

ZoNéCo

PROGRAMME D'EVALUATION DES RESSOURCES MARINES
DE LA ZONE ECONOMIQUE DE NOUVELLE-CALÉDONIE

**De l'influence du phénomène
El Niño Oscillation Australe
sur les précipitations
en Nouvelle-Calédonie, 1969-1998**

Jean-Benoît NICET

Août 1999

REMERCIEMENTS

Ce stage a été effectué dans le groupe ECOP (Etudes Climatiques du Pacifique tropical) du Laboratoire d'Océanographie Physique du Centre IRD (Institut de Recherche pour le Développement) de Nouméa, Nouvelle-Calédonie. Il a bénéficié d'un financement du programme ZoNéCo (Programme d'évaluation des ressources marines de la zone économique de la Nouvelle-Calédonie). Je remercie Christian Colin, directeur de l'IRD-Nouméa, et Jean Marie Auzende, responsable scientifique de ZoNéCo.

Dans le groupe ECOP, merci à Christian Hénin et Mansour Ioualalen pour leurs explications toujours claires et sympathiques sur la Nouvelle-Calédonie et l'océan Pacifique tropical. Merci à Luc Foucher, David Varillon, Pierre Waigna, Jean Marc Ihily et Henry Walico pour m'avoir fait découvrir les aspects techniques de l'océanographie physique. Merci à Gaël Alory pour tous les petits détails qui facilitent la vie d'un stagiaire en océanographie physique. Pour sa patience et son aide précieuse d'informaticien, merci à François Masia, qui a eu, de plus, la chance de devoir me supporter tous les jours dans son bureau.

Une pensée pour tous les stagiaires ou VAT que j'ai croisé durant ces 5 mois (et au géomètre).

Enfin et surtout, un grand merci à Thierry Delcroix responsable du groupe ECOP et de mon stage, qui m'a toujours aidé quand je le lui ai demandé, que ce soit dans la méthode, l'interprétation de mes résultats ou dans la rédaction de mon rapport, avec, en plus, le sourire et la pédagogie.

TABLE DES MATIERES

I	A PROPOS D'EL NIÑO, DE L'IRD ET DE CE MEMOIRE.....	1
1	PHENOMENE D'EL NIÑO/LA NIÑA, OSCILLATION AUSTRALE (ENSO).....	1
1.1	<i>Situation moyenne de l'océan Pacifique tropical</i>	1
1.2	<i>Situation El Niño (et La Niña) classique</i>	2
1.3	<i>Concepts et théoris actuelles</i>	6
2	CONTEXTE INTERNATIONAL ET NATIONAL ET IMPLICATION DE L'IRD.....	6
2.1	<i>Programmes internationaux liés à ENSO</i>	6
2.2	<i>Programme en cours à l'IRD-Nouméa au Laboratoire d'Océanographie Physique et contexte pour ce mémoire</i>	7
II	DONNEES ET METHODES DE TRAITEMENT	10
1	DONNEES.....	10
1.1	<i>Données à grande échelle</i>	10
1.2	<i>Données régionales</i>	10
2	METHODES DE TRAITEMENT DES DONNEES	13
2.1	<i>Mise en forme des données</i>	13
2.2	<i>Moyenne et écart type annuels</i>	15
2.3	<i>Etude de signal inerannuel</i>	15
2.4	<i>Etude de signal annuel</i>	17
2.5	<i>Développement en série de fonctions orthogonales empiriques (EOF)</i>	18
3	ESSAI DE PREDICTION STATISTIQUES DES PRECIPITATIONS EN NOUVELLE-CALEDONIE.....	19
3.1	<i>Les différents indices d'ENSO</i>	19
3.2	<i>Méthode de prédiction</i>	20
III	MOYENNE ANNUELLE ET ECART TYPE.....	21
1	GRANDE ECHELLE.....	21
2	ECHELLE REGIONALE.....	24
IV	VARIATIONS SAISONNIERES.....	27
1	GRANDE ECHELLE.....	27
1.1	<i>Importance du signal annuel dans le Pacifique tropical</i>	27
1.2	<i>Maximum et minimum annuels de précipitations dans le Pacifique tropical</i>	27
1.3	<i>Précipitations suivant les saisons dans le Pacifique tropical</i>	28

2	ECHELLE REGIONALE.....	34
2.1	<i>Importance du signal annuel en Nouvelle-Calédonie</i>	34
2.2	<i>Maximum et minimum annuels de précipitations en Nouvelle-Calédonie</i>	34
2.3	<i>Précipitations en fonction des saisons en Nouvelle-Calédonie</i>	34
V	VARIATIONS INTERANNUELLES	39
1	GRANDE ECHELLE.....	39
1.1	<i>Importance du signal ENSO dans le Pacifique tropical</i>	39
1.2	<i>Anomalies interannuelles en fonction de phases d'ENSO.....</i>	39
2	ECHELLE REGIONALE.....	43
2.1	<i>Importance du signal ENSO en Nouvelle-Calédonie</i>	43
2.2	<i>Variations de précipitations interannuelles en fonction des phases d'ENSO</i>	44
VI	ESSAI DE PREDICTION STATISTIQUE DES PRECIPITATIONS EN NOUVELLE-CALEDONIE.....	51
1	PREDICTION « HINDCAST ».....	51
2	PREDICTION « FORECAST ».....	51
VII	CONCLUSION.....	55
1	OCEAN PACIFIQUE TROPICAL.....	55
2	NOUVELLE-CALEDONIE.....	55
	ANNEXES.....	57
	BIBLIOGRAPHIE.....	67

I A PROPOS d'EL NIÑO, de l'IRD et de ce MEMOIRE

1 Phénomène El Niño/La Niña, Oscillation Australe (ENSO)

Lors de certains hivers, les pêcheurs péruviens ramènent d'étranges poissons dans leurs filets, en effet, l'apparition d'un courant sud le long des côtes péruviennes est accompagnée de l'arrivée de poissons des régions tropicales. El Niño (l'Enfant Jésus), appelé ainsi en raison de sa venue au moment de Noël, est une anomalie climatique interannuelle couplage océan-atmosphère.

Bien que prenant probablement naissance dans le Pacifique tropical, El Niño n'en affecte pas moins le globe dans son ensemble par des manifestations parfois très violentes : inondations en Amériques du sud et Californie; sécheresses en Inde, Australie et Afrique du sud; tornades aux Etats-Unis (figure d'introduction). Ces anomalies climatiques se répercutent ainsi sur la pêche et l'agriculture (baisse du tonnage pêché et un déficit ou suppression des récoltes cf. Glantz, 1996). Il est donc essentiel d'essayer de comprendre et de prédire les événements El Niño Oscillation Austral (appelé ENSO, El Niño Southern Oscillation) pour pouvoir minimiser ses impacts négatifs.

Puisque El Niño et la Niña, respectivement la phase chaude et la phase froide d'ENSO, seront les principaux thèmes de ce mémoire, il convient d'en faire une rapide description pour une meilleure compréhension.

1.1 Situation moyenne de l'océan Pacifique tropical

Au niveau atmosphérique, les alizés (vent de nord-est et sud-est) qui sont les vents dominants du Pacifique tropical (Figure 2.a), provoquent l'accumulation d'une masse d'eau chaude (warm pool) située entre 10°N/10°S et 135°E/180°E. C'est là que se trouve la zone de convection de la cellule de Walker, impliquant un climat chaud et humide. Pour équilibrer cette circulation atmosphérique, on trouve à l'est au niveau de l'équateur la zone de subsidence de cette cellule, d'où un climat plutôt sec et froid près des îles Galápagos (Figure 1.a).

Au niveau océanique, la température de surface (appelé SST, Sea Surface Temperature) du Pacifique Equatorial diminue progressivement vers l'est pour atteindre un minimum au large des côtes du Pérou (de 29°C au niveau de la warm pool, elle passe à 22°C dans le Pacifique Est).

La hauteur dynamique vers l'ouest, tandis que la thermocline est proche de la surface aux îles Galápagos et s'enfonce jusqu'à 150 m près de la ligne de changement de date et reste à une profondeur constante ensuite. Du fait de la faible profondeur de la thermocline à l'est du bassin, l'upwelling du Pérou ramène en surface une eau froide d'où un air très sec au dessus des côtes péruviennes. On peut noter que l'upwelling du Pérou enrichit cette zone en éléments nutritifs ce qui rend la côte péruvienne très poissonneuse. De même, l'upwelling équatorial enrichit la bande équatoriale en éléments nutritifs.

1.2 Situation El Niño (et La Niña) classique

Dans le Pacifique Tropical, en situation El Niño, il apparaît, en général en fin d'année, une anomalie de température comprise entre 5°C et 7°C au centre et à l'est du bassin, couplée à l'est avec une anomalie d'ouest des alizés (Figure 2.b). Cette anomalie de SST est due d'une part au déplacement de la warm pool vers l'est du Pacifique et d'autre part à une eau chaude près des côtes du Pérou provoquée par la disparition de l'upwelling à cet endroit. L'affaissement de la thermocline au bord est et sa remontée au bord ouest du bassin est due à l'anomalie d'ouest des vents, provoquant une diminution de la pente de la hauteur dynamique.

El Niño rentre le plus souvent dans sa phase de plein développement au printemps. Le déplacement de la warm pool s'accroît et apporte par advection une eau chaude de faible salinité (34.5 σ_t) dans la bande équatoriale du centre du bassin. La langue d'eau chaude atteint alors sa position la plus à l'est.

Les courants géostrophiques sont eux aussi modifiés. Le courant sud équatorial disparaît ainsi que l'upwelling équatorial.

Le renforcement de l'anomalie de vent va supprimer ou même inverser la pente ouest/est, ce qui a pour effet d'augmenter encore plus la profondeur de la thermocline au large des côtes d'Amérique du Sud. L'anomalie positive de SST près des côtes du Pérou est alors maximum. Un fort courant vers le sud apparaît le long de la côte entre la Colombie et le Pérou.

Au niveau atmosphérique, cette anomalie de la SST et le changement de vent, vont induire un autre équilibre dans la circulation de la cellule de Walker: la convection ne sera plus maximale à l'ouest du bassin mais au centre, dans la bande équatoriale (Figure 1.b). Cette nouvelle zone de convection va impliquer l'apparition d'une zone de subsidence encore plus à l'est que sa position moyenne (au delà de l'isthme panaméen). Ce déplacement du maximum de convection induit un déficit (augmentation) des précipitations à l'ouest (est) du bassin provoquant sécheresse à l'ouest et inondation à l'est.

En fin d'année on assiste généralement au retour des alizés qui vont ramener la langue d'eau chaude vers l'ouest du bassin. Peu à peu, la thermocline du bord est va remonter (s'enfoncer) près des côtes péruviennes (australiennes). L'upwelling du Pérou va ainsi ramener des eaux froides profondes provoquant un refroidissement de la SST. L'anomalie de température positive va ainsi disparaître.

A ce moment deux tendances peuvent se dégager:

- Soit les alizés se stabilisent à la fin de l'année, la warm pool reprend sa position d'origine et l'on se retrouve alors en situation moyenne.
- Soit les alizés, après être revenue à une direction normale, ont une intensité anormalement élevée (Figure 2.c) et on assiste alors au phénomène inverse d'El Niño : La Niña (Philander, 1985).

Dans ce second cas, inversement à El Niño, on assiste à une augmentation des précipitations dans la zone de convection normale de la cellule de Walker, et à une diminution des précipitations sur les côtes d'Amérique du sud.

Les phénomènes El Niño et La Niña ont des périodes comprises entre deux et sept ans. Chaque phase peut durer de un à trois ans. Il est bon de garder en mémoire qu'ENSO est le signal climatique interannuel le plus fort de la planète.

Pour identifier les phases d'ENSO, l'indice le plus couramment utilisé est l'Index d'Oscillation Austral (appelé SOI, Southern Oscillation Index). La SOI représente la différence de pression atmosphérique normalisée par son écart type entre Darwin (nord-est de l'Australie: 131°E, 12°S) et Tahiti (Polynésie Française: 149°W, 14°S) (Stroup, 1965, voir Figure 3).

Les différents indices d'ENSO et leur pertinence seront étudiés dans le chapitre concernant la prédiction des précipitations en Nouvelle Calédonie (chapitre II, paragraphe 3.1).

El Niño	1972	1977-78	1983	1986-1987	1991-93	1997
El Niña	1971	1973-75		1988-89	1996	1998

Tableau 1: Les différents événements El Niño et La Niña de 1969 à 1998.

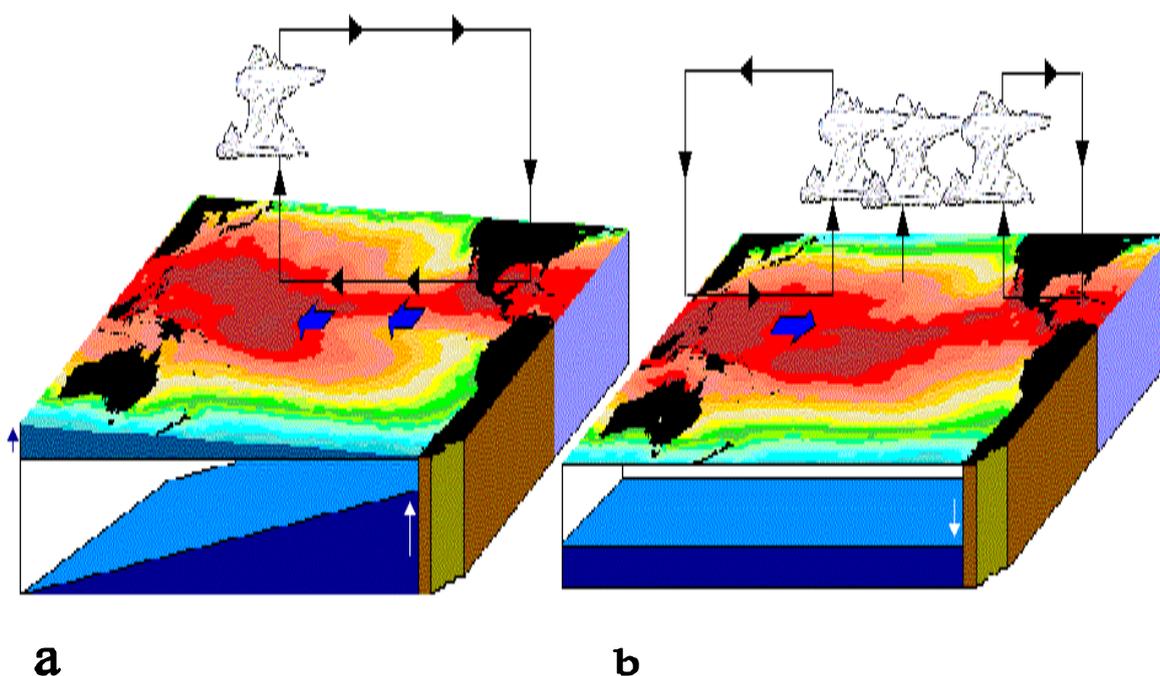


Figure 1: Schéma moyen (a) et en période El Niño (b) de la circulation atmosphérique et océanique du Pacifique tropical

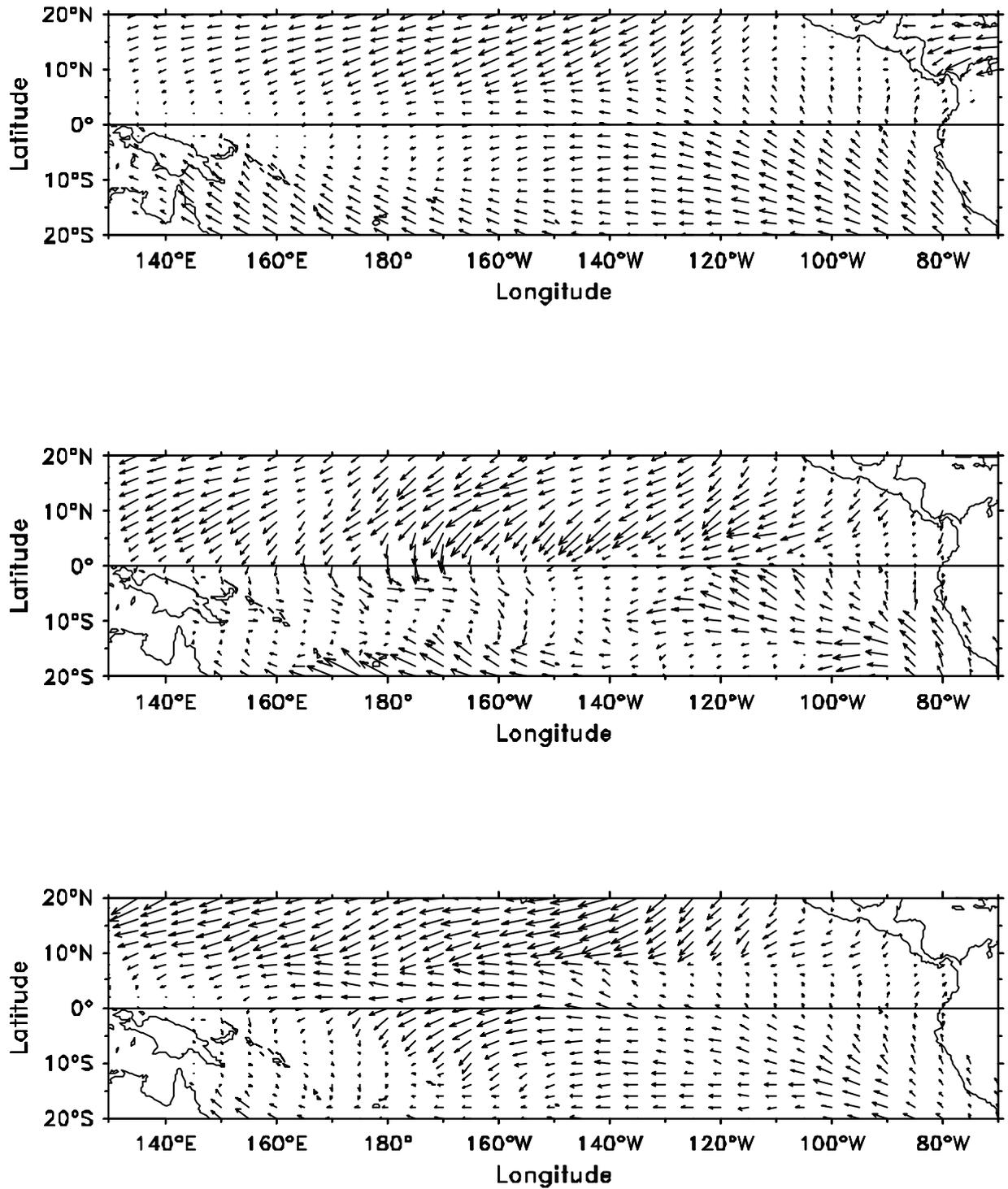


Figure 2: Moyenne annuelle de la tension du vent (a) pour la période 1991-1996, à partir des données ERS. Pseudo tension du vent en janvier 1983, période El Niño (b), et en janvier 1989, période La Niña (c)

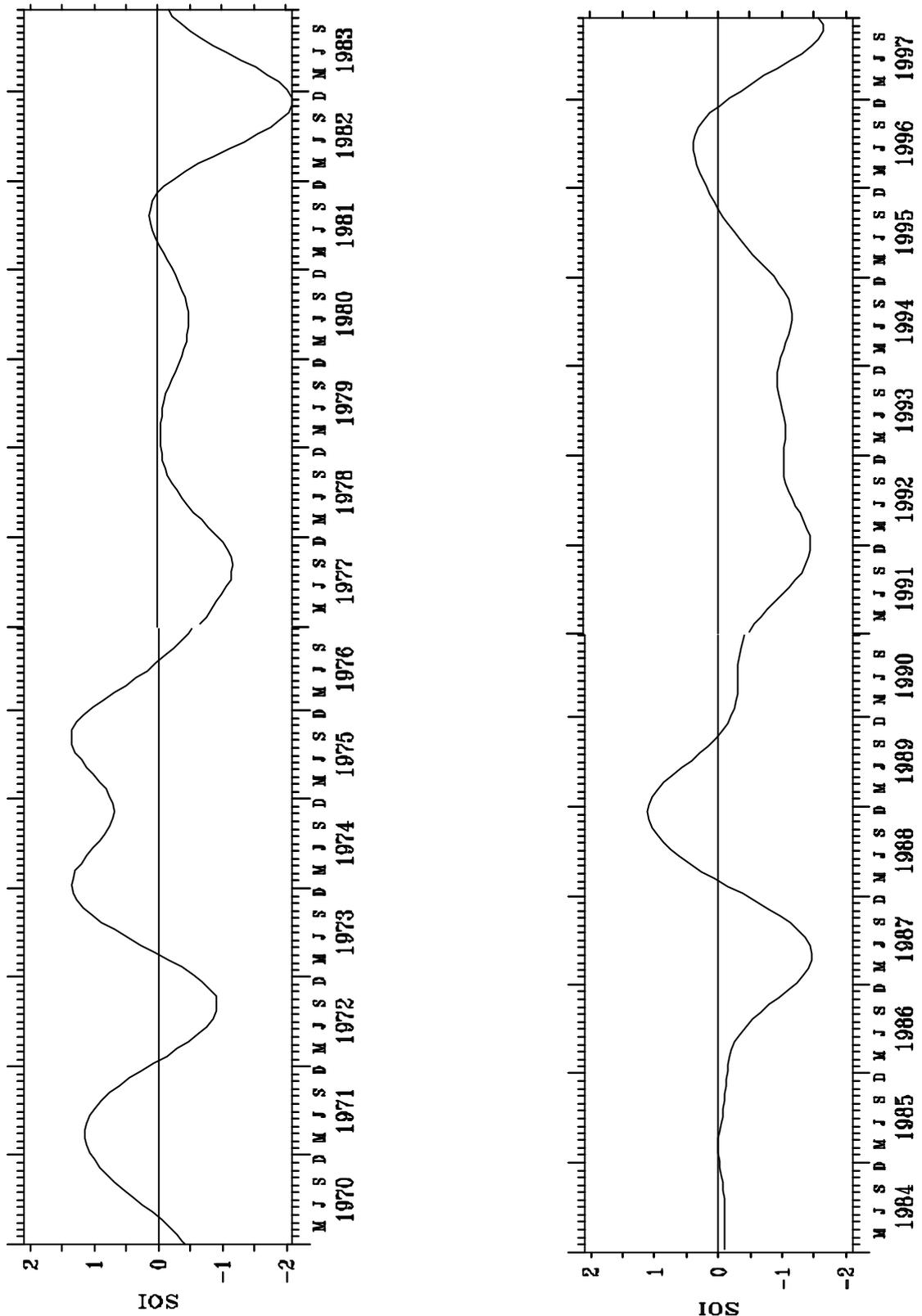


Figure 3 : Variations temporelles de l'Indice d'Oscillation Australe de 1970 à 1997 filtré par un filtre de Hanning 25 mois. On se trouve en tendance El Niño lorsque la SOI est négative et en tendance La Niña lorsque la SOI est positive.

1.3 Concepts et théories actuelles

Le "Buildup", Wyrski (1975,1985) : L'intensification des alizés provoque un renforcement du SEC (South Equatorial Current), d'où une accumulation d'eau chaude dans le Pacifique Equatorial ouest (la warm pool). Cette augmentation implique pour l'équilibre global une accentuation de la pente ouest-est. El Niño serait provoqué par une relaxation des alizés qui permettrait le déplacement de la warm pool vers l'est. Cet immense réservoir d'énergie réglerait les fréquences du phénomène, en fonction du temps nécessaire pour remplir ce réservoir.

L'oscillateur retardé, Schoff et Suarez (1988), Battisti (1988): La présence d'une anomalie de température à l'est du bassin couplée avec l'apparition à l'ouest d'une anomalie d'ouest des vents génèrent des ondes de Kelvin de downwelling vers l'est qui enfoncent la thermocline (déplacement de l'anomalie de SST vers l'est) et de Rossby upwelling vers l'ouest qui remontent la thermocline. L'onde de Rossby se réfléchit la côte Ouest en une onde de Kelvin d'upwelling. Cette réflexion (feed-back négatif) explique la basse fréquence du phénomène.

Le modèle advectif-réfléctif, Picaut et al (1995, voir annexe 1): Ce modèle est aussi basé sur les ondes équatoriales, mais au lieu d'expliquer le phénomène par l'advection vertical (variations de la profondeur de la thermocline), il s'attache plutôt à une explication par une advection horizontale. Les ondes de Rossby d'upwelling et de Kelvin de downwelling (provoquées par une anomalie d'ouest des vents) créent toutes les deux un courant associé vers l'est qui va advecter la warm pool dans la même direction. L'onde de Kelvin se réfléchit à la côte est en une onde de Rossby qui créent un courant vers l'ouest (feed-back négatif), et parallèlement l'onde de Rossby va se réfléchir à la côte ouest en une onde de Kelvin avec un courant associé vers l'ouest. Cela représente un double feed-back négatif qui stoppe la propagation de la warm pool puis l'inverse (retour de la warm pool vers l'ouest du Pacifique Equatorial). De même que dans le précédent modèle ce feed-back négatif explique la basse fréquence du phénomène.

2 Contexte international et national et implication de l'IRD

Les répercussions d'ENSO sur les côtes du Pérou sont étudiées depuis plusieurs dizaines d'années, mais du fait de la prise de conscience tardive de son aspect global, les programmes internationaux mettant en jeu des échelles synoptiques ou planétaires sont beaucoup plus récents.

2.1 Programmes internationaux liés à ENSO

Le premier programme à l'échelle internationale fut TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere) entre 1984 et 1994 (WRCP, 1985).

Les objectifs de ce programme de grande envergure furent d'observer en temps réel le système couplé océan-atmosphère, ainsi que d'étudier la possibilité de prévisibilité d'un tel système.

Les moyens d'observation étaient variés :

- SOOPs (Ship Of Opportunity Program) basé sur la mesure de la salinité et de la température par des bateaux de commerce long courriers. Ces mesures ont été

- effectuées avec des sondes XBT (eXpendable Bathy Thermographs; White et al., 1985).
- Mouillages instrumentés dans la bande équatoriale, intégré au programme TOGA-TAO: Tropical Atmospher Ocean array (Hayes et al., 1991).
 - Bouées dérivantes TOGA WOCE: Worl Ocean Circulation Experiment (Niiler et al., 1996).
 - Réseaux de mesure de surface, en particulier pour la salinité (Donguy et Hénin, 1976).
 - Altimétrie satellitaire (GEOSAT, TOPEX/Poseidon; Fu et al, 1996).

TOGA a permis de mettre en évidence le rôle prépondérant de la warm pool dans le mécanisme climatique. C'est pourquoi en 1992 est lancé TOGA-COARE (Coupled Ocean Atmospher Response Experiment) dans le but de mieux comprendre: les processus de couplages océan/atmosphère dans la warm pool, le phénomène de convection, la réponse océanique aux forçages de flottabilité et de vent dans la warm pool et enfin les interactions entre la warm pool et les autres régions de l'Océan Pacifique Tropical (WRCP, 1995).

L'IRD, alors ORSTOM (cf. annexe 2), a participé à TOGA, et TOGA COARE, par des campagnes océanographiques, des réseaux d'observations à partir des navires marchands et de nombreuses publications (programme SURTROPAC: SURveillance du PACifique TROPical).

En 1994 devant l'impact scientifique de TOGA, un nouveau programme dénommé CLIVAR (CLImate VARIability and predictability) à été lancé. Ce programme, placé sous l'égide du Programme Mondial de Recherche sur le Climat, d'une durée de quinze ans, a plusieurs objectifs. Il vise à une meilleure compréhension et description des processus physiques responsables de la variabilité du climat à différentes échelles de temps (saison, année, décennie, siècle), ainsi qu'à l'étude des apports anthropogéniques et de leur impact sur le climat. Il cherche aussi à augmenter la précision des modèles couplés océan/atmosphère pour une meilleure prédiction.

CLIVAR se divise en trois sous programme :

- CLIVAR-GOALS qui s'oriente vers l'étude de la variabilité du climat aux échelles de temps saisonnières et interannuelles, ainsi qu'à la prévision du système global océan-atmosphère-continent.
- CLIVAR-DecCen porte sur la variabilité décennale à centennale du climat.
- CLIVAR-Acc qui est une partie traitant des effets de la pollution anthropogénique.

C'est dans cet effort commun que se situe le programme français PNEDC (Programme National d'Etude de la Dynamique du Climat), qui concernent de nombreux laboratoires nationaux.

2.2 Programme en cours à l'IRD-Nouméa au Laboratoire d'Océanographie Physique et contexte pour ce mémoire

Le Laboratoire d'Océanographie Physique de l'IRD-Nouméa à deux vocations:

1/ Mise en place d'un système de surveillance du Pacifique (surtout tropical et régional). Il dispose pour ce faire de plusieurs moyens d'étude:

- Réseau de navire de commerce mis en place dès 1969 et aujourd'hui inclus dans SOOP.
- Mouillages TAO (69 au total) installés dans la bande équatoriale (8°N-8°S) mesurant principalement la température.
- Bouées dérivantes (programme SVP, Surface Velocity Program) permettant la mesure en temps réel de la température, salinité et du courant dans la couche 0-10m.
- Mesures satellitaires qui permettent la mesure en continu de la température de surface, du niveau de la mer, de la vitesse du vent, de la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère et bientôt de la salinité de surface.
- Campagnes océanographiques. Prochainement deux missions dans le Pacifique sud ouest seront réalisées dans le cadre d'ECOP: WESPALIS-1 (octobre 1999) et WESPALIS-2 (avril 2000). Elles permettront de compléter l'étude de la variabilité climatique associée au phénomène El Niño Oscillation Australe qui conditionnent la circulation, la distribution des masses d'eaux océaniques et les échanges océan-atmosphère dans cette région. Des mesures de température, de salinité et de courant seront réalisées dans la couche 0-1000 m.

2/ A partir de l'analyse de ces données et du contexte international, les chercheurs du laboratoire orientent leurs thèmes de recherche et leurs publications.

Le programme ECOP (Etude Climatique de l'océan Pacifique tropical), qui s'insère dans CLIVAR et le PNED a pour but l'observation (avec les mêmes moyens que ceux mis en place lors du programme TOGA) et la compréhension de la variabilité climatique dans le Pacifique tropical liée à ENSO (cf. site Internet: <http://noumea.ird.nc/ECOP/cadres.htm>). ECOP fait suite au programme SURTROPAC.

C'est dans le cadre du programme ECOP que se situe mon stage. Toutefois l'étude régionale fait partie intégrante du programme ZoNéCo (programme d'exploitation et d'évaluation des ressources marines de la ZoNe économique exclusive de la Nouvelle-Calédonie).

Deux objectifs majeurs se dégagent de ce stage :

- Dans un premier temps, à l'aide de données pluviométriques issues de différentes sources (voir chapitre II), nous espérons pouvoir relier et quantifier les anomalies pluviométriques liées à ENSO en Nouvelle Calédonie. Ceci a déjà été abordé par Morlière et Rebert en 1985. Cependant Morlière et Rebert ne disposaient que de données comprises entre 1952 à 1983 et n'ont donc pas pu étudier les impacts des El Niño de 1986, 1992-1995 et 97 ni ceux de La Niña de 1989 et 1996. L'acquisition de données jusqu'en décembre 1988 permettra d'étudier ces nouveaux épisodes d'ENSO.
- Dans un second temps, nous essayerons de dégager à partir de la SOI, de la SST dans le centre du bassin équatorial, du déplacement du bord est de la warm pool et à l'aide des méthodes de "cross validation" (voir chapitre II, partie 3), une tendance prévisionnelle des précipitations liées à ENSO dans la région de la Nouvelle Calédonie.

Pour cela nous décrivons dans le chapitre II, les données de pluviométrie disponibles ainsi que les méthodes utilisées pour leurs traitements et la technique de prédiction.

Dans le chapitre III, nous calculerons une année moyenne des précipitations et son écart type pour le Pacifique tropical et la Nouvelle Calédonie.

En raison de la latitude de la Nouvelle Calédonie (20°S-22°S) la part des variations saisonnières peut être importante, c'est pourquoi nous les étudierons dans le chapitre IV (à grande échelle et à échelle régionale).

Dans le chapitre V, nous étudierons les variations interannuelles de la pluviométrie dans le Pacifique tropical et en Nouvelle Calédonie, et nous essayerons de les relier au phénomène ENSO.

Enfin, le chapitre VI concernera la possibilité de prédiction des pluies en Nouvelle Calédonie à l'aide d'indices d'ENSO.

II DONNEES et METHODES de TRAITEMENT

1 Données

1.1 Données à grande échelle

Pour notre étude des précipitations au-dessus du Pacifique tropical nous utiliserons les données mensuelles de Xie et Arkin (1997) couvrant la période 1979 à 1998 (20 ans) et d'une résolution spatiale de 2.5° longitude \times 2.5° latitude dans une boîte 30°S - 30°N et 130°E - 70°W (Pacifique Tropical).

Cette source de données représente la synthèse de trois types de mesures : pluviomètres des stations météorologiques, observations satellitales et modèle numérique.

L'analyse des données des stations (pluviomètre) est tirée du GPCC (Gauge Precipitation Climatologie Center).

Les mesures par satellites se divisent en plusieurs groupes:

- GPI (GOES Precipitation Index), basé sur des mesures en infrarouge.
- OPI (Outgoing Precipitation Index), provenant de mesures en OLR (Outgoing Longwave Radiation).
- Estimations de M. Spencer, à partir de mesures en MSU (Microwave Sounding Unit).
- Estimations de M. Chang à l'aide de SSM/I emission (Special Sensor Microwave/Imager), et de la NOAA-NESDIS (National Ocean and Atmospheric Administration-National Environmental Satellite, Data and Information System) à l'aide de SSM/I scattering.

Les résultats d'un modèle numérique appartenant au NCEP-NCAR (National Center Environmental Prediction - National Center Atmospheric Research) ont été intégrés aux données in situ.

Xie et Arkin ont élaboré un algorithme (que nous ne détaillerons pas ici), se déroulant en deux étapes permettant un traitement efficace de l'ensemble des données :

- Combinaison des données satellitaires et des modèles numériques avec un poids attribué inversement proportionnel aux erreurs de variance de chaque mesure.
- Estimation de leurs dérives à l'aide des données issues des pluviomètres.

Notre étude portant sur le Pacifique tropical, nous allons essayer de porter un jugement qualitatif sur la validité et la précision des mesures dans cette région.

Les pluviomètres sont considérés comme sans erreur de mesures et sans dérive, ils sont ainsi la source de données la plus fiable. Cependant vu leur faible couverture spatiale sur les océans, leur utilisation comme référence pour l'estimation de la dérive et donc plus délicate en milieu maritime. A noter tout de même une bonne couverture dans la Pacifique ouest due à la présence de nombreux îles et atolls.

En ce qui concerne les satellites, les données du GPI (à partir de 1986) et de NOAA-NESDIS (à partir de 1987) présentent une bonne couverture à grande échelle, une dérive raisonnable au-dessus du Pacifique tropical et une bonne estimation des pluies dans les zones de convection intense. Ils apparaissent ainsi comme des outils idéals pour représenter la zone de convergence du Pacifique Sud (appelée SPCZ, South Pacific Convergence Zone, voir chapitre III) et la zone de convergence intertropicale (appelée ITCZ, InterTropical convergence zone, voir chapitre III). En revanche, du fait du système de mesure par micros ondes, les données de NOAA/NESDIS ne représentent que très mal les régions où les pluies sont provoquées par des nuages contenant peu d'eau (tel que les cirrus). Ceci implique que ces données soient peu fiables pour le Pacifique est, où la pluviométrie est faible. Parallèlement aux SSM/I scattering, nous avons le SSM/I emission traité par M. Chang. Malheureusement ces données ne couvrent que deux ans (1986 à 1987) et ont, de plus, une trop faible résolution spatiale pour pouvoir être une source de données satisfaisante dans notre cas.

Le manque de données avant 1986 du GPI et de la NOAA/NESDIS révèle toute l'importance des données traitées par Spencer (MSU) et de celles provenant de l'OPI, utilisables dès 1979.

Enfin, le modèle numérique NCEP, est selon Xie et Arkin, moins efficace aux basses latitudes qu'aux moyennes latitudes.

Le résultat final (après traitement par l'algorithme) se trouve sous deux formes :

- Une base utilisant toutes les données (observations et modèles).
- Une base utilisant seulement les mesures provenant d'observations.

Dans les deux cas, le résultat après traitement, à un pourcentage d'erreur (de l'ordre de 50%) plus faible que chaque type de données pris séparément. La corrélation entre les deux signaux est assez faible (hormis dans le bassin Equatorial est et centre), ce qui induit des différences au niveau mensuel pouvant être importantes. Par contre la moyenne annuelle des précipitations diffère assez peu entre ces deux bases de données (annexe 3).

Les atouts et les défauts des différentes techniques de mesures citées plus haut, suggère une bonne représentation de l'ITCZ et de la SPCZ et une bonne correction de la dérive des satellites dans le Pacifique Ouest (grâce aux nombreuses stations météorologiques). En revanche le Pacifique Est est beaucoup moins bien représenté, en grande partie à cause de son faible taux de précipitations.

En conclusion, l'interprétation des résultats sur le Pacifique Est nécessitera la plus grande prudence, tandis que les phases d'El Niño et de La Niña seront plus facilement observables et mieux représentées au niveau du Pacifique Ouest.

1.2 Données régionales

Elles proviennent de 21 stations gérées et mises à notre disposition par Météo France Nouméa (L. Maitrepierre), réparties sur la Nouvelle Calédonie (sur la Grande Terre et à Lifou et Ouvéa, Figure 4). Les données les plus anciennes remontent à 1860 (Nouméa) et s'arrêtent toutes en décembre 1998 (voir tableau 2). La période commune de mesures est comprise entre janvier 1969 et décembre 1998 (30 ans). Le réseau de mesure de précipitation de Météo France Nouméa est bien plus important, cependant nous avons choisi les stations le plus proche possible des côtes pour limiter un effet orographique important sur l'île (voir chapitre III). Les mesures de précipitations ont actuellement une erreur estimée à moins d'un mm/mois. Cependant sur la période 1969-98, Météo France a utilisé différents appareils de sensibilités différentes, certaines stations étant relevées par

des personnes bénévoles de confiance. Météo France Nouméa n'a pas encore réalisé un inventaire des différents appareils de mesures et de la durée d'utilisation pour chaque station.

Quelques stations ont des taux de précipitations absents pour certains mois. Lorsque l'absence de données est d'une durée inférieure ou égale à deux mois consécutifs nous appliquons une interpolation linéaire pour boucher les trous. Seulement deux stations ne rentrent pas dans ce cas de figure :

- Station 11 : absence des données de mai à août 1990 et d'octobre 1990 à septembre 1991.
- Station 13 : absence des données d'octobre 1989 à juin 1990, de décembre 1990 à septembre 1991 et de septembre 1992 à novembre 1992.

Pour pratiquer une analyse sur une période commune il sera nécessaire de combler ces vides (cf. paragraphe suivant).

Numéros des stations	Latitude	Longitude	Nom de la localité	année de la 1ère mesure	année de la dernière mesure
1	22°.16'S	166°. 27'E	Nouméa	1860	1998
2	22°. 13'S	166°. 20'E	Pointe Marie	1951	1998
3	22°. 10'S	166°. 24'E	Païta	1936	1998
4	22°. 01'S	166°. 13'E	Tontouta	1951	1998
5	21°. 52'S	165°. 52'E	La Foa	1951	1998
6	21°. 40'S	165°. 31'E	Bourail	1947	1998
7	21°. 30'S	165°. 08'E	Poya	1952	1998
8	21°. 03'S	164°. 45'E	Koné	1921	1998
9	20°. 40'S	164°. 24'E	Gomen	1951	1998
10	20°. 34'S	164°. 17'E	Koumac	1951	1998
11	20°. 15'S	164°. 03'E	Poum	1952	1998
12	20°. 24'S	164°. 37'E	Pouébo	1956	1998
13	20°. 49'S	164°. 59'E	Hienghène	1951	1998
14	20°. 48'S	165°. 13'E	Touho	1952	1998
15	20°. 55'S	165°. 22'E	Poindimié	1964	1998
16	21°. 20'S	165°. 39'E	Houaïlou	1951	1998
17	21°. 36'S	166°. 14'E	Thio	1952	1998
18	22°. 12'S	166°. 58'E	Yaté	1936	1998
19	20°. 53'S	167°. 13'E	Ouanaham	1969	1998
20	20°. 48'S	167°. 11'E	Chepenehé	1951	1998
21	20°. 38'	166°E 33'E	Ouloup	1966	1998

Tableau 2: Numéros des stations avec la latitude, la longitude, le nom de la localité et la date de la première et de la dernière disponible

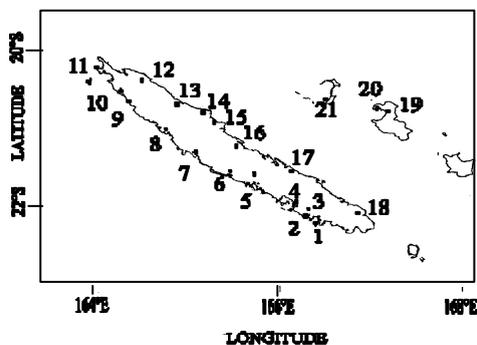


Figure 4 : Positionnement géographique des 21 stations de Nouvelle Calédonie correspondant au tableau 2

2 Méthodes de traitement des données

Le stockage et le traitement des données s'est effectué sur station SUN-UNIX et a nécessité 90 Mega-octets de programmes informatiques et 270 Mega-octets de fichiers.

Pour toutes les données nous allons séparer le signal annuel du signal interannuel. Nous effectuerons le même traitement pour le signal de précipitation du Pacifique tropical que pour celui de Nouvelle Calédonie.

2.1 Mise en forme des données

Les données à grande échelle vont être stockées dans une grille à trois dimensions de la forme :

Précipitations(i, j, k) où i: longitude , j: latitude , k: temps en mois

Avec: latitude: 31°.25'S,...,31°.25'N, un pas de 2.5°
Longitude: 128°.75'S,...,291.25'N, un pas de 2.5°
mois : 1 (janvier 1979),...,240 (décembre 1998), pas de 1 mois

Les données régionales seront sous la forme :

Précipitations (i, l, k) où i est le numéro de la station et k le temps en mois

Avec: i: 1,...,21
mois: 1 (janvier 1969),..., 360 (décembre 1998), pas de 1 mois

Les données régionales auraient put être dans une grille à deux dimensions, mais nous avons voulu garder une grille trois dimensions pour homogénéiser l'utilisation des programmes informatiques.

Données manquantes en Nouvelle Calédonie:

Comme nous l'avons précisé dans le paragraphe précédent, nous comblons l'absence de données des stations 11 et 13. Nous calculons la corrélation et le rapport des écarts types des stations 11 et 13 avec les stations voisines. On calcule ensuite la droite de régression à partir des deux stations les plus fortement corrélées aux stations 11 et 13 et dont le rapport des écarts types avec celles ci est le plus proche de 1.

On a:

Station 10 et 11 : corrélation = 0.86 et $\sigma_{10}/\sigma_{11}= 0.85$
Station 13 et 14 : corrélation = 0.84 et $\sigma_{14}/\sigma_{13}= 1.11$ avec σ_i , écart type de la station i.

On obtient avec ces deux stations la droite de régression suivant (Figures 6.a et 6.b) :

$P_{11}= a_{11}x+ b_{11}$ avec $a_{11}= 1.00$ et $b_{11}= 10.00$
 $P_{13}= a_{13}x+ b_{13}$ avec $a_{13}= 0.80$ et $b_{13}= -4.26$

Nous utilisons donc les données de précipitation des stations 10 et 14 pour déduire les précipitations non mesurées des stations 11 et 13.

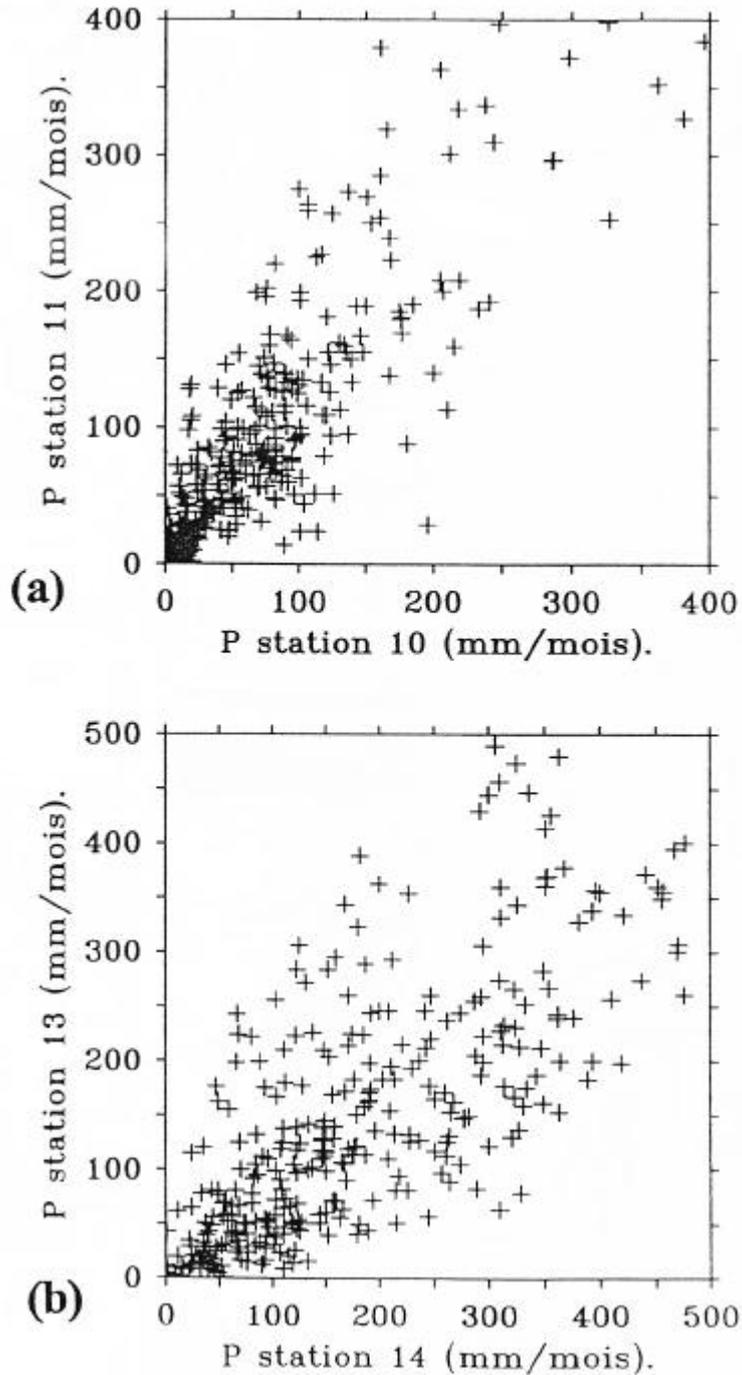


Figure 5: Diagramme de dispersion des précipitations totales de la station 11 en fonction de la station 10 et droite de régression (a), idem respectivement pour la station 13 et 14 (b)

2.2 Moyenne et écart type annuel

En premier lieu nous calculons la moyenne annuelle et l'écart type pour chaque point de la grille du Pacifique (2.5°×2.5°) et pour chaque station météorologique de Nouvelle-Calédonie.

Moyenne:

$$\bar{P} = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \text{Précipitation}(i, j, k)$$

Variance:

$$s^2 = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N (P(i, j, k) - \bar{P})^2$$

Ecart type: σ

Remarque: Pour les données régionales il suffit simplement de remplacer longitude et latitude (i, j) par le numéro de la station (i).

2.3 Etude du signal interannuel

Pour pouvoir quantifier le rôle d'ENSO sur les précipitations, nous devons isoler le signal interannuel. Deux techniques sont utilisées.

2.3.1 Filtrage de Hanning

Le filtrage de Hanning (Bendat et Piersol, 1971) consiste à éliminer d'un signal brut toutes les périodes inférieures ou égales à une période déterminée (T_m). Sa fonction temporelle est définie par:

$$H_{T_m}(\tau) = 0 \quad \text{pour } \tau > |T_m|$$

$$H_{T_m}(\tau) = \frac{1}{2} [1 + \cos(\pi\tau/T_m)] \quad \text{pour } \tau < |T_m|$$

Avec T_m demi-période de filtrage et H poids du point τ

Nous choisirons une période de 25 mois afin de ne laisser dans le signal filtré que les variations interannuelles. Comme le montre la figure 6, il reste après filtrage au maximum 2% des périodes inférieures à un an et au moins 90% des périodes supérieures à quatre ans, période moyenne des cycles d'ENSO (Enfield et Cid, 1991). Cependant, le filtre utilise pour chaque point de la série, les douze points précédents (représentant un an) et les douze points suivants. Ainsi le signal filtré sera raccourci d'un an à chacune de ces extrémités.

Pour savoir la part du signal interannuel dans le signal total deux méthodes complémentaires sont utilisées:

- Calcul de la corrélation des deux signaux, qui expriment l'accord de phase entre ces derniers.

$$r(j) = \frac{\sum_{i=1}^{n-j} (x_i - \bar{x})(y_{i+j} - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 (y_i - \bar{y})^2}}$$

coefficient t de corrélation (avec retard).

avec : j le déphasage entre les deux signaux, x_i et y_i les deux signaux et \bar{x} et \bar{y} leur moyenne respective.

Le pourcentage de variance du signal brut expliqué par le signal interannuel est égal à

$$r^2 \times 100$$

- Calcul du rapport de l'écart type interannuel sur l'écart type du signal total, quantifiant l'amplitude du signal filtré par rapport au signal brut.

De même, il est nécessaire de pouvoir quantifier le rôle d'ENSO dans les variations interannuelles. Pour cela nous calculons la corrélation et le rapport des écarts types entre un indice d'ENSO (voir ci-après paragraphe 3.1) et le signal interannuel.

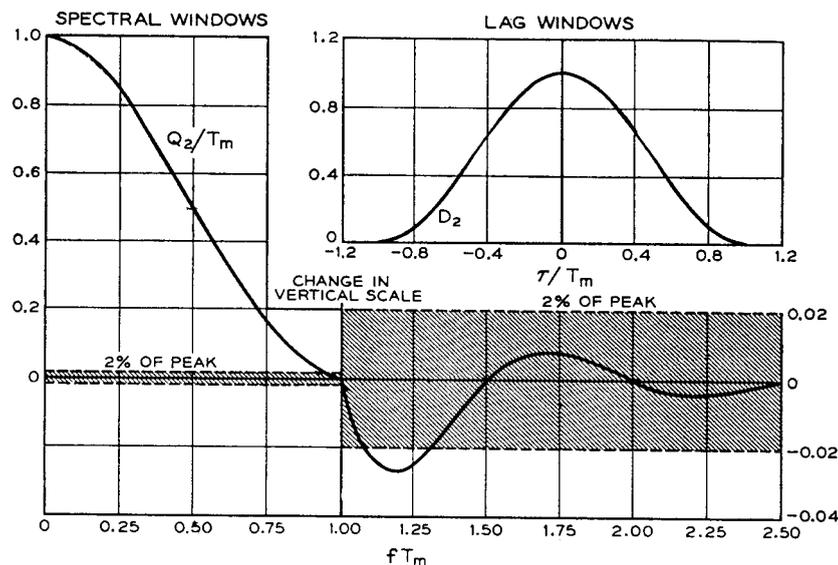


Figure 6: Fenêtre spectrale temporelle du filtre de Hanning (d'après Bendat et Piersol, 1971)

2.3.2 Suppression de l'année type

Nous retranchons au signal brut une année type (voir paragraphe 2.4.1 pour le calcul d'une année type). Cette technique a pour avantage de ne pas enlever 12 mois de chaque côté de la série. Cependant, même si cette technique permet de supprimer en grande partie les périodes égales à 12 mois, elle laisse beaucoup de période inférieure à un an et retire aussi la partie du signal interannuel compris dans l'année type.

2.4 Etude du signal annuel

Pour séparer le signal annuel du signal brut nous avons utilisé trois méthodes différentes.

2.4.1 Construction de l'année type

L'année type représente la moyenne mensuelle (sur la durée des observations) pour chaque mois de l'année.

Année type :

$$Antype(i, j, mois) = \frac{1}{N} \sum_{année=1}^N P(i, j, mois) \quad \text{où } N \text{ est le nombre d'année}$$

Il est bon de noter que notre définition de l'année type n'exclut pas les phénomènes interannuels.

2.4.2 L'analyse harmonique

L'analyse harmonique repose sur la décomposition en série de Fourier par un ajustement des moindres carrés de nos données :

$$f(x, t) = \sum_{n=0}^{\infty} A_n(x) \cos(nt) + B_n(x) \sin(nt) \quad \text{avec } x: \text{ position géographique}$$

t: intervalle de temps compris entre 0 et 2π
n: harmonique

et

$$A_n(x) = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} f(x, t) \cos(nt) dt \quad B_n(x) = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} f(x, t) \sin(nt) dt$$

Pour mettre en évidence le signal annuel, on prendra une harmonique de 12 mois.

On va donc obtenir un signal transformé cosinusoidal, de la forme :

$$A \cos(\omega t + \phi) \quad \text{où } A \text{ est l'amplitude, } \omega \text{ la pulsation et } \phi \text{ la phase.}$$

On pourra ainsi facilement extraire l'amplitude et la phase de la composante annuelle.

Comme pour le signal interannuel, on calculera la corrélation entre le signal total et le signal annuel ainsi que le rapport des écarts types.

2.4.3 Utilisation du filtre de Hanning pour l'étude des fréquences inférieurs ou égales à 12 mois

Nous avons déjà, pour isoler le signal interannuel, effectué un filtre de Hanning d'une période de 25 mois. Pour obtenir les anomalies de périodes inférieures ou égales à douze mois, il suffit de retrancher au signal brut le signal filtré par Hanning 25 mois.

On aura alors, (Figure 6), plus de 98% de ces périodes et moins de 20% des fréquences supérieures à trois ans.

2.5 Développement en série de fonctions orthogonales empiriques (EOF)

Cette méthode, qui est une méthode statistique aussi appelé Analyse en Composantes Principales, isole les signaux dominants de variations non nécessairement périodique d'un signal original (Emery et Thompson, 1997). L'EOF1 représente le signal extrait le plus fort, l'EOF2 le second et ainsi de suite. Les EOF permettent de séparer la fonction spatiale de la fonction temporelle d'un même signal. Ainsi pour retrouver le taux de pluie de chaque station dû à un signal particulier il suffira donc de multiplier la valeur de la fonction temporelle par le poids attribué à chaque station.

	EOF1	EOF2
Signal brut	30	9
Signal de périodes >12mois	45	21
Signal de périodes < ou = 12 mois	34	8

Tableau 2.a: Pourcentage de variance expliqué par les EOF1 et EOF2 pour le signal brut, le signal de périodes \leq 12 mois et le signal > 12 mois pour les précipitations du Pacifique Tropical.

	EOF1	EOF2
Signal brut	72	7
Signal de périodes >12mois	80	5
Signal de périodes < ou = 12 mois	72	7

Tableau 2.b: Pourcentage de variance expliqué par les EOF1 et EOF2 pour le signal brut, le signal de périodes \leq 12 mois et le signal > 12 mois pour les précipitations de Nouvelle Calédonie.

	EOF1		EOF2	
	cor	retard	cor	retard
Signal brut	négligeable		0,67	1 mois
Signal de période > 12 mois	0,92	0 mois	négligeable	
Signal de période < ou = 12 mois	négligeable		négligeable	

Tableau 3.a: Maximum de corrélations avec le retard correspondant entre les différents EOF et la SOI filtré sur 12 mois (calculé sur la période commune de décembre 1980 à janvier 1997). Pacifique Tropical.

	EOF1		EOF2	
	cor	retard	cor	retard
Signal brut	0,25	1 mois	négligeable	
Signal de période > 12 mois	0,66	1 mois	négligeable	
Signal de période < ou = 12 mois	négligeable		négligeable	

Tableau 3.b: Maximum de corrélations avec le retard correspondant entre les différents EOF et la SOI filtré sur 12 mois (calculé sur la période commune de décembre 1970 à janvier 1997). Nouvelle Calédonie.

Pour le Pacifique Tropical, l'EOF1 et l'EOF2 du signal brut (cf. annexe 4) représentent respectivement les variations saisonnières et les variations dues à ENSO ($R(\text{SOI}, \text{EOF2})=0.67$). L'EOF1 du signal de périodes > 12 mois représente les variations dues à ENSO ($R(\text{SOI}, \text{EOF1})=0.92$), tandis que l'EOF1 du signal de périodes ≤ 12 mois représente les variations saisonnières (cf. figure 14.b).

Pour les précipitations de Nouvelle Calédonie, l'EOF1 et l'EOF2 du signal brut ne séparent pas clairement le signal annuel du signal ENSO (cf. annexe 4.bis). L'EOF1 du signal de périodes > 12 mois et l'EOF1 du signal de périodes ≤ 12 mois représente respectivement les variations dues à ENSO ($R(\text{SOI}, \text{EOF2})=0.66$) et les variations saisonnières (cf. figure 19.b).

Au vu des résultats de ces tableaux, nous utiliserons pour la Nouvelle Calédonie les EOF1 du signal de périodes > 12 mois et les EOF1 du signal de périodes ≤ 12 mois. Pour être homogène nous ferons de même avec le Pacifique Tropical.

3 Essai de prédiction statistique des précipitations en Nouvelle-Calédonie

Après l'étude de l'impact d'ENSO sur les précipitations nous essayerons de prédire à partir d'indices d'ENSO les pluies interannuelles (c'est à dire en grande partie les pluies du à ENSO).

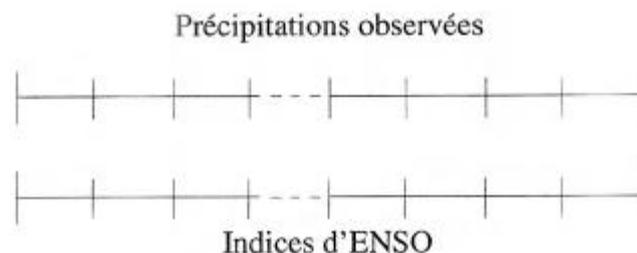
3.1 Les différents indices d'ENSO

Pour pouvoir effectuer des comparaisons entre indices et choisir le ou les mieux adaptés nous en testerons quatre:

- La SOI (cf. Introduction, paragraphe 1.3).
- La SST moyennée mensuellement dans la boîte NINO3 située entre 150°W-90°W et 5°S-5°N (annexe 5a.b; Reynolds et Smith, 1984).
- La SST moyennée mensuellement dans la boîte NINO3.4 située entre 170°W-120°W et 5°S-5°N (annexe 5; Reynolds et Smith, 1984).
- Le déplacement du bord est de la warm pool matérialisé par l'isotherme de surface 28°C (annexe 5.d; Picaut et Delcroix, 1996) moyenné mensuellement entre 5°N-5°S.

3.2 Méthode de prédiction

Pour la prédiction nous utilisons la méthode statistique de "cross correlation" (Mosteller et Tuckey, 1977). Elle consiste en un calcul d'une droite de régression (par la méthode des moindres carrés) entre un indice d'ENSO et les précipitations originales sur une période définies. A l'aide de cette droite de régression on calcule ("hindcast") les précipitations non utilisées dans le calcul de la droite de régression.



Calcul d'une droite de régression entre les précipitations observées et un indice d'ENSO sur la période en trait plein. A partir de cette droite de régression on obtient les précipitations prédites "hindcast" sur la période en pointillé.

On obtient le signal prédit ("hindcast") entier en répétant cette opération sur chaque segment du signal observé. On peut choisir la longueur du segment de prédiction ainsi que le retard entre les indices d'ENSO et les précipitations interannuelles observées pour le calcul des coefficients de la droite de régression.

Pour que le résultats "hindcast" soit consistant il faut que la corrélation entre les indices et les précipitations ENSO soit significative. Nous pourrions quantifier la différence entre les précipitations observées et les précipitations "hindcast" en calculant leur corrélation et l'écart type de la différence des deux signaux (RMS).

Enfin, on pourra rajouter à cette prédiction "hindcast" des pluies interannuelles l'harmonique de Fourier, qui représente les pluies annuelles. Nous aurons ainsi la prédiction "hindcast" des précipitations dont l'origine est connue.

III MOYENNE ANNUELLE et ECART TYPE

1 Grande échelle

La carte des précipitations annuelles moyennes calculées entre 1979 et 1998 (Figure 7.a) montre trois zones de précipitations supérieures à 2,5 m/an:

- Une zone à l'extrême ouest du bassin, centrée sur l'équateur
- Une bande située entre 5°N et 10°N dans le bassin ouest et centre se rétrécissant vers l'est
- Une diagonale qui s'étend de la Nouvelle Guinée à la Polynésie Française.

Contrastant avec ces trois zones de fortes précipitations, la carte montre deux minima où les précipitations sont inférieures à 0.50 m/an:

- Une zone à l'est des îles Hawaïi
- Une zone dans le Pacifique sud-est

Au niveau des maxima de précipitations, la première zone délimite la warm pool. La deuxième et la troisième zone représentent respectivement:

- La zone de convergence intertropicale (appelé ITCZ, InterTropical Convergence zone), situé entre 5°N et 10°N (cf. Figure des vents moyen, 2.a).
- La Zone de convergence (appelée SPCZ, South Pacific Convergence Zone) partant de la Nouvelle Guinée et s'étendant vers le sud est (cf. Figure 2.a).

C'est dans ces régions de basse pression, où les alizés convergent après s'être chargés en humidité pendant leur voyage au-dessus du Pacifique, que se produit une convection importante matérialisant les branches convectives des cellules de Hadley et de Walker. Il s'ensuit des précipitations dans ces régions comprises entre 2.5 m/an et 4 m/an. Les deux maxima se trouvent à l'ouest du Pacifique.

Les deux minima sont dues aux anticyclones de l'île de Pâques, au large des côtes chiliennes et à l'anticyclone d'Hawaïi à l'est d'Hawaïi, présents toute l'année et témoins de la subsidence des cellules de Hadley. On peut ajouter que les faibles précipitations près des îles Galápagos reflète la présence de la branche de subsidence de la cellule de Walker.

La moyenne annuelle des précipitations (Figure 7.a) est qualitativement en accord avec les résultats antérieurs. Des différences minimales existent cependant:

Taylor (1973) dans ces estimations (annexe 6) trouve un seul maximum, au centre de la SPCZ et d'une valeur de 5 m/an.

Graig et al (1987) dans leur modèle de prédiction trouvent un maximum de même grandeur mais au nord de la Nouvelle Guinée (annexe 6).

Enfin, Delcroix (1998), en utilisant les mêmes données que nous mais pendant la période 1974-1992, obtient aussi deux maxima aux mêmes latitudes mais à une dizaine de degrés plus à l'ouest (annexe 6).

Au voisinage d'Hawaii, Taylor obtient un minimum de même ordre au même endroit, tandis que Graig et Delcroix trouvent ce dernier à l'ouest des îles d'Hawaii.

Au niveau de la Nouvelle Calédonie, la moyenne annuelle est de 1.2 m/an.

La Figure 7.b montre trois zones où les écart type sont élevés:

- Autour de l'ITCZ (avec un maximum au large du Costa Rica)
- Au niveau de la warm pool (c'est là que se trouve le maximum d'écart type de l'Océan Pacifique tropical).

Les minima sont localisés au niveau de l'anticyclone d'Hawaii et de l'île de Pâques.

Le chapitre IV explicitera la part du signal saisonnier dans cette répartition géographique tandis que le chapitre V s'intéressera au signal interannuel.

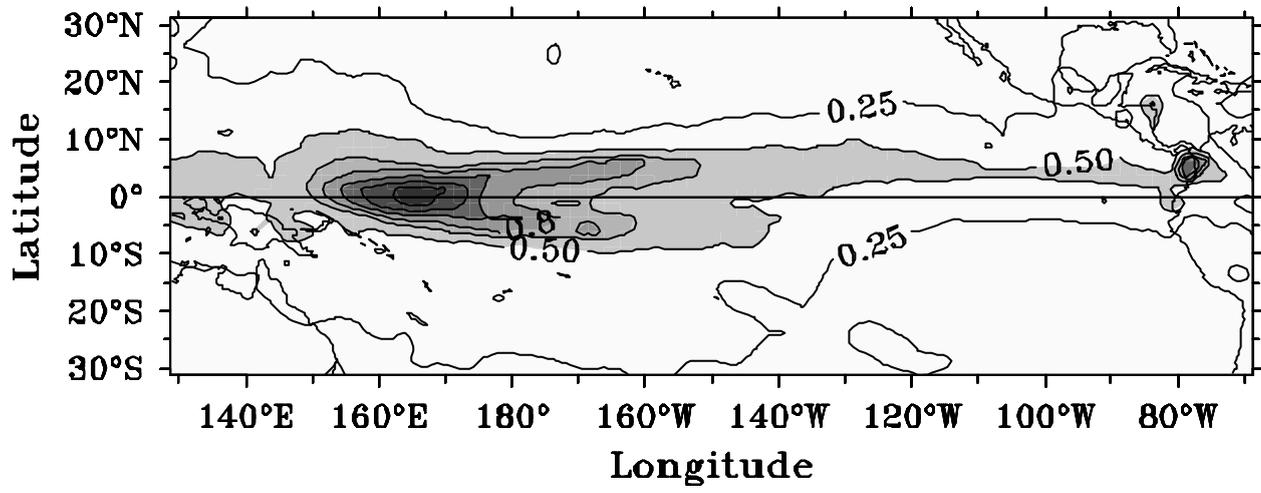
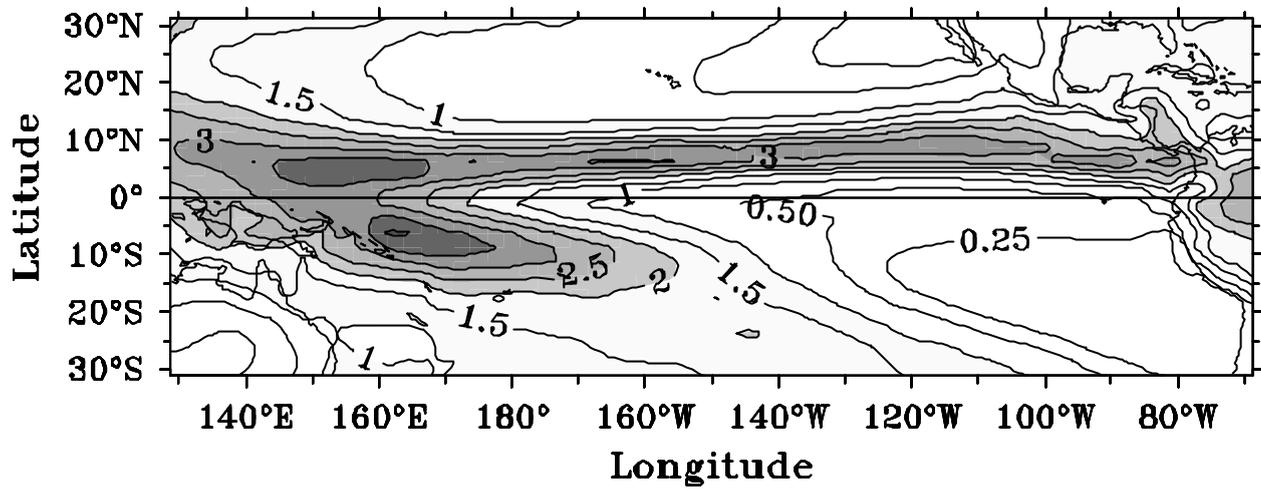


Figure 7: Moyenne annuelle des précipitations (a) et écart type des précipitations (b) entre 1979-1998 (en m/an)

2 Echelle régionale

La moyenne annuelle des précipitations en Nouvelle Calédonie (entre 1 et 3 m/an, Figure 8.a) traduit l'influence de la SPCZ et des vents dominants, les alizés d'est-sud-est, qui se chargent de vapeur d'eau durant leur parcours au-dessus du Pacifique tropical et atteignent la Nouvelle Calédonie avec un taux d'humidité élevé.

Toutefois, on remarque immédiatement deux grandes zones distinctes par leur quantité de précipitation annuelle. La côte est a un taux de précipitations environ double à celui de la côte ouest. Les précipitations sur les îles ont des valeurs intermédiaires.

Cela s'explique par l'orographie de l'île qui se distingue par une chaîne de montagne assez proche de la côte est, coupant l'île dans sa longueur (annexe 7). Cette chaîne de montagne n'est pas très élevée (elle culmine à 1628 m), mais la superposition de cols et de montagnes de moyenne altitude crée une barrière qui oblige la masse d'air à monter, provoquant son refroidissement, l'abaissement de la pression de vapeur saturante d'où l'apparition de précipitations qui lui est associées. Cette chaîne de montagne piège les nuages, protégeant ainsi la côte sous le vent (côte ouest) de précipitations importantes. Les îles Lifou et Ouvéa (stations 19 à 21) ont des précipitations intermédiaires entre ces deux zones. Cela s'explique par leur exposition aux alizés, mais du fait de leur relief extrêmement plat elle ne piègent pas les nuages.

Un autre phénomène local peut influencer cette différence côte ouest/côte est, mais il est toutefois difficile de quantifier son impact. Les différents relevés de courantométrie (Figure 9.a et 9.b) montrent un courant, le courant de Vauban, longeant la côte est en direction du sud (Hénin et al, 1984), amenant des eaux du nord plus chaudes et moins salées, favorisant ainsi l'évaporation locale (surtout lors de "coup d'ouest"). De même, au regard de la direction des alizés, sur la côte ouest se produit un upwelling, abaissant ainsi la température de surface, et limitant l'évaporation sur la partie ouest du lagon. Comme il a déjà été dit, il n'est malheureusement pas possible ou très difficile de séparer le rôle de cette évaporation locale du rôle des phénomènes à plus grande échelle.

La Figure 10.b (Morlière et Rebert, 1985), représente la moyenne annuelle des précipitations en Nouvelle Calédonie pendant des périodes variables mais terminant toutes en 1982. En comparaison on ne trouve pas de différence notable par rapport à la carte que nous obtenons (moins de 5% de différence). La séparation côte est/côte ouest est toujours aussi nette.

La Figure 10.a (Météo France, 1995), représente la moyenne annuelle sur la période 1961-1990 (sauf pour les stations 20 et 21 qui commencent en 1966), les différences sont minimales (10%), les précipitations sur la côte ouest sont légèrement supérieures aux nôtres.

La Figure 8.b montre des écarts types aux moins égaux à 30% de la moyenne annuelle des précipitations, qui traduisent une grande variabilité des précipitations. Nous allons dans les chapitres suivants, essayer d'explicitier la part des variations saisonnières (chapitre III) et la part des variations interannuelles (ainsi que l'implication d'ENSO, chapitre IV) dans cette variabilité importante des précipitations en Nouvelle Calédonie.

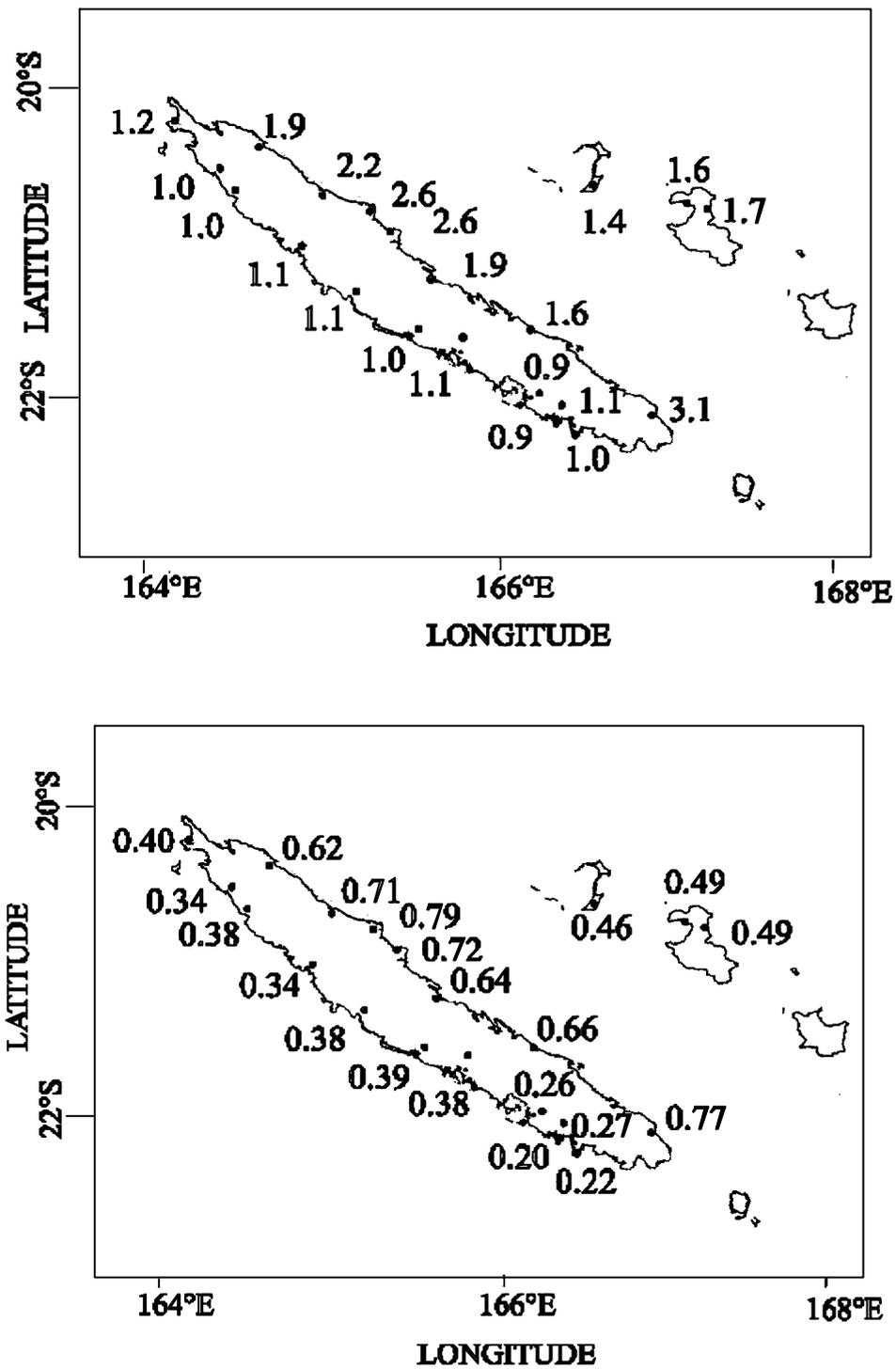


Figure 8: Moyenne annuelle des précipitations (a) et écart type des précipitations (b) entre 1969-1998 (en m/an)

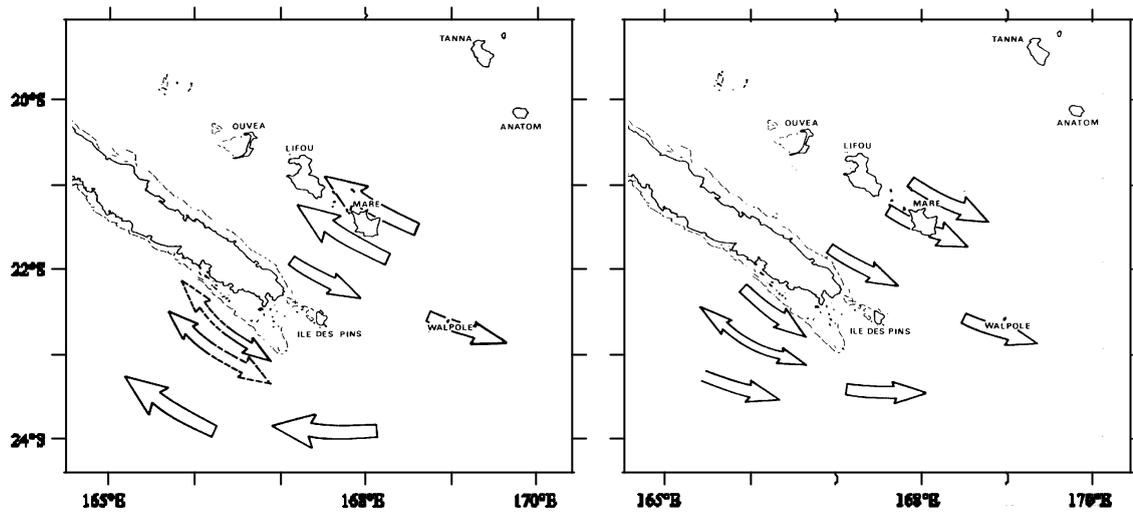


Figure 9: Circulation générale au sud de la Nouvelle Calédonie en période d'alizé (a) et en période de vent d'ouest (b) (Hénin et al., 1982)

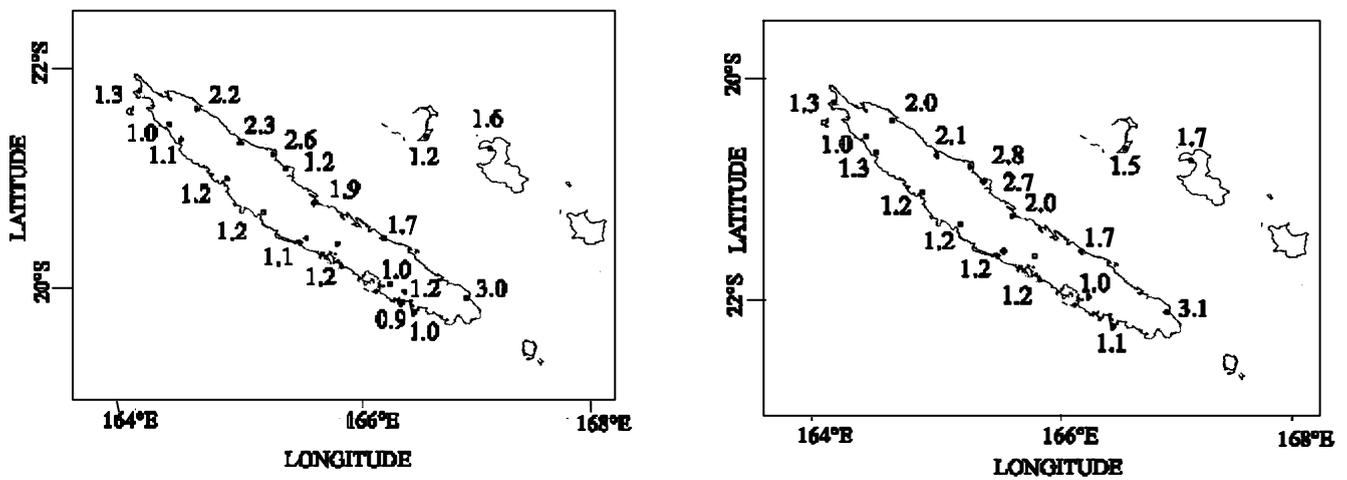


Figure 10: Moyenne annuelle des précipitations (en m/an) de 1961 à 1990 d'après Météo France Nouméa (a) jusqu'en 1983 d'après Morlière et Rebert (b)

IV VARIATIONS SAISONNIERES

1 Grande échelle

Pour l'étude saisonnière à grande échelle, nous utiliserons l'harmonique annuel de Fourier, l'EOF1 du signal dont les périodes supérieures à douze mois sont filtrées, la carte des vents pour situer les zones de convergence, et les précipitations moyennées des mois de janvier-février-mars et de juillet-août-septembre.

Nous quantifierons d'abord la part des variations saisonnières sur les précipitations globales, puis nous regarderons les mois du maximum et du minimum de précipitation, et enfin nous étudierons les différences de précipitations entre l'hiver et l'été.

1.1 Importance du signal annuel dans le Pacifique tropical

Pour mieux quantifier la part des précipitations annuelles dans les précipitations totales nous regardons la carte de l'amplitude annuel (Figure 11.b) et la carte de la corrélation entre le signal annuel (harmonique annuel de Fourier) et le signal total (Figure 11.c).

L'amplitude annuelle est inférieure à 50 mm/mois à l'ouest près de l'équateur, autour des îles d'Hawaii, autour de l'Australie et au-dessus du Pacifique sud-est. Elle est supérieure à 100 mm/mois aux deux bords du bassin entre 5°N et 20°N avec une étroite bande au centre et à l'est, au nord de l'Australie et aux alentours de la Polynésie Française.

La carte de la corrélation entre le signal annuel (harmonique annuel de Fourier) et le signal total confirme dans les grandes lignes cette répartition.

1.2 Maximum et minimum annuels de précipitations dans le Pacifique tropical

En premier lieu nous essayons de dégager à partir des phases de l'harmonique annuel de Fourier et de la fonction temporelle de l'EOF1, les périodes de maximum et de minimum de précipitation.

D'après l'harmonique annuel de Fourier (Figure 11.a) et en accord avec les observations précédentes, on distingue deux grandes zones:

- Dans l'hémisphère Sud, les mois du maximum de précipitations sont février et mars.
- Dans l'hémisphère Nord, les mois du maximum de précipitations sont août et septembre.

Sur ce schéma simple se greffent deux zones de transition où les phases se succèdent dans des intervalles spatiaux très rapprochés:

- la première sépare l'hémisphère (météorologiques) Nord et Sud.
- la seconde caractérise le changement de phase très rapide au niveau d'Hawaii qui est en phase avec l'hémisphère Sud.

En regardant la fonction temporelle de l'EOF1 (Figure 12.b), appliquée sur le signal où les périodes supérieures à douze mois ont été filtrées, on trouve un maximum au mois de février et un minimum au mois d'août/septembre.

1.3 Précipitations suivant les saisons dans le Pacifique tropical

Pour pouvoir quantifier les précipitations saisonnières nous regardons les pluies moyennées des mois de janvier-février-mars et de juillet-août-septembre. On parlera d'hiver boréal pour la première période et d'été boréal pour la seconde.

Hiver boréal.

La Figure 13.a montre deux grandes zones de précipitations inférieures à 50 mm/mois, la première couvre l'hémisphère Nord et la seconde se situe dans le Pacifique sud-est. On remarque aussi une zone de précipitations supérieures à 250 mm/mois entre la Nouvelle Guinée et la Polynésie Française.

Dans l'hémisphère Nord, le centre de haute pression d'Hawaii et le centre de haute pression asiatique sont dans leur extension maximale induisant des précipitations faibles respectivement à l'est et à l'ouest du Pacifique tropical nord.

L'ITCZ se rapproche de l'équateur (Figure 14.a). Ce déplacement est associé à un minimum de convection, ce qui provoque une baisse des précipitations.

Dans l'hémisphère Sud, l'anticyclone de l'île de Pâques, même s'il n'est pas dans son extension maximum, est associé à des précipitations inférieures à 50 mm/mois. L'anticyclone de Norfolk est également associé à des précipitations inférieures à 50 mm/mois au-dessus de continent australien.

La SPCZ descend vers le sud et s'étend vers l'ouest jusqu'à 160°W (Vincent, 1994). La convection maximale au niveau de cette dernière induit des précipitations maximales qui sont supérieures à 250 mm/mois (jusqu'à 400 mm/mois au centre de la SPCZ). La warm pool (SST>28°C) explique l'excroissance vers le nord de la zone de maximum de précipitations.

Été boréal.

La Figure 13.b montre cette fois-ci une grande zone de précipitation inférieure à 50 mm/mois au centre et à l'est du Pacifique tropical sud et une autre entourant l'Australie. Le maximum de précipitations cumulées (supérieures à 250 mm/mois) se situe dans une bande zonale entre 5°N et 10°N s'élargissant à l'est et à l'ouest avec une petite excroissance vers le sud au large de la nouvelle Guinée.

Dans l'hémisphère Nord, l'anticyclone d'Hawaii est affaibli, sa présence rémanente à l'est d'Hawaii explique cependant les précipitations inférieures à 50 mm/mois de cette région. À l'est d'Hawaii les précipitations sont donc faibles toute l'année, ce qui explique l'amplitude annuelle faible (inférieure à 50mm/mois). L'ITCZ remonte jusque 10°N, la convection est maximale, induisant des précipitations comprises entre 250 mm/mois et 400 mm/mois (le maximum est à l'est). La différence de précipitations entre l'été et l'hiver boréal explique la

forte amplitude (supérieure à 100 mm/mois) au niveau de l'ITCZ. A l'ouest du Pacifique équatorial, la warm pool (SST>28°C) est toujours le siège de précipitations supérieures à 250 mm/mois. Les précipitations annuelles toujours élevées au niveau de la warm pool expliquent l'amplitude annuelle inférieure à 100 mm/mois. Le nord du Pacifique tropical ouest, zone de maximum de précipitation est à relier au phénomène de mousson asiatique, qui est un phénomène en partie annuel. Ce qui explique l'amplitude annuelle supérieure à 100 mm/mois dans cette région.

Dans l'hémisphère Sud, l'anticyclone de Norfolk (Australie) et l'anticyclone de l'île de Pâques (Pacifique sud-est) se sont étalés et renforcés, expliquant ainsi les minima de précipitations. Ces deux régions de précipitations annuelles faibles expliquent les deux minima d'amplitude qui leurs sont associés.

La carte des vents (Figure 14.b) montre une SPCZ proche de l'équateur et d'une surface plus petite. C'est la SPCZ qui explique l'excroissance vers le sud du maximum de précipitations de la bande équatoriale. La différence de position de la SPCZ entre l'hiver et l'été boréal explique l'amplitude annuelle supérieure à 100 mm/mois dans cette région.

Pour condenser et voir la consistance des différentes cartes on peut les comparer à la fonction spatiale de l'EOF1 (Figure 12.a). On remarque de faibles précipitations annuelles au cœur de la warm pool, près des côtes du Pérou, et sur la bande équatoriale et dans l'espace minimum occupé par les centres de hautes pressions. Tandis que dans la zone de déplacement annuel SPCZ, au large des côtes d'Amérique Centrale, vers 140°E 10°N, sur la bande de variations méridiennes de l'ITCZ, et enfin à la pointe nord de l'Australie se trouve les précipitations saisonnières les plus fortes.

Cette répartition des anomalies annuelles est en accord avec celles obtenues par Delcroix (1998).

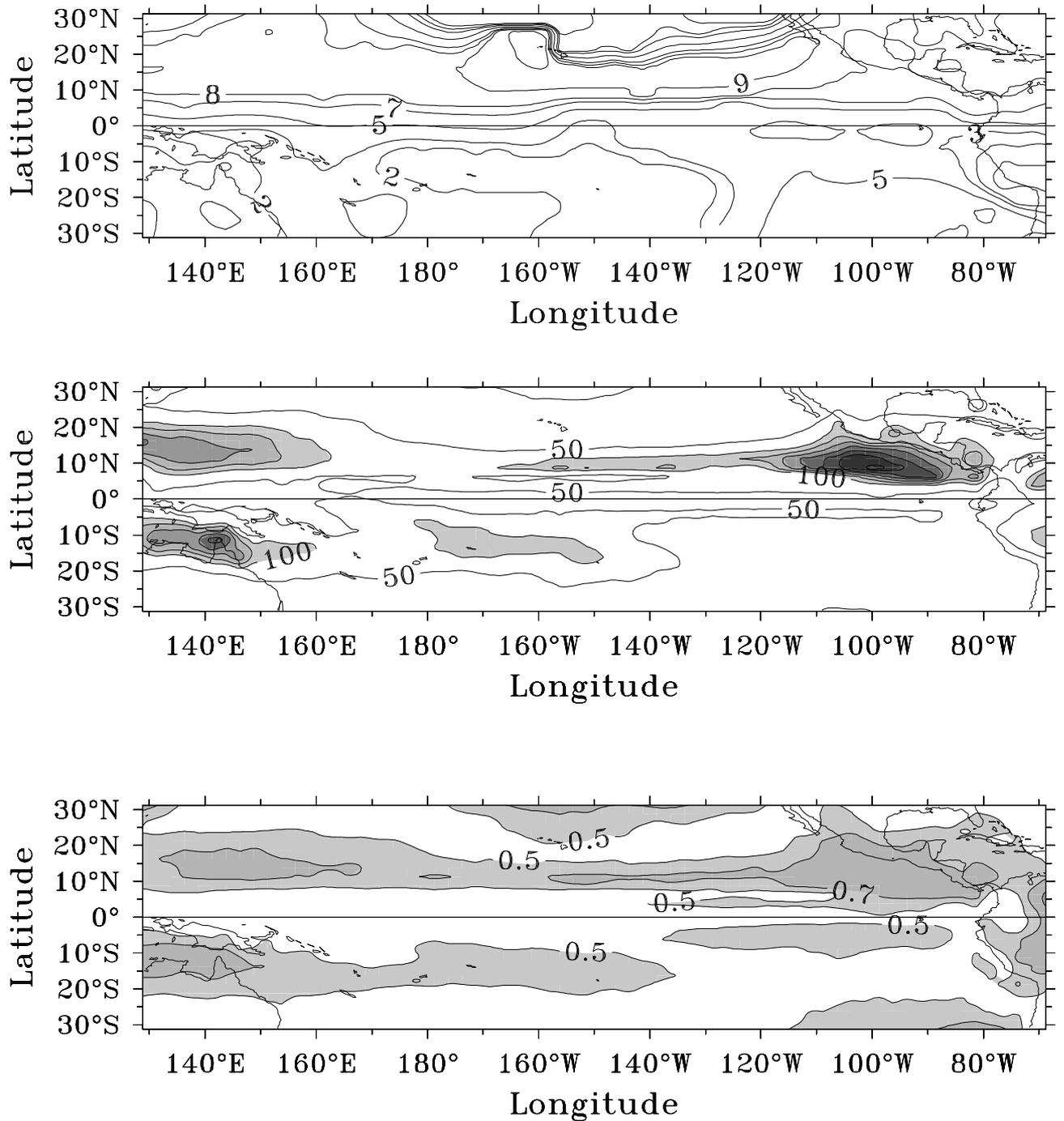


Figure 11: Mois du maximum de précipitation tiré de l'harmonique annuel de Fourier (a) et amplitude (b) de l'harmonique annuel de Fourier (en mm/mois). Corrélation (c) entre le signal brut et le signal annuel reconstitué à partir de l'harmonique annuel de Fourier.

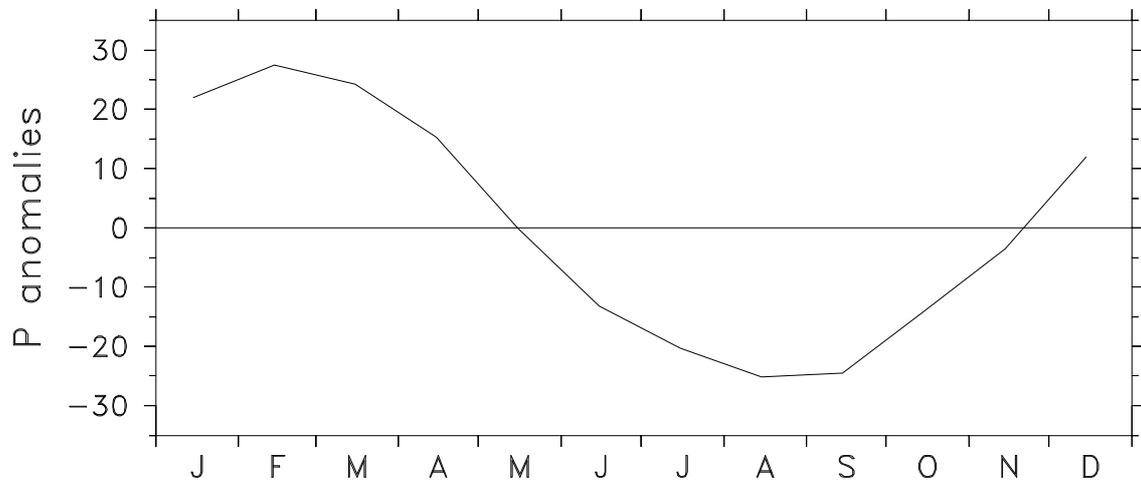
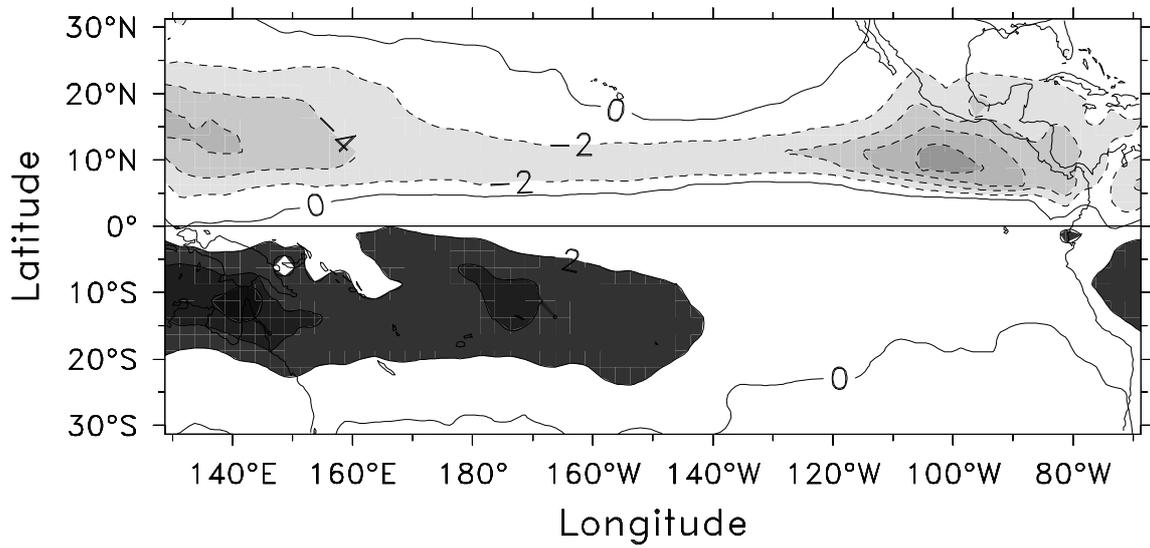


Figure 12: Fonction spatiale (a) et temporelle (b) de l'EOF1 tirée du signal où les périodes supérieures ou égales à 12 mois sont filtrées. En multipliant les deux fonctions on obtient l'anomalie des précipitations en mm/mois.

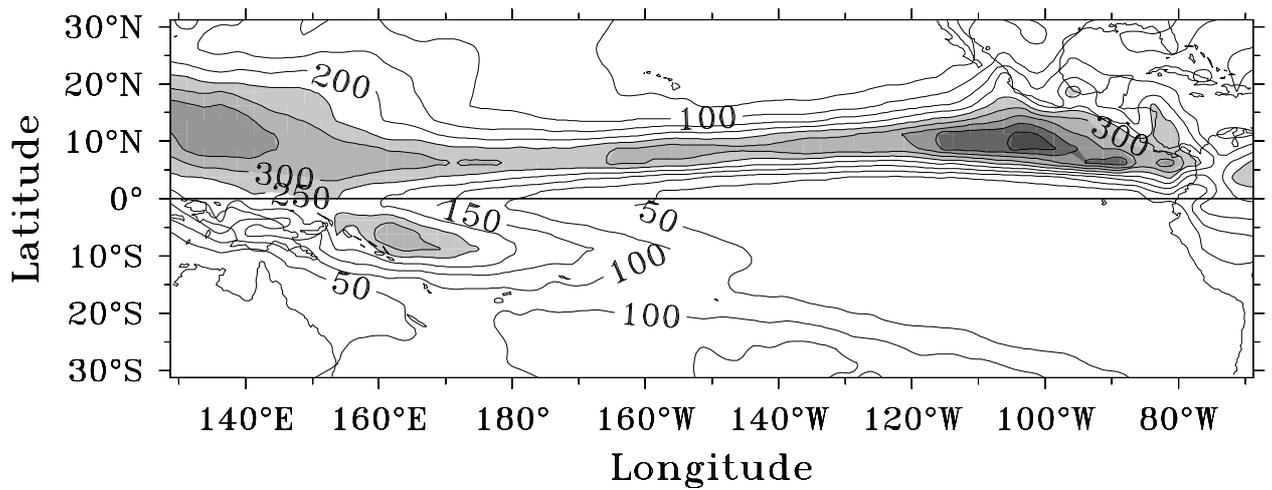
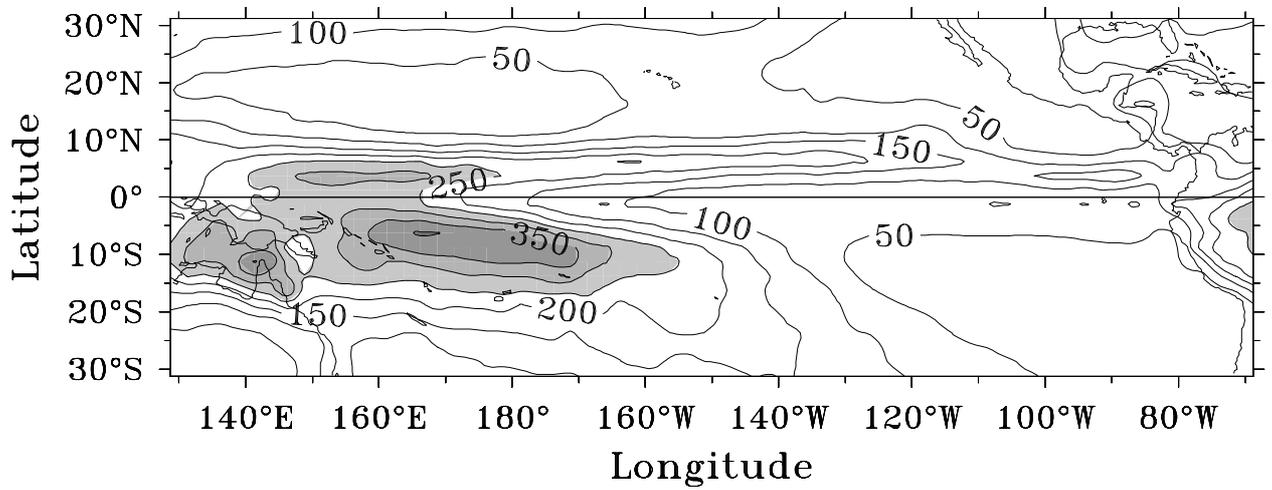


Figure 13: Précipitations moyennées des mois de janvier, février et mars (a) et des mois de juillet, août et septembre (b) en mm/ mois

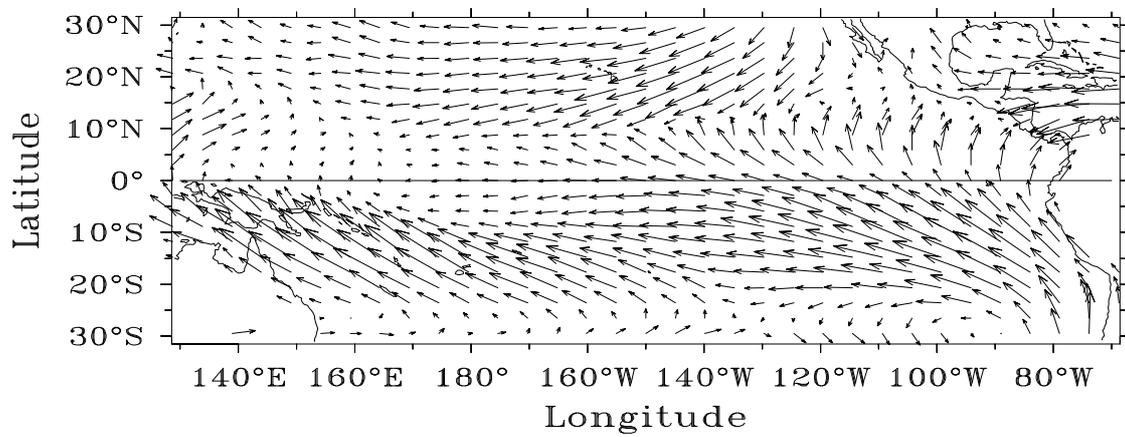
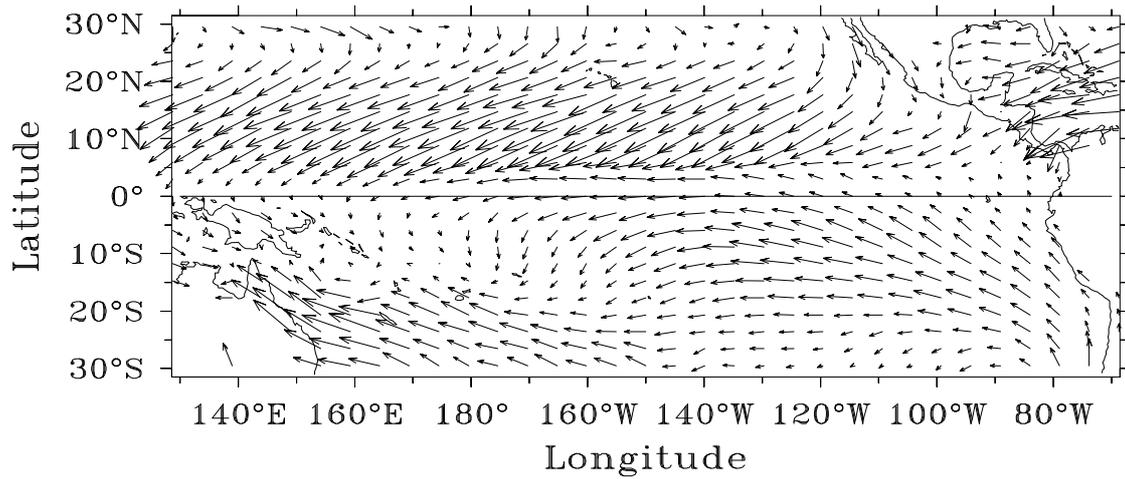


Figure 14: Vent moyenné des mois de janvier, février et mars (a) et des mois de juillet, août et septembre (b) tiré de l'année type (1992-96) des données ERS

2 Echelle régionale

Pour l'étude saisonnière à l'échelle régionale, nous utiliserons: l'harmonique annuel de Fourier, l'EOF1 tiré du signal dont les périodes supérieures à douze mois sont filtrées, les précipitations cumulées des différentes saisons (voir plus bas).

Comme pour l'étude à grande échelle nous quantifierons d'abord la part des variations saisonnières sur les précipitations globales puis nous regarderons les mois du maximum et du minimum de précipitations, et enfin nous étudierons les différences de précipitation entre les différentes saisons.

2.1 Importance du signal annuel en Nouvelle-Calédonie

La corrélation entre le signal brut et l'harmonique annuel de Fourier nous fournit quelques précisions (Figure 15.b.c) sur l'importance du signal saisonnier par rapport au signal brut des précipitations en Nouvelle-Calédonie. La corrélation est comprise entre 0.37 et 0.54. On note une séparation en deux de l'île, mais cette fois avec une partie nord où le pourcentage est élevé et une partie sud où le pourcentage est plus faible. La séparation nord/sud est plus nette sur la côte ouest que sur la côte est.

2.2 Maximum et minimum annuels de précipitations en Nouvelle-Calédonie

L'harmonique annuel de Fourier donne un maximum de précipitations au mois de février (mars pour l'extrême sud de l'île, Figure 15.a).

La fonction temporelle de l'EOF1 du signal de périodes inférieures ou égales à douze mois (Figure 16.b), affiche un maximum au mois de mars et un minimum au mois de septembre. On remarque également une légère chute au mois de février et une autre aux mois d'avril-mai qui traduisent une anomalie négative par rapport à un cycle saisonnier parfait.

2.3 Précipitations en fonction des saisons en Nouvelle-Calédonie

Pour une étude saison par saison, nous regardons pour chaque station les précipitations moyennées de mois de décembre, janvier, février et mars (saison humide), d'avril et mai (saison de transition), de juin et juillet (saison fraîche) et d'août, septembre, octobre et novembre (saison sèche).

Saison chaude et humide (décembre à mars):

La Figure 17.a montre de fortes précipitations relatives du nord au sud de l'île avec un maximum à la pointe nord-est et un minimum sur la côte sud-ouest.

La SPCZ est dans sa position la plus méridionale (maximum aux environs de 15-20°S à la longitude de la Nouvelle-Calédonie), son influence sur la Nouvelle-Calédonie est alors maximale. La Nouvelle-Calédonie se situe à ce moment dans une zone de basse pression et de forte convection, il s'ensuit donc de fortes précipitations. La proximité de la SPCZ et de

la warm pool implique l'apparition de cyclones tropicaux qui peuvent traverser la grande terre et bouleverse le schéma classique des pluies du fait de leur imprévisibilité et de leurs irrégularités (voir annexe 8).

La Nouvelle-Calédonie se situe à la limite de la bordure sud de la SPCZ, on peut supposer que son influence est maximale sur la côte est et au nord de l'île. Les taux de précipitations montrent une répartition très nette est/ouest de l'île (due à son orographie particulière). Si l'on excepte la station 18 qui est celle la plus exposée aux alizés on remarque que les stations du sud ont des précipitations plus faibles qu'au nord (39%).

Saison de transition (avril à mai):

On assiste à une chute des précipitations sur tout le territoire de la Nouvelle-Calédonie (Figure 17.b).

La SPCZ commence à remonter vers l'équateur, tandis que le centre de haute pression de la mer de Tasmanie se rapproche de la Nouvelle-Calédonie. Les perturbations tropicales deviennent rares et affectent principalement le nord de l'île (Météo France, Atlas météorologique de la Nouvelle-Calédonie, 1995). Cependant, les précipitations du Nord de l'île (- 48%) diminuent plus qu'aux Sud (- 36%), ce qui montre logiquement que le retrait de la SPCZ est plus sensible sur la partie nord que sur la partie sud.

Saison fraîche (juin à juillet):

On assiste à une nouvelle baisse des précipitations, bien que pour le sud-ouest de la Nouvelle-Calédonie on remarque une augmentation des pluies de 10% par rapport à la saison de transition (Figure 17.c).

La SPCZ est à son maximum septentrionale, elle n'influence donc plus la Nouvelle-Calédonie. Les précipitations dues aux perturbations tropicales n'existent plus, c'est pourquoi les précipitations de la côte est chute fortement. Cependant, des perturbations subtropicales atteignent assez souvent l'île. Elles sont affaiblies par l'anticyclone de Norfolk (alors dans son extension maximale), et ne concernent donc pas le Nord, provoquant une augmentation des précipitations uniquement dans le sud-ouest.

Saison sèche (août à novembre):

Les précipitations sur tout le pourtour de l'île sont dans leur minimum annuel (Figure 17.d).

La SPCZ commence à redescendre, mais elle est encore trop au nord pour pouvoir se faire sentir. Les dépressions du sud sont de plus en plus rare, c'est pourquoi la transition saison fraîche-saison sèche est plus marquée dans le sud-ouest, le nord de l'île n'étant pas affecté par ce retrait.

La carte de la fonction spatiale de l'EOF1 (Figure 17.a) fait clairement apparaître la séparation Est-Ouest de l'île, elle ne montre cependant pas de différence marquée entre le Nord et le Sud.

Météo France Nouméa (Atlas Climatique de la Nouvelle-Calédonie, 1995) donne une répartition légèrement différente des saisons, rallongeant la saison fraîche du mois d'août et raccourcissant ainsi la saison sèche d'un mois.

La différence de corrélation citée dans le premier paragraphe (maximum au nord et plus faible au sud) reflète probablement les différences d'influences de la SPCZ et de l'anticyclone de Norfolk. En effet, nous avons vu que la SPCZ exerce durant la saison humide une influence plus accentuée sur le nord de l'île, tandis que les dépressions venant du sud durant la saison fraîche ne l'atteignent que plus rarement. Il est important de noter que le sud de l'île semble réagir différemment. En effet, les changements de précipitations

semblent être amoindris tandis que les variations saisons sèche/saison fraîche sont beaucoup plus nettes dans la partie nord de l'île.

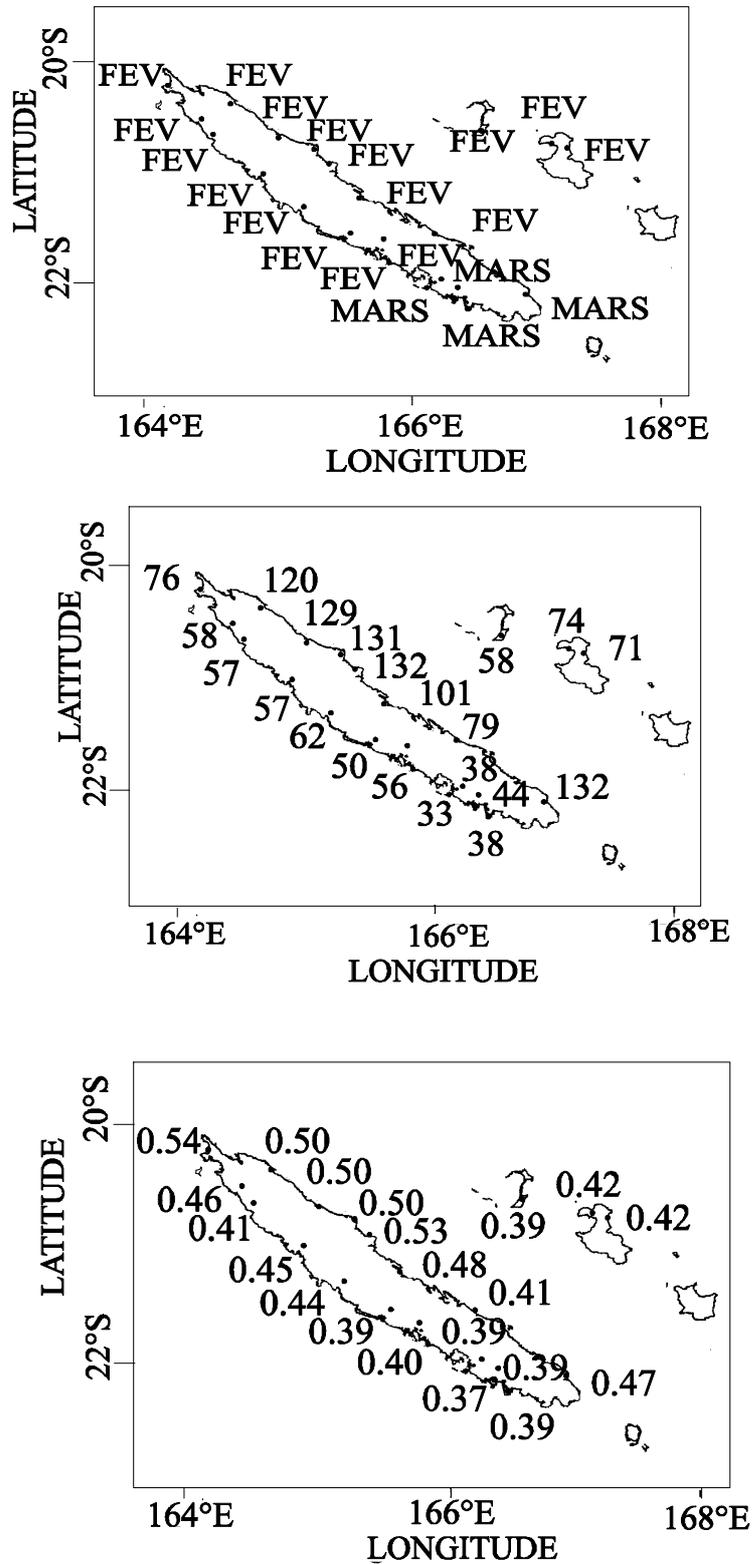


Figure 15: Mois du maximum de précipitations (a) tiré de l'harmonique annuel de Fourier ainsi que l'amplitude (b) de cette harmonique (en mm/mois). Corrélation (c) entre le signal annuel reconstitué avec l'harmonique annuel de Fourier et le signal brut des précipitations

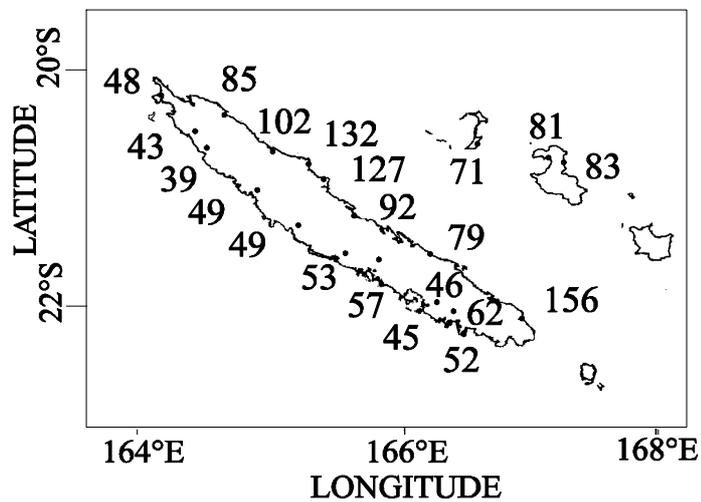
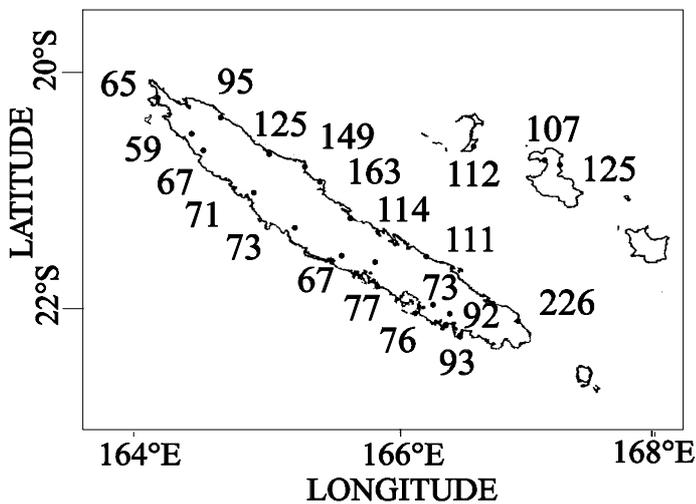
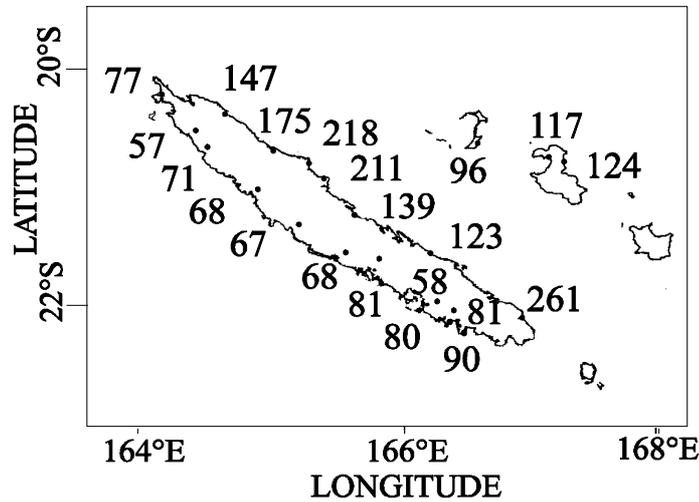
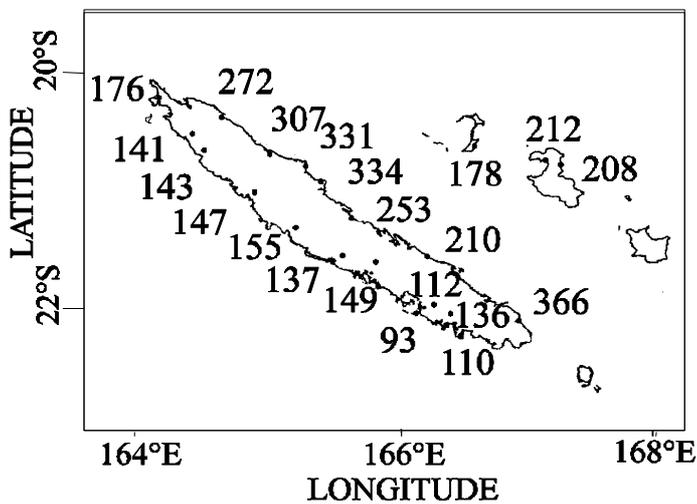


Figure 17: Précipitations moyennées du mois de décembre, janvier, février et mars (a), d'avril et mai (b), de juin et juillet (c), d'août, septembre, octobre et novembre (d) tirées de l'année type (en mm/mois)

V VARIATIONS INTERANNUELLES.

1 Grande échelle

Pour l'étude des variations interannuelles à grande échelle nous utiliserons: le signal filtré par un filtre de Hanning de 25 mois, différents indices d'ENSO, l'EOF1 du signal interannuel, la carte des vents et les précipitations de janvier 1983 (situation El Niño) et de janvier 1989 (situation La Niña).

Tout d'abord nous quantifierons la part d'ENSO dans les précipitations, puis nous étudierons les anomalies pluviométriques liées à ENSO.

1.1 Importance du signal ENSO dans le Pacifique tropical

Il convient, avant d'explicitier les causes des variations interannuelles des précipitations, de connaître leur importance par rapport aux précipitations totale. A cet effet, les Figures 22.a et 22.b montrent la corrélation entre le signal brut et le signal filtré et le rapport de leur écart type.

La corrélation entre le signal brut et les variations interannuelles est maximum dans la bande équatoriale 5°N-5°S à l'ouest et au centre du bassin, ainsi que près des îles Galápagos (85°W-Equateur). Les rapports des écarts types maxima ont une répartition géographique quasiment identique a celle des maxima de la corrélation.

La corrélation entre la fonction temporelle de l'EOF1 et la SOI est égale à 0.66 (Figure 19.b). Il en ressort donc que le principal signal interannuel est ENSO.

1.2 Anomalies interannuelles des précipitations dans le Pacifique tropical

La fonction spatiale de l'EOF1 (Figure 19.a) montre deux zones positives forte et une bande quasi zonale négative:

- La première zone positive se situe aux environs de la warm pool, et la seconde au voisinage de la SPCZ.
- La zone négative est située dans une bande équatoriale entre 160°E et 80°W, avec des valeurs maxima vers 180°E.

Les zones négatives traduisent une anomalie positive (négative) des précipitations en période El Niño (La Niña). Inversement pour les zones positives.

Comme nous l'avons vu en introduction, lors de phénomène El Niño-La Niña, l'océan et l'atmosphère réagissent de manière couplée.

Situation El Niño:

En période El Niño, la warm pool se déplace vers l'est, ce déplacement est accompagné d'une anomalie d'ouest des vents (ou de vents d'ouest dans les phases de fort El Niño). L'anomalie positive de température au centre du bassin accompagnant chaque El Niño induit une zone de convection à cet endroit dans cette région, ce qui explique la forte anomalie positive de précipitations (et la forte corrélation entre le signal interannuel et le signal brut) au centre du bassin équatorial. De plus l'ITCZ descend vers l'équateur passant ainsi de 5°-10°N à 0°-5°N, (se reporté à la Figure 2.b), ce qui renforce cette l'anomalie positive de précipitation.

En situation moyenne, la branche ascendante de la cellule de Walker (convection) se trouve au centre-ouest du bassin, la branche descendante (subsidence) se situant à l'est du bassin (cf Figure 1.b). C'est pourquoi nous aurons des précipitations supérieures à la moyenne jusqu'à 80°W (la corrélation entre le signal brut et interannuel est maximum à cet endroit) et des précipitations inférieures à la moyenne à l'ouest du bassin.

Par ailleurs, la partie la plus au sud de la zone d'anomalies positives de précipitations du bassin équatorial centre, est liée au déplacement vers l'équateur de la SPCZ (cf Figure 2.b).

Situation La Niña:

La SPCZ descend vers le sud, d'où une augmentation des pluies dans cette région, matérialisée par la zone d'anomalies positives de précipitations la plus au sud. On peut remarquer que la Nouvelle-Calédonie se situe dans cette zone et qu'il est donc fort probable de trouver une forte influence d'ENSO sur les précipitations interannuelles dans l'étude régionale. A l'inverse de la situation El Niño, la warm pool est totalement à l'ouest du Pacifique équatoriale, on aura donc une anomalie de précipitations positive.

On remarque qu'entre cette zone d'anomalie positives de précipitations autour de la SPCZ et la région d'anomalies négatives du Pacifique, on trouve des anomalies positives faibles. C'est en fait la zone de chevauchement entre la position moyenne de la SPCZ et sa position durant un événement El Niño ou La Niña.

Cette répartition des précipitations interannuelles est en accord avec les résultats de Roppelwesi et Halpert (1987, 1996) et de Delcroix et al, (1996).

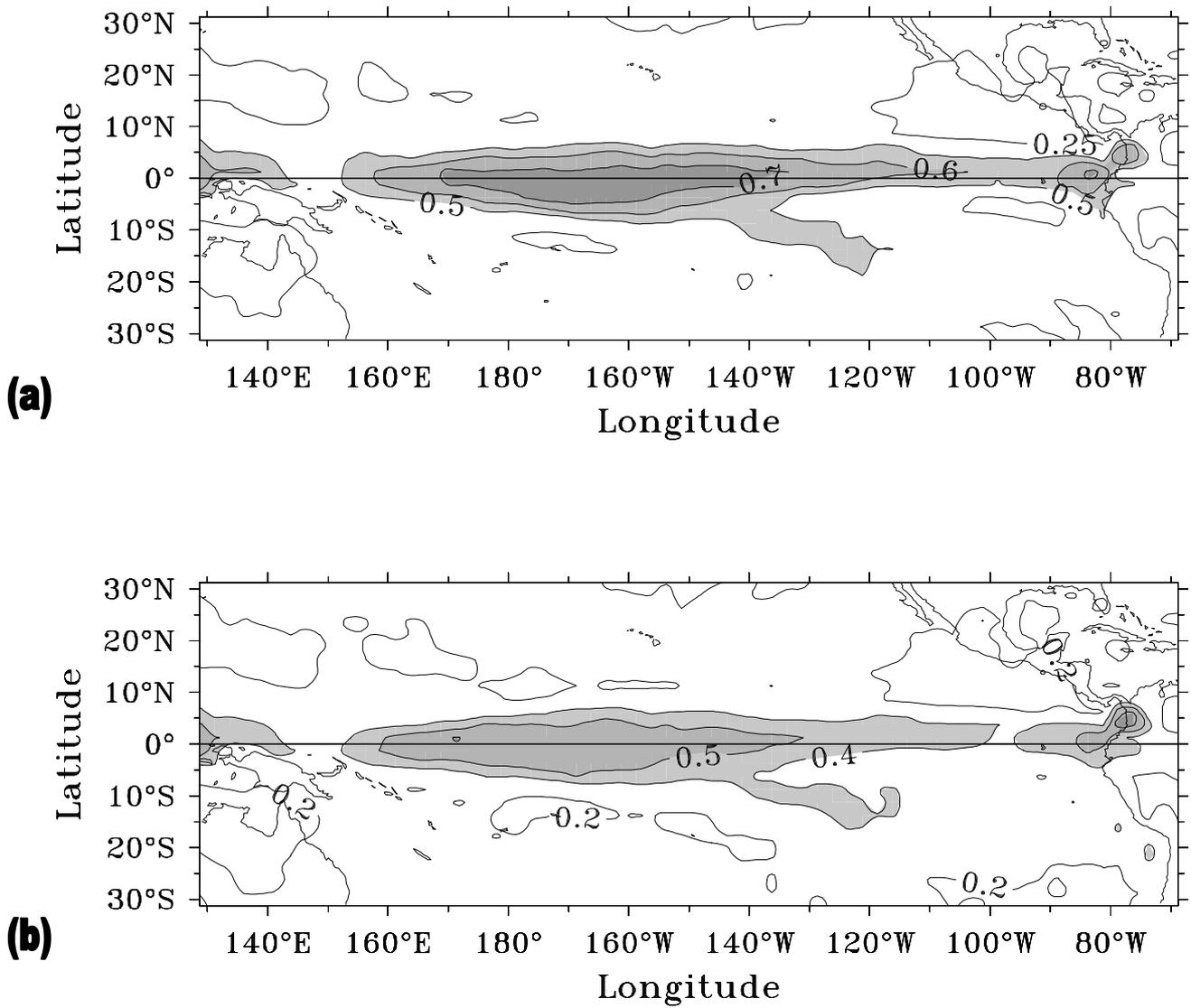


Figure 18: Corrélation (a) et rapport des écarts types (b) entre la signal interannuel et le signal brut des précipitations sur la période de 1980-1997

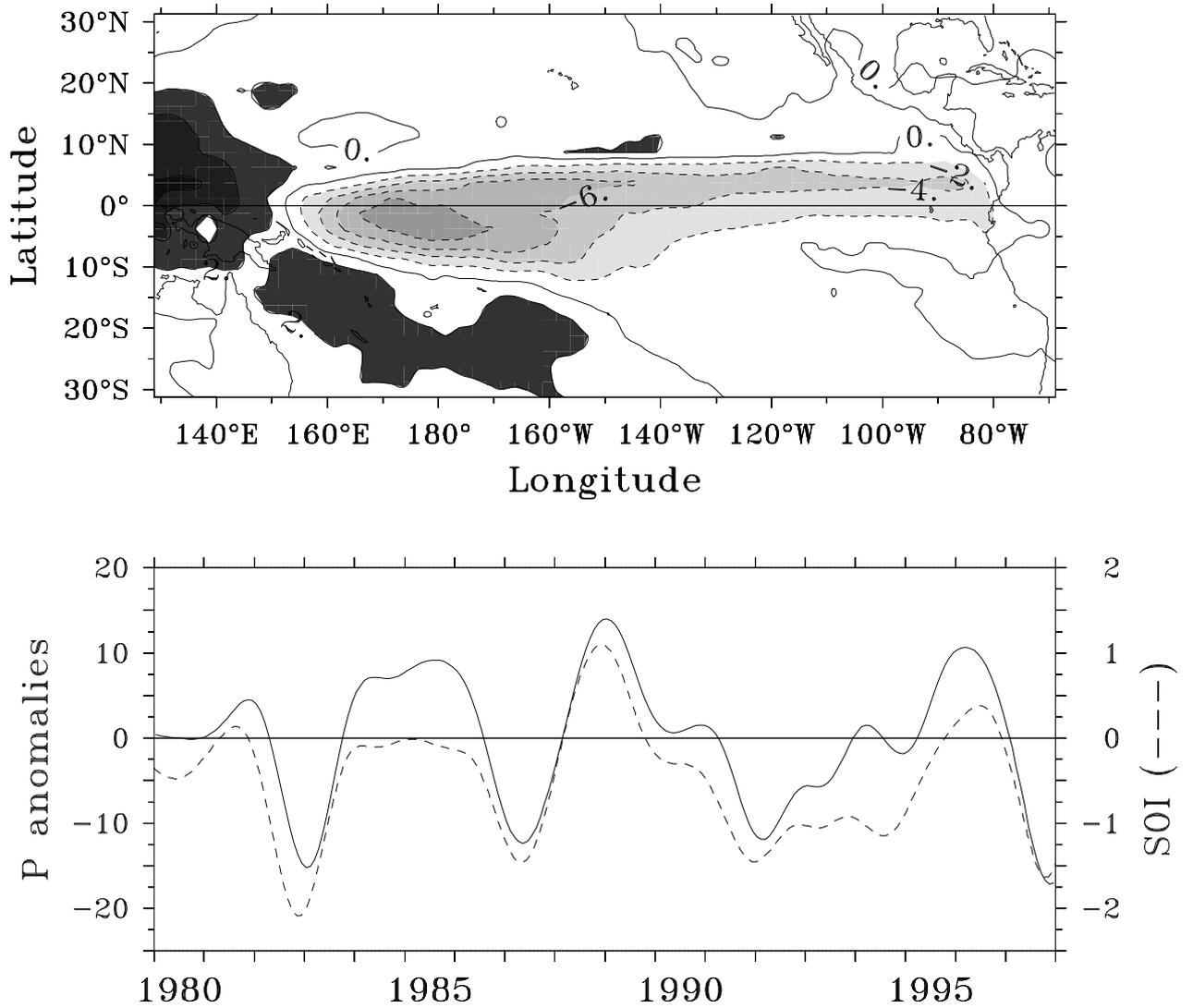


Figure 19: Fonctions spatiale (a) et temporelle (b, en trait plein) de l'EOF1 tirées du signal interannuel. En multipliant les deux fonctions on obtient l'anomalie de précipitation en mm/mois. La SOI est représentée en trait pointillé (échelle verticale à droite) sur la Figure du bas.

2 Echelle régionale

Pour l'étude à l'échelle régionale nous utiliserons comme pour l'étude à grande échelle, le signal interannuelle des précipitations, les différents indices d'ENSO, et l'EOF1 du signal interannuel.

Tout d'abord nous quantifierons l'importance du signal interannuel par rapport au signal total. Puis nous expliciterons l'importance d'ENSO sur les précipitations interannuelles en Nouvelle-Calédonie dans son ensemble, puis station par station. Enfin nous étudierons la réponse des précipitations de la Nouvelle-Calédonie aux différents El Niño et La Niña.

2.1 Importance du signal ENSO en Nouvelle-Calédonie

La corrélation entre le signal brut et le signal interannuel des précipitations est maximum au centre de l'île (Figure 20.a). Les minima se trouvent à la pointe sud-ouest de la Nouvelle-Calédonie. (entre 0.30 et 0.37). Les rapports entre les écarts types des deux signaux (Figure 20.b), sont maxima au centre de la côte est (entre 0.33 et 0.38) et minima au sud de la côte ouest. Ceci est en accord avec l'EOF des précipitations interannuelles pondérées par l'écart type effectué par Morlière et Rebert (1985).

A l'aide de la SOI, de la SST NINO3 et NINO3.4 et du déplacement du bord est de la warm pool, nous quantifions l'impact d'ENSO sur le signal des précipitations interannuelles.

Pour une vue globale de l'importance d'ENSO en Nouvelle-Calédonie nous calculons la corrélation entre ces quatre indices et les 21 stations réunies (Figures 22.a.b.c.d). On calcule aussi la corrélation entre la fonction temporelle de l'EOF1 (Figure 21.b) et ces quatre indices.

La SOI (corrélation 0.56, retard 2 mois) et la SST NINO3.4 (corrélation -0.55 , retard 2 mois) sont les deux indices les plus fortement corrélés avec les précipitations interannuelles en Nouvelle-Calédonie. Leur corrélation avec la fonction temporelle de l'EOF1 est respectivement : 0.66 et -0.63 . Les retards entre les précipitations en Nouvelle-Calédonie et la SST NINO3 (corrélation -0.46 , retard 3 mois) sont les plus importants. La corrélation du signal interannuelle avec le déplacement de la warm pool (corrélation -0.49 , retard 2 mois) se situe entre celle calculée avec la SST NINO3 et la SST NINO3.4. Nous ne garderons pas la suite que les deux indices les plus fortement corrélés avec les précipitations de Nouvelle-Calédonie (SOI et SST NINO3.4).

Si on compare la corrélation entre la SOI et la fonction temporelle de l'EOF1 pour le Pacifique tropical et la Nouvelle-Calédonie, on remarque immédiatement que la part d'ENSO dans le signal des précipitations interannuelles est bien moins forte en Nouvelle-Calédonie que dans le Pacifique tropical. Ceci s'explique simplement par le fait que la Nouvelle-Calédonie se trouve entre 20°S et 22°S , ce qui la place à la limite de la zone de forte influence d'ENSO. Cependant même si la Nouvelle-Calédonie est assez éloignée de l'équateur, elle est assez proche de la SPCZ, qui réagit fortement aux différentes phases d'ENSO (cf. chapitre IV).

Nous regardons maintenant l'importance d'ENSO sur les précipitations interannuelles pour chaque station (Figures 23.a.b.c.d).

Les Figures 23.a.c montrent toutes les deux une corrélation plus forte au nord (0.66) qu'au sud (0.54). Par contre on ne remarque pas de séparation côte est/côte ouest.

Les retards associés au maximum de corrélation (Figures d.b) sont plus importants sur la côte ouest (généralement entre 3 et 6 mois) que sur la côte est (un maximum de 2 mois). On peut remarquer que la différence de corrélation avec ou sans retard est assez minime.

2.2 Variations des précipitations interannuelles en fonction des phases d'ENSO

2.2.1 Anomalies des précipitations interannuelles en période La Niña

Dans ce paragraphe nous allons essayer d'isoler les facteurs déterminants responsables de l'anomalie positive des précipitations lors des événements La Niña.

La SPCZ:

Comme nous l'avons vu lors de l'étude à grande échelle, en période La Niña la SPCZ migre vers le sud. Son déplacement vers la Nouvelle-Calédonie y provoque alors une augmentation des précipitations interannuelles. Le rôle majeur de la SPCZ explique le retard relativement faible (maximum de 2 mois) des précipitations par rapport à la SOI de la côte est (Figure 23.b). Le déplacement de la SPCZ explique également la meilleure corrélation entre les précipitations et la SOI ou la SST NINO3.4 au nord de l'île (Figure 23.a.c).

Les Cyclones:

Du fait du déplacement vers l'ouest de la warm pool, les cyclones vont avoir tendance à descendre plus nombreux vers le sud-ouest en suivant l'anomalie de SST positive dans cette région (annexe 8; Maitrepierre, 1998). On aura donc en période La Niña une augmentation du nombre de cyclones touchant la Nouvelle-Calédonie. Ceci va favoriser l'anomalie positive de précipitations interannuelles.

La SST et l'intensité du vent:

Généralement, l'anomalie de température est positive (entre 0.35°C et 1°C) durant un événement La Niña (Delcroix et Lenormand, 1997). Cette anomalie positive favorise la convection locale et donc l'augmentation des précipitations locales. L'intensité du vent présente une anomalie généralement négative durant les périodes La Niña. Cependant, si on compare l'amplitudes des anomalies de SST et de vent avec les précipitations pour les différentes phases La Niña on ne trouve pas de relation claire entre ces trois paramètres.

En regardant les tableaux 5.a et 5.c et la fonction temporelle de l'EOF1 (Figure 21.b), on remarque que la valeur de la SOI n'influence pas l'amplitude des précipitations des différentes phases La Niña. Par contre lorsque le maximum de la SOI se situe entre décembre et janvier les précipitations interannuelles sont maxima (La Niña de 1974-75 et de 1989). Puisque la SOI reflète assez bien le déplacement de la SPCZ (maximum de SOI traduisant une SPCZ la plus au sud), nous pouvons penser que lorsque la position interannuelle de la SPCZ est la plus proche de la Nouvelle-Calédonie entre décembre et janvier, l'anomalie de précipitations interannuelles est maximale. En d'autres termes c'est lorsque le cycle interannuel se trouve en phase avec le cycle annuel que les précipitations interannuelles sont les plus importantes.

Les retards plus importants sur la côte ouest des précipitations par rapport à la SOI (Figure 23.b) ne sont effectifs que lorsque le signal interannuel est en phase avec le signal annuel. Cela suggère peut être une influence des précipitations interannuelles du sud qui toucheraient principalement le sud-ouest.

2.2.2 Anomalies des précipitations interannuelles en période El Niño

Comme nous avons déjà étudié les précipitations en période La Niña, nous nous contenterons de faire un rapide descriptif des précipitations en situation El Niño.

En période El Niño la SPCZ remonte vers le nord, les précipitations interannuelle en Nouvelle-Calédonie seront donc plus faibles. De plus la warm pool se déplacera vers le centre du bassin, le lieu de naissance des cyclones sera donc déplacé également vers l'est, impliquant des cyclones beaucoup plus rares aux alentours de la Nouvelle-Calédonie.

La SST a une anomalie négative ce qui diminue l'évaporation et donc les précipitations interannuelles. On peut remarquer que l'intensité des vents augmente, ce qui peut favoriser l'upwelling de la côte ouest (voir chapitre III) et ainsi abaisser la SST rapidement et fortement, diminuant du même coup l'évaporation et donc les précipitations locales. Cependant, comme pour le paragraphe précédent, il paraît difficile d'attribuer un rôle prépondérant à ces variations locales.

Ici aussi les anomalies négatives de précipitations interannuelles sont plus importantes lorsque le signal interannuel est en phase avec le signal annuel.

On remarque que ces anomalies de précipitations sont plus faibles en périodes El Niño (-0.5 m/an) qu'en périodes La Niña (+0.8 m/an) tandis qu'à l'échelle du Pacifique tropical, ces anomalies sont plus importantes en période El Niño.

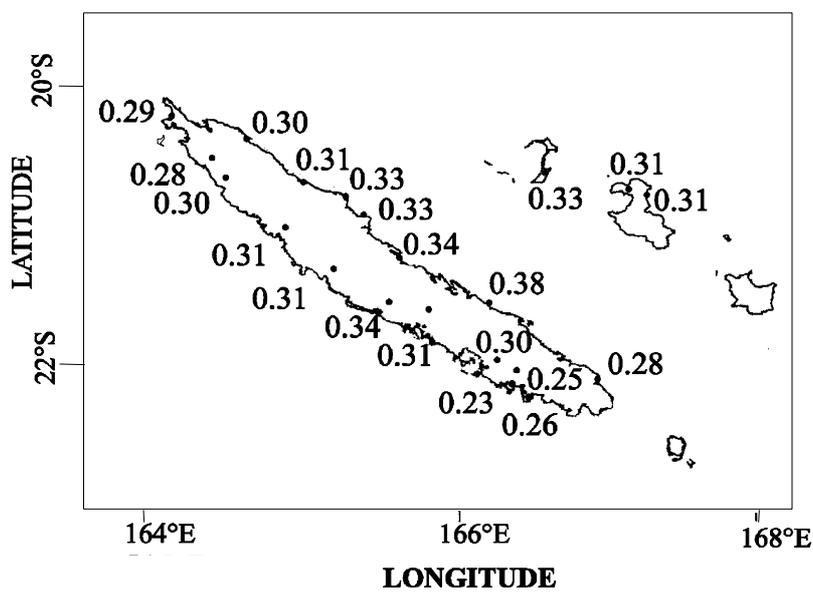
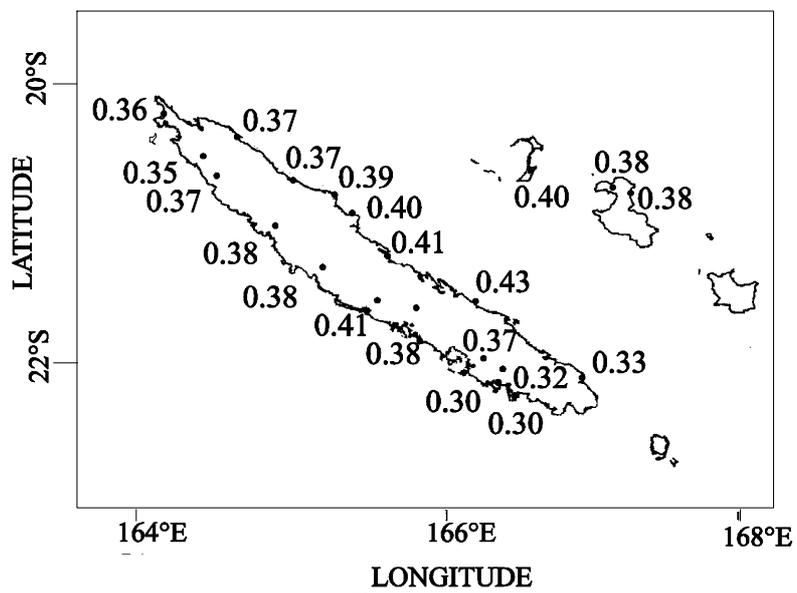


Figure 20 : Corrélation (a) et rapport des écarts types (b) entre le signal interannuel et le signal brut des précipitations

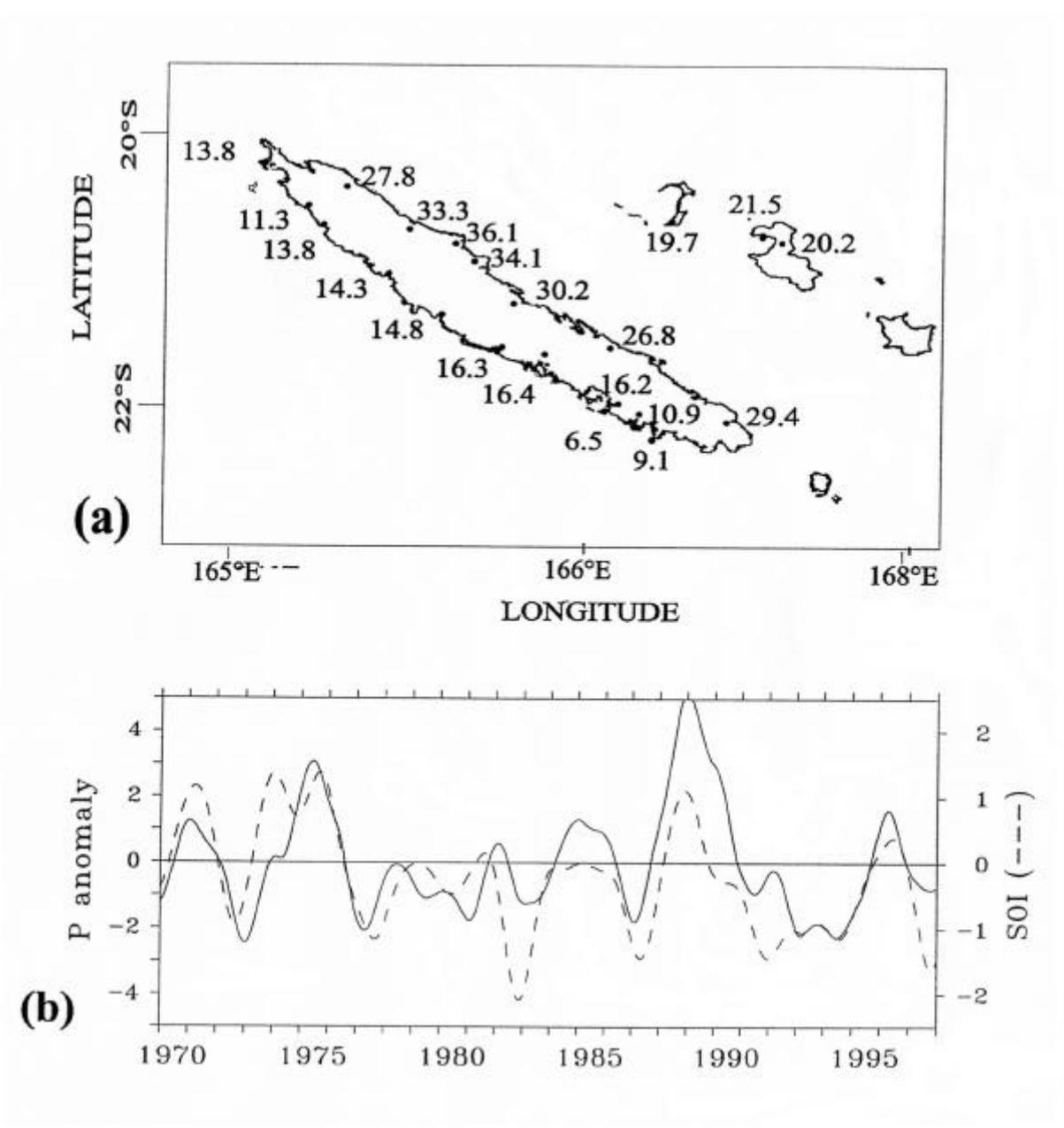


Figure 21 : Fonctions spatiale (a) et temporelle (b, trait plein) de l'EOF1 tirées du signal interannuel. En multipliant les deux fonctions on obtient l'anomalie des précipitations en mm/mois. La SOI est représentée en traits pointillés (échelle verticale à droite) sur la Figure du bas

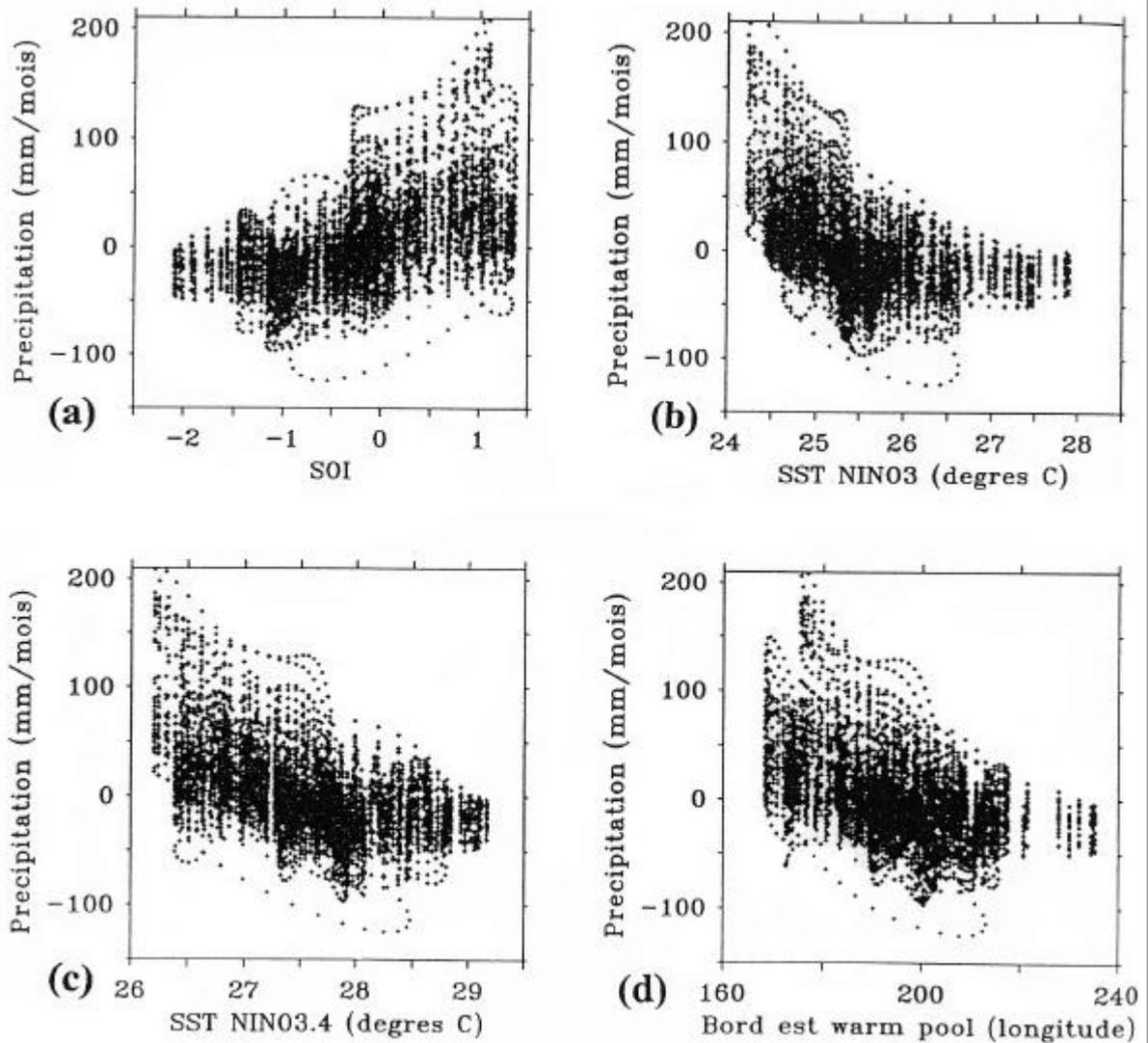


Figure 22 : Diagramme de dispersion des précipitations interannuelles (en mm/mois) de toutes les stations en fonction de la SOI (a) de la SST NINO3 (b), de la SST NINO3.4 (c) et du déplacement du bord est de la warm pool (d)

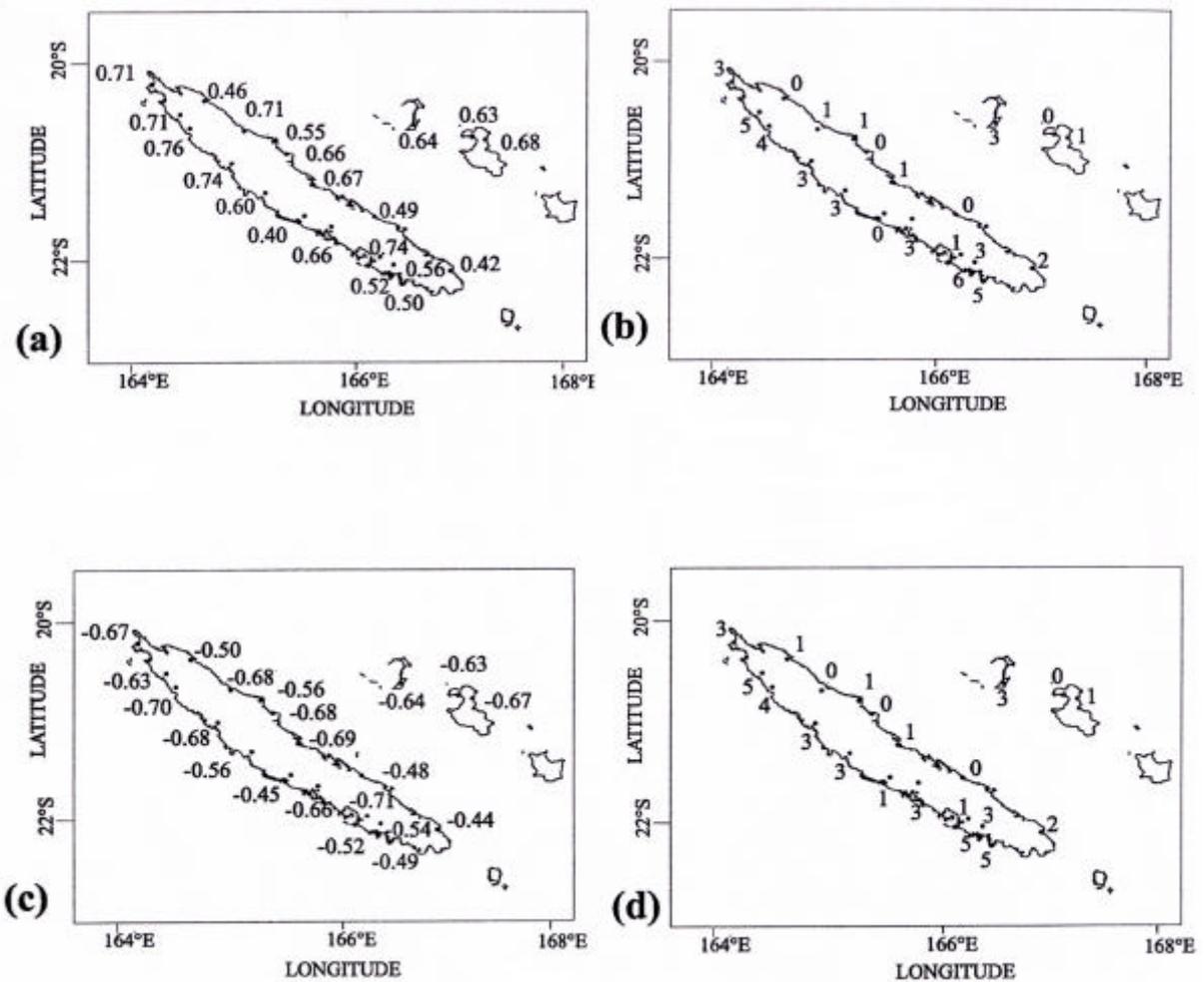


Figure 23 : Corrélation maximale (a) et retard associé à ce maximum (b) pour chaque station entre les précipitations interannuelles et la SOI. Idem avec la SST NINO3.4 (c et d)

Événement La Niña	Maximum de SOI	Mois du maximum
1971	1,15	avril
1974-75	1,35 / 1,37	septembre / janvier
1988-89	1,1	décembre

Tableau 5.a : Date des événements La Niña avec le mois et la valeur du maximum de SOI correspondant

Événement La Niño	Maximum de SOI	Mois du maximum
1972	-0,92	septembre
1977	-1,17	septembre
1982-83	-2,09	novembre (82)
1986-87	-1,46	mai (87)
1991-94	-1.45 / -1.15	décembre/août
1997	-1,63	novembre

Tableau 5.b : Date des événements El Niño avec le mois et la valeur du maximum de SOI correspondant

	Côte ouest	Côte est	Sud de l'île	Nord de l'île et îles Loyautés	Nouvelle Calédonie
La Niña 1971	0,44	0,9	0,5	0,75	0,66
La Niña 1974-75	0,52	1,39	0,39	1,26	0,93
La Niña 1988-89	0,75	2	1	1,55	1,34
La Niña 1996	0	0,1	0,23	0	0,1
El Niño 1972-73	-0,6	-1	-0,8	0,79	-0,79
El Niño 1977	-0,35	-0,62	-0,52	-0,45	-0,48
El Niño 1982-83	-0,26	-0,53	-0,31	-0,44	-0,39
El Niño 1986	-0,39	-0,37	-0,24	-0,46	-0,38
El Niño 1991-94 1er pic	-0,17	-0,54	-0,25	-0,41	-0,35
El Niño 1991-94 2ème pic	-0,65	-1,24	-0,78	-1,02	-0,93
El Niño 1997	-0,23	-0,6	-0,2	-0,53	-6

Tableau 5.c : Anomalie des précipitations interannuelles (en m/an) pour quatre zones géographiques de la Nouvelle-Calédonie, déterminée au mois du maximum (minimum) de SOI des événements La Niña (El Niño) répertoriés (voir tableau 5.a et 5.b)

VI ESSAI de PREDICTION STATISTIQUE des PRECIPITATIONS en NOUVELLE CALEDONIE

1 Prédiction "hindcast"

La méthode que nous utilisons pour la prédiction à été décrite dans le chapitre II (paragraphe 4). Nous effectuons la prédiction "hindcast" avec des segments L variant de 3 à 24 mois et avec un retard compris entre 0 et 6 mois. Les précipitations "hindcast" sont déterminées à partir des séries temporelles filtrées sur 25 mois des précipitations et d'indices d'ENSO également interannuelles. La période de précipitations s'étalent donc de 1970 à 1997.

Nous avons effectué la prédiction à l'aide de la SOI et de la SST NINO3.4. Nous présentons ici les meilleures résultats obtenus à partir de la SOI et de la SST NINO3.4 (Figure 24.a).

Après traitement on s'aperçoit que la prédiction avec un segment $L=3$ mois fournit la meilleure corrélation entre le signal observé et le signal "hindcast". Cette corrélation (moyenne de 0.61) est de l'ordre de celles entre les précipitations interannuelles et la SOI ou la SST NINO3.4 ce qui est tout à fait logique puisque nous utilisons une régression linéaire entre les précipitations observées et un indice d'ENSO (Figure 24.a). L'écart type de la différence entre les précipitations observées et prédites (Figure 24.c), est comprise entre 12 et 53 mm/mois (moyenne de 29 mm/mois), ce qui est supérieur à l'écart type de la moyenne annuelle. Ces deux résultats traduisent un bon accord de phase entre les précipitations observées et prédites mais un plus mauvais accord en amplitude. Ceci est dû, comme mentionné dans le chapitre V, à la non linéarité entre l'amplitude des précipitations interannuelles et les indices d'ENSO. En effet, la différence d'amplitude entre les deux signaux est faible en situation moyenne tandis qu'en situation ENSO les précipitations "hindcast" sous estiment généralement l'amplitude observée.

Il en résulte une bonne représentation temporelle des cycles El Niño/La Niña mais un taux de précipitations "hindcast" trop homogène pour tous les phénomènes ENSO. Deux exemples type de comparaison sont présentés sur les Figure 25.a.b.

En ajoutant l'harmonique de Fourier au signal interannuel on obtient un signal prédit incluant les variations annuelles (Figure 26). La corrélation entre ce signal et le signal brut total est comprise entre 0.39 et 0.58 (moyenne: 0.45). L'écart type de la différence des deux signaux est comprise entre 120 mm/mois et 220 mm/mois (moyenne: 158mm/mois). Ceci confirme la présence non négligeable de précipitations de périodes inférieures à l'année : le mécanisme et l'origine de ces précipitations n'ont pas été étudiées dans ce travail.

2 Objectif de la prédiction "forecast"

La prédiction "forecast" permettrait de prévoir à l'aide des retards les pluies interannuelles futures (délai égal au retard du maximum de corrélation entre précipitations prédites et observées). Malheureusement il est impossible d'utiliser des indices filtrés par Hanning 25 mois car ce filtre élimine un an au début et à la fin de la période de mesure. Pour espérer

isoler les précipitations interannuelles une autre possibilité consiste à retranché l'année type au signal brut. Le signal alors obtenu (Figure 34) met en évidence la présence rémanente d'un signal haute fréquence de périodes inférieures à 12 mois. Il ne nous a pas été possible à partir d'un signal aussi bruité de prédire de manière fiable les précipitations.

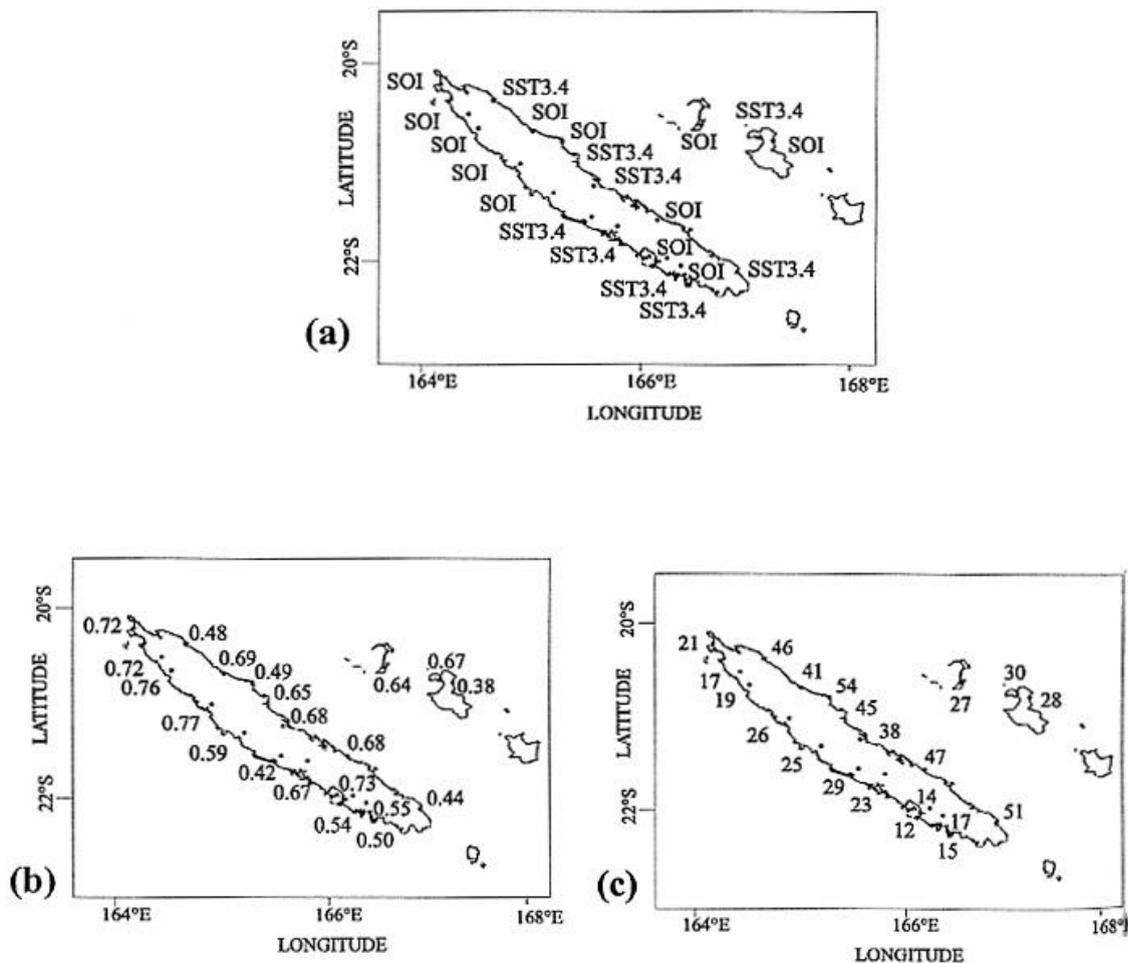


Figure 24 : Indice optimal (a) à utiliser pour la prédiction du signal interannuel de précipitation. Maximum de corrélation (b) et écart type de la différence entre les précipitations interannuelles observées et les précipitations prédites « hindcast », à l'aide de l'indice d'ENSO présenté Figure 24.a

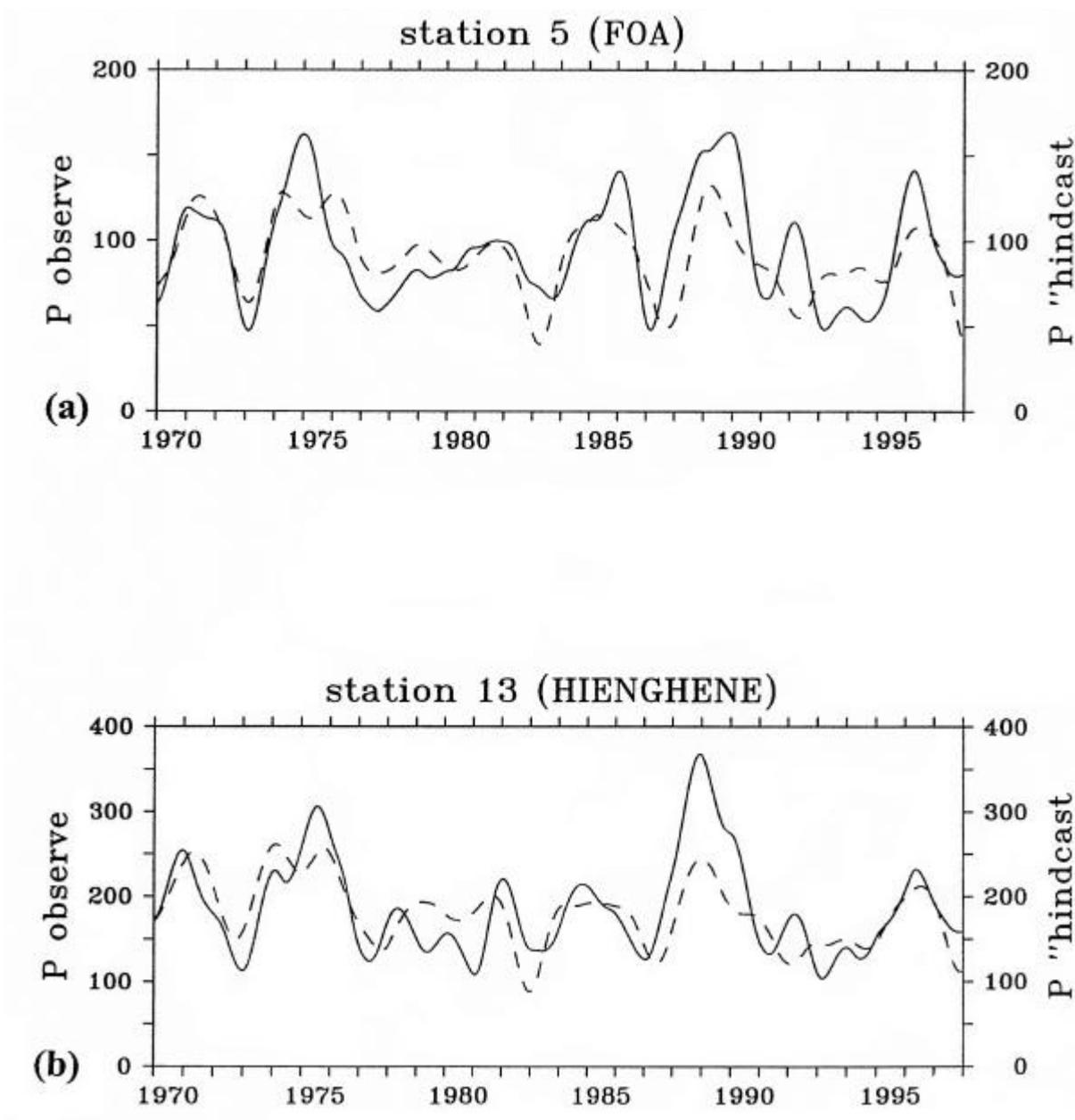


Figure 25 : Précipitations interannuelles (en mm/mois) observées (trait plein) et précipitations « hindcast » (en pointillés) de la station 5 (a) et 13 (b)

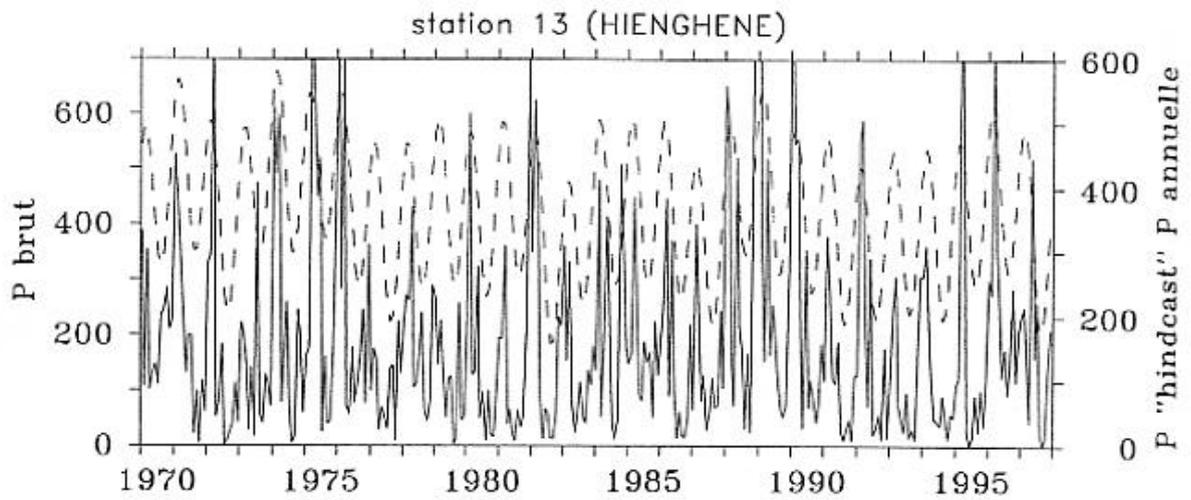


Figure 26 : Comparaison entre les précipitations brutes (trait plein) et les précipitations prédites interannuelles en incluant les variations annuelles moyennes (pointillés) de la station 13

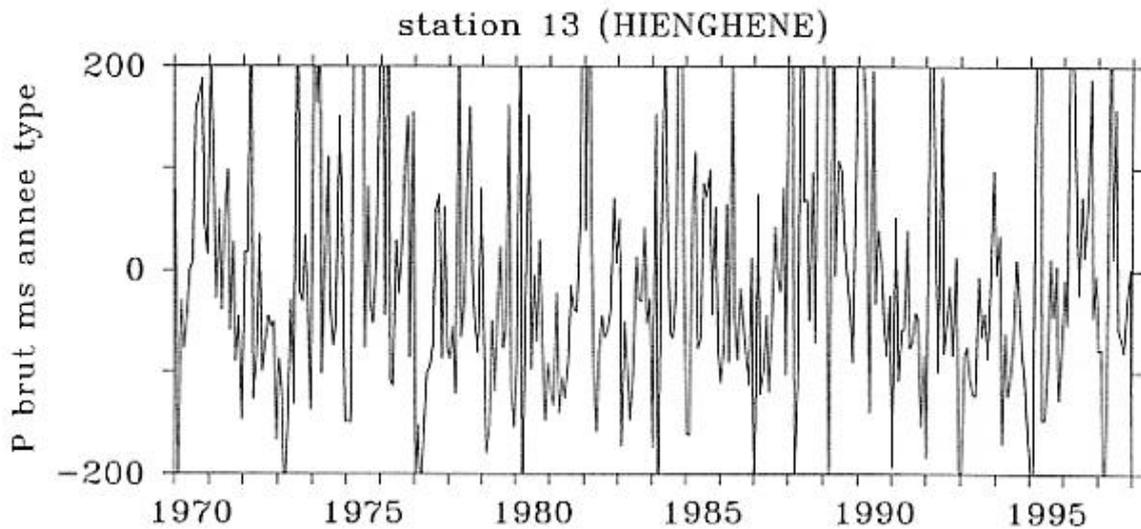


Figure 27 : Anomalie de précipitations (en mm/mois) de la station 13 relative à l'année type

VII CONCLUSION

ENSO est le plus fort signal climatique interannuel de la planète. Sa signature sur les précipitations est importante. L'étude que nous avons effectuée contribue à une meilleure connaissance de cette signature à un niveau régional (Nouvelle-Calédonie).

Pour pouvoir comprendre et quantifier l'impact pluviométrique d'ENSO en Nouvelle-Calédonie nous avons décrit le contexte pluviométrique général de l'océan Pacifique tropical. Pour cela nous disposons de données grande échelle (Xie et Arkin, 1996) et de données régionales (Météo France Nouméa). Pour étudier la signature d'ENSO sur les précipitations nous avons utilisé plusieurs méthode de traitement du signal: séparation à partir du signal brut du signal interannuel (filtre de Hanning 25 mois) et annuel (harmonique de Fourier, année type et filtre de Hanning). Pour extraire le signal ENSO nous avons pratiqué une analyse en EOF.

1 Océan Pacifique tropical

L'étude de la pluviométrie du Pacifique tropicale montre une moyenne annuelle des précipitations maximum au niveau de la SPCZ, de l'ITCZ et de la warm pool, tandis qu'au niveau des anticyclones de Norfolk, d'Hawaii, de l'îles de Pâques, les précipitations sont faibles.

Toutes ces régions présente une variabilité saisonnière importante.

La variabilité interannuelle est également importante (à peu près égale au signal annuel) au niveau de l'ITCZ, de la SPCZ et du bord est de la warm pool. Cette variabilité est principalement due au signal ENSO. Les anomalies de précipitations sont principalement dues aux déplacement de la warm pool (vers l'est en période El Niño), de la SPCZ et de l'ITCZ (toutes les deux vers l'équateur en période El Niño).

Les résultats obtenus couvrent la période 1979-98 et sont en accord avec les précédentes études effectuées avec des données et sur des périodes différentes.

2 Nouvelle-Calédonie

La moyenne annuelle des précipitations (entre 1 et 3 m/an) a permis de confirmer la différence est/ouest du taux de précipitations en Nouvelle-Calédonie, différence essentiellement due à l'orographie de l'île.

Les variations annuelles sont influencées en majeure partie par le déplacement saisonnier de la SPCZ et sont donc maxima au nord de l'île. Le sud de l'île semble être, au moins en partie, influencé par les dépressions subtropicales en saison fraîche (hiver austral).

Les variations interannuelles sont elles aussi dues majoritairement au déplacement interannuelle de la SPCZ. Ce déplacement est associé aux différentes phases d'ENSO (SPCZ proche de la Nouvelle-Calédonie en période La Niña et qui remonte vers l'équateur en période El Niño). L'anomalie de précipitations interannuelle est généralement supérieure (+0.8 m/an) en période La Niña qu'en El Niño (-0.5 m/an). On remarque aussi une augmentation du phénomène lorsque celui-ci se trouve en phase avec le cycle annuel des précipitations. L'anomalie de précipitations aux différents événements ENSO n'est ainsi pas constante.

Les résultats de la tentative de prédiction des précipitations interannuelles sont mitigés.

Les précipitations prédites avec le modèle linéaire simple que nous avons utilisé présentent un bon accord de phase avec les précipitations observées. Cependant l'amplitude des précipitations observées n'est pas linéairement fonction des indices d'ENSO utilisés pour cette prédiction (SOI ou SST NINO3.4). Cela explique l'amplitude des précipitations prédites généralement trop faibles lors des événements ENSO. Il est cependant utile de noter que les anomalies de précipitations liées à ENSO durent en général au moins une année, ce qui devrait permettre de diminuer leurs impacts dès lors que l'on est à même de prédire l'occurrence d'ENSO.

La prédiction "forecast" se révèle trop difficile à mettre en place avec ce type de modèle. En effet nous ne pouvons utiliser le signal filtré par Hanning et le signal brut retranché de l'année type ne fournit pas un signal interannuelle suffisamment pur pour pouvoir effectuer des prédictions à partir de celui-ci.

Pour pouvoir prédire des précipitations en mode "forecast" nous pouvons envisager l'utilisation d'un modèle dynamique (Stockdal, 19) et/ou de méthodes statistiques plus complexes (He et Barnston, 1996). Il est important de noter que les précipitations sont un des paramètres atmosphériques les plus difficiles à prédire.

Il nous semble nécessaire de poursuivre cette première amorce de prédiction des anomalies de précipitations due à ENSO car elle pourrait être utilisée afin d'améliorer la prévention de certaines maladies (voir Figure 28.a) et réduire l'impact économique de certaines sécheresses ou inondations (crues de rivières, voir Figure 28.b) dues à ENSO.

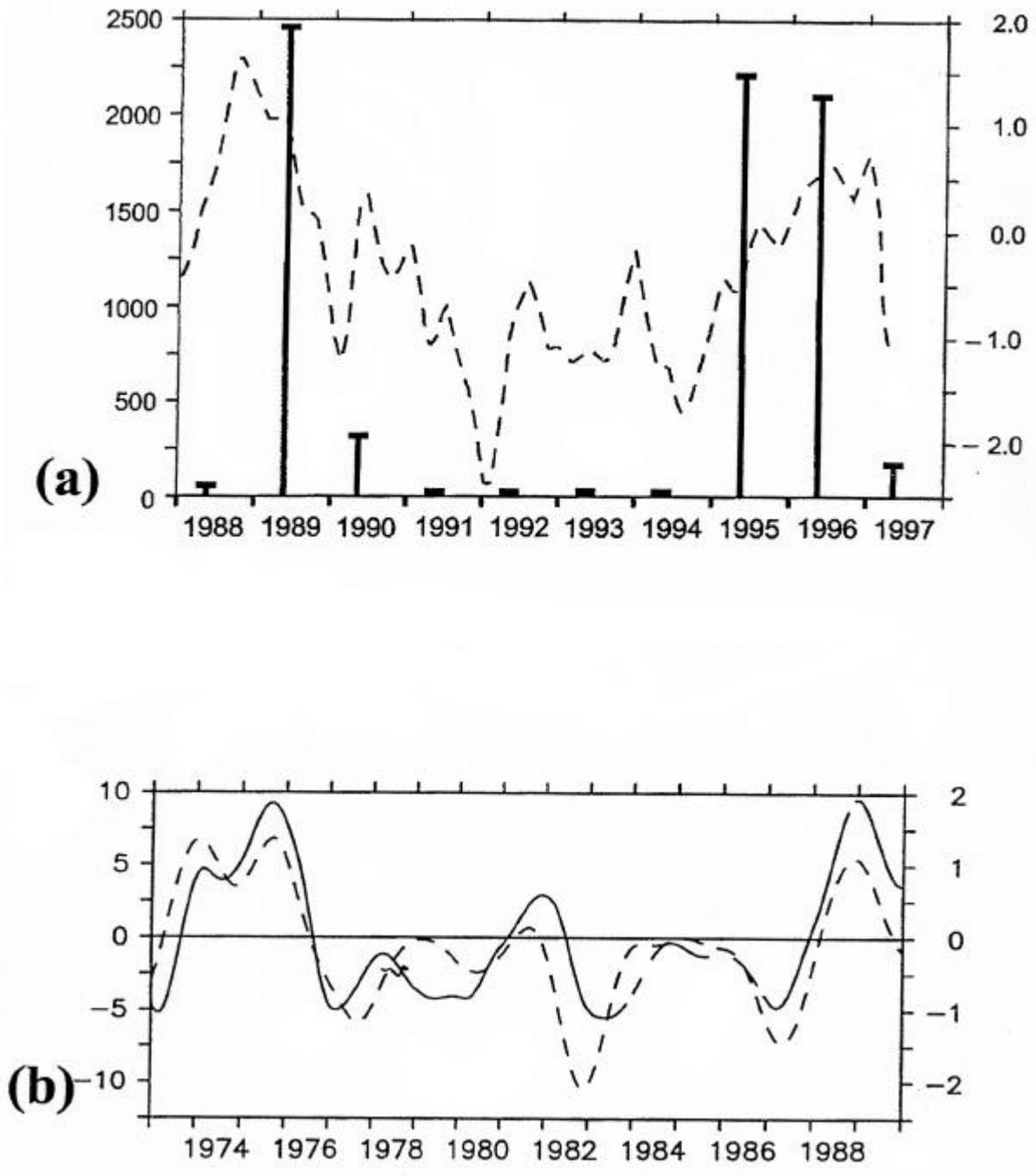
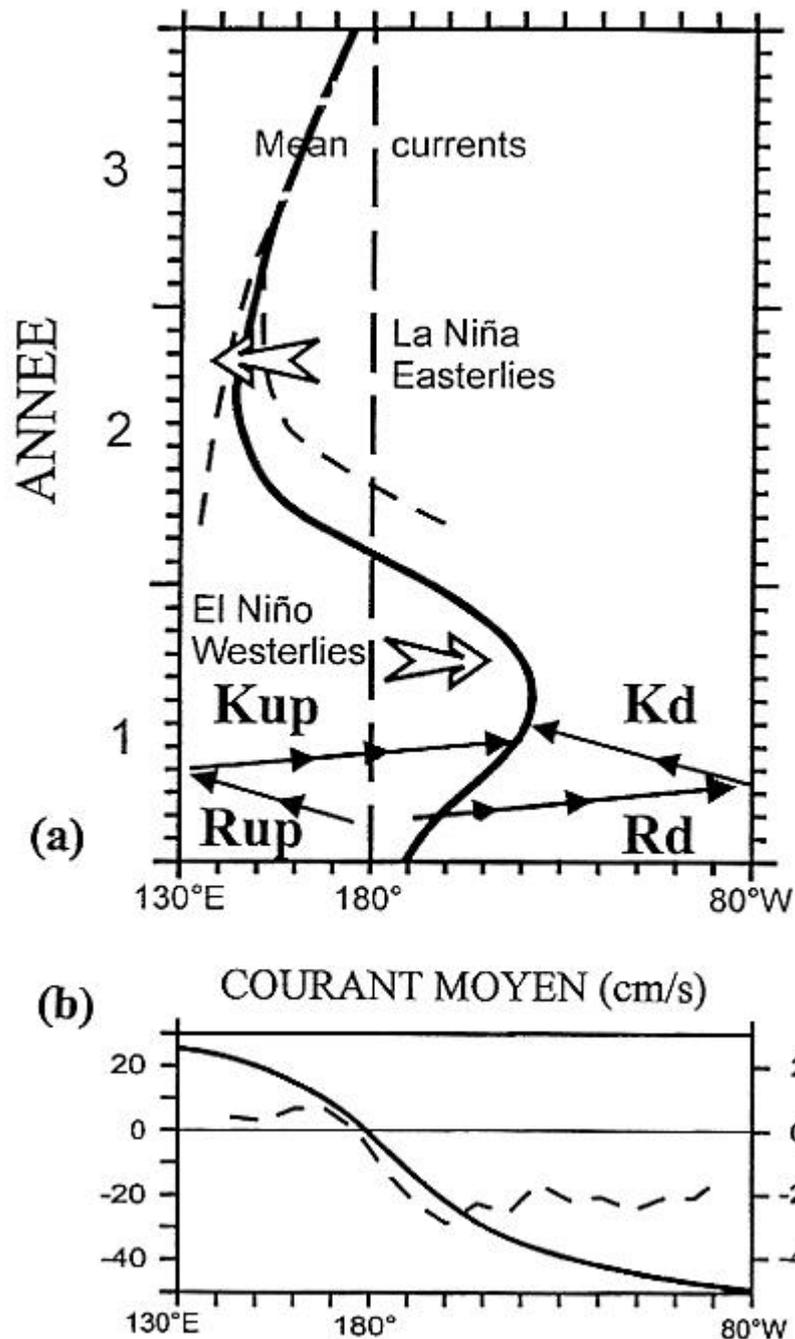


Figure 28 : Diagramme du nombre de cas de «Dengue » déclarés (a), en fonction de la SOI (en pointillés, échelle verticale de droite) et anomalies de débit (b, en trait plein) de la rivière Ouenghi (en m^3/s) et SOI (en pointillés, échelle verticale de droite)



Concept of the reflective-advective coupled system: (a) Longitude-time distribution within 2°N to 2°S of the common OCEE of the warm pool (thick line). Superimposed are the schematic representations of the equatorial Kelvin (K_{up} and K_d for upwelling and downwelling, respectively) propagating paths (lines with small gray arrows) and the westerly and easterly winds. Also shown is an example of two drifters converging into the OCEE of the warm pool.

(b) Longitude distribution of the mean zonal currents (in centimetres per second) averaged within 2°N to 2°S deduced from observations (dashed line) and schematised for this model (thick line)

Modèle advectif-réfléctif de Picaut et al 1995

PRESENTATION de l'IRD

L'IRD (Institut de Recherche pour le Développement), ex-ORSTOM, est un établissement public national à caractère scientifique et technologique, placé sous la double tutelle du ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche et du Ministère de la coopération. Depuis cinquante ans, il conduit des recherches sur les milieux intertropicaux et celles-ci sont devenues des références internationales.

L'IRD emploie plus de 2600 agents, répartis dans une quarantaine de pays partenaires (France métropolitaine et DOM-TOM, Afrique et océan Indien, Amérique latine, Asie et Océan Pacifique).

Il a pour mission de conduire des recherches de base finalisées, contribuant au développement des régions de la zone intertropicale, en particulier par l'étude des milieux physiques, biologiques et humains, et par des recherches expérimentales visant une meilleure maîtrise de leur développement par ces pays.

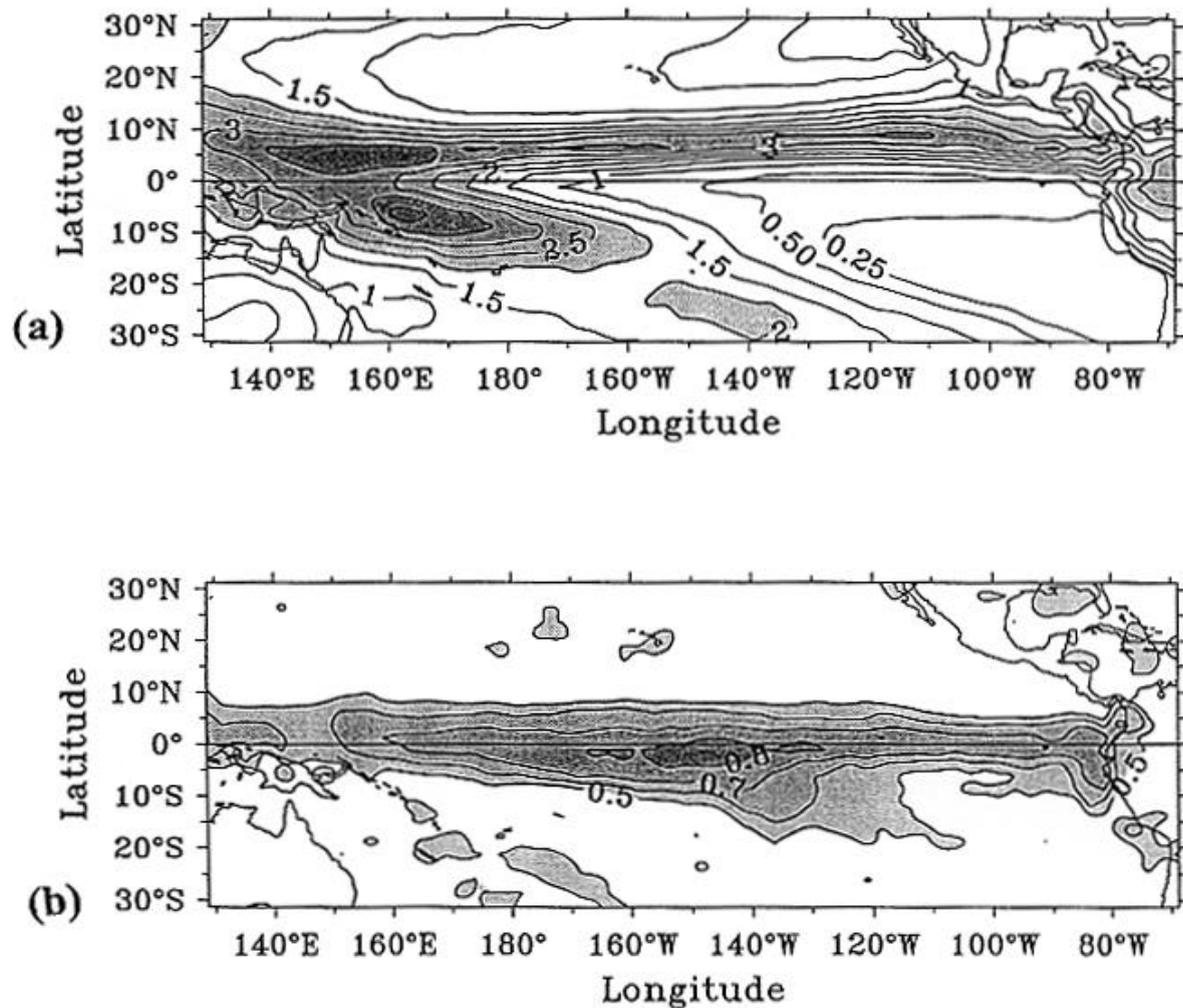
Ces recherches sont conduites en coopération, en fonction des choix scientifiques et technologiques définis en accord avec des partenaires d'Afrique, d'Amérique Latine et de la région Pacifique. L'IRD contribue également à la formation de la recherche.

Il existe trois départements scientifiques au sein de l'Institut :

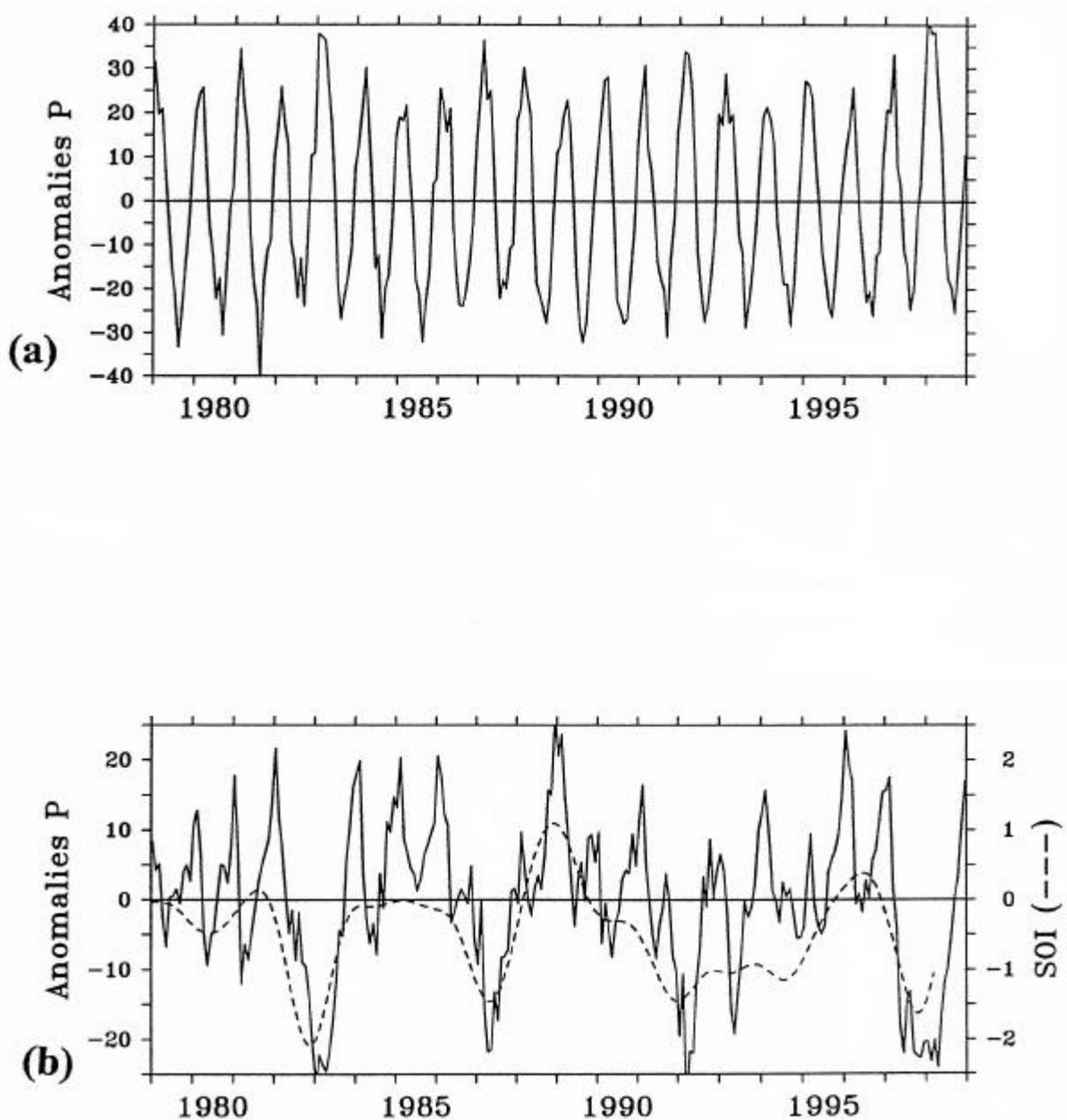
- Milieux et environnement
- Ressources vivantes
- Sociétés et santé

Les Principaux thèmes de recherche développés sont axés sur l'homme (étude des milieux et activités agricoles, de la santé...) et de son milieu (étude de la terre, de l'océan..).

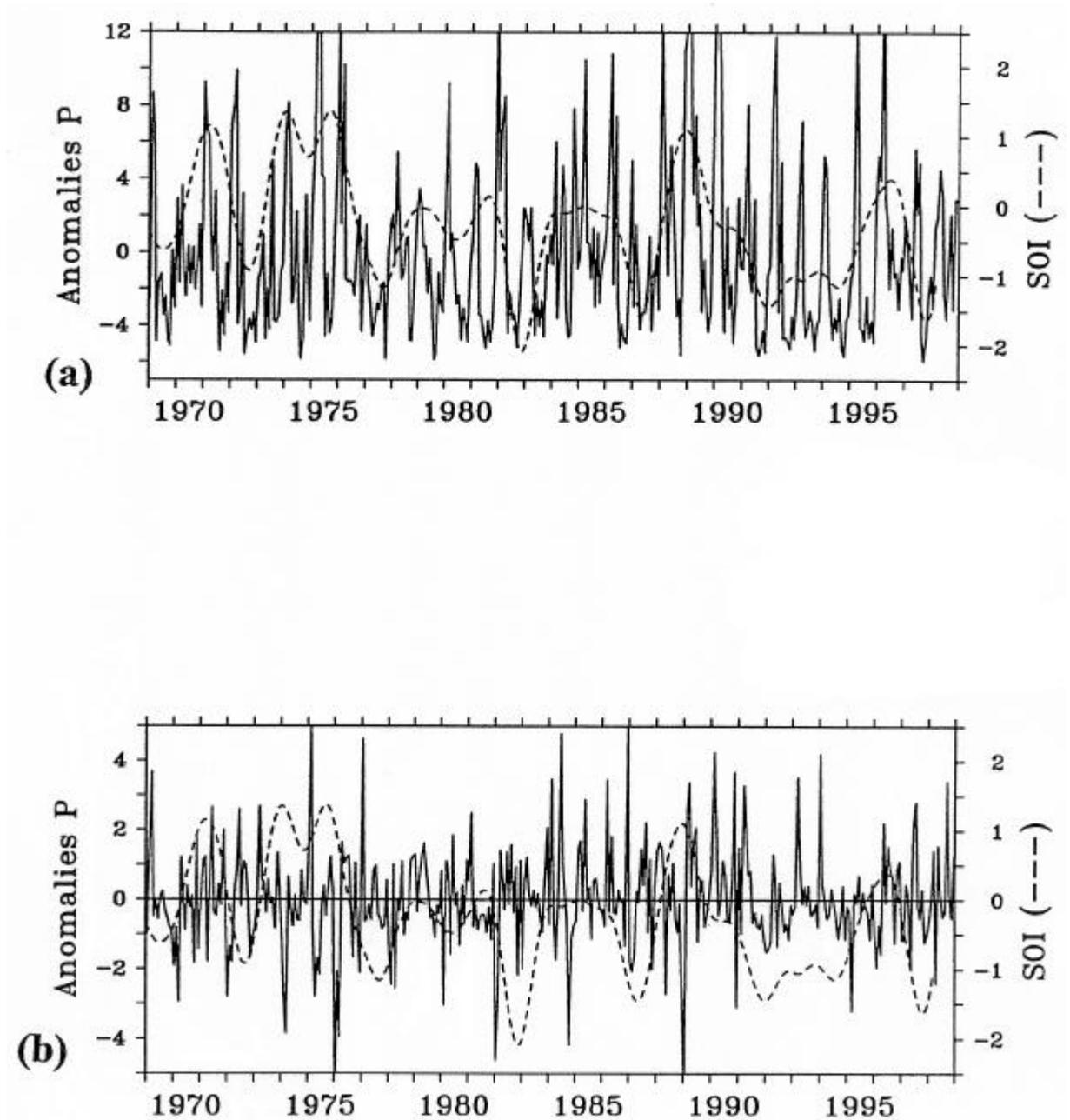
Le centre IRD de Nouméa, créé en 1946, est le plus grand centre hors de la France métropolitaine. Tous les champs d'activités cités précédemment sont représentés dans cet établissement, dont les locaux regroupent plus de cent soixante personnes (personnel scientifique, technique, administratif et ingénieur). L'ensemble des départements réalise une vingtaine de programmes, dans quinze disciplines différentes, en rapport avec des sujets aussi variés que l'environnement marin et terrestre ou encore les communautés humaines. Le centre de Nouméa, par son importance et ses activités, préside la délégation de l'IRD pour le Pacifique, responsable de la promotion des programmes de recherche avec les différents partenaires scientifiques (Université Française du Pacifique, CSIRO, University of the South Pacific,...) de la région pacifique.



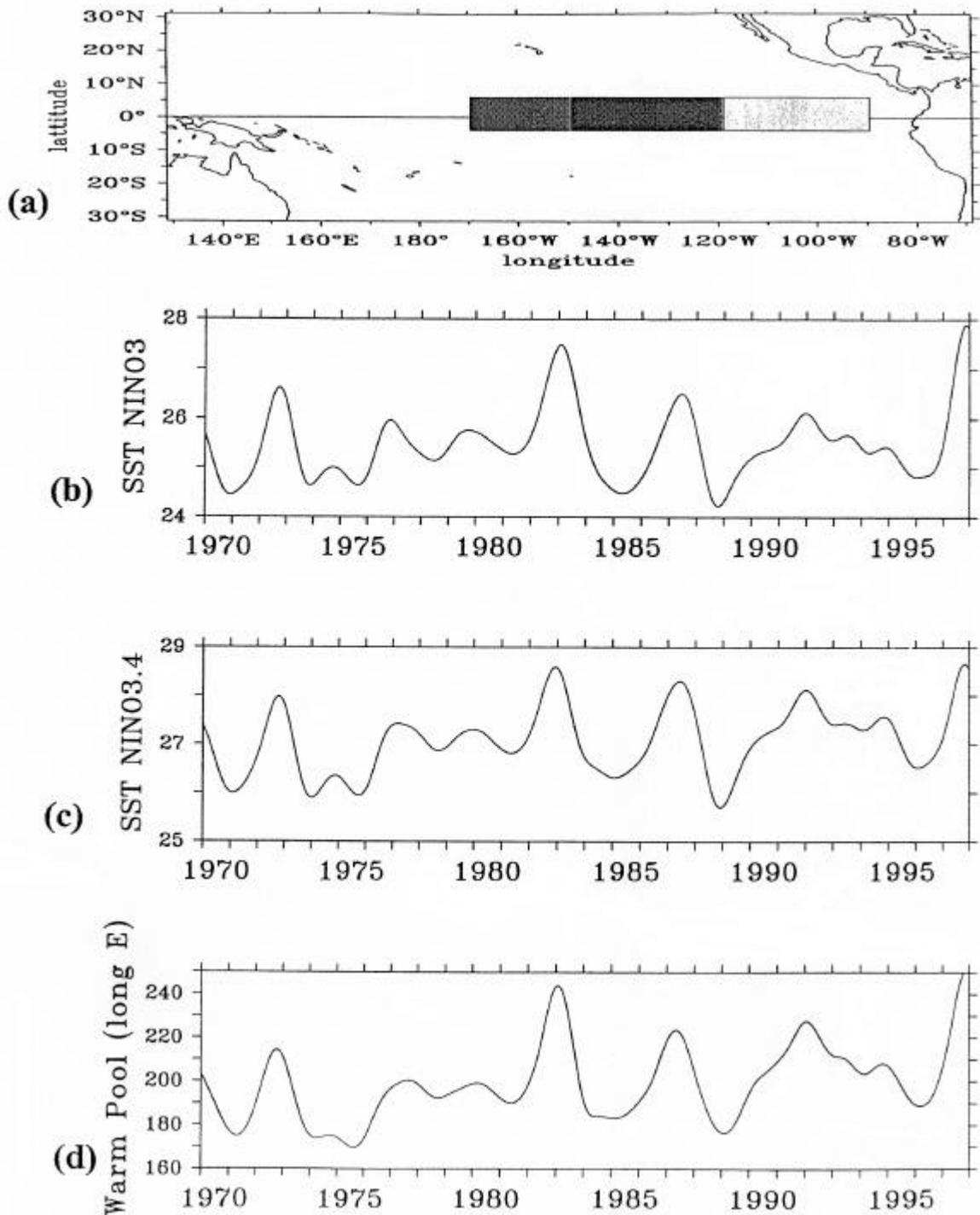
Précipitations moyennes (en mm/an) et Arkin (1997) à partir des eules données d'observations (sans modèle numérique, a) à comparer avec la Figure 7.a et corrélation entre les précipitations mensuelles des données totales (avec modèle numérique) et des données d'obesrvations (sans modèle numérique)



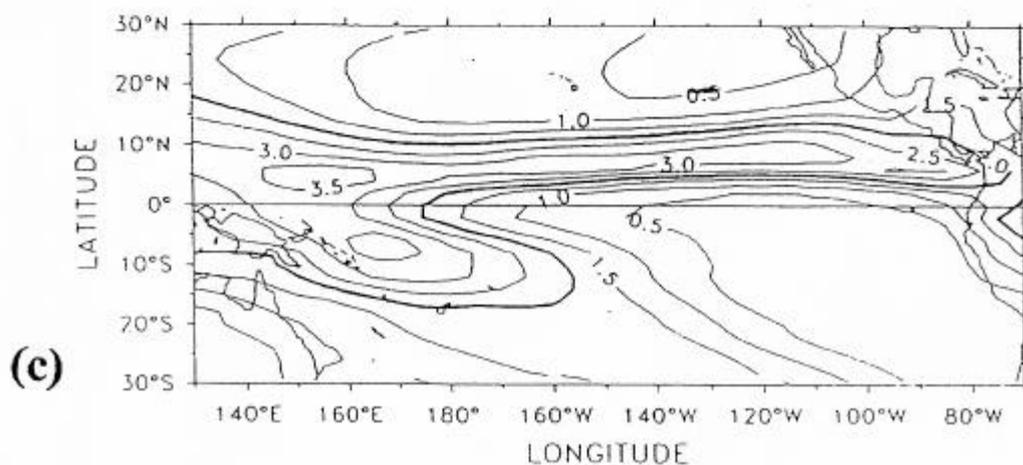
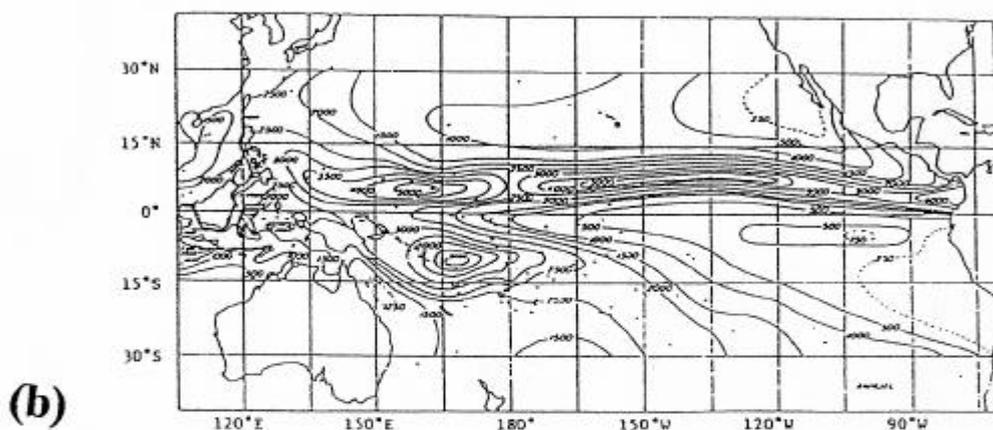
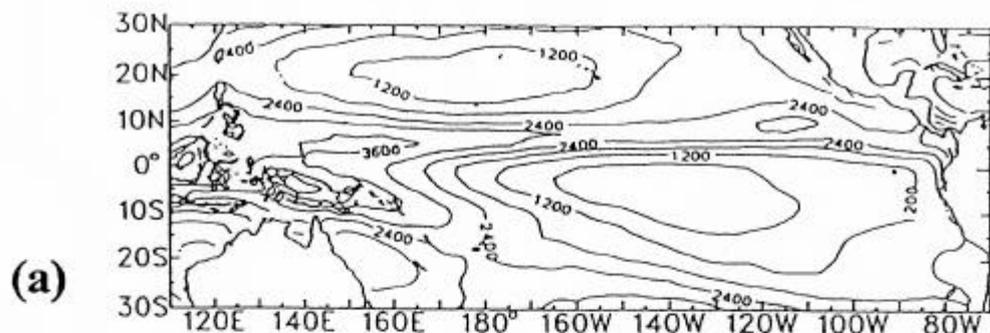
Fonction temporelle de l'EOF1 (a) et de l'EOF2 (b, trait plein) tirée du signal brut des précipitations de l'océan Pacifique tropical (1979-98). La SOI est représentée par les pointillées (échelle verticale à droite) sur la figure du bas.



Fonction temporelle de l'EOF1 (a) et de l'EOF2 (b) tirée du signal brut des précipitations en Nouvelle-Calédonie (1969-98). La SOI est représentée par les poillés (échelle verticale à droite) sure les deux figures.



Localisation (a) des boîtes SST NINO3 (gris clair et noir) et SST NINO3.4 (gris foncé et noir). Variations temporelles de la SST interannuelles de la boîte NINO3.4 (c) en C°. Position interannuelle moyennée (4°N-4°S) du bord est de la warm pool, définie comme l'isotherme 28°C (d)



Moyenne annuelle des précipitations (en m/an), d'après Taylor, 1973 (a) ; de juin 1974 à mai 1977, d'après Motell et Weare, 1987 (b) ; de 1979-1992, d'après Delcroix, 1998 (c)

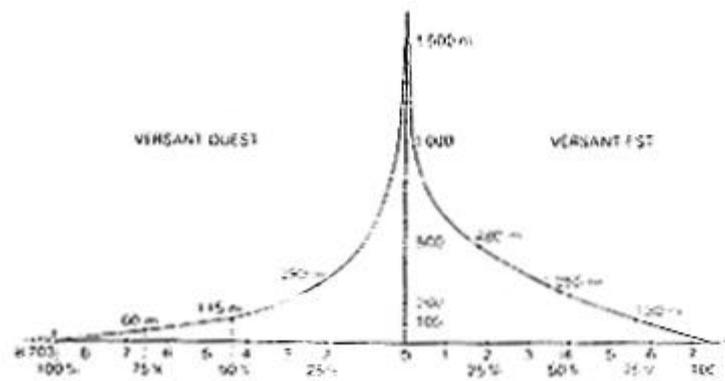
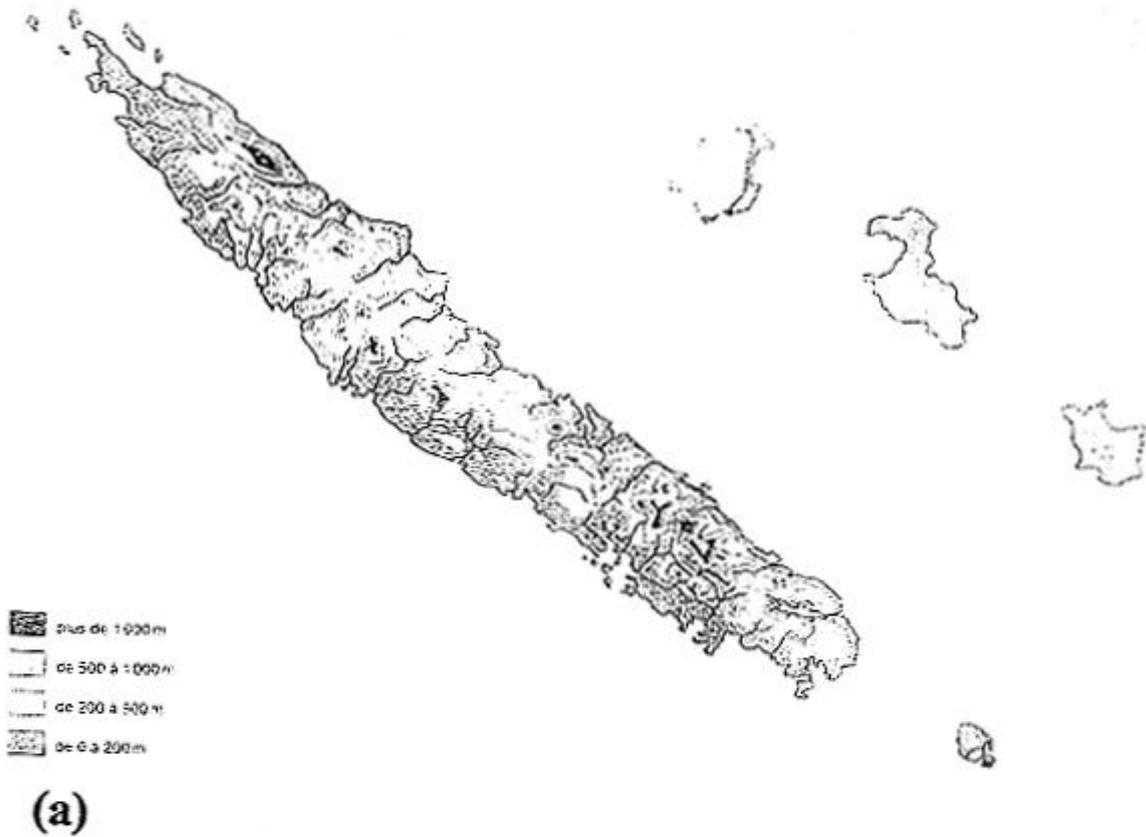
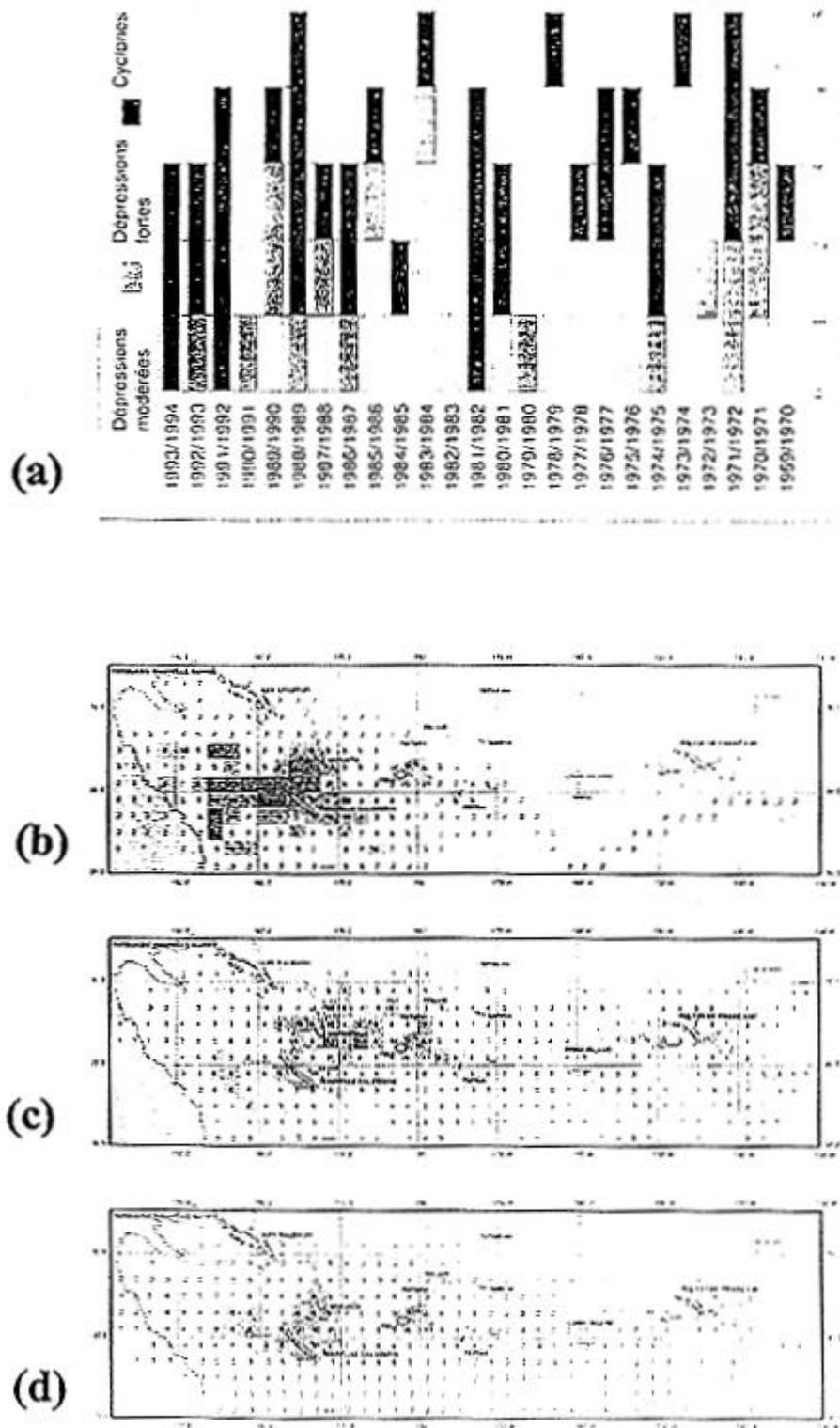


Figure 4 - COURBE HYPSONAPHIQUE DES DEUX VERSANTS DE LA GRANDE TERRE

Orographie (a) de la Nouvelle-Calédonie (Grande terre, îles Loyautés et île des Pins) et courbe hypsographique (b) des deux versants de le Grande terre



Nombre de dépressions annuelles touchant la Nouvelle-Calédonie (a) en fonction de leur intensité, Météo France Nouméa (1995). Nombre de cyclones moyen (198-97) par an durant une phase La Niña (b), et durant la période 1968-1997 (d) au voisinage de la Nouvelle-Calédonie d'après Maitrepierre (1998)

BIBLIOGRAPHIE

Alory G. et T. Delcroix, 1999. Climatic variability in the vicinity of Wallis, Futuna, and Samoa islands (13°-15°S, 180°-170°W). *O. Acta*, **22**, 3, 249-263.

Dandin P., 1993. Variabilité basse fréquence simulée dans l'océan Pacifique tropical. Thèse de doctorat (Paris VI), 273 pages.

Delcroix T. et C. Hénin, 1989. Mechanisms of subsurface thermal structure and sea surface thermohaline variabilities in the southwestern tropical Pacific during 1975-1989. *Journal of Marine Res*, **47**, 777-812.

Delcroix T., 1998. Observed surface oceanic and atmospheric variability in the tropical Pacific at seasonal and ENSO timescales: A tentative overview. *J. Geophys. Res.*, **103**, 18611-18633.

Delcroix T., C. Hénin, V. Porte et P. Arkin, 1996. Precipitation and sea-surface salinity in the tropical Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, **43**, 1123-1141.

Delcroix T., et O. Lenormand, 1997. ENSO signals in the vicinity of New Caledonia, South Western Pacific. *O. Acta*, **20**, 481-491.

Dhonneur G., 1979. Traité de météorologie Tropicale. Direction de la météorologie, 151 pages.

Durand F., 1998. Variabilité de la structure thermique de l'océan Pacifique tropical au cours de la période 1979-1996. Rapport de stage (Centre ORSTOM de Nouméa), 59 pages.

Enfield D., et L. Cid, 1991. Low-frequency changes in El Niño Southern Oscillation. *J. Climate*, **4**, 1137-1146

Glantz M. H., 1996. Current of change. El Niño's impact on climate and society. Cambridge university Press, 194 pages.

He Y. et A. G. Barnston, 1996. Long-Lead Forecasts of Seasonal Precipitation in the Tropical Pacific Islands Using CCA. *J. Climate*, **9**, 2020-2035.

Hénin C., J-M. Guillermin, L. Chabert, 1984. Circulation superficielle autour de la Nouvelle Calédonie. *Océano. trop.*, **19**, 113-126.

Maitrepierre L., 1998: Le Risque Cyclonique en Nouvelle Calédonie. Météo Franc, Direction interrégionale de Nouvelle Calédonie et de Wallis et Futuna, 43 pages.

Motell G. E. et B. C. Weare, 1987. Estimating Tropical Pacific Rainfall Using Digital Satellite Data. *J. Clim. Appl. Met.*, **26**, **10**, 1436-1446.

Open university Course Team, 1989. Ocean circulation; the Open university (Pergamon press), 238 pages.

ORSTOM, 1981. Atlas de la Nouvelle Calédonie et Dépendances. Editions de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, 53 planches.

ORSTOM, 1989. Atlas de la Nouvelle Calédonie. Cagou, 91 pages.

Pesin E., S. Blaise et D. Lacoste, 1995. Atlas Climatique de la Nouvelle Calédonie. Météo France, 101 pages.

Philander S. G., 1990. El Niño, La Niña, and the southern Oscillation. Academic press, 293 pages.

Picaut J., F.Masia, and Y. du Penhoat, 1997. An Advective-Reflective Conceptual Model for the Oscillatory Nature of ENSO. *Science*, **277**, 663-666.

Picaut J., M.Ioualalen, C. Menkes, T. Delcroix, et M. J. McPhaden, 1996. Mechanism of the Zonal Displacement of the Pacific Warm Pool: Implication for ENSO. *Science*, **274**, 1486-1489.

Stockdale T. N., D. L. T. Anderson, J. O. S. Alves and Balmaseda M. A. Global seasonal rainfall forecasts using a coupled ocean-atmosphere model. *Nature*, **392**, 370-373.

Tomczak M. et J. S. Godfrey, 1994. Regional Oceanography: An Introduction. Pergamon press, 422 pages.

Triplet J.P. et Roche G., 1986. Météorologie Générale. Météo France, 317 pages.

Vincent D., 1994. The south Pacific convergence zone: a review. *Mon. Wea. Rev.*, **9**, 1949-1970.

Xie P. et P. A. Arkin, 1996. Analyses of global Monthly Precipitation Using Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Predictions. *J. Climate*, **9**, 840-858.

Xie P. et P. A. Arkin, 1997. Global Precipitation: A 17-Year monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs. *Bulletin of American Meteorological Society*, **78**, **11**, 2539-2558.