1997. *Forecasts from december 1997: El Niño gives way to La Niña in '98*. (<http://grads.iges.org/nino/fcst1297.html>), consultation le 17 février 1998.
- KLEEMAN R., MCCREARY JR. J.P. & KLINGER B.A., 1999. A mechanism for generating ENSO decadal variability. *Geophysical Research Letters*, 26 (12), pp. 1743-1746.
- KLEEMAN R. & MOORE A.M., 1997. A Theory for the Limitation of ENSO Predictability Due to Stochastic Atmospheric Transients. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54 (6), pp. 753-767.
- KNUTSON T.R., MANABE S. & GU D., 1997. Simulated ENSO in a Global Coupled Ocean-Atmosphere Model : Multidecadal Amplitude Modulation and CO2 Sensitivity. *Journal of Climate*, 10 (1), pp. 138-161.
- LAITA M. & GRIMALT M., 1997. Vorticity and pressure anomalies in the western Mediterranean during *El* Southern Oscillation extremes. *International Journal of Climatology*, 17 (5), pp. 475-482.
- LATIF M. & BARNETT T.P., 1994. Causes of Decadal Climate Variability over the North Pacific and North America. *Science*, 266 (5185), pp. 634-637.
- LATIF M., KLEEMAN R. & ECKERT C., 1997. Greenhouse Warming, Decadal Variability, or *El Niño*? An Attempt to Understand the Anomalous 1990s. *Journal of Climate*, 10 (9), pp. 2221-2239.
- LUKAS R. & LINDSTROM E., 1991. The Mixed Layer of the Western Equatorial Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 96 (supplement), pp. 3343-3357.
- MANN M.E. & PARK J., 1996. Joint Spatiotemporal Modes of Surface Temperature and Sea Level Pressure Variability in the Northern Hemisphere during the Last Century. *Journal of Climate*, 9 (9), pp. 2137-2162.
- MANTUA N.J., 1999. *The Pacific Decadal Oscillation and Climate Forecasting for North America*. (http://www.atmos.washington.edu/~mantua/REPORTS/PDO/PDO_cs.htm), consultation le 11 janvier 2001.
- MANTUA N.J., HARE S.R., ZHANG Y., WALLACE J.M. & FRANCIS R.C., 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, pp. 1069-1079. (<http://www.iphc.washington.edu/staff/hare/html/papers/pdo/PDO.html>), consultation le 14 février 2000.
- McCABE G.J. & DETTINGER M.D., 1999. Decadal variations in the strength of ENSO teleconnections with precipitation in the western United States. *International Journal of Climatology*, 19 (13), pp. 1399-1410.
- McPHADEN M.J., 1993. *TOGA-TAO and the 1991-93 El Niño-Southern Oscillation Event*. (<http://www.pmel.noaa.gov/pubs/docs/mcph1401.html>), consultation le 25 juillet 1999.
- McPHADEN M.J., 1999. Genesis and Evolution of the 1997-98 *El Niño*. *Science*, 283 (5404), pp. 950-954.
- MEEHL G.A. & WASHINGTON W.M., 1996. *El Niño-like* climate change in a model with increased atmospheric CO2 concentrations. *Nature*, 382 (6586), pp. 56-61.
- MINOBE S., 1997. A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophysical Research Letters*, 24 (6), pp. 683-686.
- MONTEVERDI J. & NULL J., 1998. A balanced view of the impact of the 1997/98 *El Niño* on Californian precipitations. *Weather*, 53 (9), pp. 310-313.
- MORON V. & WARD M.N., 1998. ENSO teleconnections with climate variability in the European and African sectors. *Weather*, 53 (9), pp. 287-295.
- NEELIN J.D., LATIF M. & JIN F.-F., 1994. Dynamics of coupled ocean-atmosphere models : The tropical problem. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 26, pp. 617-659.
- NICHOLSON S.E. & KIM J., 1997. The relationship of the *El Niño* Southern Oscillation to African rainfall. *International Journal of Climatology*, 17 (2), pp. 117-135.
- OMM, 2000. L'épisode *El Niño* de 1997-1998 : *retrospective scientifique et technique*, Organisation Météorologique Mondiale, 905, Genève, 96 p.
- PARKER D.E. & HORTON E.B., 1999. Global and regional climate in 1998. *Weather*, 54 (6), pp. 173-184.
- PARKER D.E., JONES P.D., FOLLAND C.K. & BEVAN A., 1994. Interdecadal changes of surface temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, 99 (D7), pp. 14373-14399.
- PHILANDER S.G.H., 1990. *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*, Coll. International Geophysics Series, 46, Academic Press, New York, 293 p.
- PMEL/NOAA/TAO, 2001. (http://www.pmel.noaa.gov/tao/proj_over/diagrams/gif/toga-pac-bw.gif), consultation le 12 janvier 2001.
- PMEL/NOAA/TOGA-TAO, 2001 a. (<http://www.pmel.noaa.gov/toga-tao/el-nino/la-nina.html>), consultation le 12 janvier 2001.
- PMEL/NOAA/TOGA-TAO, 2001 b. (http://www.pmel.noaa.gov/toga-tao/el-nino/nino_normal.html), consultation le 12 janvier 2001.
- QUINN W.H., 1992. A study of Southern Oscillation - related activity for AD 622-1990 incorporating Nile River flood data. *El Niño : Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation* (Diaz H.F. & Markgraf V., eds),

- Cambridge University Press, Cambridge, pp. 119-149.
- RAJAGOPALAN B., LALL U. & CANE M.A., 1997. Anomalous ENSO Occurrences : An Alternate View. *Journal of Climate*, 10 (9), pp. 2351-2357.
- RASMUSSEN E.M. & CARPENTER T.H., 1982. Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, 110 (5), pp. 354-384.
- REASON C.J.C., ALLAN R.J., LINDESAY J.A. & ANSELL T.J., 2000. ENSO and climatic signals across the Indian Ocean basin in the global context : part I, interannual composite patterns. *International Journal of Climatology*, 20 (11), pp. 1285-1327.
- RODBELL D.T., SELTZER G.O., ANDERSON D.M., ABBOTT M.B., ENFIELD D.B. & NEWMAN J.H., 1999. An -15000-Year Record of El Niño-Driven Alluviation in Southwestern Ecuador. *Science*, 283 (5401), pp. 516-520.
- ROPELEWSKI C.F. & HALPERT M.S., 1987. Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115 (8), pp. 1606-1626.
- ROPELEWSKI C.F. & HALPERT M.S., 1996. Quantifying Southern Oscillation-Precipitation Relationships. *Journal of Climate*, 9 (5), pp. 1043-1059.
- RUTLLANT J. & FUENZALIDA H., 1991. Synoptic aspects of the central Chute rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, 11 (1), pp. 63-76.
- SCHNEIDER E.K., HUANG B. & SHUKLA J., 1995. Ocean Wave Dynamics and El Niño. *Journal of Climate*, 8 (10), pp. 2415-2439.
- SCHOPF P.S. & SUAREZ M.J., 1988. Vacillations in a Coupled Ocean-Atmosphere Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45 (3), pp. 549-566.
- SLINGO J.M., 1998. The 1997/98 El Niño. *Weather*, 53 (9), pp. 274-281.
- SLINGO J.M., ROWELL D.P., SPERBER K.R. & NORTLEY F., 1999. On the predictability behaviour of the Madden-Julian Oscillation and its relationship with El Niño. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125B (554), pp. 583-609.
- STOCKDALE T.N., ANDERSON D.L.T., ALVES J.O.S. & BALMASEDA M.A., 1998. Global seasonal rainfall forecasts using a coupled ocean-atmosphere model. *Nature*, 392 (6674), pp. 370-373.
- SUAREZ M.J. & SCHOPF P.S., 1988. A Delayed Action Oscillator for ENSO. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45 (21), pp. 3283-3287.
- TETT S.F.B., 1995. Simulation of El Niño-Southern Oscillation like in a Global AOGCM and its Response to CO2 Increase. *Journal of Climate*, 8 (6), pp. 1473-1502.
- THOMPSON L.G., MOSLEY-THOMPSON E. & THOMPSON P. A., 1992. Reconstructing interannual climate variability from tropical and subtropical ice core records. *El Niño : Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation* (Diaz H.F. & Markgraf V., eds), Cambridge University Press, Cambridge, pp. 295-322.
- TIMMERMANN A., OBERHUBER J., BACHER A., ESCH M., LATIF M. & ROECKNER E., 1999. Increased El Niño frequency in a climate model forced by future greenhouse warming. *Nature*, 399 (6729), pp. 694-697.
- TRENBERTH K.E. & HOAR T.J., 1997. El Niño and climate change. *Geophysical Research Letters*, 24 (23), pp. 3057-3060.
- USDA, 2001. (<http://www.usda.gov/oce/waob/jawf/enso/>), consultation le 13 janvier 2001.
- VANDIEPENBEEK M., 1998. Influence d'El Niño et de La Niña sur les précipitations, les températures moyennes et l'insolation à Uccle (Bruxelles). *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 11, pp. 367-373.
- VAN LOON H. & SHEA D.J., 1985. The Southern Oscillation. Part IV : The Precursors South of 15° S to the Extremes of the Oscillation. *Monthly Weather Review*, 113 (12), pp. 2063-2074.
- VAN OLDENBORGH G.J., BURGERS G. & KLEIN TANK A., 2000. On the El Niño teleconnection to spring precipitation in Europe. *International Journal of Climatology*, 20 (5), pp. 565-574.
- VERBICKAS S., 1998. Westerly wind bursts in the tropical Pacific. *Weather*, 53 (9), pp. 282-284.
- VIALARD J. & QUENOUILLE B., 1997. El Niño, le courant fou qui détraque le climat. *Science et Vie*, 962, novembre, pp. 88-96.
- WATTERSON I.G., EVANS J.L. & RYAN B.F., 1995. Seasonal and Interannual Variability of Tropical Cyclogenesis : Diagnostics from Large-Scale Fields. *Journal of Climate*, 8 (12), pp. 3052-3066.
- WEBSTER P.J. & YANG S., 1992. Monsoon and ENSO : Selectively interactive systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 118 (507), pp. 877-926.
- WMO, 1999. *El Niño/La Niña* ([nino/updat.html](http://www.wmo.int/updates/nino/updat.html)), consultation le 22 juin 1999.
- WOLTER K., 2000. *Multivariate ENSO Index*. (http://www.cdc.noaa.gov/ENSO/enso.mei_index.html), consultation le 13 janvier 2001.
- WOLTER K. & TIMLIN M.S., 1998. Measuring the strength of ENSO events : How does 1997/98 rank ? *Weather*, 53 (9), pp. 315-324.
- WUNSCH C. & STAMMER D., 1998. Satellite altimetry, the marine geoid, and the oceanic general circulation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26, pp. 219-253.
- YU L. & RIENECKER M.M., 1998. Evidence of an extratropical atmospheric influence during the onset of the 1997-98 El Niño. *Geophysical Research Letters*, 25 (18), pp. 3537-3540.
- ZEBIAK S.E. & CANE M.A., 1987. A model El Niño Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115 (10), pp. 2262-2278.
- ZHANG R.-H. & LEVITUS S., 1997. Structure and Cycle of Decadal Variability of Upper-Ocean Temperature in the North Pacific. *Journal of Climate*, 10 (4), pp. 711-727.
- ZHANG R.-H., ROTHSTEIN L.M. & BUSALACCHI A.J., 1998. Origin of upper-ocean warming and El Niño change on decadal scales in the tropical Pacific Ocean. *Nature*, 391 (6670), pp. 879-883.
- ZHANG Y., WALLACE J.M. & BATTISTI D.S., 1997. ENSO-like Interdecadal Variability : 1900-93. *Journal of Climate*, 10 (5), pp. 1004-1020.

Adresse de l'auteur :

Olivier DEWITTE

Département de Géographie physique

Institut de Géographie

Université de Liège

Allée du 6 Août, 2 - Bât. B11

B 4000 Sart Tilman, Liège

Email : odewitte@ulg.ac.be