

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE	1
PREMIERE PARTIE : CONTEXTE GENERAL	4
Introduction de la première partie	5
I-1-1 : Zone d'étude	6
I-1-2 : Historique e l'ENSO	7
I-2 : Contexte général de l'ENSO	9
I-2-1 : Description du phénomène	9
I-2-2a : En temps normal	9
I-2-2b : En temps El Nino	10
I-2-2 : L'ENSO, un phénomène global	12
Conclusion de la première partie	13
DEUXIEME PARTIE : METHODOLOGIE	14
Introduction de la deuxième partie	15
II-1-1 : Source des données	16
II-1-2 : Les différents paramètres utilisés	17
II-1-2a : La température	17
II-1-2b : La pression	17
II-1-3 : Les ondes	18
II-1-3a : Les ondes de Kelvin	19
II-1-3b : Les ondes de Rossby	20
II-2 : La méthodologie	22
II-2-1 : L'analyse descriptive	22
II-2-1-1 : La moyenne	22
II-2-1-2 : L'écart type	23
II-2-1-3 : L'anomalie	23
II-2-2 : L'analyse spectrale	24
II-2-2-1 : La FFT (Fast Fourier Transform)	24
II-2-2-1a : Signal périodique de période T	24
II-2-2-1b Signal non périodique	29
II-2-2-1c Signal discret	30
II-2-2-1d : Transformée de Fourier Discrète (TFD)	33
II-2-2-1e La Transformée de Fourier Rapide (FFT)	34
II-2-2-2 : Le Cepstre	34
II-2-2-2a Le cepstre complexe	34
II-2-2-2b : Le cepstre réel	35
II-2-2-3 : Analyse par ondelette	36
II-2-2-3-a : Qu'est-ce que l'analyse par ondelette ?	36
II-2-2-3-b : Propriétés d'une ondelette	37
II-2-2-3-c. Quelques types d'ondelettes fréquemment utilisés en analyse et traitement de Signal	37
II-2-2-3-c1 : L'ondelette de Haar	37
II-2-2-3-c2 : L'ondelette mère de G. Weiss et R. R. Coifman	38
II-2-2-3-c3 : L'ondelette mère de Grossman et Morlet	38
II-2-2-3-c4 : L'ondelette mère de Daubechies	39
II-2-2-4. Formulation	39
Conclusion de la deuxième partie	40
TROISIEME PARTIE : RESULTATS	41
Introduction de la troisième partie	42

III-1 : Localisation de notre zone d'étude.....	43
III-2 : En période non ENSO.....	44
III-3 : En période ENSO.....	48
III-4 : Comportement de l'ENSO durant la période 1979 -2004.....	53
III-5 : Périodicité de l'ENSO.....	54
Synthèse des résultats.....	58
CONCLUSION GENERALE.....	59
REFERENCES	61
ANNEXE 1 : LNSO (La Nina Southern Oscillation).....	63
ANNEXE 2 Influence de l'ENSO sur les cyclones.....	64

NOMENCLATURE

C : coefficient de proportionnalité $x(t)$: un signal entre deux signaux

C_n : coefficient de Fourier

D : valeur de crête en crête d'une onde périodique

F(n) : cepstre

H_1 : transformée de Fourier de h_1

H_2 : transformée de Fourier de h_2

S : variance de l'échantillon

T : période d'un signal

$X(f)$: transformée de Fourier du signal $x(t)$

$|X(f)|$: spectre fréquentiel et l'amplitude de $x(t)$

$\text{Im}(X(f))$: partie imaginaire de la transformée de Fourier

$\text{Re}(X(f))$: partie réelle de la transformée de Fourier

a_i : anomalie de l'élément se trouvant à la i^{eme} terme

b : position de l'ondelette

s : signal reçu qui est le produit de convolution de h_1 et h_2

f_i : fréquence relative à la i^{eme} harmonique

h_1 : signal de la source

h_2 : bruit

n : nombre des valeurs qui constitue l'échantillon

n_i : coefficient de chaque terme de l'échantillon

s : facteur de dilatation de l'ondelette

x_i : valeur de la i^{eme} terme de l'échantillon

ε : erreur quadratique

σ : écart type de l'échantillon

μ : moyenne de l'échantillon

$\psi(t)$: ondelette de référence

$\psi_{s,b}(t)$: ondelette obtenue par la dilatation de s

$\phi(t)$: transformée de Fourier de $\psi(t)$

TABLE DES ACRONYMES

ENSO: El Nino Southern Oscillation

FFT : Fast Fourier Transform (Transformée Rapide de Fourier)

LNSO: La Nina Southern Oscillation

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

Onde ER : onde Equatorial de Rossby

PNM : Pression au Niveau de la Mer

TFD : Transformée de Fourier Discrète

SOI : Southern Oscillation Indice

ANNEXES

ANNEXE 1 : LNSO (La Nina Southern Oscillation)

ANNEXE 2: Influence de l'ENSO sur les cyclones

LISTE DES FIGURES

Figure1 : Délimitation du bassin Sud Ouest de l’Océan Indien.....	6
Figure2 : Indice d’Oscillation Australe.....	8
Figure3 : Conditions normales.....	10
Figure4 : Conditions à El Nino.....	11
Figure5 : Satellites défilants de la NOAA.....	16
Figure6 : Structure horizontale théorique en vent (flèche) et géopotentiel (isoligne) de l’onde équatoriale de Kelvin prévue par la théorie linéaire des ondes équatoriales pour un nombre d’onde adimensionnelle $ k^* = 1$. L’équateur est au centre de chaque diagramme. Les zones hachurées.....	20
Figure7 : Structure horizontale théorique en vent (flèche) et géopotentiel (isoligne) de l’onde équatoriale Rossby prévue par la théorie linéaire des ondes équatoriales pour un nombre d’onde adimensionnelle $ k^* = 1$. L’équateur est au centre de chaque diagramme. Les zones hachurées (ombrées) correspondent aux zones de convergence (divergence). Tous les champs et les échelles ont été adimensionnalisés.....	21
Figure8 : Forme d’ondelette.....	36
Figure9 : Ondelette de Haar.....	37
Figure10 : Ondelette de Weiss et Coifman.....	38
Figure11 : Ondelette de Grossman et Morlet.....	38
Figure12 : Ondelettes mère de Daubechies.....	39
Figure13 : Localisation géographique des données que nous disposons.....	43
Figure14 : Années normales sans ENSO	44
Figure15 : Les périodes à ENSO dans le bassin Sud Ouest de l’ Océan Indien.....	50
Figure15a : L’évènement ENSO pendant la période 1984 – 1985.....	50
Figure15b : L’évènement ENSO pendant la période 1988 – 1989.....	50
Figure15c : L’évènement ENSO pendant la période 1995 – 1996.....	51
Figure15d : L’évènement ENSO pendant la période 1998 – 2001.....	52
Figure16 : Moyenne annuelle de l’anomalie ENSO pour la période 1979 – 2004.....	53
Figure17 : Ecart type de l’anomalie ENSO pour la période 1979 – 2004.....	54
Figure18 : FFT de l’anomalie ENSO pour la période 1979 – 2004.....	55
Figure19 : Cepstre ENSO pour la période 1979 – 2004.....	55
Figure20 : Ondelette des pics noir et rouge vus dans la FFT.....	57
Figure21 : Evènement ENSO 2000 – 2001.....	64
Figure22 : Activité cyclonique dans le bassin Sud Ouest de l’Océan Indien pendant la période 2000 – 2001.....	65

Figure23 : Période sans ENSO (1993 – 1994).....66

Figure24 : Activité cyclonique dans le bassin Sud Ouest de l’Océan Indien pendant la période 1993 – 1994.....67

INTRODUCTION GENERALE

Le Sud Ouest de l'Océan Indien est souvent exposé à des phénomènes naturels tels que les cyclones, les pluies torrentielles, les sécheresses et El Nino Southern Oscillation (ENSO). L'ENSO est un phénomène océan (El Nino)-atmosphère (Southern Oscillation). El Nino désigne un courant côtier chaud présent dans les cotes du Pérou et du Chili [1]. Le terme Southern Oscillation (Oscillation Australe) a été introduit par Walker en 1923 pour décrire le renversement du système des hautes et basses pressions couvrant le Pacifique [1][2]. On peut dire qu'El Nino est la conséquence d'un dérèglement atmosphérique de la circulation de Walker.

En outre, El Nino est un courant marin d'une taille comparable à celle des Etats Unies d'Amérique, il apparaît le long des cotes péruviennes dans le Pacifique vers Décembre –Janvier [1].

En temps normal, une zone cyclonique située au milieu du Pacifique chasse les eaux chaudes superficielles du Sud du continent Américain vers l'Australie (du Pacifique Est vers le Pacifique Ouest) favorisant donc la montée d'eaux froides sur les cotes du Pérou. En période El Nino, on assiste à un renversement, les eaux chaudes vont de l'Ouest vers l'Est.

Par ailleurs, El Nino Southern Oscillation (ENSO) peut avoir un impact sur la pluviométrie (les sécheresses et pluies torrentielles) et sur les cyclones (leurs intensités et leurs trajectoires), mais ce dernier sera l'objet d'un autre travail. Après El Nino, on assiste à son phénomène inverse qui est la Nina (voir annexe 1)

Cependant, il est primordial pour l'homme de comprendre la formation et le développement de ce phénomène. Ce phénomène date de très longtemps, en 1525, FRANCISCO Pizarro,

navigateur, a été le premier à mentionner dans son carnet de bord l'existence d'un courant chaud saisonnier au large de Pérou. Mais en tant que phénomène océan atmosphère, il a fallu attendre 1923 pour que Walker parle de ce courant chaud (El Nino) et du renversement de la pression atmosphérique entre l'Est et l'Ouest du Pacifique (Oscillation Australe) [1] [3].

En outre, des études sur ce phénomène ont été faites dans le cadre e l'Océan Pacifique par Jean Philippe Boulanger parlant des effets de l'ENSO sur la pluviométrie et des cyclones [1]. Puis RAMIARINJANAHARY a signalé les différentes phases que possède ce phénomène dans l'Océan Pacifique [4]. Par la suite nous nous intéressons à la climatologie d'anomalie climatique ENSO dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien.

L'intérêt de notre travail est de chercher à comprendre ce phénomène ENSO afin d'aider les météorologues à le prévenir au sein du bassin Sud Ouest de l'Océan Indien.

L'objectif principal de cette recherche est d'expliquer le phénomène El Nino Southern Oscillation (ENSO) dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien et d'avoir une documentation sur l'évolution de ce phénomène dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien.

Ainsi notre travail comprend trois parties :

En première partie, nous allons parler du contexte général de l'ENSO en montrant son évolution et ce qui fait de ce phénomène, un phénomène planétaire.

En deuxième partie, nous allons parler de données et de la méthodologie permettant de les traiter. Les données que nous allons traiter sont des données satellitaires portant sur 25 ans pendant la période 1979 – 2004.

De ce fait, nous allons utiliser la statistique descriptive à savoir la moyenne, l'écart type et l'anomalie pour montrer ce qui se passe dans le bassin dans lequel nous faisons notre étude, l'analyse spectrale entre autre la FFT (Fast Fourier Transform) et le Cepstre mettent en évidence le caractère périodique de l'anomalie climatique ENSO et en fin l'analyse par ondelette pour consolider les résultats de la FFT.

Et enfin, en troisième partie, nous allons parler des résultats de notre travail qui se situe dans le bassin du Sud Ouest de L'Océan Indien.

Nous allons montrer à partir de la présentation des données en quel moment l'anomalie climatique ENSO se déclanche dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien et sa durée de vie.

L'analyse descriptive (la moyenne et l'écart type) nous montre le comportement (la valeur moyenne et la dispersion) de cette anomalie climatique (ENSO).

L'analyse spectrale met en évidence la périodicité de ce phénomène. Et enfin l'analyse par ondelette confirme les résultats de la périodicité observés lors de l'analyse spectrale.

PREMIERE PARTIE : CONTEXTE GENERAL

INTRODUCTION DE LA PREMIERE PARTIE

Dans cette partie, nous allons essayer de définir géographiquement la zone de notre étude, puis parler dans un contexte général du phénomène ENSO.

Nous allons repartir cette partie en deux grands axes:

Premièrement, nous parlerons de notre zone d'étude et de l'évolution de l'El Nino Southern Oscillation (ENSO) et son évolution suivant le temps.

Et deuxièmement, nous exposerons l'ENSO dans un contexte un peu plus général.

I-1-1 : Zone d'étude.

Géographiquement, le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien, zone que nous allons faire notre étude, se situe depuis les cotes Est Africaines (du 30^{eme} méridien) jusqu'au 90^{eme} méridien dans son extension méridien. Et entre l'équateur et le 40°Sud dans le sens zonal (figure 1) [4].

[<http://www.cyclonextreme.com/cyclonereuniongeneralite.htm>

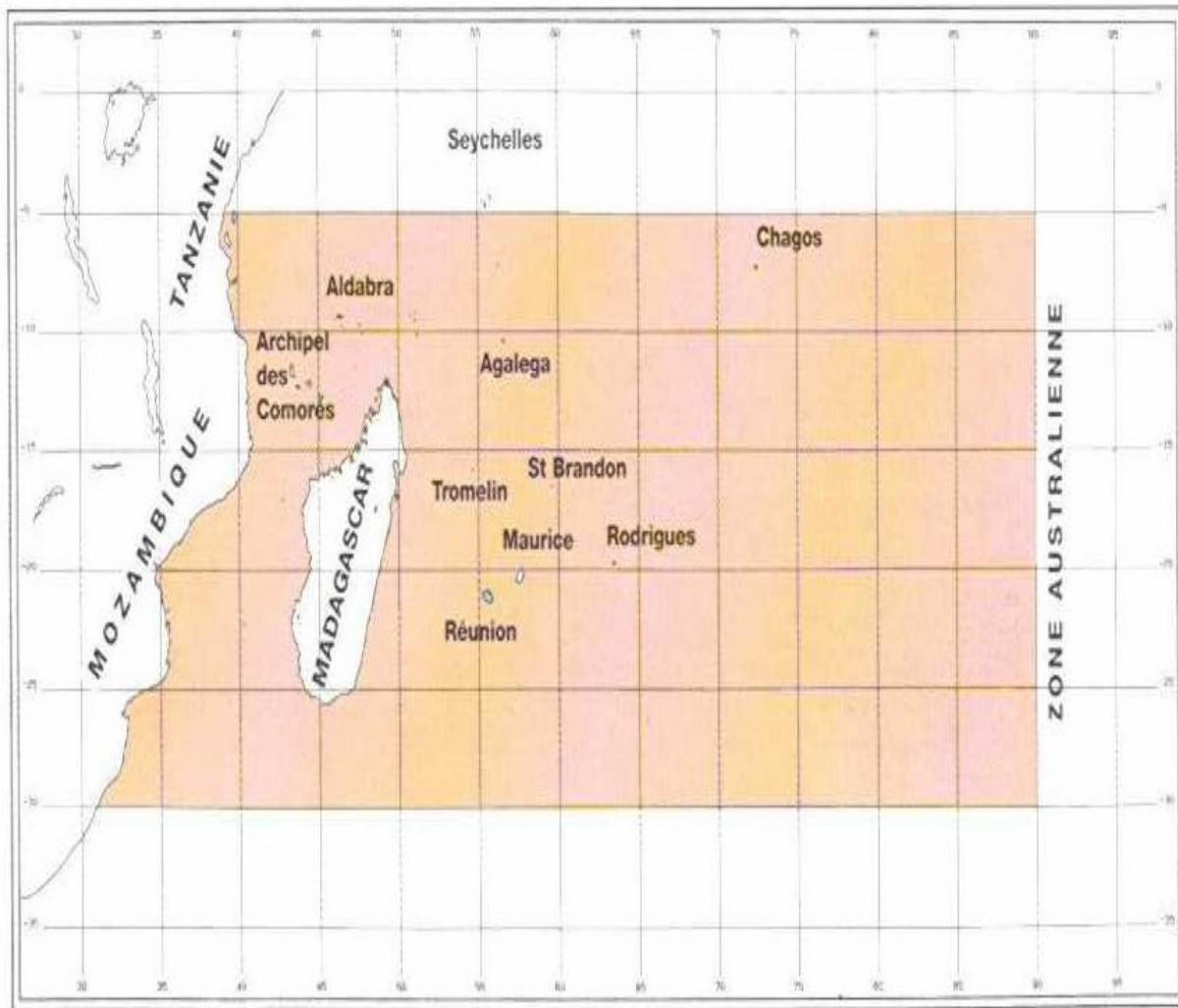


Figure 1 : Délimitation du bassin du Sud-Ouest de l'Océan Indien
Source : <http://www.cyclonextreme.com/cyclonereuniongeneralite.htm>

I-1-2 : Historique de l'ENSO suivant le temps

L'ENSO est composé de deux phénomènes qui sont El Nino et l'Southern Oscillation (Oscillation Australe en Français).

El Nino qui est une anomalie océanique consistant au réchauffement de la surface d'eau de mer, et fait que les eaux chaudes qui d'habitude vont de l'Ouest vers l'Est de l'Océan Pacifique font le chemin inverse c'est-à-dire de l'Est vers l'Ouest. Ce phénomène a été noté pour la première fois par FRANCISCO Pizarro en 1525 [3] dans son carnet de bord parlant d'un courant chaud saisonnier au large de Pérou [5]. En 1546, Jeromino Benzon décrit une terrible inondation qui frappe le golfe de Guayaquil au Sud de l'Equateur [3].

L'Oscillation Australe est un phénomène atmosphérique qui met en évidence l'oscillation de la pression atmosphérique entre l'Est et l'Ouest de l'Océan Pacifique c'est-à-dire que si on a une haute pression à l'Est, on a automatiquement une basse pression à l'Ouest et inversement. Cette constatation a été faite par la première fois par G. Walker en 1923 qui a baptisé ce phénomène en lui donnant le nom de l'Indice de Walker [1]. Ce qui a été difficile à comprendre, on lui a traité d'avoir fait une publication absurde car vu la distance séparant ces endroits, il était difficile d'accepter. Mais Walker répliqua en leur disant que c'est possible malgré le manque d'appareils pour le démontrer [1]. Il aura fallu attendre les travaux de J. Bjerknes en 1969 pour confirmer les théories de Walker et il ajoute en montrant le lien entre ces oscillations et le réchauffement océanique. Il a baptisé ainsi ce phénomène en faisant allusion à son prédécesseur, Walker, El Nino Southern Oscillation (ENSO)

Ocean Temperature Departures ($^{\circ}\text{C}$) for Niño 3.4 ($5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{S}, 170^{\circ}\text{W}-120^{\circ}\text{W}$)

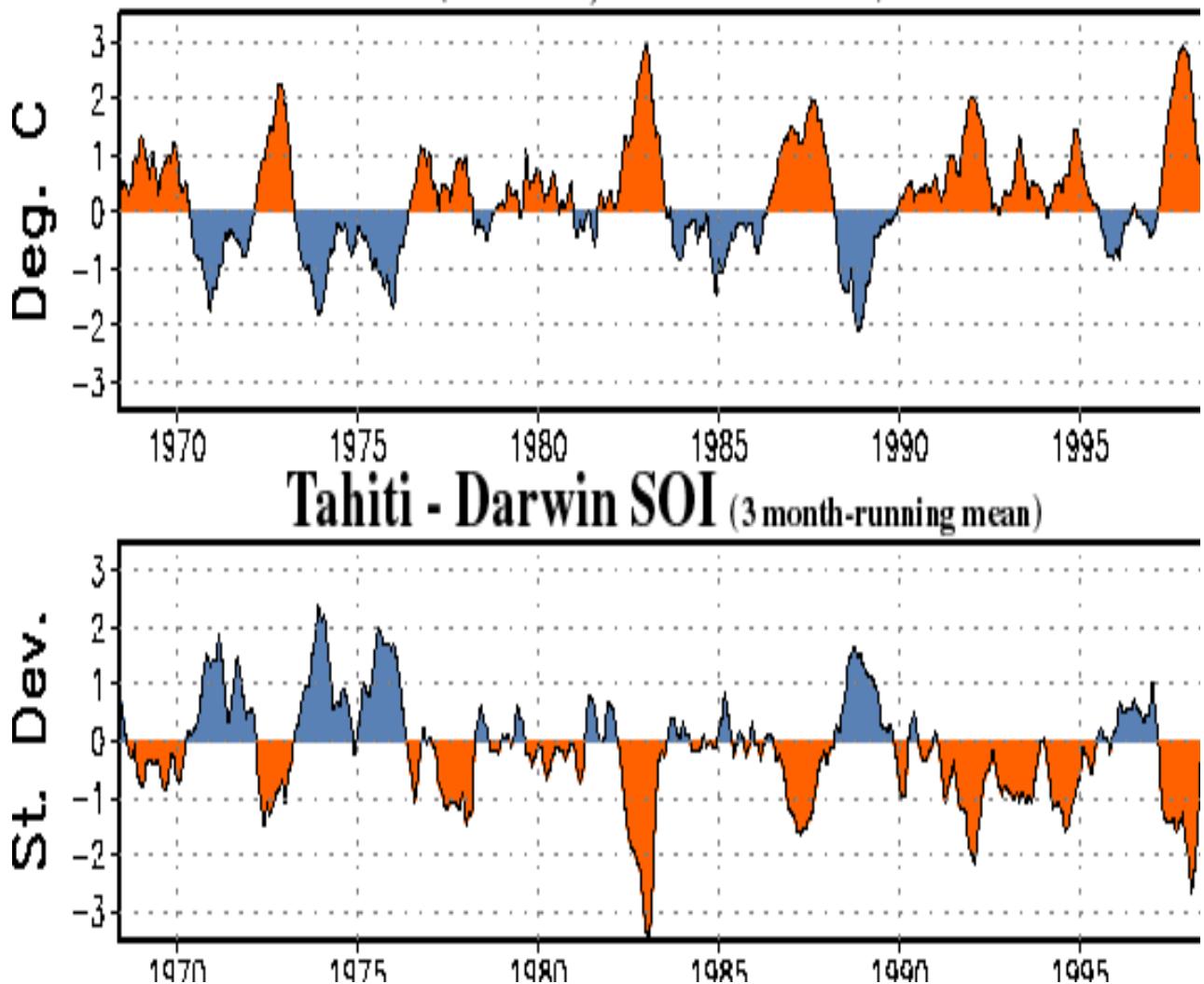


Figure 2: Indices de l'Oscillation Australe [1].

La zone qu'on a tracé cette figure ($5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{S}, 170^{\circ}\text{W}-120^{\circ}\text{W}$) est très éloignée de notre zone d'étude, mais l'objectif de cette figure est seulement de montrer la relation entre les oscillations atmosphérique et le réchauffement de l'océan. En haut, nous avons la température de l'océan et en bas l'indice de l'Oscillation Australe.

I-2 : Contexte général de l'ENSO

I-2-1 : Description du phénomène

Etant donné qu'il n'y a pas des documents parlant d'El Nino Southern Oscillation (ENSO) dans l'Océan Indien, nous allons, pour ce contexte général, parler de l'ENSO dans le cadre de l'Océan Pacifique et puis après, dans la partie résultat, nous allons essayer de parler de cette anomalie climatique ENSO dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien.

I-2-1a : En temps normal [6] [1] [9]

En période normal c'est-à-dire en période non El Nino, les Alizés soufflent sur le Pacifique équatorial provoquant un upwelling (remontée des eaux froides de subsurface vers la surface) le long de l'équateur, la thermocline se rapproche de la surface et refroidit ainsi les eaux de surface. De plus, ces vents d'Est repoussent les eaux chaudes dans le Pacifique Ouest qui sont le siège d'une intense activité convective. Alors que l'air chaud et humide s'élève, il perd peu à peu son humidité et sa chaleur et il est entraîné en altitude par des vents d'Ouest. Puis il subside dans le Pacifique Est et les régions sèches adjacentes d'Amérique du Sud. Cette circulation atmosphérique est dite cellule de Walker.

En surface : les alizés entraînent les eaux chaudes de surface vers la partie Ouest du bassin Pacifique. Cette masse d'eau chaude océanique a une température supérieure à 28° C. Par dilatation thermique, une surélévation de 50 cm par rapport au bord Est. Ce réservoir d'eaux chaudes, au large de l'Australie et de l'Indonésie, provoque par convection atmosphérique de fortes pluies. En altitude, les vents repartent vers l'est, créant une boucle de convection.
[\[http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosclim/sysfacte/ocean/legosElnino.htm\]](http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosclim/sysfacte/ocean/legosElnino.htm)

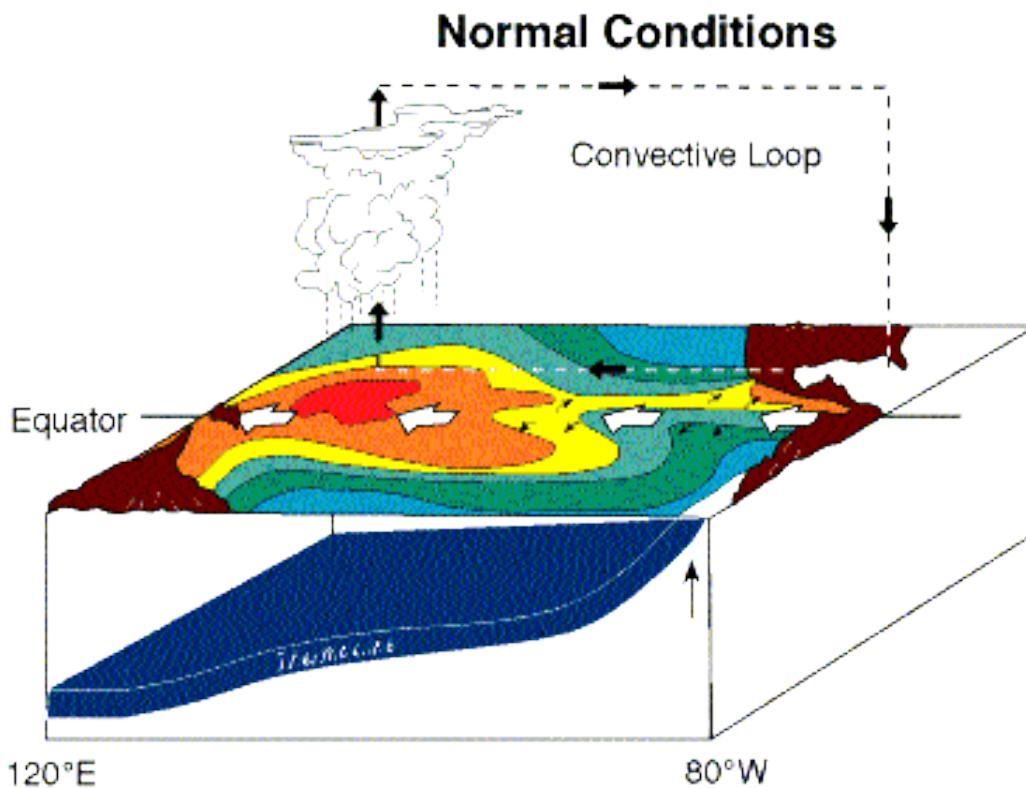


Figure 3: Conditions normales

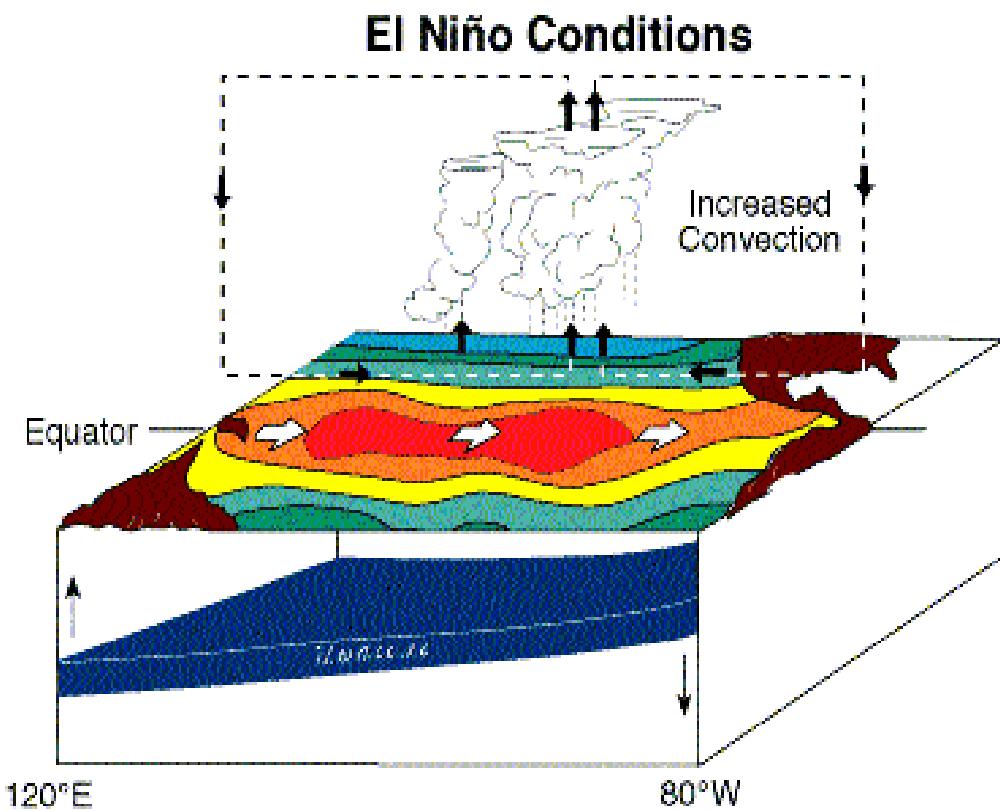
Source : <http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosclim/sysfacte/ocean/legosElNino.htm>

I-2-1b : En temps El Niño [6] [1]

En période El Niño, il se produit lorsqu'il y a une inversion des champs de pression atmosphérique entre les bords Est et Ouest du Pacifique par rapport aux conditions normales ; les années à El niño, on constate un affaiblissement de la pression atmosphérique sur la partie Est du Pacifique tropical et, au contraire, un renforcement de cette pression sur la partie Ouest, ce qui provoque un affaiblissement des alizés et une inversion du régime des vents sur le Pacifique central et occidental, qui se mettent à souffler d'Ouest. Ceci se produit d'ordinaire en Novembre-Décembre.

Les vents d'Ouest poussent l'eau chaude de surface vers l'Amérique Latine, sous forme d'une onde de Kelvin qui se propage en quelques mois du bord Ouest au bord Est. Cette onde accumule les eaux chaudes le long de la côte d'Amérique du Sud, puis s'étale jusqu'au Chili au Sud et au Nord jusqu'à la Californie, créant un immense réservoir d'eaux à plus de 28°C, et d'une hauteur supérieure de 50cm au bord Ouest du Pacifique. Les précipitations augmentent considérablement provoquant des inondations catastrophiques mais faisant reverdir aussi le désert d'Atacama au Sud du Pérou

<http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosclim/sysfacte/ocean/legosElnino.htm>



NOAA/PMEL/TAO

Figure 4: Conditions à El Niño

Source: <http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosclim/sysfacte/ocean/legosElnino.htm>

I-2-2 : L'ENSO, un phénomène global

D'une part, le phénomène ENSO prend naissance dans l'Océan Pacifique et se propage dans l'Océan Indien et l'Océan Atlantique, ce qui fait que l'ENSO évolue dans les trois plus grands océans de la planète. D'autre part, le phénomène ENSO engendre des ondes équatoriales tels sont les ondes de Kelvin et les ondes de Rossby [6] [1].

Par ailleurs, on peut constater que le réchauffement de ces trois grands océans de la Terre: l'Océan Pacifique, l'Océan Atlantique et l'Océan Indien, et la participation des ondes planétaires: les ondes de Kelvin et les ondes de Rossby font que le phénomène ENSO soit un phénomène global et planétaire.

CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE

L'anomalie climatique ENSO est le fruit conjugué de plusieurs paramètres physique.

La température de la surface de l'eau de mer qui est d'habitude de 25°C ,mais lors d'un événement ENSO, la température dépasse les 40°C et provoque un déséquilibre.

La pression atmosphérique provoque des oscillations entre l'Est et l'Ouest. La perturbation de la température entraîne une différence de pression très élevée entre l'Est et l'Ouest provoquant ainsi des grandes oscillations.

Les ondes équatoriales (les ondes de Kelvin et les ondes de Rossby) sont des ondes planétaires vues leurs longueurs d'onde. Leurs contributions sur l'anomale ENSO font de cette anomalie climatique un phénomène globale et planétaire.

DEUXIÈME PARTIE : MÉTHODOLOGIE

INTRODUCTION DE LA DEUXIÈME PARTIE

Dans cette deuxième partie, nous allons montrer les différentes sources des données, les paramètres physiques mis en jeu et les méthodes que nous avons utilisé :

En premier temps, nous exposerons les bases de données, ainsi que les paramètres physiques utilisés.

Et en deuxième temps, nous verrons les différentes méthodes appliquées.

II-1-1: Source des données :

Les données que nous allons exploiter sont fournies par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) et sont disponibles sur leur site web : [Photo des satellites de la NOAA en orbite \[4\] \[7\].](http://www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices>List/, et portent le nom de : Multivarite_ENSO_index.txt</p></div><div data-bbox=)

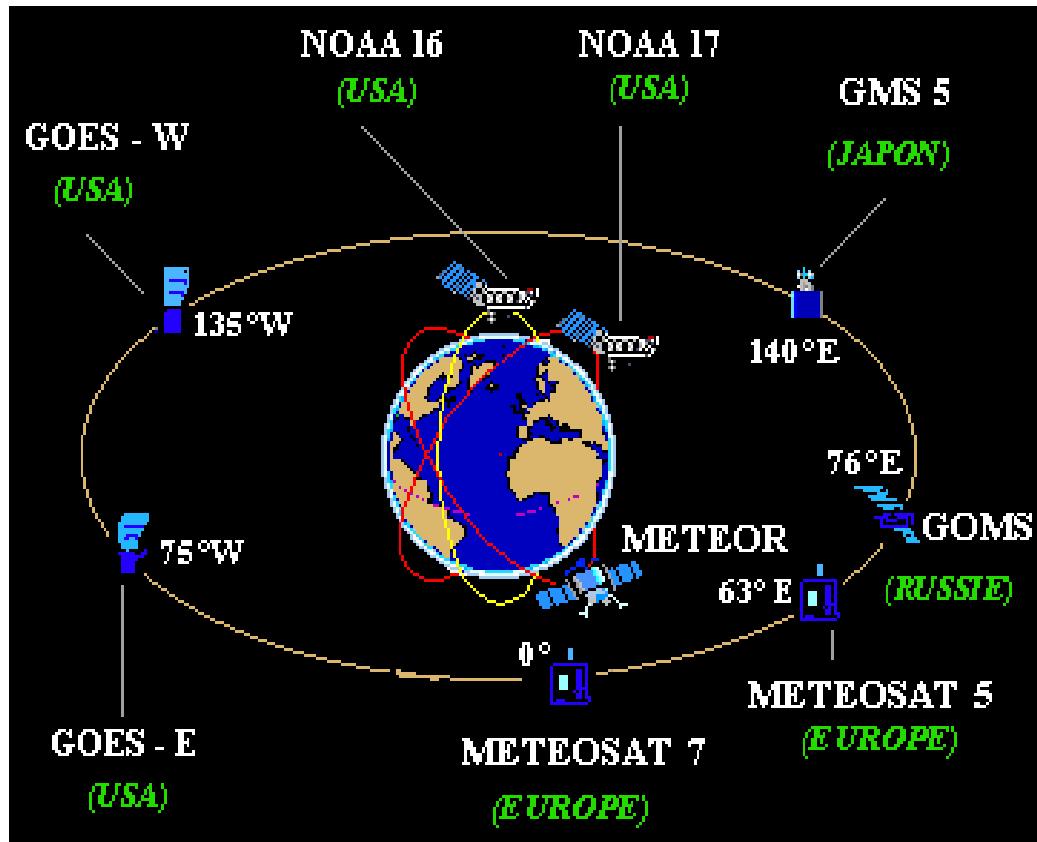


Figure 5: Satellites défilant de la NOAA [4]

Source: http://www.educnet.education.fr/meteo/sat_met/satellit/html/satmt00.htm

Le Sud Ouest de l'Océan Indien qui est notre zone d'étude se situe dans l'Hémisphère Sud. Ainsi nous allons tenir compte des données affectées du signe négatif. Plus la valeur absolue de l'indice est grande, plus l'indice est influent.

II-1-2 : Les différents paramètres utilisés

II-1-2a : La température

La température est par définition une grandeur physique qui caractérise de façon objective la sensation de chaleur ou de froid laissée par le contact d'un corps.

Elle est mesurée en degré Celsius ou en degré Kelvin. On $1^{\circ}\text{C} = 273,15\text{K}$ [8].

Dans notre étude, la température est ici utilisée comme un testeur de l'événement ENSO. Normalement les vents chauds d'Est repoussent les eaux chaudes dans le Pacifique Ouest. Et en période El Nino on assiste au phénomène inverse.

II-1-2b : La pression atmosphérique

Par définition, la pression atmosphérique est la [pression](#) de l'[air](#) en un point quelconque d'une [atmosphère](#). Sur la [Terre](#), la pression atmosphérique moyenne au niveau de la [mer](#) dépend essentiellement de la [masse](#) de l'[atmosphère](#), celle-ci évolue avec la masse moyenne des gaz à concentration variable comme la [vapeur d'eau](#). Elle demeure proche de l'[atmosphère normale](#), valant 101 325 Pa [8].

La pression atmosphérique se mesure à l'aide d'un [baromètre](#), d'un [hypsomètre](#) ou d'un [altimètre](#). Elle a été longtemps mesurée en [mm Hg](#) (puis en [torr](#)) en raison de l'utilisation courante de baromètre à colonne de [mercure](#). Depuis l'adoption du [Pascal](#) comme unité de la pression, les [météorologues](#) utilisent un multiple de cette unité, l'[hectopascal](#) ($1 \text{ hPa} = 100 \text{ Pa}$), nouvelle dénomination du millibar ($1 \text{ bar} = 100 000 \text{ Pa}$). On peut décomposer la pression suivant la verticale et suivant l'horizontale.

En se référant à la thermodynamique : $P = \rho rT$. On voit que la pression est proportionnelle à la température. Ce qui fait que là où les eaux sont chaudes, la pression est élevée. Donc si la pression est forte à l'Est, elle est basse à l'Ouest et inversement.

Suivant la verticale, la pression atmosphérique diminue avec l'[altitude](#) : elle diminue, exponentiellement, d'un facteur de 10 chaque fois que l'on s'élève de 16 km. Il est ainsi possible

d'utiliser la pression pour mesurer la hauteur, ce qui est le principe de base de l'[altimètre](#) utilisé en [aéronautique](#).

En [météorologie](#) appliquée, la pression est souvent utilisée directement comme [coordonnée](#) verticale. On parlera par exemple de la pression à 700 hPa. Cette approche a des avantages techniques et elle simplifie certaines équations utilisées en météorologie [9].

Et suivant l'horizontale, les météorologues analysent les variations horizontales de la pression atmosphérique pour localiser et suivre les systèmes météorologiques. En particulier, les [dépressions](#) et les [creux barométriques](#) dans la pression atmosphérique sont généralement associés au mauvais [temps](#). La différence de pression entre deux points de même altitude, ou [gradient](#) horizontal de pression, est également la plus importante force motrice du [vent](#). Afin d'utiliser la pression pour suivre les systèmes météo et estimer la force du vent, il est nécessaire de faire concorder des mesures de pression qui ont été prises à différentes altitudes : en mer, dans les vallées, en montagne. Pour ce faire, on soumet les mesures brutes de pression à un ajustement standardisé. La valeur résultant de cet ajustement est appelée pression au niveau de la mer, ou PNM [9].

II-1-3 : Les ondes

Les ondes mises en jeu par ce phénomène ENSO sont les ondes de Kelvins et les ondes de Rossby.

II-1-3a : Les ondes de Kelvin

En 1968, Wallace et Kousky [11] ont noté dans le vent zonal de la haute troposphère une oscillation d'une période de 10 à 15 jours. Aucune fluctuation correspondant à la composante méridienne du vent n'a été constatée. Ce phénomène a été désigné sous le nom de l'onde atmosphérique de Kelvin en raison de sa ressemblance avec l'onde de gravité sur hauts-fonds qui se propage le long de la limite des côtes. Cette onde présente un signal maximum dans la haute troposphère pour la composante zonale du vent. Elle a une longueur d'onde zonale de 20 000 km (une seule onde pour les 360° de longitude).

C'est une onde d'Ouest et sa vitesse de phase oscille entre 15 et 20 m/s. Elle est aussi une onde basse fréquence puisque sa période oscille entre 15 et 25 jours [4][12] [13] [14] [15]. Les ondes non couplées à la convection sont généralement plus rapides et atteignent des valeurs de 30 m/s. La figure 6 montre que cette onde possède une répartition symétrique par rapport à l'équateur de la pression et de la vitesse zonale. L'amplitude de l'onde est d'ailleurs maximale au niveau de l'équateur en tombant à la moitié de la valeur maximale vers 10 degrés de latitude et n'étant plus significatives au-delà de 20 degrés.

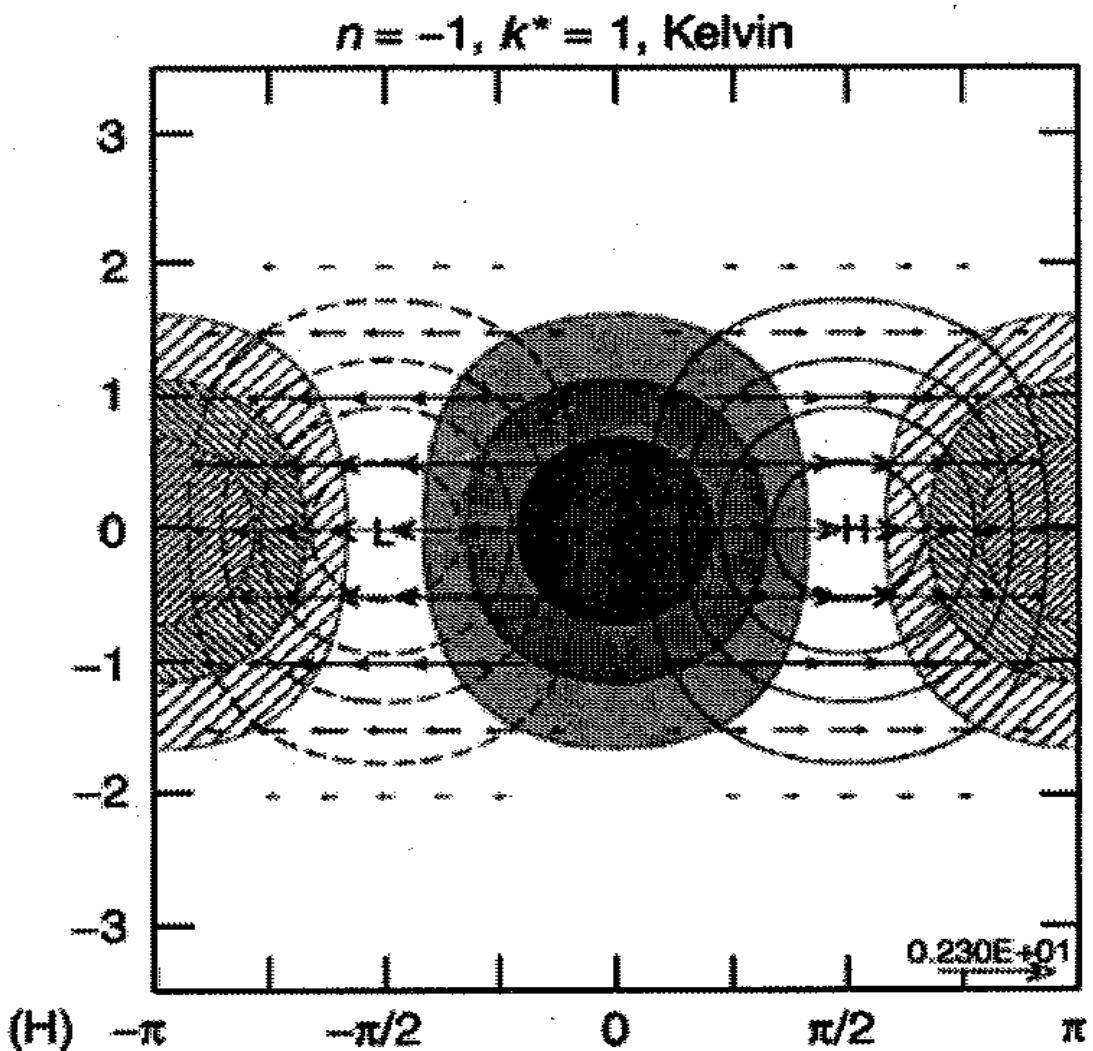


Figure 6: Structure horizontale théorique en vent (flèche) et géopotentiel (isoligne) de l'onde équatoriale de Kelvin prévue par la théorie linéaire des ondes équatoriales pour un nombre d'onde adimensionnelle. L'équateur est au centre de chaque diagramme.

II-1-3b : Les ondes de Rossby

Cette fois-ci c'est dans la composante méridienne du vent en haute troposphère que le mode est plus facile à identifier avec une vitesse méridienne nulle à l'équateur, maximale vers 10 degrés de latitude et plus significative au-delà de 20 degrés (Fig. 7). Sa vitesse de phase est en direction de l'Ouest à environ -5 m.s^{-1} pour une longueur d'onde de 20 000 km (onde planétaire). Comme

l'onde de Kelvin, sa structure est symétrique par rapport à l'équateur avec des zones de convergence (divergence) situées de part et d'autre de l'équateur [13] [15]. La vitesse méridienne présente un nœud selon la direction méridienne [16]. Cette caractéristique fait que cette onde est souvent appelée l'onde ER avec $n=1$ en référence à la relation de dispersion des ondes équatoriales. Elle est aussi une onde basse fréquence puisque sa période oscille entre 15 et 20 jours [12] [13] [15].

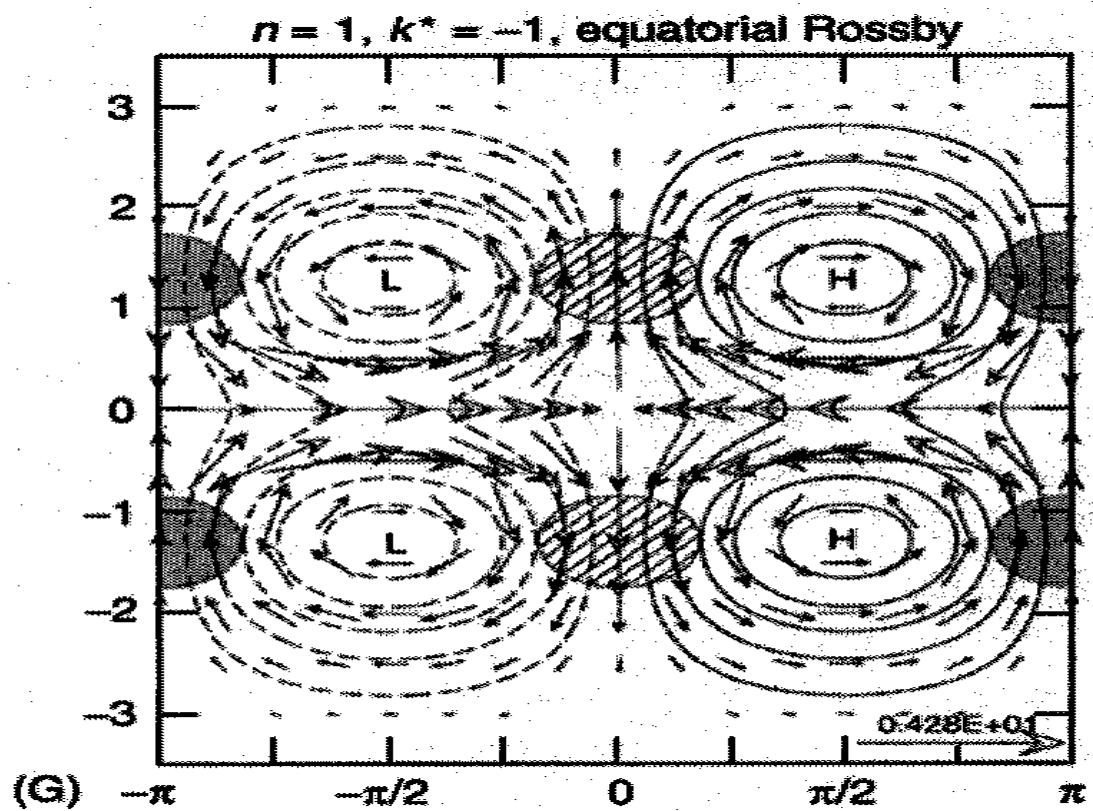


Figure7: Structure horizontale théorique en vent (flèche) et géopotentiel (isoligne) de l'onde équatoriale Rossby prévue par la théorie linéaire des ondes équatoriales pour un nombre d'onde adimensionnelle. L'équateur est au centre de chaque diagramme. Les zones hachurées (ombrées) correspondent aux zones de convergence (divergence). Tous les champs et les échelles ont été adimensionnalisés [4] [13]).

II-2 : La méthodologie

Pour étudier les données, nous procéderons comme suite. En premier lieu, nous utiliserons l'analyse descriptive qui consiste à la moyenne, à l'écart type et à l'anomalie, en second temps nous utiliserons l'analyse spectral à savoir la transformée rapide de Fourier (la FFT) et le cepstre et en fin l'analyse par ondelette

II-2-1 : L'analyse descriptive

II-2-1-1 : La moyenne.

La moyenne d'une série est la valeur centrale de cette série. Elle s'obtient en faisant la somme de tous les éléments de cette série, divisée par le nombre d'élément composant cette série.

Le but de la calculer est de pouvoir faire une observation sur l'évolution du phénomène ENSO de l'ensemble en tant que bloc.

$$\mu = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad (1)$$

μ : moyenne de l'échantillon.

n : nombre de valeurs qui constituent l'échantillon.

x_i : valeur du i^{eme} terme de l'échantillon.

La moyenne d'une série est la valeur centrale d'une série des valeurs données.

II-2-1-2 :L'écart type

L'écart type représente la dispersion d'une valeur prise dans une série par rapport à la moyenne de cette série. Et lorsque l'écart type est grand cela veut dire qu'il y a une forte dispersion

de la série par rapport à la moyenne. Et si non cela implique le contraire. Le but de l'écart type est d'observer s'il y a une forte variation ou non de certaines données.

L'écart type se calcule comme suite :

$$\sigma = \sqrt{s} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum n_i (x_i - \mu)^2} \quad (2)$$

σ : écart type de la série.

s : variance de la série.

n : nombre de valeurs qui constituent la série.

n_i : coefficient de chaque terme de l'échantillon.

μ : moyenne de la série.

Ici on a $n_i = 1$: Car on considère que tous les termes ont pour coefficient : 1

II-2-1-3 : L'anomalie

L'anomalie représente ce qui s'écarte de la généralité. Le but de son utilisation ici est de voir si l'on peut observer une anomalie lors de l'anomalie climatique ENSO ce qui serait une période de bon temps.

L'anomalie s'obtient en prenant la différence d'un élément d'un échantillon avec la moyenne de cet échantillon. L'anomalie sert à montrer l'écart des éléments d'un échantillon par rapport à la moyenne.

$$a_i = x_i - \mu \quad (3)$$

a_i : anomalie de l'élément se trouvant à la i^{eme} place.

x_i : valeur du i^{eme} terme de l'échantillon.

μ : moyenne de l'échantillon.

II-2-2 : L'analyse spectrale

II-2-2-1 : La FFT (Fast Fourier Transform) [17]

La transformée de Fourier s'applique aussi bien sur les signaux continus (périodiques ou pas) que sur les signaux discrets. C'est ce dernier cas qui nous intéresse dans la mesure où lors de l'acquisition, les données que l'on enregistre sont des ensembles de valeurs à des instants périodiques dans le temps. Ce sont des valeurs représentant des signaux échantillonnés (quelconques). Nous allons donc utiliser la transformée de Fourier appliquée à ces types de signaux. Le but d'utiliser la FFT dans cette étude est d'analyser la périodicité de l'ENSO dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien.

II-2-2-1a : Signal périodique de période T

Soit un signal périodique $x(t)$

On suppose que le signal est périodique de période T (qui est supérieure à l'intervalle sur lequel on l'a coupé) et que l'on a la fonction qui permet d'obtenir cette représentation, on l'appelle $xT(t)$. Le développement en séries de Fourrier d'une fonction périodique est l'approximation de cette fonction par une série d'autres fonctions sinusoïdales. Par exemple si on a deux fonctions

continues $x_1(t)$ et $x_2(t)$ sur un intervalle $[t1 ; t2]$ et on cherche à approximer $x_1(t)$ par $x_2(t)$. Il s'agit de trouver un scalaire c tel que :

Pour la minimisation de l'erreur quadratique, on a : $x_1(t) \approx c * x_2(t)$ (4)

$$\epsilon = \frac{1}{t2 - t1} * \int_{t1}^{t2} (x_1(t) - c * x_2(t))^2 dt \quad (5)$$

On constate que c est minimum pour $\frac{d(\epsilon)}{dt}$ c'est à dire

$$c = \frac{\int_{t1}^{t2} x_1(t) * x_2(t) dt}{\int_{t1}^{t2} (x_2(t))^2 dt} \quad (6)$$

Par exemple, on a un signal rectangulaire de période 2π et d'amplitude 1. On a : $x_2(t) = \sin t$

d'où $c = \frac{4}{\pi}$. On utilise le même procédé si on veut approximer une fonction continue $x(t)$ par

une famille de fonctions continues $x_i(t)$ qui possèdent la propriété suivante:

$$\forall i, j \quad i \neq j \quad \int_{t1}^{t2} x_i(t) * x_j(t) dt = 0 \quad (7)$$

on a :

$$\epsilon = \frac{1}{t2 - t1} * \int_{t1}^{t2} (x(t) - \sum_{i=1}^n c_i * x_i(t))^2 dt \quad (8)$$

ainsi

$$c_i = \frac{\int_{t1}^{t2} x(t) * x_i(t) dt}{\int_{t1}^{t2} x_i(t)^2 dt} \quad (9)$$

Par exemple, si on reprend l'exemple précédent, d'où $c_i = \frac{4}{\pi} * i$, si i est impair ou $c_i = 0$, si i est pair.

pour $n = 4$

$$x(t) \approx \frac{4}{\pi} * (\sin t + \frac{1}{3} * \sin(3t) + \frac{1}{5} * \sin(5t) + \frac{1}{7} * \sin(7t)) \quad (10)$$

Cette première approche nous donne une idée globale de l'utilité des coefficients \mathbf{c} pour l'approximation d'une fonction. Revenons au signal périodique $xT(t)$ de période T . Une onde (représentation d'une période T) peut être décomposée en une superposition d'ondes sinusoïdales. Celles-ci sont liées de façon harmonique c'est à dire que leur fréquence sont des harmoniques (des multiples) d'une fondamentale (fréquence minimale).

- la première harmonique (fondamentale) a une fréquence $f_1 = \frac{1}{T}$
- la deuxième $f_2 = 2f_1$
- la troisième $f_3 = 3f_1$
- la quatrième $f_4 = 4f_1$

- ...
- ...

En appliquant la série de Fourier sur $xT(t)$, on obtient :

$$xT(t) = x_0 + x_1(t) + x_2(t) + x_3(t) + \dots + x_n(t)$$

avec x_0 composante continue qui représente la moyenne de $xT(t)$. x_1 Harmonique 1,

$$x_2 \quad \text{harmonique} \quad 2, \quad x_3 \quad \text{harmonique} \quad 3, \dots, \quad x_n \quad \text{harmonique} \quad n$$

On a alors :

$$x_1(t) = M_1 * \sin(wt + \phi_1), x_2(t) = M_2 * \sin(wt + \phi_2), x_3(t) = M_3 * \sin(wt + \phi_3), \dots, x_n(t) = M_n * \sin(wt + \phi_n)$$

(11)

On admet qu'une onde périodique est une superposition d'ondes sinusoïdales harmoniquement liées. Par la méthode de Fourier, on peut passer de l'analyse temporelle d'un signal à son

analyse fréquentielle. Posons D la valeur de crête à crête d'une onde périodique : $M_n = \frac{D}{n\pi}$.

Le spectre du signal $xT(t)$ va nous donner un graphique où sera représenté en abscisses la fréquence (correspondant à la fréquence des différentes harmoniques de T) et en ordonnées la valeur de crête associée (pour chaque harmonique). Normalement, le spectre d'un signal varie d'un signal périodique à un autre. Dans le cadre de la décomposition du signal sonore, on va pouvoir se servir des valeurs de crêtes des différentes harmoniques pour distinguer chaque enregistrement.

Revenons à un cas plus général : supposons que l'ensemble des fonctions $\boxed{x_i(t)}$ soient constituées

- $\cos(\frac{i * 2\pi}{T})$
- $\sin(\frac{i * 2\pi}{T})$

avec $i = 0, 1, 2, \dots$

on en déduit :

$$\int_{t_1}^{t_2} (x_i(t))^2 dt = \frac{T}{2} \quad (12)$$

Pour $i \neq 0$

$$\text{Et } xT(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{+\infty} a_n * \cos\left(\frac{n * 2\pi}{T} * t\right) + b_n * \sin\left(\frac{n * 2\pi}{T} * t\right) \quad (13)$$

Avec :

$$a_n = \frac{2}{T} * \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} xT(t) * \cos\left(\frac{n * 2\pi}{T} * t\right) dt$$

$$b_n = \frac{2}{T} * \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} xT(t) * \sin\left(\frac{n * 2\pi}{T} * t\right) dt$$

$$a_0 = \frac{1}{T} * \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} xT(t) dt$$

$$b_o = 0$$

On obtient une décomposition de $T(t)$ en séries de Fourier

$$xT(t) = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} c_n * e^{\frac{j*n*2\pi}{T}*t} \quad (14)$$

avec

$$\text{Pour } n > 0 \quad c_n = \frac{a_n - j.b_n}{2}$$

$$\text{Pour } n < 0 \quad c_n = \frac{a_n + j.b_n}{2}$$

$$c_o = a_o$$

D'où

$$c_n = \frac{1}{T} * \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} xT(t) * e^{\frac{-j*n*2\pi}{T}*t}.dt \quad (15)$$

c_n est appelée coefficient de Fourier.

La suite des coefficients complexes c_n constitue le spectre (de raies) du signal périodique

$T(t)$. Par analogie avec le cas particulier de l'onde, c_n représente la valeur de crête de l'harmonique n de l'onde.

II-2-2-1b Signal non périodique

On suppose à présent qu'on a un signal $x(t)$ non périodique (dont on connaît l'équation) qui est

pris sur un temps T . $x(t)$ étant non périodique, on peut le considérer comme une fonction

périodique de période T avec T qui tend vers l'infini. Posons $f = \frac{n}{T}$; f est comparable à une fréquence et correspond par analogie au premier cas à la fréquence de l'harmonique n .

Le spectre de $x(t)$ serait continu si celui-ci n'était pas identiquement nul. Appelons

$X(f)$ la transformée de Fourier de $x(t)$ (spectre de $x(t)$).

$$X(f) = \lim_{+\infty} T * c_n \quad (16)$$

$$X(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) * e^{-j*2\pi*f*t} dt \quad (17)$$

Les conditions pour qu'on puisse appliquer la transformée de Fourier sur une fonction $x(t)$ non périodique sont :

- $x(t)$ doit être une fonction bornée.
- $\int_{-\infty}^{+\infty} x(t) dt$ a une valeur finie.
- la discontinuité de $x(t)$ ainsi que les maximums et minimums sont en valeurs finies.

II-2-2-1c Signal discret

On suppose que le signal $x(t)$ que l'on doit étudier n'est pas connu, c'est-à-dire qu'il n'existe pas de fonction qui permette de représenter $x(t)$ en fonction du temps, (c'est un signal discontinu). Cette hypothèse semble la plus probable étant donné que chaque enregistrement de voie semble unique. C'est sous cette forme que se présentera le signal par la suite. Le signal $x(t)$ est donc constitué d'un ensemble de signaux $x(tn)$ qui sont définis que pour des instants appartenant à un ensemble dénombrable. $t = \{t_1, t_2, \dots, t_n\}$ et on note $x(tn) = x_n$. $\{x_n\}$ est appelé signal discret.

Supposons qu'il y ait une relation entre les éléments de la suite $\{x_n\}$;

La transformation de Fourier du signal $\{x_n\}$ est :

$$X(f) = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} (x_n * e^{-j*2\pi*f*n}) \quad (18)$$

$X(f)$ est un signal périodique de période 1. Cette transformation n'existe que si les signaux sont absolument sommables :

$$\sum_{n=-\infty}^{+\infty} |x_n| < +\infty \quad (19)$$

On obtient alors : $|X(f)|$ le spectre fréquentiel d'amplitude de $\{x_n\}$ et qui est une fonction paire.

$$Re(X(f)) = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} x_n * \cos(2 * \pi * f * n) \quad (20)$$

$\underline{X}(f)$ le spectre fréquentiel de phase de $\{ \mathcal{X}_n \}$ et qui est une fonction impaire

$$Im(X(f)) = - \sum_{n=-\infty}^{+\infty} x_n * \sin(2 * \pi * f * n) \quad (21)$$

$|X(f)|^2$ le spectre d'énergie de $\{ \mathcal{X}_n \}$.

Maintenant, il existe le problème du calcul de f dans le cas où le nombre de \mathcal{X}_n est infini. Pour le

résoudre: on pose $\Delta f = \frac{1}{N}$ avec N points entre 0 et 1. $f = \frac{h}{N}$ avec $h=0, 1, 2, 3, \dots, N$

$$X(f) = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} x_n * e^{-j2\pi*f*n} \quad (22)$$

$$X\left(\frac{h}{N}\right) = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} x_n * e^{-j*2\pi*\frac{h}{N}*n} \quad (23)$$

Or $X_h = X\left(\frac{h}{N}\right)$

$$X_h = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} x_n * e^{-j*2\pi*\frac{h}{N}*n}$$

Donc

(24)

posons à nouveau $W_n = e^{(-j*2\pi*\frac{h}{N})}$

on a :

$$X_h = \sum_{n=0}^{N-1} (x_n * W_n^{n*k}) \quad h = 0, 1, 2, 3, \dots, N-1$$

(25)

Si (x_n) s'annule à partir de $n = N$

X_h est appelée transformée de Fourier discrète (TFD), d'ordre N. On peut représenter la TFD

sous forme matricielle en mettant :

- $x = (x_n)$ vecteur colonne de dimension N
- $X = (X_h)$
- $W = [W^{(n*k)}]$ matrice $n * n$ symétrique.

On a donc : $\underline{X} = W * \underline{x}$ (26)

ceci constitue les premières recherches qui nous ont permis de coder la transformée de Fourier par la suite en utilisant la TFD basée sur l'algorithme de Cooley et Turkey.

II-2-2-1d : Transformée de Fourier Discrète (TFD)

La TFD permet de passer de la représentation temporelle d'un signal à sa représentation fréquentielle. Elle est définie de la manière suivante:

$$X(s) = \sum_{n=0}^{N-1} (x(n) * e^{-j*2\pi*n*s/N}) \quad (27)$$

Avec :

N le nombre total d'échantillons.

$x(n)$ l'amplitude de l'échantillon à la position n .

On fait varier s de 1 jusqu'au nombre total de valeurs que l'on désire.

Supposons maintenant que l'on dispose d'un enregistrement de N échantillons et que l'on cherche à appliquer la TFD sur ce signal. En se servant d'un algorithme qui appliquerait la formule, le calcul

de chaque valeur de $X(s)$ nécessiterait N additions et N multiplications complexes. Si on veut

N valeurs de $X(s)$, l'algorithme nécessiterait donc N^2 additions et N^2 multiplications complexes. Étant donné que le nombre d'échantillons que l'on a pour chaque enregistrement est très élevé (de même pour le nombre de valeurs désirées), l'application de cet algorithme nous prendrait beaucoup de temps et ralentirait le programme. Ce qui nous avons conduit à appliquer la Transformée de Fourier Rapide (qui est moins coûteux en temps). En effet, nous avons tenté de

coder Fourier sans la FFT (une Fourier lente en somme) mais la recherche exhaustive et les opérations demandent réellement trop de temps à la machine.

II-2-2-1e La Transformée de Fourier Rapide (FFT)

La FFT s'applique sur un signal dont le nombre d'échantillons est une puissance de 2. L'algorithme de la FFT a été mis au point en 1965 par Cooley et Tuckey. La FFT est une version rapide de la TFD.] [<http://themarvinproject.free.fr/final/node4.html>

II-2-2-2 : Le Cepstre [18]

Le cepstre est utilisé pour l'analyse spectrale homomorphique, et il permet aussi d'extraire la fréquence fondamentale d'un signal et de déterminer la fréquence de formation. On distingue le Cepstre complexe et le cepstre réel. Le Cepstre permet consolider les résultats obtenus par la FFT.

II-2-2-2a Le cepstre complexe

En général, le signal reçu f résulte de la convolution (produit) d'une excitation $h1$ (le signal de la source) et d'une réponse impulsionnelle $h2$ (le bruit) :

$$f = h1 * h2 \quad (28)$$

Par une opération appelée déconvolution, l'analyse homomorphique permet dans certains cas de séparer les signaux $h1$ et $h2$. Le principe de la méthode est de calculer le logarithme de la transformée en \mathbf{z} du signal (que l'on appelle \mathbf{F}) dont on déterminera par la suite l'original. Ainsi, le signal \mathbf{F} obtenu de f par une opération non linéaire est appelé cepstre complexe associé au signal f . On a :

$$\mathbf{F}(n) = H1(n) + H2(n) \quad (29)$$

L'espace de représentation du cepstre (appelé espace fréquentiel) est homogène au temps.

On peut parfois arriver à isoler les signaux $H1$ et $H2$ par filtrage temporel. Pour cela, on applique l'opération inverse sur $H1$ et $H2$ afin d'obtenir $h1$ et $h2$.

Remarque

Si on dispose d'un signal minimum phase, alors on peut calculer son cepstre à partir du module de la transformée de Fourier. Si f est un signal réel alors F sera aussi réel.

II-2-2-2b : Le cepstre réel

Le cepstre réel est la transformation que nous avons employé pour avoir la fréquence fondamentale d'un enregistrement d'un signal et la fréquence déformée (qui la constituent).

Principe

Pour calculer le cepstre réel, on applique la formule la plus classique : Elle se sert de la transformée de Fourier à court terme, basée sur l'application de la TFD (transformée de Fourier discrète). Au départ, on suppose qu'on dispose d'un enregistrement de voix échantillonné $f(n)$ qui est la convolution du signal de la source par le filtre correspondant au produit :

$f(n) = s(n) * b(n)$ (30). On applique une première transformée discrète sur le signal et on obtient le signal $F(n)$. Ensuite, on calcule son module, on met la partie imaginaire du signal à 0 et on se sert du log du signal pour séparer les 2 composants :

$$F(n) = S(n) * B(n) \quad (31)$$

et

$$\log(|F(n)|) = \log(|S(n)|) + \log(|B(n)|) \quad (32)$$

Enfin, on applique une FFT, inverse sur ce signal. Le cepstre réel correspond à la partie réelle. [19]

Dans notre étude nous ne disposons que des données réelles. Ce qui fait que c'est le cepstre réel que nous allons utiliser.

II-2-2-3 : Analyse par ondelette [18] [20] [21]

II-2-2-3-a : Qu'est-ce que l'analyse par ondelette ?

L'analyse par ondelette utilise une collection de fonctions localisées dans le temps, c'est-à-dire, la fonction sur laquelle on va projeter le signal qui est nulle en dehors d'un certain intervalle.

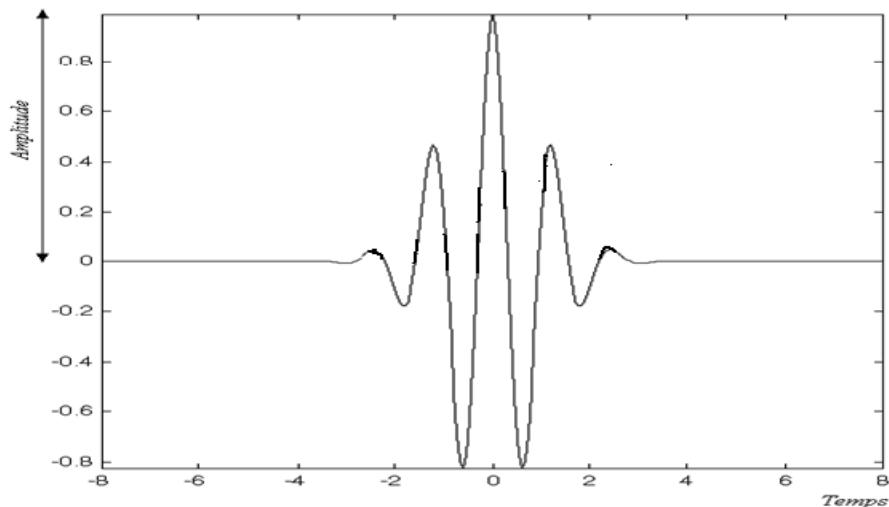


Figure 8 : Forme d'ondelette

2-2-3-b : Propriétés d'une ondelette :

Une ondelette possède les propriétés suivantes :

Son intégrale est nul (centrage) : $\int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t) dt = 0$

En notant Φ sa transformée de Fourier, on a : $\int_0^{+\infty} |\Phi(\omega)|^2 d\omega < +\infty$

- L'intégrale de son module carré vaut 1 (normalisation) ;
- Le support temporel et le support fréquentiel de Ψ sont limités, c'est à dire que Ψ procure une analyse locale en temps comme en fréquence ;
- Ψ a un caractère ondulatoire, c'est à dire qu'elle change de signe au moins une fois.

II-2-2-3-c. Quelques types d'ondelettes fréquemment utilisés en analyse et en traitement de signal

II-2-2-3-c1 : L'ondelette de Haar :

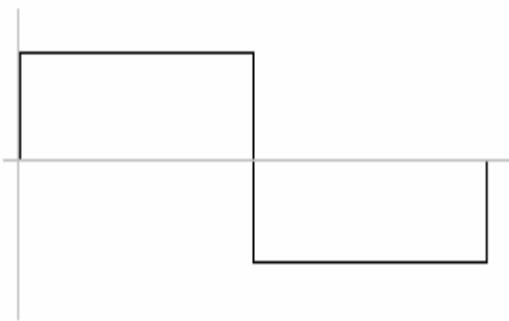


Figure 9: Ondelette de Haar

II-2-2-3-c2 : L'ondelette mère de G. Weiss et R. R. Coifman :

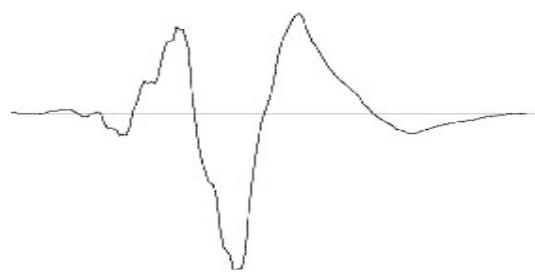


Figure 10 : Ondelette de Weiss et Coifman

II-2-2-3-c3 : L'ondelette mère de Grossman et Morlet

Pour cette étude, nous utilisons l'ondelette de type l'ondelette mère de Grossman et Morlet

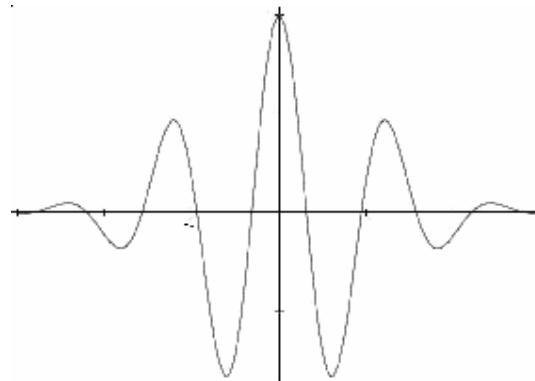


Figure 11 : Ondelettes mère de Grossman et Morlet

II-2-2-3-c4 :L'ondelette mère de Daubechies :

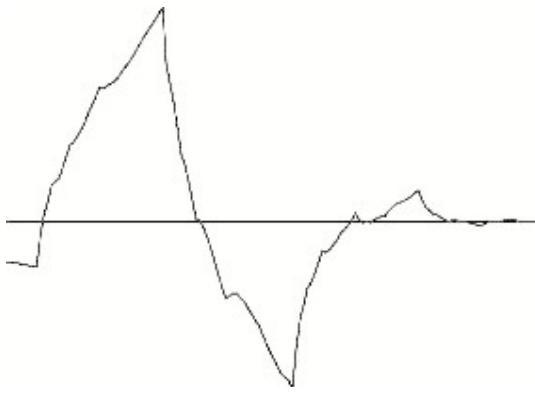


Figure 12 : Ondelettes mère de Daubechies

II-2-2-4. Formulation :

En désignant par $\Psi_{s,b}(t)$ l'ondelette obtenue par la dilatation d'un facteur $s > 0$ et décalé d'une

position b de l'ondelette de référence $\Psi(t)$, nous avons :

$$\Psi_{s,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \Psi\left(\frac{t-b}{s}\right) \quad (33)$$

Plus s est grand, plus l'ondelette est dilatée. Par conséquent les grandes valeurs de s sont associées aux basses fréquences, les plus petites aux hautes fréquences

CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE

Les méthodes que nous avons utilisé pour traiter les données sont des outils très précieux pour faire ce genre d'études. Nous avons eu à traiter des données qui sont des mesures satellites de l'ENSO sur la période 1979 – 2004.

L'analyse descriptive nous permet de voir le comportement de l'ENSO dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien et l'analyse spectrale et l'analyse par ondelette nous amènent à signaler le caractère périodique ou non de cette anomalie climatique ENSO.

TROISIEME PARTIE : RESULTATS

INTRODUCTION DE LA TROISIEME PARTIE

Dans cette troisième partie, nous allons présenter les résultats des différentes analyses que nous avons fait. Il s'agit des analyses descriptives à savoir la moyenne, l'écart type et l'anomalie, des analyses spectrales à savoir la FFT (Fast Fourier Transform) et le cepstre et l'analyse par ondelette des données satellitaires de la période 1979 – 2004.

III-1 : Localisation de notre zone d'étude

Nous faisons notre étude dans l'hémisphère Sud, plus particulièrement dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien. Les données que nous avons utilisé sont des données satellitaires fournies par la NOAA, et la figure 13 nous montre bien que ces données que nous avons exploité sont des données relatives au bassin Sud Ouest de l'Océan Indien

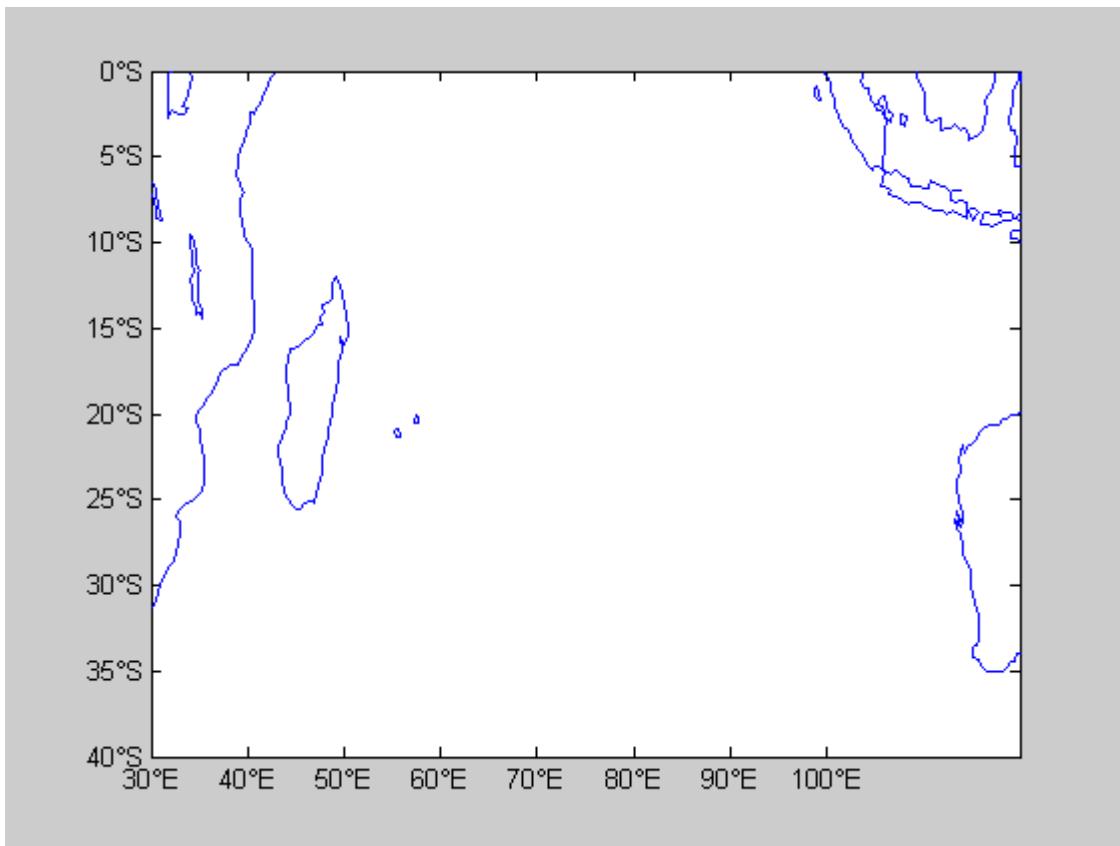


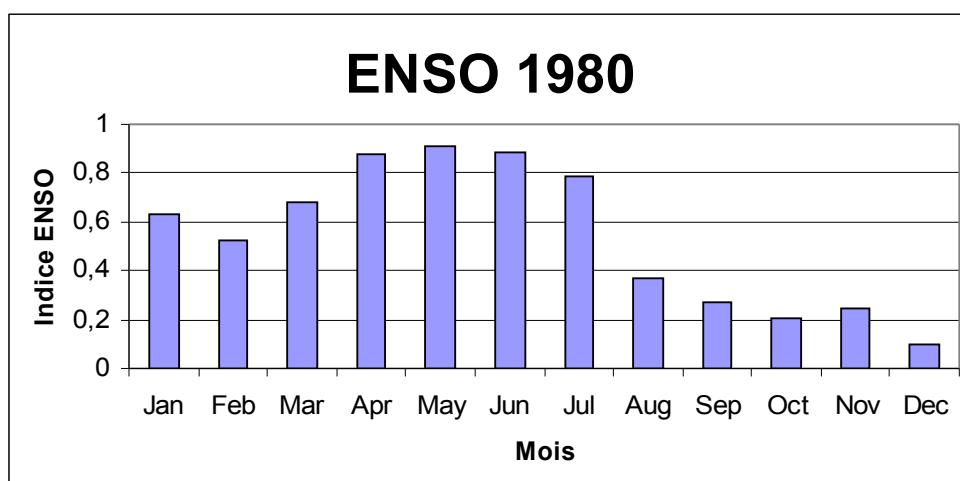
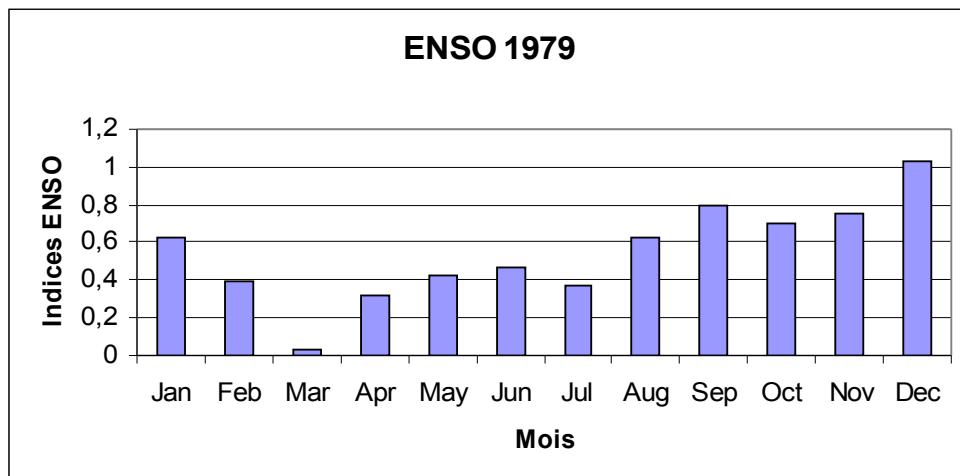
Figure 13: Localisation géographique des données que nous avons exploité

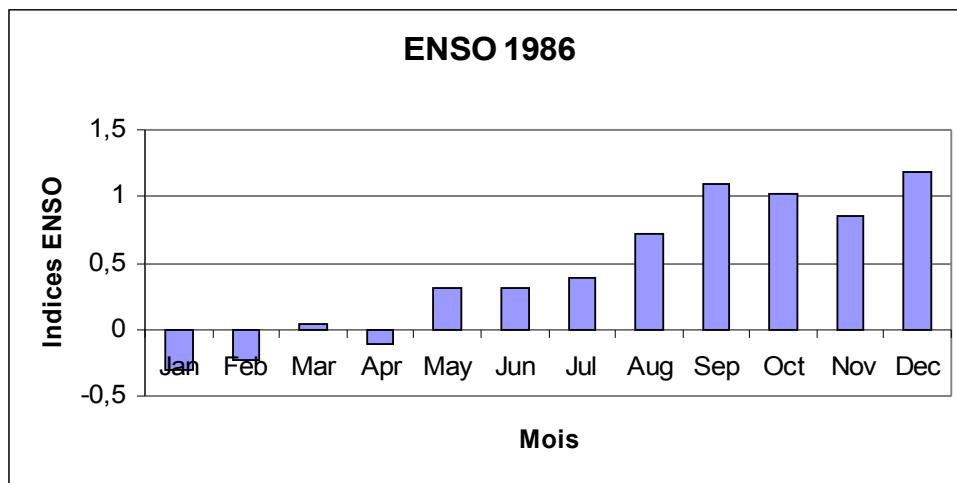
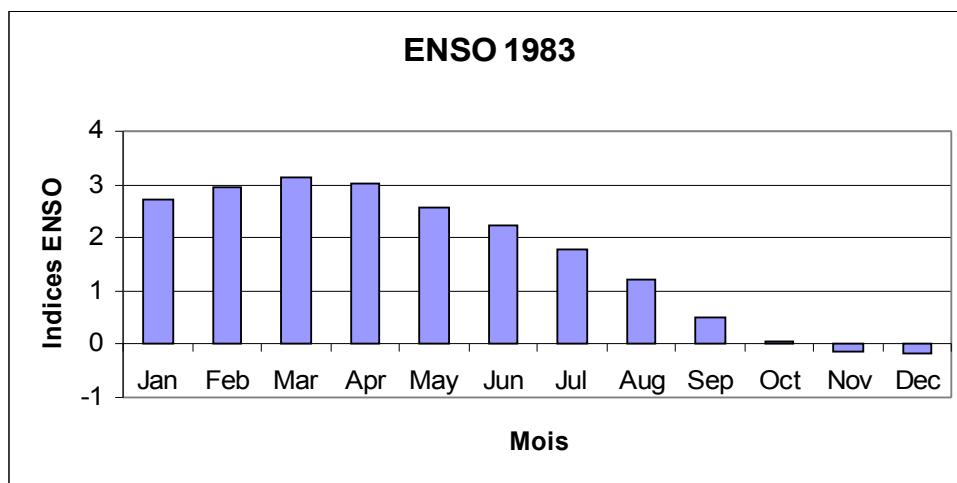
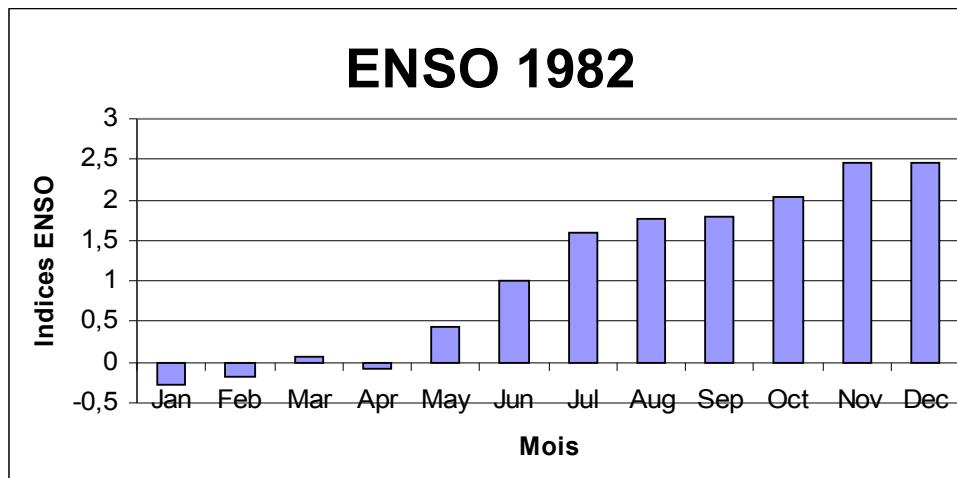
Nous avons montré en première partie qu'en temps normal, les eaux chaudes chassées par les alizés se dirigent vers le Sud Ouest de l'Océan Pacifique et en période El Nino, on assiste à l'inverse c'est-à-dire le mouvement des eaux chaudes se fait de l'Ouest vers l'Est. Sachant que la partie du Pacifique qu'on a fait ces études se trouve dans l'hémisphère Sud et que notre zone d'étude, le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien se trouve aussi dans l'hémisphère Sud, ce qui implique que ces deux zones reçoivent le même influence vis-à-vis de la rotation de la Terre et par conséquent ces deux zones auront le même sens pour la circulation des vents dans l'atmosphère et des eaux dans la mer. Ce qui fait qu'en temps normal, les eaux chaudes vont se déplacer de l'Est vers l'Ouest dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien, et en période El Nino, le déplacement des eaux chaudes se fera de l'Ouest vers l'Est

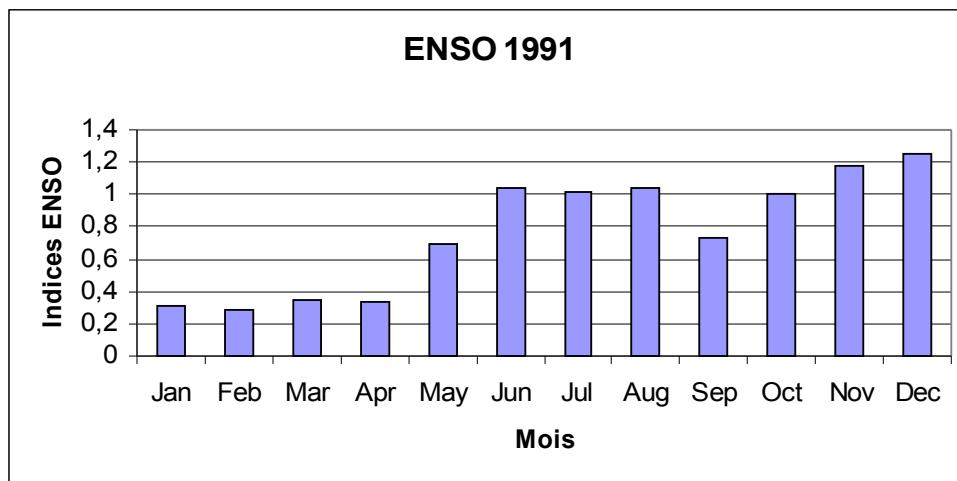
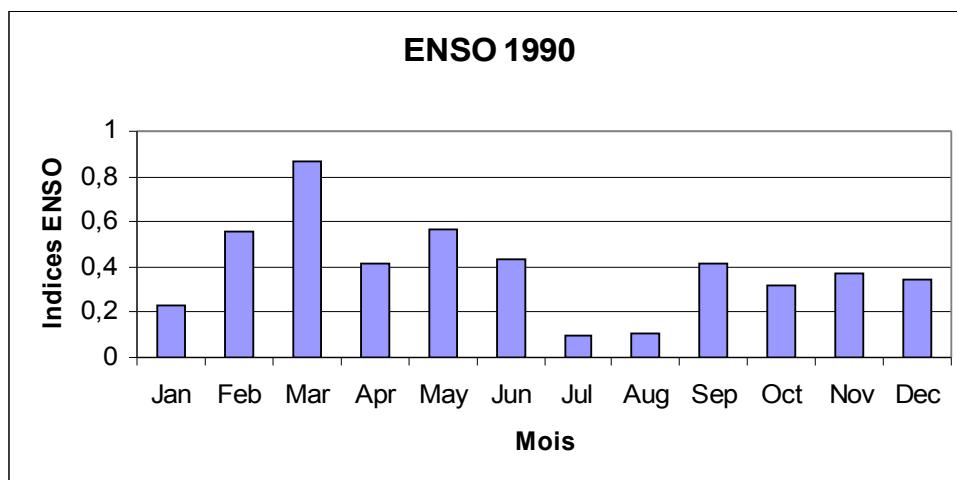
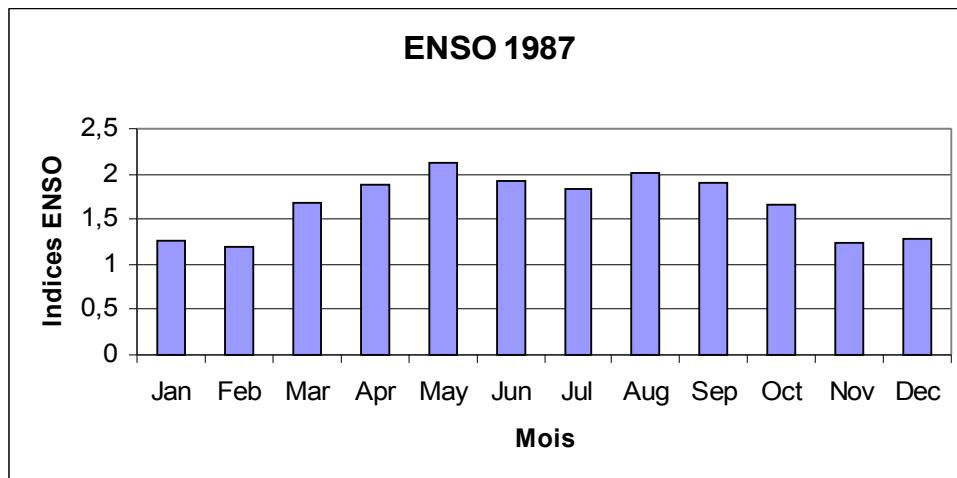
III-2 : En période non ENSO

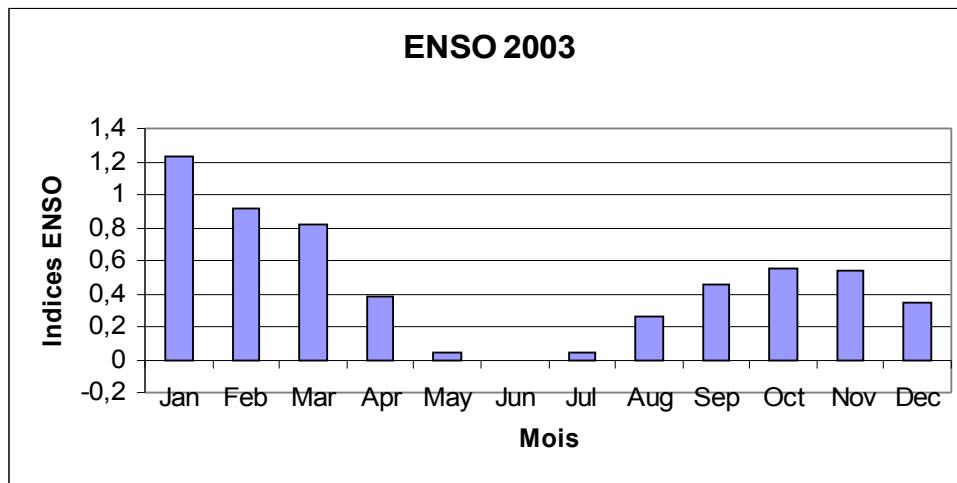
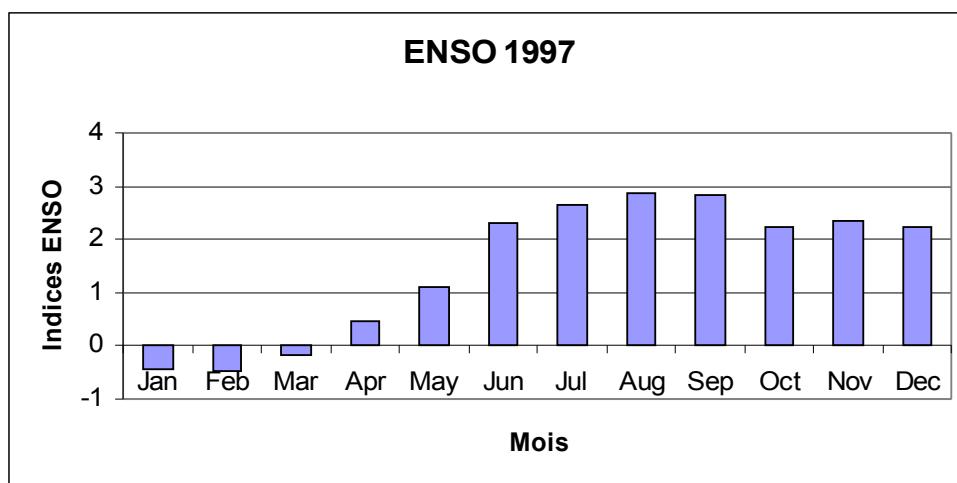
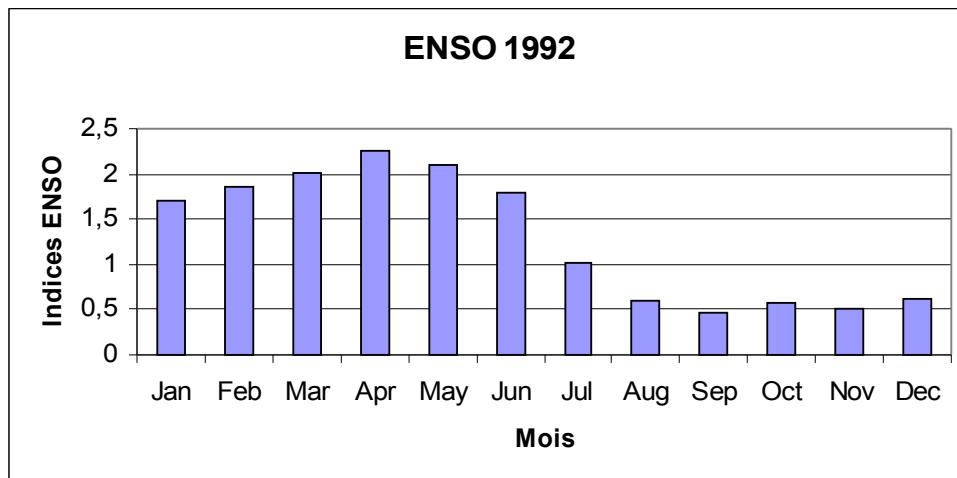
Pendant la période de 25ans (1979 – 2004), toutes ces années n'ont pas été des années à ENSO, vue qu'il y a des années ne portant que des indices positifs seulement.

Les figures 14 présentent des indices positifs qui sont relatifs à des conditions normales c'est-à-dire sans ENSO pour notre zone d'étude. Nous pouvons donc dire que les années 1979, 1980, 1982, 1983, 1986, 1987, 1990, 1991, 1992, 1993, 1994, 1997, 2003 et 2004 sont des années normales sans ENSO.









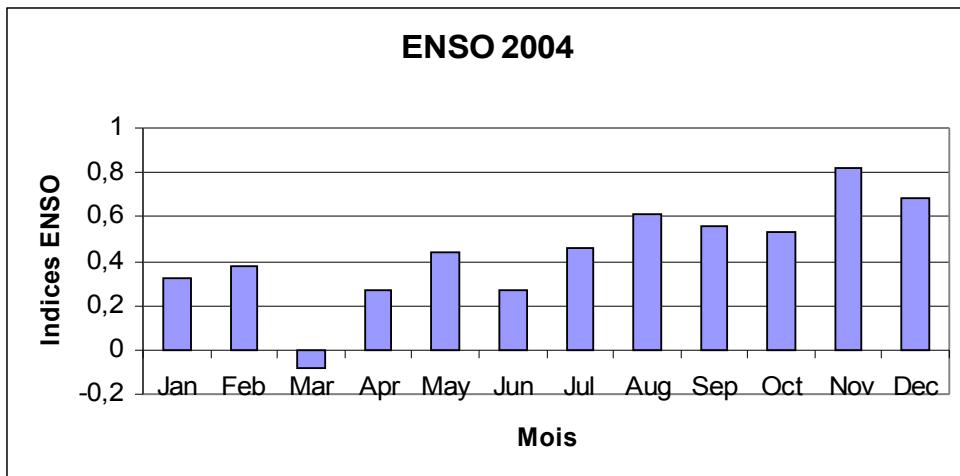


Figure 14: Années normales sans ENSO

III-3 : En période ENSO

ENSO

De même, il y a des années ne possédant que des indices négatifs (voir les figures 15)

Ces années ont des indices négatifs, ce qui montre qu'au cours de ces années il y a l'anomalie climatique ENSO dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien. On remarque que les figures 15 se repartissent en 4 périodes:

Entre 1984 jusqu'à 1985 (Figure 15a);

Entre 1988 jusqu'à 1989 (Figure 15b);

Entre 1995 jusqu'à 1996 (Figure 15c)

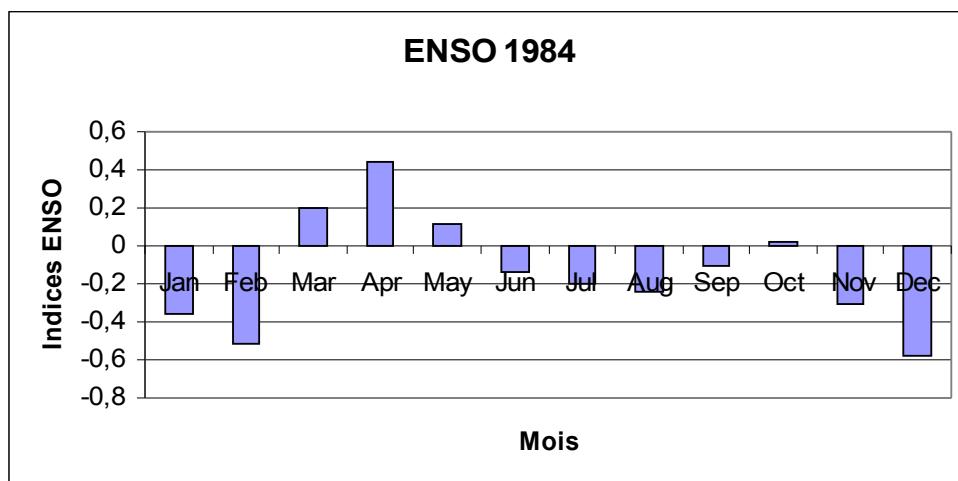
Et entre 1999 jusqu'à 2001 (Figure 15d).

On observe qu'excepter la période 1984 - 1985, l'ENSO entre en sa phase de maturité en Septembre 1988 pour la période 1988 -1989 ; en Novembre 1995 pour la période 1995 – 1996 et en Novembre 1998 pour la période 1998 -2001, c'est-à-dire avant Noël. Si l'ENSO se produit dans le Pacifique peu après noël, on observe ici qu'il se produit avant Noël dans le Sud Ouest de l'Océan Indien. On peut donc dire que l'ENSO se produit entre Septembre – Novembre dans l'Océan Indien, mais comme le déplacement des eaux chaudes caractéristique de l'anomalie climatique se fait de l'Ouest vers l'Est, et en assimilant ce phénomène à des oscillations, on peut endéduire que l'impact de l'anomalie climatique se produit dans l'Océan Indien entre Septembre – Novembre, et

s'observe dans l'Océan Pacifique peu après Noël avec une retard de phase t (t : le temps séparant son impact dans l'Océan Indien et son observation dans l'Océan Pacifique).

On observe que la durée de vie de l'anomalie ENSO est entre 12 mois à 18 mois sauf celui de 1998 – 2001 qui a dépassé les 36 mois (soit plus du double de la durée maximale)

L'équation fondamentale de la thermodynamique $P = \rho rT$ nous montre que la pression atmosphérique est proportionnelle à la température. On peut alors dire que le déplacement des eaux chaudes entraîne des oscillations pour la pression atmosphérique ce qui justifie l'indice de Walker



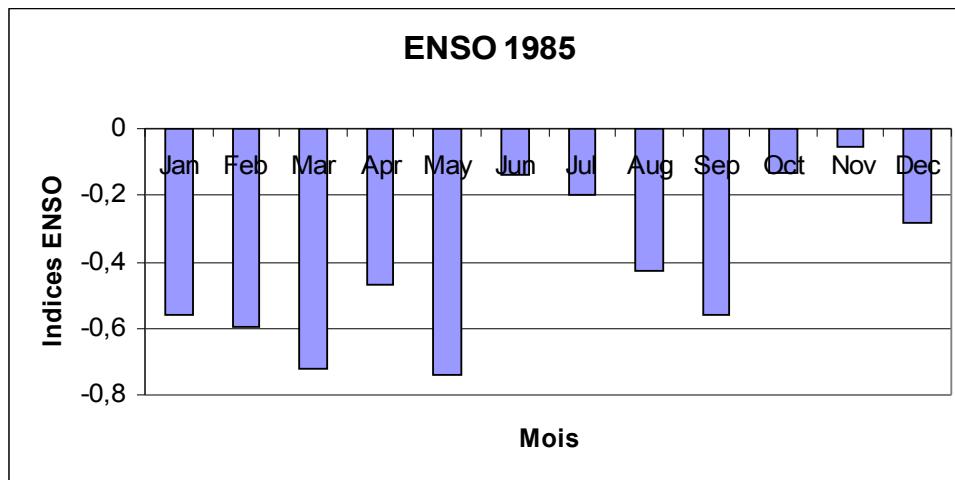


Figure 15a : L'évènement ENSO pendant la période 1984 - 1985

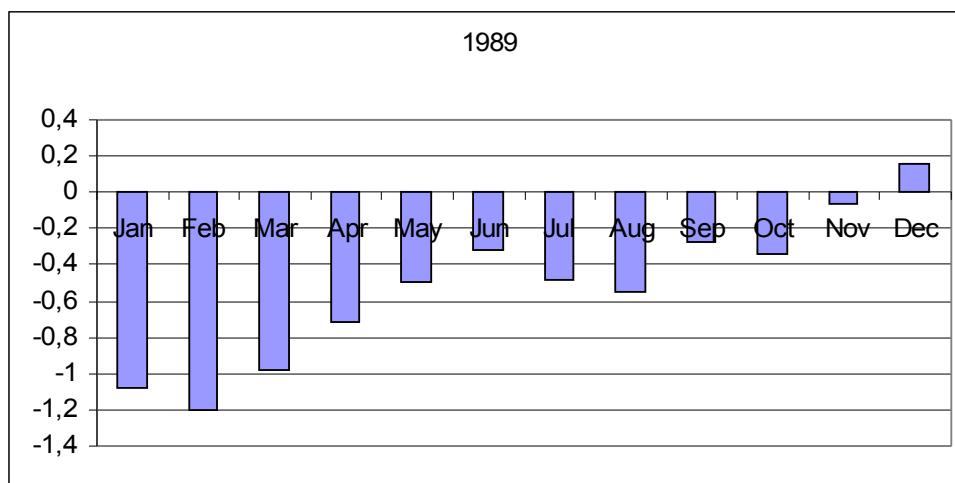
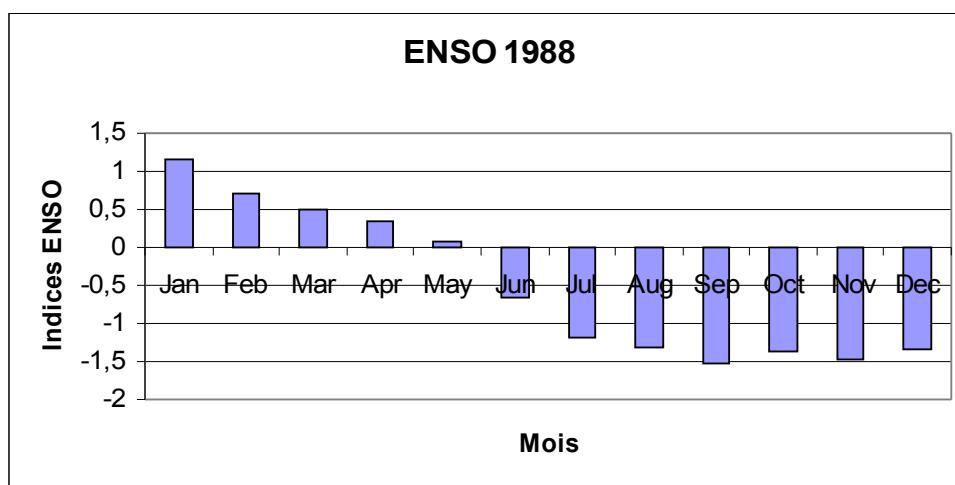


Figure 15b: L'évènement ENSO pendant la période 1988 - 1989

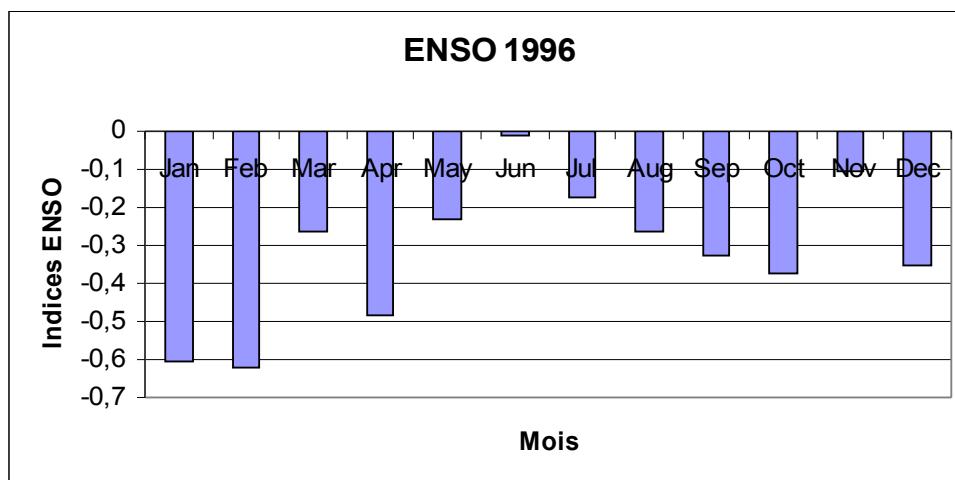
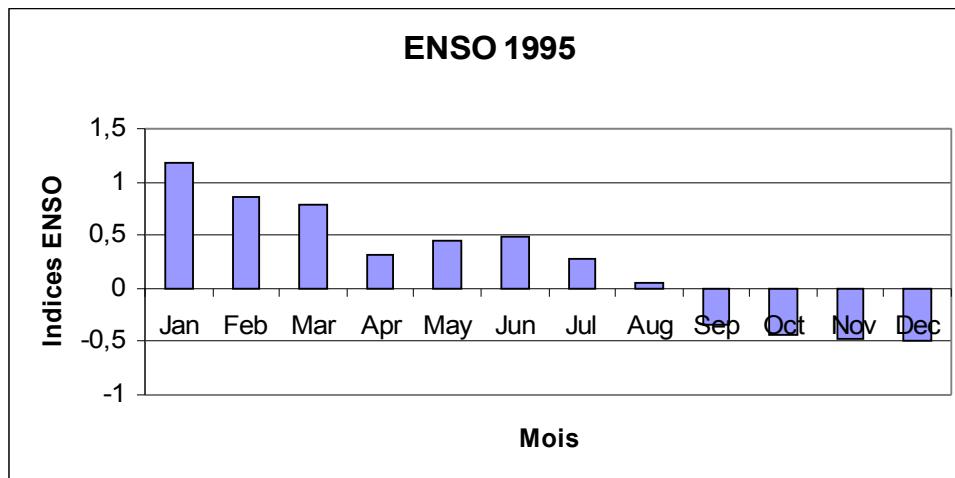
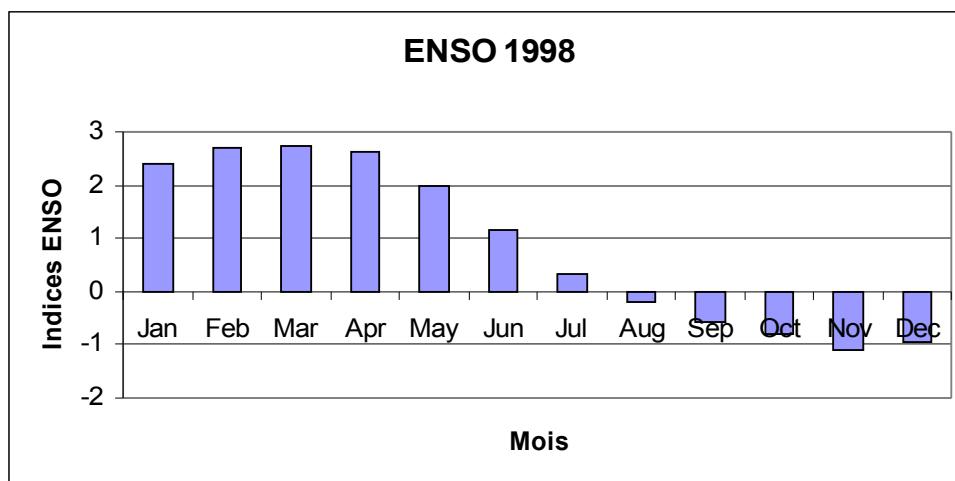


Figure 15c: L'évènement ENSO pendant la période 1995 - 1996



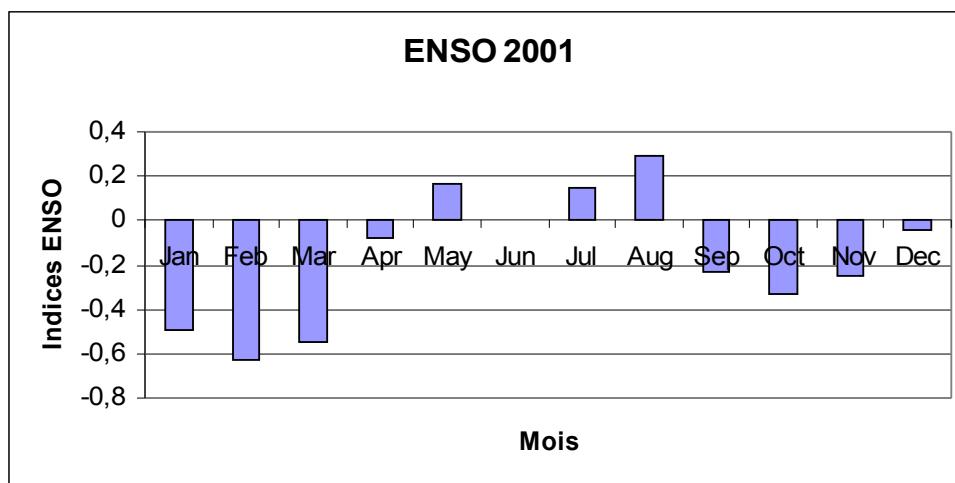
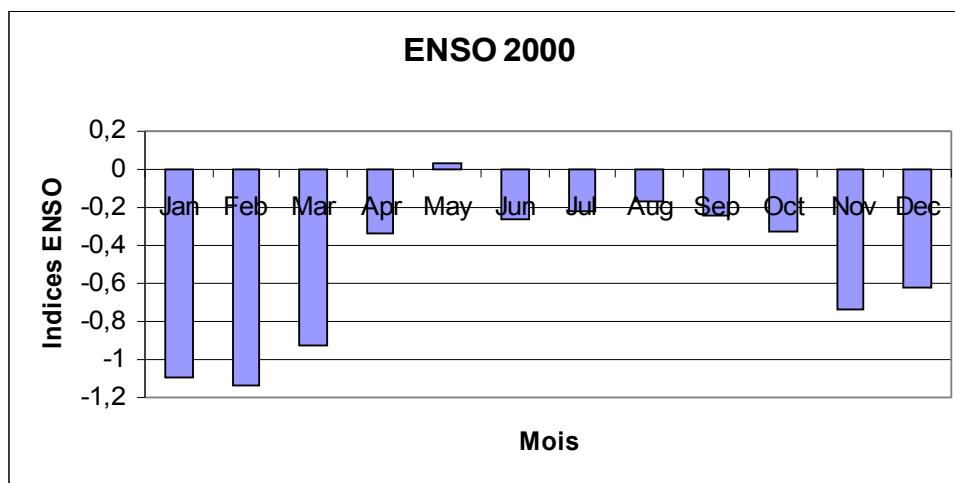
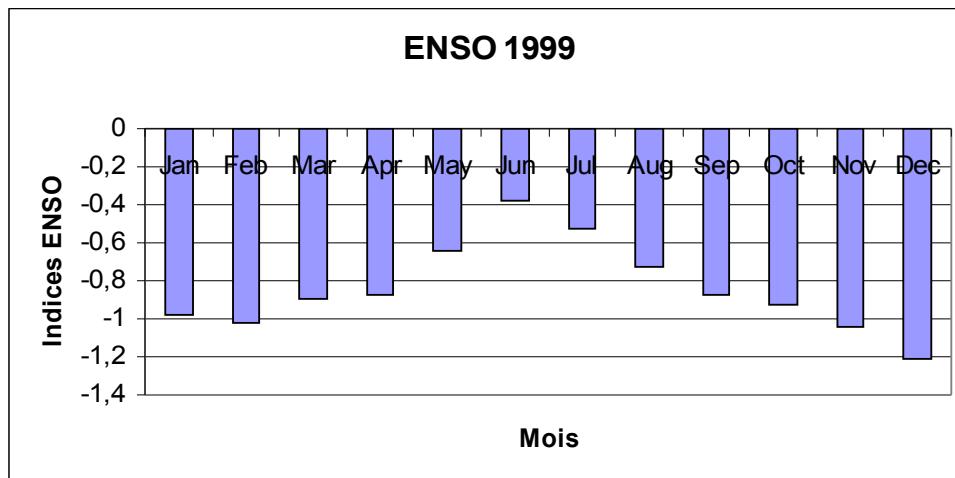


Figure 15d: L'évènement ENSO pendant la période 1998 – 2001

Figure 15: Les périodes à ENSO dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien

III-4 : Comportement de l'ENSO durant la période 1979 -2004

La figure 16 représentant la moyenne de l'ENSO entre 1979 -2004, nous confirme ce que nous avons dit ci-dessus que l'ENSO le plus fort s'est produit pendant la période 1998 – 2001 avec une moyenne annuelle de -0,9 pour l'année 1999. On remarque que c'est la moyenne la plus élevée en valeur absolue ce qui confirme bien que c'est l'ENSO de la période 1998 – 2001 qui a été le plus long et le plus fort

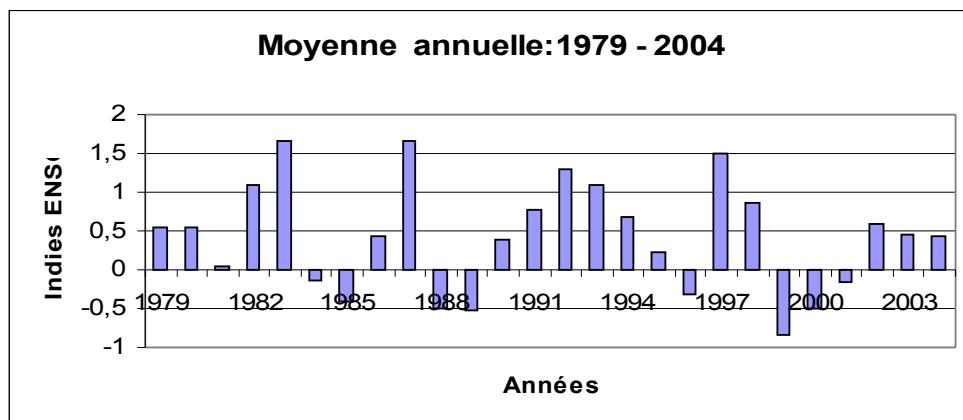


Figure 16 : Moyenne annuelle de l'anomalie climatique ENSO pour la période 1979 - 2004

La figure 17 présente l'écart type de l'ENSO pour la période 1979 – 2004 cette figure nous montre que l'indice de dispersion ne dépasse pas 0,4 qui est une valeur très faible. Ce qui montre que la dispersion de l'anomalie autour de la moyenne est faible caractéristique d'une anomalie climatique ENSO stable

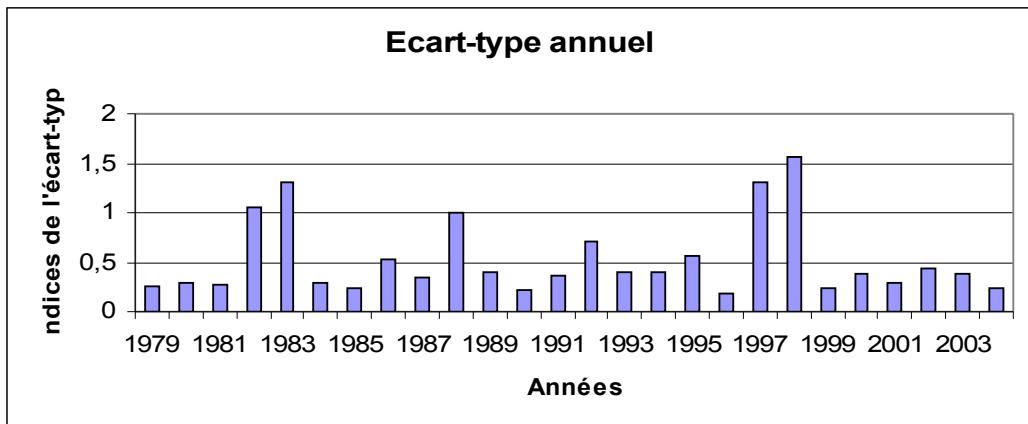


Figure 17: Ecart type de l'anomalie climatique ENSO pour la période 1979 – 2004

La représentation de l'anomalie de ce phénomène donne les mêmes résultats que l'écart type. C'est pour cela que nous ne l'avons pas présenté.

III-5 : Périodicité de l'ENSO

La figure 18 présente la FFT, on observe deux pics, un premier pic de couleur noir en $0,15 \text{ an}^{-1}$ et un deuxième pic de couleur rouge en $0,375 \text{ an}^{-1}$, leur différence nous donne $0,225 \text{ an}^{-1}$. Nous avons une fréquence de $0,225 \text{ an}^{-1}$ alors que la période est l'inverse de la fréquence, ce qui nous donne une période de 4,4 ans

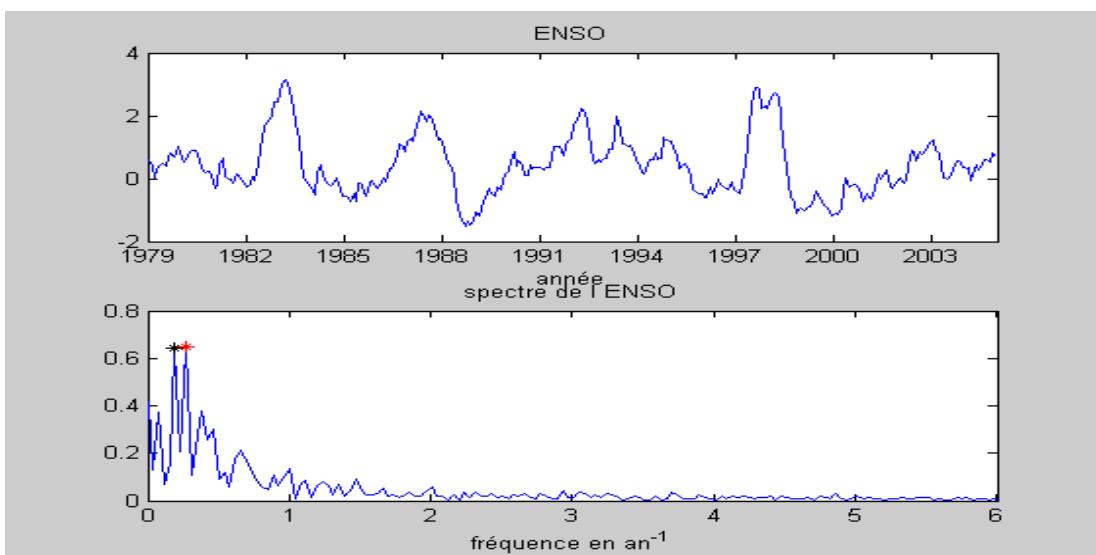


Figure 18: FFT de l'anomalie climatique ENSO pour la période 1979 – 2004

Pour confirmer les résultat de la FFT, nous avons fait recourt au Cepstre représenté par la figure 19. Nous observons encore deux pics, l'un en $5,8 \text{ an}^{-1}$ et l'autre en 6 an^{-1} , ce qui nous donne une fréquence de $0,20\text{an}^{-1}$ en faisant la différence de ces deus valeurs, et l'inverse nous donne une période de 5 ans.

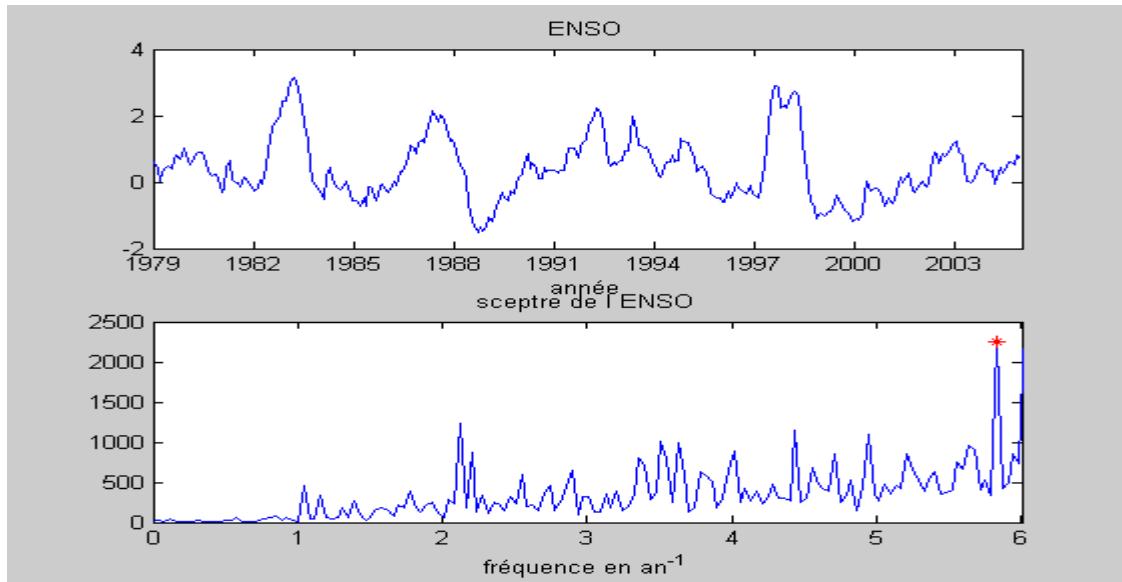


Figure 19:Cepstre de l'anomalie climatique ENSO pour la période 1979 - 2004

Pour étudier la répétition de chacun des deux pics noir et rouge observés avec la FFT, nous avons procédé à l'analyse en ondelette pour chaque pic et par l'analyse en représentant la somme des ondelettes pour les deux pics (voir figure 20).

La figure 20 représente les ondelettes des pics noir et rouge vus dans la figure de la FFT (figure 18).

Le pic noir représenté par l'ondelette noir (figure 20a) montre que ce phénomène se répète pendant une durée de 5,18 ans et l'ondelette qui représente le pic rouge (figure 20b) nous montre qu'un phénomène pareil se reproduit dans une période de 3,70 ans. La figure 20c nous présente la somme des ondelettes de deux pics et elle nous donne une périodicité de 4,5 ans ce qui conforme sur ce que nous avons trouvé avec la FFT, soit 4,4 ans

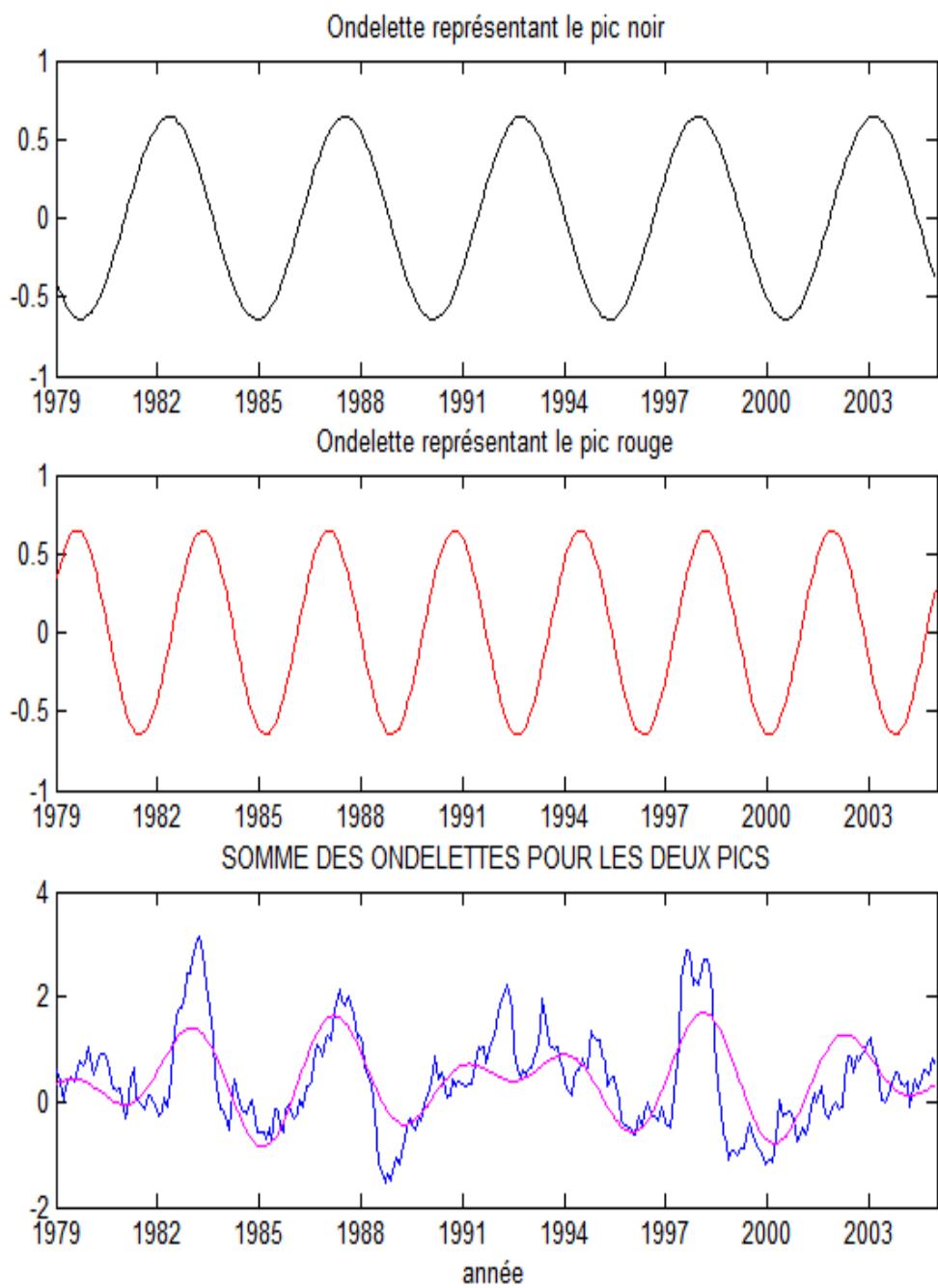


Figure 20 : Ondelettes des pic noir et rouge observés avec la FFT et l'ondelette représentant leur somme

SYNTHESE DES RESULTATS

Cette troisième et dernière partie consacrée aux résultats de notre travail nous permet de voir à travers les résultats de nos recherches que:

En période ENSO, les eaux chaudes vont de l'Ouest vers l'Est.

L'anomalie ENSO se déclanche dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien entre Septembre – Novembre.

L'anomalie ENSO présente une certaine stabilité en soit c'est-à-dire son facteur de dispersion est faible.

La durée de vie de l'anomalie climatique ENSO est entre 12 à 18 mois mais il peut parfois aller au-delà des 18 mois.

Ce phénomène ENSO a une tendance de se répéter tous les 5 ans.

CONCLUSION GENERALE

A travers les recherches que nous avons fait, nous avons voulu établir une documentation sur l'anomalie climatique ENSO dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien, une chose qui n'est pas encore faite jusqu'à présent.

Notre travail s'inscrit sur la climatologie d'anomalie climatique ENSO dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien

L'étude des données de 25 ans de la période 1979 – 2004 nous a donnée les résultats suivants:

1-Comme dans l'Océan Pacifique lors de l'anomalie climatique ENSO, les eaux chaudes se déplacent de l'Ouest vers l'Est provoquant ainsi un déséquilibre de la pression atmosphérique. La pression atmosphérique oscille de l'Ouest à l'Est et donne naissance à l'indice de Walker.

2-On observe que l'anomalie climatique ENSO entre en phase de maturité entre Septembre – Novembre dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien c'est-à-dire avant Noël alors que dans l'Océan Pacifique elle entre en sa phase de maturité peu après Noël. On peut dire que l'ENSO se produit d'abord dans l'Océan Indien et c'est après qu'on ressent ses effets dans l'Océan Pacifique.

3-L'anomalie climatique ENSO présente une certaine stabilité en soit c'est-à-dire son facteur de dispersion est faible.

4-En général, la durée de vie de l'El Nino Southern Oscillation (ENSO) se situe entre 12 à 18 mois, mais il y a le cas isolé de l'ENSO 1998 – 2001 qui a eu une durée de vie dépassant les 36 mois.

5-Nous avons pu constater avec la FFT, le Cepstre et l'étude par ondelettes que l'anomalie climatique ENSO dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien est un phénomène quasi périodique

avec une période d'environ 5ans, ce qui est dans les mêmes normes que l'Océan Pacifique dont la période varie entre 2 à 7ans.

En outre, en vue de compléter notre étude qui est la climatologie d'une anomalie climatique ENSO (El Nino Southern Oscillation) dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien, nous proposons en perspective d'associer l'El Nino Southern Oscillation (ENSO) avec d'autres phénomènes météorologiques tels que les cyclones, voir son influence sur la cyclogenèse et sur les trajectoires cycloniques et aussi sur la pluviométrie (les sécheresses et ou les pluies torrentielles) dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien.

Pour faire cette étude, nous proposons les méthodes suivantes :

La méthode de superposition et la méthode des covariances pour essayer de mettre en évidence l'influence que peut avoir l'anomalie climatique ENSO sur les cyclones et leurs trajectoires et sur la pluviométrie dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien.

REFERENCES

- [1] Jean Philippe Boulanger, Le phénomène El Nino/Oscillation Australe (ENSO)
- [2] http://Fr.wikipedia.org/wiki/El_Ni%cc%83blo
- [3] ENCARTA 2003
- [4] RAMIARINJAHARY Olga, Contribution du Flux de Mousson de l'été Austral sur la cyclogenèse dans le Canal de Mozambique, Thèse présenté le 17 août 2007
- [5] En Field 1989
- [6] <http://le phenomene El.Nino>
- [7] <http://www.cdc.noaa.gov/climateIndices>List/>
- [8] Le Petit LAROUSSE illustré 1984
- [9] RABEMANOTRONA, Cours de la cinquième année
- [10] <http://www.techno-science.net/?onglet=glossaire.de.definition=1650>
- [11] Wallace, J. M. and V. E. Kousky, 1968: Observational evidence of Kelvin waves in the tropical stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, 25, p.900-907
- [12] Wheeler, M. and G. N. Kiladis, 1999: Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, 56, p.374-399
- [13] Wheeler, M., G. N. Kiladis and P. J. Webster, 2000: Large-scale dynamical fields associated with convectively coupled equatorial waves. *J. Atmos. Sci.*, 57, p.613-640.
- [14] Wang, B., 2003: Kelvin Waves. Encyclopedia of Meteorology. ED. J. Holton
- [15] Bessafi, M. and M. C. Wheeler, 2006: Modulation of south Indian Ocean tropical cyclones by the Madden-Julian oscillation and convectively-coupled equatorial waves. *Mon. Wea. Rev.*, 134, p.638-656.

- [16] Kiladis, G. N. and M. Wheeler, 1995: Horizontal and vertical structure of observed tropospheric equatorial Rossby waves. *J. Geophys. Res.*, 100 (D11), p.22981-22997.
- [17] Article principal: Cooley Tukey FFT
- [18] MAXWELL Djaffard, Approche par ondelette de l'étude de la climatologie de la pluie à Madagascar, mémoire de DEA présenté le 02 octobre 2006
- [19] - <http://www.mezis.net/papers/ondelettes/>
- [20] Bibliothèque ONDELETTES pour MUSTIG
- [21] Cours ondelette\SOUTH-WEST INDIAN OCEAN TROPICAL CYCLONE ACTIVITY.htm

ANNEXE 1

LNSO (La Nina Southern Oscillation)

La Nina Southern Oscillation (LNSO) est un phénomène océan atmosphère et elle est l'inverse de l'ENSO. Ce phénomène LNSO se produit juste après l'ENSO et participe à la réinstauration de la période normale. LNSO est caractérisé par le transfère des eaux chaudes de l'Ouest vers l'Est d'une manière très incontrôlable c'est-à-dire la vitesse de déplacement est plus élevée qu'à la normale.

ANNEXE 2

Influence de l'ENSO sur les cyclones

Lors d'un phénomène ENSO, le flux de mousson est perturbé et est diminué en intensité. Cela est caractérisé par une diminution des activités cycloniques dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien. La figure 21 nous montre que la période 2000 - 2001 était une période à ENSO Nous avons des indices négatifs ce qui caractéristique d'un évènement ENSO pour notre zone d'étude.

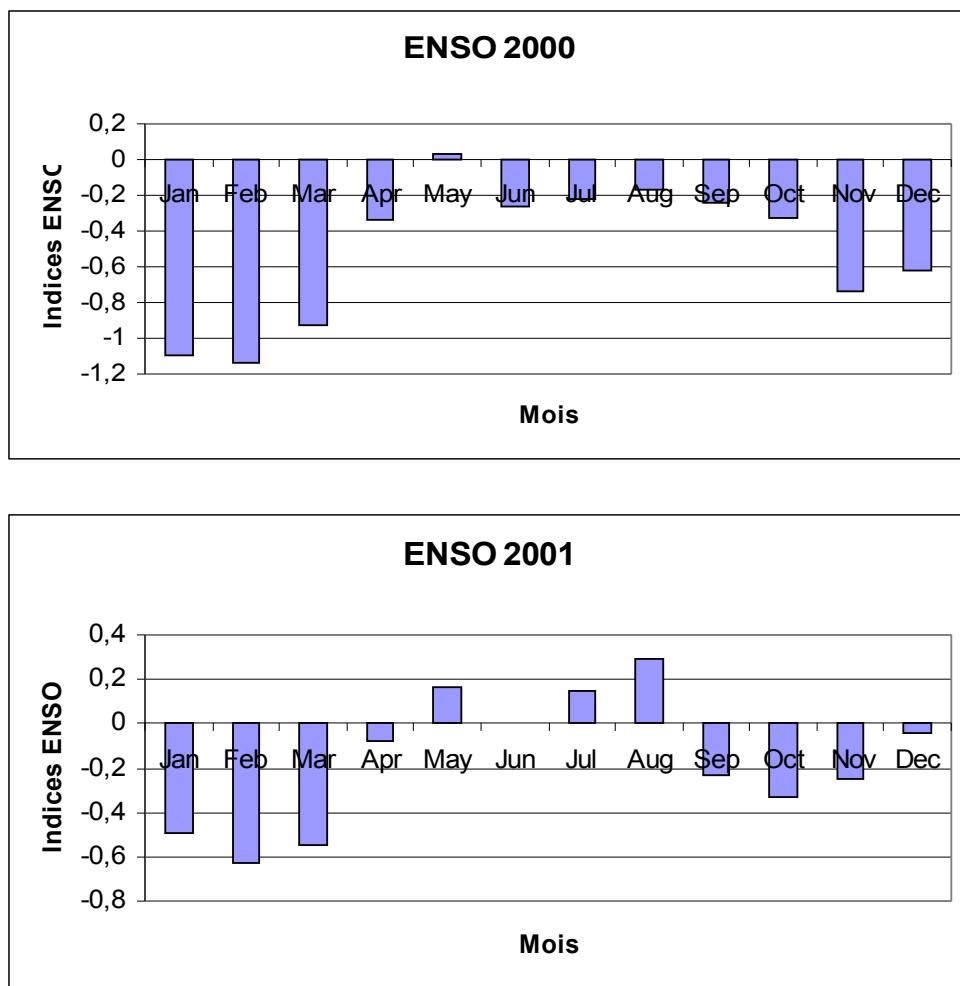


Figure 21: Evènement ENSO 2000 - 2001

La figure 22 nous présente l'activité cyclonique pendant la période 2000 -2001

Nous constatons, à travers la figure 22 que la période 2000 – 2001 qui est une période à ENSO dans le Sud Ouest de l’Océan Indien d’après la figure 16, que l’activité cyclonique n’est pas très importante en ce moment.

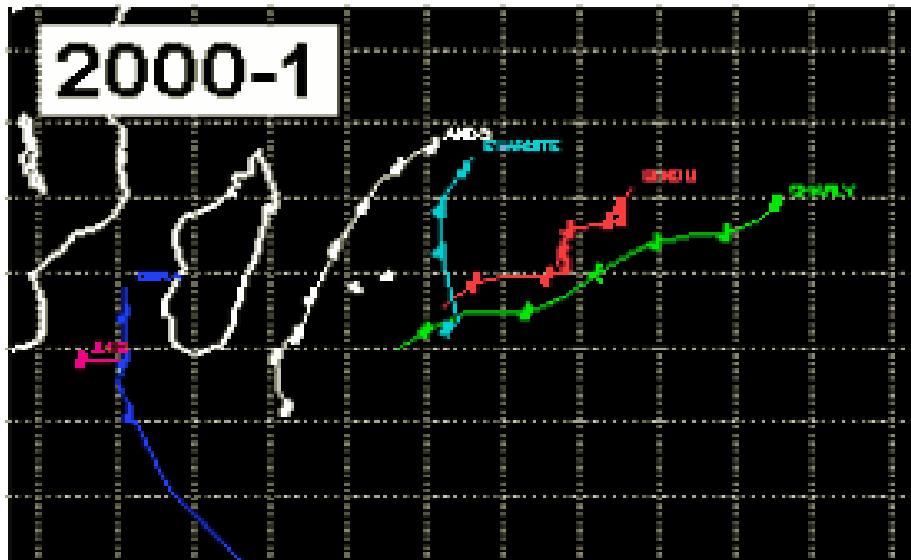


Figure 22: Activité cyclonique dans le Sud Ouest de l’Océan Indien pour la période 2000 – 2001[22]

Par contre en temps normal c'est-à-dire sans ENSO, le flux de mousson n'est pas troublé et l'activité cyclonique dans le bassin Sud Ouest de l’Océan Indien atteint son maximum. La figure 23 montre que la période 1993 – 1994 qui est une période normal sans ENSO avec des indices positifs

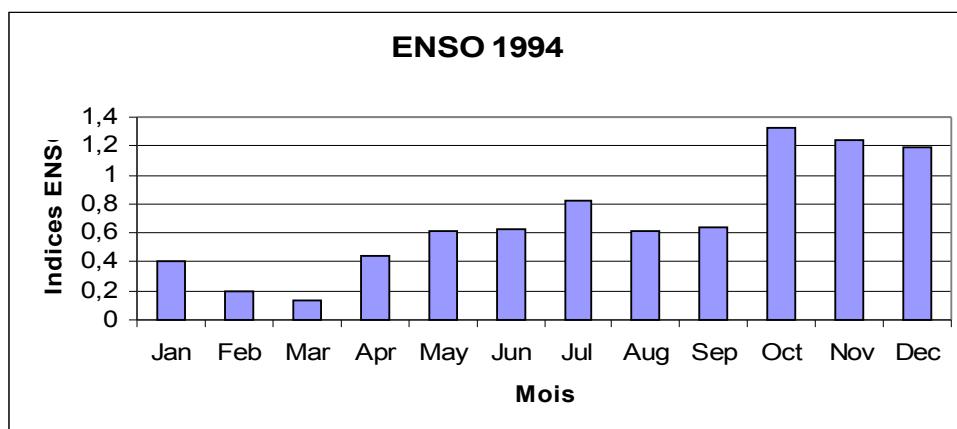
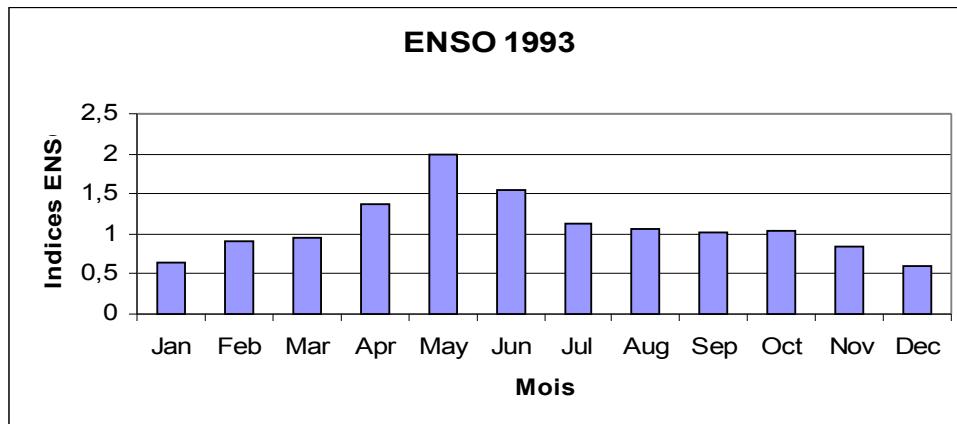


Figure 23 : Période sans l'événement ENSO

La figure 24 nous présente l'activité cyclonique pendant la période 1993 -1994

Cette figure montre qu'il y avait une forte activité cyclonique pendant cette période.

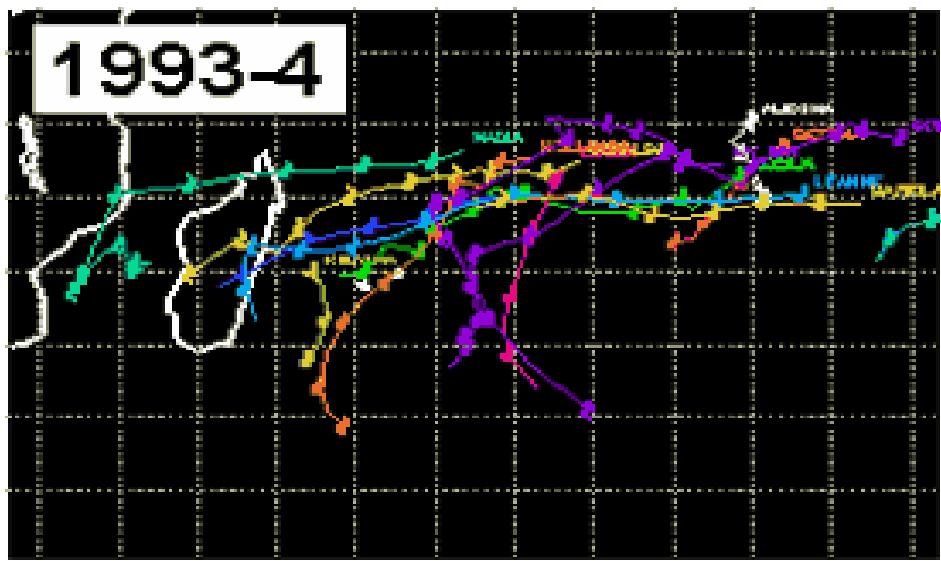


Figure 24: Activité cyclonique dans le Sud Ouest de l'Océan Indien pour la période 1993 – 1994[22]

RESUME

Notre travail intitulé Climatologie d'anomalie climatique ENSO (El Nino Southern Oscillation) dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien' sur la période 1979 – 2004 a pour objet d'avoir une documentation sur l'évolution de ce phénomène dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien.

Le phénomène ENSO est un phénomène océan atmosphérique qui met en évidence les eaux de mers, les ondes de Kelvin, les ondes de Rossby, la pression atmosphérique, et la température. Il consiste au déplacement des masses d'eaux chaudes de l'Ouest du bassin Sud de l'Océan Indien vers l'Est, et on assiste à un dérèglement de la pression atmosphérique créant ainsi des oscillations atmosphériques entre l'Ouest et l'Est

De ce fait, l'analyse descriptive nous montre que ce phénomène se produit entre Septembre et Décembre et a une durée de vie de 12 à 18 mois dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien, l'analyse spectrale (la FFT et le cepstre) et l'analyse par ondelette mettent en évidence le caractère périodique de ce phénomène .Nous avons trouvé que ce phénomène est périodique avec une période de 5 ans

Mots clés : El Nino Southern Oscillation (ENSO), Atmosphère, Pression, Température, Ondes de Kelvin, Ondes de Rossby, FFT, Cepstre et Ondelette.

SUMMARY

We have approached during this study the survey climatologic of an anomaly climatic ENSO (El Nino Southern Oscillation) in the West South basin of the Indian Ocean' during the period 1979-2004. The purpose of this study is to have a documentation concerning the evolution of this phenomenon in the West South basin of the Indian Ocean.

The ENSO phenomenon is an atmospheric ocean phenomenon that puts in evidence the seas waters, the Kelvin waves, the Rossby waves, the atmospheric pressure, and the temperature. It consists to the displacement of the mass of warm waters of the west of the West South basin of the Indian Ocean toward the East, and we attend a disturbance of the atmospheric pressure creating the atmospheric oscillations between the west and the East

For that, the descriptive analysis shows us that this phenomenon occurs between September and December and has a life duration 12 to 18 months in the West South basin of the Indian Ocean. The spectral analysis (FFT and cepstre) and the analysis by ondelette puts in evidence the periodic character of this phenomenon. . We found that this phenomenon is periodic with a period 5 years

Keywords: El Nino Southern Oscillation (ENSO), Atmosphere, Pressure, Temperature, Kelvin waves of, Rossby waves, FFT, Cepstres and ondelette.

Encadreur :

Dr. RAMIARINJANAHAARY Olga

Impétrant:

MIRGHANE Ali Djaé

GSM 032 04 574 E-mail : mirghanealidjae@yahoo.fr

VA 33B bis Tsiadana - Antananarivo