

Universidade de Évora

Variabilidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o
Continente Africano

*Variability of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) over the
African Continent*

Dissertação submetida à Universidade de Évora para obtenção
do grau de Mestre em Clima e Ambiente Atmosférico
Área de Meteorologia, Clima e Alterações Climáticas

Por:

Eduardo Barai

Orientadores:

Prof. Doutor. Luiz Carlos Baldicero Molion

Prof. Doutor. Paulo Sérgio Lúcio

Prof. Doutor. João Corte-Real

Esta dissertação não inclui as críticas e sugestões feitas pelo júri.

Évora – 2005

Universidade de Évora

Variabilidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o
Continente Africano

*Variability of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) over the
African Continent*

Dissertação submetida à Universidade de Évora para obtenção
do grau de Mestre em Clima e Ambiente Atmosférico
Área de Meteorologia, Clima e Alterações Climáticas

Por:

Eduardo Barai

Orientadores:

Prof. Doutor. Luiz Carlos Baldicero Molion

Prof. Doutor. Paulo Sérgio Lúcio

Prof. Doutor. João Corte-Real



152564

Esta dissertação não inclui as críticas e sugestões feitas pelo júri

Este trabalho foi efectuado com o patrocínio da Organização Mundial da Meteorologia (OMM), no âmbito da Bolsa de Estudo concedida a Guiné-Bissau.

Évora – 2005

Resumo

A precipitação é uma variável climatológica que assume uma importância relevante no que diz respeito aos estudos climatológicos das regiões tropicais. O conhecimento de fenómenos ligados à variabilidade da precipitação é importante, particularmente na África, onde os eventos de precipitações extremas afectam negativamente a vida das populações provocando inundações e desalojamento de famílias, ou de secas que as privam de meios essenciais de subsistência. Os estudos destes fenómenos foram no passado bastante limitados pela escassez e baixa frequência das observações meteorológicas nos trópicos. Felizmente, os centros meteorológicos têm gerado análises globais ao longo dos últimos 10 a 15 anos possibilitando um melhor conhecimento dos vários aspectos da atmosfera tropical.

Durante as duas últimas décadas, a compreensão da meteorologia da África Ocidental tem aumentado significativamente através dos resultados do Programa de Investigação Global da Atmosfera (Global Atmospheric Research Program -GARP) e Experimento do Atlântico Tropical (Atlantic Tropical Experiment - GATE). Estes estudos alertam para a seca que tem prevalecido desde os anos sessenta na região da África Ocidental. Um cenário proposto admite a estação chuvosa como consequência das tempestades localizadas e associadas à Zona da Convergência Intertropical (ZCIT) e à sua migração sazonal (Grist e Nicholson, 2002). Os resultados indicam que a precipitação na África ocidental apresenta a variabilidade interanual associada ao fenómeno ENOS e existe a periodicidade de 20-25 anos relacionada com as frequências dos centros de altas subtropicais, provavelmente associada à ODP

Variability of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) over the African Continent

Abstract

The precipitation is a climatologically variable that assumes a relevant importance in that respect to the climatological studies of the tropical regions. The knowledge of a phenomenon connect to precipitation variability is important, particularly in Africa, where the cases of extreme precipitation events affect negatively the life of the populations provoking flooding and dislodgement of families or droughts that deprive them of means essentials of subsistence. The studies of this phenomenon had been in the past sufficiently limited by the scarcity and low frequency of the meteorological observed data in the tropics.

Happily, the meteorological centres has along the 10, 15 years generated global analyses, who has make possible to improve agreements of some aspects of the tropical atmosphere. During the last two decades the understanding of the West African meteorology, had significantly increased with the results of the Global Atmospheric Research Program (GARP) and Tropical Atlantic Experiment (GATE). These studies alert for dry that has prevailed since the Sixties in the west of Africa. A Considered scenery was that the rainy station was consequence of located storms and that they are associates with the Intertropical convergence Zone (ITCZ) and its seasonal migration (Grist and Nicholson, 2002). The results indicate that the precipitation in the West Africa presents interannual variability associate to phenomenon ENOS and exists a periodicity of 20-25 years in the frequency of high subtropical probably the associate to ODP

À memória do João Barai,
levado desta vida!

A Edna, Esmardina, Artemisa, Patrícia, Vladislav, Eduardo Júnior e Hideraldo,
fontes da minha motivação, com peculiar carinho!

Ao meu pai e à minha mãe,
pela bênção!

A toda a minha família, com dedicação!

Agradecimentos

Em primeiro lugar, os meus especiais agradecimentos ao Professor Doutor Luiz Carlos Baldicero Molion, orientador da minha dissertação, pelos conhecimentos transmitidos ao longo da realização deste trabalho e pela orientação.

Especiais agradecimentos vão também para os meus co-orientadores, os Professores Doutores Paulo Sérgio Lúcio e João Corte Real pela colaboração e disponibilidades manifestadas durante as diferentes etapas do trabalho.

Os meus sinceros agradecimentos vão para a Professora Doutora Ana Maria Silva, pelo apoio de natureza variada prestado durante os anos de mestrado.

Os agradecimentos são extensivos ao Dr. Fábio Conde e à Dr^a. Andréa Ramos pela ajuda prestada na utilização do GrADS.

À Organização Mundial da Meteorologia (OMM) pelo financiamento da bolsa de estudo, ao Departamento de Física da Universidade de Évora pelas excelentes condições de trabalho e pelas facilidades concedidas.

À Direcção Geral do Serviço Nacional de Meteorologia da Guiné-Bissau (DGSNM) nas pessoas do seu antigo director Eng.^o Malam da Silva e subdirector Eng.^o João Lona Tchedná e ao Dr. Sérgio Ferreira, Secretário Executivo da Agência Clima e respectivas Implicações Ambientais (CRIA) pelo apoio incondicional e incentivo para a materialização deste trabalho.

Ao Director da DGSNM, na pessoa de Manuel Carvalho de Alvarenga pelo apoio prestado, ao que não poderia deixar de expressar os meus agradecimentos.

Às colegas Isilda da Cunha Menezes e Susana Margarida Mendes pela colaboração e ajuda.

Uma palavra de agradecimento do fundo do coração ao meu pai, José da Silva, por tudo quanto fés para mim nesta vida.

Com especial carinho, um muito obrigado à minha esposa e aos meus filhos e irmãos, pela compreensão e pelo apoio.

Agradeço também a todos os que de uma maneira ou de outra contribuíram para a realização deste trabalho.

A todos, os meus mais profundos agradecimentos.

Índice

	Pág.
Resumo	i
Abstract	ii
Agradecimentos	iv
Lista de Abreviaturas	v
Lista de Figuras, Tabelas e de Anexos	vii
1- Introdução	1
2- Principais Sistemas Sinópticos, de mesoescala e de larga escala que actuam na região da África Ocidental e do Oceano Atlântico Norte Oriental	
2.1- Generalidades	5
2.2- A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)	17
2.2.1- Formação da ZCIT	20
2.2.2- Posicionamento da ZCIT	21
2.2.3- Características da ZCIT	29
2.3- O sistema das Monções	30
2.4- As Linhas de Instabilidade	35
2.4.1- As Ondas de leste	38
2.4.1.1- Características regionais das ondas de leste durante o verão do HN e HS..	41
2.4.1.2- As Ondas de leste na Costa Ocidental da África	43
2.4.2- As Tempestades	45
2.5- As Altas pressões subtropicais	47
2.6- Variabilidade Interanual	50
2.6.1- El Niño-Oscilação Sul (ENSO)	50
2.7- Oscilação Decadal do Pacífico (ODP)	57
2.8- Interação Oceano-Atmosfera	62
2.9- Teleconexões	67
3 – Dados e Metodologia	
3.1- Dados	69
3.2- Metodologia	70
	72
4-Tratamento estatístico dos dados	
4.1- Análise no domínio do tempo	73
4.1.1- Medidas de performance e optimização	76
4.1.2- Funções de autocovariância e de autocorrelação (ACF)	77
4.1.3- Função de autocorrelação parcial (PACF)	78
4.1.4- Representação de Séries Temporais através de processos de Médias Móveis (MA) e de Processo Autoregressivo (AR)	80
4.2- Análise no domínio das frequências	82
4.3- Divisão da área em estudo em quatro regiões homogéneas baseando nos valores da precipitação anual (acumulada)	84
4.3.1- Análise em Componentes principais	84
4.3.2- Método de Ward (análise de Cluster)	85
5-Resultados e Discussão	
5.1- Resultados da análise à partir de dados observados	86
5.2- Análise por regiões	92
5.2.1- Detecção e prognóstico da Sazonalidade	93
5.2.2- Análise do Periodograma	97

5.3- Resultados de análise dos dados das reanálises de NCEP	104
6- Conclusões Finais e Sugestões	
6.1- Conclusões Finais	108
6.2- Sugestões	111
Referências Bibliográficas	113
Anexos	120

Lista de abreviaturas

- ACF – Função de Autocorrelação
- ACP – Análise em Componentes Principais
- AGRHYMET – Centro regional de formação de quadros dos países do sahel, nos domínios de agrometeorologia, hidrologia, protecção vegetal e instrumentos electrónicos.
- ASECNA – Agencia de Segurança da Navegação Aérea em África e Madagáscar
- AR – Processo Autoregressivo
- ATEX – Atlantic Trade Wind Experiment
- ATN – Atlântico Tropical Norte
- ATSM – Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar
- C – Clusters
- Cb – Cumulonimbus
- CCM – Complexos convectivos de Meseescaloa
- CGA - Circulação Geral da Atmosfera
- Ci – Cirrus
- COADS - Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
- COLA - Center for Ocean-Land Atmosphere-Interaction
- Covxy – covariância
- CP – Componente Principal
- CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos climáticos
- Cu – Cumulus
- ENSO – El Niño Southern Oscillation
- FAO – Food and Agriculture Organization of the United Nations
- FIT – Frente Intertropical
- FUNCEME – Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
- GATE – Garp Atlantic Tropical Experiment
- GARP - Global Atmospheric Research Program
- GrADS - Grid Analysis and Display System
- hpa – Hectopascal(Unidade da Pressão Atmosférica)
- HN – Hemisfério Norte
- HS – Hemisfério Sul
- IME – Índice Multivariado de ENSO
- IMPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
- IOS – Índice de Oscilação Sul
- ISMEX – Indo-Soviet Monsoon Experiment
- ITD - Descontinuidade Intertropical
- JISAO - Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean

LIE – Line Island Experiment
MA – Média Móvel
MAD – Média Absoluta dos Desvios
MAE – Erro Médio Absoluto
MAPE – Erro percentual Absoluto Médio
MONEX – Monsoon Experiment
MSD – Média do Quadrado dos Desvios
MSE – Erro Médio Quadrático
MSU – Microwave Sounding Units
NAO – Oscilação do Atlântico Norte
NCEP - National Centers for Environmental Prediction
NE – Nordeste
NOAA- National Oceanic and Atmospheric Administration
ODP – Oscilação Decadal do Pacífico
OFDA - United States Agency for Development and Disaster Assistance
PACF – Função de Autocorrelação Parcial
POAs – Perturbações Ondulatórias no campo dos Ventos Alísios
PNM – Pressão Atmosférica ao Nível Médio do Mar
PTO - Pacífico Tropical Oeste
RMSE – Raiz do Erro Médio Quadrático
ROL – Radiação da Onda Longa ou Radiação de grande comprimento de onda emitida para o espaço exterior
S – Variância
SO – Oscilação Sul de Walker
SW – Sudoeste
SE - Sudeste
TSM – Temperatura da Superfície do Mar
UNEP – United Nations Environment Programme
WMSSC - World Monthly Surface Station Climatology
ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

Lista de Figuras, Tabelas e de Anexos

Lista de Figuras

	Pág.
Figura 1.2.1 – Mapa de regionalização da África, geograficamente e segundo traços culturais e étnicos.....	6
Figura 1.2.1a – Distribuição climática em África.....	7
Figura 2.2.1 – Mapa da África Ocidental.....	10
Figura 3.2.1 – Anomalias de precipitações na África Saheliana de 1901 a 1997 (MCarthy, 2001).....	12
Figura 4.2.1 -Flutuações da precipitação em África 1900-2000. Fonte; FAO	17
Figura 5.2.1 – Mapa da variabilidade da precipitação na África. Fonte; Rede FAO, AGRIMET BSRI	17
Figura 1.2.2 – Zona de Convergência Inter tropical, ZCIT. Fonte: NASA	19
Figura 2.2.2 -Faixa de nebulosidade, caracterizando a ZCIT na imagem composta dos satélites GOES + METEOSAT, canal infravermelho no dia 25/10/2000. Fonte: CPTEC/INPE	20
Figura 1.2.2.1 - Modelo de circulação meridional da atmosfera evidenciando os ventos à superfície, as áreas de alta (H) e baixa (L) pressão e a localização da zona de formação da ZCIT.....	21
Figura 1.2.2.2 -Posição média sazonal da ZCIT em Janeiro e Julho.Fonte: (www.planearthsci.com/products/Hurricanes/ tutorial%)	21
Figura 2.2.2.2 - Mecanismo de vento – evaporação – TSM (Fonte: Ferreira (1996). Climanálise Especial, edição comemorativa dos dez anos.....	22
Figura 3.2.2.2 – Posição média sazonal da ZCIT em Abril e Setembro, mostrando o máximo e mínimo anual. Fonte; (Voreniging voor Weerkunde em climatologie). (www.vwkweb.nl/index.html?Http://www.vwkweb.nl/weerinfo/weerinfo_itcz.htm	23
Figura 4.2.2.2 -Campo de ROL juntamente com o campo de pressão. Fonte: Ferreira (1996)	24
Figura 5.2.2.2 -Testes padrões do fluxo superficial e posições médias mensais da FIT durante o ano sobre a África dada pela ASECNA em 1973 e citada por Dhonneur em 1974.....	26
Figura 6.2.2.2 – Testes Padrões da precipitação em África. A área azul representa regiões de maior reflectividade das nuvens e corresponde a posição média mensal da FIT. (Fonte:Johnson, 1975 e www.cla.sc.edu/geog/faculty/carbone/modules/mods4car/africa	27
Figura 7.2.2.2 – Posição média da FIT à superfície de 850hpa, 700hpa, 500hpa durante Julho, mostrando a inclinação pronunciada da pressão em direcção ao Equador em altitude na latitude aproximadamente de 15°N (ASECNA, 1973 e citada por Dhonneur (1974).....	28
Figura 8.2.2.2 – Corte vertical meridional através da ZCIT sobre a África Ocidental ao longo de cerca de 0° no Verão do HN, mostrando o tipo do tempo relativamente à posição da FIT e tipos predominantes de nuvens para cada zona (Germain, 1968 apud Dhonneur, 1970.....	29
Figura 1.2.3 – Regiões de monções no mundo (Trewartha. G., 1982). As áreas limitadas mostram onde o escoamento da monção ocorre com maior frequência.....	31
Figura 2.2.3 – Monção na África nos meses de Verão do HN.....	33

Figura 3.2.3 – Circulação do vento sobre a África durante o mês de Janeiro nos níveis de 850 hpa e 500 hpa. As setas representam ventos e os pontos são zonas de convergências. Fonte: McGregor & Nieuwolt (1998).....	33
Figura 4. 2.3- Circulação do vento sobre a África durante o mês de Julho nos níveis 850 hpa e 500hpa. Fonte: McGregor & Nieuwolt (1998).....	34
Figura 1.2.4 – Regiões tropicais com maior ocorrência de linhas de instabilidade.....	35
Figura 2.2.4 – Imagem do satélite METEOSAT-7 mostrando uma linha de instabilidade desde o litoral do Estado do Maranhão até o Estado do Rio Grande do Norte (Brasil). Fonte: FUNCEME	36
Figura 3.2.4 -Trajectórias das linhas de instabilidade durante os meses de Junho (a), Julho (b), Agosto (c) e Setembro (d), do ano 1983 (Gnamien, 1990).....	37
Figura 1.2.4.1 – Regiões onde se observa, ou existem indícios de, propagação de Ondas de Leste. Berry et. Al. (1945)	39
Figura 2.2.4.1 – Modelo de Ondas de Leste: linha de corrente em 4500 m. Inclinação horizontal do eixo do cavado de NE-SW. Riehl (1954)	39
Figura 3.2.4.1 -Ondas de distúrbios de Leste (Fonte: Cavalcanti, 2002).....	40
Figura. 1.2.5 – Esquemas da distribuição zonal de pressão. (a) com e sem (b).continentes.....	47
Figura 2.2.5 – (a) Pressão e circulação na superfície em Janeiro e (b) em Julho.....	48
Figura 1.2.6.1a -Impactos climáticos do El Niño no Verão do HS (Fonte: CPTEC/INPE).....	52
Figura 1.2.6.1b -Impactos climáticos do El Niño no Verão do HN (Fonte: CPTEC/INPE.....	52
Figura 2.2.6.1a – Impactos climáticos do La Niña no Verão do HS (Fonte: CPTEC/INPE).....	53
Figura 2.2.6.1b – Impactos climáticos do La Niña no Verão do HN (Fonte: CPTEC/INPE).....	53
Figura 3.2.6.1 – Desvio – Padrão do Índice de Oscilação Sul	55
Figura 4.2.6.1 – Espessura da camada de Termoclina.....	57
Figura 5.2.6.1 – Circulação equatorial de walker	57
Figura 1.2.7 – Série temporal do Índice da Oscilação Decadal do Pacífico (Mantua et al, 1997) Fonte: Http://tao.atmos.washington.edu/pdo/	60
Figura 2.2.7 – Desvios de temperatura média global da troposfera obtidos pelo MSU a bordo de satélites (Christy e Spencer, 2004). Fonte: http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/MSU/msusci.html	60
Figura 3.2.7 – Diferença entres os fluxos de radiação de onda longa emitida para o espaço exterior (ROL) entre um ano de El Niño (1998) e um de La Niña (2000). Valores negativos (positivos) representam menor (maior) perda de ROL (Molion e Bernardo, 2002) Fonte: http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/MSU/msusci.html	61
Figura 4.2.7 – Desvios da temperatura média global, com relação à média do período 1961-90, obtidos em estações meteorológicas de superfície (Jones et al., 1999); Fonte: http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/MSU/msusci.html	61
Figura 1.2.8 – Desenho esquemático das anomalias das circulações de Hadley e Walker em relação com as TSM. a) Pacífico quente, Atlântico Norte quente e Atlântico Sul frio; b) Pacífico frio, Atlântico Norte frio e Atlântico Sul quente. Fonte: (Aragão et al., 1996).....	66

Figura 1.3 – Precipitação total anual (cm), 1950-93 das 14 estações em estudo. Por W. Mitchell.....	70
Figura 1.5.1a – Precipitação média mensal (não corrigida) para as 14 estações da África Ocidental, de 1950 a 2000	89
Figura 1.5.1b – Precipitação média mensal (corrigida) para as 14 estações da África Ocidental, de 1950 a 2000.....	89
Figura 2.5.1 – Precipitação mensal (1950-2000) para cada uma das 14 estações, evidenciando os três períodos climatológicos (detecção de sazonalidade).....	89
Figura 3.5.1 – Controlo de qualidade da média simples, do desvio padrão e da média móvel (anual) para cada uma das 14 estações, evidenciando os três períodos climatológicos (detecção de tendências e configurações permanentes) (1950-2000).....	90
Figura 4.5.1a – Análise da tendência de Precipitação média mensal das 14 estações para o período seco, no domínio de tempo estudado.....	90
Figura 4.5.1b – Análise da tendência de Precipitação média mensal das 14 estações para o período de transição, no domínio de tempo estudado.....	91
Figura 4.5.1c – Análise da tendência de Precipitação média mensal das 14 estações para o período chuvoso, no domínio de tempo estudado	91
Figura 1.5.2 -Dendrograma dos autos vectores associados aos autovalores retidos pela ACP.....	92
Figura 2.5.2 -Representação das componentes.....	92
Figura 1.5.2.1 -Análise de sazonalidade (contribuição e variabilidade mensal) para a estação de Diourbel.....	94
Figura 2.5.2.1 -Análise da tendência (geral e sazonal) para a estação de Diourbel.....	94
Figura 3.5.2.1 -Função de Autocorrelação-Estação de Diourbel	94
Figura 4.5.2.1 -Análise de sazonalidade (contribuição e variabilidade mensal) para a estação de Gao...	95
Figura 5.5.2.1 -Análise da tendência (geral e sazonal) para a estação de Gao.....	95
Figura 6.5.2.1 -Função de Autocorrelação-Estação de Gao.....	95
Figura 7.5.2.1 -Análise de sazonalidade (contribuição e variabilidade mensal) para a estação de Kita...	96
Figura 8.5.2.1 -Análise da tendência (geral e sazonal) para a estação de Kita	96
Figura 9.5.2.1 -Função de Autocorrelação-Estação de Kita.....	96
Figura 10.5.2.1 -Análise de sazonalidade (contribuição e variabilidade mensal) para a estação de Natitingue.....	97
Figura 11.5.2.1 -Análise da tendência (geral e sazonal) para a estação de Natitingue.....	97
Figura 12.5.2.1 -Função de Autocorrelação-Estação de Natitingue.....	97
Figura 1.5.2.2 -Periodograma da série de precipitação da estação de Diourbel	98
Figura 2.5.2.2 -Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Diourbel, para períodos de 3 anos.....	99

Figura 3.5.2.2 -Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Diourbel, para períodos de 6 anos.....	99
Figura 4.5.2.2 -Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Diourbel, para períodos de 7 anos	99
Figura 5.5.2.2 – Periodograma da série de precipitação da estação de Gao	100
Figura 6.5.2.2 -Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Gao, para períodos de 3 anos	100
Figura 7.5.2.2 -Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Gao, para períodos de 6 anos	100
Figura 8.5.2.2 -Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Gao, para períodos de 7 anos.....	101
Figura 9.5.2.2 – Periodograma da série de precipitação da estação de Kita	101
Figura 10.5.2.2 -Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Kita, para períodos de 3 anos.....	102
Figura 11.5.2.2 -Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Kita, para períodos de 6 anos.....	102
Figura 12.5.2.2 -Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Kita, para períodos de 7 anos.....	102
Figura 13.5.2.2 – Periodograma da série de precipitação da estação de Natitingue	103
Figura 14.5.2.2 -Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Natitingue, para períodos de 3 anos.....	103
Figura 15.5.2.2 -Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Natitingue, para períodos de 6 anos.....	103
Figura 16.5.2.2 -Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Natitingue, para períodos de 7 anos.....	104

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Estação, Coordenadas (Lat, Lon), Período (anos) e Precipitação Anual (mm).....	69
--	----

Lista de Anexos

Anexo I -Estatística descritiva mensal e anual das 14 estações estudadas.....	120
Anexo II – Série temporal do Índice Multivariado de El Niño-Oscilação Sul (Wolter e Timlin, 1998) Fonte: http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEJ/mei.html	125
Anexo III -Análise em Componentes Principais.....	125
Anexo IV -Reconstrução da Série temporal da estação de Thies.....	126
Anexo V -Detecção e Prognóstico da sazonalidade das 4 regiões da África Ocidental.....	131

Anexo VI -Periodogramas das séries de precipitação e gráficos de controlo das 4 regiões da África ocidental.....	140
Anexo VII – Comportamento mensal da PNM, Precipitação e ROL para Diourbel (Região oeste) durante o período (1969 e 1984) através das reanálises do NCEP	151
Anexo VIII – Comportamento mensal da PNM, Precipitação e ROL para Gao (Região Leste) durante o período (1969 e 1984) através das reanálises do NCEP.....	151
Anexo IX – Comportamento mensal da PNM, Precipitação e ROL para Kita (Região Centro-sul) durante o período (1969 e 1984) através das reanálises do NCEP	152
Anexo X – Comportamento mensal da PNM, Precipitação e ROL para Natitingue (Região Sul) durante o período (1969 e 1984) através das reanálises do NCEP	153
Anexo XI – Campos de precipitação mensal (Jan, Mar, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set e Dez) da área em estudo (5S,25N; 20W,10E) durante o período de 1969 através das reanálises do NCEP.....	153
Anexo XII – Campos de precipitação mensal (Jan, Mar, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set e Dez) da área em estudo (5S,25N; 20W,10E) durante o período de 1984 através das reanálises do NCEP.....	154
Anexo XIII – Campos de ROL (Fev, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set, Out e Dez) para a África (35S,50N; 50W,40E) durante o período de 1969 através das reanálises do NCEP.....	155
Anexo XIV – Campos de ROL (Fev, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set, Out e Dez) para a África (35S,50N; 50W,40E) durante o período de 1984 através das reanálises do NCEP.....	156
Anexo XV – Campos de PNM (Fev, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set, Out e Dez) da área em estudo (5S,25N; 20W,10E) durante o período de 1969 através das reanálises do NCEP.....	156
Anexo XVI – Campos de PNM mensais (Fev, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set, Out e Dez) da área em estudo (5S,25N; 20W,10E) durante o período de 1984 através das reanálises do NCEP.....	157
Anexo XVII -Comparação de séries de precipitação das Reanálises do NCEP (1950-2000) das estações em estudo com os dados observados (1950-2000).....	158
Anexo XVIII – Precipitação mensal observada (1950-2000) para cada estação representante das 4 regiões da África ocidental.....	160
ANEXO XIX – TSM mensais (Jan, Fev, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set, e Dez) nos oceanos que circundam a África (40S,50N; 50W,80E) durante o período de 1969 através das reanálises do NCEP	162
ANEXO XX – TSM mensais (Jan, Fev, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set, e Dez) nos oceanos que circundam a África (40S,50N; 50W,80E) durante o período de 1984 através das reanálises do NCEP.....	163
ANEXO XXI – Campos de Anomalias mensais da TSM (Jan, Fev, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set, e Dez) nos oceanos que circundam a África (40S,50N; 50W,80E) durante o período de 1969 através das reanálises do NCEP.....	164
ANEXO XXII – Campos de Anomalias mensais da TSM (Jan-Dez) nos oceanos que circundam a África (40S,50N; 50W,80E) durante o período de 1984 através das reanálises do NCEP.....	165
ANEXO XXIII – Comportamento mensal das Anomalias de Precipitação das quatro regiões da África ocidental durante o período de 1950-1990 e durante os períodos de 1969 e 1984 através das reanálises do NCEP.....	166
ANEXO XXIV – Campos de Anomalias mensais da Precipitação (Jan, Fev, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set, e Dez) para a África (40S,50N; 50W,40E) durante o período de 1969 através das reanálises do NCEP...	167
ANEXO XXV – Campos de Anomalias mensais da Precipitação (Jan, Fev, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set, e Dez) para a África (40S,50N; 50W,40E) durante o período de 1984 através das reanálises do NCEP.....	168

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

1- Introdução

O estudo do clima nas diversas regiões do planeta é importante para o estabelecimento de certas características regentes em cada região. Os factores climáticos de uma região, entre outros aspectos, interferem na sua própria economia (tipo de produção agrícola dominante), além de também determinar sua própria ocupação populacional. Por exemplo, em climas muito áridos, assim como em climas de temperaturas muito baixas, as populações tendem a ser pouco numerosas, e podem apresentar características bastante peculiares quanto ao seu modo de vida. O clima e suas flutuações em diferentes escalas temporais são um eixo muito importante na pesquisa climática. A agricultura, a energia, a habitação, os recursos hídricos, a saúde e outros sectores são seriamente afectados pelas variações climáticas.

As regiões tropicais apresentam características globais de grande relevância meteorológica capazes de influenciar o tempo e o clima, não somente nesta faixa do globo, mas estender-se até as regiões polares. As regiões tropicais têm um lugar privilegiado na dinâmica do clima global e na localização dos impactos climáticos. Por um lado, essas regiões são extremamente sensíveis às mudanças climáticas, por outro lado, nelas ocorrem as principais trocas de energia que condicionam o clima da Terra. São regiões fonte de calor e momento. A célula meridional de Hadley, componente da circulação geral na direcção equador-trópico, transporta calor e momento para as latitudes mais elevadas. Um dos fenómenos mais importantes dos sistemas sinópticos destas regiões é a convecção profunda, que transporta calor latente e calor sensível da superfície para regiões mais altas da troposfera, convertendo-os em energia potencial e, posteriormente, em energia cinética.

A precipitação é uma variável climatológica que assume uma importância relevante no que diz respeito aos estudos climatológicos das regiões tropicais. O conhecimento de fenómenos ligados à variabilidade da precipitação é importante, particularmente na África, onde os eventos de precipitação extrema afectam negativamente a vida das populações provocando inundações e desalojando famílias, ou de secas, que as privam de meios essenciais de subsistência. Os estudos desses fenómenos foram, no passado bastante limitados pela escassez e baixa frequência das observações meteorológicas nos trópicos. Felizmente, os centros meteorológicos têm gerado análises globais ao longo dos últimos 10 a 15 anos, possibilitando um melhor conhecimento dos vários aspectos da atmosfera tropical.

Durante as duas últimas décadas, a compreensão da Meteorologia da África Ocidental tem aumentado significativamente através dos resultados do Programa de Investigação Global da Atmosfera (Global Atmospheric Research Program -GARP) e Experimento do Atlântico Tropical (Garp Atlantic Tropical Experiment - GATE) por exemplo. Estes estudos

alertam para a seca que tem prevalecido desde os anos sessenta na região da África Ocidental. Um cenário proposto admite a estação chuvosa como consequência das tempestades localizadas e associadas à Zona da Convergência Intertropical (ZCIT) e à sua migração sazonal (Grist e Nicholson, 2002).

Desde o início da década de setenta, toda a região que compreende a África Ocidental Tropical e do Oceano Atlântico Oriental Norte vem sofrendo secas severas, provavelmente devido às influências dos sistemas regionais e anomalias climáticas de grande escala, contribuindo para a redução da precipitação e, conseqüentemente, decréscimo da economia dos países dessa Região. Desde o final dos anos sessenta até ao presente, as chuvas têm sido muito irregulares e a Região tem experimentado longos períodos com registros pluviométricos de valores muito abaixo do normal (Nicholson, 1983, e Nicholson e al., 2000). O estudo deste fenómeno climatológico e a identificação dos principais factores da sua variabilidade contribuirão para diminuir o impacto negativo da sua incidência sobre a Sociedade e suas actividades económicas.

A região do Atlântico Tropical Norte e da Costa Ocidental Africana são influenciadas por diversos fenómenos atmosféricos e sistemas produtores de chuva, incluindo a banda de actividade convectiva da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), as perturbações e ondas de leste, as depressões e os ciclones tropicais, as circulações anticiclónicas das latitudes médias e os centros de baixas pressões equatoriais, as linhas de instabilidade, a convergência do fluxo de humidade e convecção local. A ZCIT parece ser o sistema de escala planetária mais importante na produção de chuva e a sua migração sazonal constitui o principal factor da variabilidade da precipitação ao longo do ano em toda a África Ocidental. A alteração do regime das monções que atinge essa zona da África, a variabilidade da temperatura da superfície do mar (TSM) e a variabilidade da circulação zonal causada pelos gradientes de temperatura entre os continente e a superfície do mar, denominada Circulação de Walker, são factores adicionais que contribuem para a variabilidade interanual da precipitação na África Ocidental.

Recentemente, através dos dados de reanálises e simulações com diversos modelos e da utilização de ferramentas estatísticas, vários autores, entre eles Duvel, J. P. (1989 e 1990), Debois et al. (1992), Janicot, J. S. (1992), Lamb, P. J. E Randy A. Peppler (1992), Carton, J. A. e B. Huang (1994), Chang, P. et S.G. Philander (1994), Curtis, S. e Hastenrath. (1995), Fontaine, B. e Serge Janicot (1996), Huang B. H. e Shukla J. (1996 e 1997), Chang et al. (1997), Chang, P. (1998), estudaram a problemática da variabilidade interanual e decadal da precipitação na Região, numa tentativa de estabelecer correlações com outros parâmetros, como as anomalias da temperatura da superfície do mar e as componentes do vento na região, a dinâmica do fenómeno acoplado terra-atmosfera-oceano, a correlação com fenómenos remotos, perda de radiação de grande comprimento de onda para o espaço e os mecanismos de

realimentação climática, ou seja, os mecanismos de "feedback".

No final da década dos anos sessenta, verificou-se que o limite do Deserto do Sahara, uma região conhecida como Sahel (o termo "sahel" é árabe para "shore"-ele é o limite do sul do Deserto do Sahara,) se expandiu em direcção ao Equador e alguns países, como Burkina-Faso e Mauritânia, tiveram suas terras agricultáveis tomadas pelo Deserto. Recentemente, a revista New Scientist (Novembro de 2003) publicou resultados de estudos que indicaram que, desde o final da década dos anos oitenta, os limites do Deserto do Sahara estão retrocedendo e se afastando do Equador. Os referidos países já voltaram a praticar agricultura nas terras que tinham sido tomadas. Este acontecimento reverte-se de uma grande importância social e económica para os países do continente africano limítrofes com o Deserto do Sahara e torna-se desejável, se possível for, relacionar o movimento dos limites do Deserto do Sahara com a variabilidade de baixa frequência das configurações da circulação geral da atmosfera (CGA).

Pretende-se, com o presente trabalho, proceder ao estudo da variabilidade da ZCIT sobre a África Ocidental. Em particular, este estudo baseia-se na hipótese de que os centros de altas pressões subtropicais ou anticiclones subtropicais, além dos deslocamentos de alta-frequência de seus centros de acção, relativos ao ciclo anual e os fenómenos de escala global, como os eventos El Niño/Oscilação Sul (ENSO), possam apresentar movimentos de baixa frequência, da ordem de duas a três décadas, possivelmente relacionados com a actividade solar ou com a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e, dessa forma, limitar o deslocamento da ZCIT, o principal mecanismo dinâmico de produção de chuva no Sahel.

Os objectivos deste trabalho são: 1) estudar a variabilidade temporal das incursões meridionais da ZCIT sobre a África Ocidental e a sua relação com o posicionamento dos centros de altas pressões subtropicais, 2) relacionar o movimento dos limites do Deserto do Sahara com a variabilidade da baixa frequência das configurações da circulação geral da atmosfera, e 3) prever / antever o avanço e recuo do Deserto do Sahara. Para tal, são utilizados os dados mensais de Reanálises do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) de determinadas variáveis atmosféricas, como a pressão atmosférica ao nível médio do mar (PNM), a temperatura da superfície do mar (TSM), as anomalias da temperatura da superfície do mar (ATSM) a radiação de grande comprimento de onda emitida para o espaço exterior (ROL) e a precipitação entre 1950-2000, dando maior relevância aos períodos em que se observam o deslocamento dos limites do Deserto do Sahara. Para a visualização dos campos dessas variáveis, é utilizado o software Grid Analysis and Display System (GrADS).

A presente dissertação está estruturada em seis capítulos como a seguir se apresentam: no segundo capítulo é apresentada a região em estudo, a África Ocidental e abordado aspectos inerentes aos principais sistemas sinópticos de mesoescala e de larga escala que actuam nessa região e no Oceano Atlântico Oriental, associados às características

climáticas da precipitação. No terceiro capítulo, estão especificados os dados obtidos e metodologia a seguir, enquanto a abordagem estatística dos dados é especificada no quarto capítulo. No quinto capítulo estão apresentados os resultados obtidos e consequentes análise e discussão. Finalmente, no sexto capítulo são apresentadas as conclusões finais do trabalho e propostas sugestões que poderão eventualmente dar sequência a este trabalho.

2- Principais Sistemas Sinóticos, de mesoescala e de larga escala que actuam na região da África Ocidental e do Oceano Atlântico Norte Oriental

2.1-Generalidades

Desde a Antiguidade, a palavra África sempre esteve relacionada à ideia de uma terra quente e ensolarada, como parece sugerir sua origem etimológica: Sérvio Honorato, comentarista romano de Virgílio, levanta a possibilidade de que esse nome provenha do Latim "aprica", "ensolarado", ou do Grego "aphriké", "sem frio".

Uma das principais características do Continente Africano é, de facto, o clima quente que predomina na maior parte do seu território, situado principalmente nas zonas tropicais e equatoriais.

Incluídas as ilhas do litoral, a África tem uma superfície de 30.264.000 quilómetros quadrados, o que corresponde há cerca de um quinto das terras emersas do globo. O Continente apresenta forma triangular e maciça, com costas rectilíneas e estreitas e acentuada presença de planaltos e planícies. Limita-se ao Norte com o Mar Mediterrâneo. Os Golfos de Gabes (Tunísia) e Sirte (Líbia) e os Cabos Espartel (Marrocos) e Bom (Tunísia) são os acidentes do litoral mais importantes nessa zona. A Leste, o Canal de Suez, o Mar Vermelho, o Golfo de Aden e o Oceano Índico assinalam o limite com o Continente Asiático; nesse litoral, rectilíneo e rochoso em sua maior parte, destacam-se os Cabos de Guardafui (Península da Somália) e Delgado (Moçambique). A costa atlântica, que se estende do Cabo Espartel até ao Cabo das Agulhas (extremo Sul), apresenta uma ampla curva saliente em direcção ao Oeste, na parte setentrional, onde o Cabo Verde (Senegal) marca o limite ocidental do Continente. Mais ao Sul, o litoral se adentra em sentido contrário, formando o amplo Golfo da Guiné, para continuar numa linha ligeiramente ondulada até o extremo meridional. Os principais Arquipélagos e Ilhas pertencentes ao continente são, no Oceano Índico, a ilha de Madagáscar (uma das maiores do mundo), as Mascarenhas (Reunião e Maurício), as Comores, as Seychelles, Zanzibar e Socotra; no Oceano Atlântico, os arquipélagos de Cabo Verde, Bijagós, Príncipe, São Tomé, Ascensão, Santa Helena e Tristão da Cunha são as que se destacam. A África é um continente com 53 países, regionalizando-se a partir da localização geográfica de cada região ou a partir de traços culturais e étnicos.

Geograficamente, a África divide-se em cinco regiões: África Setentrional ou África do Norte, composta por oito países e situada próxima dos Mares Vermelho e Mediterrâneo; A África Ocidental, composta por 16 estados, incluindo o Sahara Ocidental que ainda se encontra sob domínio de Marrocos. Essa região situa-se na vizinhança do Oceano Atlântico. A terceira região é a África Central, localizada no centro do Continente, com 8

estados. Situada nas proximidades do Oceano Índico fica a região africana da África Oriental composta por 7 países. Por fim, a África Meridional ou Austral, localizada na parte Sul do continente e compreende 14 países (Figura 1.2.1).

Relativamente aos traços culturais e étnicos a África divide-se em dois conjuntos regionais: África Branca ou Setentrional com 9 estados e a África Negra ou Sub-Sahariana, composta por 44 países do continente (Figura-1.2.1).

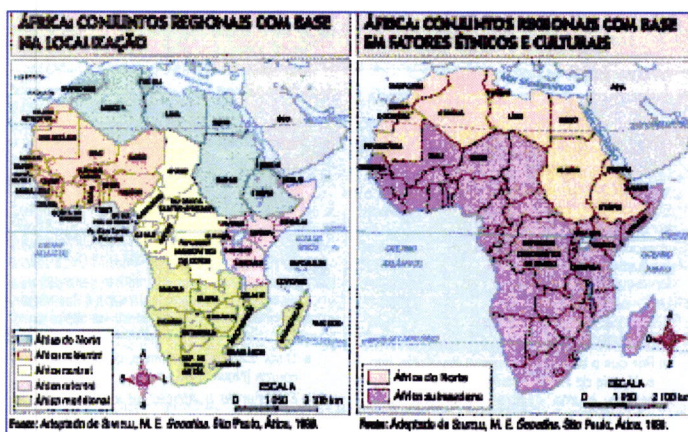


Figura 1.2.1 – Mapa de regionalização da África, geograficamente e segundo traços culturais e étnicos.

A distribuição climática é basicamente determinada pela latitude das diferentes regiões (Figura. 1.2.1^a), estruturadas em faixas simétricas em ambos hemisférios, a partir da linha do Equador, que passa pelo centro do Continente. Distingue-se, em primeiro lugar, uma zona de Clima Equatorial (Bacia do Congo, Gabão, Camarão, orla Sul do Golfo da Guiné e zonas elevadas da África Oriental) extremamente húmida e de temperatura elevada. Embora moderada pelas chuvas constantes; a oscilação térmica é reduzida, com médias de 25°C. Estendem-se, em seguida, duas Zonas Tropicais, ao Norte (Sudão) e ao Sul (Bacia do Zambeze), com estação húmida no Verão e seca no Inverno. Os Desertos do Sahara e de Kalahari, respectivamente nos Hemisférios Norte e Sul, constituem duas extensas faixas de Clima Desértico, muito seco e de grandes amplitudes térmicas – altas temperaturas durante o dia e rápido esfriamento à noite. Por último, os extremos setentrionais e meridional do Continente – o Atlas e a região do Cabo – apresentam clima de tipo Mediterrâneo Seco, com chuvas na Primavera e no Outono e estiagem no Verão. A altitude oceânica e os cursos fluviais introduzem algumas variantes climáticas regionais no esquema geral.

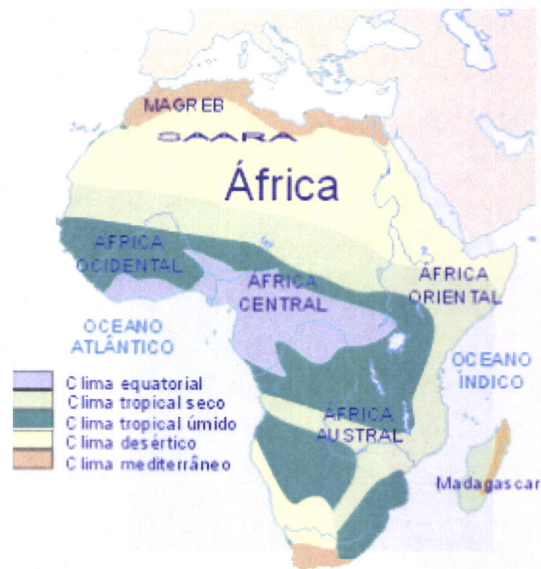


Figura 1.2.1a – Distribuição climática em África

Nos seus estudos sobre a climatologia da precipitação na África Ocidental, Vizy e Cook (2001) examinaram a sensibilidade da precipitação sobre a Região Ocidental Africana fazendo variar as TSM na região do Golfo da Guiné e do Oceano Atlântico Norte Oriental, durante o Verão do HN, para uma melhor compreensão da resposta do campo da precipitação, ao relacionar simulações das TSM com anomalias da circulação à grande escala. A climatologia das médias do Verão de 1987 a 1997 mostrou que os valores de precipitação foram muito baixos (inferiores a 2 mm/dia) sobre o Oceano Atlântico Equatorial, entre as longitudes 10°-40°W. Existem três máximos de precipitação sobre a África, com o mais importante centrado sobre a Costa Ocidental, entre 10°N e 15°W, com um valor de 12 mm/dia. Os valores de precipitação superiores a 8 mm/dia foram localizados no Oceano Atlântico Equatorial, prolongando-se desde a costa. Localizaram o máximo de precipitação superior a 8 mm/dia sobre a África Ocidental, centrado em 10°N-10°W. Notaram, no entanto, que os valores observados sobre o Oceano Atlântico Equatorial foram inferiores aos valores estimados por satélite. Verificaram que a convergência do fluxo de humidade contribuiu positivamente para o excesso da precipitação sobre a África do Norte e o Oceano Atlântico Norte Tropical. A reduzida convergência do fluxo de humidade sobre o Oceano Atlântico Oriental está associada a uma componente mais forte do vento de Este sobre a África Ocidental, nos níveis baixos. As TSM frias no Golfo da Guiné produzem anomalias de precipitação de estrutura semelhante, mas de sinal oposto e menor amplitude. No exemplo das TSM frias, baixas quantidades de humidade são encontradas na Região do Noroeste do Sahel, não sendo verdadeira a situação oposta, isto é, quando as TSM são quentes. Esta redução do vapor de água no exemplo das TSM frias está mais associada ao jacto africano de leste, que se encontra mais forte e mais activo. Esta corrente remove o vapor de água da coluna atmosférica abaixo do nível de condensação. Ainda, segundo Vizy e Cook (2001), para se

compreender a razão da resposta atmosférica às TSM do Oceano Atlântico Norte Oriental ser mais fraca do que no Golfo da Guiné, deve-se ter em consideração a circulação nos níveis mais baixos, como por exemplo, o escoamento atmosférico no nível de 850 hPa que é de Noroeste no Verão. O escoamento do Oeste faz-se presente ao Norte do paralelo 35°N.

Devido à depressão térmica sobre a África Central localizada entre 20°N e 30°N, nas latitudes mais baixas relativamente ao centro de alta pressão subtropical, o escoamento atmosférico é de Leste na parte Norte da África, especialmente na Costa Ocidental. Esses autores mostraram que, no caso do Golfo da Guiné, o escoamento de nível baixo é dirigido da África para o Oceano Atlântico, ou seja, de Oeste, o que faz diminuir a influência de suas TSM. O anticiclone dos Açores é mais fraco quando as TSM quentes estão localizadas na região do Oceano Atlântico Norte Tropical. Esse sistema se intensifica com as TSM frias do Oceano Atlântico e se expande sobre a Costa Noroeste da África. Entre as latitudes 10°N e 20°N, o aquecimento adiabático é mais importante. A subsidência forte enfraquece os movimentos ascendentes e convecção sobre o Oceano Atlântico ao longo de 10°N, enquanto a subsidência torna-se mais fraca ao Sul sobre o Oceano Atlântico Equatorial. Nos seus estudos, outras combinações de TSM contribuíram para reduzir a precipitação sobre o Oceano Atlântico Norte. Em estudos observacionais, Janicot (1992), Fontaine e Bigot (1996) e Rowell e al. (1995) identificaram a estrutura de um dipólo na perturbação da precipitação sobre a região do Sahel e da costa da Guiné, quando ocorre nas simulações o padrão Golfo da Guiné frio /Oceano Atlântico Norte quente, ou o inverso. Esses autores afirmaram que a resposta ao dipólo da precipitação se verificou nos casos isolados da TSM da região do Golfo da Guiné. Porém, foi mais forte na simulação do padrão TSM frias no Oceano Atlântico Norte e quentes no Golfo da Guiné que no caso inverso, com TSM frias no Golfo da Guiné e quentes sobre o Oceano Atlântico Norte. Nesse caso, associada às do Golfo, as TSM do Oceano Atlântico reforçam a resposta dinâmica. Por outro lado, os estudos indicaram que, quando as TSM do Golfo da Guiné são quentes nos níveis mais elevados existe uma diminuição da advecção da vorticidade do ar proveniente do Norte e a convergência do vento nos níveis baixos é mais fraca sobre a zona do Sahel. O inverso aconteceu para a região do Golfo.

Os verões de 1988 e 1994 apresentaram grandes contrastes nas distribuições das TSM e da precipitação. O Verão de 1988 foi húmido sobre a região do Sahel e Sul do Sahara, tendo sido um entre dois anos da década de oitenta em que a precipitação anual excedeu o valor médio (Nicholson, 1993). Durante 1988, o ciclo do ENSO encontrava-se na fase fria, ou seja, La Niña. O Verão de 1994, entre Junho e Agosto, foi relativamente seco sobre a parte ocidental e Sul do Sahel e ao longo da costa da Guiné (Nicholson et al. 2000). Em 1994, as chuvas, raramente fortes nessa época do ano, ocorreram tardiamente durante o mês de Outubro e o ano acabou por ser um dos mais húmidos na

região nos últimos 30 anos. Exceptuando os meses de Setembro e Outubro, o Verão de 1994 foi mais seco do que o normal na costa ocidental do Sahel. As TSM foram quentes na região do Golfo da Guiné e sobre o Oceano Atlântico Norte no ano de 1988, enquanto, no ano de 1994, existiram TSM frias sobre o Golfo da Guiné e sobre o Oceano Atlântico Norte, em analogia com o padrão Golfo frio-e Oceano Atlântico Norte frio. Convém lembrar que o segundo semestre de 1994 foi um período de transição entre um evento El Niño e um La Niña.

As precipitações foram mais elevadas durante o Verão de 1988 sobre o Oceano Atlântico, entre 60°W a 10°E entre o Equador e 10°N, incluindo a costa da Guiné. Nessa região, os valores de precipitação em 1988 foram de aproximadamente 2 mm/dia mais elevados se comparados com os de 1994. A precipitação foi maior no Verão de 1994 sobre o noroeste Saheliano. Como foi anteriormente mencionado, deve-se ter sempre em consideração, no entanto, que as TSM do Oceano Atlântico, por si só, não explicam a precipitação anómala sobre a África Ocidental. Existem outros factores, tais como as TSM globais (Folland et al., 1986; Janicot et al., 1996) e as condições da cobertura superficial (Nicholson, 1993; Cook, 1997), associados à variabilidade da precipitação sobre a África Ocidental. As TSM regionais parecem ter papel mais importante na variabilidade pluviométrica da região da Costa Ocidental Africana.

A África Ocidental, inserta numa zona propensa à ocorrência de secas/fomes, inundações, linhas de trovoadas associadas a ventos fortes e/ou chuvas abundantes, por um lado, e onde o sistema climático e o meio ambiente, deveras frágil, encontra-se seriamente ameaçado (A.Lópes em www.meteo-guinee-bissau.net), localiza-se nas vizinhanças com o Oceano Atlântico. Esta região compreende os seguintes países independentes: Benin, Burkina-Faso, Cabo Verde, Costa do Marfim, Gambia, Gana, Guiné, Guiné-Bissau, Libéria, Mali, Mauritânia, Níger, Nigéria, Senegal, Serra Leoa e Togo (Fig-2.2.1). Também pode-se incluir o Sahara Ocidental que actualmente está sob o domínio de Marrocos. Estes países apresentam grandes variedades de paisagens e são limitados pelo Golfo da Guiné a Oeste e pelo Deserto do Sahara, ao Norte e ao Leste.

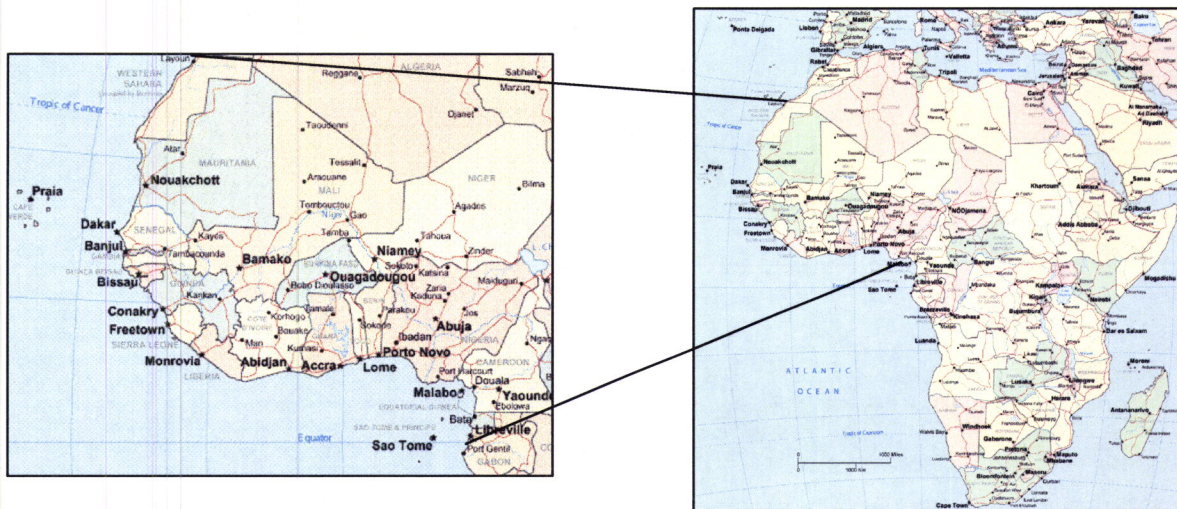


Figura 2.2.1 – Mapa da África Ocidental

A população da África Ocidental corresponde aproximadamente a 202 milhões de pessoas e ocupa uma área aproximada de 650 mil quilómetros quadrados. A maioria da população vive ao longo do litoral e junto à foz do Rio Níger, que é o rio mais importante dessa região. Os países da África Ocidental são pouco industrializados, a sua economia é baseada na mineração e na agricultura de exportação.

A região estende-se por cerca de 15° de latitude, entre 5°N e 20°N e apresenta regimes de precipitação diferenciados. A humidade é baixa e a temperatura média mensal ronda 20°C no Norte e 25°C na parte Sul da região. O movimento ascendente de massas de ar quente e húmido é reforçado por grandes quantidades de calor latente de condensação que é a fonte energética principal para alimentar as perturbações tropicais. Entre os factores responsáveis para o surgimento de instabilidade nas massas de ar, destacam-se o aquecimento da massa de ar sobre a superfície, o aumento da humidade da massa de ar, os movimentos ascendentes geradores da redução da temperatura, arrefecimento por ROL da camada superior da massa de ar e diminuição da advecção de ar quente ou aumento de advecção de ar frio com a altura (Federova, 1999).

Para McGregor (1998), o movimento ascendente do ar tem lugar predominantemente em células relativamente pequenas, com diâmetro da ordem de poucos quilómetros. Essas células convectivas são facilmente identificadas pelas suas nuvens características, cumulos ou cumulonimbos. McGregor assinala ainda que a instabilidade também pode ser um resultado indirecto de convergência, confluência ou forçamento orográfico do escoamento.

A convergência ocorre onde o escoamento do ar se desacelera quando se aproxima de latitudes próximas do Equador. A Convergência à superfície é acompanhada de divergência na alta troposfera que ajuda a manter o movimento ascendente do ar. Contudo, algumas perturbações ou instabilidades podem ser fruto de divergência em

altitude assim como aquelas que podem dar origem a convergência à superfície. Confluência tem também, como resultado, o movimento ascendente do ar. O movimento ascendente de ar quente e húmido conduz a uma variedade de perturbações tropicais que ocorrem em diversas escalas espaciais e temporais entre as quais se destacam tempestades tropicais e Ondas de Leste.

As características ou estruturas da circulação atmosférica foram detalhadas pelos trabalhos de meteorologistas britânicos e franceses no período colonial (Hamilton e Archbold, 1945; Walker, 1957; Clackson, 1960; Dettwiller, 1965; Sanson, 1965; Anonymous, 1967; Germain, 1968). Para uma de suas estruturas principais, a ZCIT, a escola britânica inventou o termo "Descontinuidade Intertropical" (ITD). A escola Francesa preferiu chamá-la de "Frente Intertropical" (FIT), anotando que a descontinuidade no campo do escoamento está associada também aos contrastes marcados na temperatura e, particularmente, no ponto de orvalho. Nota-se, no entanto, que essa nomenclatura se confunde com os conceitos actuais em que a FIT só existe como uma continuação da ZCIT sobre o continente.

Nos modelos climáticos globais, os resultados das chuvas das monções correspondem a divergências de energia potencial (Polcher, 1995). Qualquer factor interveniente no desequilíbrio energético planetário tem grande influência nas precipitações. Porém, o mais importante parece ser a circulação oceânica, visto que ela tem uma contribuição muito importante para as transferências meridionais de energia. Segundo Polcher (1995), a abundância global das chuvas da região litorânea ocidental africana está estritamente correlacionada com os contrastes térmicos entre as superfícies oceânicas dos dois hemisférios.

Diversos estudos relacionados com a variabilidade ao nível da grande escala, tendo como suporte a análise regional dos índices representativos da pluviometria, permitiram a Janicot (1992), Charre (1993) e Moron (1994) construir esquemas de organização espaço-temporal dos défices e excedentes pluviométricos sobre a África Ocidental. Entre os múltiplos factores evocados para explicar a configuração dos campos pluviométricos, um papel importante foi atribuído ao Oceano Atlântico Tropical. Janicot (1992) mostrou, por exemplo, que o aparecimento de um défice pluviométrico a Norte de 10°N e um excedente a Sul coincide com um aquecimento das águas de superfície do Golfo da Guiné. Assim, um défice pluviométrico global sobre a Região seria simultaneamente ligado ao arrefecimento das águas superficiais do Oceano Atlântico Intertropical.

O impacto das variações das TSM na pluviometria do Sahel tem sido destacado por estudos, como o de Folland et al. (1986), que mostraram que a pluviometria no Sahel é sensível às estruturas dipolares do oceano global. Quando o Oceano Atlântico Sul e o Oceano Índico se aquecem (arrefecem), o Oceano Atlântico Norte e o Pacífico Norte arrefecem (aquecem). Essas configurações de TSM à escala planetária favorecem o

aparecimento sequencial de anomalias secas, ou húmidas, no Sahel (Tapsoba, 1997). Wotling et al. (1994) evidenciaram uma nítida relação entre, por um lado, as diferenças anuais das TSM dos HN e HS e, por outro lado, a primeira componente principal dos campos pluviométricos anuais normalizados, explicando a abundância ou défice global das precipitações sobre a África. Janicot et al. (1996) chegaram à mesma conclusão considerando não as diferenças das temperaturas, mas sim a primeira componente principal dos campos das TSM.

Em várias regiões da faixa tropical tem sido observada a presença de um fenómeno de tempo caracterizado por distúrbios nos ventos de leste, que vem sendo estudado há mais de quarenta anos. Esses distúrbios foram chamados de ondas nos alísios e foram encontrados no Pacífico Leste e Oeste, no Oceano Atlântico Norte e na faixa tropical perto da África (Mcarthy, 2001).

A variabilidade interanual do clima de África é determinada também por fenómenos de escala global de frequência climática alta: Um exemplo é fenómeno EL Nino – Oscilação Sul (ENSO). É a perturbação mais dominante para África Oriental e do Sul (Nicholson e Kim, 1997). No Sahel e nas regiões similares da África Ocidental, o problema é mais complexo. O ENSO varia de ano para ano no Oceano Atlântico (Mcarthy e Canziani, 2001). Segundo Mcarthy, (2001), a orografia tem um papel significativo em promover a teleconexão entre as anomalias globais da TSM e a variabilidade interanual do clima da África Ocidental.

O clima de África também apresenta variabilidade interdecadal elevada. Por exemplo, na década de 1950 – 1958, a precipitação apresentou anomalias positivas na maioria dos países africanos e anomalias negativas sobre a região próxima ao Equador. Durante o período de 1960 – 1969, as anomalias inverteram de sinal, com défices observados na maioria dos países e precipitações abundantes na região equatorial. Esses dois períodos de tempo coincidem também com uma mudança no sinal das anomalias da precipitação Saheliana. Na Figura 3.2.1 observa-se que a precipitação no Sahel, em média, diminuiu aproximadamente de 20 a 50% e 5 a 10% nos períodos 1931-1960 e 1968-1997, respectivamente (Mcarthy, 2001).

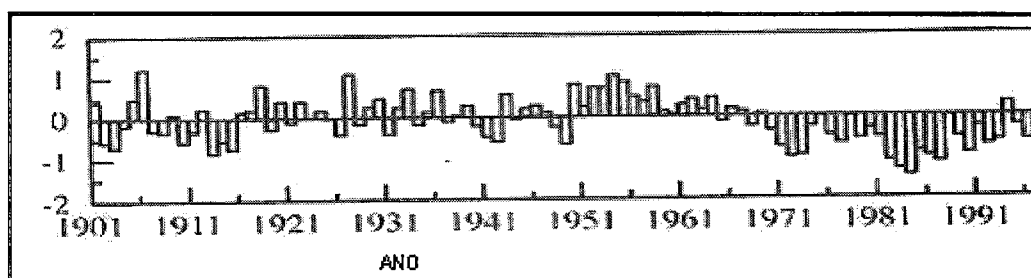


Figura 3.2.1 – Anomalias de precipitações na África Saheliana de 1901 a 1997 (Mcarthy, 2001)

A variabilidade da precipitação na África Ocidental e na região do Sahel deriva de vários factores tais como a TSM e dinâmica atmosférica (Cordeiro, 1978; Nicholson e Kim, 1997) e é modulada pela superfície da Terra que influencia a humidade do solo, a cobertura da vegetação, etc. Os estudos da sensibilidade da convergência tropical às mudanças das condições de superfície foram iniciados devido ao longo período de secas dos anos 1968-1973, considerado como sendo de duração anómala (Tapsoba, 1997). Segundo Charney et al. (1975), a redução da cobertura vegetal resultante de uma diminuição das precipitações aumenta o albedo da superfície, diminuindo, por consequência, os fluxos turbulentos de calor sensível e de calor latente e a radiação efectiva absorvida pelo solo. Tudo isso tem como resultado a redução da temperatura da coluna de ar em altitude, intensificando a subsidência do ar e a aridez. Assim, as regiões desérticas e semi-áridas tenderiam a permanecer em equilíbrio quase estável, tornando-se instável quando a cobertura vegetal aumenta.

Diversos estudos de sensibilidade, baseados no forçamento, confirmam que o aumento do albedo provoca uma redução nas precipitações na região da ZCIT. De igual modo, outros factores como o conteúdo da água nos solos (Sud e Fennessy, 1982; Cunninghton e Rowntree, 1986; Mylne e Rowntree, 1992) e o prolongamento da seca no Sahel devido à secura do solo (Kandel e Courel, 1984) foram aventados. Outros estudos, entre os quais elaborados por Pocher (1995), permitem precisar e alargar a abrangência da teoria de Charney (Charney et al., 1977). As variações pluviométricas são principalmente atribuídas às alterações na convecção profunda, sendo ela mesma particularmente sensível ao fluxo de calor sensível (Tapsoba, 1997). Tem-se verificado que o número de acontecimentos convectivos e a precipitação diminuem em estreita correlação com a redução do fluxo de calor sensível e, paralelamente, observa-se um aumento dos fenómeno ENSO de subsidência. A situação oposta é produzida quando o fluxo de calor sensível aumenta. Nesta relação, os efeitos observados são modulados por uma redução da evaporação logo após um desmatamento. Nicholson (1983) sugeriu que as variações na cobertura vegetal, na evaporatranspiração, no albedo e na humidade do solo podem conduzir a modificações na transferência de calor latente e sensível, na estabilidade atmosférica e nos campos de convergência e divergência, influenciando assim os padrões locais da precipitação.

Finalmente, há uma hipótese emergente de que os aerossóis e a poeira também possam ser factores importantes em modelar a variabilidade do clima nas regiões da África Ocidental. Parece existir uma camada extremamente densa e profunda da poeira no Sahel durante os meses de Novembro a Abril modelando o clima (Mcarthy, 2001).

De Norte a Sul e da costa ocidental a leste desta região encontra-se uma grande variedade de climas com características distintas. Essa variedade climática é notória em cada país:

Benin: O Sul tem um Clima Equatorial com quatro estações. É quente e seco entre Janeiro e Abril e durante o mês de Agosto. A época de chuvas vai de Maio a Julho e de Setembro a Dezembro. O Norte é seco e quente entre Novembro e Junho, e mais fresco e chuvoso entre Julho e Outubro.

Burkina – Faso: Tem Clima Tropical. A estação seca prolonga-se de Novembro a Fevereiro e a época de chuvas vai de Junho a Outubro. Nos meses de Novembro e Fevereiro, quando o Harmattan (vento de leste seco, forte e carregado de poeira, que sopra do Deserto do Sahara no Inverno, deslocando-se ao longo da costa noroeste da África através do Golfo da Guiné e Arquipélago de Cabo Verde) sopra, produz-se um clima seco e fresco. Os totais de precipitação são mais elevados a Sudoeste e mais baixos a Nordeste.

Cabo-Verde: Situa-se na extremidade ocidental da faixa do Sahel e o clima tem características de aridez e semi-aridez. A temperatura média anual varia entre 22°C e 26°C. O clima é Tropical Quente e Seco, com pouca chuva, mas as temperaturas são relativamente amenas, devido à influência dos ventos alísios. A pluviosidade é irregular, chegando a ser nula durante longos períodos, muito embora se distingam duas estações: a chuvosa, de Agosto a Outubro, e a seca, nos meses restantes.

Costa do Marfim: Tem clima Equatorial Húmido, caracterizado por precipitações abundantes no Sul e no Centro. A temperatura média anual é de 26,1°C. Na Costa, as precipitações médias anuais atingem 1900mm. As chuvas fortes são registadas de Maio a Agosto. No Centro e Norte, o clima é do tipo sudanês, com uma estação húmida e uma longa estação seca. No Centro, a precipitação média anual é de 1100mm registada durante a estação da chuva, de Julho a Setembro. No Norte o clima é mais definido: a estação chuvosa vai de Maio a Outubro e a seca, de Novembro a Abril.

Gambia: É conhecida por ter um clima mais agradável da África Ocidental. De meados de Novembro a meados de Maio, as áreas costeiras são secas, com estação chuvosa de Junho a Outubro. Nas áreas do interior, a estação fresca é mais curta e as temperaturas diurnas são muito altas entre Março e Junho.

Gana: O Clima é Tropical, mas as temperaturas e as precipitações variam de acordo com a distância à costa e com a altitude. Excepto o Norte, onde as duas estações chuvosas sucedem-se de Abril a Junho e de Setembro a Novembro. As precipitações anuais variam aproximadamente de 1015mm no Norte aos 2030mm no Sudeste. O Harmattan sopra de Dezembro a Março, diminuindo a humidade e causando, no Norte, dias muito quentes e noites frescas. No Sul, os efeitos do Harmattan são sentidos em Janeiro. Na maioria das áreas, as mais altas temperaturas são registadas em Março e as mais baixas em Agosto. A temperatura média anual é de 26,1 °C.

Guine: Tem Clima Tropical Húmido. É um dos países mais chuvosos da África Ocidental, com uma época de chuvas que vai de Maio a Outubro. Abril é o mês mais quente, enquanto Julho e Agosto são meses mais húmidos.

Guiné-Bissau: O clima da Guiné-Bissau é Tropical Húmido. Distinguem-se duas estações anuais: a estação seca, que vai de Novembro a Maio e durante a qual muito raramente chove, e a chuvosa, que se prolonga de meados de Maio aos fins de Outubro, princípios de Novembro com ventos fortes vindos do interior. O nível de humidade é alto de Julho a Setembro e as temperaturas variam com a altitude e com a distância da costa. A temperatura média anual do ar varia entre 24°C e 27°C e a temperatura do mar apresenta média anual de 23°C.

Libéria: Clima Quente, Tropical, com pouca variação de temperatura. A época de chuvas vai de Maio a Outubro. O vento Harmattan sopra de Dezembro a Março, tornando a Costa bastante árida.

Mali: Nesse país, distinguem-se três zonas climáticas que se seguem do Norte a Sul: O Norte pertence à zona do Sahara. O delta interior do Rio Níger estende-se na zona Saheliana, onde ocorre a transição entre o Deserto e a Savana. Finalmente, o Sul, que possui Clima Sudanês. As temperaturas médias variam entre 24°C e 32°C. A precipitação anual varia aproximadamente de 1120mm em Bamako a 127mm no Sahara: Tem três estações principais, que variam com a latitude. A época de chuvas vai de Junho a Outubro, diminuindo para o Norte. A estação mais fresca vai de Outubro a Fevereiro e é seguida de um período extremamente quente e seco até Junho.

Mauritânia: O clima é principalmente Desértico. A temperatura média diurna é superior a 37 °C em mais de seis meses do ano, mas as noites são frescas. A área litoranea apresenta-se mais moderada. Em quase todo o país, o clima é Quente e Seco. No Sul, contudo, o nível de precipitação é maior, com uma época chuvosa que vai de Julho a Setembro.

Níger: O Clima é quente e seco. Os verões são muito quentes. A época mais seca vai de Outubro a Maio, com temperaturas altas também em Julho e Agosto. No Sul, onde a estação húmida dura de Junho a Outubro, a precipitação anual pode atingir os 800mm. A temperatura média anual é de 29,4°C.

Nigéria: O clima varia geograficamente. Na Costa e ao Sul, o clima é Quente e Húmido, com a época chuvosa de Março a Novembro. No Norte, as chuvas vão de Julho a Setembro. As noites podem ser frias de Dezembro a Janeiro.

Senegal: Os climas são Tropical Árido e Semi-Árido, Seco e tipicamente Sub-Sahariano, com uma curta época chuvosa de Julho a Setembro. A temperatura média diurna é de 23,3 °C em Janeiro, e de 28,3 °C em Julho. A precipitação anual é mais significativa no Sul, com uma média de 1400mm, e menos significativa no Norte, com a média de 381mm. O Dakar é, no entanto, uma das cidades mais frescas da África Ocidental. Ocupa

uma planície semi-árida, coberta por savanas e irrigada por três grandes rios: Senegal, Gambia e Casamance.

Serra Leoa: O Clima é Equatorial Chuvoso. Situada na Costa Oeste da África, numa região dominada por planícies de clima Quente e Húmido. A Serra Leoa regista chuvas torrenciais em boa parte do ano.

Sahara Ocidental: O Clima é do tipo Continental, árido no interior com invernos muito frios e secos e verões extremamente quentes, em que a temperatura chega a atingir 60°C à sombra, É húmido junto à Costa, onde se formam brumas, nevoeiros e orvalhos com frequência. As chuvas são raras, tanto no litoral como no interior. Dakhla, por exemplo, recebe, em média, apenas 45mm de chuva por ano. A humidade, que se faz sentir junto à Costa, permite que a flora seja abundante e variada. No interior, pode se encontrar a flora característica da Estepe e do Deserto: acácias ao longo dos Ueds e os tufos de arbustos nas depressões arenosas. Imensas áreas estão desprovidas de qualquer tipo de vegetação e água.

Togo: O país apresenta um Clima Tropical no Norte e Sub-Equatorial no Sul, com influência das monções e do Harmattan. O Rio Níger e seus afluentes passam por essa região, numa área que tem o Clima Equatorial. Em direcção ao Norte, o clima vai se tornando Seco e chega a ser Desértico As temperaturas médias anuais variam entre 27°C e 30°C. O Sul apresenta duas estações chuvosas; de Abril a Julho e de Outubro a Novembro.

Desde o início da década de setenta, toda a região, que compreende a África Ocidental Tropical e o Oceano Atlântico Norte Oriental vem sofrendo secas severas, provavelmente devido às influências dos sistemas regionais e anomalias de grande escala, contribuindo para a redução da precipitação e, conseqüentemente, para a degradação da economia dos países dessa Região. Desde o final dos anos sessenta que as precipitações têm sido muito irregulares e a região tem experimentando longas décadas com registros pluviométricos de valores muito abaixo dos que ocorriam anteriormente (Nicholson, 1983, e Nicholson e al., 2000).

Os registros da precipitação de 1900 até meados de 1980 mostram que a precipitação média anual da África diminuiu desde 1968 flutuando em torno de um nível médio notavelmente mais baixo, como está ilustrado na Figura 4.2.1 (UNEP, 1985). Existe também alguma evidência nos últimos 30 anos, do aumento da frequência e severidade dos desastres naturais, particularmente as secas no Sahel (OFDA, 2000). As secas prolongadas registadas nos anos 1973 e 1984, afectando quase todos os países africanos. Em 1992, embora a seca tenha sido restrita principalmente à África do Sul, houve grande impacto económico, ambiental, social e humanitário. Os países mais afectados regularmente pela seca incluem Botswana, Burkina-Faso, República do Tchad, Etiópia, Kenya, Mauritânia e Moçambique (FAO, 2001a).

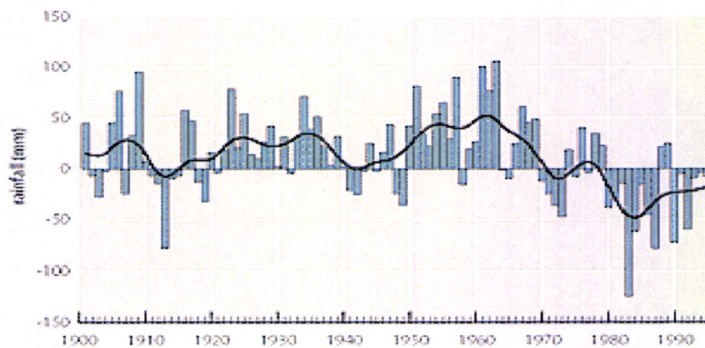


Figura 4.2.1-Flutuações da precipitação em África 1900-2000. Fonte; FAO

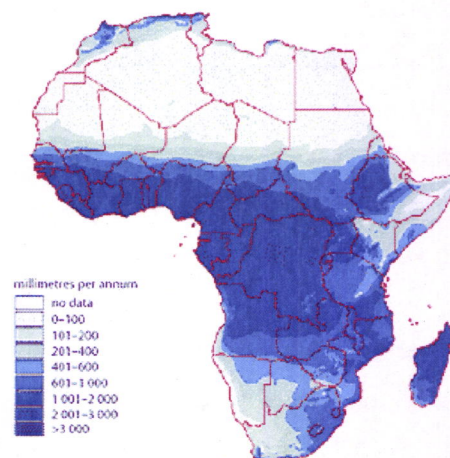


Figura 5.2.1 – Mapa da variabilidade da precipitação na África. Fonte; Rede FAO, AGRIMET BSRI

2.2- A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é um dos mais importantes sistemas meteorológicos actuando nos trópicos. Devido à sua estrutura física, a ZCIT tem se mostrado importante na caracterização das diferentes condições de tempo e de clima em diversas áreas dos Trópicos.

Segundo Alvites (2002), a ZCIT é um dos sistemas meteorológicos mais importante à escala global que se forma sobre regiões oceânicas de massas de águas quentes nos trópicos, onde as massas de ar são forçadas a ascender pelo aquecimento, o que dá origem à formação de grandes nuvens convectivas, geradoras de precipitação abundante. Fortes aguaceiros, acompanhados de relâmpagos e trovões, são comuns em toda a ZCIT e, como a sua posição oscila muito dia-a-dia e com o ciclo anual, a precipitação gerada vai sendo distribuída sobre uma faixa de largura considerável.

Nas latitudes compreendidas entre 30°N e 30°S, observa-se pequenas amplitudes de temperatura e os ventos são fracos. Estes ventos, de Nordeste no Hemisfério Norte (HN)

e de Sudeste no Hemisfério Sul (HS), são conhecidos como ventos alísios, persistentes, com escoamento na baixa troposfera sobre extensas regiões. Originam-se nos centros de altas pressões subtropicais ou anticiclones subtropicais e dirigem-se para as regiões equatoriais (Fig1.2.2).

Uma característica interessante da faixa tropical é a presença de uma camada de inversão térmica, chamada de inversão dos ventos alísios; é a camada onde a temperatura do ar aumenta com a altitude. A altura da base desta camada sobre o oceano varia com a latitude, passando de 2000 a 800 metros (m), entre as latitudes de 5 e 25°, respectivamente. A espessura pode variar de poucos metros até 1 quilómetro (km), sendo, em média, de 400m (Riehl, 1965

A inversão térmica dos ventos alísios é atribuída ao movimento subsidente do ar associado aos centros semipermanentes de altas pressões subtropicais e constituindo um bloqueio ao desenvolvimento de nuvens cumuliformes, daí a elevada frequência de cumulos de bom tempo (de pequena espessura) na zona dos ventos alísios. Para que ocorram cumulos e cumulonimbos bem desenvolvidos são necessárias fortes condições de instabilidade, capazes de destruir essa camada de inversão.

Sobre o Oceano Atlântico Intertropical, a ZCIT encontra-se, usualmente, bem organizada, de forma mais ou menos contínua, o que não costuma ocorrer sobre o Oceano Pacífico necessariamente, em parte devido a sua extensão na direcção leste-Oeste. A posição da ZCIT, ao longo dos meses do ano, oscila dentro de uma faixa de latitude que inclui o Equador. A ZCIT sobre os continentes não é tão delineada quando vista sobre os oceanos, uma vez que ela pode estar associada a aglomerados de nuvens convectivas, parecendo constituir uma faixa de nuvens muito larga e desorganizada, com escala de poucas centenas de quilómetros. A superfície rugosa dos continentes e sua orografia causam maior turbulência e fazem com que os ventos alísios de NE e de SE não escoem paralelamente, como ocorre sobre os oceanos (Figura 2.2.2).

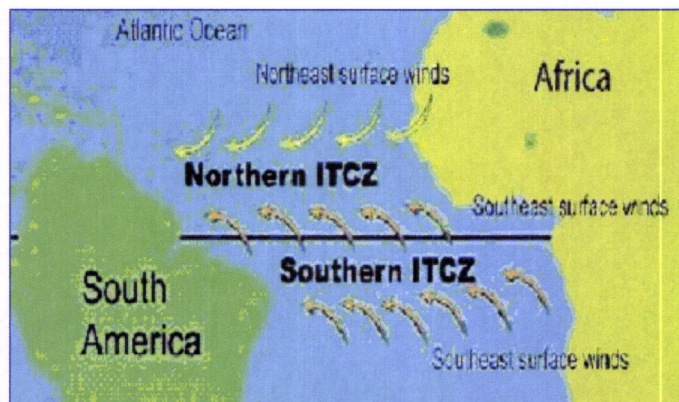


Figura 1.2.2 – Zona de Convergência Inter tropical, ZCIT. Fonte: NASA

A Figura 1.2.2 mostra como podem ocorrer duas faixas da ZCIT. A primeira, ao Norte, cria-se por convergência dos ventos alísios de NE e de SE, onde é mais activa, com amplas zonas de nebulosidade, dando lugar, em geral, a precipitações intensas. A segunda zona ocorre pela convergência dos próprios ventos alísios de SW e não interage com os ventos alísios de NE, caracterizando uma zona com menor actividade convectiva do que a primeira (RAM, 2003). Os aglomerados de cumulonimbos e complexos convectivos de escala sub-sinóptica, associados à ZCIT, são responsáveis por chuvas intensas nos Trópicos.

A estrutura da ZCIT foi estudada sobre a região central dos Oceanos Oceano Atlântico Norte e Pacífico Norte Tropical (Estoque, 1975), usando observações realizadas durante o Experimento dos Ventos Alísios no Oceano Atlântico (ATEX – Atlantic Trade Wind Experiment) e o Experimento da Ilha Line (LIE – Line Island Experiment). Sobre o Oceano Índico Norte, Godbole e Ghosh (1975) utilizaram dados do ISMEX-73. Estoque e Douglas (1978) usaram dados do Experimento GATE/GARP (Garp Atlantic Tropical Experiment/Global Atmospheric Reserch Program) para análise da ZCIT sobre Oceano Atlântico Tropical. Com base nesses estudos, a ZCIT está associada ao ar seco e quente de ambos os lados da sua posição. Estoque propôs um modelo para estudar a estrutura da ZCIT, à escala sinóptica, sobre as regiões centrais dos Oceanos Oceano Atlântico e Pacífico. De acordo com esse modelo, o sistema da ZCIT forma uma célula de circulação vertical com movimento ascendente ocorrendo na zona central de convergência e movimentos descendentes compensatórios nas vizinhanças de ambos os lados do centro de ascensão, resultando em aquecimento e secagem do ar.

Kimar e Sethumadhavan (1980) apresentaram resultados do seu estudo sobre a estrutura da ZCIT a partir de dados obtidos durante o MONEX – 79 (Monsoon Experiment – 1979). Eles observaram que a ZCIT tem uma estrutura central fria na baixa troposfera. Um resultado importante desse estudo é que parece não haver aquecimento significativo nos níveis na alta troposfera sobre a região da ZCIT.

Além da influência da ZCIT no tempo e no clima das áreas tropicais, ela também está envolvida na manutenção do balanço térmico global. Na escala planetária, a ZCIT é o ramo ascendente da célula de Hadley, actuando no sentido de transferir calor sensível e calor latente da baixa troposfera tropical para os níveis superiores da troposfera e, posteriormente, para as médias e altas latitudes (Figura 1.2.2.1).

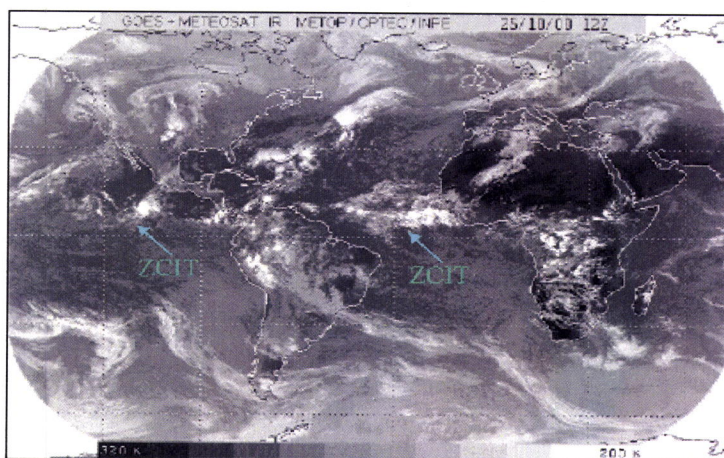


Figura 2.2.2 -Faixa de nebulosidade, caracterizando a ZCIT na imagem composta dos satélites GOES + METEOSAT, canal infravermelho no dia 25/10/2000. Fonte: CPTEC/INPE

Para Fontaine e Janicot, 1992, na alta troposfera essa zona de convergência de vapor de água advectada pelos ventos alísios apresenta uma estrutura inclinada que define duas regiões distintas, com correntes ascendentes, ou seja, a convecção seca e a convecção profunda. Na superfície, esses autores denominaram essa zona de Frente Intertropical (FIT). Esta zona é marcada pela convecção seca com menor desenvolvimento vertical e mais para o Norte do que a convecção profunda que se desenvolve verticalmente até ao nível dos 200 hPa. Essa inclinação contribui fortemente para as condições superficiais afectarem o movimento meridional da ZCIT sincronizado com o movimento solar. A intensidade desse movimento está fortemente ligada à dinâmica das configurações da circulação geral da atmosfera. O forçamento radiativo sobre o continente induz a baixa térmica, cujo movimento descendente compensatório intensifica os centros de altas pressões subtropicais na superfície sobre o Oceano Atlântico. O resultado é a intensificação do gradiente horizontal de pressão que torna o campo dos ventos alísios mais intenso e força a sua penetração sobre os continentes.

2.2.1- Formação da ZCIT

A ZCIT ou Baixa Equatorial (figura-1-2.2.1) localiza-se na região onde ocorrem acentuadas interações oceânico – atmosfera. É uma zona de confluência dos ventos alísios; de depressão equatorial; de máxima TSM; de convergência máxima de massa; e de uma banda de máxima cobertura de nuvens convectivas, todas interagindo próximas à faixa do Equador.

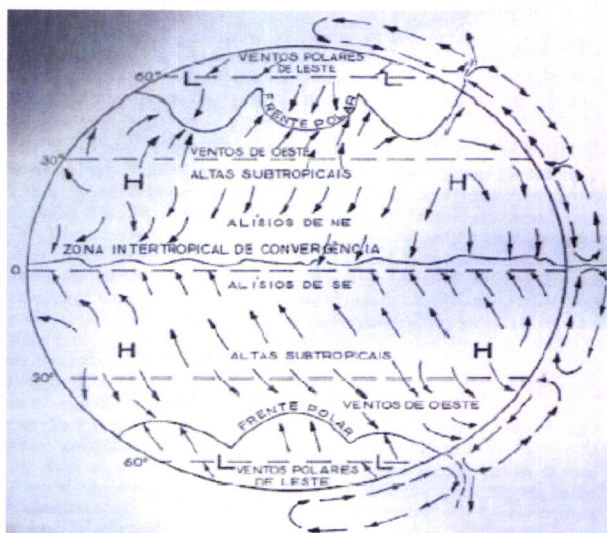


Figura 1.2.2.1 – Modelo de circulação meridional da atmosfera evidenciando os ventos à superfície, as áreas de alta (H) e baixa (L) pressão e a localização da zona de formação da ZCIT.

2.2.2- Posicionamento da ZCIT

A ZCIT se desloca em torno do Equador Geográfico, predominantemente sobre os oceanos, seguindo o movimento aparente do Sol com um certo atraso (figura 1.2.2.2). Sobre o Oceano Atlântico, a sua posição média é em torno de 5°N. Essa posição deve-se aos seguintes factores: pela distribuição desigual dos continentes, com o HN apresentado uma maior área continental (40%) e, portanto, maior e mais rápida transferência de calor para a atmosfera, pelo aquecimento e pelo facto da posição média das TSM mais elevadas localizarem-se nessa latitude (Molion, 2003).



Figura 1.2.2.2-Posição média sazonal da ZCIT em Janeiro e Julho.

Fonte: ([www.planearthsci.com/products/Hurricanes/tutorial%](http://www.planearthsci.com/products/Hurricanes/tutorial%20))

A influência dos continentes parece ser bastante marcante no posicionamento da ZCIT, mesmo tendo em conta que a radiação solar anual média no topo da atmosfera seja simétrica em relação ao Equador. Wallace coloca a questão do posicionamento da ZCIT ao Norte do Equador na região dos Oceanos Oceano Atlântico e Pacífico Leste. Ele

apresenta uma citação do trabalho de Xie (1998), comentando que, apesar de existir uma maior assimetria na distribuição terra – oceano na zona do Oceano Índico, a ZCIT se desloca entre os hemisférios seguindo a marcha sazonal do Sol. Isso sugere que outros factores importantes além da geometria continental devam existir para que se possa avaliar o posicionamento da ZCIT. Dessa forma, Wallace apresenta um mecanismo que pode ser uma causa ou até mesmo uma consequência do posicionamento da ZCIT ao Norte do Equador. Já foi observado que os ventos alísios de SE são muito mais intensos do que os de NE. Quando os de SE cruzam o Equador sofrem um desvio para a direita devido à Força de Coriolis e passam a soprar de SW, o que reduz a intensidade dos ventos alísios de NE provenientes do centro da Alta pressão do Oceano Atlântico Norte ou Alta dos Açores (Figura 2.2.2.2). Dessa maneira, com os ventos alísios de NE mais fracos, a evaporação é reduzida e a maior parte da radiação que atinge a superfície do mar, é utilizada para elevar a sua temperatura e a do ar, ou seja, o mecanismo de resfriamento evaporativo ou resfriamento psicrométrico torna-se inoperante. Assim, as TSM se elevam nessa região. Esse mecanismo de retroalimentação vento/evaporação/TSM é muito efectivo em ajustar as TSM. A redução da velocidade do vento pode causar uma diferença de até 11°C nas TSM (Xie e Philander – 1994). Finalmente, sobre regiões com maiores valores de TSM, a camada limite atmosférica é mais instável e a ZCIT se estabelece sobre essa região.

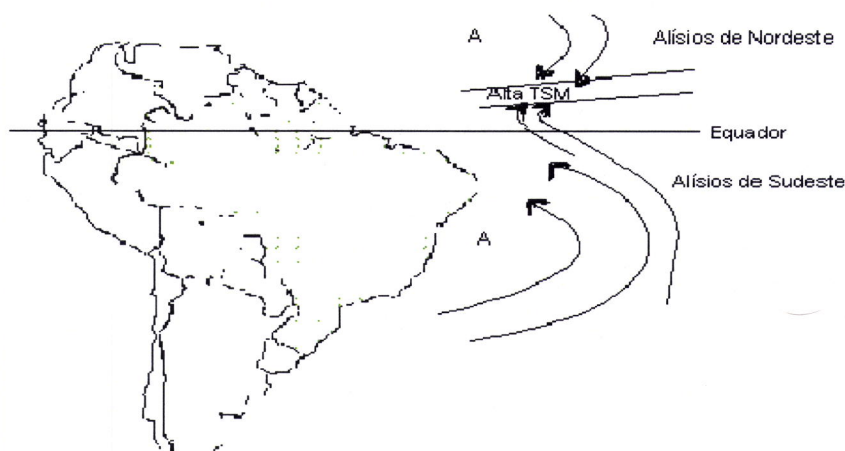


Figura 2.2.2.2 – Mecanismo de vento – evaporação – TSM (Fonte: Ferreira (1996). Climanálise Especial, edição comemorativa dos dez anos.)

Nas longitudes cobertas pelos grandes continentes, por outro lado, particularmente sobre a África e Ásia atinge o ponto mais ao Norte (25°N) em Setembro sobre a China, e mais ao Sul (20°S) em Abril sobre a Austrália (Figura-3.2.2.2).

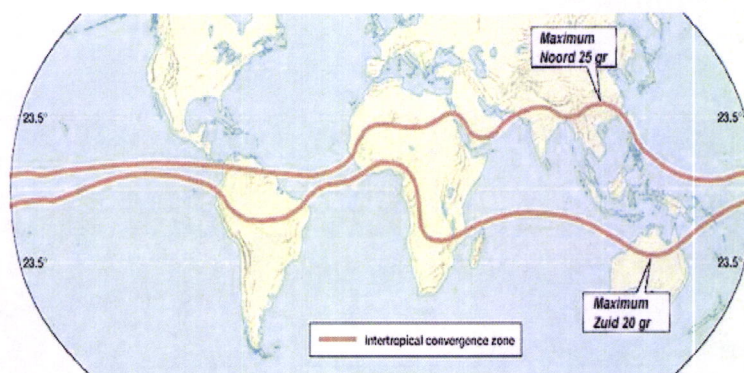


Figura 3.2.2.2 – Posição média sazonal da ZCIT em Abril e Setembro, mostrando o máximo e mínimo anual.

Fonte; (Vereeniging voor Weerkunde em climatologie).

(www.vwkweb.nl/index.html?Http://www.vwkweb.nl/weerinfo/weerinfo_itcz.htm)

Na parte Este do Oceano Índico, a máxima nebulosidade, associada à ZCIT, move-se para o Norte no mês de Maio. Entre Junho e Agosto, a máxima nebulosidade cobre a região das monções da Ásia. Monções são sistemas de ventos sazonais, os quais afectam muitas partes da Ásia, África, Indonésia e parte Norte da Austrália ou, ainda, a reversão sazonal dos ventos, isto é, principalmente durante o Inverno, os ventos são predominantes de NE e, durante a primavera e Verão, são de SE. De Setembro em diante, a ZCIT se move para o Sul, perto do Equador (Núcleo Estadual de Meteorologia e Recursos Hídricos, 2003). Em termos gerais, a ZCIT segue o movimento anual aparente do Sol (Molion, 2003) e, sobre o Oceano Atlântico, situa-se em latitudes próximas ao Equador (4°S a 5°S) nos meses de Março-Abril, e desloca-se para latitudes do HN (10°N a 14°N) em Agosto-Setembro.

Ferreira (1996) apresentou um estudo referente ao comportamento sazonal da ZCIT em torno do globo terrestre. A Figura 4.2.2.2 apresenta a distribuição espacial do campo de radiação de grande comprimento de onda emitida para o espaço exterior (ROL) juntamente com o campo de pressão ao nível médio do mar (PNM), para os meses de Verão e Inverno, calculados a partir de dados de Reanálises do NCEP de 1979 a 1988. É importante recordar que, para as regiões tropicais, quanto menor for o fluxo da ROL, maior será a cobertura de nuvens de topo frio, ou cumulonimbus. A zona do cavado equatorial se aproxima mais do litoral NE da América do Sul nos meses de Fevereiro a Abril e os mínimos valores de PNM coincidem com mínimos valores de ROL. Entretanto, Ferreira (1996) alertou que valores mínimos da ROL, encontrados sobre as florestas tropicais na América do Sul, na África e na Ásia, não estão associados à ZCIT.

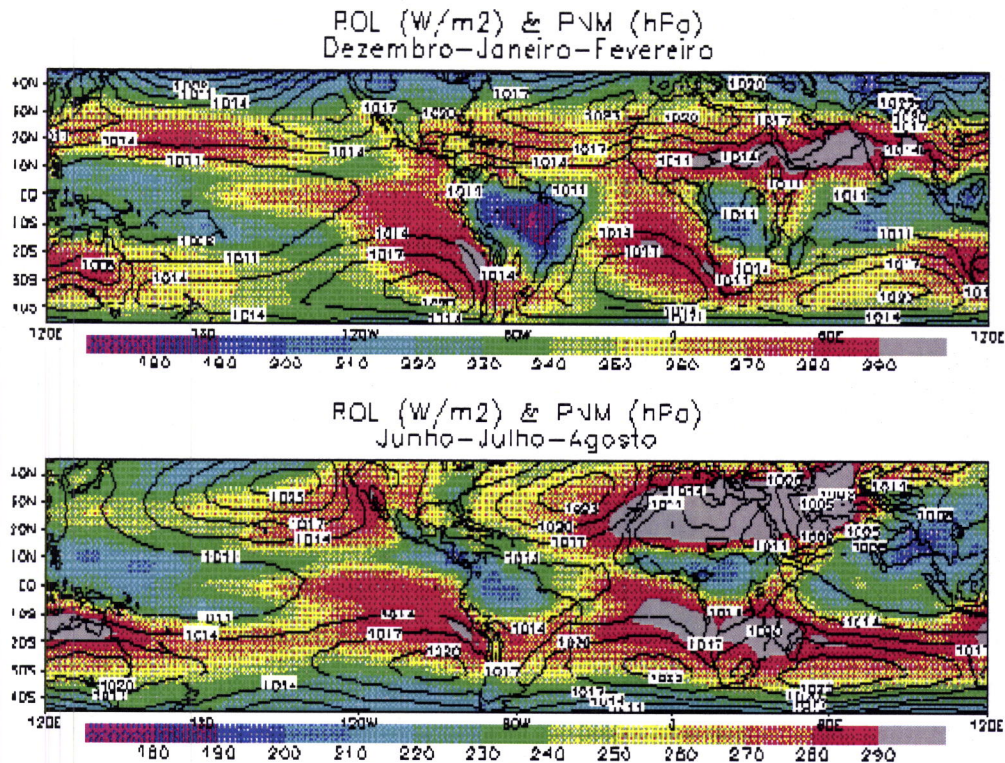
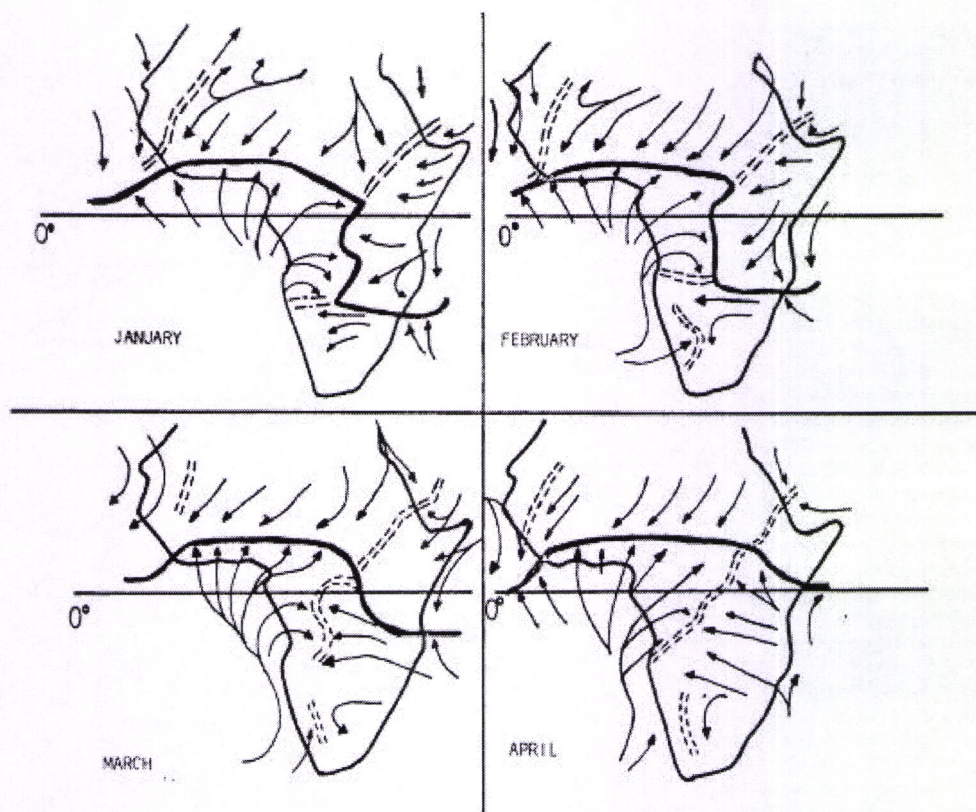


Figura 4.2.2.2- Campo de ROL juntamente com o campo de pressão. Fonte: Ferreira (1996).

A ZCIT é um sistema de extrema importância na definição do período chuvoso no continente africano. Para Johnson (1975), o deslocamento para Norte da precipitação, do Inverno ao Verão, e vice-versa no continente africano, é ditado pela posição do Sol. A faixa de precipitação move-se com atraso em relação ao Sol. O albedo da África Ocidental e Norte aumenta rapidamente de 7% a 30%, das áreas chuvosas próximas ao Equador para o Deserto. O albedo de superfície tem uma forte influência no deslocamento meridional da precipitação durante o Verão. Sobre as áreas do Deserto, o forte aquecimento diurno tende a produzir, durante o Verão, uma forte diminuição da temperatura em quase toda troposfera, resultante da perda de ROL para o espaço exterior. A subsidência é dominante na larga escala espacial. O ar subsidente da alta troposfera se aquece adiabaticamente, torna-se muito seco, originando uma forte inversão de temperatura e uma situação de estabilidade atmosférica, ou próxima da neutralidade algumas vezes. Isto é acompanhado por uma tendência de forte arrefecimento do ar próximo à superfície, bloqueando o movimento para Norte da faixa de precipitação para além de aproximadamente $15^{\circ}N$ sobre África. Sobre a camada de inversão, o desenvolvimento vertical das nuvens é inibido, pois o ambiente atmosférico é muito seco, com humidades relativas inferiores a 15%. O movimento para o Sul durante o Inverno do HN determina a faixa Sul da precipitação nos $20^{\circ}S$ sobre o Sul da África em

Janeiro. Aqui, o albedo da superfície não é muito grande e, em grande escala, não são encontrados valores baixos do calor latente e calor sensível.

A Figura 5.2.2.2 mostra os testes padrões do escoamento superficial e posições médias mensais da FIT durante o ano sobre a África dada pela Agencia de Segurança da Navegação Aérea em África e Madagáscar (ASECNA, 1973 e citada por Dhonneur (1974)). A linha escura (FIT) separa regimes diferentes do escoamento. É de anotar que o escoamento de Sul cruza o Equador na África Ocidental durante todos os meses do ano. Embora a FIT permaneça no Norte do Equador sobre a África Ocidental, o seu comportamento sobre a África do Leste é muito influenciado pela monção da Ásia. Durante o Inverno do HN (Outubro e Março), isto é, de escoamento para o Norte sobre África do Leste, a FIT move para o Sul do Equador. A ZCIT sobre o Oceano Atlântico assim como a FIT sobre a África Ocidental estão ao Norte do Equador durante quase o ano todo. Sobre o Oceano Índico, a ZCIT move-se do HS, em torno de 15°S , para o HN, em torno de 20°N , entre Janeiro e Julho. Assim, o maior deslocamento meridional da FIT encontra-se sobre a África do Leste. A linha dupla tracejada nesses diagramas é uma outra separação principal do vento que exhibe contrastes de humidade. A posição dessas linhas migra consideravelmente com a estação, permanecendo nas proximidades da faixa migratória da precipitação, ilustrada na figura 6.2.2.2, por diversos meses do ano (excepto Maio, Junho, Julho, Agosto e Setembro)



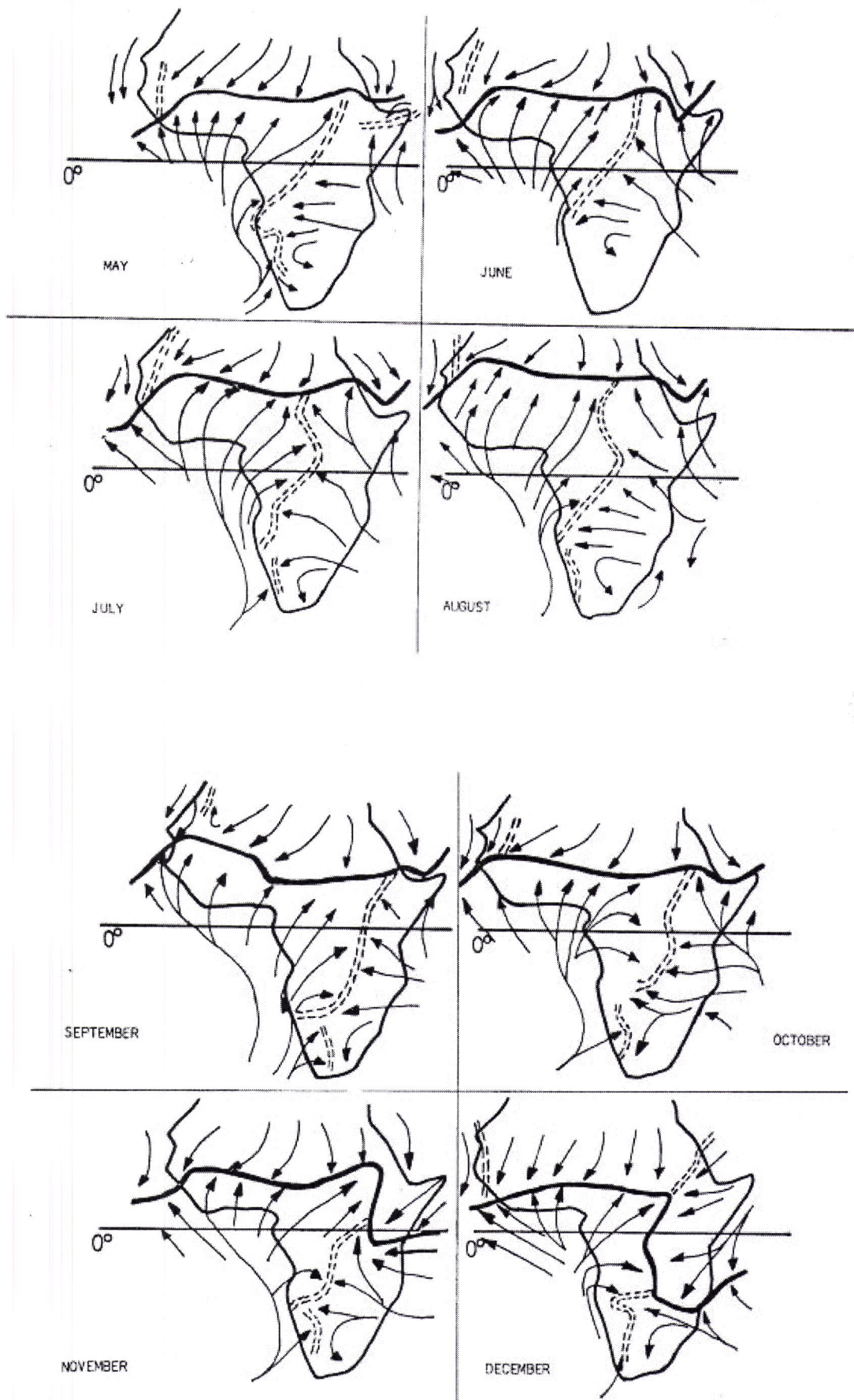


Figura 5.2.2.2-Testes padrões do fluxo superficial e posições médias mensais da FIT durante o ano sobre a África dada pela ASECNA em 1973 e citada por Dhoneur em 1974.

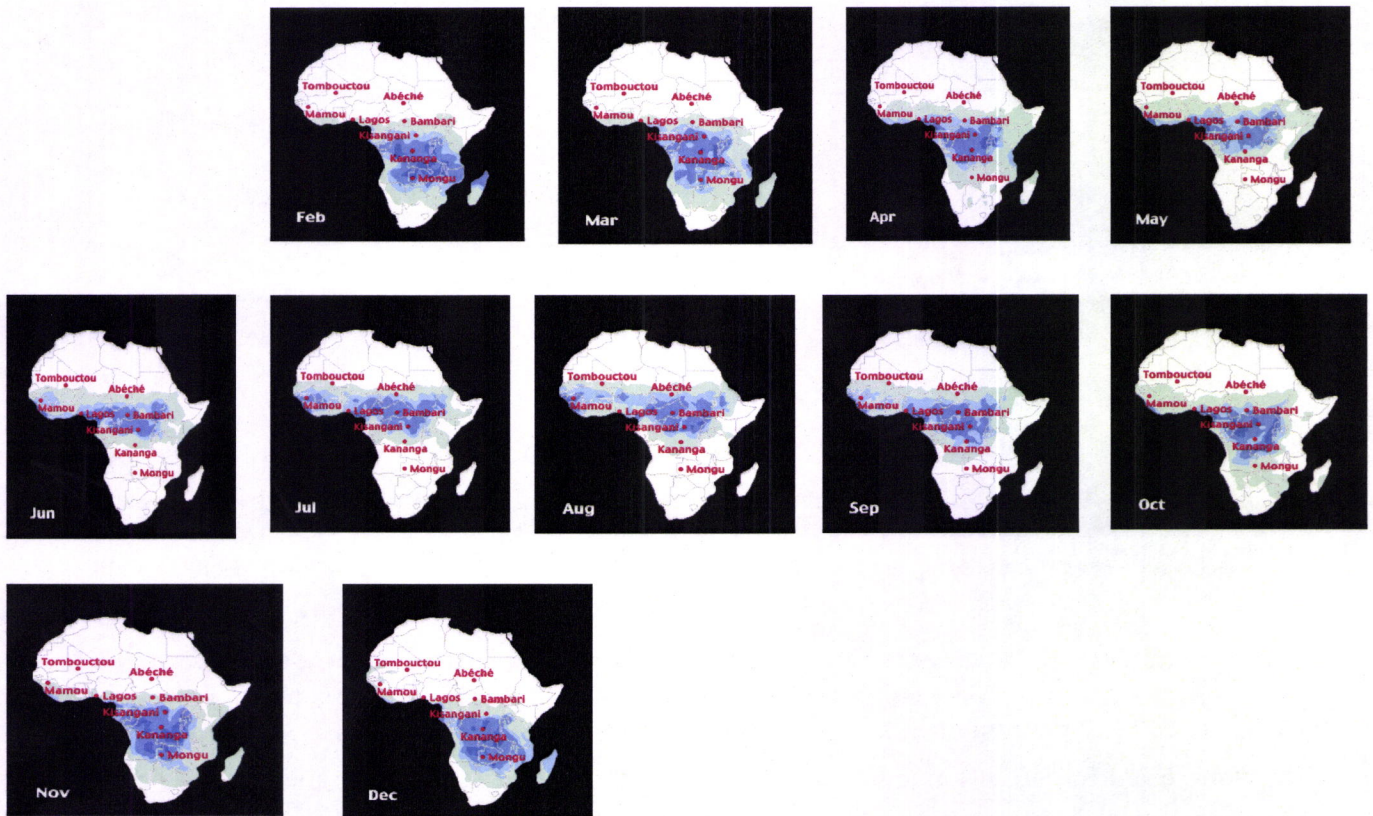


Figura 6.2.2.2 – Testes Padrões da precipitação em África. A área azul representa regiões de maior reflectividade das nuvens e corresponde a posição média mensal da FIT. (Fonte:Johnson, 1975 e www.cla.sc.edu/geog/faculty/carbone/modules/mods4car/africa)

A figura 7.2.2.2 mostra a posição média da FIT à superfície de 850hpa, 700hpa e 500hpa durante o mês de Julho de 1973. A vanguarda da FIT está realmente dentro do Deserto do Sahara, mas move muito para trás. No Sahel africano, a parte mais alta da FIT alcança 850hpa, ou aproximadamente 1km.

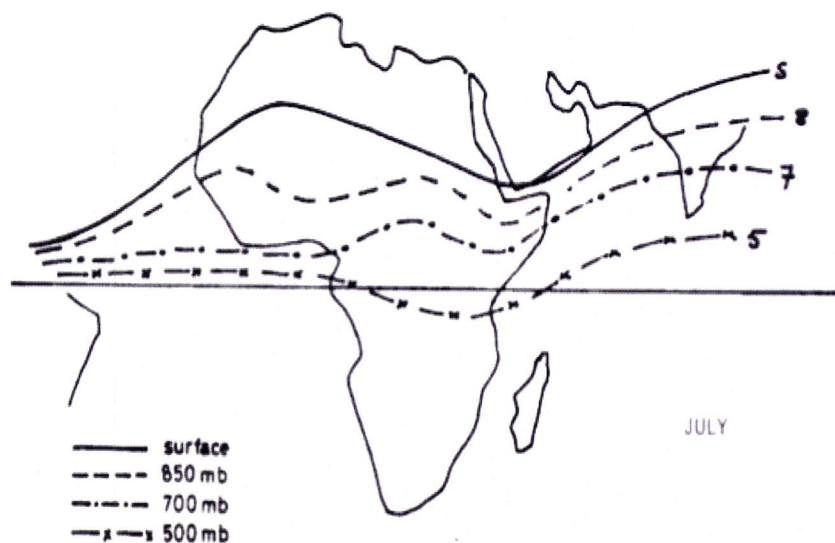


Figura 7.2.2.2 – Posição média da FIT à superfície de 850hpa, 700hpa, 500hpa durante Julho, mostrando a inclinação pronunciada da pressão em direcção ao Equador em altitude na latitude aproximadamente de 15°N (ASECNA, 1973 e citada por Dhonneur (1974).

A figura 8.2.2.2 representa um corte vertical meridional da FIT sobre a África Ocidental durante o Verão do HN dado por Germain (1968) e citado por Dhonneur (1970). O declive da FIT é de 1:100. As várias zonas descritas são distintas relativamente à posição da FIT.

Zona A: Situa-se a Norte da FIT. É caracterizada pelo bom tempo numa zona sem chuva, céu claro, de clima do deserto onde sopra o vento Harmatan de Nordeste.

Zona B: Na vizinhança e ao Sul da FIT. Sua extensão meridional é variável, dependendo da estação e da hora. É caracterizada por um fluxo raso de monção. É uma região de mau tempo e escassas nuvens.

Zona C: Alguns 100km a Sul. É a zona com camada húmida de ar, com ventos de monção frescos e profundos, próximo a zona de frequentes tempestades. Há, geralmente, uma convergência forte nessa zona (Morth e Johnson, 1963). Esta zona foi subdividida por Dhonneur (1970) em zonas C1 e C2.

A Zona C1 é atravessada pelos distúrbios atmosféricos transientes e apresenta cobertura estratiforme de nuvens e precipitação mais contínua. Na Zona, C2 a profundidade de

monção se encontra no máximo e os distúrbios, geralmente, são zonais sem variação diurna.

Zona D: Situa-se a uns 100 km mais a Sul da FIT. É caracterizada por céu claro e chuva escassa. Essa zona causa um tipo particular de estação seca nas regiões situadas a Sul de 9°N em Agosto.

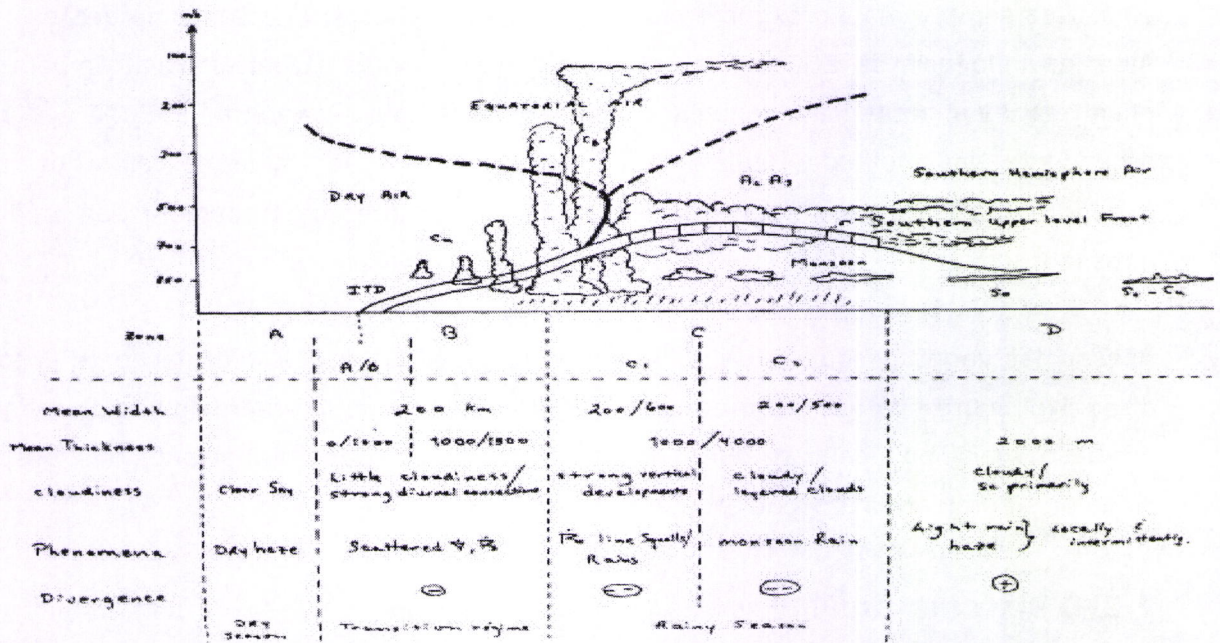


Figura 8.2.2.2- Corte vertical meridional através da ZCIT sobre a África Ocidental ao longo de cerca de 0° no Verão do HN, mostrando o tipo do tempo relativamente à posição da FIT e tipos predominantes de nuvens para cada zona (Germain, 1968 apud Dhoneur, 1970).

2.2.3- Características da ZCIT

Podem-se citar as seguintes características gerais observadas da ZCIT: 1) está localizada na faixa tropical, onde existe a presença de um gradiente de pressão pequeno, e, portanto, têm-se a predominância de ventos fracos e temperaturas baixas; 2) o valor médio observado da pressão está em torno de 1.008hPa, com a presença de Cumulos (Cu) e Cumulonimbos (Cb), cujos topos vão além de 12.000m e altas camadas de Cirros (Ci); 3) a ZCIT não é tão delineada, e até ausente, sobre os continentes quanto sobre os oceanos; e 4) a ZCIT é um mecanismo dinâmico da circulação geral da atmosfera, principal produtor de chuvas intensas sobre a região equatorial.

Uma característica interessante da faixa tropical é a presença de uma camada de inversão térmica, chamada inversão dos ventos alísios, atribuída ao movimento

subsidente do ar associado aos centros semipermanentes de altas pressões subtropicais e constituindo um bloqueio ao desenvolvimento de nuvens cumuliformes.

Outra característica que pode ser observada nos modelos meteorológicos é o posicionamento da ZCIT através do campo de ROL, onde os valores baixos de ROL ($\sim 240\text{W/m}^2$) indicam nuvens com grande desenvolvimento vertical, topo frio e forte precipitação, enquanto que os valores elevados de ROL indicam o oposto.

Existe uma dependência directa da ZCIT em relação ao aquecimento da superfície, pois ela estará sempre mais próxima do hemisfério que se encontra na época de Verão.

Além da influência da ZCIT no tempo e no clima das áreas tropicais, ela também está envolvida na manutenção do balanço global. Na escala planetária, a ZCIT é o ramo ascendente da célula de Hadley, actuando no sentido de transferir calor dos níveis superiores da troposfera tropical para os níveis superiores da troposfera das médias e altas latitudes.

Apesar das várias pesquisas e publicações sobre a ZCIT, pouca informação se encontra disponível sobre sua estrutura e associação aos fenómenos meteorológicos de grande e de mesoescala, pois sabe-se que a ela desempenha um papel importante no transporte de calor e humidade na circulação geral da atmosfera.

2.3-O sistema das Monções

Monções são sistemas de ventos caracterizados por sua reversibilidade de acordo com as estações do ano (Molion, 2003). No Inverno, os ventos sopram do continente para o oceano e na direcção oposta no Verão. A palavra «monção» vem do árabe mausim (Glenn & Simon, 1998), que significa estação, correspondendo à sua natureza e origem. O termo foi aplicado pela primeira vez aos ventos sobre o mar da Arábia e o exemplo mais significativo dessa circulação sazonal é a monção da Ásia. A circulação de monção na Ásia é praticamente bem desenvolvida sobre o subcontinente indiano.

No Verão, o escoamento à superfície varre o Sul da Ásia desde muito além no HS, evidenciando a maior transferência inter-hemisférica na atmosfera do planeta. Perto da Índia, a monção de sudoeste traz chuva forte e roda, depois, para se tornar de sueste no vale de Ganges. Na troposfera superior, o escoamento de Leste flui do Pacífico Ocidental para África, atravessando o Equador até cerca de 15° .

No Inverno, o escoamento se inverte fortemente nos níveis baixos, passando a Nordeste sobre a Índia e regiões vizinhas e Noroeste sobre a China.

A causa fundamental das monções é térmica, ou seja, reversão do gradiente de temperatura.

A Terra torna-se excessivamente quente ao longo do verão e igualmente fria durante o Inverno, resultando num aumento do contraste entre a temperatura do continente e o do oceano, que se inverte entre as duas estações opostas. Em muitos aspectos, a monção é como que uma gigantesca brisa do mar e de terra. Circulações dessa natureza têm sido descritas para o Norte da Austrália, partes da África, América do Sul e Estados Unidos (Glenn & Simon, 1998) (fig. 1.2.3).

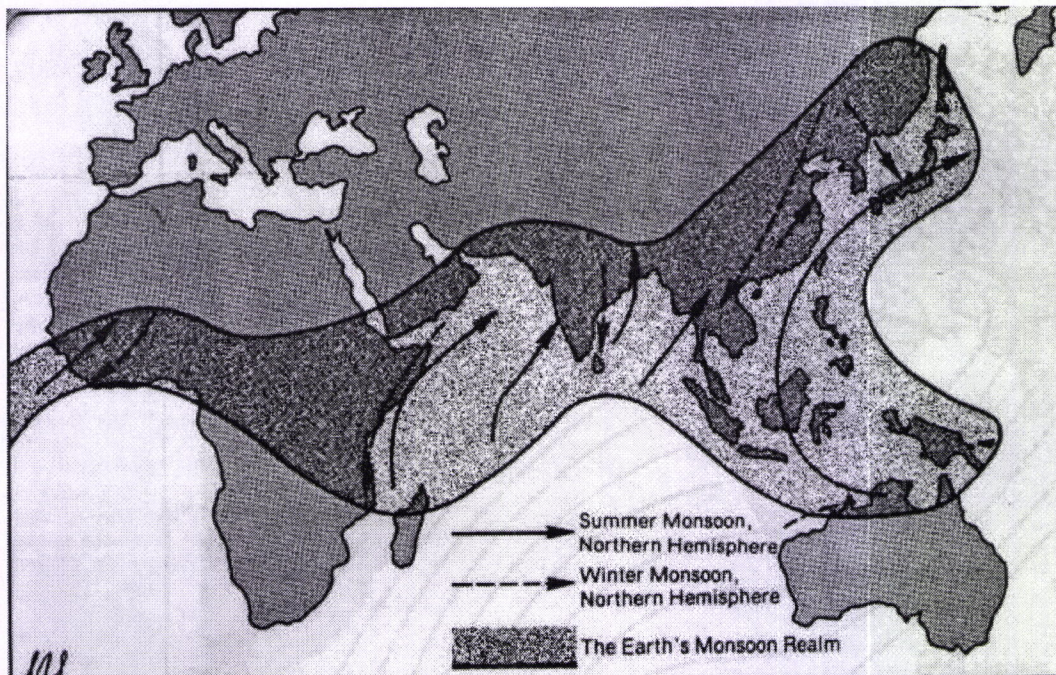


Figure 3: The monsoon regions of the world Trewartha, Glenn. 1982, J. of Geography

Figura 1.2.3 – Regiões de monções no mundo (Trewartha. G., 1982). As áreas limitadas mostram onde o escoamento da monção ocorre com maior frequência.

A existência das monções é explicada devido aos seguintes factores:

1. O Aquecimento Diferencial do Oceano e do Continente.

Os contrastes sazonais das temperaturas da superfície terrestre produzem uma variação na pressão atmosférica proporcionando reversões sazonais da força do gradiente da pressão, a força básica que dirige os ventos (Glenn & Simon, 1998). Em consequência, ocorrem reversões sazonais do vento.

2. Convecção Profunda

Enquanto o ar quente e húmido ascende, no Verão, sobre superfícies aquecidas da Terra, o vapor de água condensa, libertando energia em forma do calor latente de condensação. Esse aquecimento adicional, no Verão, aumenta as diferenças de pressão, e consequentemente da força do gradiente de pressão, entre a terra e o oceano.

3. Rotação da Terra

A Força de Coriolis desvia o escoamento para a direita no HN e para a esquerda no HS. As diferenças entre os hemisférios na actuação da Força de Coriolis fazem com que também os ventos mudem o sentido quando cruzam o Equador.

A união destes mecanismos contribui para a formação do sistema de circulação de monções.

O sistema de circulação de monções sobre a África é diferente dos sistemas de circulação de monções na Índia e no Leste da Ásia no que diz respeito às escalas espacial e temporal, em intensidade e extensão vertical dos escoamentos. Dada a forma do Continente Africano, existe uma diferença na estrutura e nas propriedades físicas do sistema de monções entre a parte ocidental e a oriental da África.

As chuvas de monção constituem um mecanismo essencial para o reequilíbrio energético planetário. Elas bombeiam a energia excedente das zonas quentes sob forma de calor latente e libertando-a nos níveis mais altos da troposfera. Parte da energia é radiada como grande comprimento de ondas para o espaço exterior e parte se converte em energia cinética e potencial sobre latitudes extratropicais. Nos modelos climáticos globais, os resultados das chuvas das monções correspondem a divergência de energia potencial (Polcher, 1995).

Na África Ocidental, uma vasta área continental, ao Norte do Equador, contrasta com a região ao Sul, próxima ao Oceano Atlântico. Assim, os dois sistemas de vento das monções demonstram a diferença nas suas propriedades físicas. Ao contrário das camadas superficiais dos oceanos, o saldo de radiação não é armazenado no solo das áreas continentais tropicais. Consequentemente, a superfície continental liberta rapidamente essa energia absorvida para as camadas mais baixas da atmosfera em forma de fluxos turbulentos de calor sensível, calor latente e condução. A troposfera intertropical aquece e humedece significativamente, activando a convecção profunda e forte precipitação, associadas às monções. O sistema tridimensional da monção transfere energia do Equador para os pólos com uma circulação meridional (Hadley).

As anomalias de TSM a escala regional, como no golfo da Guiné, também modelam os gradientes meridionais de temperatura (pressão) e, consequentemente, a intensidade da monção da África Ocidental (Cordeiro 1978, Eltahir & Gongo, 1996).

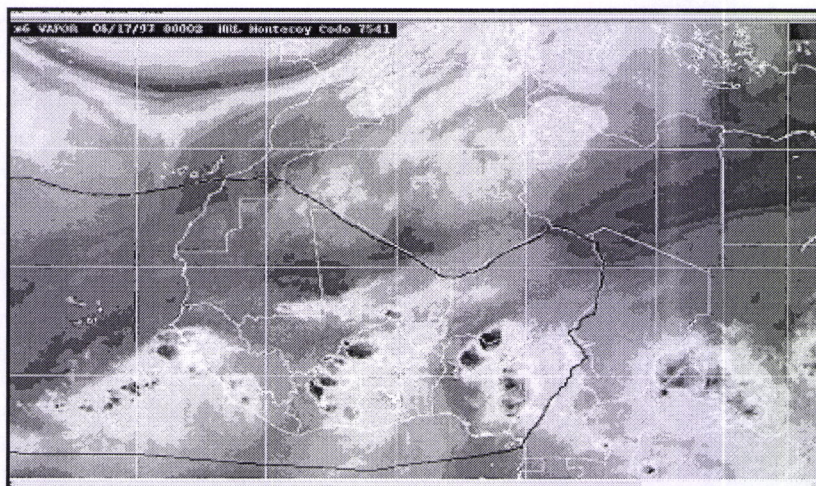


Figura 2.2.3 – Monção na África nos meses de Verão do HN

Durante o Inverno do HN, a África Ocidental está, na maior parte, sob a influência dos ventos alísios de NE causados pelo sistema de altas pressões subtropicais que se estabelece sobre a África do Norte (Glenn & Simon, 1998) (Fig-3. 2.3). Esses ventos são persistentes e alcançam os 3 000 metros de altura, transportando uma massa de ar estável e seca e, muitas vezes, poeira das regiões desérticas de onde é originária (Mc Gregor & Nieuwolt, 1998), atingindo toda a África Ocidental, sendo visível entre os meses de Janeiro e Fevereiro. Localmente, esses ventos são conhecidos por «Harmattan». Nessa época do ano, a FIT localiza-se a Sul, sobre a costa sudoeste da África Ocidental, onde a precipitação está confinada, numa área que se estende desde o Golfo da Guiné em direcção a Leste no interior do continente (Hastenrath, 1985). Para a maior parte dos países da África Ocidental, esse período corresponde à estação seca.

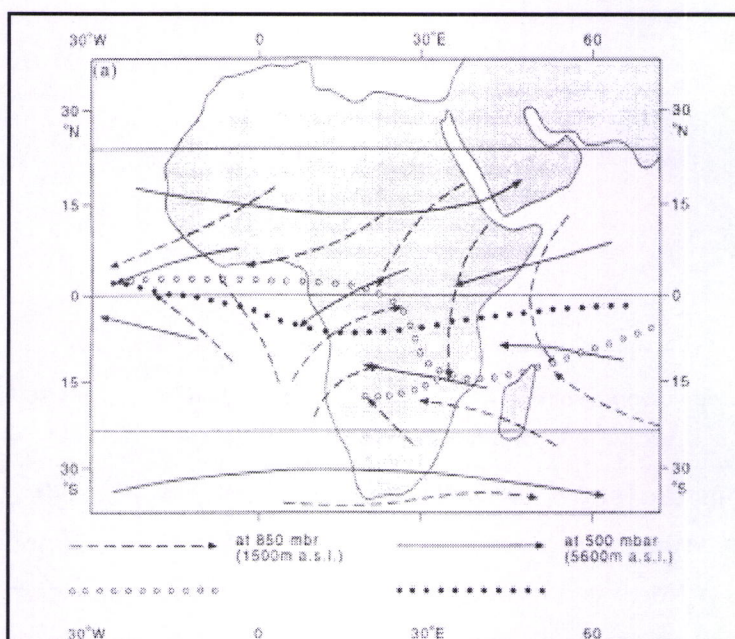


Figura 3.2.3 – Circulação do vento sobre a África durante o mês de Janeiro nos níveis de 850 hpa e 500 hpa. As setas representam ventos e os pontos são zonas de convergências. Fonte: McGregor & Nieuwolt (1998).

Durante o Verão do HN, a área de baixas pressões situa-se sobre o Continente Africano a cerca de 20° N. Consequentemente, a ZCIT move-se lentamente em direcção ao Norte até atingir a posição à volta de 15° N (Fig-4.2.3). Entretanto, sobre o Oceano Atlântico Sul, forma-se o sistema anticiclónico de Santa Helena. Esses desenvolvimentos são reforçados pelo escoamento do ar em direcção ao Norte e ao longo da costa do Sudoeste Africano sobre a água fria da corrente de Benguela. Como resultado, desenvolve-se um gradiente de temperatura (pressão) entre o Oceano Atlântico Sul e o Norte da África Central. Esse gradiente resulta na intensificação do escoamento de SE e é reforçado em direcção ao Norte, encurvando-se até transformar-se em monção de SW que sopra sobre a África Ocidental (McGregor & Nieuwolt, 1998) (Fig-4.2.3). Esses escoamentos frios e húmidos atingem as regiões Sub-Saharianas da África e são essas massas de ar, zonais e húmidas, associadas com a progressão para o Norte das linhas de instabilidade, que produzem a precipitação na área Sub-Sahariana (Glenn & Simone, 1989). Na latitude Sub-Sahariana, o ar continental do Norte, seco e quente, é mais denso e o escoamento húmido fresco da monção de SW é forçado a se elevar e delimita zona máxima da precipitação

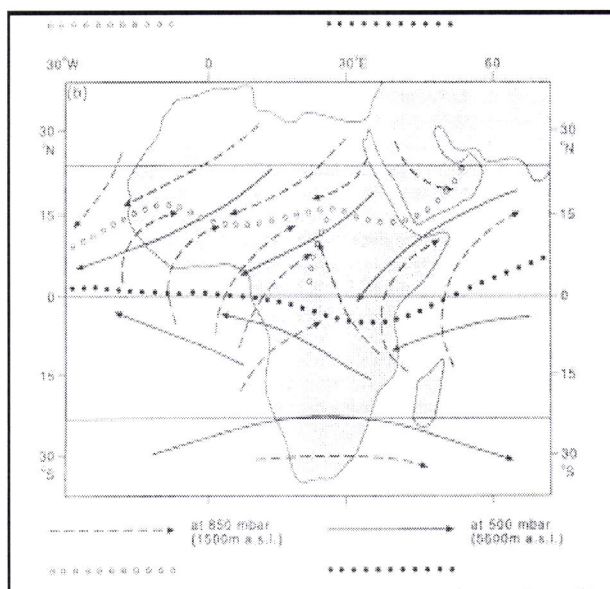


Figura 4. 2.3- Circulação do vento sobre a África durante o mês de Julho nos níveis 850 hpa e 500hpa. Fonte: McGregor & Nieuwolt (1998)

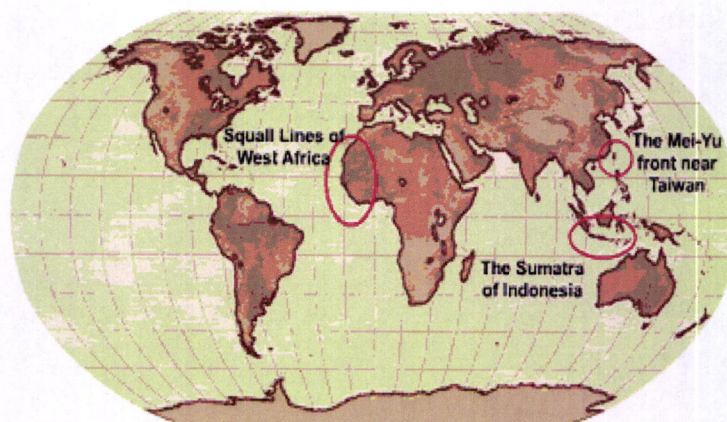
Nos meses de transição entre os verões do HS e HN, a ZCIT se situa nas regiões equatoriais, onde o aquecimento superficial é máximo. Em Maio e Junho, o Sol se desloca relativamente para o Norte e o aquecimento de massas de ar tropicais do Norte sobre o continente se intensifica, gerando movimentos verticais. A humidade da baixa troposfera aumenta, a célula de Hadley do HS se intensifica e o vento desloca-se em direcção à

costa. Nesse mesmo período, as áreas de precipitação, associadas à ZCIT, deslocam-se para o Norte do Equador, iniciando a monção chuvosa de Verão.

Em Junho e Julho, o aquecimento superficial se aproxima do máximo no HN, assim como os movimentos verticais, e a massa atmosférica húmida tropical chega a sua latitude extrema ao Norte do Equador. A força de gradiente de pressão torna-se máxima, fazendo a monção também chegar ao máximo. A Força de Coriolis direcciona os ventos para Leste, dando origem ao Jacto Africano de Este. No mês de Setembro, a estrutura é parecida com a do mês de Abril, excepto que o aquecimento decresce em relação ao máximo. Em Dezembro, a zona de máximos aquecimento e precipitação, associada à ZCIT, se move para o sul do Equador e o ramo subsidente da Célula de Hadley se intensifica no HN.

2.4- As Linhas de Instabilidade

As Linhas de Instabilidade são regiões de nuvens do tipo cúmulos e cumulonimbos, em forma de uma linha contínua e estão entre as mais severas tempestades dos trópicos (Hastenrath, 1985). A Figura 1.2.4 mostra regiões tropicais onde a ocorrência de linhas de instabilidade é frequente. Dentre essas regiões, destacam-se a África Ocidental, Sumatra da Indonésia e Mei-Yu Formosa, perto de Taiwan.



zonas tropicais de maior frequência de linhas de Instabilidade

Figura 1.2.4 – Regiões tropicais com maior ocorrência de linhas de instabilidade.

Formam-se também, nos meses de Verão no NS (Dezembro a Março), no litoral Norte do Brasil (Figura-2.2.4).

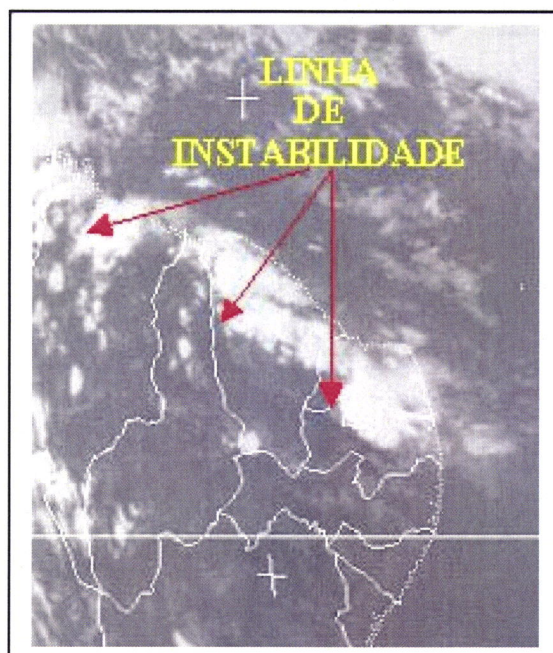


Figura 2.2.4- Imagem do satélite METEOSAT-7 mostrando uma linha de instabilidade desde o litoral do Estado do Maranhão até o Estado do Rio Grande do Norte (Brasil). Fonte: FUNCEME

As Linhas de Instabilidade consistem principalmente em numerosos temporais organizados em complexos convectivos ou bandas de nuvens ao nível da mesoescala que, devido à sua origem comum, se desenvolvem e movem em sistemas mais ou menos organizados (McGregor & Nieuwolt, 1998). Esses sistemas também referidos como linhas de borrascas, podem atingir centenas de quilómetros de comprimento. Caracterizam-se pelo seu crescimento explosivo e rápida propagação, cerca de 10° a 13° de latitude por dia e podem ter vida entre 3 a 15 horas ou, ocasionalmente, vários dias. Geralmente antecedem ou sucedem os sistemas frontais. Para a África, particularmente para a região em estudo, elas têm uma importância significativa, pois contribuem significativamente para os totais anuais de precipitação.

Segundo Gnamien (1990), a frequência máxima de linhas de instabilidade é registada sobre a África Ocidental em Junho, Julho e Setembro entre as latitudes de 8°N e 10°N , com o máximo em Agosto, em torno de 10°N – 12°N (Figura 3.2.4).

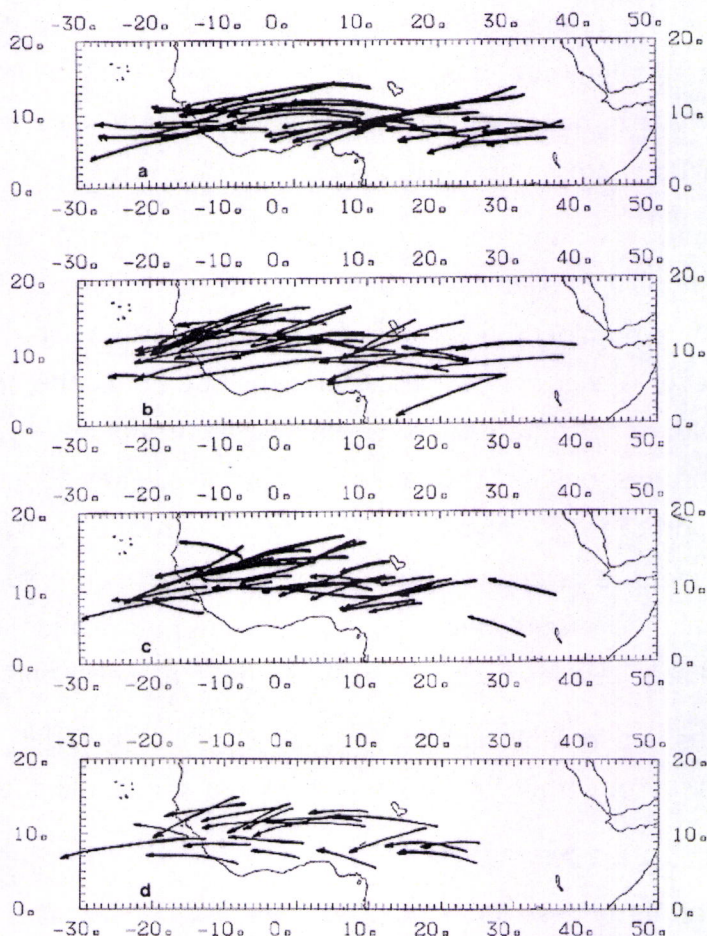


Figura 3.2.4 – Trajectórias das linhas de instabilidade durante os meses de Junho (a), Julho (b), Agosto (c) e Setembro (d), do ano 1983 (Gnamien, 1990).

Vários factores foram apontados como importantes para o aparecimento das linhas de instabilidade na África Ocidental. Entre eles, destacam-se o ciclo solar diário (aquecimento e resfriamento), configuração topográfica, ondas do leste, o escoamento de larga escala e a humidade disponível nos níveis baixos (McGregor & Nieuwolt, 1998). O aparecimento das linhas de instabilidade acontece, geralmente, na segunda metade do dia. Portanto, o aquecimento diferencial terra-oceano, associado à humidade disponível e ao factor orográfico parecem gerar as condições para o aparecimento e desenvolvimento destes sistemas. A penetração de sistemas frontais sobre o Continente Africano, associada às terras altas no Leste pode ser uma das causas de geração de linhas de instabilidade que varrem o Continente de Leste para Oeste (Molion, 2003).

Embora não comprovado definitivamente, as Ondas de Leste podem ter sua origem no desenvolvimento das linhas de instabilidade, cujos grandes aglomerados de cumulonimbos libertam enormes quantidades de calor latente, produzindo ondas de gravidade, ou seja, as ondas nos alísios. Entretanto, é possível haver variabilidade, entre as Ondas de Leste e o desenvolvimento de linhas de instabilidade, para a Costa Ocidental da África, onde o crescimento das perturbações de leste é mais intenso. Essas ondas

podem estar associadas a tais perturbações (McGregor & Nieuwolt, 1998). No caso da África Ocidental, acredita-se que o elemento importante para o início da linha de instabilidade seja o Jacto do Leste Africano, especialmente pela sua influência do cisalhamento vertical do vento na baixa troposfera.

A humidade atmosférica é um dos principais factores para o desenvolvimento e manutenção da linha de instabilidade. O aparecimento de linhas de instabilidade está associado à presença de humidade nos níveis baixos e de ar mais seco nos níveis médios da troposfera (McGregor & Nieuwolt, 1998). A presença de humidade nos níveis baixos é um pré-requisito muito importante para o desenvolvimento rápido. O ar seco, nos níveis médios, é parcialmente responsável pelo aparecimento de rajadas de vento nas linhas de instabilidade. A evaporação da precipitação à volta da linha de borrasca arrefece o ar seco na média troposfera, e esse desce em forma de uma corrente de ar frio que entra por baixo do ar quente e húmido nos níveis baixos, intensificando a convecção e a produção de chuva. Essas rajadas frias funcionam como mini – sistemas frontais.

Entretanto, as linhas de instabilidade podem também ser geradas por sistemas de ventos locais através de convergência e divergência, com estruturas diferentes.

2.4.1- As Ondas de Leste

As Ondas de Leste foram descobertas logo após o início da elaboração regular de cartas de tempo para a região equatorial (Índia, 1875). Até o final do século XIX, estava bem estabelecido que, durante os meses de Junho a Setembro, os centros de baixa pressão, vindos de leste, cruzavam o continente e entravam na Baía de Bengala, ajudando na formação de depressões de monções no Norte da Baía. Essas depressões são famosas por sua alta energia e pelos distúrbios induzidos no oceano e nas regiões costeiras como Bangladesh. Além disso, nos períodos pré e pós monções, suspeitava-se que os ciclones tropicais da Baía de Bengala eram restos de distúrbios oriundos do Mar da China e Pacífico Oeste Central. Em 1936, foram publicadas cartas que indicavam a trajectória de ciclones originados no Pacífico, a Oeste de 150°E, e que se moviam para a Índia. Nessa mesma época, reconheceram-se padrões semelhantes noutras regiões tropicais, como na Costa Oeste da África e o Oceano Atlântico Leste.

Do ponto de vista observacional, Riehl (1954) foi o primeiro a fornecer uma estrutura detalhada desses distúrbios no Caribe, consagrando a ideia de que as Ondas de Leste ocorrem em toda a região tropical e que sua estrutura varia de uma região para outra. Apesar dos ventos alísios estarem relacionados com condições de tempo estáveis, em algumas regiões dos trópicos essas situações tranquilas são interrompidas por distúrbios que por se moverem com os ventos alísios e apresentarem configurações ondulatórias nos campos de vento e pressão, designados por Ondas de Leste. Segundo Berry et al. (1945), esses distúrbios ocorrem em diversas partes dos trópicos (Figura 1.2.4.1). Têm

sido realizados estudos extensos no Oceano Atlântico Tropical Norte (ATN), no Caribe e na região do Pacífico Tropical Oeste (PTO).



Figura 1.2.4.1 – Regiões onde se observa, ou existem indícios de, propagação de Ondas de Leste. Berry et. Al. (1945)

O modelo clássico de descrição das Ondas de Leste foi desenvolvido por Riehl (1954) na região do Caribe. Segundo esse autor, as Ondas de Leste são oscilações nos campos de pressão e vento, que se encontram em fase na superfície. O cavado se estende em direcção ao pólo; possui orientação NE-SW no HN (Figura 2.2.4.1) e inclina-se para leste com a altura, que pode atingir 8 a 9 km. Na vanguarda do cavado, há divergência e movimento subsidente nos níveis baixos, com características de bom tempo; e, na retaguarda, ocorre convergência nos níveis baixos com predominância de forte movimento ascendente e convecção profunda.

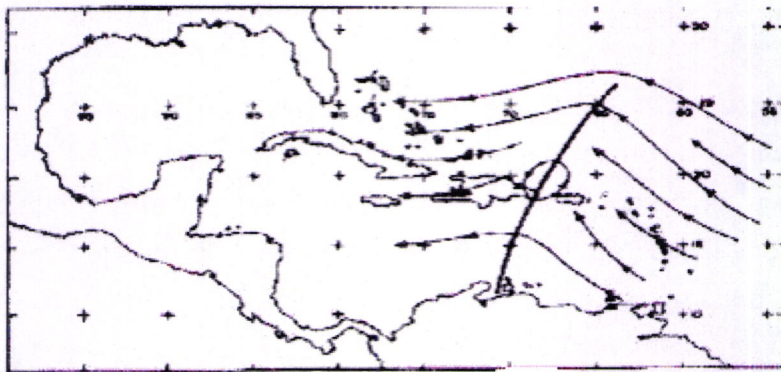


Figura 2.2.4.1 – Modelo de Ondas de Leste: linha de corrente em 4500 m. Inclinação horizontal do eixo do cavado de NE-SW. Riehl (1954)

Para McGregor & Nieuwolt (1998), as Perturbações Ondulatórias nos Alísios (POAs) ou simplesmente Ondas de Leste, são, ondas de gravidade que se formam no campo de pressão atmosférica, na faixa tropical do globo terrestre, na área de influência dos ventos alísios, e se deslocam de Leste para Oeste, desde a Costa de África até o Litoral Leste do Brasil (McGregor & Nieuwolt, 1998). A nebulosidade característica dessas ondas é a nuvens de topo alto na forma de "V" invertido (Figura 3.2.4.1).

Molion e Bernardo (2002) descreveram outro tipo de POAs, não tão desenvolvidas verticalmente, como as Ondas de Leste, sobre o Oceano Atlântico por serem confinadas pela inversão dos ventos alísios. Essas POA seriam geradas pela interação de sistemas frontais extratropicais com o campo dos ventos alísios em ambos hemisférios. Essa interação pode ocorrer tanto sobre o Oceano Atlântico como sobre o Continente Africano. Apresentam velocidade de deslocamentos entre 6° e 10° de longitude por dia e, quando se aproximam da costa do Continente Sul-americano, se desenvolvem rapidamente em função da convergência do fluxo de humidade

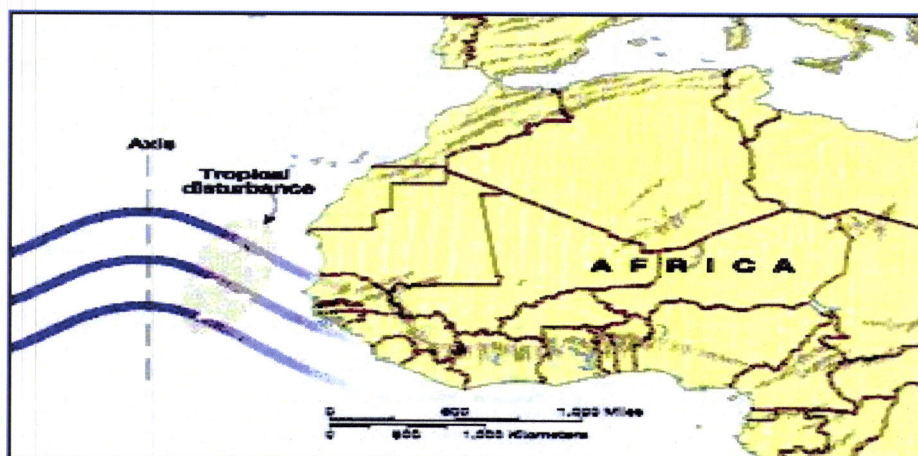


Figura 3.2.4.1-Ondas de distúrbios de Leste (Fonte: Cavalcanti, 2002)

As perturbações de leste são sistemas convectivos intensos de mesoescala, basicamente compostos de duas partes distintas:

a)- A linha de borrasca, ou linha de convecção, caracterizada por uma fronteira composta por várias células convectivas ao longo de algumas centenas de quilômetros, ou um pouco acima dos mil quilômetros em situações extremas (Houze et al., 1989, e Roux et al., 1984). Essa linha de cumulonimbos e trovoadas está associada a fortes precipitações precedidas de ventos intensos e rajadas à entrada da linha da frente (Chong e Hause, 1989; Peters et al., 1989). Segundo Rowell e Milford (1993), traçando um corte longitudinal, a parte convectiva tem formato linear ou convexo e é denominada frequentemente por borda principal do sistema.

b)- A parte de trás que constitui a bigorna ou região estratiforme, onde predominam as

chuvas miúdas contínuas que podem durar até várias horas.

2.4.1.1-Características regionais das Ondas de Leste durante o Verão do HN e HS.

As Ondas de Leste existem na região tropical de ambos os hemisférios; no entanto, são mais marcadas durante o período Junho-Setembro no HN e tem sido mais estudadas no HN. No Pacífico Oeste Central, as Ondas de Leste originam-se como fracos sistemas de baixa pressão, perto da ZCIT, crescendo para depressões tropicais e ocasionalmente para tufões que afectam as Filipinas, Sul do Mar da China, Vietname, Sudeste da China e Japão. Essas ondas cruzam Vietname, Tailândia e Burma e atingem a Baía de Bengala, na qual, em condições favoráveis, podem induzir a formação das depressões de monções. Cruzam a Índia e seguem para o Golfo Pérsico Leste e enfraquecem na porção Oeste do Golfo. Novamente podem ser detectadas sobre o Norte da África, a Oeste de 30°E, e intensificam-se à medida que se movem para Oeste, atingindo o seu máximo aproximadamente aos 5°W. Cruzam a Costa Oeste africana e entram no Oceano Atlântico, enfraquecendo-se e movendo-se sobre o Oceano Atlântico Central e Oceano Atlântico Oeste. Nessa região, podem se intensificar e induzir o desenvolvimento dos furacões que afectam o Golfo do México e costa sudeste dos Estados Unidos da América.

Características das Ondas de Leste no Pacífico Oeste Central:

- * Comprimento de onda: 3500-4000 km; decai à medida que se move para Oeste.
- * Período: 4 a 5 dias.
- * Velocidade de propagação: 10 m/s; decai à medida que se move para Oeste.
- * Latitude da perturbação máxima: perto da ZCIT.
- * Inclinação horizontal: Sudoeste-Nordeste ao Norte do Equador e Noroeste-Sudeste ao Sul do Equador (transporte de momento para Oeste, em ambos os lados do Equador).
- * Inclinação vertical: no extremo Leste (Oeste) da região, inclina para Leste (Oeste) com a altura; uma média em toda a região indicaria pouquíssima ou nenhuma inclinação.
- * Nuvens e precipitação: apresentam-se concentradas nos extremos da região.
- * Aquecimento diabático: cerca de 8 K/dia em 400hPa e 1 K/dia em 200hPa e 900hPa.

Sobre a Índia:

- * Comprimento de onda: ~2000 km.
- * Período: 5 a 6 dias.
- * Velocidade de propagação: 4,3 m/s.
- * Inclinação horizontal: Norte-Nordeste e Sul-Sudoeste.
- * Inclinação vertical: o cavado da onda inclina-se levemente para Leste com a altura, à medida que a onda se aproxima da Baía de Bengala.
- * Nuvens e precipitação: predominantemente a Oeste da linha do cavado.
- * Aquecimento diabático: cerca de 10 K/dia com máximo na alta troposfera.

No Norte da África: dificilmente detectáveis a Leste de 30°E, intensificam-se gradualmente e atingem o máximo de amplitude antes de cruzar a Costa Oeste da África. Existem variações nas suas propriedades, mas, em média:

- * Comprimento de onda: ~2500 km.
- * Período: 3,5 dias.
- * Velocidade de propagação: ~8 m/s.
- * Inclinação horizontal: Sudoeste-Nordeste na baixa troposfera.
- * Inclinação vertical: inclina para leste com a altura na zona de cisalhamento abaixo de 700 hpa. * Nuvens e precipitação: à Norte de 12,5°N ocorre o máximo de nebulosidade e precipitação adiante do cavado da onda; à Sul, ocorrem máximos no eixo do cavado e também um pouco adiante.

Sobre o Caribe:

- * Comprimento de onda: ~2000 km.
- * Período: ~4 dias.
- * Velocidade de propagação: ~6 m/s.

- * Inclinação horizontal: Norte-Nordeste e Sul-Sudoeste.
- * Inclinação vertical: o cavado da onda inclina-se para Leste nos níveis baixos e médios.
- * Nuvens e precipitação: os máximos tendem a ocorrer a Leste, mas muito próximo da linha do cavado.

Sobre o Pacífico Leste:

- * Extensão vertical: muito rasas, com máxima intensidade em 850 hpa, sendo frias até 1,5 km e quentes acima deste nível.
- * Comprimento de onda: ~3000-3500 km.
- * Período: 4 a 6 dias.
- * Velocidade de propagação: 5-7 m/s.
- * Inclinação horizontal: Nordeste-Sudoeste.
- * Posição das nuvens: máxima nebulosidade no cavado ou levemente atrás dele, mas a nebulosidade é pequena em todos os casos.

No HS também ocorrem Ondas de Leste, sendo que são mais marcantes durante o Verão do HS, nas vizinhanças da ZCIT no Oceano Pacífico Oeste Central, no Norte da Austrália e no Índico Sul. São elas que propiciam a formação de tempestades e ciclones nos lugares citados. Durante o Verão do HS surge um outro cavado situado há alguns graus a Norte do Equador. As Ondas de Leste associadas à ZCIT, presentes um pouco a Sul do Equador, interagem muitas vezes com esses cavados formando distúrbios meteorológicos significativos (na Malásia, Baía de Bengala, etc.). Além disso, as famosas chuvas associadas às monções do Nordeste também se intensificam nesses meses, devido à interacção com as Ondas de Leste.

2.4.1.2- As Ondas de Leste na Costa ocidental da África.

As Ondas de Leste africanas são uma parte importante do clima da Zona ocidental africana e do Oceano Atlântico Tropical. Estas ondas controlam a precipitação diária sobre a África Ocidental (Reed et al., 1977) e dão origem à maioria dos ciclones tropicais sobre o Oceano Atlântico. Apesar da sua importância, o seu ciclo de vida carece de estudos mais detalhados, especialmente no que diz respeito a sua ciclogénese, ao seu desenvolvimento, às modificações das suas características ao longo do seu movimento, à

sua maturação e ao seu consequente desaparecimento.

As Ondas de Leste apresentam estruturas bastante complexas sobre a África. As suas amplitudes máximas são tipicamente observadas no nível de 600 hPa, entre os 15°N e o equador, e nos níveis mais baixos, a Norte da latitude 15°N. A região mais seca do Deserto do Sahara, a Norte dos 15°N, é dominada por actividades mais fortes nos 850 hPa, segundo análises de Pytharoulis e Thorncroft (1999). Thorncroft e Hodges (2001) confirmaram a existência de apenas um caminho de tempestades tropicais sobre o Oceano Atlântico, com actividades nos níveis de 850 e 600 hPa, referente à região ao sul dos 15°N.

Para Glenn e Simon (1998), na região do Oceano Atlântico as Ondas de Leste, ocorrem geralmente em cerca de 15° N, com um comprimento entre 2000 e 4000 metros e se movem para Oeste em 6-7° de longitude por dia, ou seja, aproximadamente 8 m/s e têm um tempo de vida ao redor 1 a 2 semanas.

As perturbações de Leste na Costa ocidental da África têm uma duração média entre dez (Payne e McGarry, 1977; Rowell e Milford, 1993) e treze horas (Aspliden et al., 1976), ou mais de dois dias ocasionalmente (Desbois e al., 1988; Peters e Tetzlaff, 1988). A explicação para uma maior duração pode ser a reestruturação dos sistemas ou a ciclogénese múltipla. A velocidade de propagação das perturbações varia de 6 m/s a mais de 33 m/s. De acordo com Aspliden et al. (1976), as linhas têm uma velocidade média entre 14 e 17 m/s. Rowell e Milford (1993) destacaram as condições atmosféricas necessárias para o desenvolvimento das perturbações como sendo o forte cisalhamento vertical do vento na baixa troposfera, a instabilidade condicional e uma estratificação da atmosfera caracterizada por ar quente e seco nos níveis médios sobrepondo o ar mais frio e húmido superficial. Essas características prevalecem sobre a África Ocidental Tropical, bem como sobre o litoral, entre os meses de Maio e Outubro. O cisalhamento vertical do vento, nos níveis baixos, está relacionado com o jacto africano de leste no nível de 600 hPa, provocado pelo gradiente meridional nos níveis baixos entre a temperatura do ar quente e seco do Deserto e o ar húmido mais frio, originário do Golfo da Guiné.

As perturbações de leste estão entre os sistemas que produzem as maiores quantidades de precipitação no litoral e na Costa ocidental da África Tropical. Com base nas análises das características e das variações bruscas das variáveis meteorológicas observadas nas estações de superfície, existem indícios de um aumento da contribuição de 16 a 32% das linhas de perturbação nas quantidades de precipitação na Costa da Guiné (Acheampong, 1982; Omotosho, 1985), de aproximadamente 50% na zona do Sudão (Eldridge, 1957; Omotosho, 1985) e de 80% no Sahel (Dhonneur, 1981). Como consequência disso, as variações interanuais da precipitação estarão associadas à variabilidade interanual da ocorrência e intensidade dessas perturbações.

2.4.2- As tempestades

Embora as tempestades ocorram numa escala menor que os ciclones de latitudes médias e furacões, elas podem ser muito perigosas. Essas tempestades podem produzir chuvas pesadas e enchentes repentinas "flash floods", granizo, relâmpagos, ventos destruidores e tornados. Em cada ano e em diversas partes do mundo, milhões de dólares em propriedades são perdidos e centenas de pessoas perdem suas vidas como um resultado das tempestades.

As tempestades geralmente são constituídas por células convectivas individuais ou aglomeradas: são originadas, principalmente, por instabilidades atmosféricas. Tais instabilidades devem-se à convecção livre (aquecimento da superfície) ou convecção forçada (forçamento orográfico). Essas células atingem diâmetros muitas vezes superiores a 500km e têm duração de 1 a 12 horas. Quando permanecem por períodos longos são devidas meramente a uma repetição de processos de crescimentos de células convectivas de curta duração. O desenvolvimento das tempestades compostas por cumulonimbos ultrapassa a tropopausa, podendo atingir altitudes de até 20.000m com velocidade vertical de vento de 10 a 14m/s (Hastenrath, 1995). O aquecimento diferencial da superfície da terra é o mecanismo dominante para o disparo do processo de formação das tempestades. Conforme as áreas da terra são aquecidas a diferentes taxas, o fluxo dos níveis baixos cria zonas de convergência. É ao longo dessas zonas que as tempestades tendem a desenvolver-se.

As tempestades crescem quando a atmosfera se torna suficientemente instável por causa do aquecimento localizado na superfície ou outros mecanismos de ascensão. Segundo Hastenrath (1995), o processo de desenvolvimento de tempestades pode ser dividido em três etapas, cada uma demorando entre 20 e 40 minutos. Na primeira, chamada a etapa de formação de cumulonimbo, predomina forte movimento ascendente, os cumulonimbos crescem rapidamente atingindo níveis de até 8000m. Na segunda etapa, ou etapa madura, atinge a sua maior intensidade. As correntes ascendentes continuam mas são substituídas por correntes descendentes em algumas partes da célula convectiva, sendo essa etapa acompanhada por precipitação. Na última etapa, ou etapa de dissipação, predominam as correntes descendentes na maior parte das células, com precipitação e relâmpagos. Nessa etapa, a célula convectiva fica desprovida da fonte de sobresaturação do ar e da fonte energética de alimentação do sistema, a libertação de calor latente cessa. Consequentemente, a precipitação pára e a massa de nuvens decai por evaporação.

A maioria das tempestades é de curta duração e não contém condições de tempo severo (excepto os relâmpagos). Contudo, uma ou outra tempestade irá ocasionalmente crescer

mais do que a média e desenvolver uma estrutura interna muito diferente. Essas tempestades, conhecidas como tempestades severas, podem atingir os 20km de altura. Estão usualmente associadas a frequentes relâmpagos, fortes chuvas, ventos locais destruidores (frentes de rajada excedendo 95km/h), granizos que podem ser maiores que 2cm em diâmetro e até mesmo tornados.

As tempestades ciclônicas tropicais (Furacões) são centros de baixas pressões localizados em vários pontos do globo, sobre as águas tropicais, com actividade de tempestade e cuja velocidade do vento excede muitas vezes os 150km/h. Uma tempestade tropical é considerada furacão quando o vento médio excede os 119km/h. A velocidade do vento aumenta à medida que se aproxima do centro, chamado "olho" do furacão, uma região com cerca de 10km de diâmetro, na qual o vento é praticamente inexistente. A pressão no centro é habitualmente de cerca de 950mb mas pode atingir valores de 870mb. O sistema, no seu todo, pode ter entre 80 e 8000km de diâmetro. Os sistemas, com designação genérica de "tempestades ciclônicas tropicais", são conhecidos por "furacões" se desenvolvem no Oceano Atlântico; Nordeste do Pacífico; Pacífico Sul a Leste dos 160°E, "tufões", os do Pacífico Noroeste, simplesmente "ciclones tropicais" os do Oceano Índico e Oceano Pacífico Sudoeste e ainda "willy-willies" na Austrália. Para a sua formação, é necessário o seguinte: forte cisalhamento do vento na vertical; jacto de leste na média/alta troposfera; temperatura da superfície das águas do mar superior à 27°C; perturbação inicial saindo do Continente africano (para o Oceano Atlântico Norte) ou interacção de sistemas frontais de latitudes médias com ventos de leste (para o oceano Índico). Os furacões seguem o caminho das águas quentes e dissipam-se devido a perda do calor latente e por acção de águas frias.

Em África, durante o Verão, 20% do continente regista mais de 100 dias de tempestades por ano (Mcgregor & Nieuwolt, 1998). Para a África Ocidental, as tempestades e as trovoadas são registadas com maior frequência no período compreendido entre Maio e Setembro.

Uma vez que as tempestades e trovoadas se desenvolvem muito rapidamente, é importante identificar regiões onde seu desenvolvimento irá provavelmente ocorrer. Observações na escala sinóptica são úteis para se identificar condições regionais necessárias para produzir fortes tempestades convectivas. A posição dos limites frontais, a corrente de jacto, os ciclones de latitudes médias, e a zona de convergência intertropical, oferecem indicações que ajudam na localização de tais áreas. Monitorizando cuidadosamente os processos da escala da tempestade (a mesoescala) dentro dessas regiões mais amplas irão permitir melhores (e em melhor tempo) previsões de tempo severo.

O estudo das tempestades na mesoescala é necessário para determinar exactamente onde a tempestade é mais provável de se formar dentro de uma região definida de forma mais ampla na escala sinóptica. Isto permite examinar condições locais e apontar a área onde intensa actividade convectiva é mais provável de ocorrer. Desta maneira, pode estabelecer-se avisos de tempo severo em localizações específicas.

2.5-As altas pressões subtropicais

Os movimentos da atmosfera estão relacionados com a distribuição da pressão atmosférica, muito embora existam outras forças intervenientes, que modificam a tendência inicial do ar de mover-se directamente para as regiões onde a pressão estiver mais baixa. A circulação planetária é acompanhada por uma distribuição compatível de pressão à superfície. Próximo ao equador (Figura 1.2.5a.), o ar convergente de ambos os hemisférios está associado à baixa equatorial e determina a ZCIT. Nas faixas em torno de 20° a 35° de latitude (Norte e Sul), onde se originam os ventos alísios, estão localizadas as zonas de altas pressões subtropicais. São regiões de subsidência e de vento divergente à superfície. Na região em torno de 50° a 60° de latitude, na zona da frente polar, os ventos polares de Leste e os ventos de Oeste de latitudes médias se encontram para formar uma zona de convergência conhecida como baixa subpolar. Finalmente, junto dos pólos estão as altas polares das quais se originam os ventos polares de Leste.

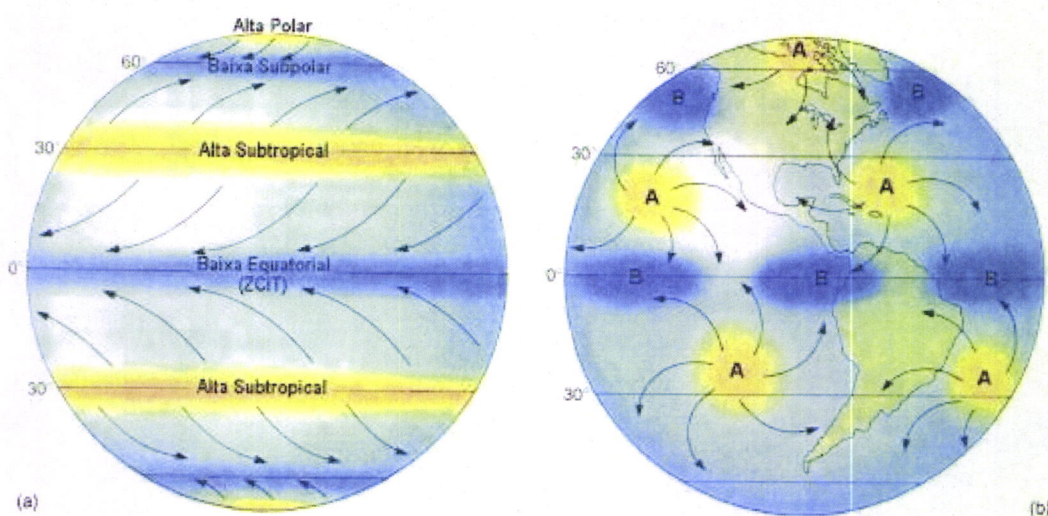


Figura 1.2.5 – Esquemas da distribuição zonal de pressão (a) com e sem (b)continentes

Contudo, a única distribuição zonal de pressão que existe, na realidade está na baixa subpolar no Hemisfério Sul, onde o oceano é contínuo. Numa extensão menor, a baixa equatorial também é aproximadamente zonal. Em outras latitudes, particularmente no HN, onde há uma proporção maior de terra, existem centros semi-permanentes de alta e

baixa pressão (Figura 1.2.5b) e não uma distribuição zonal. Essa configuração é ainda complicada por variações sazonais de temperatura, que influenciam esses centros de pressão, tanto em magnitude como em localização. Uma aproximação melhor da distribuição global de pressão e ventos resultantes é mostrada na Figura 2.2.5.

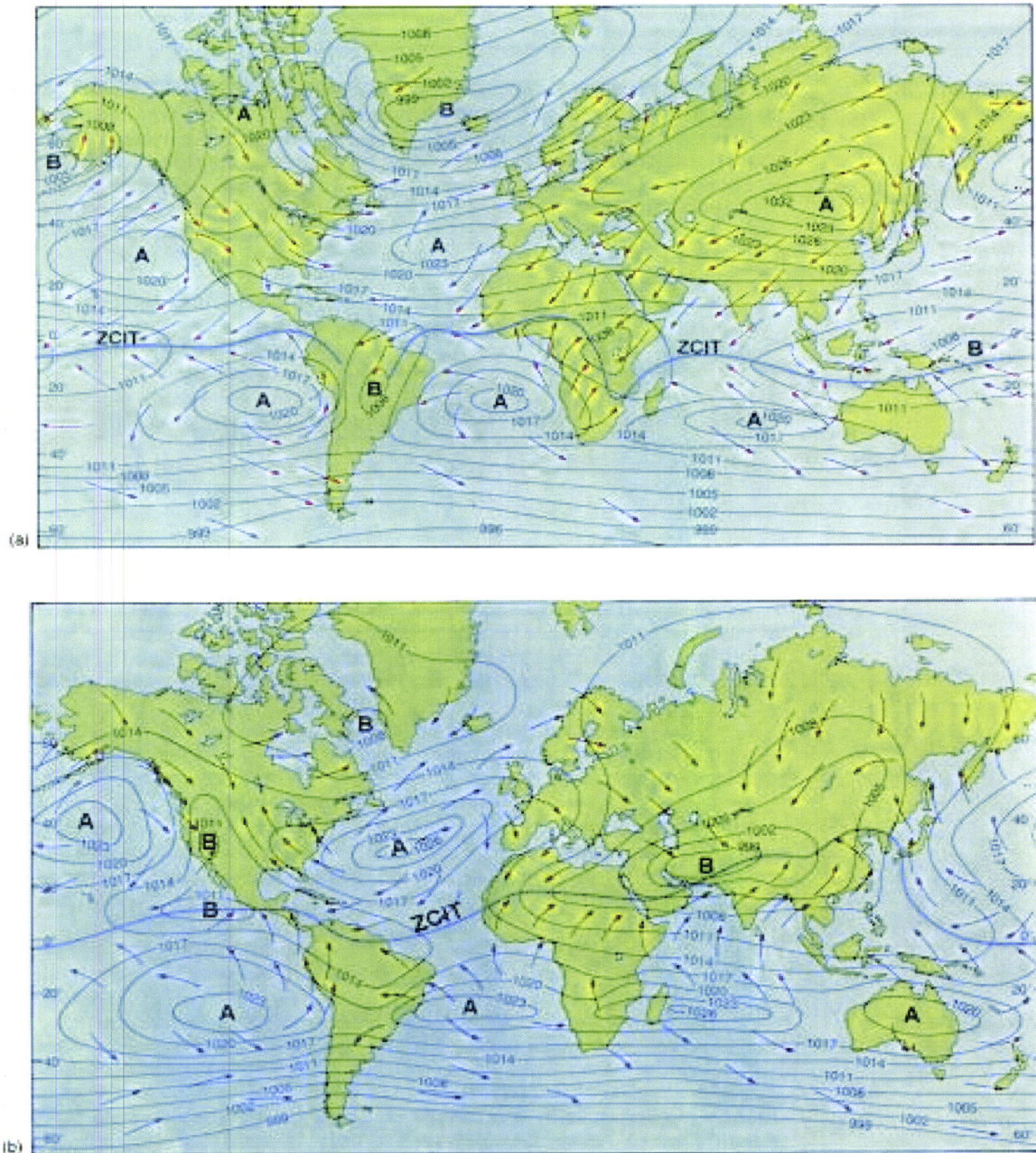


Figura 2.2.5 – (a) Pressão e circulação na superfície em Janeiro e (b) em Julho.

As configurações mais relevantes são as altas ou anticlones subtropicais. Esses sistemas estão localizados entre 20° e 35° de latitude, sobre todos os maiores oceanos. É possível notar também que as altas pressões subtropicais estão situadas mais no lado Leste dos Oceanos, particularmente nos Oceanos Pacífico Norte e Sul e Oceano Atlântico

Norte e Sul. Esse posicionamento impõe climas semi-áridos na costa Oeste dos continentes, adjacentes aos oceanos.

As variações mais notáveis são os deslocamentos sazonais de 5° a 10° em latitude das altas pressões subtropicais, que acompanham o deslocamento do Sol em seu ciclo anual. As maiores variações observadas devem-se às flutuações sazonais de temperatura sobre os continentes em latitudes médias ou maiores, especialmente sobre a Eurásia. No HN em Janeiro há um centro de alta pressão bem desenvolvida sobre a Eurásia e outro mais fraco sobre a América do Norte. As altas pressões subtropicais nos oceanos se enfraquecem. Aparecem duas células ciclônicas: as baixas das Aleutas e da Groenlândia. No Verão, altas temperaturas na superfície dos continentes geram centros de baixas pressões que substituem os centros de altas pressões do Inverno. Uma delas se desenvolve no Norte da Índia e outra no Sudoeste dos Estados Unidos. Além disso, durante o Verão, as altas pressões subtropicais no HN são mais intensas do que no Inverno.

Relativamente pouca variação de pressão ocorre entre o Inverno e o Verão do HS, o que pode ser atribuído à maior proporção de oceanos. No Verão, ocorrem três centros de alta pressão subtropical localizados sobre os Oceanos Oceano Atlântico, Pacífico e Índico. Esses centros são quase contínuos, caracterizando uma faixa zonal de altas pressões. No Inverno, a faixa subtropical de altas pressões apresenta os centros sobre os Oceanos Oceano Atlântico, Pacífico e Índico mais intensos e um quarto centro sobre a Austrália, que pode ser considerado como uma extensão do centro de alta pressão do Índico. Na região equatorial, encontram-se três centros de baixa: na América do Sul, na África do Sul e na Indonésia, com movimentos ascendentes, convecção profunda e grande libertação de calor latente e que são considerados as "fornalhas" que movimentam a circulação geral da atmosfera. Os centros de altas pressões subtropicais podem ser considerados como ramos descendentes da célula de Hadley em cada hemisfério. A subsidência provoca divergência à superfície, gerando ventos direccionados tanto ao Equador (alísios) como aos pólos (oeste). São de extrema importância no controlo das incursões da ZCIT (Molion, 2003). Devido à baixa concentração do vapor da água, resultante da subsidência do ar seco, o efeito-estufa é fraco sobre esses centros e a perda de ROL para o espaço é mais intensa que em outras regiões do planeta. Sua posição geográfica não é fixa. No Oceano Atlântico, as altas subtropicais tendem-se em movimentar no sentido Noroeste-Sudeste, com posição extrema a NW (Julho-Agosto) e SE (Março-Abril). Esse movimento, que não ocorre tão acentuadamente no Pacífico, é devido à distribuição dos continentes e dos oceanos e pelo aquecimento se dar à NW nas Américas (Molion, 2003).

Os principais centros semi-permanentes de alta pressão são os Anticiclones dos Açores e de Santa Helena, situados no Oceano Atlântico Norte e Sul respectivamente. No Pacífico, os anticiclones da Costa da Califórnia e do Chile.

2.6- Variabilidade Interanual

Há evidências observacionais, teóricas e resultados de modelos de circulação geral da atmosfera, que as condições oceânicas e atmosféricas sobre a Bacia do Oceano Atlântico Tropical influenciem fortemente na variabilidade interanual do clima sobre África (Parker et al., 1988; Folland, 1991), e América (Hastenrath and Heller, 1977; Moura and Shukla, 1981; Hastenrath, 1984; Chu, 1984; Hastenrath, 1990; Nobre and Shukla, 1996).

Segundo Nicholson (1997), Goddard e Graham (1999) e Nicholson e al. (2000), as temperaturas do Oceano Atlântico assumem o controle na variabilidade da precipitação sobre a África Ocidental, ficando os fenômenos El Niño e La Niña em segundo plano. As relações observadas entre o El Niño e a precipitação constituem, por outro lado, uma manifestação da influência de EL Niño e La Niña sobre o Oceano Atlântico. No entanto, segundo Lamb e Pepler (1992), a variabilidade sazonal e decadal do clima do Oceano Atlântico Tropical não é dominado por um único factor climático, como é o caso do El Niño Oscilação Sul (ENSO), ou mesmo da temperatura do oceano. A Região Ocidental africana está submetida a uma variedade de influências, algumas de origem remota, outras resultantes de processos locais.

2.6.1- El Niño-Oscilação Sul (ENSO)

A Oscilação Sul é uma alternância da PNM, uma "gangorra barométrica", no Oceano Pacífico entre dois centros, um localizado a Leste, tendo como referência a estação de Tahiti (Polinésias Francesas, a 17°S), e outro a Oeste, referenciado pela estação de Darwin (Austrália, a 11°S). Sua intensidade é estimada através do Índice de Oscilação Sul (IOS), ou seja, a diferença normalizada entre as anomalias de PNM do centro a leste (Tahiti) e as do centro a oeste (Darwin). IOS fortemente positivos (negativos), isto é, PNM mais altas (baixas) em Tahiti e mais baixas (altas) em Darwin, intensificam (enfraquecem) ventos e normalmente estão associados a um evento La Niña (El Niño), ou seja, anomalias de TSM negativas (positivas) próximas à Costa Oeste da América do Sul. El Niño (La Niña), também chamado de a fase quente (fria) do ENSO, apresenta duração de 6 a 18 meses, mas já aconteceram casos, como 1991-1994, em que perduraram por mais tempo e ocorrem com uma frequência de 3 a 7 anos, com uma média de 3-4 anos. O ENSO é um fenômeno mais característico de interação oceano-atmosfera na escala interanual. Os eventos fortes deste fenômeno têm grande influência no clima, pois provocam secas severas ou cheias fortes, e, conseqüentemente, produzem

impactos negativos significativos na sociedade e suas actividades económicas. O Seu papel no aquecimento global ainda é sem consenso entre pesquisadores. É importante, pois, entender melhor o comportamento desse fenómeno tanto sob o ponto de vista sócio-económico como climático.

Durante um ano "normal", os ventos alísios sopram no sentido Oeste ao longo do Oceano Pacífico Equatorial originando um acumulo de água no Pacífico Ocidental, de tal modo que a superfície do mar é cerca de 1/2 metro mais alta na Costa da Indonésia que no Perú. Esse campo de ventos gera um afloramento (ressurgência) de águas profundas, mais frias e carregadas de nutrientes (fitoplacton e zooplâncton) na Costa Ocidental da América do Sul, tornando-a numa das regiões mais piscosas do globo. Quando o gradiente horizontal de PNM enfraquece, o campo de vento diminui de intensidade, ou mesmo inverte de sentido, a ressurgência enfraquece ou desaparece dando origem a um evento El Niño, com consequente, diminuição da produtividade primária e das populações de peixe. Pescadores da Costa Oeste da América do Sul observaram que as baixas capturas estavam associadas ao surgimento de TSM mais altas que o normal no mar. Como, em geral, ocorria no final do ano, designaram o fenómeno de El Niño, que significa "O Menino", referindo-se ao nascimento do "Menino Jesus".

Quando, ao contrário, o gradiente horizontal de PNM se intensifica, os alísios também se tornam intensos e a ressurgência mais forte, com TSM mais fria, originando um evento La Niña, também denominado "El Viejo" ("O Velho", ou seja, a antítese do "O Menino") ou ainda o "Anti-El Niño.

Os impactos no clima global podem ser apreciados nas figuras abaixo. Em geral, os eventos El Niño provocam secas nos Trópicos e excesso de chuva e temperaturas do ar mais elevadas no globo como um todo durante os meses de Dezembro a Fevereiro.

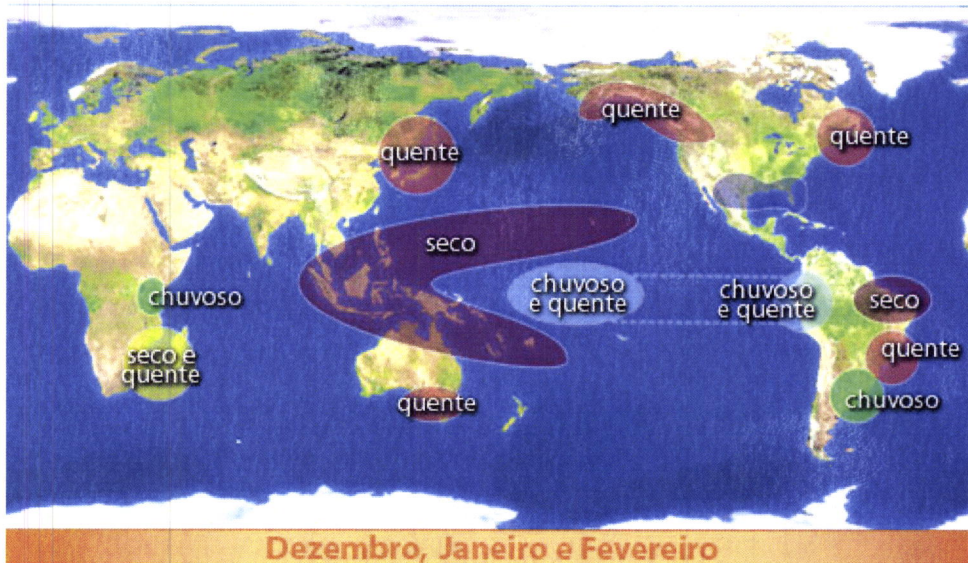


Figura 1.2.6.1a-Impactos climáticos do El Niño no Verão do HS (Fonte: CPTEC/INPE)

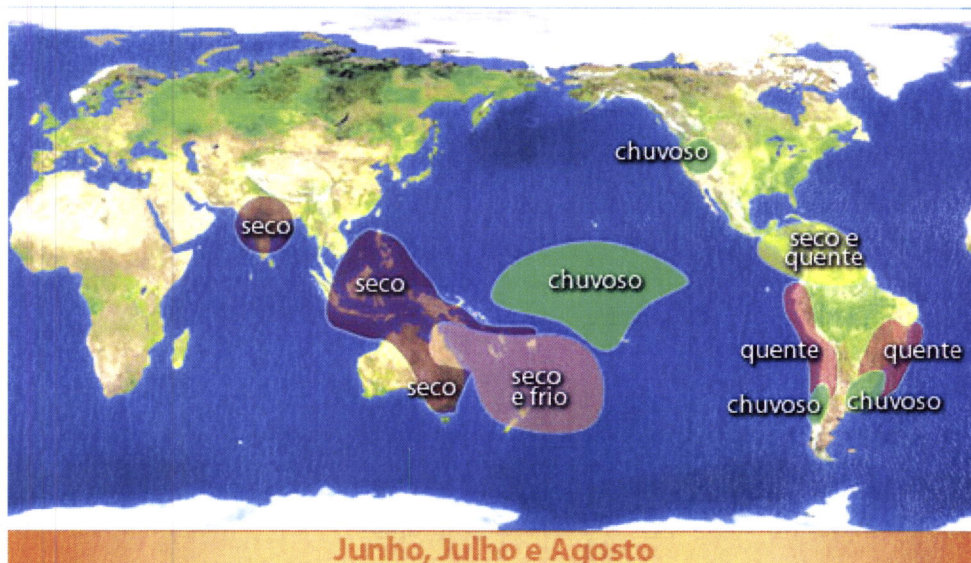


Figura 1.2.6.1b-Impactos climáticos do El Niño no Verão do HN (Fonte: CPTEC/INPE)

No Verão do HN (Junho a Agosto), a influência do El Niño, de maneira geral, é mais sentida sobre o Pacífico (excesso de chuva) e sobre a Indonésia e Austrália (secas severas).



Figura 2.2.6.1a – Impactos climáticos do La Niña no Verão do HS (Fonte: CPTEC/INPE)

A Figura 2.2.6.1a mostra, esquematicamente, que os impactos de um evento La Niña são, em geral, contrários ao do evento El Niño com, por exemplo, excesso de chuva no Norte da Austrália, Indonésia e NE do Brasil e temperaturas mais baixas globalmente durante Dezembro a Fevereiro. Já na Figura 2.2.6.1b, para Junho a Agosto, a configuração dos impactos climáticos é oposta à da Figura 1.2.6.1b.

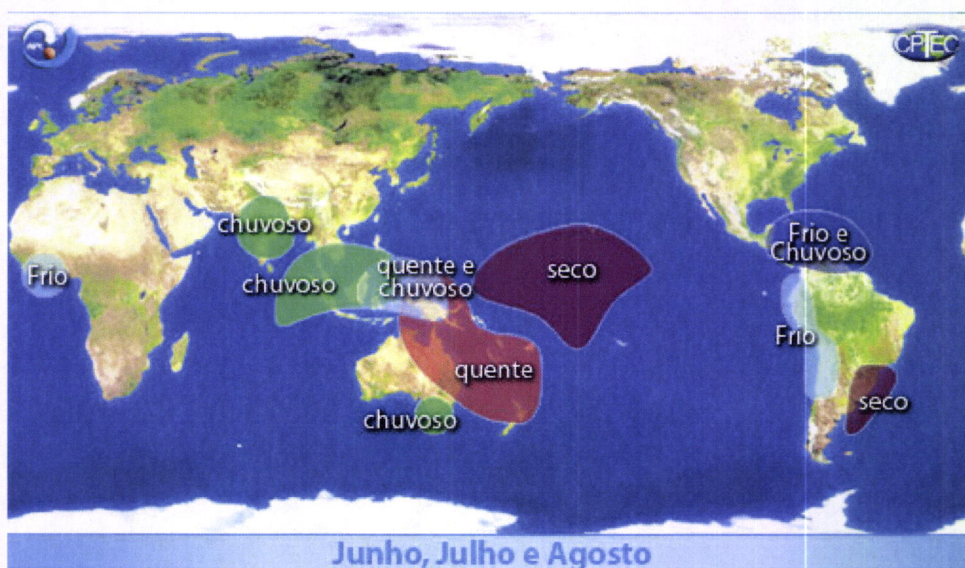


Figura 2.2.6.1b – Impactos climáticos do La Niña no Verão do HN (Fonte: CPTEC/INPE)

As duas influências remotas consideradas mais importantes no Oceano Atlântico Tropical são a Oscilação do Oceano Atlântico Norte (NAO) e o ENSO. Embora a NAO seja um fenómeno essencialmente extratropical, o seu efeito estende-se até aos trópicos e exerce uma influência substancial sobre as TSM do Oceano Atlântico Tropical Norte (Cayan, 1992, e Sutton et al., 2000). O enfraquecimento dos ventos alísios de NE no Inverno do HN conduz a uma redução no arrefecimento do oceano, devido à evaporação e às

subsequentes anomalias da TSM positivas na primavera do HN (Curtis e Hastenrath, 1995). Essa variabilidade atlântica relacionada com o ENSO estaria já relacionada com as precipitações abundantes NE da África (Ward, 1997).

O clima na região do Oceano Atlântico Tropical é também fortemente influenciado por anomalias locais da TSM. Moura e Shukla (1981) remarcam o facto da atmosfera ser sensível às flutuações do gradiente transequatorial da TSM. Segundo esses autores, como resposta, existe um fluxo anómalo, especialmente na Primavera do HN, que atravessa o Equador em direcção ao hemisfério onde as TSM apresentam situação de anomalias mais fortes. Por outro lado, há evidências da existência de uma variabilidade do tipo ENSO no Oceano Atlântico Equatorial, com anomalias da TSM na faixa central e oriental da bacia atlântica (Zebiak, 1993).

Efectuando composições de TSM e de outras variáveis, Nicholson (1977) notou a existência de um sinal do tipo ENSO no Oceano Atlântico, com o aquecimento a ter lugar mais cedo ao longo da Costa SW, desfasado de alguns meses. Os seus resultados indicaram que a variabilidade da precipitação africana é uma manifestação da influência de ENSO nas TSM do Oceano Atlântico e, por consequência, na precipitação. As fases frias e quentes correspondem aproximadamente períodos de precipitação mais longos e mais curtos sobre o litoral e o interior do Continente Africano. Nesses períodos, aparentemente coexiste uma inversão similar de anomalias de precipitação, com características sazonais. Contudo, segundo Nicholson (1977), notou-se que o aquecimento se estabelece no Sul e na Zona equatorial e progride do Sul para o Norte, acompanhando o movimento solar para o Norte.

Segundo Sharon Nicholson (1997), é evidente a existência do padrão dipolar aquecimento-arrefecimento, com a persistência de anomalias do mesmo sinal durante meses, ou até anos, por vezes. Segundo a autora, isso prova, que a maior parte do Oceano Atlântico aquece durante o ciclo ENSO, começando na zona da costa de Benguela, estendendo-se em seguida para o sudeste do Oceano Atlântico ao longo da costa da Guiné, para depois atingir a costa do nordeste brasileiro. Pelo contrário, o sector ocidental da corrente das Canárias arrefece marcadamente, durante esse mesmo período.

Em África Ocidental, a área da convergência segue o movimento aparente do Sol com algum atraso e alcança sua posição mais ao Norte em Agosto (Nicholson e Grist, 2001). Isto porque o período de Julho – Setembro é a estação mais chuvosa nesta região.

As ligações possíveis entre precipitação Saheliana e os eventos do EL Niño/La Niña podem parecer marginal em comparação com a variabilidade multidecadal elevado do clima da África Ocidental sobre os últimos cinquenta anos. Os estudos que foram publicados dão respostas contraditórias porque o Verão do Norte não é o período do ano

em que as anomalias nas temperaturas de superfície do mar ligadas a um evento do EL Niño são as mais importantes.

Alguns estudos diagnósticos concluem que uma ligação estatística significativa não existe (Nicholson, 1986, Nicholson e Kim 1997) e outros que são baseados em estatístico e usam modelos atmosféricos gerais da circulação, mostram um impacto significativo na escala interanual, porque um evento do EL Niño é associado com um deficit da precipitação sobre Sahel e as ocorrências principais dos eventos do EL Niño estão associados principalmente com os deficits na precipitação de Sahel, embora este não seja sempre verdadeiro, em especial durante as décadas chuvosas de 1950 e o 1960 (Nicholson, 2001).

A região de África Ocidental assim como as regiões próximas pode ser mENSO sensíveis aos eventos de ENSO, comparados com as outras regiões de latitude baixa. No entanto, existe excepção para os tempos de fases de ENSO quente e intensa, Africa Ocidental pode experimentar um impacto climático relativamente na forma de ser reduzido a quantidade de precipitação de monção sudoeste (Glenn & Simon, 1998

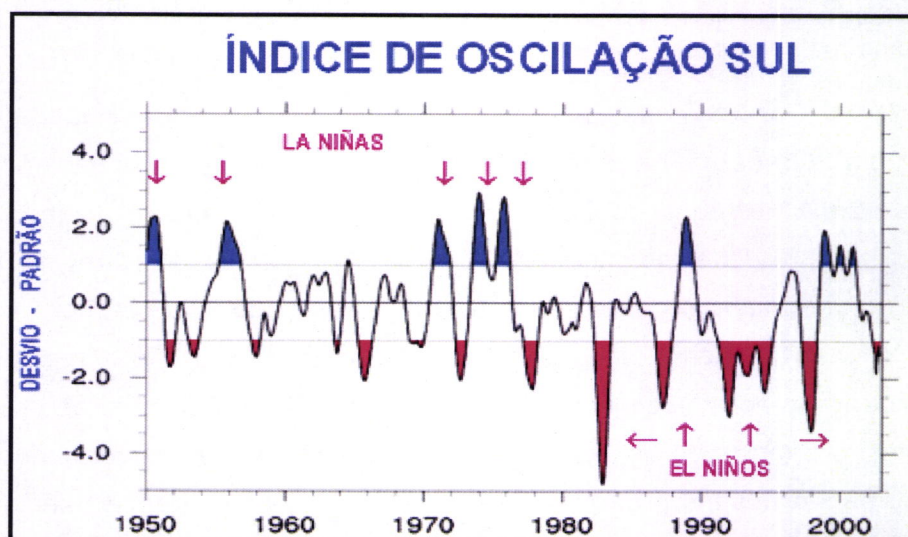


Figura 3.2.6.1 – Desvio – Padrão do Índice de Oscilação Sul

A figura 3.2.6.1 ilustra o desvio – padrão de índice de oscilação Sul (IOS) de 1950 a 2000 e mostra que durante o período de 1950 a 1976 houve predominância de anos de La Niña enquanto que, de 1977 a 1998 houve predominância de anos de El Niño. A partir de 1999 nota-se que o desvio – padrão do IOS deu mostras de voltar para o período de predominância de anos de La Niña.

Os eventos de La Niña apresentam maior variabilidade e ocorrem com uma frequência menor do que eventos de El Niño. De 1900 a 1997, ocorreram 28 episódios de El Niño e 18 de La Niña, permanecendo 53% dos anos sem ocorrência dos fenômenos ENSO. Os eventos de ENSO têm a tendência de ocorrer no ciclo que ronda 90, 50, 24 e 22 anos e

desde os anos 70 os eventos têm sido frequentes com período entre quatro anos e uma variação de dois a dez anos (Glenn & Simon, 1998). Após o intenso ENSO episódio El Niño / Oscilação Sul (ENSO) de 1982/83, o fenómeno ocorreu novamente em 1986/87, porém com menor intensidade, e de 1990 ao início de 1995. Este foi considerado o mais longo evento nos últimos 50 anos (Cavalcanti, 1996).

O ENSO foi monitorizado com base, no chamado Índice Multivariado de ENSO (IME) através da correlação espacial da intensidade das seis principais variáveis mais observadas sobre o Pacífico tropical (anexo II). Estas seis variáveis são: pressão ao nível do mar, temperatura de ar à superfície, componentes zonal e componentes meridional do vento à superfície, temperatura da superfície do mar, e fracção total do céu coberto de nuvens. Estas observações foram feitas e publicadas em Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS) durante vários anos. O IME é calculado bimensalmente para os doze meses do ano. Depois dos campos individuais terem sido espacialmente filtrados por análise conjunta em componentes principais (Wolter, 1987), o IME é calculado como a primeira componente principal (CP) da combinação dos seis campos observados. Isto é conseguido normalizando primeiramente a variância total de cada campo, e então executando a extracção da primeira CP na matriz de covariância dos campos combinados (Wolter e Timlin, 1993)

A causa do ENSO é a oscilação da espessura da camada de mistura, a camada superficial que varia de 20 a 200 metros de profundidade, limitada pela superfície da termoclina em sua base (Fig4.2.6.1). A água anormalmente quente se acumularia no lado Oeste da bacia oceânica e, num dado momento, se deslocaria para leste, em direcção à América do Sul, na forma de uma onda interna ao oceano denominada Onda de Kelvin. Em cerca de 2 meses, a onda de Kelvin chega ao leste do pacífico, suprime a ressurgência de águas frias e dá início ao aquecimento, El Niño (Fig4. 2. 6.1). Por meio de processos de interacção oceano-atmosfera, as águas aquecidas afectam a atmosfera, aumentam a convecção, formando nuvens profundas que mudam a circulação de Walker que é uma circulação zonal de Este para Oeste ao longo do Equador (Glenn & Simon, 1998).

É caracterizado por ar ascendente no Oeste do Oceano Pacifico Oeste na região de Indonésia e ar descendente no Leste do Oceano Pacifico na Costa da América do Sul. A esta circulação foi dado o nome de Walker em homenagem a Gilber Walker quem em 1920 tinha reconhecido uma variação de pressão atmosférica de Leste para Oeste no Oceano Pacifico. Esta pressão veio ser chamada Oscilação Sul de Walker (SO) distinta de outras pressões similares como a oscilação Atlântica Norte (Gleen & Simon, 1998). A intensidade da circulação de Walker é controlada por variações das temperaturas no Pacifico Leste e Oeste.

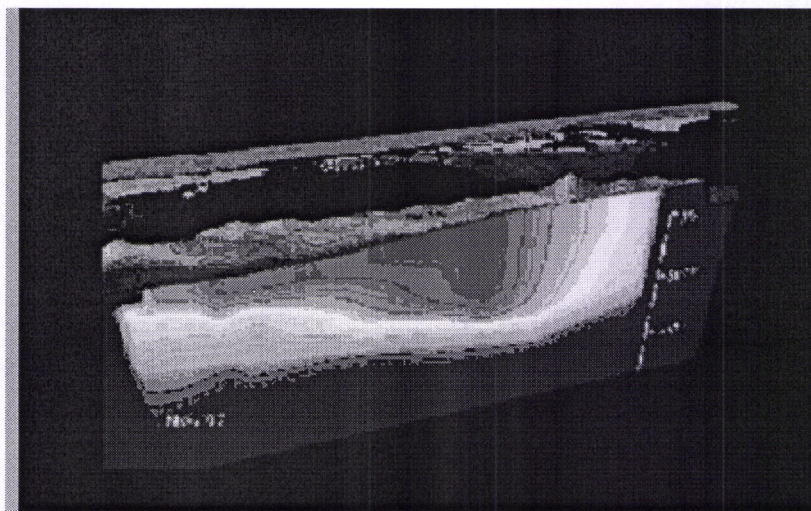


Figura 4.2.6.1 – Espessura da camada de Termoclina

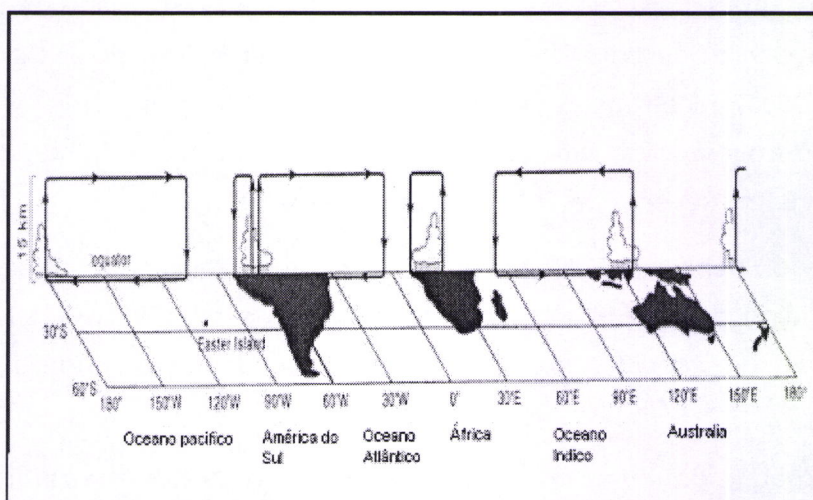


Figura 5.2.6.1 – Circulação equatorial de Walker

As variações das temperaturas na superfície do mar assim como o calor no oceano são transferidas para atmosfera fazendo variar a pressão atmosférica. Como consequência, registam-se alterações na distribuição de pressão de um lado para o outro da bacia do Pacífico. Isto permitiu a Bjerknes, em 1969, afirmar que o oceano e atmosfera estão fortemente acoplados, tanto que a variação de um destes componentes de sistema climático resulta na variação do outro (Glenn e Simon, 1998).

O deslocamento da fonte de calor, correspondente às águas mais quentes, em direcção a leste resulta em grandes mudanças na circulação da atmosfera global (Fig5.2.6.1), provocando alterações no tempo de regiões bem afastadas do Pacífico Tropical (Cavalcanti & Oliveira e Hidore, 1993).

2.7- Oscilação Decadal do Pacífico (ODP)

As temperaturas da superfície do Oceano Pacífico apresentam uma configuração semelhante ao fenómeno El Niño, porém com variações de prazo mais longo, denominada Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), descrita por Mantua et al. (1997). Os

eventos ODP persistem por 20 a 30 anos, enquanto os El Niños por 6 a 18 meses. Da mesma forma que o El Niño, a ODP apresenta duas fases. A fase fria é caracterizada por anomalias negativas de TSM no Pacífico Tropical e, simultaneamente, anomalias de TSM positivas no Pacífico Extratropical, tanto Norte como Sul. A última fase fria ocorreu no período 1947-1976. Já a fase quente apresenta configuração contrária, com anomalias de TSM positivas no Pacífico Tropical e negativas no Pacífico Extratropical. A fase quente se estendeu de 1976 a 1998 (Figura 1.2.7). Não se sabe ainda qual é a causa da ODP, tão pouco seus impactos sobre o clima. Porém, considerando que a atmosfera terrestre é aquecida por debaixo, os oceanos são a condição de contorno inferior mais importante para o clima e certamente o Pacífico, por ocupar um terço da superfície terrestre, deve ter um papel preponderante na variabilidade climática interdecadal.

O anexo II, apresenta a variação, com o tempo, do Índice Multivariado de ENSO (IME) de 1950 até ao presente, descrito e elaborado por Wolter e Timlin (1998). Os números positivos (negativos) mostram as intensidades dos El Niños (La Niñas). Observa-se a predominância de eventos La Niña no período 1950 a 1976, contrastando com a alta-frequência de eventos severos de El Niño entre 1976 e 1998.

Segundo Christy e Spencer (2004), as temperaturas médias globais, obtidas por meio do Microwave Sounding Units (MSU) a bordo de satélites desde 1979, aumentaram quando da ocorrência de eventos El Niño e diminuíram quando da ocorrência dos La Niñas (Figura 2.2.7).

Por exemplo, no auge do último evento El Niño forte de 1997/98, a temperatura média global chegou a apresentar uma anomalia positiva de aproximadamente $0,75^{\circ}\text{C}$ em Abril de 1998, enquanto, no La Niña de 1984/85, as anomalias de Setembro de 1984 chegaram a $-0,50^{\circ}\text{C}$ com relação à média do período. Nos El Niños de 1982/83 e 1992/93, as anomalias positivas não foram evidentes devido à presença dos aerossóis das erupções dos vulcões El Chichón (México, Abril de 1982) e Monte Pinatubo (Filipinas, Junho de 1991) que resfriaram o Planeta por 2 a 3 anos. A tendência da temperatura média global da troposfera nos últimos 25 anos foi de apenas $+0,08^{\circ}\text{C}$ de acordo com os dados de MSU. Uma possível causa para o aquecimento (resfriamento) durante um El Niño (La Niña) pode ser a alteração do balanço radiativo da Terra. Notou-se que, durante o evento El Niño de 1997/98, as anomalias de radiação de onda longa emitida para o espaço exterior (ROL) foram negativas sobre uma grande extensão do Pacífico Equatorial, indicando que a Terra perdeu menos ROL que a média do mês, por exemplo, em Janeiro de 1998. As anomalias de ROL chegaram a exceder -40W m^{-2} naquele mês. Em contraste, durante o evento La Niña, em Janeiro de 2000, a mesma região apresentou anomalias positivas, indicando uma perda de ROL superior à média do mês.

Na Figura 3.2.7 (Molion e Bernardo, 2002), foram apresentadas as diferenças das anomalias de ROL entre Janeiro de 1998 (El Niño) e Janeiro de 2000 (La Niña). Nota-se que existem diferenças superiores a 120 Wm^{-2} e, em uma grande extensão do Pacífico, as diferenças foram superiores a 40 Wm^{-2} . As anomalias negativas (menor perda) ocorrem devido à intensificação do efeito-estufa sobre o Pacífico durante os El Niños, em função da maior concentração de vapor de água (humidade) nos níveis baixos e uma maior cobertura de nuvens sobre a região de águas anormalmente quentes. Durante os La Niñas, ocorre o contrário, e o efeito-estufa enfraquece, fazendo com que a região de águas frias perca mais ROL. Ou seja, o sistema Terra-atmosfera sofre, naturalmente, uma variação de temperatura interanual de cerca de $1,5^\circ\text{C}$ devido ao ENSO.

A Figura 4.2.7, modificada de Jones et al (1999), mostra as anomalias da temperatura média global em função do tempo. Observa-se que as anomalias apresentaram uma tendência positiva, de cerca de $+0,32^\circ\text{C}$, durante o período da fase quente da ODP (1925-46). No período de (1947-76), que coincidiu com a fase fria da ODP e maior frequência de eventos La Niña (Figura 2.2.7), as anomalias da temperatura média global apresentaram uma tendência negativa, com um decréscimo aproximado de $-0,15^\circ\text{C}$. A partir de 1977, as anomalias voltaram a apresentar tendência positiva, com um aumento de $+0,30^\circ\text{C}$, atribuído à intensificação do efeito-estufa pelas actividades humanas. Coincidentemente, esse aumento da temperatura média global aconteceu quando a ODP estava em sua fase quente e a frequência de eventos El Niño intensos foi grande (Figura 2.2.7). Um outro aspecto digno de nota é que os oceanos deixam de absorver cerca de 30 ppmv de dióxido de carbono (CO_2) para cada grau centígrado que a temperatura de sua camada de mistura aumentar. Isto é, a solubilidade do CO_2 nos oceanos varia inversamente à sua temperatura. Portanto, durante a fase quente da ODP, em que o Pacífico Tropical está mais quente e predominam os El Niños, espera-se que mais CO_2 fique armazenado na atmosfera quando comparado com sua fase fria.

A ODP parece ter entrado novamente em sua fase negativa a partir de 1999 (Figura 1.2.7), na qual deve permanecer até cerca de 2025 possivelmente, ou seja, pelos próximos 20 anos, com um conseqüente aumento (redução) da frequência de eventos La Niña (El Niño). Portanto, se o sistema Terra-oceanos-atmosfera se comportar como na fase fria anterior da ODP (1947-76), até 2025, a temperatura média global deve diminuir, paulatinamente de cerca de $0,15^\circ\text{C}$ pelo mENSO. Foi dito "pelo mENSO" porque existe um agravante, quando se compara à fase fria anterior. Mesmo com emissões crescentes, a taxa anual de aumento de concentração CO_2 na atmosfera poderá ser inferior às observadas anteriormente, uma vez que sua absorção, pelo oceano Pacífico Tropical mais frio, poderá aumentar.

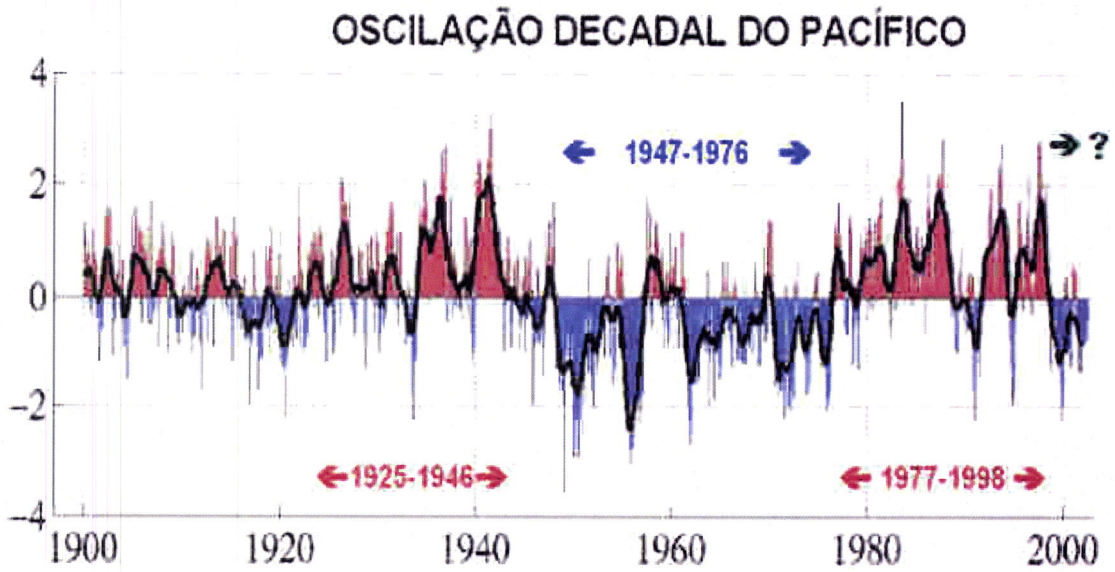
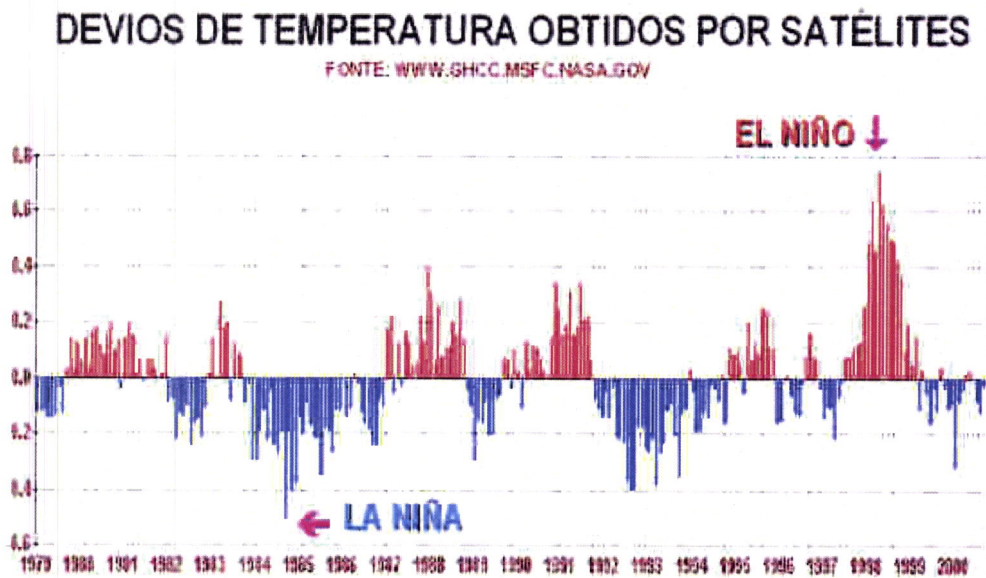


Figura 1.2.7 – Série temporal do Índice da Oscilação Decadal do Pacífico (Mantua et al, 1997).

Fonte: [Http://tao.atmos.washington.edu/pdo/](http://tao.atmos.washington.edu/pdo/)



**NOTEM O DESVIO ALTO NO EL NIÑO DE 1997-98
AMPLITUDE MAIOR QUE 1°C ENTRE UM EL NIÑO E LA NIÑA**

Figura 2.2.7 – Desvios de temperatura média global da troposfera obtidos pelo MSU a bordo de satélites (Christy e Spencer, 2004).

Fonte: <http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/MSU/msusci.html>

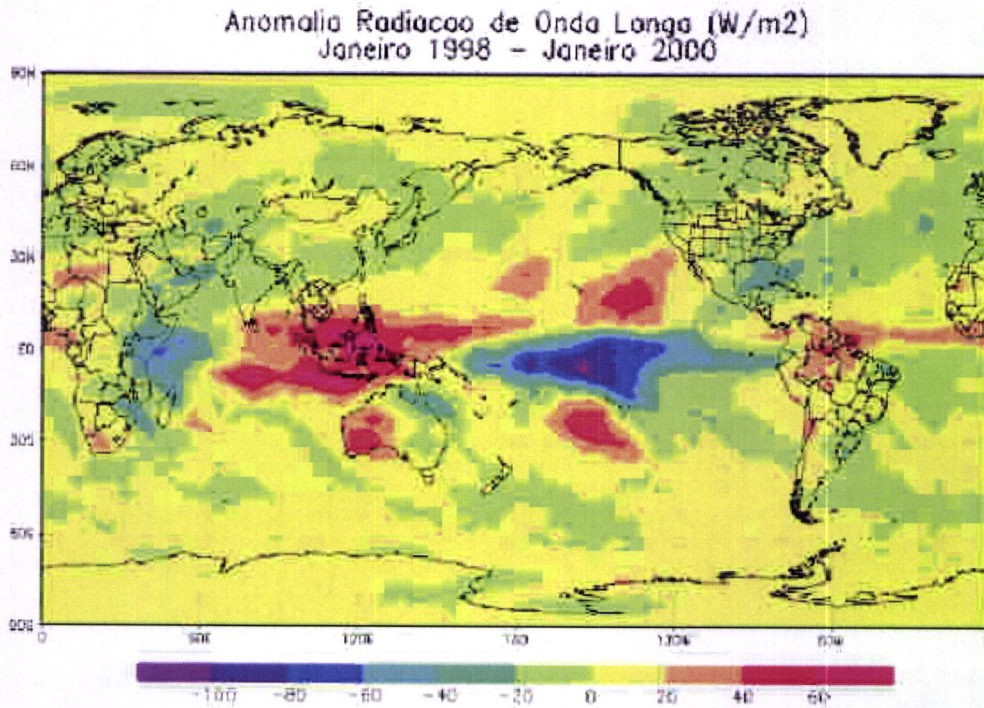


Figura 3.2.7 – Diferença entre os fluxos de radiação de onda longa emitida para o espaço exterior (ROL) entre um ano de El Niño (1998) e um de La Niña (2000). Valores negativos (positivos) representam menor (maior) perda de ROL (Molion e Bernardo, 2002)

Fonte: <http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/MSU/msusci.html>

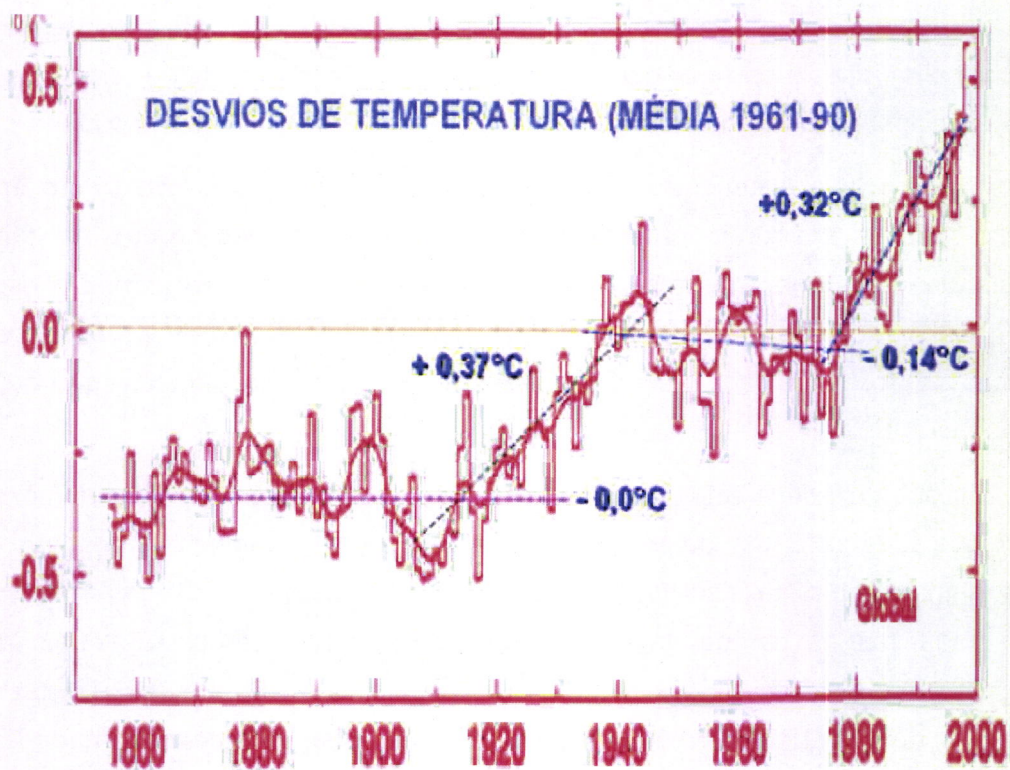


Figura 4.2.7 – Desvios da temperatura média global, com relação à média do período 1961-90, obtidos em estações meteorológicas de superfície (Jones et al., 1999).

Fonte: <http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/MSU/msusci.html>

2.8-Interacção Oceano-atmosfera

A grande preocupação actual relacionada com variações climáticas, e com seus efeitos sobre o planeta, incentiva o desenvolvimento de estudos envolvendo trocas de calor e de quantidade de movimento entre o oceano e atmosfera. O estudo das interacções Oceano-atmosfera enfoca os efeitos do fenómeno ENSO sobre o clima, como também o estudo do impacto do Oceano Atlântico no clima global.

A interacção entre Oceano e a Atmosfera é fundamental para o entendimento do impacto das variações climáticas no meio ambiente. Os problemas em clima são muito complexos uma vez que vários subsistemas estão envolvidos, tais como o oceano e a atmosfera.

Para compreender qual o papel dos oceanos no clima global em diferentes escalas de tempo tem que se saber diferenciar a variação natural do sistema oceano – atmosfera e daquela que são forçadas por fontes antropogênicas.

Devida a enorme capacidade específica de calor dos oceanos, e de grandes fluxos de calor através da interface entre o oceano e a atmosfera, deixa entender que qualquer variação climática de mais que um ou dois anos, deve incluir os oceanos de alguma forma bastante significativa. Portanto, uma necessidade para o avanço do entendimento das variações climáticas e da habilidade de prever o clima em escalas de tempo de anos, décadas ou séculos. A variação interanual da TSM afecta expressivamente o clima global.

A atmosfera estimula o oceano de várias formas: - interferindo directamente em sua dinâmica ao transferir energia cinética através do vento; - afectando no fluxo de radiação à superfície do mar, quer na faixa visível quer na faixa infravermelha do espectro electromagnético, devido às variações na nebulosidade e, eventualmente, na concentração de aerossóis; e, finalmente alterando a taxa de evaporação, que depende dos demais factores.

O oceano, por sua vez, cede calor sensível e latente para a atmosfera, além de partículas de sais solúveis importantes na génese das nuvens e dos hidrometeoros em geral. Anomalias significativas na distribuição da TSM podem actuar de duas maneiras; - causando mudanças no campo da pressão atmosférica à superfície as quais podem alterar significativamente a própria circulação geral da atmosfera e, simultaneamente modificando o fluxo vertical turbulento de vapor de água, provocando mudanças na nebulosidade e no balanço de energia. As alterações causadas na atmosfera, em decorrência da presença do oceano subjacente, são de natureza termodinâmica e

acabam por interferir no próprio oceano, via campos da pressão e do vento à superfície. Os processos interactivos são contínuos e realimentantes.

O Oceano Pacífico, devido às suas dimensões, permite maior interacção oceano-atmosfera que os demais. Além disso, uma parte considerável da sua superfície encontra-se na zona tropical, exactamente a que recebe maior quantidade de energia solar. É razoável admitir, portanto, que a área tropical do Oceano Pacífico seja palco de interacções e acomodações capazes de interferir significativamente na variabilidade interanual do clima em escala mais ampla, com um período de acomodação muito maior.

O clima da África é fortemente influenciado pelos processos acoplados entre a atmosfera, o oceano e o continente. O ciclo anual da precipitação demonstra isso, pelo que se torna essencial compreender os ciclos anuais da superfície do mar circundante e as características da superfície terrestre. A boa compreensão da influência que estas condições de acoplamento têm na convecção e nos jactos ao nível da circulação a grande escala que lhe são associados é crucial para uma melhor compreensão do ciclo anual da precipitação em África e da fonte de calor resultante. No que respeita ao oceano, isto deve incluir aspectos relacionados com a estrutura sub-superficial. No que se refere à superfície terrestre, devem ser incluídos as características da vegetação, do albedo, da humidade do solo e o modo como estes afectam a termodinâmica da atmosfera e o balanço hidrológico (Nicholson, 1997).

Algumas evidências apontam para variações decadais que podem estar a influenciar os mecanismos interanuais operantes na região do Oceano Atlântico oriental (Janicot et al., 1996). Segundo alguns resultados preliminares apresentados projecto Climate and Variability (CLIVAR) referentes ao ano de 2001, pelos dados estatísticos dos níveis de 850hpa e 600 hPa, confirma-se a complexidade da estrutura das Ondas de Leste presentes sobre o continente africano. A zona chuvosa entre os 15°N e o Equador é dominada pelas actividades nos 600 hPa, enquanto que a zona Saheliana mais seca a Norte desta latitude é mais dominada pelo nível de 850 hPa. Esses resultados apontam para existência de apenas um corredor de tempestades tropicais sobre o Oceano Atlântico tropical, dominado pelos níveis de 850 e 600 hPa, respectivamente. Ainda segundo esses resultados, os dados estatísticos mostram que existe uma variabilidade interanual considerável nas actividades das Ondas de Leste sobre o continente africano. Esta variabilidade é mais notória no nível de 850 hPa sobre a costa ocidental africana, entre aproximadamente 10° e 15°N. Para o período entre 1985 e 1998, existe uma clara correlação positiva entre esta actividade das perturbações de leste e a actividade ciclónica do Oceano Atlântico tropical. Esta correlação é particularmente forte no período entre 1994 e 1998. Isso constitui um indicador de que a actividade ciclónica do Oceano Atlântico tropical pode ser influenciada não simplesmente pelo número total de ondas, mas também pelo número de perturbações de leste que atravessam a costa ocidental

africana, com amplitudes significativas nas camadas superficiais.

Os resultados de Fontaine et al. (2002) sugerem que as monções da zona ocidental africana podem ser consideradas como sistemas oceano-atmosfera-terra acoplados, em fase com a evolução da radiação solar. Nesse contexto, os gradientes horizontais de energia na camada limite jogam um papel preponderante na transição da primavera para o Verão. Segundo os autores, verifica-se que os meses que precedem uma estação chuvosa são normalmente caracterizados por anomalias negativas de precipitação na região Sudano-saheliana.

Durante a fase do máximo arrefecimento, o vale equatorial enfraquece na região ocidental do Oceano Atlântico, mas apresenta uma anomalia forte no Oceano Atlântico oriental. O anticiclone dos Açores intensifica-se e desloca-se para o noroeste, enquanto que o anticiclone de Santa Helena enfraquece. Durante a estação de maior aquecimento o anticiclone dos Açores enfraquece e desloca-se para o Norte. Durante esse período, o vale equatorial é muito forte sobre o Oceano Atlântico. Os estudos confirmaram que os campos do vento são consistentes com os campos da pressão. As mudanças na circulação ciclónica e anticiclónica e na convergência nas latitudes menores são particularmente notórias. As anomalias mais fortes situam-se sobre o anticiclone dos Açores.

A região ocidental africana é influenciada pelo sistema anticiclónico dos Açores, muito estável, que origina fluxos muito intensos do NE sobre a região oriental do Oceano Atlântico e da costa ocidental do Sahara Ocidental, na faixa entre Marrocos até Senegal. Estes fluxos influenciam a zona costeira durante todo o ano. No entanto, a partir dos primeiros quilómetros para o interior do continente do Sahara Ocidental até à Guiné-Bissau, é o vento "harmatão", que domina durante toda a estação seca (Dubief, 1952). Por consequência, o Sul do Senegal está sujeito a um regime de monção de predominância sudoeste durante o Verão, enquanto que a Mauritânia é influenciada por ventos de sector Norte, às vezes perturbados por ventos dos sectores Oeste ou sudoeste, consoante a progressão da ZCIT.

Os estudos de Grist e Nicholson (2001) identificaram contrastes na actividade das ondas sobre a costa ocidental da África entre os anos secos e os anos húmidos e determinaram que geralmente as ondas são mais intensas durante os anos húmidos. As actividades nos anos secos mostram pouco contraste em relação à média temporal, sugerindo que as variações estão associadas às condições anómalas de humidade sobre a região, e são mENSO importantes na produção de situações de secura anómala. As simulações apontam para o alargamento do período das ondas durante os anos húmidos e para os contrastes da dinâmica dos estados húmidos e secos da atmosfera influenciarem fortemente as características das ondas de perturbação. Sugerem também que o maior contraste seria em Setembro, enquanto que o menor seria em Junho. Isso é consistente

com os contrastes evidenciados nos regimes de precipitação dos anos secos e dos anos húmidos.

Durante os anos húmidos, no Sahel existe pouca mudança na precipitação do mês de Junho. Por outro lado, o mês de Setembro, mostra marcadamente o contraste na quantidade e na intensidade da precipitação nos anos considerados húmidos e nos anos considerados secos. A sugestão de Grist e Nicholson é de que o estado básico húmido, onde existe deslocamento do jacto africano para o Norte e a intensificação do cisalhamento por influência dos fortes ventos equatoriais do este, provoca maior actividade de ondas. De acordo com os autores, provavelmente este processo reforça a precipitação, aumentando assim a duração da estação das chuvosas. Por outro lado, o estado básico seco apresenta menor tendência para afectar as actividades das ondas e para exercer controle sobre a precipitação sazonal.

Existem dois modos interanuais de variabilidade oceano-atmosfera no Oceano Atlântico tropical, com importantes consequências no clima regional da África e também da América. O primeiro modo de variabilidade climática no Oceano Atlântico tropical é similar ao fenómeno ENSO no Pacífico, com manifestações evidenciadas principalmente próximo ao Equador. Durante a fase quente, os ventos alísios do Oeste equatorial Oceano Atlântico são fracos, contribuindo para um aumento da TSM no Golfo de Guiné. Na fase oposta (fria) isso se inverte, os ventos alísios aumentam e a temperatura da superfície diminui. Estes eventos quentes e frios ocorrem em um curto período, uma escala de semana a meses e provocam fortes impactos climáticos na região. O segundo modo de variabilidade interanual é caracterizado por um gradiente de TSM entre as regiões ao Norte e Sul do Equador, este é chamado de Dipólo do Oceano Atlântico Norte. Estas variações de fases opostas, em escalas sazonais, inter-anuais e decadais, na temperatura da superfície do mar ocorrem em cada hemisfério entre 5° N a 30° N e 5° N a 20° S.

O fenómeno oceano-atmosférico conhecido como Dipólo do Oceano Atlântico causa variação de precipitação na África sobretudo na África Ocidental e noutras regiões por exemplo no Nordeste do Brasil, inibindo a formação de nuvens e diminuindo a precipitação, podendo causar secas.

O Dipólo do Oceano Atlântico é uma mudança anómala na temperatura da água do mar no Oceano Atlântico Tropical e que muda a circulação meridional da atmosfera (Hadley) e inibe ou aumenta a formação de nuvens sobre alguns países da África entre eles os da África Ocidental, diminuindo ou aumentando a precipitação.

Quando as águas do Oceano Atlântico Tropical Norte estão mais frias e as águas do Oceano Atlântico Tropical Sul são mais quentes, existem movimentos ascendentes

anómalos sobre países da África Ocidental e também no Nordeste do Brasil, acelerando a formação de nuvens e aumentando a precipitação.

A figura 1.2.8 mostra um esquema do resultado da mudança da circulação atmosférica devido à forçante anômala das TSM.

Segundo Aragão (1996) as flutuações interanuais na precipitação nestas regiões são devidas principalmente aos dois oceanos tropicais, Pacífico (ENSO) e Oceano Atlântico (Dipolo) com dois modos principais:

Pacífico positivo (Pacífico quente) e Dipolo negativo (Oceano Atlântico Sul frio e Oceano Atlântico Norte quente) correspondendo a episódios de seca;

Pacífico negativo (Pacífico frio) e Dipolo Positivo (Oceano Atlântico Sul quente e Oceano Atlântico Norte frio) correspondente a anos com excesso de precipitação.

As anomalias de TSM entre os hemisférios estão intimamente ligadas com a posição e intensidade do ITCZ (Moura and Shukla, 1981). As secas na África Sub – Sahariana são vistas como associadas a uma ampla banda de anomalias de TSM que atravessa o Oceano Atlântico tropical Norte/Sul (Lamb, 1978).

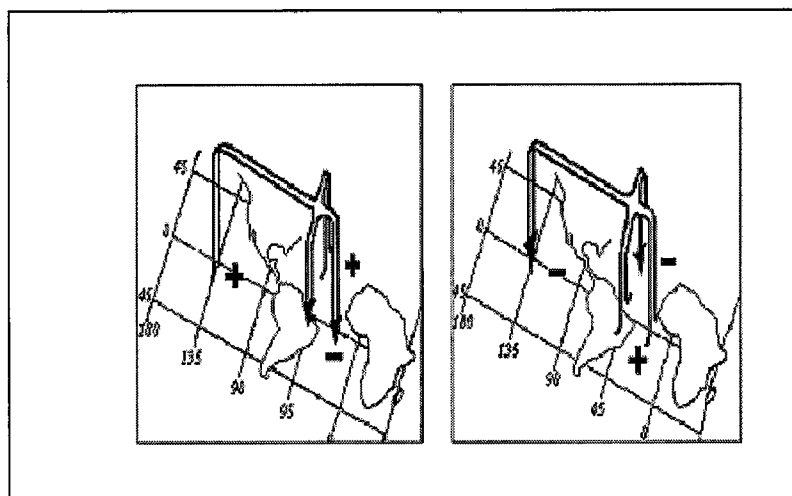


Figura 1.2.8 – Desenho esquemático das anomalias das circulações de Hadley e Walker em relação com as TSM.

- a) Pacífico quente, Oceano Atlântico Norte quente e Oceano Atlântico Sul frio; b) Pacífico frio, Oceano Atlântico Norte frio e Oceano Atlântico Sul quente.

Fonte: (Aragão et al., 1996).

O evento de Dipólo quente ao Norte e frio ao Sul está associado com uma intensificação da ZCIT para uma região ao Norte de sua posição normal, causando fortes precipitações no Sahel e a fase oposta, ou seja calor ao Sul e frio ao Norte, são favorecidas as precipitações na região Nordeste e seca no Sahel.

As variações de baixa frequência nos ventos e na TSM não parecem ser auto-sustentáveis, ou seja, necessitam de um estímulo externo para iniciarem suas oscilações

(Aragão, 1996). Segundo Aragão e outros o ENSO é uma "fonte" desse estímulo externo, pois baixos índices do IOS, ou seja condições quentes no Pacífico, estão associados a fortes ventos no Oeste Oceano Atlântico e vice-versa.

2.9- Teleconexões.

Um dos grandes desafios da climatologia actual consiste em explicar as razões da existência de conexões entre eventos climáticos em regiões distantes.

A identificação de teleconexões e a análise de suas influências na estrutura horizontal da circulação atmosférica pode ser útil para a compreensão da ocorrência de eventos anómalos em várias regiões do globo. Análises de teleconexões compreendem uma visão geral da circulação atmosférica, onde forçantes locais agem para influenciar regiões remotas. Essas análises têm sido usadas principalmente para estudar as flutuações de grande escala, de baixa frequência, na atmosfera. Estudos de teleconexões têm fornecido um bom exemplo da união entre observações, teoria e modelos, como discutido por Hoskins (1983). Estes estudos relacionam anomalias que ocorrem num lugar com as que ocorrem noutra lugar mais distante

Os primeiros estudos de teleconexões foram relacionados com a Oscilação Sul. Analisando dados de pressão ao nível do mar, Walker and Bliss em 1932 encontraram correlações negativas entre as regiões do Oceano Pacífico Sul e da Austrália/ Oceano Índico (Cavalcanti, 1996).

Um outro aspecto de estudos de teleconexões é a utilidade destes para previsão de longo prazo. O El Niño e sua teleconexão com padrões de precipitação na África tropical e Sul têm sido observados. Também, um grande número conexões de padrões de anomalias de clima com as variações de TSM nos oceanos Oceano Atlântico e Indico, além do Pacífico (Moura, 1996). As teleconexões explicam o facto de o El Niño/ La Niña se faz sentir em lugares tão distantes e distintos. Existem teleconexões nos HN e HS.

Usando dados do geopotencial em 250 hPa filtrados entre 35 a 60 dias, Graves and Stanford (1989) encontraram uma configuração de correlação nas latitudes médias do H.S. que não era correlacionada com os trópicos. O ponto de referência estava localizado ao Sul da África, em uma região com a maior variância de geopotencial. Essa região também apresenta a mais alta actividade de energia associada com os eddies de alta-frequência no H.S., como mostrado por diversos autores, como Hoskins et al (1983), Trenberth (1981) e Physic (1981).

Cavalcanti e Fleschfresser (1994) estudaram as anomalias de baixa frequência de função de corrente em termos de amplitude e duração, para determinar períodos de persistência, para algumas regiões do HS. Foram estabelecidas regiões através dos

centros de configurações obtidos em análises de funções ortogonais empíricas e de correlação em Cavalcanti (1992). Foram utilizados para análise dados de função de corrente em 250 hpa, filtrados para remoção de variações menores que 10 dias e dados não filtrados de altura geopotencial e componentes do vento em 200 hPa, para o período de Junho, Julho e Agosto de 1982 a 1989. Um dos resultados da análise feita foi o comportamento consistente da circulação de escala sinóptica com as configurações dos compostos de anomalias positivas e negativas de baixa frequência em períodos de persistência. As condições estacionárias fornecidas pelas anomalias persistentes podem causar um forte impacto no tempo local, pela acção contínua dos sistemas sinópticos em determinadas regiões. Essas condições podem ser reconhecidas nos padrões de baixa frequência.

3- Dados e Metodologia

3.1- Dados

O estudo da variabilidade da zona de convergência intertropical sobre o continente africano é feito, tendo como base os dados mensais observados da precipitação do World Monthly Surface Station Climatology (WMSSC), fornecidos pelo Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean (JISAO) da Universidade de Washington através do site http://tao.atmos.washington.edu/data_sets/ no período de 1950-2000 para 14 estações dos 6 países da região da África ocidental (Sahel), nomeadamente, Tillabery, Tahoua e Maradi (Níger), Gao, Kita, Segou e Koutiala (Mali), Kiffa (Mauritânia), Dakar, Thies e Diourbel (Senegal), Kandi, e Natitingue (Benin) e Ougihoua (Burkina Faso) cujas coordenadas, anos e precipitação anual total estão representadas na tabela 1.

1-TILLABERY-Níger	14.2N-1.5E	1951-2002	43
2-TAHOUA-Níger	14.9N-5.3E	1921-2002	38
3-MARADI-Níger	13.5N-7.1E	1932-2002	53
4-GAO-Mali	16.3N-0.1W	1919-2002	23
5-KITA-Mali	13.N, -9.5W	1931-2002	103
6-SEGOU-Mali	13.4N-6.2W	1907-2002	69
7-KOUTIALA-Mali	12.4N-5.5W	1921-2002	99
8-KIFFA-Mauritânia	16.6N-11.4W	1922-1998	30
9-DAKAR-Senegal	14.7N-17.5W	1898-2002	47
10-THIES-Senegal	14.8N -17.0W	1918-1973	65
11-DIOURBEL-Senegal	14.8N -16.3W	1919-1999	60
12- KANDI-Benin	11.1N-2.9E	1921-2002	103
13-NATITINGUE-Benin	10.3N-1.4E	1921-2002	129
14-UGIHOUA-B. Faso	13.6N -2.4W	1920-2002	65

Tabela 1 – Estação, Coordenadas (Lat, Lon), Período (anos) e Precipitação Anual (mm).

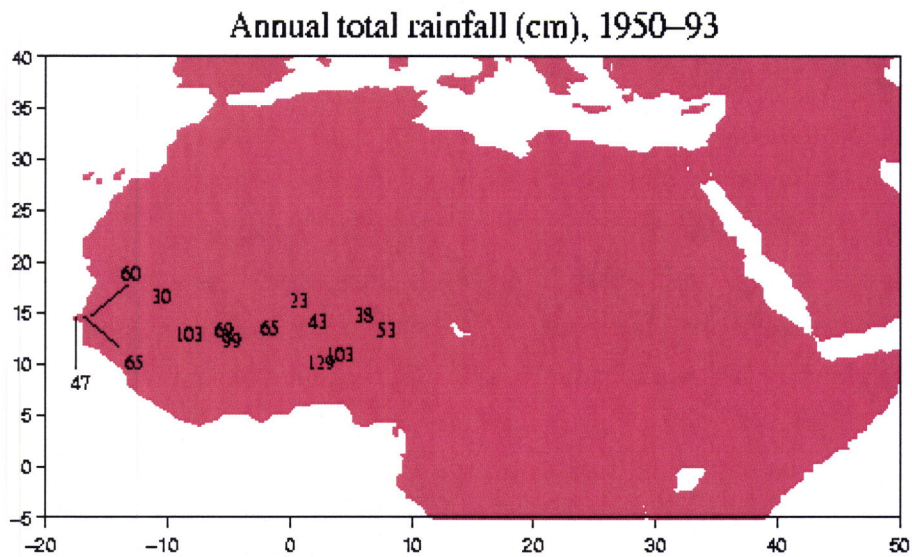


Figura 1.3 – Precipitação total anual (cm), 1950-93 das 14 estações em estudo. Por W. Mitchell.

A figura 1.3 representa o mapa da precipitação total anual das estações utilizadas no estudo.

Devido a insuficiência de dados observados na estação de Thies (Senegal), é feita a reconstrução ou restauração mensal da série, cujos os procedimentos estão referenciados no anexo-IV

Também foram utilizados os dados de reanálise do National Centers for Environmental Prediction (NCEP), definidos em pontos de grelha localizados na intercepção de meridianos e paralelos, com um espaçamento de $2,5^\circ$ nas direcções zonal e meridional, para a temperatura da superfície do mar (TSM), as Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (ATSM) nos oceanos que circundam a África ($40S, 50N; 50W, 80E$), a pressão atmosférica ao nível médio do mar (PNM), a radiação de grande comprimento de onda emitida para o espaço exterior (ROL), as anomalias de precipitação para o período de 1950-1990 e durante os anos de 1969 (chuvoso) e 1984 (seco), assim como a precipitação entre 1950-2000 na região de $5S-25N, 20^\circ W-10E$. Estes dados foram fornecidos pelo NOAA-CIRES Climate Diagnostic Center, Boulder, Colorado, através da pagina <http://www.cdc.noaa.gov/> e serviram de termo de comparação dos dados observados do WMSSC.

3.2- Metodologia

Para a análise e caracterização da Precipitação foram utilizados os dados observados do WMSSC, no período de 1950-2000 para a área de estudo, dando maior relevância aos períodos em que se observam o deslocamento dos limites do Deserto do Sahara.

Assim, foram utilizados os procedimentos relativos à análise de processos estocásticos pelo facto do comportamento da precipitação ser considerado aleatório. A análise foi feita utilizando o software Minitab. Este software é adequado para a análise de processos estocásticos no domínio do tempo, permitindo, entre outros aspectos, efectuar a análise descritiva, identificar os eventos críticos e a tendência da série temporal.

Também foi utilizado o método de classificação hierárquica de Ward, com distância euclidiana, para a divisão da região em estudo em quatro sub-regiões homogéneas.

Para a análise e caracterização da ROL e Precipitação foram utilizados os dados de reanálise do NCEP em ponto de grelha de $2,5^{\circ}/2,5^{\circ}$ para o período de 1951-1998 na região de 5S-25N, 20°W-10E.

A visualização e manipulação dos dados foram feitas através do software de visualização gráfica Grid Analysis and Display System (GrADS), fornecido pelo Center for Ocean-Land Atmosphere-Interaction (COLA).

Para verificação da consistência entre os dados observados da precipitação do WMSSC e simulados pelo modelo do NCEP, foi utilizado o GrADS como instrumento de trabalho para a obtenção das séries temporais nos pontos de grelha mais próximos dos pontos de observação e para visualização dos campos de precipitação em pontos de grelha de $2,5^{\circ}/2,5^{\circ}$ desde o ano de 1950 a 2000.

Também foram utilizados os dados das Reanálises de temperatura da superfície do mar (TSM), das Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (ATSM) nos oceanos que circundam a África, das anomalias de precipitação para o período de 1950-1990 e durante os anos de 1969 (chuvoso) e 1984 (seco), da precipitação entre 1950-2000 na região de 5S-25N, 20°W-10E e da Radiação de grande comprimento de onda emitida para o espaço exterior (ROL) entre 1950-2000 para a visualização de campos diversos.

Foi estabelecido relação entre as variáveis, particularmente entre PNM, ROL, TSM, ATSM e Precipitação.

Finalmente, foi analisado a variabilidade da ZCIT em dois períodos correspondentes a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP): entre 1950-1976 e 1977-1998.

4 – Tratamento estatístico dos dados

A selecção dos meses mais chuvosos foi obtida com base nos gráficos criados da média mensal de precipitação, utilizando o software MINITAB Versão 13.

O Minitab é um software estatístico adequado para análises de processos estocásticos no domínio do tempo, permitindo, efectuar a análise descritiva, identificar os eventos críticos e a tendência da série temporal.

Utilizaram-se as técnicas de análise exploratória dos dados (visualização dos dados num gráfico; estatísticas simples: média, mediana, média dos desvios absolutos, média dos desvios quadráticos, variância, desvio padrão, mínimo, máximo, correlações, análise por decomposição: tendência, sazonalidade, componente aleatória) da estatística descritiva do MINITAB. Os métodos de análise exploratórios de dados são utilizados nos estágios iniciais da análise de dados, principalmente para identificar observações discrepantes e evidenciar possíveis violações nas suposições usuais para as técnicas estatísticas. Ainda com esta técnica, consegue-se detectar e corrigir efeitos de sinais não aleatórios eventualmente presentes nos dados ou faltas dos mesmos.

A anomalia é definida como a diferença padronizada com relação à normal Climatológica mensal:

$$Z_{ij} = \frac{X_{ij} - \bar{X}_i}{S_i},$$

Onde X_{ij} é o atributo disponível no mês i durante os j anos, \bar{X}_i é a normal climatológica do correspondente mês i e S_i é o respectivo desvio padrão. Calculou-se as anomalias de precipitação para as 14 zonas representadas pelas estações.

Para se conhecer um conjunto de dados, é preciso obter o valor das estatísticas descritivas destes dados. Se a variável é quantitativa, o comando `descriptive Statistics` calcula o valor destas estatísticas. Em particular produz a média, desvio-padrão, quartis, mediana, mínimo e máximo dos valores. Produz ainda o valor da média aparada, representada por `TRMEAN`. Trata-se da média dos valores após a exclusão de $X\%$ de extremos. Quartil é a média que deixa 25% (Q1), 50% (Q2-é igual a mediana) e 75% (Q3) de valores dos dados (ver resultados no anexo I)

Para a análise de séries de dados de precipitação observados podem ser utilizados os procedimentos normais do tratamento estatístico, pois são dados que, pode supor-se, variam aleatoriamente. Sendo assim, esses dados podem ser tratados com base nos conhecimentos relativos aos processos estocásticos em que as variáveis aleatórias, pertencentes ao conjunto de amostragem, variam com o tempo. Nas séries de

precipitação, pode ser encontrada alguma correlação de série que provavelmente distorcerá os resultados de análise. Para o efeito, devem utilizar-se procedimentos que possibilitem o controlo da possível correlação dos dados. Uma abordagem para esse problema é a de Box-Jenkins, segundo a qual, se a correlação entre os dados for significativa, deve proceder-se à diferença das séries tantas vezes quantas as necessárias, até torná-las estacionárias.

4.1 - Análise no domínio do tempo

Um processo estocástico é um grupo de variáveis aleatórias espaço temporal $Z(s,t)$, onde s define o índice espacial e t define o índice temporal. Para um t fixo, $Z(s,t)$ é uma variável aleatória. Para um dado s , $Z(s,t)$, é uma função do tempo, denominada realização do processo. A população, que consiste em todas as possíveis realizações, designa-se por colectividade no processo estocástico e na análise de séries temporais.

Considere-se um conjunto de variáveis aleatórias medidas para posições fixas, $\{Z_{t_1}, Z_{t_2}, \dots, Z_{t_n}\}$ pertencente a um processo estocástico $\{Z(s,t) : t = 0, \pm 1, \pm 2, \dots\}$. A função de distribuição n-dimensional é definida como:

$$F(Z_{t_1}, Z_{t_2}, \dots, Z_{t_n}) = p\{S : Z(s, t_1) \leq Z_{t_1}, Z(s, t_2) \leq Z_{t_2}, \dots, Z(s, t_n) \leq Z_{t_n}\}$$

Um processo diz-se estacionário de primeira ordem em distribuição se a função de distribuição unidimensional for invariante no tempo, isto é, se $F(Z_{t_1}) = F(Z_{t_1+k})$, para t_1 e k inteiros. Diz-se estacionário de segunda ordem em distribuição se $F(Z_{t_1}, Z_{t_2}) = F(Z_{t_1+k}, Z_{t_2+k})$ e de ordem n se $F(Z_{t_1}, \dots, Z_{t_n}) = F(Z_{t_1+k}, \dots, Z_{t_n+k})$.

Considerando que o processo estocástico $Z(s,t)$ é definido por um conjunto de variáveis aleatórias em função do tempo para posições fixas, $Z(s,t)$ pode ser simplesmente representado por $Z(t)$ ou Z_t , justamente como se tem adoptado para a variável X em vez de $X(s)$.

Para um dado processo $\{Z(t) : t = 0, \pm 1, \pm 2, \dots\}$, define-se como média do processo ou esperança matemática (μ) como

$$\mu_t = E(Z_t) \tag{1}$$

Em termos de amostragem, com uma única realização, o estimador natural da média do processo é a média simples, média temporal de n observações, dada por:

$$\bar{Z} = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n Z(t) \quad (2)$$

Mediana = $\{Z_{(n+1)/2}$ para n ímpar e $(Z_{(n/2)} + Z_{(n/2)+1}) / 2$ para n par.

A média e a mediana são processos de estatística temporal que fornecem uma medida do centro dos dados.

Podemos atribuir pesos α_i a cada uma das observações, Z_i , tendo então uma média ponderada dada por:

$$\bar{Z} = \left(\sum_{i=1}^n \alpha_i Z_i \right) / \left(\sum_{i=1}^n \alpha_i \right) \quad (3)$$

Ao valor $(Z_i - \bar{Z})$ designamos por desvio. A soma dos desvios é zero já que

$$\sum_{i=1}^n (Z_i - \bar{Z}) = \sum_{i=1}^n Z_i - \bar{Z} n = 0 \quad (4)$$

Temos as seguintes estatísticas simples relacionadas com os desvios:

Média Absoluta dos Desvios (MAD)

$$\text{MAD} = \frac{1}{n} \sum |Z_i - \bar{Z}| \quad (5)$$

Média do Quadrado dos Desvios (MSD)

$$\text{MSD} = \frac{1}{n} \sum (Z_i - \bar{Z})^2 \quad (6)$$

Variância (S)

$$S^2 = \frac{1}{n-1} \sum (Z_i - \bar{Z})^2 \quad (7)$$

Desvio Padrão

$$S = \sqrt{S^2} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum (Z_i - \bar{Z})^2} \quad (8)$$

As Médias Absolutas dos Desvios e os Desvios Padrão fornecem medidas de dispersão, isto é, quantificam a proximidade ou o afastamento dos dados entre si. Quanto maior o seu valor, mais dispersos está os dados relativamente ao valor médio. A variância e a Média do Quadrado dos Desvios são medidas muito semelhantes, mas a primeira medida é menos intuitiva apesar de ser a preferida dos estatísticos (Andrade, Augusto e Andronov, 2000).

A covariância entre Z_{t_1} e Z_{t_2} é definida como

$$\gamma(t_1, t_2) = E(Z_{t_1} - \mu_{t_1})E(Z_{t_2} - \mu_{t_2}) \quad (9)$$

e a correlação entre Z_{t_1} e Z_{t_2} como

$$\rho(t_1, t_2) = \frac{\gamma(t_1, t_2)}{\sqrt{\sigma_{t_1}^2} \sqrt{\sigma_{t_2}^2}} \quad (10)$$

$$\text{Obs. } \mu_t = \mu(t); Z_{t_1} = Z(t_1); \sigma_t^2 = \sigma(t)^2$$

Para um processo estritamente estacionário, uma vez que a função de distribuição é a mesma para todo t , a função média $\mu_t = \mu$ é constante e $E(|Z(t)|) < \infty$. Do mesmo modo, se $E[Z(t)^2] < \infty$, então a variância, $\sigma(t)^2 = \sigma^2$ para todo t , também é constante. Além disso, uma vez que $F(Z_{t_1}, Z_{t_2}) = F(Z_{t_1+k}, Z_{t_2+k})$, para quaisquer t_1, t_2 e qualquer número inteiro k , tem-se $\gamma(t_1, t_2) = \gamma(t_1+k, t_2+k)$ e $\rho(t_1, t_2) = \rho(t_1+k, t_2+k)$.

Fazendo $t_1 = t - k$ e $t_2 = t$, ter-se-á : $\gamma(t_1, t_2) = \gamma(t - k, t) = \gamma(t, t + k) = \gamma(k)$ e

$$\rho(t_1, t_2) = \rho(t - k, t) = \rho(t, t + k) = \rho(k)$$

Assim, para um processo rigorosamente estacionário com os dois primeiros momentos finitos, a covariância e correlação entre Z_t e Z_{t+k} dependem apenas da diferença k .

O processo diz-se estacionário em n-ordem se para todos os momentos o conjunto de n ordem existe e é invariável com o tempo, isto é, independente ao tempo inicial. Entretanto, uma segunda ordem do processo estacionário terá a média e variância constante com as funções de covariância e correlação diferentes com o tempo.

Dados bivariados (X_i, Y_i) de número n

Temos, por exemplo, a covariância (cov_{XY})

$$\text{Cov}_{XY} = \frac{1}{n-1} \sum (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y}) \quad (11)$$

E o coeficiente de correlação (r_{xy})

$$r_{xy} = \frac{\text{cov}_{xy}}{S_X S_Y} = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum (y_i - \bar{y})^2}} \quad (12)$$

O coeficiente de correlação tem como objectivo medir o grau de relacionamento (linear), bem como a natureza dessa associação, entre duas variáveis estatísticas. Assim,

o coeficiente de correlação não deve ser aplicado em associações não lineares. O coeficiente de correlação toma valores $0 \leq r_{xy} \leq 1$ sendo $r_{xy} > 0$ se a evolução das variáveis dá-se no mesmo sentido e $r_{xy} < 0$ se a evolução das variáveis dá-se em sentidos opostos. Se $0 < r_{xy} < 1$ a variável independente X contém alguma informação sobre Y, de modo que é possível fazer previsões de Y quando X é conhecido, mas essas previsões não serão perfeitas, estando sujeitas a erros. No caso $r_{xy} = 0$ não existe correlação entre X e Y e se $|r_{xy}| = 1$ existe uma correlação perfeita entre X e Y. Note-se que o facto de haver uma correlação forte entre duas variáveis não significa que uma é a causa da outra. A presença de valores extremos (outliers) pode afectar drasticamente o valor de r_{xy} (Andrade, 2000).

O coeficiente de correlação desempenha um papel fundamental na análise multivariada, com particular destaque na regressão linear.

4.1.1 - Medidas de performance e optimização

Estas medidas permitem a medição da eficácia de um modelo ou método de previsão. É conveniente comparar e fazer a selecção/optimização entre vários modelos possíveis, de variantes de um mesmo modelo ou, ainda, de vários métodos de estimação. Para esse efeito, podemos calcular uma ou mais medidas de performance, baseadas nos erros $e_k = y_k - \hat{y}_k$ onde \hat{y}_k são os valores obtidos pelo modelo.

As medidas de performance usualmente mais consideradas são:

O Erro Médio Absoluto (MAE) dado por

$$\text{MAE} = \frac{1}{n} \sum |e_k| \quad (13)$$

O Erro Médio Quadrático (MSE)

$$\text{MSE} = \frac{1}{n} \sum e_k^2 \quad (14)$$

A Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE)

$$RMSE = \sqrt{MSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum e_k^2} \quad (15)$$

e o Erro Percentual Absoluto Médio MAPE dado por

$$MAPE = \frac{100}{n} \sum \left| \frac{e_k}{y_k} \right| \quad (16)$$

O MAE é mais intuitivo que o MSE, mas este último é melhor para trabalhar matematicamente. As três primeiras medidas de performance dependem da ordem de grandeza dos dados. A medida MAPE poderá fornecer mais informação do que as outras, no entanto, não é utilizável quando surgem valores iguais a zero nas observações.

A diversidade de procedimentos durante a fase de estimação nos diferentes métodos pode afectar drasticamente a medida de performance usada. Por exemplo, nos métodos de estimação recursiva, como os de suavização exponencial, a inicialização escolhida influi significativamente nos valores das primeiras estimativas e, conseqüentemente, os primeiros erros deverão ser ignorados no cálculo da medida de performance.

Modelos com uma boa performance não implicam necessariamente bons modelos para previsão. Podem ocorrer situações de ocorrência extrema em que o modelo se ajusta demasiado aos dados, tendo por isso poucas capacidades de generalização; é o caso da interpolação polinomial com erros iguais a zero (Andrade e outros, 2000).

4.1.2– Funções de autocovariância e de autocorrelação (ACF)

Para um processo estacionário $\{Z(t)\}$ com a média $\mu_t = E(Z_t) = \mu$ e variância $Var[Z(t)] = E[(Z(t) - \mu)]^2 = \sigma^2$, constantes e a covariância $Cov[Z(t), Z(s)]$, função apenas da diferença temporal $|t - s|$, a covariância entre $Z(t)$ e $Z(t + k)$ pode expressar-se como

$$\gamma(k) = Cov[Z(t), Z(t + k)] = E[Z(t) - \mu]E[Z(t + k) - \mu] \quad (17)$$

Em termos de amostragem com uma simples realização, tem-se o estimador

$$\hat{\gamma}(k) = \frac{1}{n-k} \sum_{t=1}^{n-k} \left[Z(t) - \bar{Z} \right] \left[Z(t+k) - \bar{Z} \right] \quad (18)$$

e a correlação entre $Z(t)$ e $Z(t+k)$ como

$$\rho(k) = \frac{\text{Cov}[Z(t), Z(t+k)]}{\sqrt{\text{Var}[Z(t)]} \sqrt{\text{Var}[Z(t+k)]}} = \frac{\gamma(k)}{\gamma_0} \quad (19)$$

Note-se que $\text{Var}[Z(t)] = \text{Var}[Z(t+k)] = \gamma_0$.

Também, em termos de amostragem, para uma realização simples, tem-se o estimador

$$\hat{\rho}(k) = \frac{\sum_{t=1}^{n-k} \left[Z(t) - \bar{Z} \right] \left[Z(t+k) - \bar{Z} \right]}{\sum_{t=1}^{n-k} \left[Z(t) - \bar{Z} \right]^2} \quad (20)$$

As funções $\gamma(k)$ e $\rho(k)$ são chamadas de Autocovariância e de Autocorrelação na análise de séries temporais desde que representem a covariância e correlação entre as variáveis aleatórias $Z(t)$ e $Z(t+k)$ do mesmo processo, separadas apenas pela defasagem (lag) temporal k .

4.1.3 – Função de autocorrelação parcial (PACF)

Associando-se à autocorrelação entre $Z(t)$ e $Z(t+k)$, vê-se que a correlação entre $Z(t)$ e $Z(t+k)$, depois de remover a mútua dependência linear sobre as variáveis $Z(t+1), Z(t+2), \dots, Z(t+k-1)$.

Considere-se um processo estacionário $\{Z(t)\}$ com a média $E[Z(t)] = 0$. A dependência linear de $Z(t+k)$ com $Z(t+1), Z(t+2), \dots, Z(t+k-1)$ pode ser definida por uma função linear que exprima a dependência do melhor linear de $Z(t+k)$ em termos de média quadrática com $Z(t+1), Z(t+2), \dots, Z(t+k-1)$, isto é, se $Z'(t+k)$ for o melhor estimador linear de $Z(t+k)$, então

$$Z'(t+k) = \alpha_1 Z(t+k-1) + \alpha_2 Z(t+k-2) + \dots + \alpha_{k-1} Z(t+1)$$

onde $\alpha_i (1 \leq i \leq k-1)$ é o coeficiente de regressão médio obtido minimizando

$$E[Z(t+k) - Z'(t+k)]^2 = E[Z(t+k) - \alpha_1 Z(t+k-1) - \dots - \alpha_{k-1} Z(t+1)]^2$$

O método de minimização habitual através de diferenciação conduz ao seguinte sistema de equações

$$\gamma_i = \alpha_1 \gamma_{i-1} + \alpha_2 \gamma_{i-2} + \dots + \alpha_{k-1} \gamma_{i-k} \quad i = 1, 2, \dots$$

Daqui

$$\rho_i = \alpha_1 \rho_{i-1} + \alpha_2 \rho_{i-2} + \dots + \alpha_{k-1} \rho_{i-k}$$

De igual forma, pode se verificar que

$$Z'(t) = \beta_1 Z(t+k-1) + \beta_2 Z(t+k-2) + \dots + \beta_{k-1} Z(t+1)$$

em que β_i é o coeficiente de regressão linear obtido pela minimização de

$$E[Z(t) - Z'(t)]^2 = E[Z(t) - \beta_1 Z(t+1) - \dots - \beta_{k-1} Z(t+k-1)]^2$$

A autocorrelação parcial entre $Z(t)$ e $Z(t+k)$ será igual à autocorrelação ordinária entre $[Z(t) - Z'(t)]$ e $[Z(t+k) - Z'(t+k)]$. Se designar por P_k a autocorrelação parcial entre $Z(t)$ e $Z(t+k)$, ter-se-á

$$P_k = \frac{\text{Cov}\{[Z(t) - Z'(t)], [Z(t+k) - Z'(t+k)]\}}{\sqrt{\text{Var}[Z(t) - Z'(t)]} \sqrt{\text{Var}[Z(t+k) - Z'(t+k)]}} \quad (21)$$

Pode demonstrar-se que

$$P_k = \frac{\gamma_k - \alpha_1 \gamma_{k-1} - \dots - \alpha_{k-1} \gamma_1}{\gamma_0 - \alpha_1 \gamma_1 - \dots - \alpha_{k-1} \gamma_{k-1}} = \frac{\rho_k - \alpha_1 \rho_{k-1} - \dots - \alpha_{k-1} \rho_1}{1 - \alpha_1 \rho_1 - \dots - \alpha_{k-1} \rho_{k-1}} \quad (22)$$

A autocorrelação parcial pode ser também obtida da seguinte forma.

Considere-se o modelo de regressão em que a variável, dependente $Z(t+k)$ de um processo estacionário de média zero, regride para k variáveis desfasadas, ou seja,

$$Z(t+k) = \phi_{k1} Z(t+k-1) + \phi_{k2} Z(t+k-2) + \dots + \phi_{kk} Z(t) + \xi(t+k),$$

onde ϕ_{ki} representa o i -ésimo parâmetro de regressão e $\xi(t+k)$ é o termo normal do erro não correlacionado com $Z(t+k)$ para $j \geq 1$. Multiplicando ambos os lados da equação anterior por $Z(t+k-j)$ e tomando o valor esperado, obtém-se

$$\gamma_j = \phi_{k1} \gamma_{j-1} + \phi_{k2} \gamma_{j-2} + \dots + \phi_{kk} \gamma_{j-k}$$

e daqui

$$\rho_j = \phi_{k1}\rho_{j-1} + \phi_{k2}\rho_{j-2} + \dots + \phi_{kk}\rho_{j-k} \quad j = 1, 2,$$

a equação anterior é um sistema de equações dado por

$$\rho_1 = \phi_{k1}\rho_0 + \phi_{k2}\rho_1 + \dots + \phi_{kk}\rho_{k-1}$$

$$\rho_2 = \phi_{k1}\rho_1 + \phi_{k2}\rho_0 + \dots + \phi_{kk}\rho_{k-2}$$

⋮
⋮
⋮

$$\rho_k = \phi_{k1}\rho_{k-1} + \phi_{k2}\rho_{k-2} + \dots + \phi_{kk}\rho_0$$

na qual $\phi_{kk} = P_k$. Assim, a autocorrelação parcial entre $Z(t)$ e $Z(t+k)$ pode ser obtida como o coeficiente de correlação associado a $Z(t)$ quando regredimos $Z(t+k)$ nas variáveis desfasadas de incrementos unitários até k ou seja, $Z(t+k-1), Z(t+k-2), \dots, Z(t)$.

4.1.4 - Representação de Séries Temporais através de processos de Médias Móveis (MA) e de Processo Autoregressivo (AR)

Em análise de séries temporais, existem duas representações que são frequentemente utilizadas para expressar o processo de séries temporais; uma delas consiste em exprimir um processo através de uma combinação linear de uma sequência de variáveis aleatórias não correlacionadas, isto é,

$$Z(t) = \mu + a_t + \psi_1 a_{t-1} + \psi_2 a_{t-2} + \dots = \mu + \sum_{j=0}^{\infty} \psi_j a_{t-j} \tag{23}$$

onde $\psi_0 = 1$, $\{a_t\}$ é um ruído branco de média nula, e $\sum_{j=0}^{\infty} \psi_j^2 < \infty$. Aqui a soma infinita de variáveis aleatórias é definida como o limite em média quadrática de soma parcial finita. Assim, a variável $Z(t)$ na equação anterior é definida de tal forma que:

$$E \left[Z(t) - \sum_{j=0}^n \psi_j a_{t-j} \right]^2 \rightarrow 0 \text{ quando } n \rightarrow \infty$$

onde

$$\dot{Z}(t) = Z(t) - \mu$$

A equação (23) pode ser expressa da forma compacta como:

$$\dot{Z}(t) = \psi(B)a_t \tag{24}$$

onde $\psi(B) = \sum_{j=0}^{\infty} \psi_j B^j$ e $B^j a_j = a_{t-j}$

Tendo em conta (1), é fácil verificar que

$$E[Z(t)] = \mu; \text{Var}[Z(T)] = \sigma^2 \sum_{j=0}^{\infty} \psi_j^2$$

e

$$E[a_t Z(t-j)] = \begin{cases} \sigma_a^2 \rightarrow j=0 \\ 0 \rightarrow j>0 \end{cases}$$

Daí que a função de autocovariância venha ser dada por

$$\gamma_k = E[\dot{Z}(t)\dot{Z}(t+k)] = E\left(\sum_{i=0}^{\infty} \sum_{j=0}^{\infty} \psi_i \psi_j a_{t-i} a_{t+k-i}\right) = \sigma_a^2 \sum_{i=0}^{\infty} \psi_i \psi_{i+k} \quad (25)$$

e a função de autocorrelação por

$$\rho_k = \frac{\sum_{i=0}^{\infty} \psi_i \psi_{i+k}}{\sum_{i=0}^{\infty} \psi_i^2} \quad (26)$$

Para uma dada sequência de autocovariância $\gamma_k, k = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$, a função geradora da autocovariância é definida como

$$\gamma(B) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} \gamma_k B^k$$

ou

$$\gamma(B) = \sigma_a^2 \sum_{k=-\infty}^{\infty} \sum_{i=0}^{\infty} \psi_i \psi_{i+k} B^k$$

$$\gamma(B) = \sigma_a^2 \sum_{j=0}^{\infty} \sum_{i=0}^{\infty} \psi_i \psi_j B^{j-i}$$

$$= \sigma_a^2 \sum_{j=0}^{\infty} \psi_j B^j \sum_{i=0}^{\infty} \psi_i B^{-i}$$

$$= \sigma_a^2 \psi(B) \psi(B)^{-1},$$

onde se tomam $j = i + k$ e $\psi_j = 0$ para $j < 0$.

A correspondente função geradora da autocorrelação é

$$\rho_k(B) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} \rho_k B^k = \frac{\gamma(B)}{\gamma_0} \quad (27)$$

A expressão (12) é a forma de representação de um processo denominado de média móvel (MA).

A forma mais comum de representar um processo, consiste em exprimi-lo de forma autoregressiva, na qual regrida-se o valor de $Z(t)$ no instante t , sobre seus próprios valores anteriores mais um choque aleatório (é a forma conveniente para se calcular a variância dos erros de previsão), isto é,

$$\dot{Z}(t) = \pi_1 \dot{Z}(t-1) + \pi_2 \dot{Z}(t-2) + \dots + a_t$$

ou

$$\pi(B) \dot{Z}(t) = a_t$$

onde $\pi(B) = 1 - \sum_{j=1}^{\infty} \pi_j B^j$, e $1 + \sum_{j=1}^{\infty} |\pi_j| < \infty$.

Boxes & Jenkins (1976) designaram por processo inversível aquele que pode ser expresso na forma $\pi(B) \dot{Z}(t) = a_t$. Para que um processo linear $\dot{Z}(t) = \psi(B) a_t$ seja inversível e possa ser expresso em representação autoregressiva (AR), a raiz de $\psi(B) = 0$ como função de B deve encontrar-se fora do círculo unitário, isto é, $|\beta| > 1$.

Deve notar-se que um processo inversível não é necessariamente estacionário. Para que o seja, esse processo deve poder ser reescrito em representação de média móvel (MA), isto é,

$$\dot{Z}(t) = a_t / \pi(B) = \psi(B) a_t \quad (28)$$

tal que a condição $\sum_{j=1}^{\infty} |\pi_j| < \infty$ seja satisfeita. Para conseguir isso, a raiz de $\pi(B) = 0$

deve ficar fora do círculo do raio unitário. Isto é, se δ for a raiz de $\pi(B)$, então $|\delta| > 1$.

4.2- Análise no domínio das frequências

Existem várias técnicas de análise de séries temporais no domínio das frequências, entre as quais um conjunto de técnicas que têm como base a análise de Fourier, que modela as observações através de combinação linear de funções trigonométricas. A análise espectral pode ser interpretada como um problema de regressão linear múltipla em que a

variável dependente é a série temporal sob estudo, enquanto os regressores seriam as funções seno e cosseno de diferentes frequências. A análise espectral faz uma estimativa da correlação existente entre as funções seno e cosseno e os dados observados. Assim, se a correlação for forte, isto significa que existe forte evidência empírica da periodicidade dos dados; caso contrário, se não houver evidência da periodicidade, as séries podem ser um ruído branco. De acordo com o teorema de Fourier, qualquer função periódica $Z(t)$, pode ser escrita na forma de uma série trigonométrica convergente como:

$$Z(t) = \sum_{k=0}^{N/2} (ak \cos \omega kt + bksen \omega t) \quad (29)$$

Onde $\omega k = 2\pi k / N$ com $k = 1, 2, \dots, N/2$, são as frequências de Fourier, e

$$ak = \begin{cases} 1/N \sum_{t=1}^N z(t) \cos \omega kt + bksen \omega kt & \rightarrow k = 0 \wedge k = N/2 \rightarrow N = \text{par} \\ 1/N \sum_{t=1}^N z(t) \cos \omega k & \rightarrow k = 1, 2, \dots, (N-1/2), \rightarrow N = \text{ímpar} \end{cases}$$

e

$$bk = 2/N \sum_{t=1}^N z(t) sen \omega kt, \rightarrow k = 1, 2, \dots, (N-1/2)$$

são os coeficientes de Fourier.

Aplicando o teorema de Parseval, obtém-se

$$\sum_{t=1}^N [z(t)]^2 = Na^2 + N/2 \sum_{k=1}^{(N-1)/2} (ak^2 + bk^2), \dots \text{se } N \text{ for ímpar}$$

e

$$\sum_{t=1}^N [z(t)]^2 = Na^2 + N/2 \sum_{k=0}^{(N-1)/2} (ak^2 + bk^2) + Na^2 N/2, \dots \text{se } N \text{ for par}$$

A quantidade $I(\omega k)$ definida como;

- Na^2, \dots para $k = 0$
- $N/2, \dots$ para $k = 1, 2, \dots, (N-1)/2$
- $Na^2 N/2, \dots$ para $k = N/2$ quando N for par

é denominada periodograma.

O periodograma é uma técnica utilizada para detectar a presença de periodicidade num sinal. Se a série $z(t)$ contém uma componente sinusoidal de frequência ω_0 , então, para esse valor e para valores mais próximos, as funções $z(t)$ e $e^{i\omega_0 t}$ estarão em fase e vão dar uma boa combinação para as somas na Equação 29, o que vai dar origem a um pico estreito no periodograma.

4.3-Divisão da área em estudo em quatro regiões homogêneas baseando nos valores da precipitação anual (acumulada)

Existem várias formas para estudar um conjunto de dados unidimensionais. Neste estudo, a técnica estatística boxplot apresentada no livro de Tuckey (1977) foi eleita para analisar a evolução da distribuição da frequência da chuva. Esta metodologia inclui informações sobre valores estimados, sua localização (média ou mediana), escala (amplitude interquartil) e assimetria (diferença entre quartil e mediana). Com o objectivo de mostrar uma maior estabilidade nos parâmetros estimados, considera-se a média de cinco valores extremos, máximos e mínimos como uma estimativa robusta destas séries. Uma estatística é considerada robusta quando não é afectada por valores extremos ou atípicos.

Este tipo de análise (distribuição de frequência) das chuvas anuais dá uma estimação da probabilidade para diferentes valores da variável estudada. Ao analisar todas as estações, está-se comparando a onda anual da distribuição regional.

4.3.1-Análise em Componentes principais

Originalmente, a Análise em Componentes Principais (ACP) foi introduzida por Pearson, em 1901 e por Hotelling em 1933 (Everitt e Der, 1977). A aplicação da ACP a um conjunto de dados de grande dimensão é interessante, inicialmente, apenas para determinar combinações lineares das variáveis originais que expliquem o máximo possível a variação existente nos dados iniciais.

A rigor, a ACP não necessita de condição de validade, ou seja, esta técnica não exige nenhuma suposição teórica de existência de um modelo causal, distribuição de probabilidade para os dados. Logo, não é possível estabelecer quaisquer relações de causa efeito entre variáveis, mesmo que existam. Em hipótese alguma se supõe que existam variáveis "escondidas", ou seja, factores subjacentes. A ACP é somente uma técnica de redução de dimensões. Por exemplo, para m componentes e p variáveis ($p \geq m$), tem-se a seguinte configuração de variáveis latentes:

componentes principais resultantes de combinações lineares perfeitas (sem erros) das variáveis.

$$CP1 = a_{11}X_1 + a_{21}X_2 + \dots + A_{p1}X_p$$

$$CP2 = a_{12}X_1 + a_{22}X_2 + \dots + A_{p2}X_p$$

.

.

$$. CPm = a_{1m}X_1 + a_{2m}X_2 + \dots + A_{pm}X_p$$

A solução deste sistema de equações é única (isto é verdade na prática, na teoria, a igualdade de dois autovetores implica uma infinidade de soluções, mas tal situação é raríssima). Esta solução considera a variação total presente no conjunto das variáveis iniciais, onde a primeira CP1 explica o máximo possível da variância dos dados iniciais, enquanto a segunda CP2 explica o máximo possível da variância ainda não explicada e assim por diante, até a última CPM que contribui com a menor parcela de explicação da variância total dos dados iniciais.

4.3.2-Método de Ward (análise de Cluster)

Embora no estudo de áreas homogêneas fosse possível efectuar de forma relativamente simples e rápida a identificação dessas áreas, tomando por base os planos factoriais, optou-se por realizar a identificação final das zonas homogêneas de precipitação para a África ocidental.

Utilizou-se o método de classificação hierárquica de Ward, com distância euclidiana. Esse procedimento justifica-se pelo simples fato de que o pré-processamento dos dados, através da ACP, elimina as informações redundantes e separa o sinal de grande escala (variância comum) do ruído (variância específica) associado a cada estação. Além do mais, fornece uma síntese do conjunto de dados, isenta de subjectividade e justificada em um critério estatístico. Como input foram consideradas as componentes principais espaciais mais significativas.

O método de Ward utiliza uma análise de variância para avaliar a distância entre as séries. Este método pode ser resumido nas seguintes etapas, para cada série: 1) cálculo das médias das variáveis; 2) obtenção do quadrado da distância euclidiana entre essas médias; 3) soma das distâncias para todos os indivíduos e 4) minimização da variância dentro dos grupos. Em Climatologia, esse método tem se mostrado bastante eficiente, uma vez que os resultados obtidos, após sua aplicação, tendem a confirmar o número de clusters pré-estabelecidos, com base em outras informações climatológicas para áreas alvos de estudos.

5-Resultados e Discussão

5.1-Resultados da análise à partir de dados observados

Da análise dos dados observados nas 14 estações meteorológicas da África Ocidental (1950 a 2000), observa-se que as séries têm comportamento semelhante relativamente às médias mensais corrigidas e não corrigidas (fig.1.5.1 a e 1.5.1b) e verifica-se a existência de três regimes distintos de precipitação (com variações consoante as estações); regimes Seco, de Transição e Chuvoso.

O regime seco corresponde aos meses de Novembro, Dezembro, Janeiro, Fevereiro, Março e Abril; o regime de transição para os meses de Maio, Junho, Setembro e Outubro; e regime chuvoso para os meses de Julho e Agosto (fig. 2.5.1). O regime chuvoso corresponde ao período em que a ZCIT atinge a sua posição mais setentrional no seu movimento para o Norte e a actividade das monções é mais intensa, enquanto que no regime seco, a ZCIT migra para o Sul. No regime de transição, sente-se ainda alguma influência da ZCIT e dos ventos alísios. A região ocidental africana é influenciada pelos centros de altas pressões subtropicais dos Açores (no Atlântico Norte) e de Santa Helena (no Atlântico Sul), que controlam a oscilação sazonal dos ventos alísios de influência marítima – os ventos alísios marítimos, e de característica continental – os ventos alísios continentais. No regime seco, os ventos alísios do NE são mais intensos. Durante o regime chuvoso, são mais paralelos ao litoral, transformando-se em ventos alísios marítimos. Um segundo factor de destaque é o movimento oscilatório da ZCIT. Com a migração da alta pressão subtropical dos Açores para o Norte e a intensificação da alta pressão subtropical de Santa Helena, os ventos alísios do sudeste advectam o ar húmido. Esta época é caracterizada pela penetração das monções sobre o continente e pela passagem de sistemas de leste em direcção ao Oceano Atlântico.

Estes regimes de precipitação são verificados em todas as estações analisadas. Entretanto, os resultados revelam que o regime de precipitação em todas as estações analisadas têm ciclos anuais bem marcados, com a precipitação concentrada nos meses de Verão do HN, que é o período de maior convecção, sendo os meses mais chuvosos Julho, Agosto e Setembro.

O ciclo anual está relacionado com a posição da ZCIT, que migra sazonalmente da sua posição mais ao Norte, aproximadamente 12°N, em Agosto-Setembro para posições mais ao Sul, aproximadamente 4°S, em Março-Abril. Os ciclos anuais das séries correspondentes a essas estações, são semelhantes, não obstante as diferenças de intensidade registadas.

As análises estatísticas das séries climatológicas da precipitação média mensal das 14 estações da África Ocidental, indicam que; excepto a estação de Natitingue (com 2708 mm no mês de Setembro), o mês de Agosto é climatologicamente o mais chuvoso com uma precipitação média mensal de 1524,7 mm na estação de Tillabery, 1336,9 mm em

Tahoua, 1998mm em Maradi, 875mm em Gao, 3004mm em Kita, 2319,4mm em Segou, 2774mm em Kuotiala, 1027,2mm em Kiffa, 1794mm em Dakar, 2432mm em Thies, 2215mm em Diourbel, 2725mm em Kandi e 1964mm em Ougihoua (ver os resultados da estatística descritiva das estações em anexo I.a).

As estações de Koutiala e Kandi apresentam maior precipitação durante o mês mais chuvoso comparada com as outras estações. Em termos de média anual, a estação de Natitingue apresenta maior precipitação (1066,2mm), seguida de Kandi (860,3mm) e Kita (858,6mm). O início ou o término da estação chuvosa na África Ocidental varia de ano para ano, dependendo da latitude, da posição e da intensidade dos anticiclones dos Açores, de Santa Helena e da Baixa Térmica que se instala sobre o Deserto do Sahara no Verão do HN associado à migração sazonal da ZCIT, quer para o sul (Inverno boreal), quer para o Norte (Verão boreal), início do escoamento do ar húmido do oceano (monção) para o continente e pela presença de sistemas de complexos convectivos de mesoescala (CCM). Em média, a estação chuvosa na África Ocidental começa em meados de Março e termina no fim do mês de Outubro ou princípio do mês de Novembro.

Das análises dos dados observados nas 14 estações meteorológicas da África Ocidental, observa-se que as séries têm comportamento semelhante relativamente às médias mensais, com destaque para determinados anos em que se verificam alguns valores extremos.

Os principais sistemas que influenciam a precipitação são a ZCIT, a convergência de humidade, a convecção local e a influência das linhas de instabilidade. Outros factores da variabilidade interanual de precipitação, são, a alteração do regime das monções que atingem esta região do continente africano, a variabilidade da TSM e a variabilidade da circulação zonal, causada pelo gradiente da TSM e pela circulação de Walker.

A região de África Ocidental assim como as regiões próximas podem ser menos sensíveis aos eventos de ENSO, comparadas com as outras regiões de latitude baixa. No entanto, existe excepção para as fases de ENSO quente e intensa, quando a África Ocidental pode experimentar um impacto climático relativo na forma de haver redução da quantidade de precipitação da monção sudoeste (Glenn e Simon, 1998). Existe alguma correlação entre a predominância de La Niña (El Niño) e a tendência de aumento (diminuição) de precipitação. No período em que predomina La Niña, existe uma tendência positiva de precipitação o que revela a existência de maior precipitação. No período da predominância de El Niño existe tendência negativa, diminuindo a precipitação.

Durante La Niña, a circulação este-oeste é mais forte que o normal, há forte movimento ascendente sobre a África Ocidental e poderá intensificar a actividade convectiva provocando chuvas acima da média.

As anomalias da precipitação registadas, durante os anos em estudo, podem estar ligadas à variabilidade das monções do sudoeste da África Ocidental. Para anos de seca nota-se um atraso do movimento para o norte da monção do sudoeste, deslocamentos para o sul da ZCIT, das altas pressões subtropicais dos Açores e da Santa Helena e arrefecimento anómalo das águas para o noroeste ou arrefecimento anómalo das águas para sudeste da linha que liga a África Ocidental (McGregor & Simon, 1998)

Os gráficos de controlo de qualidade na figura (3.5.1) indicam que, tanto a média simples como o desvio padrão se encontram dentro dos limites estatisticamente esperados. Contudo, há alguns valores que estão nos limites do desvio padrão e valores relativamente grandes. Analisando estes gráficos, verifica-se a existência de dois ciclos. Em termos da média anual, no primeiro ciclo (1950-1976) a precipitação foi superior que a média climatológica e no segundo ciclo (1977-1998) a precipitação foi inferior que a média climatológica.

É importante que seja feita a diferenciação da anomalia de precipitação registada nos dois períodos para sua utilização em análises climáticas. Por exemplo, estas anomalias podem significar alterações climáticas relacionadas com a variação das estruturas atmosféricas na escala sinóptica e planetária, como o posicionamento das altas pressões subtropicais e ZCIT. No anexo II, é apresentado a evolução dos Índices Multi-Variados do El Niño/Oscilação Sul (ENSO) desde 1950 a 2002 e permitiu concluir que no período de 1950 a 1976 houve o predomínio da fase fria do ENSO (La Niña) enquanto de 1977 a 1998 houve o predomínio da fase quente (El Niño). Aqui existe a nítida correlação entre a predominância de La Niña (El Niño) e a anomalia positiva (negativa) de precipitação. Apesar destes fenómenos ocorrerem no Oceano Pacífico, existem teleconexões atmosféricas, particularmente nos campos de pressão atmosférica, que provocam anomalias climáticas em regiões bem distantes dos fenómenos que lhes deram origem. Os períodos de predominância dos El Niño e dos La Niña estão associados à Oscilação Decadal do pacífico (ODP). Quando a ODP está em sua fase negativa (positiva) predominam os La Niña (El Niño). Como há indícios que a ODP vá entrar na sua fase negativa nos próximos 25-30 anos, ou seja predominância da La Niña até o ano 2020 aproximadamente, é possível que a África Ocidental voltem a ter regimes de chuvas semelhante ao de 1950-1976, com totais pluviométricos acima da média de longo prazo.

A tendência da precipitação para os três regimes revela que, para as estações estudadas, o regime seco não regista tendência de variação de precipitação, enquanto que os regimes de transição e chuvoso apresentam tendência negativa fraca, e negativa forte e significativa, respectivamente (fig.4. 5.1a; 4.5.1b; 4.5.1c).

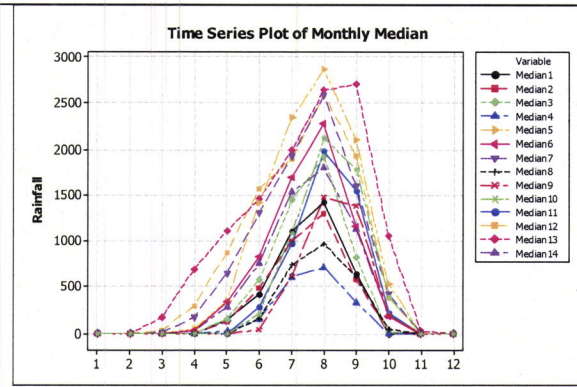


Figura 1.5.1a – Precipitação media mensal (não corrigida) para as 14 estações da África Ocidental, de 1950 a 2000.

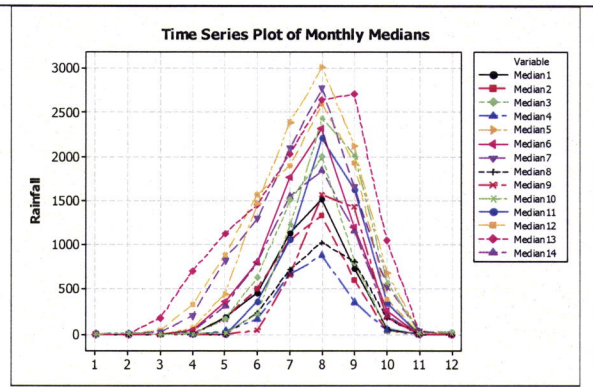


Figura 1.5.1b – Precipitação media mensal (corrigida) para as 14 estações da África Ocidental, de 1950 a 2000.

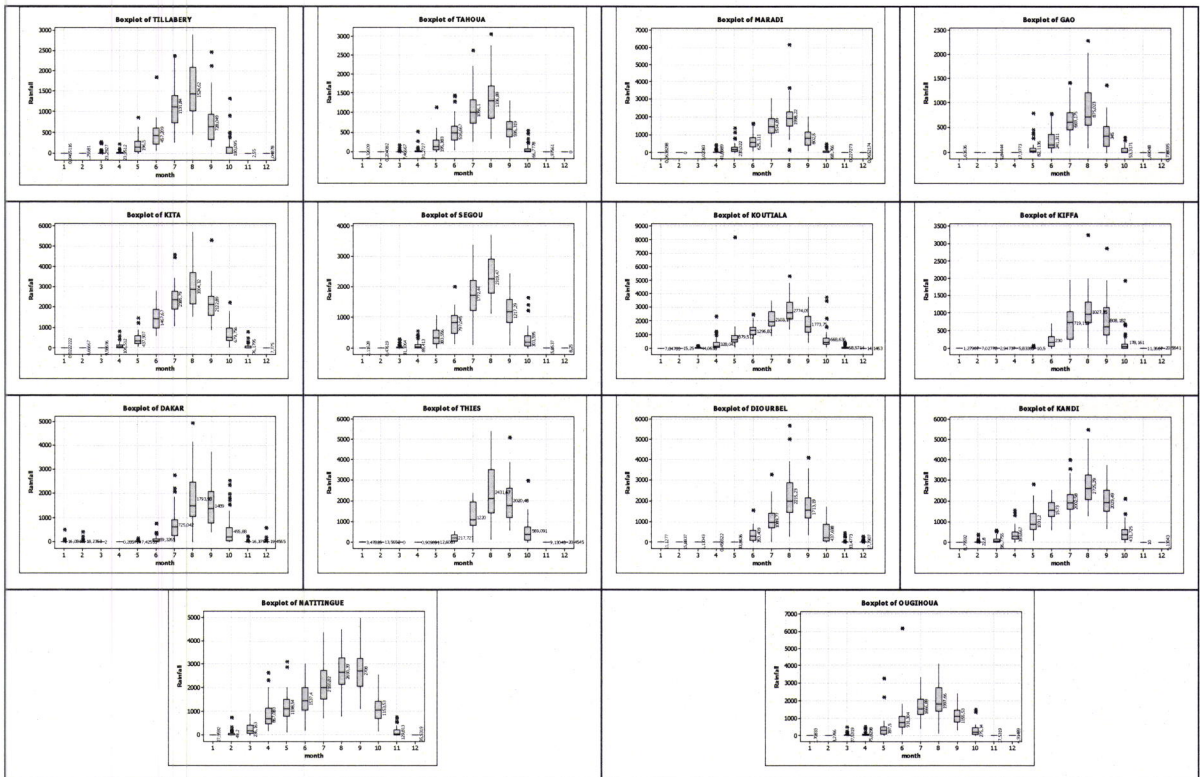
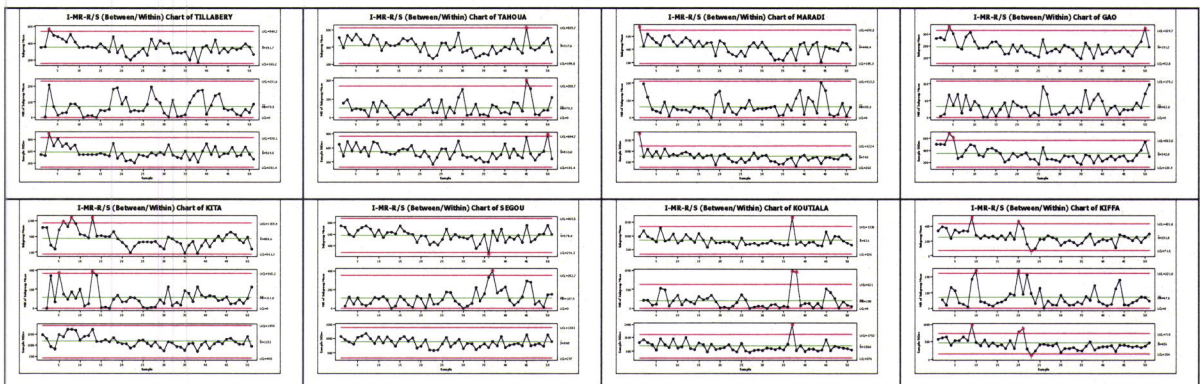


Figura 2.5.1 – Precipitação mensal (1950-2000) para cada uma das 14 estações, evidenciando os três períodos climatológicos (detecção de sazonalidade).



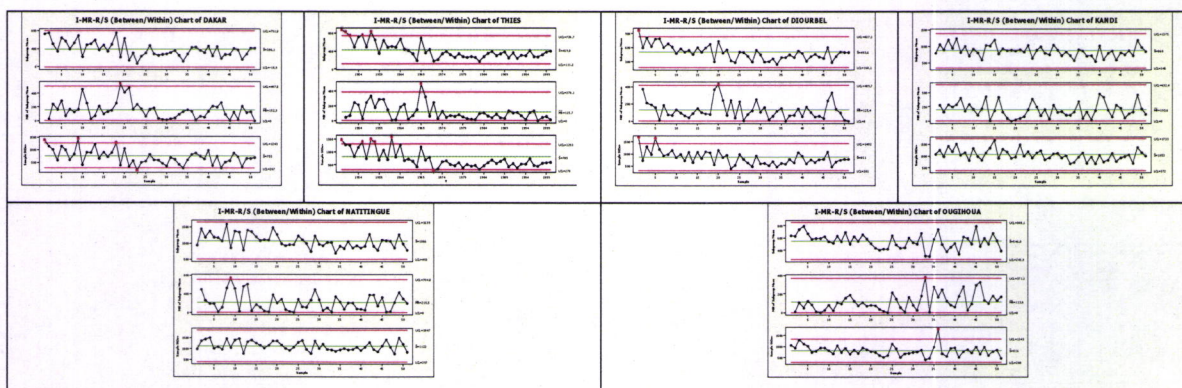


Figura 3.5.1 – Controle de qualidade da média simples, do desvio padrão e da média móvel (anual) para cada uma das 14 estações, evidenciando os três períodos climatológicos (detecção de tendências e configurações permanentes) (1950-2000).

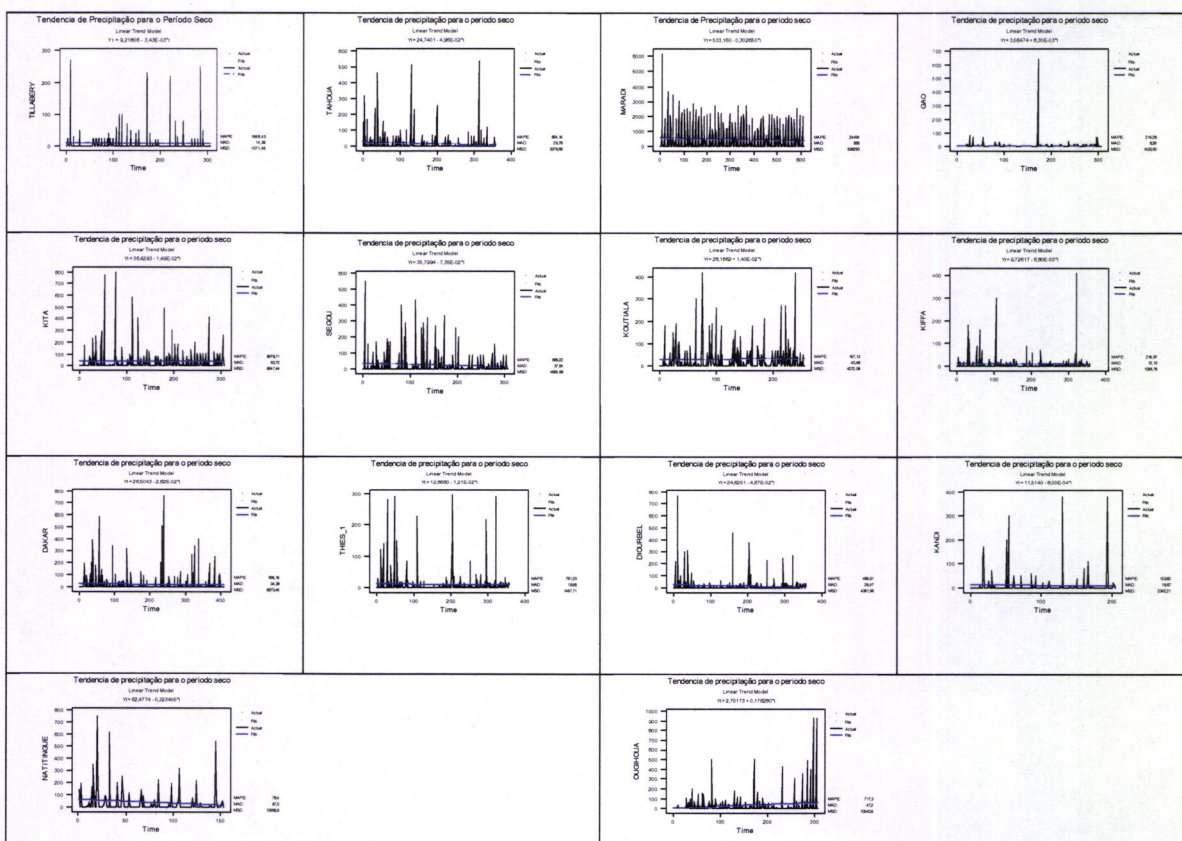
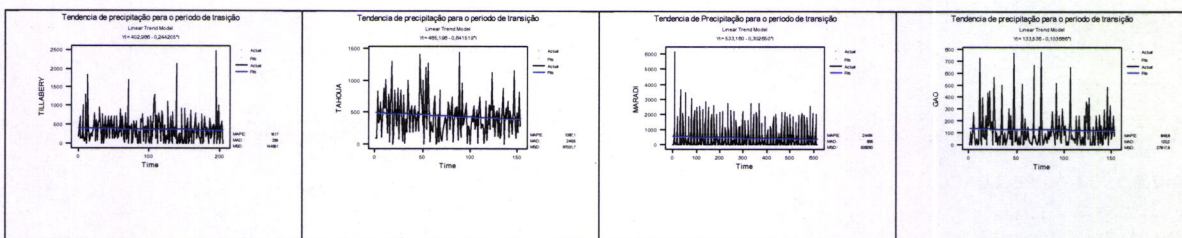


Figura 4.5.1a – Análise da tendência de Precipitação média mensal das 14 estações para o período seco, no domínio de tempo estudado.



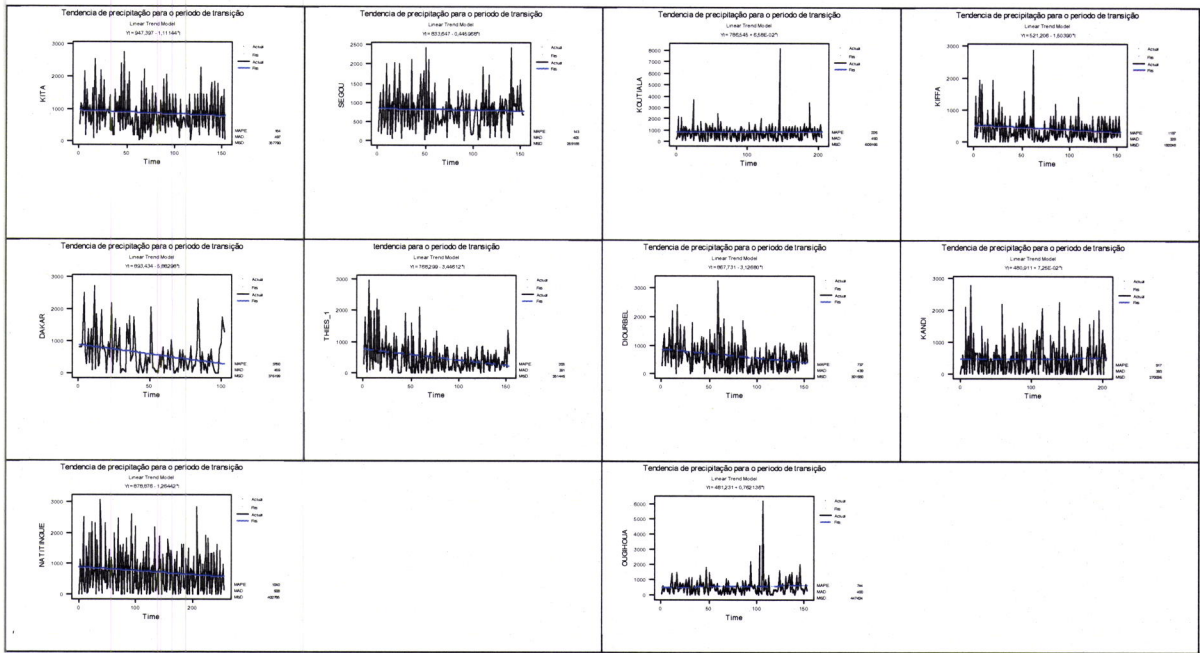


Figura 4.5.1b – – Análise da tendência de Precipitação média mensal das 14 estações para o período de transição, no domínio de tempo estudado.

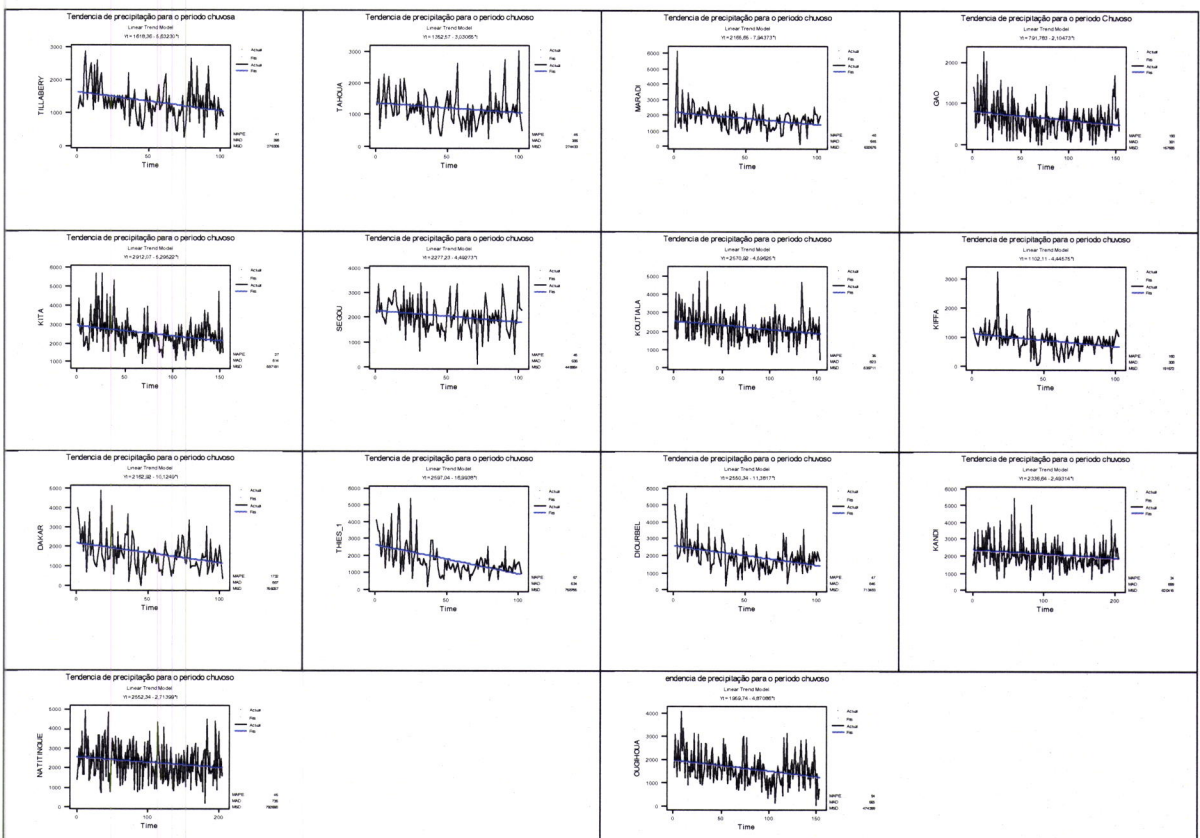


Figura 4.5.1c – Análise da tendência de Precipitação média mensal das 14 estações para o período chuvoso, no domínio de tempo estudado.

5.2- Análise por regiões.

Baseando nos valores de precipitação anual (acumulada) e utilizando a Análise de "Clusters" (C) e a Análise em Componentes Principais (ACP), através do método de classificação hierárquica de Ward (anexo-III), com distância euclidiana., foi feita a divisão em quatro sub-regiões homogêneas de acordo com o corte feito no dendrograma (Figura 1.5.2).

O resultado da análise de cluster foi obtido, considerando input os autovetores associados aos autovalores retidos na ACP. O dendrograma, foi feito de maneira subjectiva, observando-se as características da região.

Analisando os dados anuais da estatística descritiva (anexo I b), verifica-se que, a variação espacial da precipitação na África Ocidental é uma função da localização (latitude), aumentando de zonas de menor para zonas de maior latitude, sendo fortemente influenciada pela vegetação, oceano, relevo e continentalidade (acção do Deserto do Sahara). A variabilidade interanual observada nas várias regiões, indica, que a região Sul apresenta valores elevados de precipitação, seguida da região Centro Sul, sendo os valores baixos encontrados na região Leste seguida da região Oeste.

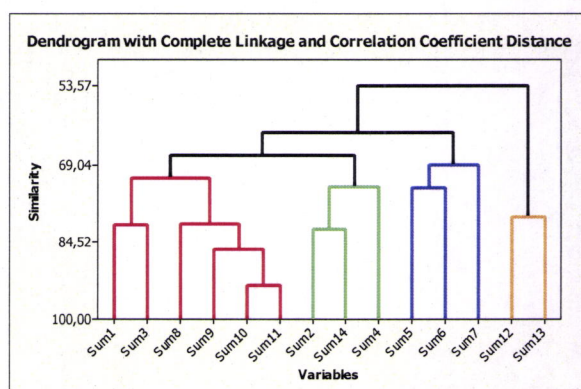


Figura 1.5.2-Dendrograma dos autos vectores associados aos autovalores retidos pela ACP.

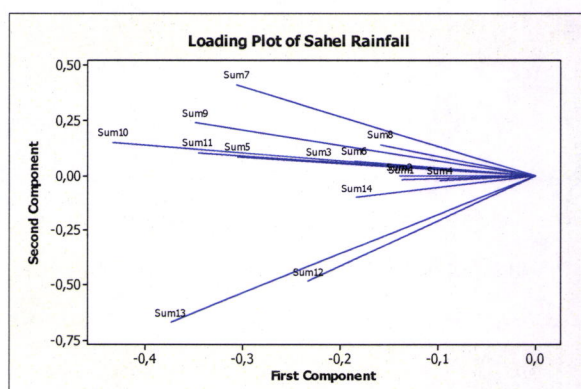


Figura 2.5.2-Representação das componentes

Assim, a subdivisão foi feita da seguinte forma;

1-Região-Oeste (Cluster 1)

Sum1 Sum3 Sum8 Sum9 Sum10 Sum11

- 1-Estação de Tillaberry (Níger)
- 3-Estação de Maradi (Níger)
- 9-Estação de Dakar (Senegal)
- 11-Estação de Diorbel (Senegal)
- 10-Estação de Thies (Senegal)
- 8-Estação de Kiffa (Mauritânia)

2-Região-Leste (Cluster 2)

Sum2 Sum4 Sum14

- 2-Estação de Tahoua (Níger)
- 4-Estação de Gao (Mali)
- 14-Estação de Ougihoua (Burkina-Faso)

3-Região-Centro Sul (Cluster 3)

Sum5 Sum6 Sum7

- 5-Estação de Kita (Mali)
- 6-Estação de Segou (Mali)
- 7-Estação de Koutiala (Mali)

4-Região Sul (Cluster 4)

Sum12 Sum13

- 12-Estação de Kandi (Benin)
- 13-Estação de Natitingue (Benin)

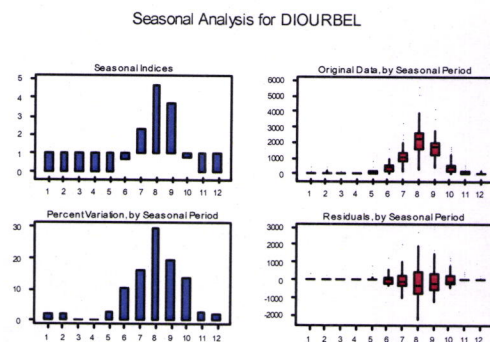
Para simplificar o tamanho do trabalho e tendo em conta os valores médios anuais de cada estação, tomou-se como referência, uma estação representante para cada região.

5.2.1-Detecção e prognóstico da Sazonalidade

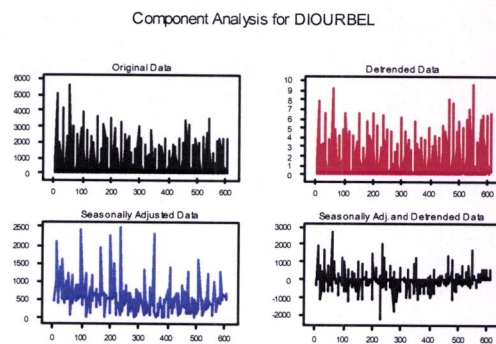
1- Região Oeste

Estação de Diourbel (Lat-14,8N; Lon-16,3W) -Senegal

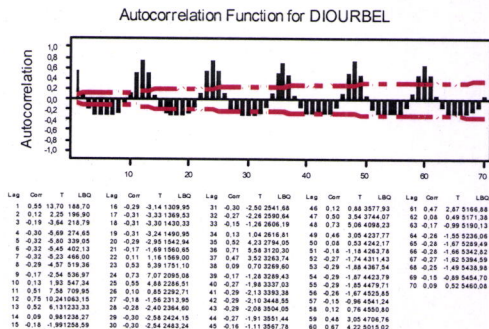
O regime de precipitação analisado durante o período de 1950 a 2000 revela que esta região possui um ciclo anual bem marcado de precipitação (anexo Va) concentrado nos meses de Julho, Agosto e Setembro (excepto a estação de Maradi com os meses de Julho e Agosto), sendo o mês de Agosto (Julho para estação de Kiffa), o que contribui mais, para a variabilidade da precipitação (fig. 1.5.2.1). Visualmente, a tendência geral da precipitação não é detectável. Verifica-se um ligeiro decréscimo da tendência sazonal (fig2.5.2.1). Analisando o gráfico da função autocorrelação (fig3.5.2.1), nota-se que existe a sazonalidade forte em três meses consecutivos.



Figura, 1.5.2.1-Análise de sazonalidade (contribuição e variabilidade mensal) para a estação de Diourbel.



Figura, 2.5.2.1-Análise da tendência (geral e sazonal) para a estação de Diourbel



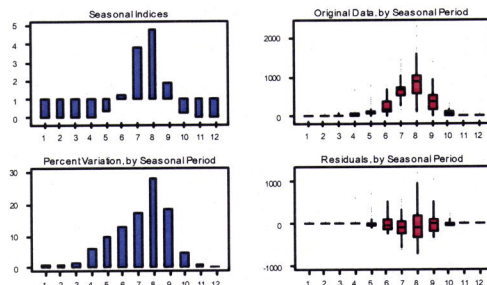
Figura, 3.5.2.1-Função de Autocorrelação-Estação de Diourbel

2-Região Leste

Estação de Gao (Lat-16,3N; Lon-0,1W) – Mali

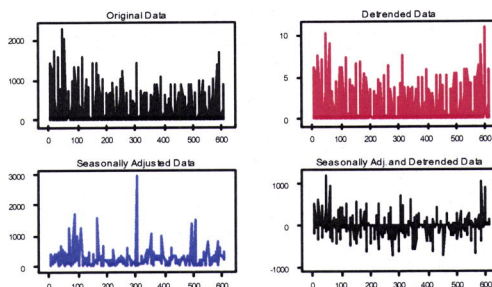
Tal como a região Oeste, o regime de precipitação (1950-2000) da região Leste possui um ciclo anual bem marcado de precipitação (anexo Vb) concentrado nos meses de Julho, Agosto e Setembro, sendo o mês de Agosto, o que contribui mais, para a variabilidade da precipitação (fig., 4.5.2.1). Também, visualmente, a tendência geral da precipitação não é detectável. Verifica-se um ligeiro decréscimo da tendência sazonal (fig5.5.2.1). Analisando o gráfico da função autocorrelação (fig6.5.2.1), verifica-se a existência da sazonalidade mais forte em três meses consecutivos.

Seasonal Analysis for GAO



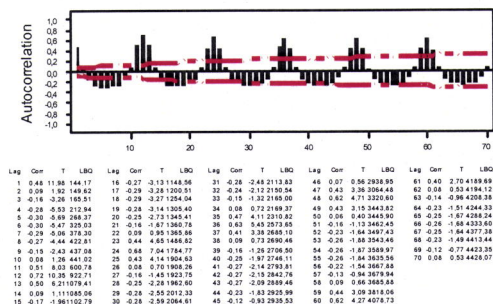
Figura, 4.5.2.1-Análise de sazonalidade (contribuição e variabilidade mensal) para a estação de Gao.

Component Analysis for GAO



Figura, 5.5.2.1-Análise da tendência (geral e sazonal) para a estação de Gao.

Autocorrelation Function for GAO



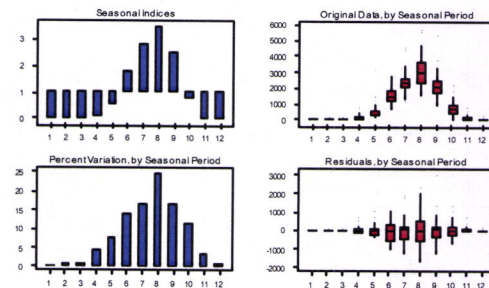
Figura, 6.5.2.1-Função de Autocorrelação-Estação de Gao.

3 – Região Centro Sul

Estação de Kita (Lat-13,1N; Lon-9,5W) – Mali

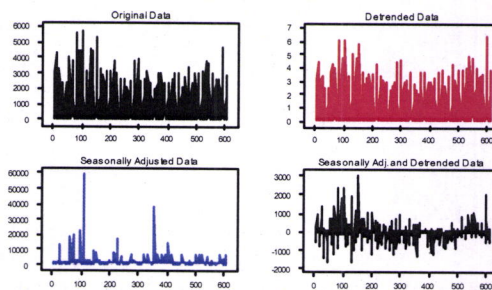
O regime de precipitação (1950-2000) da região Centro Sul possui também um ciclo anual bem marcado de precipitação (anexo Vc) concentrado nos meses de Junho, Julho, Agosto e Setembro, sendo o mês de Agosto (Julho para a estação de Segou) o que contribui mais para a variabilidade da precipitação (fig., 7.5.2.1). Também, visualmente, a tendência geral da precipitação não é detectável. Enquanto que verifica-se um ligeiro decréscimo da tendência sazonal (fig8.5.2.1). Também analisando o gráfico da função autocorrelação (fig9.5.2.1), verifica-se que existe a sazonalidade e é mais forte em três meses consecutivos.

Seasonal Analysis for KITA



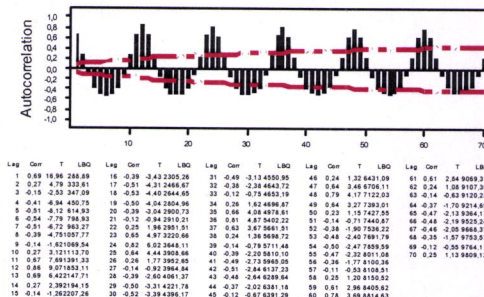
Figura, 7.5.2.1-Análise de sazonalidade (contribuição e variabilidade mensal) para a estação de Kita.

Component Analysis for KITA



Figura, 8.5.2.1-Análise da tendência (geral e sazonal) para a estação de Kita.

Autocorrelation Function for KITA

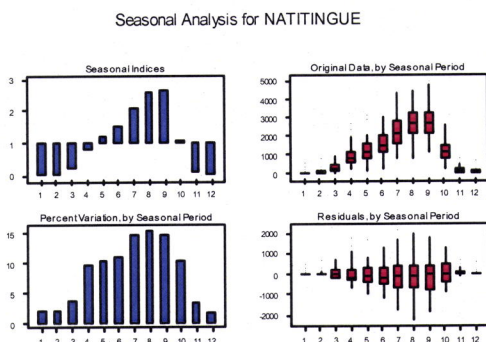


Figura, 9.5.2.1-Função de Autocorrelação-Estação de Kita.

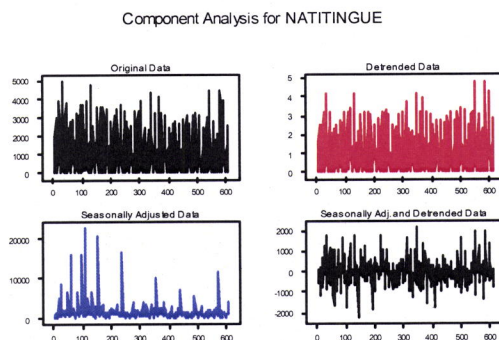
4 – Região Sul

Estação de Natitingue (Lat-10,3N; Lon-1,4E) – Benin

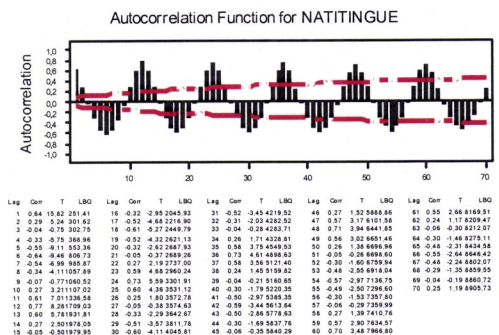
Para esta região, o regime de precipitação (1950-2000) possui também um ciclo anual bem marcado de precipitação (anexo Vd) concentrado nos meses de Junho, Julho, Agosto e Setembro, sendo o mês de Agosto, o que contribui mais para a variabilidade da precipitação (fig., 10.5.2.1). Também, visualmente, a tendência geral da precipitação não é detectável. Verifica-se um ligeiro decréscimo da tendência sazonal (fig11.5.2.1). Também analisando o gráfico da função autocorrelação (fig12.5.2.1), verifica-se que existe a sazonalidade forte em três meses consecutivos.



Figura, 10.5.2.1-Análise de sazonalidade (contribuição e variabilidade mensal) para a estação de Natitingue.



Figura, 11.5.2.1-Análise da tendência (geral e sazonal) para a estação de Natitingue.



Figura, 12.5.2.1-Função de Autocorrelação-Estação de Natitingue.

5.2.2- Análise do Periodograma

Os periodogramas das figuras (1,5,9 e 13.5.2.2) e do anexoVI (a, b, c, e d) permitiram efectuar a análise do espectro de frequência das séries de precipitação das quatro regiões da África Ocidental. Nestes periodogramas, desprezando as frequências que correspondem a períodos mais pequenos da ordem de até 12 meses que já são bem evidentes, pode-se considerar as outras frequências nas quais se verificam picos significativos, sinal de que existem periodicidades.

Até a frequência angular de $0,12 \text{mês}^{-1}$, podem ser consideradas significativas as frequências próximas de:

1. $0,02 \text{mês}^{-1}$ que corresponde ao período de 25-30 anos (ODP);
2. $0,03 \text{mês}^{-1}$ que corresponde ao período de ~ 17 anos;

3. $0,05 \text{mês}^{-1}$ para o período de ~ 10 anos (Manchas Solares);
4. $0,08 \text{mês}^{-1}$ para o período de ~ 7 anos (ENSO);
5. $0,09 \text{mês}^{-1}$ para o período de 5-6 anos (ENSO);
6. $0,12 \text{mês}^{-1}$ para o período de ~ 3 anos (ENSO).

Por meio dos gráficos de controlo de qualidade, pode verificar-se comportamentos das médias simples, móveis bem como a amplitude (variabilidade) de precipitação, tomando como referência alguns dos períodos sugeridos da análise do periodograma.

1-Região Oeste

Estação de Diourbel (Lat-14,8N; Lon-16,3W) -Senegal

Para esta região, tomando a média efectuada para o período de três anos, (Figura 2.5.2.2) não há forte evidência de periodicidade na média simples e móvel.

A periodicidade, neste caso está presente sim, na amplitude da precipitação média no período em referência. Para o período de 6 anos (Figura 3.5.2.2) está mais evidente a periodicidade, pois a média efectuada de seis em seis anos faz com que a mesma varie num intervalo muito bem limitado, tendendo a uma linha recta, com excepção da média efectuada com término no ano de 1980, período em que eventualmente terá havido algum desvio do comportamento normal. Para o período de 7 anos (Figura 4.5.2.2) está mais evidente a periodicidade. Neste caso, a média está praticamente em torno de uma linha recta com excepção da média efectuada com término no ano de 1978.

Desta análise pode-se concluir que a série de precipitação da estação de Diourbel possui uma forte periodicidade cujo período é de 7 anos, seguida de outra de 5-6 anos, ambos relacionados ao fenómeno ENOS, além das outras duas de 17 e 25-26 anos, este último possivelmente relacionado com a ODP, conforme ficou aparente na separação da série em dois períodos 1950-76 e 1977-1998. A periodicidade de 3 anos existe mas é fraca.

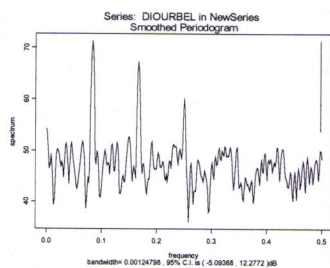


Figura 1.5.2.2-Periodograma da série de precipitação da estação de Diourbel.

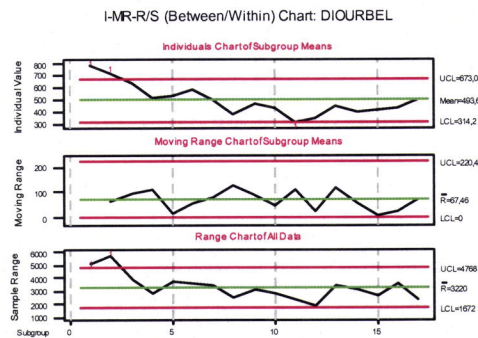


Figura 2.5.2.2-Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Diourbel, para períodos de 3 anos

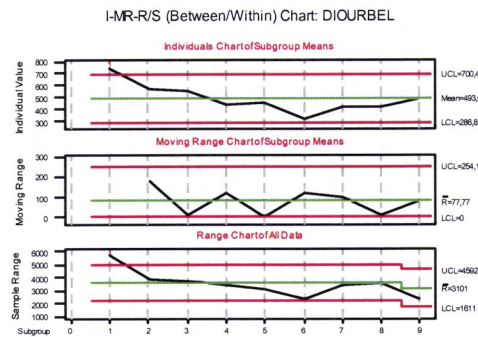


Figura3.5.2.2-Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Diourbel, para períodos de 6 anos



Figura 4.5.2.2-Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Diourbel, para períodos de 7 anos

2-- Região Leste

Estação de Gao (Lat-16,3N; Lon-0,1W) – Mali

Para a região Leste, tomando a média efectuada para o período de três anos, (Figura 6.5.2.2) não há forte evidência de periodicidade na média simples e móvel.

A periodicidade, neste caso está presente sim, na amplitude da precipitação média no período em referência. Para o período de 6 anos (Figura 7.5.2.2) está mais evidente a periodicidade, pois a média efectuada de seis em seis anos faz com que a mesma varie num intervalo muito bem limitado, tendendo a uma linha recta, com excepção das médias efectuadas com términos nos anos de 1956 e 1992, períodos em que eventualmente terá havido algum desvio do comportamento normal. Para o período de 7 anos (Figura 8.5.2.2) está mais evidente a periodicidade. Neste caso, a média está

praticamente em torno de uma linha recta com excepção das médias efectuadas com termos nos anos de 1957 e 1971.

Desta análise pode-se concluir que a série de precipitação da estação de Gao possui uma forte periodicidade cujo período é de 7 anos, seguida de outra de 5-6 anos, ambos relacionados ao fenómeno ENOS, além das outras duas de 17 e 25-26 anos, este último possivelmente relacionado com a ODP, conforme ficou aparente na separação da série em dois períodos 1950-76 e 1977-1998. Também, a periodicidade de 3 anos existe mas é fraca.

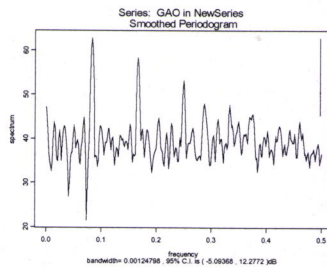


Figura 5.5.2.2 – Periodograma da série de precipitação da estação de Gao

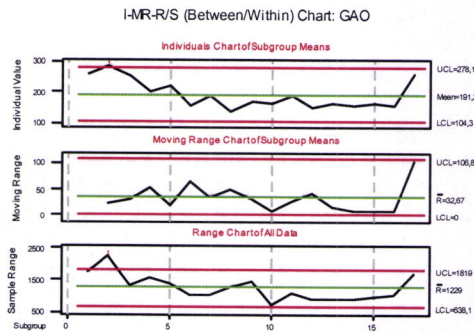


Figura 6.5.2.2-Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Gao, para períodos de 3 anos

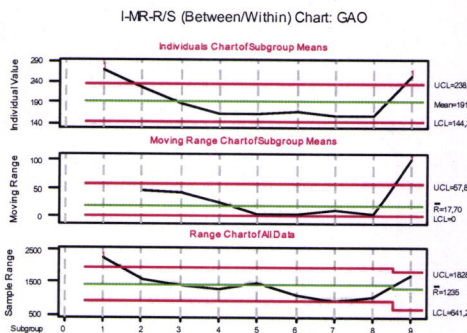


Figura 7.5.2.2-Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Gao, para períodos de 6 anos

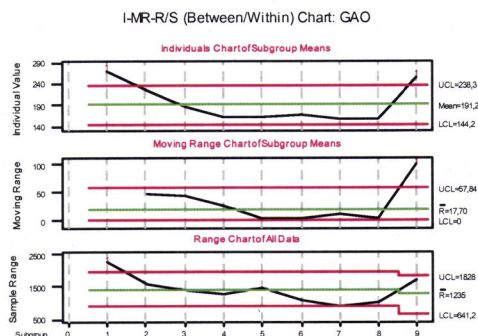


Figura 8.5.2.2-Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Gao, para períodos de 7 anos

3-- Região Centro Sul

Estação de Kita (Lat-13,1N; Lon-9,5W) – Mali

Para a região Centro Sul, tomando a média efectuada para o período de três anos, (Figura 10.5.2.2) não há forte evidência de periodicidade na média simples e móvel.

A periodicidade, neste caso está presente sim, na amplitude da precipitação média no período em referência. Para o período de 6 anos (Figura 11.5.2.2) está mais evidente a periodicidade, pois a média efectuada de seis em seis anos faz com que a mesma varie num intervalo muito bem limitado, tendendo a uma linha recta, com excepção das médias efectuadas com términos nos anos de 1956 e 1962, períodos em que eventualmente terá havido algum desvio do comportamento normal. Para o período de 7 anos (Figura 12.5.2.2) está mais evidente a periodicidade. Neste caso, a média está praticamente em torno de uma linha recta com excepção da média efectuada com término no ano de 1956.

Desta análise pode-se concluir que a série de precipitação da estação de Kita possui uma forte periodicidade cujo período é de 7 anos, seguida de outra de 5-6 anos, ambos relacionados ao fenómeno ENOS, além das outras duas de 17 e 25-26 anos, este último possivelmente relacionado com a ODP, conforme ficou aparente na separação da série em dois períodos 1950-76 e 1977-1998. Também, a periodicidade de 3 anos existe mas é fraca.

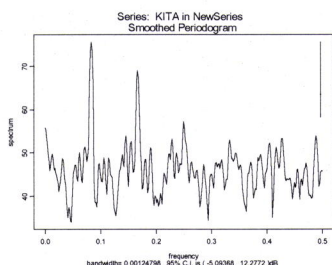


Figura 9.5.2.2- Periodograma da série de precipitação da estação de Kita.

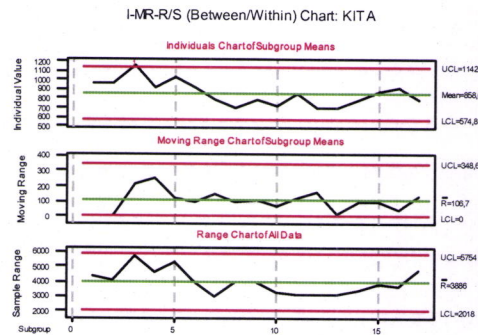


Figura 10.5.2.2-Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Kita, para períodos de 3 anos

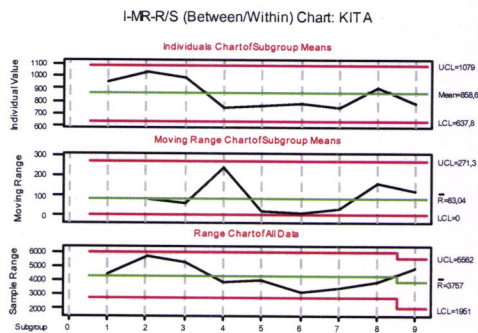


Figura 11.5.2.2-Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Kita, para períodos de 6 anos

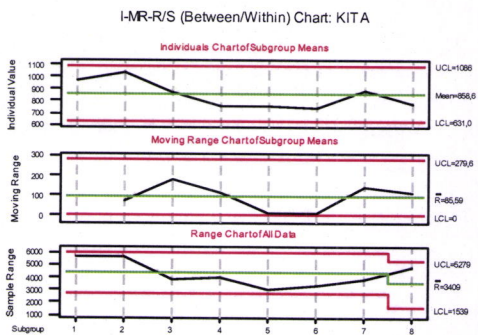


Figura 12.5.2.2-Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Kita, para períodos de 7 anos

4-- Região Sul

Estação de Natitingue (Lat-10,3N; Lon-1,4E) – Benin

Finalmente, para a região Sul, tomando a média efectuada para o período de três anos, (Figura 14.5.2.2) não há forte evidência de periodicidade na média simples e móvel. A periodicidade, neste caso está presente sim, na amplitude da precipitação média no período em referência. Para o período de 6 anos (Figura 15.5.2.2) está mais evidente a periodicidade, pois a média efectuada de seis em seis anos faz com que a mesma varie num intervalo muito bem limitado, tendendo a uma linha recta, com excepção das médias efectuadas com término no ano de 1986 , períodos em que eventualmente terá havido algum desvio do comportamento normal. Para o período de 7 anos (Figura



14.5.2.2) está mais evidente a periodicidade. Neste caso, a média está praticamente em torno de uma linha recta com excepção da média efectuada com término no ano de 1985.

Desta análise pode-se concluir que a série de precipitação da estação de Natitingue possui uma forte periodicidade cujo período é de 7 anos, seguida de outra de 5-6 anos, ambos relacionados ao fenómeno ENOS, além das outras duas de 17 e 25-26 anos, este último possivelmente relacionado com a ODP, conforme ficou aparente na separação da série em dois períodos 1950-76 e 1977-1998. Também, a periodicidade de 3 anos existe mas é fraca.

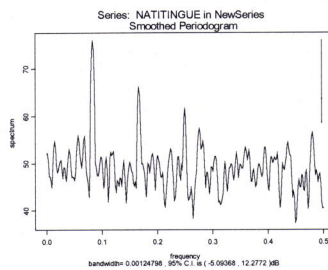


Figura 13.5.2.2 – Periodograma da série de precipitação da estação de Natitingue.

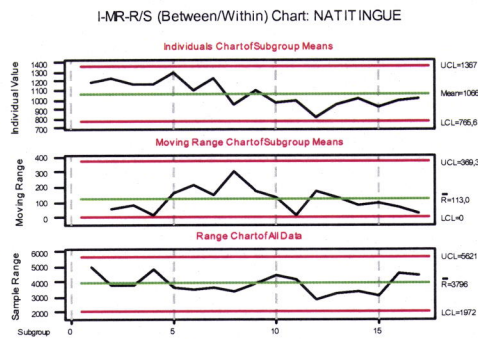


Figura 14.5.2.2-Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Natitingue, para períodos de 3 anos

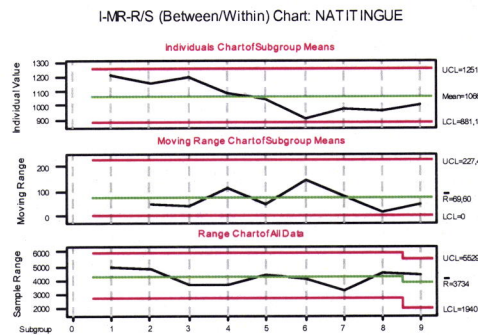


Figura 15.5.2.2-Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Natitingue, para períodos de 6 anos

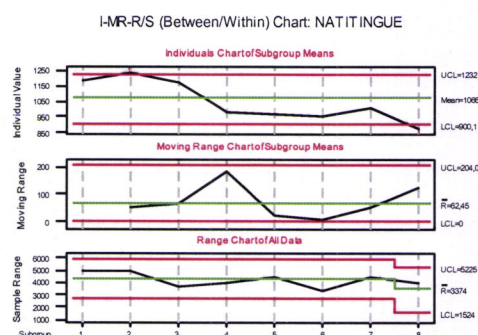


Figura 16.5.2.2-Controlo de qualidade da média simples, móvel e da amplitude (variabilidade) da estação de Natitingue, para períodos de 7 anos

5.3- Resultados de análise dos dados das reanálises de NCEP

Da análise dos resultados das Reanálises do NCEP para a precipitação, verifica-se graficamente que, em termos de séries construídas a partir de valores mensais acumulados para o ponto de grelha da região em estudo (anexo XVII), apresenta uma correlação considerada boa com as séries dos valores observados para as regiões Oeste, Centro-Sul e Sul da África Ocidental para o período de 1950-2000 (anexo XVII 1,3 e 4).

Nota-se claramente a tendência crescente de precipitação nos primeiros 25 anos e decrescente nas restantes duas décadas, já citada quando da análise da Figura 3.5.1. Também, é evidente o registo de valores baixos da precipitação nas décadas de 70 e 80. Assim pode-se validar os dados do modelo do NCEP e revelar de que, as anomalias de precipitação registadas não são produto de fenómenos locais, mas sim originadas por fenómenos de escala planetária.

O facto de os totais de precipitação das Reanálises serem sempre inferiores aos observados parece dever-se ao modelo utilizado pelo NCEP que faz a média numa grelha de $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$. Nos trópicos, $2,5^{\circ}$ de latitude/longitude correspondem a uma distância de 275km aproximadamente, cobrindo uma área de 75 mil quilómetros ao quadrado. Para a região leste (anexo XVII 2), a correlação não foi boa. Como o gradiente de precipitação é grande entre o litoral e o interior do continente, devido às circulações locais, os totais do modelo do NCEP tendem a subestimar os totais observados, principalmente nas estações afastadas do litoral.

Os valores elevados da precipitação registados no período de 1950-1976 e baixos de 1977-1998 relacionam-se com o ciclo das PNM. Os anexos VII - c), VIII -c), IX -c) e X - c) revelam que os pontos de mudança estrutural estão bem definidos e apresentam boa correlação com os dois ciclos verificados nos gráficos de precipitação. Isto é, o período de anomalia positiva da precipitação (1950-1976) corresponde ao ciclo de valores das PNM menos elevados em todas as estações representativas da região em estudo. Neste período, predomina La Niña, o gradiente dos anticlones subtropicais é baixo, permitindo que se posicionem um pouco afastados do Equador, possibilitando assim, o recuo do

Deserto do Sahara. No período seguinte, o de anomalia negativa da precipitação, os valores da PNM foram mais elevados. Neste período, predomina o El Niño, o gradiente dos anticiclones subtropicais é alto, permitindo que se posicionem mais concentrados sobre o Equador, e possibilitando assim o avanço do Deserto do Sahara.

Estes resultados revelam a sensibilidade dos dados das PNM das Reanálises às alterações verificadas nos dois períodos considerados.

A radiação de grande comprimento de onda emitida para o espaço exterior ou radiação de onda longa emergente (ROL) na região tropical é um indicador da convecção, e portanto associada ao campo de movimento vertical. Por conseguinte, uma anomalia positiva da ROL estará associada com uma redução na convecção ou inclusive subsidência, de maneira que uma anomalia negativa da ROL estará indicando um fortalecimento da convecção que equivale a uma intensa ascensão de ar. Um bom índice de chuva nos trópicos é obtido através da ROL. Anomalias negativas da ROL indicam nuvens com grande desenvolvimento vertical e forte precipitação, enquanto valores positivos de anomalias indicam o contrário.

Os dados das Reanálises, revelam a existência de boa correlação entre a ROL e a precipitação para as regiões Oeste (anexoVII -i), Centro Sul (anexoIX-i) e Sul (anexoX-i) para o período de 1950-2000. Para estas três regiões houve valores baixos da ROL em (1950-1976) e elevados em (1977-1998) correspondendo aos períodos de elevados e baixos registros de precipitação.

Relativamente a região Leste, o modelo do NCEP não revela boa correlação. Considerando os dados mensais e anuais da estatística descritiva da precipitação da África Ocidental (anexo I), o ano de 1969 foi considerado como normal e 1984 como de pouca precipitação. Analisando o comportamento mensal da precipitação através dos dados das Reanálises do NCEP para as quatro estações representativas da região em estudo, para os anos de 1969 e 1984 (anexosVII -d,e;VIII-d,e;IX-d,e;X-d,e) e comparando este comportamento com os dados observados(anexoXVIII), verifica-se que o padrão dos meses que contribuem mais para a variabilidade da precipitação é o mesmo para cada região e está em conformidade com a detecção e prognóstico da sazonalidade feita no capítulo 5.2.1. Também, comparando o início das estação húmida para os dois anos(1969 e 1984), verifica-se que para a região Oeste e Leste o início da estação húmida acontece um mês antes no ano chuvoso enquanto que para as regiões Centro Sul e Sul, parece não haver diferença. Dos anexos XI e XII prova-se que para o ano de 1969 a progressão da precipitação teve início mais cedo. Assim, ficou evidente a sensibilidade das Reanálises relativamente à precipitação, existindo boa correlação, em geral, ao longo do ciclo anual.

As Figuras g) e h) dos anexos VII, VIII, IX e X, ilustram a comparação do comportamento mensal da ROL de cada estação representativa das quatro regiões para os dois anos referenciados. Nota-se claramente que tanto para 1969 assim como 1984 a ROL teve valores baixos nos meses (chuvosos) de Verão do HN, quando a ZCIT se encontra na sua posição mais a Norte e valores altos nos meses (secos) do Inverno do HN, quando a ZCIT atinge a sua posição mais a Sul. Foram registados valores mais baixos no ano de 1969 (mais chuvoso). Os anexos XII e XIII comprovam que o ano de 1969 (chuvoso) teve no cômputo geral, valores mais baixos da Rol, isto é, de maior ocorrência de precipitação em relação ao ano 1984 (seco). As figuras a) e b) dos anexos VII, VIII, IX e X, revelam que não existe boa correlação do comportamento mensal das PNM com a precipitação feita pelo modelo do NCEP. Mas, analisando os anexos XV e XVI nota-se que o campo das PNM apresenta boa correlação entre a baixa pressão e a quantidade de precipitação, sendo os meses chuvosos de ambos os anos correspondido ao período de verão do HN (pressões baixas), em que o anticiclone subtropical dos Açores (ao Norte do Atlântico) e o anticiclone subtropical de Santa Helena (ao Sul do Atlântico) atingem posições extremas no Noroeste nos meses de Julho-Agosto e os secos correspondem ao período de Inverno do HN (pressões altas), em que os dois Anticiclones subtropicais atingem posições extremas no Sudeste nos meses de Janeiro-Fevereiro. Também revela-se que o ano de 1969 teve valores mais baixos da PNM durante todo o ano relativamente ao ano 1984 e a baixa térmica do Sahara influi muito para a variabilidade da precipitação na região.

Eventos extremos de precipitação com registos anómalos de chuvas na África Ocidental estão intimamente relacionados com anomalias da circulação de escala planetária associadas as anomalias da temperatura da superfície do mar (ATSM). Para todas as regiões da África Ocidental verifica-se que o padrão das anomalias de precipitação foi semelhante (anexo XXIII 1a, 2a, 3a e 4a). Até o ano de 1970 há predominância de anomalias positivas de precipitação, enquanto que a partir de 1970 há a predominância de anomalias negativas. Comparando o comportamento mensal das anomalias de precipitação das quatro regiões entre o ano de 1969 (anexo XXIII- 1b,2b,3b e 4b) e o ano de 1984 (anexo XXIII- 1c,2c,3c e 4c), nota-se, que excepto o mês de Junho (que apresenta anomalia negativa), o ano de 1969, apresenta anomalias positivas em todos os meses climatologicamente considerados chuvosos. Contudo o ano de 1984, apresenta o contrário. Esta situação parece ser devido ao comportamento da TSM e sua anomalia.

Os anexos XIX e XX ilustram os campos mensais da temperatura de superfície do mar (TSM), nos oceanos que circundam a África para os períodos de 1969 e de 1984. De uma maneira geral, os dados das TSM das Reanálises revelam que, não existe grandes diferenças entre as TSM dos dois anos. Mas analisando os campos mensais das ATSM, para os dois anos (anexos XXI e XXII), verifica-se, que uma anomalia acima de 2°C na

corrente fria de Benguela junto à costa de Angola que se estabelece desde Janeiro de 1984 até se dissipar em Novembro do mesmo ano (anexo XXII), retardou a progressão normal da ZCIT para o Norte, provocando assim um decréscimo de precipitação em praticamente toda a região em estudo (África ocidental). Provavelmente essa anomalia da TSM está correlacionada com o fenómeno El Niño que ocorreu em 1982/83.

Relativamente ao ano 1969 (anexo XXI), observa-se que toda a região do Atlântico Sul e Golfo da Guiné têm anomalias da TSM consideradas não significativas no período chuvoso contribuindo para a existência de uma situação de precipitação normal.

Assim, pode-se dizer que havendo uma anomalia positiva da TSM na região da costa ocidental Sul da África (zona da Corrente de Benguela) e Golfo da Guiné, favorece o decréscimo da precipitação na região da África Ocidental (região em estudo), enquanto que a anomalia negativa da TSM na região da Corrente de Benguela e Golfo da Guiné, favorece o aumento da precipitação na região ocidental Norte da África.

6- Conclusões Finais e Sugestões

6.1 – Conclusões Finais

A variabilidade sazonal da precipitação na Região Ocidental da África está condicionada, em primeiro lugar, a sua localização numa região permanentemente influenciada pelos Centros de Altas Pressões Subtropicais dos Açores (Atlântico Norte) e de Santa Helena (Atlântico Sul) que controlam a oscilação sazonal dos ventos alísios de influência marinha e os ventos alísios continentais.

De uma forma geral, o início ou o término da estação chuvosa na África Ocidental varia de ano para ano, dependendo da latitude, da posição e da intensidade dos Anticiclones dos Açores e o de Santa Helena e da Baixa Térmica que se instala sobre o Deserto do Sahara no verão do HN, associada à migração sazonal da ZCIT quer para o Sul (Inverno HN) quer para o Norte (Verão HN), início do escoamento do ar húmido do oceano (monção) para o continente, pela variabilidade da TSM e pela presença de sistemas convectivos (CCM).

Em média, a estação chuvosa na África Ocidental começa em meados do mês de Março e termina no fim do mês de Outubro ou princípio do mês de Novembro.

Verificou-se a existência de três regimes distintos de precipitação; Seco, de Transição e Chuvoso. Esses regimes apresentaram ciclos anuais bem marcados, com a precipitação concentrada nos meses de verão do HN, correspondente ao período de maior convecção, sendo os meses mais chuvosos Julho, Agosto e Setembro. No regime seco (Novembro, Dezembro, Janeiro, Fevereiro, Março e Abril), os ventos Alísios do NE são mais intensos e a ZCIT migra para o sul. No regime de transição (Maio, Junho, Setembro e Outubro) notou-se ainda alguma influência da ZCIT e dos ventos Alísios. O regime chuvoso (Julho, Agosto), corresponde ao período em que a ZCIT atinge a sua posição mais setentrional e a actividade das monções é mais intensa. Durante esse regime, os Alísios marinhos são mais paralelos ao litoral, transformando-se em Alísios continentais. Esse regime é caracterizado pela penetração das monções sobre o continente e pela passagem de sistemas de leste em direcção ao Atlântico.

A tendência da precipitação para os três regimes revela que, para as estações estudadas, o regime seco não registou tendência de variação de precipitação, enquanto os regimes de transição e chuvoso apresentaram tendência negativa fraca e negativa forte e significativa, respectivamente.

A variação espacial da precipitação na África Ocidental é uma função da localização (latitude), aumentando de zonas de menor para zonas de maior latitude, sendo fortemente influenciada pela vegetação, oceano, relevo e continentalidade (acção do Deserto do Sahara).

Baseando nos valores de precipitação anual (acumulada) e utilizando a Análise de "Clusters" e em Componentes Principais através do método de classificação hierárquica de Ward com distância euclidiana, foi feita a divisão climatológica da África Ocidental em quatro sub-regiões homogêneas (Oeste, Leste, Centro Sul e Sul).

A variabilidade interanual observada indicou que a região Sul apresentou valores elevados de precipitação, seguida da região Centro Sul, sendo os valores baixos encontrados na região Leste seguida da região Oeste.

O regime de precipitação dos 51 anos estudados mostrou que as quatro regiões possuem um ciclo anual bem marcado de precipitação, concentrado nos meses de Julho, Agosto e Setembro para as regiões Oeste e Leste e Junho, Julho, Agosto e Setembro para as regiões Centro Sul e Sul. O mês de Agosto contribuiu mais para a variabilidade da precipitação para todas as regiões.

Verificou-se a existência de sazonalidade em três meses consecutivos, com um ligeiro decréscimo na tendência.

O ciclo anual está relacionado com a posição da ZCIT, que migra sazonalmente da sua posição mais ao norte, aproximadamente 12°N, em Agosto-Setembro e para posições mais ao Sul, aproximadamente 4°S, em Março-Abril. Os ciclos anuais das séries correspondentes as estações das quatro regiões da África Ocidental estudadas são semelhantes, não obstante as diferenças de intensidade registadas. Os principais sistemas que influenciam a precipitação são a ZCIT, a convergência de humidade, a convecção local e a influência das linhas de instabilidade. Outros factores de variabilidade interanual de precipitação são a alteração do regime das monções que atingem essa região do Continente Africano, a variabilidade da TSM e a variabilidade da circulação zonal causada pelo gradiente de temperatura da superfície do mar, ou seja um ramo da Circulação de Walker.

Em termos de análise de precipitação em períodos longos, as séries de precipitação na África Ocidental apresentaram periodicidades, entre as quais se destacaram períodos de entre 5 e 7 anos e os de 25 a 27 anos. O primeiro, provavelmente, se relaciona ao ENSO, estando todos os anos identificados como os de anomalias negativas coincidentes com esses eventos.

O período de aproximadamente 25 anos parece relacionar-se com períodos de fase negativa ou de fase positiva da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP). Durante o período 1950-1976, a ODP esteve na sua fase negativa (predominância de eventos La Niña). Nesse período, a precipitação média anual da região manteve-se acima da média, o gradiente dos Anticiclones Subtropicais foi baixo, permitindo que se posicionassem mais afastados do Equador, possibilitando, assim, o recuo do Deserto do Sahara.

Porém, no período de 1977-1998, a ODP esteve na sua fase positiva, com predominância de eventos El Niño fortes, e as precipitações registadas na Região foram inferiores às normais. O gradiente dos Anticiclones Subtropicais foi alto, permitindo que se posicionassem mais próximos ao Equador, possibilitando, assim, o avanço do Deserto do Sahara.

Há indícios que a ODP esteja voltando para a sua fase negativa que deva durar até o ano 2020 aproximadamente. Nestas circunstâncias, espera-se que a precipitação na Região Ocidental africana aumente nesse período futuro e venha atingir os mesmos valores do período 1950-1976 e que a borda sul do Deserto do Sahara recue, ou seja, se desloque para o norte.

Existe uma boa correlação entre os dados de precipitação observados e os referentes aos das Reanálises do NCEP para as Regiões Oeste, Centro Sul e Sul, o que levou à validação dos dados do modelo e à revelação de que as anomalias de precipitação registadas não são produtos de fenómenos locais mas sim originadas por fenómenos de escala planetária. Para a Região Leste, a correlação não foi boa. Como o gradiente de precipitação é grande entre o litoral e o interior do continente devido às circulações locais, os totais do modelo do NCEP tendem a subestimar os totais observados principalmente nas estações afastadas do litoral. Isso talvez seja resultante de os dados de Reanálises estarem em pontos de grelha que, na região tropical, correspondem à distância de cerca da 275km.

Os dados das PNM das Reanálises também apontaram existência dos dois períodos de anomalia positiva (1950-1976) e de anomalia negativa da precipitação (1977-1998). O período de anomalia positiva de precipitação corresponde ao ciclo de valores mais baixos das PNM, e o de anomalia negativa da precipitação ao dos valores mais elevados, indicando a predominância dos eventos La Niña e a fase negativa da ODP no primeiro e, no segundo, a predominância dos eventos El Niño e a fase positiva da ODP.

Os dados das Reanálises revelaram, também, a existência de boa correlação entre a ROL emergente e a precipitação para as regiões Oeste, Centro Sul e Sul. Para essas três regiões, houve valores baixos da ROL (1950-1976) e elevados (1977-1998) correspondendo aos períodos de elevados e baixos registos de precipitação. Para a Região Leste, a correlação não foi boa, pelo exposto anteriormente.

Os dados das Reanálises revelaram, ainda, que os eventos extremos com registos anómalos de precipitação na África Ocidental estiveram intimamente relacionados com anomalias da circulação de escala planetária associadas às anomalias de TSM.

Para todas as regiões da África Ocidental verificou-se uma semelhança no padrão das anomalias de precipitação. Até o ano de 1970 aproximadamente, houve predominância

de anomalias positivas de precipitação enquanto, a partir de 1970, houve a predominância de anomalias negativas. Comparando o comportamento mensal das anomalias de precipitação das quatro regiões entre o ano de 1969 (chuvoso) e o ano de 1984 (pouco chuvoso), notou-se que, excepto para o mês de Junho, que apresentou anomalia negativa, o ano de 1969 apresentou anomalias positivas em todos os meses considerados chuvosos climaticamente. O ano de 1984, por sua vez, apresentou o contrário. Essa situação parece ter estado relacionada ao comportamento da TSM e suas anomalias.

De uma maneira geral, os dados das TSM das Reanálises revelaram que não existiu grandes diferenças entre as do ano de 1969 (chuvoso) e as de 1984 (pouco chuvoso). Mas, analisando os campos mensais das anomalias de TSM para os dois anos, verificou-se que uma anomalia acima de 2°C na Corrente de Benguela (fria) junto à Costa de Angola, que se estabeleceu a partir de Janeiro de 1984 e se dissipou em Novembro do mesmo ano, retardou a progressão normal da ZCIT para o norte, provocando um decréscimo de precipitação em praticamente toda a região em estudo. Provavelmente essa anomalia de TSM esteve correlacionada com o evento El Niño que ocorreu em 1982/83.

Relativamente ao ano 1969, observou-se que toda a região do Atlântico Sul e Golfo da Guiné apresentou anomalias da TSM consideradas não significativas no período chuvoso, contribuindo para a existência de uma situação de precipitação normal.

Assim, pode-se dizer que, havendo uma anomalia positiva de TSM na região da Costa Ocidental Sul de África (zona da Corrente de Benguela) e Golfo da Guiné, haverá decréscimo da precipitação na região da África Ocidental, enquanto anomalias negativas de TSM naquela região, produzirá aumento da precipitação na Região Ocidental Norte da África.

6.2 - Sugestões

Este estudo de modo algum pode ser abrangente o suficiente, quer pela complexidade do tema e pelo tempo que lhe foi dispensado, quer pelas limitações no que respeita a objectivos a serem atingidos e bibliografia existente para a Região em si. Assim sendo, no intuito de procurar uma continuidade tendente a uma melhor definição da variabilidade climática sobre a região e numa tentativa de uma explicação para o diagnóstico feito, propõem-se algumas sugestões que poderão, eventualmente, dar sequência a este trabalho:

- Uma maior abrangência extensiva a todas as outras estações de superfície da região não incluídas e que contenham séries longas;
- A inclusão de análises de outras variáveis atmosféricas, como PNM e a altura

- geopotencial por exemplo;
- A análise dos campos do vento nos diversos níveis, bem como nas diversas épocas do ano;
 - A determinação do fluxo de calor na Costa Ocidental africana nos últimos anos;
 - A aplicação de outros métodos e técnicas de análise de variabilidade climática;
 - Análise de resultados de modelos numéricos de clima e comparação com as análises de dados observados na região;
 - Estabelecimento de correlações entre a precipitação e diversos índices climáticos, como a Oscilação Madden-Julian e a Oscilação do Atlântico Norte;
 - Investigação pormenorizada da influência do Dipolo do Oceano Atlântico na precipitação da África Ocidental.

Referências Bibliográficas

- A.LÓPES, 2001; *Artico em comemoração do dia mundial da OMM*, disponível na Internet em (<http://www.meteo-guine-bissau.net>)
- ALVITES, M R. 2002, *Zona de Convergência Intertropical*, disponível na Internet em (<http://www.imarpe.gob.pe/tsm/Enso/Zcit/ZCIT.hotm>)
- ARAGÃO et al, 1996, *Interacção entre sistemas de grande escala actuantes sobre os oceanos Atlântico Norte e Sul*. Estudo do caso.
- ASPLIDEN, J. P., Y. Tourre, and J. B. Sabine, 1976: *Some climatological aspects of West African disturbance lines during GATE*, Mon. Weather Rev., 104, 1029-1035.
- ASNANI, C.G. 1992: *Tropical Meteorology, Chapter 8, Easterly Waves*, Indian Institute of Tropical Meteorology
- ASSOCIAÇÃO *Vida Abundante* (http://www.avabundante.org/guine_informações.html)
- BOX.G.E.P and Jenkins.G.M. (1976). *Time series Analysis: Forecasting and Control*. San Francisco: Holden-Day.
- CARTON, J. A. and B. Huang, 1994: *Warm events in the tropical Atlantic*. J. Phys. Oceanogr., 24, 888-903.
- CAVALCANTI, I.F.A., 1992. *Teleconexões no Hemisfério Sul e suas influências na circulação da America do Sul*. *Anais do VII Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo*, 28 set-2 Out., 1992.
- CAVALCANTI, I.F.A. e Fleischfresser, L., 1994. *Anomalias persistentes no Hemisfério Sul*. *Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. e Ibero Americano. Belo Horizonte*, M.G. Out, 1994.
- CAVALCANTI I. F. A., 1996; *Episódio " El Niño/ Oscilação Sul durante a década de 1986 a 1996 e sua influência sobre Brasil; Climanalise Especial INPE/CPTEC*, Cach. Paulista, SP.
- CHANG, P., and, S. G. H. Philander, 1994: *A coupled ocean-atmosphere instability of relevance to the seasonal cycle*. J. Atmos. Sci., 51, 3627-3648.
- CHANG, P., L. Ji and H. Li, 1997: *A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions*. Nature, 385, 516-518.
- CHARNEY, J. G., W. J. Kirk, S.-H. Chow, and J. Kornfield, 1977: *A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions*. J. Atmos. Sci., 34, 1366-1385.
- CHARNEY, J. G., P. H. Stone, and W. J. Quirk, 1975: *Drought in the Sahara: A biogeophysical feedback mechanism*. Science, 187, 434-435.
- CHARE, J., 1993 : *Les grandes régions de variabilité pluviométrique en Afrique de l'Ouest au Sud du Sahara, Veille Climatique Satellitaire*, Orstom, 22, 21-25.
- COOK, K. H., 1999: *Generation of the African Easterly Jet and Its Role in Determining*

West African Precipitation. J. Climate, 5, 1165–1184.

CHRISTY, J and R. SPENCER, 2004. *MSU Globally Averaged Atmospheric Temperature, Global Warming Debate continues...*, em <http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/MSU/msusci.html>

CURTIS, S. and S. Hastenrath, 1995: *Forcing of anomalous sea surface temperature evolution in the tropical Atlantic during Pacific warm events*. J. Geophys. Res., 100, 15835-15847.

CUNNINGHTON, W. H., Rowntree P. R., 1986: *Simulations of the Saharan atmosphere. Dependence on moisture and albedo*. Quart. Jour. Roy. Soc., 112, 971-999.

DESBOIS, M., L. A. Toledo Machado, J. P. Duvel, 1992: *Structural Characteristics of Deep Convective Systems over Tropical Africa and the Atlantic Ocean*. Mon. Wea. Rev., 120, 292-406.

DESBOIS, M., T. Kayiranga, B. Gnamien, S. Guessous, and L. Picon, 1988: *Characterization of some elements of the Sahelian climate and their interannual variations for July 1983, 1984, and 1985 from the analysis of METEOSAT ISCCP data*. J. Clim., 1, 867-904.

DHONNEUR, G., 1974 : *Nouvelle approche des réalités météorologiques de l'Afrique occidentale et centrale*.

Thèse de docteur ingénieur, Univ.de Dakar 1974/10/16, vol.

DHONNEUR, G, 1981: *Les amas nuageux mobiles principale composante de la météorologie du Sahel*, La Météorologie, 27, 75-82.

DHONNEUR, G., 1985 : *Traité de météorologie tropicale*. Météo-France, 151p.

DUBIEF, J., 1952, *Le vent et le déplacement du sable au Sahara*. Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes. Vol 8, pp 123-164.

DUVEL J. Ph, 1989; *Convecção over Tropical Africa and Atlantic Ocean during northern summer*. Part I: Interannual and diurnal variation, MWR 117. 2782-2799.

DUVEL, J.P., 1998: *Analysis of Diurnal, Interdiurnal and Interannual Variations during Northern Hemisphere Summers Using METEOSAT Infrared Channels*. J. Climate, 5, 471–484.

DUVEL, J. P., 1990: *Convection over tropical Africa and Atlantic Ocean during northern summer*. Part II: Modulation by easterly waves. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1855-1868.

ELDRIDGE, R. H., 1957: *A synoptic study of West African disturbance lines*, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 83, 303-314

ELTAHIRI, E. A. B., and Cuiling Gong, 1996: *Dynamics of Wet and Dry Years in West Africa*, *J. Climate*. 5, 1030-1042.

FAO. 2001a. *The State of Food Insecurity in the World, 2001*. FAO, Rome.

FEDOROVA, Natália 1999, *Meteorologia Sinóptica Editora e Gráfica Universitária*, Pelotas.

FERREIRA, N.S, Out. 1996; *Zona de convergência Inter tropical*, *Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, Edição Especial

FOLLAND, C.K., Parker, D.E. and T.N. Palmer, 1986: *Sahel rainfall and worldwide sea temperatures 1901-85*. *Nature*, 320, 602-607.

FONTAINE, B., and Serge Janicot, 1992: *Wind-Field Coherence and Its Variations over West Africa*. *J. Climate*, 5, pages 512-524

FONTAINE, B., Serge Janicot, and Vincent Moron, 1995: *Rainfall Anomaly Patterns and Wind Field Signals over West Africa in August (1958-1989)*. *J. Climate*, 6, 1503-1510.

FONTAINE, B., and Serge Janicot, 1996: *Sea Surface Temperature Fields Associated with West African Rainfall Anomaly Types*. *J. Climate*, 11, 2935-2940.

GLENN, R. McGregor & Simon Nieuwolt, 1998, *Tropical Climatology*, John Wiley & Sons. New York.

GNAMIEN, 1990, *Les précipitations Ouest Africaines et leurs facteurs conditionnels*

GODDARD, L. and N. E. Graham, 1999. *The importance of the Indian Ocean for simulating precipitation anomalies over eastern and southern Africa*. *J. Geophys. Res.*, 104, 19099-19116.

GRAVES, C. and J. Stanford, 1989. *Middle and High latitude S.H. oscillations on the 35-60 day time-scale*. *J. Atmos. Sci.*, 1826-1837.

GRIST, J. P. And Nicholson, S. E., 2001: *A Study of the Dynamic Forces Influencing Rainfall Variability in the West Africa Sahel*. *Journal of Climate*, 14, 1337-1359

GRIST, J. P. And Nicholson, S. & Barcion, A. 2001, *Easterly Waves over Africa. Part I: the Seasonal cycle and Contrast between Wet and Dry Years*, *monthly Weather Review*, the Florida State University, Tallahassee, Florida pp. 179-209.

HAMILTON, A.C., 1982: *Environmental history of East Africa*. Academic press, London-New York, 328 pp

HASTENRATH, Stefan 1985, "*Climate and Circulation of the Tropics*" – D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holand.

HASTENRATH S; Heller, L., 1977. *Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil*. Quartely Journal of the Royal Meteorological Society, 103 (435): 77-92. HASTENRATH, S, Greischar, Lawrence, van Heepden, Johan.1995: *prediction of the summer rainfall over South Africa*. Journal of Climate: Vol.8, Nº.6, pp 1511-1518.

HOSKINS, B. J. and D.J. Karoly, 1981. *The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing*. J.Atm. Sci., 38: 1179-1196.

HOSKINS, B. J., 1983. *Dynamical processes in the atmosphere and the use of models*. Quart.J. Roy. Meteor.Soc., 109: 1-21.

HOEZE, Jr., R.A., S.A., 1989: Rutledge, M.I. Biggerstaff, and B.F. Smull, *Interpretation of Doppler weather radar displays of mesoscale convective systems*, Bull. Am. Meteorol. Soc., 70, 608-619.

HUANG, B. H. and Shukla J., 1997: *Characteristics of the interannual and decadal variability in a general circulation model of the tropical Atlantic Ocean*. J. Phys. Ocean, 27: (8), 1693-1712.

JANICOT, J. S., 1992: *Spatiotemporal Variability of West African Rainfall. Part I: Regionalizations and Typings*. J. Climate, 5, 489 – 498.

JANICOT, J. S., 1992: *Spatiotemporal Variability of West African Rainfall. Part II: Associated Surface and Airmass Characteristics*. J. Climate, 5, 499–511.

JANICOT, S. Moron, V., Fontaine B., 1996: *Sahel droughts and ENSO dynamics*, Geoph. Res. Letters, 5, 515-518.

JOANA ANDRADE, Pedro Augusto e Ivan Andronov, 2000, *Séries Temporais para a análise de Estrelas Variáveis*; Projecto PESO/P/PRO/40152/2000, Departamento de Matemática, Universidade da Madeira

JONES, P.D., M. NEW, D.E.PARKER, S.MARTIN and I.G.RIGOR, 1999. *Surface air temperature and its changes over the past 150 years*. Rev. Geophys. 37: 173-199.

KEITH BOUCHER, 1975; *Global Climate*. The English Universities Press Limited

LAMB, P. J., and Randy A. Peppler, 1992: *Further Case Studies of Tropical Atlantic Surface Atmospheric and Oceanic Patterns Associated with Sub-Saharan Drought*. J. Climate, 5, 476 – 488.

MANTUA, N.J., S.R. HARE, Y. ZHANG, J.M. WALLACE, and R.C. FRANCIS 1997: *A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production*. Bulletin of the American Meteorological Society, 78, pp. 1069-1079.

McCARTHY JAMES, Osvaldo F. Canziani, 2001, *Climate Change-Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Cambridge University Press. 491-493

McGREGOR , Glenn R. Nieuwolt, Simon 1998, *An Introduction to the Climates of Low Latitudes*, John Wiley & Sons Ltd, England.

MOLION, L.C.B. e S.O.O BERNARDO, 2002. *Comparação de perdas de radiação de onda longa entre eventos El Niño e La Niña* (não publicado)

MOLION. L.C.B, 2003; *Apontamentos da cadeira de Meteorologia Tropical do curso de Mestrado em Clima e Ambiente Atmosférico "2ª edição"*. Universidade de Évora.

MOLION L. C. B. & Bernardo, S. O. 2000, *Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro*, Congresso Brasileiro de Meteorologia. Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil, pp1333-1342.

MOURA, A. D; Shukla, J., 1981. *On the dynamics of the droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulations model*. Journal of the Atmospheric Science, 38(12):2653-2673.

MORON, V., 1994: *Guinean and Sahelian rainfall anomaly indices at annual and monthly time scales (1933-1990)*. Int. Jour. Climatol., 14, 325-341.

MYLNE, M. And Rowntree, P., 1992: *Modelling the effects of albedo change associated with tropical deforestation*. Climatic Change, Vol. 21, 3, 317-343.

NICHOLSON, S. E., 1981: *Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa*. Mon. Wea. Rev., 109, 2191-2208.

NICHOLSON, S. E., 1983: *Sub-Saharan rainfall in the years 1976-1980: Evidence of continued drought*. Monthly weather review, 111, 1646-1654.

NICHOLSON S. E., 1993: *An Overview of African Rainfall Fluctuations of the Last Decade*. Journal of Climate, V6, 7. 1463-1466.

NICHOLSON, S. E., 1997: *The Relationship of the El-Niño Southern Oscillation to African Rainfall*. International Journal of Climatology, 17, 117-135.

NICHOLSON, S. E., B. Some and B. Kone, 2000: *An analysis of recent rainfall conditions in West Africa, including the rainy seasons of the 1997 El Niño and the 1998 La Niña*

years, *J. Clim.*, 13, 2628-2640.

NÚCLEO *Estadual de Meteorologia e Recursos Hídricos*, 2003. Site: <http://www.nemrh.uema.br/meteoro/itcz.html>

OMOTOSHO, J. B., 1985: *The separate contributions of squall lines, thunderstorms and the monsoon to the total rainfall in Nigeria*, *J. Climatol.*, 5, 543-552.

PAYNE, S. W., and M. M. McGarry, 1977: *The relationship of satellite inferred convective activity to easterly waves over West Africa and the adjacent ocean during phase III of GATE*, *Mon. Weather Rev.*, 105, 413-420.

PETERS, M., and G. Tetzlaff, 1988: *The structure of West African squall lines and their environmental moisture budget*, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 39, 74-84.

PHYSIC, W.L., 1981. *Winter depression tracks and climatological jet streams in the Southern Hemisphere during the FGEE year*. *Quart.J.Roy.Meteor.Soc.* 107:383-398. RAM – Revista del Aficionado a la Meteorologia, nº 6 Diciembre de 2002

POLCHER, J., 1995: *Sensitivity of tropical convection to land surface processes*. *J. Atmos. Sci.*, 52, 3143-3161.

PYTHAROULIS, I. and C. D. Thorncroft, 1999: *The low-level structure of African Easterly Waves in 1995*, *Mon. Weather Rev.*, 127, 2266-2280.

RIEHL, H., 1945; *Waves in the easterlies and the polar front in the Tropics*. Chicago Univ., Dept. of Meteorology, 79p (misc. rept. 17)

ROUX, F., J. Testud, M. Payen, and B. Pinty, 1984: *West African squall-line thermodynamic structure retrieved from Dual-Doppler Radar observations*, *J. Atmos. Sci.*, 41, 3104-3121.

ROWELL, D. P., and J. R. Milford, 1993: *On the generation of African squall lines*, *J. Clim.*, 6, 1181-1193.

ROWELL, D. P., C. K. Folland, K. Maskell, and M. N. Ward, 1995: *Variability of summer rainfall over tropical North Africa (1906-92): Observations and modeling*. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 121, 669-704.

SHUKLA, J. and J.M. Wallace, 1983. *Numerical simulations of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies*. *J. Atm. Sci.*, 40: 1613-1630.

STORCH, Hans Vom, ZWIERS, Francis W. 1999, *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge University Press, Cambridge.

SUD, Y.C. and M. Fennessy, 1982: *A study of the influence of surface albedo on July circulation in semiarid regions using the GLAS GCM*. *J. Clim.*, 2, 105-125.

TAPSOBA, Dominique, 1997: *Caractérisation événementielle des régimes pluviométriques Ouest Africains et leur récent changement*. Paris. Université de Paris-XI (ORSAY). (Thèse de doctorat).

- TRENBERTH, K.E., 1981. *Observed Southern Hemisphere eddy statistics at 500 mb: frequency and spatial dependence*. J.Atmos.Sci. 38:2585-2605.
- VIZY, E. K., and Kerry H. Cook, 2001: *Mechanisms by Which Gulf of Guinea and Eastern North Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies Can Influence African Rainfall*. J. Climate, 5, 795–821.
- WALKER, G. T. and E. M. Bliss, 1932. *World Weather*. V Mem.Roy.Meteor. Soc., 4:53-84.
- WALLACE, J. M., Yuan Zhang, and Louis Bajuk, 1996: *Interpretation of Interdecadal Trends in Northern Hemisphere Surface Air Temperature*. J. Climate, 2, 249–259.
- WOLTER, K and M.S. TIMLIN, 1998: *Measuring the strength of ENSO - how does 1997/98 rank?* Weather, 53, 315-324,
<http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/mei.html>
- WOTLING , G., Mahe G., Lebarbe L., et L'Hote Y., 1994: *Analyse par les vecteurs régionaux de la variabilité spatio-temporelle des précipitations annuelles liées à la mousson africaine.*, Veille Climatique Satellitaire, 52, 58-73.
- XIE AND ARKIN, 1997: *Global Precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs*, Bulletin of the American Meteorological Society, 78, 2539-2558.
- ZEBIAK, S. E., 1993: *Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region*. J. Climate, 6, 1567-1586.

AnexoI-Estatística descritiva mensal e anual das 14 estações estudadas

Observação: N – número de observações mensais, Mean- média, Median -mediana, TrTean - média aparada, StDev -desvio padrão, SE Mean -erro padrão em relação a média , Q1 e Q3 - quartís. Minimum – precipitação mínima e Maximum – precipitação máxima.

a) -Estatística descritiva mensal**Descriptive Statistics:**

1- Variable	M	N	N*	Mean	SE Mean	StDev	Minimum
TILLABERY	1	51	0	0,0465	0,0273	0,1953	0,000000000
	2	51	0	1,256	0,977	6,980	0,000000000
	3	51	0	23,29	8,37	59,78	0,000000000
	4	51	0	23,96	6,45	46,09	0,000000000
	5	51	0	196,5	25,9	184,7	0,000000000
	6	51	0	457,2	39,2	280,1	70,0
	7	51	0	1131,9	63,6	453,9	260,0
	8	51	0	1524,7	80,8	577,1	460,0
	9	51	0	728,0	61,8	441,6	160,0
	10	51	0	130,1	33,3	238,0	0,000000000
	11	51	0	2,55	1,36	9,74	0,000000000
	12	51	0	1,039	0,782	5,582	0,000000000
2- TAHOUA	1	51	0	3,33	2,94	20,97	0,000000000
	2	51	0	0,204	0,196	1,400	0,000000000
	3	51	0	7,47	3,87	27,64	0,000000000
	4	51	0	31,3	11,4	81,3	0,000000000
	5	51	0	195,4	28,1	200,6	0,000000000
	6	51	0	516,7	44,3	316,5	40,0
	7	51	0	1056,1	63,1	450,9	260,0
	8	51	0	1336,9	80,8	576,7	340,0
	9	51	0	595,3	36,3	259,6	90,0
	10	51	0	66,8	15,7	112,1	0,000000000
	11	51	0	1,98	1,38	9,84	0,000000000
	12	51	0	0,000000000	0,000000000	0,000000000	0,000000000
3- MARADI	1	51	0	0,0635	0,0332	0,2370	0,000000000
	2	51	0	0,000000000	0,000000000	0,000000000	0,000000000
	3	51	0	3,02	1,34	9,56	0,000000000
	4	51	0	41,9	12,1	86,3	0,000000000
	5	51	0	230,0	37,4	267,3	0,000000000
	6	51	0	625,1	48,9	349,2	80,0
	7	51	0	1514,9	77,1	550,3	330,0
	8	51	0	1998	123	881	130
	9	51	0	802,5	60,7	433,5	110,0
	10	51	0	68,8	15,7	112,1	0,000000000
	11	51	0	0,226	0,196	1,398	0,000000000
	12	51	0	0,0647	0,0332	0,2368	0,000000000
4- GAO	1	51	0	1,68	1,37	9,78	0,000000000
	2	51	0	1,000	0,785	5,607	0,000000000
	3	51	0	5,86	2,23	15,92	0,000000000
	4	51	0	18,0	12,6	89,7	0,000000000
	5	51	0	82,1	19,6	140,1	0,000000000
	6	51	0	241,3	27,9	198,9	0,000000000
	7	51	0	669,1	39,7	283,6	150,0
	8	51	0	875,0	65,1	464,9	90,0
	9	51	0	345,0	36,1	257,6	0,000000000
	10	51	0	53,28	9,97	71,17	0,000000000
	11	51	0	1,75	1,37	9,78	0,000000000
	12	51	0	0,768	0,587	4,192	0,000000000
5- KITA	1	51	0	0,0220	0,0196	0,1398	0,000000000
	2	51	0	4,71	2,29	16,32	0,000000000
	3	51	0	9,63	3,51	25,05	0,000000000
	4	51	0	106,5	21,6	154,3	0,000000000
	5	51	0	437,9	37,9	270,9	80,0

6 51 0	1467,7	72,8	519,7	600,0	
7 51 0	2385,8	92,5	660,3	1080,0	
8 51 0	3004	133	952	1540	
9 51 0	2123	100	715	900	
10 51 0	679,8	62,3	444,8	20,0	
11 51 0	76,1	19,3	137,5	0,000000000	
12 51 0	7,82	3,48	24,85	0,000000000	
6- SEGOU					
1 51 0	2,10	1,24	8,84	0,000000000	
2 51 0	0,475	0,391	2,795	0,000000000	
3 51 0	31,10	9,15	65,38	0,000000000	
4 51 0	89,4	17,8	127,3	0,000000000	
5 51 0	383,6	39,0	278,4	0,000000000	
6 51 0	797,0	47,7	340,7	150,0	
7 51 0	1772,4	94,1	672,2	120,0	
8 51 0	2319,4	81,8	584,0	1110,0	
9 51 0	1217,3	73,7	526,2	90,0	
10 51 0	303,7	46,8	334,0	0,000000000	
11 51 0	15,88	5,95	42,52	0,000000000	
12 51 0	8,20	5,68	40,54	0,000000000	
7- KOUTIALA					
1 51 0	7,86	2,91	20,77	0,000000000	
2 51 0	15,22	6,53	46,66	0,000000000	
3 51 0	44,06	7,87	56,22	0,000000000	
4 51 0	328,0	59,2	422,9	0,000000000	
5 51 0	880	152	1083	100	
6 51 0	1296,8	52,0	371,6	260,0	
7 51 0	2103,2	79,0	564,4	930,0	
8 51 0	2774	118	843	1370	
9 51 0	1774	101	724	440	
10 51 0	668,7	98,4	702,4	80,0	
11 51 0	68,6	13,8	98,8	0,000000000	
12 51 0	14,12	8,35	59,66	0,000000000	
8- KIFFA					
1 51 0	1,278	0,696	4,969	0,000000000	
2 51 0	7,02	3,23	23,03	0,000000000	
3 51 0	2,96	1,28	9,13	0,000000000	
4 51 0	5,86	3,59	25,60	0,000000000	
5 51 0	10,59	2,84	20,26	0,000000000	
6 51 0	230,0	25,6	183,1	0,000000000	
7 51 0	719,1	53,8	384,4	20,0	
8 51 0	1027,2	67,1	479,1	20,0	
9 51 0	808,1	67,9	484,7	130,0	
10 51 0	178,1	40,4	288,5	0,000000000	
11 51 0	11,22	3,86	27,54	0,000000000	
12 51 0	20,64	9,82	70,16	0,000000000	
9- DAKAR					
1 51 0	16,1	10,3	73,4	0,000000000	
2 51 0	18,24	9,08	64,82	0,000000000	
3 51 0	2,00	1,76	12,58	0,000000000	
4 51 0	0,285	0,198	1,414	0,000000000	
5 51 0	7,41	3,77	26,91	0,000000000	
6 51 0	89,3	19,6	139,8	0,000000000	
7 51 0	725,0	86,1	615,2	1,00	
8 51 0	1794	143	1025	1,00	
9 51 0	1489	112	803	400	
10 51 0	455,9	89,8	641,2	0,000000000	
11 51 0	16,36	6,90	49,26	0,000000000	
12 51 0	19,5	11,9	85,3	0,000000000	
10- THIES					
1 51 0	3,470	0,601	4,294	0,000000000	
2 51 0	13,80	5,41	38,65	0,000000000	
3 51 0	0,000000000	0,000000000	0,000000000	0,000000000	
4 51 0	0,959	0,267	1,907	0,000000000	
5 51 0	12,82	3,03	21,65	0,000000000	
6 51 0	217,9	16,0	114,4	0,000000000	
7 51 0	1220,0	59,0	421,1	0,000000000	
8 51 0	2432	132	941	130	
9 51 0	2020	101	721	580	
10 51 0	569,0	63,8	455,9	0,000000000	
11 51 0	9,06	2,39	17,08	0,000000000	

	12 51 0	20,76	6,18	44,16	0,000000000
11- DIOURBEL	1 51 0	11,12	7,48	53,40	0,000000000
	2 51 0	15,90	7,48	53,40	0,000000000
	3 51 0	1,118	0,979	6,990	0,000000000
	4 51 0	0,456	0,274	1,957	0,000000000
	5 51 0	33,9	16,2	115,8	0,000000000
	6 51 0	353,4	43,4	309,6	0,000000000
	7 51 0	1089,8	81,2	579,8	30,0
	8 51 0	2215	138	986	270
	9 51 0	1713	107	764	340
	10 51 0	437,7	65,3	466,6	0,000000000
	11 51 0	33,5	12,9	92,3	0,000000000
	12 51 0	17,82	7,27	51,92	0,000000000
12-KANDI	1 51 0	8,80	7,49	53,50	0,000000000
	2 51 0	22,80	9,79	69,89	0,000000000
	3 51 0	96,8	20,5	146,5	0,000000000
	4 51 0	393,7	48,0	342,9	0,000000000
	5 51 0	1031,2	79,6	568,3	90,0
	6 51 0	1573,0	58,4	417,2	610,0
	7 51 0	2002,6	92,5	660,2	660,0
	8 51 0	2725	129	920	1280
	9 51 0	2023,5	95,7	683,1	670,0
	10 51 0	431,7	57,8	413,0	0,000000000
	11 51 0	10,00	5,24	37,42	0,000000000
	12 51 0	4,12	2,05	14,64	0,000000000
13-NATITINGUE	1 51 0	28,0	13,5	96,5	0,000000000
	2 51 0	49,2	17,1	122,2	0,000000000
	3 51 0	236,2	29,7	212,3	0,000000000
	4 51 0	867,1	75,5	539,1	170,0
	5 51 0	1198,6	78,1	557,8	120,0
	6 51 0	1537,4	85,3	609,5	200,0
	7 51 0	2161	115	825	730
	8 51 0	2690	108	772	800
	9 51 0	2708	122	869	1110
	10 51 0	1153,5	85,5	610,7	160,0
	11 51 0	129,8	27,0	192,7	0,000000000
	12 51 0	35,6	13,9	98,9	0,000000000
14- OUGIHOUA	1 51 0	1,720	0,942	6,726	0,000000000
	2 51 0	3,27	1,94	13,86	0,000000000
	3 51 0	42,1	15,0	107,2	0,000000000
	4 51 0	109,4	29,0	206,9	0,000000000
	5 51 0	397,5	74,8	534,2	0,000000000
	6 51 0	952	120	854	90,0
	7 51 0	1656,9	86,7	618,9	410,0
	8 51 0	1964	112	799	130
	9 51 0	1133,3	64,5	460,9	18,0
	10 51 0	270,0	41,9	299,1	0,000000000
	11 51 0	17,25	7,35	52,50	0,000000000
	12 51 0	4,88	2,78	19,88	0,000000000

b)-Estatística descritiva anual

1-Tillaberry

Descriptive Statistics: TILLABERY

Variable	N	Mean	Median	TrMean	StDev	SE Mean
TILLABER	612	351,7	23,3	276,8	563,8	22,8

Variable	Minimum	Maximum	Q1	Q3
TILLABER	0,0	2890,0	0,0	507,5

2-Tahoua**Descriptive Statistics: TAHOUA**

Variable	N	Mean	Median	TrMean	StDev	SE Mean
TAHOUA	612	317,6	10,0	251,2	509,2	20,6

Variable	Minimum	Maximum	Q1	Q3
TAHOUA	0,0	3050,0	0,0	517,0

3-Maradi**Descriptive Statistics: MARADI**

Variable	N	Mean	Median	TrMean	StDev	SE Mean
MARADI	612	440,4	10,0	346,2	736,9	29,8

Variable	Minimum	Maximum	Q1	Q3
MARADI	0,0	6160,0	0,0	665,0

4-Gao**Descriptive Statistics: GAO**

Variable	N	Mean	Median	TrMean	StDev	SE Mean
GAO	612	191,2	2,0	142,2	340,5	13,8

Variable	Minimum	Maximum	Q1	Q3
GAO	0,0	2280,0	0,0	241,0

5-Kita**Descriptive Statistics: KITA**

Variable	N	Mean	Median	TrMean	StDev	SE Mean
KITA	612	858,6	190,0	740,5	1140,9	46,1

Variable	Minimum	Maximum	Q1	Q3
KITA	0,0	5690,0	0,0	1610,0

6-Segou**Descriptive Statistics: SEGOU**

Variable	N	Mean	Median	TrMean	StDev	SE Mean
SEGOU	612	578,4	100,0	484,4	829,5	33,5

Variable	Minimum	Maximum	Q1	Q3
SEGOU	0,0	3690,0	0,0	935,0

7-Koutiala**Descriptive Statistics: KOUTIALA**

Variable	N	Mean	Median	TrMean	StDev	SE Mean
KOUTIALA	612	831,2	328,0	719,5	1060,7	42,9

Variable	Minimum	Maximum	Q1	Q3
KOUTIALA	0,0	8180,0	0,3	1417,5

8-Kiffa**Descriptive Statistics: KIFFA**

Variable	N	Mean	Median	TrMean	StDev	SE Mean
KIFFA	612	251,8	10,8	194,2	435,4	17,6

Variable	Minimum	Maximum	Q1	Q3
KIFFA	0,0	3250,0	0,0	320,0

9-Dakar**Descriptive Statistics: DAKAR**

Variable	N	Mean	Median	TrMean	StDev	SE Mean
DAKAR	612	386,1	1,0	269,9	756,9	30,6

Variable	Minimum	Maximum	Q1	Q3
DAKAR	0,0	4930,0	0,0	397,5

10-Thies**Descriptive Statistics: THIES_1**

Variable	N	Mean	Median	TrMean	StDev	SE Mean
THIES_1	612	419,0	10,0	299,5	789,4	31,9

Variable	Minimum	Maximum	Q1	Q3
THIES_1	0,0	5410,0	0,0	537,5

11-Diourbel**Descriptive Statistics: DIOURBEL**

Variable	N	Mean	Median	TrMean	StDev	SE Mean
DIOURBEL	612	493,6	16,0	377,3	848,1	34,3

Variable	Minimum	Maximum	Q1	Q3
DIOURBEL	0,0	5670,0	0,0	750,0

12-Kandi**Descriptive Statistics: KANDI**

Variable	N	Mean	Median	TrMean	StDev	SE Mean
KANDI	612	860,3	370,0	758,7	1043,9	42,2

Variable	Minimum	Maximum	Q1	Q3
KANDI	0,0	5480,0	0,0	1600,0

13-Natitingue**Descriptive Statistics: NATITINGUE**

Variable	N	Mean	Median	TrMean	StDev	SE Mean
NATITING	612	1066,2	755,0	975,5	1118,3	45,2

Variable	Minimum	Maximum	Q1	Q3
NATITING	0,0	4970,0	30,0	1825,0

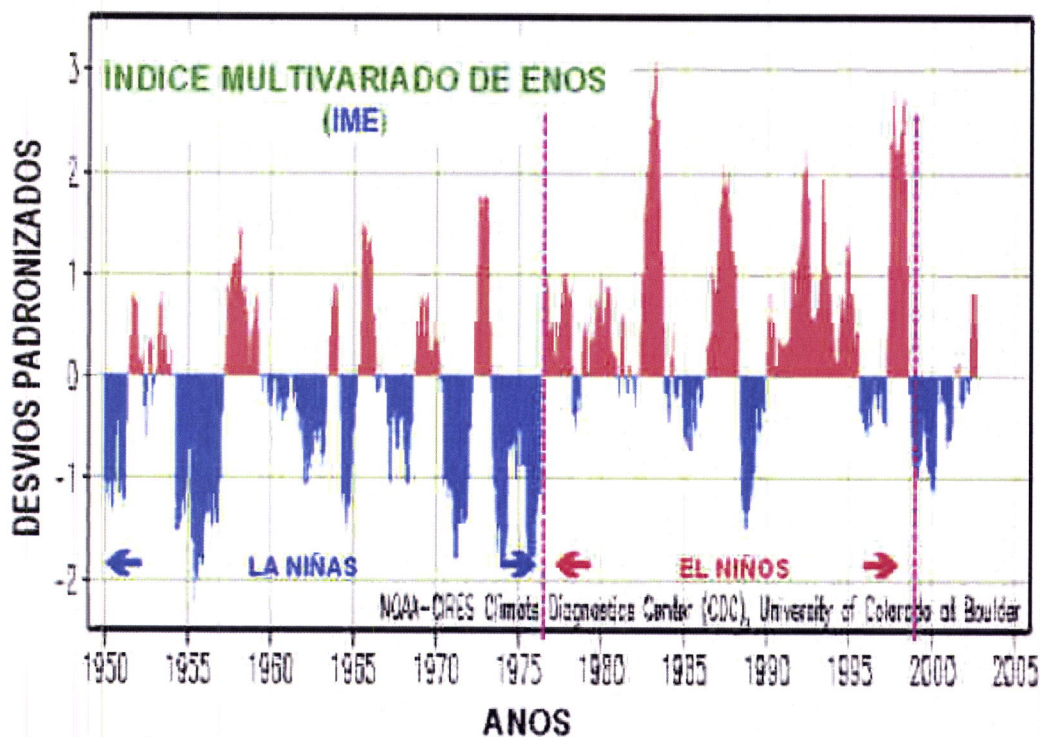
14-Ougihoua
Descriptive Statistics:

Variable	N	Mean	Median	TrMean	StDev	SE Mean
OUGIHOUA	612	546,0	80,0	443,9	807,3	32,6

Variable	Minimum	Maximum	Q1	Q3
OUGIHOUA	0,0	6190,0	0,0	931,0

AnexoII – Série temporal do Índice Multivariado de El Niño-Oscilação Sul (Wolter e Timlin, 1998)

Fonte: <http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/mei.html>



AnexoIII-Análise em Componentes Principais

Eigenanalysis of the Correlation Matrix

Eigenvalue	10,897	0,809	0,488	0,251	0,249	0,229	0,191	0,182	0,140
Proportion	0,778	0,058	0,035	0,018	0,018	0,016	0,014	0,013	0,010
Cumulative	0,778	0,836	0,871	0,889	0,907	0,923	0,937	0,950	0,960

Eigenvalue	0,135	0,130	0,117	0,100	0,082
Proportion	0,010	0,009	0,008	0,007	0,006

Cumulative 0,969 0,979 0,987 0,994 1,000

Variable	PC1	PC2	PC3	PC4
TILLABERY	-0,272	-0,173	0,187	-0,036
TAHOUA	-0,274	-0,263	0,201	0,079
MARADI	-0,275	-0,169	0,206	0,263
GAO	-0,259	-0,259	0,384	-0,169
KITA	-0,281	-0,089	-0,100	0,092
SEGOU	-0,282	-0,129	0,029	0,220
KOUTIALA	-0,266	-0,148	-0,207	0,394
KIFFA	-0,263	0,242	0,087	-0,580
DAKAR	-0,249	0,547	0,083	0,184
THIES	-0,261	0,482	0,103	-0,003
DIORBEL	-0,272	0,338	0,079	0,161
KANDI	-0,268	-0,096	-0,468	0,062
NATITINGUE	-0,253	-0,010	-0,655	-0,244
OUGIHOUA	-0,264	-0,212	0,048	-0,471

AnexoIV-Reconstrução da Série temporal da estação de Thies

A melhor forma (mais simples) encontrada para reconstruir séries temporais de precipitação (variável espacialmente descontínua e extremamente sazonal) é baseada na consideração de que a observação no posto que apresenta falhas (missing values) deve ser proporcional às observações nas "estações vizinhas" (segundo uma medida de proximidade homogênea) num período concorrente. Desta forma sugere-se uma média ponderada tendo em conta: o número de estações suplementares (vizinhas); a média das observações da estação principal que tem falha nos períodos em que se verificam as medidas e as observações nas estações suplementares no período comum referente à estação principal com falhas.

Desta forma, sugere-se (dada a pouca correlação da precipitação entre Thies e Kiffa) para a reconstrução ou restauração mensal:

$$\text{THIES} = \alpha_1 \cdot \text{DAKAR} + \alpha_2 \cdot \text{DIORBEL} + \alpha_3 \cdot \text{CLIMA},$$

$$\alpha_1 = \gamma_1 \cdot N_{\text{DAKAR}} / N_{\text{TOTAL}};$$

$$\alpha_2 = \gamma_2 \cdot N_{\text{DIORBEL}} / N_{\text{TOTAL}};$$

$$\alpha_3 = N_{\text{THIES}} / N_{\text{TOTAL}};$$

$$N_{\text{TOTAL}} = [N_{\text{DIORBEL}} + N_{\text{DAKAR}} + N_{\text{THIES}}];$$

$$\text{CLIMA} = \text{CLIMATOLOGIA MENSAL}.$$

Ilustração 1: Representação das estatísticas para a reconstrução mensal de uma Série de Precipitação.

1- Mês de JANEIRO: $\text{THIES} = \alpha_1 \cdot \text{DAKAR} + \alpha_2 \cdot \text{DIORBEL} + \alpha_3 \cdot \text{CLIMA}_{\text{JAN}}$

Variable	N	Mean
KIFFA	43	1,279
DAKAR	49	16,1
THIES	23	3,48
DIORBEL	47	11,13

CORRELATIONS¹: KIFFA; DAKAR; THIES; DIOURBEL

	KIFFA	DAKAR	THIES
DAKAR	-0,022		
	0,894		
THIES	0,182	$\gamma_1=0,476$	
	0,456	0,022	
DIOURBEL	0,025	0,960	$\gamma_2=0,617$
	0,880	0,000	0,002

$$\alpha_1 = \gamma_1 \cdot N_{\text{DAKAR}} / N_{\text{TOTAL}}; \quad \alpha_2 = \gamma_2 \cdot N_{\text{DIOURBEL}} / N_{\text{TOTAL}}; \quad \alpha_3 = N_{\text{THIES}} / N_{\text{TOTAL}};$$

$$N_{\text{TOTAL}} = [N_{\text{DIOURBEL}} + N_{\text{DAKAR}} + N_{\text{THIES}}]$$

2-Mês de FEVEREIRO: THIES = α_1 .DAKAR + α_2 .DIOURBEL + α_3 .CLIMA_{FEV}**Variable N Mean**

KIFFA	36	7,03
DAKAR	51	18,24
THIES	23	13,6
DIOURBEL	43	15,88

CORRELATIONS: DAKAR; THIES; DIOURBEL; KANDI

	DAKAR	THIES	DIOURBEL
THIES	$\gamma_1=0,871$		
	0,000		
DIOURBEL	0,876	$\gamma_2=0,991$	
	0,000	0,000	
KANDI	0,028	0,301	0,180
	0,845	0,162	0,247

$$\alpha_1 = \gamma_1 \cdot N_{\text{DAKAR}} / N_{\text{TOTAL}}; \quad \alpha_2 = \gamma_2 \cdot N_{\text{DIOURBEL}} / N_{\text{TOTAL}}; \quad \alpha_3 = N_{\text{THIES}} / N_{\text{TOTAL}};$$

$$N_{\text{TOTAL}} = [N_{\text{DIOURBEL}} + N_{\text{DAKAR}} + N_{\text{THIES}}]$$

3- Mês de MARÇO: THIES = [CLIMA (NEIGHBOURS) + CLIMA_{MAR}] / 2

$$\text{CLIMA(NEIGHBOURS)} = [\alpha_1 \cdot \text{CLIMA(DAKAR)} + \alpha_2 \cdot \text{CLIMA(DIOURBEL)} + \alpha_3 \cdot \text{CLIMA(KIFFA)}]$$

Variable N Mean

KIFFA	38	2,95
DAKAR	48	2,00
THIES	23	0,00
DIOURBEL	46	1,13

CORRELATIONS: KIFFA; DAKAR; THIES; DIOURBEL

	KIFFA	DAKAR	THIES
DAKAR	-0,094		
	0,587		
THIES	*	*	
	*	*	
DIOURBEL	-0,057	-0,063	*
	0,738	0,684	*

$$\alpha_1 = N_{\text{DAKAR}} / [N_{\text{DAKAR}} + N_{\text{DIOURBEL}} + N_{\text{KIFFA}}]; \quad \alpha_2 = N_{\text{DIOURBEL}} / [N_{\text{DAKAR}} + N_{\text{DIOURBEL}} + N_{\text{KIFFA}}];$$

$$\alpha_3 = N_{\text{KIFFA}} / [N_{\text{DAKAR}} + N_{\text{DIOURBEL}} + N_{\text{KIFFA}}]$$

4-Mês de ABRIL: $THIES = \alpha_1 \cdot DAKAR + \alpha_2 \cdot DIOURBEL + \alpha_3 \cdot CLIMA_{ABR}$

Variable N Mean

KIFFA 42 5,83
 DAKAR 49 0,286
 THIES 22 0,909
 DIOURBEL 46 0,457

CORRELATIONS²: KIFFA; DAKAR; THIES; DIOURBEL

	KIFFA	DAKAR	THIES
DAKAR	-0,042		
	0,797		
THIES	-0,095	$\gamma_1=0,683$	
	0,700	0,000	
DIOURBEL	-0,046	0,684	$\gamma_2=1,000$
	0,782	0,000	*

$$\alpha_1 = \gamma_1 \cdot N_{DAKAR} / N_{TOTAL}; \quad \alpha_2 = \gamma_2 \cdot N_{DIOURBEL} / N_{TOTAL}; \quad \alpha_3 = N_{THIES} / N_{TOTAL};$$

$$N_{TOTAL} = [N_{DIOURBEL} + N_{DAKAR} + N_{THIES}]$$

5- Mês de MAIO: $THIES = \alpha_1 \cdot DAKAR + \alpha_2 \cdot DIOURBEL + \alpha_3 \cdot CLIMA_{MAI}$

Variable N Mean

KIFFA 38 10,50
 DAKAR 47 7,43
 THIES 23 12,61
 DIOURBEL 44 33,9

CORRELATIONS: KIFFA; DAKAR; THIES; DIOURBEL

	KIFFA	DAKAR	THIES
DAKAR	-0,047		
	0,784		
THIES	0,051	$\gamma_1=0,610$	
	0,835	0,002	
DIOURBEL	-0,093	0,796	$\gamma_2=0,418$
	0,596	0,000	0,047

$$\alpha_1 = \gamma_1 \cdot N_{DAKAR} / N_{TOTAL}; \quad \alpha_2 = \gamma_2 \cdot N_{DIOURBEL} / N_{TOTAL}; \quad \alpha_3 = N_{THIES} / N_{TOTAL};$$

$$N_{TOTAL} = [N_{DIOURBEL} + N_{DAKAR} + N_{THIES}]$$

6- Mês de JUNHO: $THIES = \alpha_1 \cdot DAKAR + \alpha_2 \cdot CLIMA_{JUN}$

Variable N Mean

KIFFA 39 230,0
 DAKAR 49 89,3
 THIES 22 217,7
 DIOURBEL 44 353,4

CORRELATIONS: KIFFA; DAKAR; THIES; DIOURBEL

	KIFFA	DAKAR	THIES
DAKAR	0,284		
	0,084		
THIES	-0,026	$\gamma_1=0,489$	
	0,914	0,021	
DIOURBEL	0,274	0,675	0,311
	0,106	0,000	0,158

² Cell Contents: Pearson Correlation
p-value

$$\alpha_1 = \gamma_1 \cdot N_{\text{DAKAR}} / N_{\text{TOTAL}}; \quad \alpha_2 = N_{\text{THIES}} / N_{\text{TOTAL}};$$

$$N_{\text{TOTAL}} = [N_{\text{DAKAR}} + N_{\text{THIES}}]$$

$$7\text{- Mês de JULHO:} \quad \text{THIES} = \alpha_1 \cdot \text{DAKAR} + \alpha_2 \cdot \text{DIOURBEL} + \alpha_3 \cdot \text{CLIMA}_{\text{JUL}}$$

Variable N Mean

KIFFA	34	719,1
DAKAR	48	725,0
THIES	20	1220
DIOURBEL	43	1089,8

CORRELATIONS³: KIFFA; DAKAR; THIES; DIOURBEL

	KIFFA	DAKAR	THIES
--	-------	-------	-------

DAKAR	0,559		
-------	-------	--	--

	0,001		
--	-------	--	--

THIES	0,801	$\gamma_1=0,735$	
-------	-------	------------------	--

	0,000	0,000	
--	-------	-------	--

DIOURBEL	0,458	0,644	$\gamma_2=0,606$
----------	-------	-------	------------------

	0,011	0,000	0,005
--	-------	-------	-------

$$\alpha_1 = \gamma_1 \cdot N_{\text{DAKAR}} / N_{\text{TOTAL}}; \quad \alpha_2 = \gamma_2 \cdot N_{\text{DIOURBEL}} / N_{\text{TOTAL}}; \quad \alpha_3 = N_{\text{THIES}} / N_{\text{TOTAL}};$$

$$N_{\text{TOTAL}} = [N_{\text{DIOURBEL}} + N_{\text{DAKAR}} + N_{\text{THIES}}]$$

$$8\text{-Mês de AGOSTO:} \quad \text{THIES} = \alpha_1 \cdot \text{DAKAR} + \alpha_2 \cdot \text{DIOURBEL} + \alpha_3 \cdot \text{CLIMA}_{\text{AGO}}$$

Variable N Mean

KIFFA	34	1027
DAKAR	48	1794
THIES	24	2432
DIOURBEL	44	2215

CORRELATIONS: KIFFA; DAKAR; THIES; DIOURBEL

	KIFFA	DAKAR	THIES
--	-------	-------	-------

DAKAR	0,553		
-------	-------	--	--

	0,001		
--	-------	--	--

THIES	0,507	$\gamma_1=0,847$	
-------	-------	------------------	--

	0,027	0,000	
--	-------	-------	--

DIOURBEL	0,359	0,737	$\gamma_2=0,719$
----------	-------	-------	------------------

	0,043	0,000	0,000
--	-------	-------	-------

$$\alpha_1 = \gamma_1 \cdot N_{\text{DAKAR}} / N_{\text{TOTAL}}; \quad \alpha_2 = \gamma_2 \cdot N_{\text{DIOURBEL}} / N_{\text{TOTAL}}; \quad \alpha_3 = N_{\text{THIES}} / N_{\text{TOTAL}};$$

$$N_{\text{TOTAL}} = [N_{\text{DIOURBEL}} + N_{\text{DAKAR}} + N_{\text{THIES}}]$$

$$9\text{- Mês de SETEMBRO:} \quad \text{THIES} = \alpha_1 \cdot \text{DAKAR} + \alpha_2 \cdot \text{DIOURBEL} + \alpha_3 \cdot \text{CLIMA}_{\text{SET}}$$

Variable N Mean

KIFFA	33	808
DAKAR	50	1489
THIES	21	2020
DIOURBEL	47	1713

CORRELATIONS: KIFFA; DAKAR; THIES; DIOURBEL

	KIFFA	DAKAR	THIES
--	-------	-------	-------

DAKAR	0,301		
-------	-------	--	--

	0,088		
--	-------	--	--

THIES	0,242	$\gamma_1=0,650$	
-------	-------	------------------	--

	0,349	0,001	
--	-------	-------	--

³ Cell Contents: Pearson Correlation
p-value

DIOURBEL 0,470 0,536 $\gamma_2=0,498$
0,008 0,000 0,022

$$\alpha_1 = \gamma_1 \cdot N_{\text{DAKAR}} / N_{\text{TOTAL}}; \quad \alpha_2 = \gamma_2 \cdot N_{\text{DIOURBEL}} / N_{\text{TOTAL}}; \quad \alpha_3 = N_{\text{THIES}} / N_{\text{TOTAL}};$$

$$N_{\text{TOTAL}} = [N_{\text{DIOURBEL}} + N_{\text{DAKAR}} + N_{\text{THIES}}]$$

10-Mês de OUTUBRO: THIES = $\alpha_1 \cdot \text{DAKAR} + \alpha_2 \cdot \text{DIOURBEL} + \alpha_3 \cdot \text{CLIMA}_{\text{OUT}}$

Variable N Mean

KIFFA 31 178,2
DAKAR 50 455,9
THIES 22 569
DIOURBEL 43 437,7

CORRELATIONS⁴: KIFFA; DAKAR; THIES; DIOURBEL

	KIFFA	DAKAR	THIES
DAKAR	0,691		
	0,000		
THIES	0,826	$\gamma_1=0,790$	
	0,000	0,000	
DIOURBEL	0,402	0,502	$\gamma_2=0,514$
	0,034	0,001	0,014

$$\alpha_1 = \gamma_1 \cdot N_{\text{DAKAR}} / N_{\text{TOTAL}}; \quad \alpha_2 = \gamma_2 \cdot N_{\text{DIOURBEL}} / N_{\text{TOTAL}}; \quad \alpha_3 = N_{\text{THIES}} / N_{\text{TOTAL}};$$

$$N_{\text{TOTAL}} = [N_{\text{DIOURBEL}} + N_{\text{DAKAR}} + N_{\text{THIES}}]$$

11-Mês de NOVEMBRO: THIES = $\alpha_1 \cdot \text{DAKAR} + \alpha_2 \cdot \text{DIOURBEL} + \alpha_3 \cdot \text{CLIMA}_{\text{NOV}}$

Variable N Mean

KIFFA 30 11,37
DAKAR 48 16,37
THIES 23 9,13
DIOURBEL 44 33,5

CORRELATIONS: KIFFA; DAKAR; THIES; DIOURBEL

	KIFFA	DAKAR	THIES
DAKAR	0,467		
	0,009		
THIES	0,088	$\gamma_1=0,723$	
	0,728	0,000	
DIOURBEL	-0,023	0,688	$\gamma_2=0,494$
	0,909	0,000	0,017

$$\alpha_1 = \gamma_1 \cdot N_{\text{DAKAR}} / N_{\text{TOTAL}}; \quad \alpha_2 = \gamma_2 \cdot N_{\text{DIOURBEL}} / N_{\text{TOTAL}}; \quad \alpha_3 = N_{\text{THIES}} / N_{\text{TOTAL}};$$

$$N_{\text{TOTAL}} = [N_{\text{DIOURBEL}} + N_{\text{DAKAR}} + N_{\text{THIES}}]$$

12- Mês de DEZEMBRO: THIES = $\alpha_1 \cdot \text{DAKAR} + \alpha_2 \cdot \text{DIOURBEL} + \alpha_3 \cdot \text{CLIMA}_{\text{DEZ}}$

Variable N Mean

KIFFA 39 20,6
DAKAR 46 19,5
THIES 22 20,5
DIOURBEL 43 17,79

CORRELATIONS: KIFFA; DAKAR; THIES; DIOURBEL

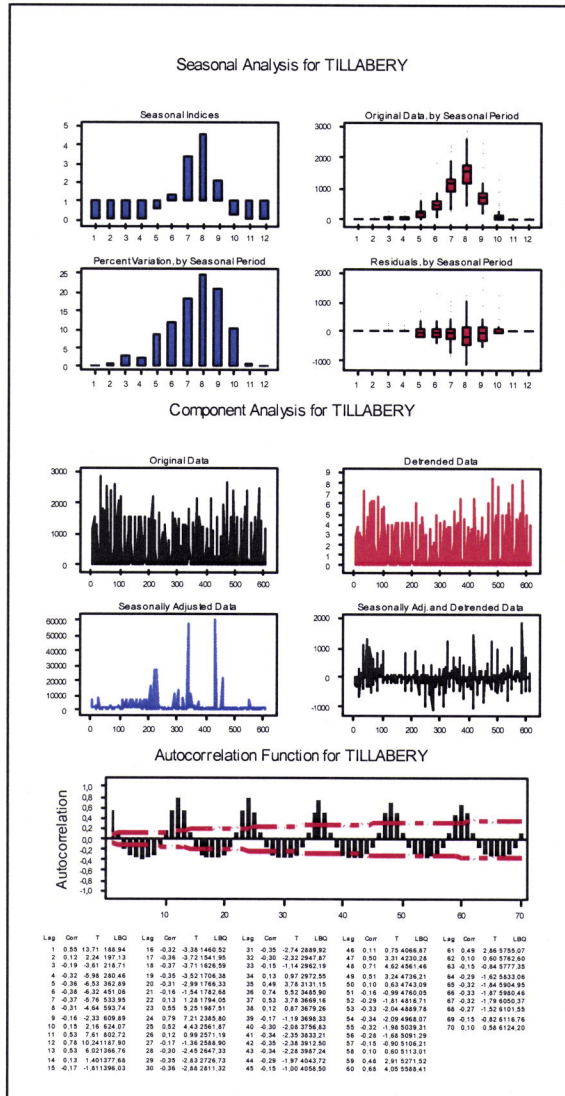
	KIFFA	DAKAR	THIES
DAKAR	0,202		
	0,231		
THIES	-0,079	$\gamma_1=0,945$	
	0,755	0,000	
DIOURBEL	0,684	0,531	$\gamma_2=0,998$

0,000 0,000 0,000

$$\alpha_1 = \gamma_1 \cdot N_{\text{DAKAR}} / N_{\text{TOTAL}}; \quad \alpha_2 = \gamma_2 \cdot N_{\text{DIOURBEL}} / N_{\text{TOTAL}}; \quad \alpha_3 = N_{\text{THIES}} / N_{\text{TOTAL}};$$

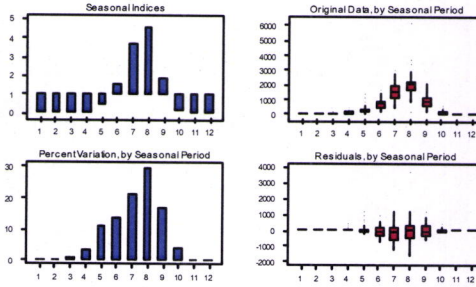
$$N_{\text{TOTAL}} = [N_{\text{DIOURBEL}} + N_{\text{DAKAR}} + N_{\text{THIES}}]$$

Anexo V-Detecc o e Progn stico da sazonalidade das 4 regi es da  frica Ocidental

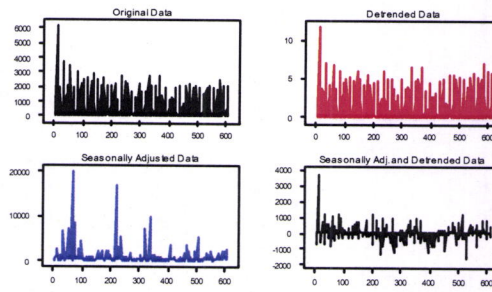


3- Estação de Maradi

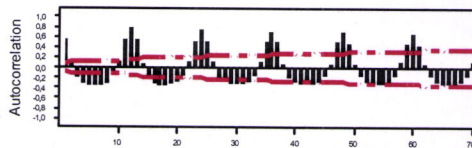
Seasonal Analysis for MARADI



Component Analysis for MARADI



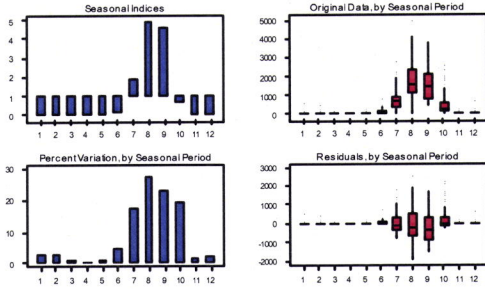
Autocorrelation Function for MARADI



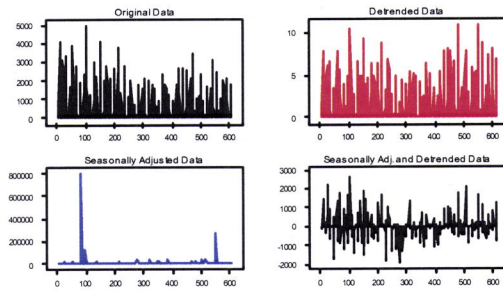
Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0
1	0.96	12.89	193.80	16	-0.30	-3.23	1409.05	31	-0.32	-2.61	2890.90	46	0.10	0.66	3793.34	61	0.49	2.88	5403.91
2	0.19	1.93	199.92	17	-0.34	-3.94	1460.30	32	-0.28	-2.31	2740.01	47	0.51	3.34	3967.80	62	0.08	0.49	5408.20
3	-0.18	-0.60	223.04	18	-0.34	-3.91	1503.24	33	-0.15	-1.16	2753.90	48	0.72	4.88	4376.56	63	-0.16	-0.94	5420.90
4	-0.31	-0.87	281.88	19	-0.33	-3.33	1622.35	34	0.13	1.05	2765.33	49	0.48	2.97	4455.61	64	-0.27	-1.59	5478.74
5	-0.28	-0.20	287.03	20	-0.29	-2.86	1679.02	35	0.53	4.18	2846.19	50	0.68	4.51	4485.77	65	-0.20	-1.28	5520.61
6	-0.35	-0.96	424.72	21	-0.18	-1.58	1691.50	36	0.72	5.54	3224.41	51	-0.17	-1.08	4478.84	66	-0.31	-1.79	5604.75
7	-0.34	-0.86	508.61	22	0.10	1.23	1751.36	37	0.49	3.61	3442.27	52	-0.27	-1.76	4490.61	67	-0.20	-1.73	5668.33
8	-0.30	-0.51	563.30	23	0.52	5.10	1875.98	38	0.09	0.84	3447.92	53	-0.31	-1.98	4594.41	68	-0.26	-1.51	5714.02
9	-0.17	-0.26	585.94	24	0.76	7.09	2042.36	39	-0.16	-1.27	3468.40	54	-0.32	-2.00	4881.48	69	-0.19	-0.88	5730.19
10	0.12	1.76	589.99	25	0.50	4.33	2402.01	40	-0.29	-2.06	3522.82	55	-0.21	-1.92	4724.47	70	0.19	0.98	5737.82
11	0.94	7.96	774.72	26	0.10	0.84	2461.26	41	-0.26	-2.27	3689.90	56	-0.28	-1.80	4771.43				
12	0.77	10.16	1144.31	27	-0.18	-1.50	2428.72	42	-0.32	-2.27	3856.23	57	-0.16	-0.97	4787.82				
13	0.94	6.19	1258.61	28	-0.29	-2.42	2483.07	43	-0.31	-1.10	3722.21	58	0.11	0.67	4790.61				
14	0.89	1.02	1321.24	29	-0.33	-2.73	2552.42	44	-0.27	-1.87	3770.16	59	0.48	2.98	4892.61				
15	-0.18	-1.95	1351.81	30	-0.33	-2.72	2624.01	45	-0.16	-1.08	3786.49	60	0.66	4.14	5284.77				

9- Estação de Dakar

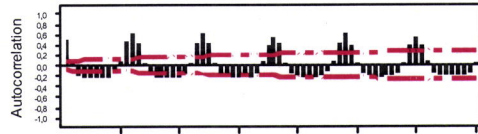
Seasonal Analysis for DAKAR



Component Analysis for DAKAR



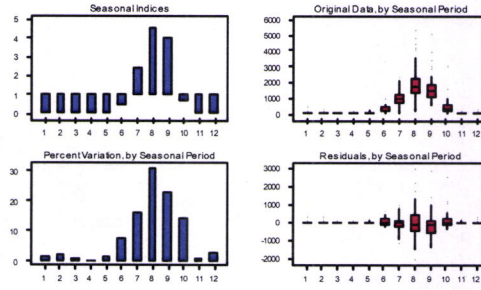
Autocorrelation Function for DAKAR



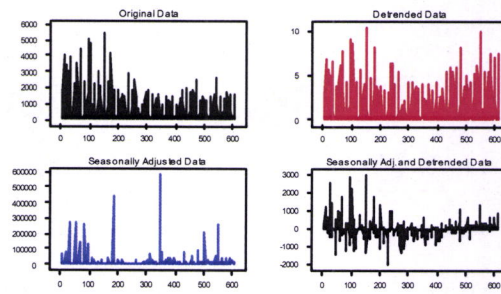
Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0
1	0.50	12.30	192.13	16	-0.23	-2.84	927.20	31	-0.23	-2.23	1721.47	46	0.09	0.73	2389.24
2	0.07	1.38	159.00	17	-0.23	-2.84	960.34	32	-0.22	-2.13	1752.63	47	0.42	3.09	2508.04
3	-0.18	-0.88	178.91	18	-0.24	-2.89	993.60	33	-0.16	-1.50	1786.26	48	0.82	5.19	2758.23
4	0.24	4.79	211.21	19	-0.24	-2.84	1030.87	34	0.08	0.79	1772.79	49	0.36	3.00	2863.05
5	-0.24	-4.91	247.64	20	-0.22	-2.83	1082.03	35	0.36	3.76	1872.14	50	0.05	0.38	2884.45
6	0.24	4.91	284.78	21	-0.16	-1.93	1079.07	36	0.56	5.31	2040.36	51	-0.16	-1.28	2882.37
7	-0.25	-4.97	322.11	22	0.05	0.50	1086.87	37	0.42	3.81	2197.76	52	-0.22	-1.80	2873.86
8	0.24	4.99	360.89	23	0.43	3.04	1198.97	38	0.04	0.32	2198.81	53	-0.22	-1.72	2848.29
9	-0.17	-2.87	374.84	24	0.83	7.13	1484.42	39	-0.17	-1.48	2219.61	54	-0.23	-1.80	2878.19
10	0.06	1.57	377.52	25	0.43	4.51	1574.42	40	-0.22	-1.89	2247.18	55	-0.22	-1.88	2859.42
11	0.45	5.56	508.52	26	0.56	5.88	1576.26	41	-0.22	-1.82	2279.18	56	-0.21	-1.82	2839.29
12	0.63	8.61	750.60	27	-0.16	-1.82	1592.90	42	-0.22	-1.88	2310.20	57	-0.15	-1.15	2854.37
13	0.44	5.66	878.22	28	-0.22	-2.18	1623.23	43	-0.22	-1.87	2342.82	58	0.04	0.31	2855.86
14	0.04	0.56	876.55	29	-0.22	-2.24	1655.74	44	-0.21	-1.80	2372.11	59	0.38	2.93	3155.44
15	-0.17	-2.18	895.11	30	-0.22	-2.21	1668.11	45	-0.14	-1.15	2384.20	60	0.58	4.21	3388.52

10- Estação de THIES

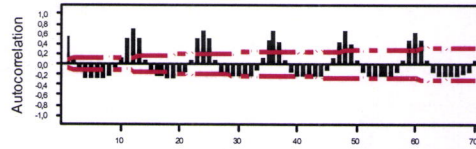
Seasonal Analysis for THIES_1



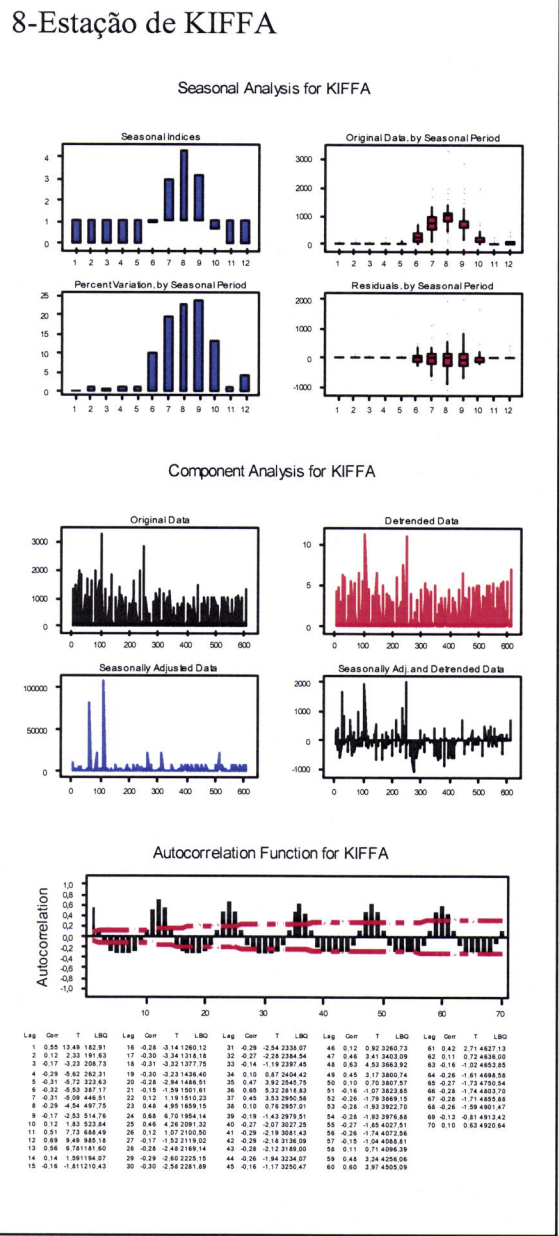
Component Analysis for THIES_1



Autocorrelation Function for THIES_1

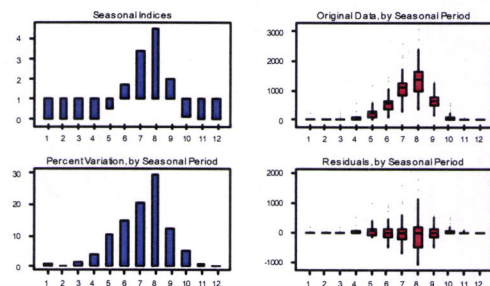


Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0
1	0.93	13.22	178.66	16	-0.24	-2.82	1137.73	31	-0.25	-2.22	2104.81	46	0.12	0.92	2291.94	61	0.48	0.93	4307.26
2	0.11	3.11	182.81	17	-0.28	-2.92	1173.73	32	-0.23	-2.06	2143.06	47	0.45	0.47	2368.58	62	0.08	0.53	4331.74
3	-0.18	-3.46	201.90	18	-0.26	-2.91	1200.63	33	-0.13	-1.19	2156.65	48	0.60	0.20	2399.51	63	-0.10	-0.06	4327.19
4	-0.28	-4.96	243.98	19	-0.24	-2.87	1262.42	34	0.10	0.92	2161.88	49	0.41	2.38	2551.83	64	-0.22	-1.43	4359.93
5	-0.27	-4.96	267.58	20	-0.24	-2.86	1309.36	35	0.47	1.18	2207.86	50	0.07	0.48	2614.41	65	-0.23	-1.48	4398.66
6	-0.27	-4.77	332.11	21	-0.18	-1.74	1315.82	36	0.87	0.77	2260.97	51	-0.16	-1.18	2532.26	66	-0.23	-1.48	4437.64
7	-0.27	-4.36	378.61	22	0.06	0.93	1330.17	37	0.44	0.61	2371.10	52	-0.23	-1.63	2602.22	67	-0.23	-1.47	4481.06
8	-0.28	-4.18	419.93	23	0.05	0.40	1479.03	38	0.07	0.59	2374.67	53	-0.24	-1.68	2664.77	68	-0.21	-1.34	4486.97
9	-0.18	-2.31	480.00	24	0.88	7.03	1574.10	39	-0.16	-1.26	2750.84	54	-0.24	-1.87	2842.23	69	-0.10	-0.95	4512.13
10	0.11	1.88	437.43	25	0.50	4.77	1632.00	40	-0.23	-1.63	2780.64	55	-0.24	-1.66	2876.50	70	0.07	0.42	4510.17
11	0.25	3.91	607.91	26	0.10	0.89	1622.09	41	-0.24	-1.89	2822.96	56	-0.22	-1.53	2771.54				
12	0.72	10.33	914.42	27	-0.18	-1.60	1664.80	42	-0.24	-1.87	2860.32	57	-0.15	-0.94	2728.05				
13	0.96	9.20	1015.82	28	-0.23	-2.18	1690.14	43	-0.23	-1.82	2896.58	58	0.06	0.43	2728.33				
14	0.10	1.31	1042.64	29	-0.25	-2.26	2029.41	44	-0.22	-1.75	2929.87	59	0.49	3.28	2688.97				
15	-0.17	-1.80	1100.73	30	-0.25	-2.24	2069.16	45	-0.14	-1.05	2942.11	60	0.64	4.26	4165.55				

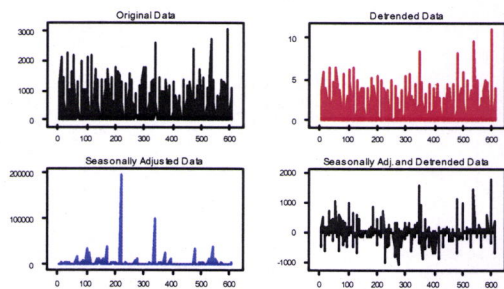


a)-Região oeste

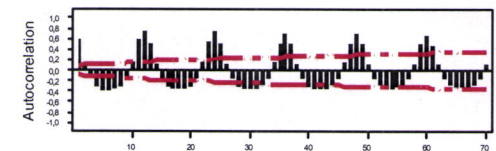
2-Estação de Tahoua Seasonal Analysis for TAHOUA



Component Analysis for TAHOUA



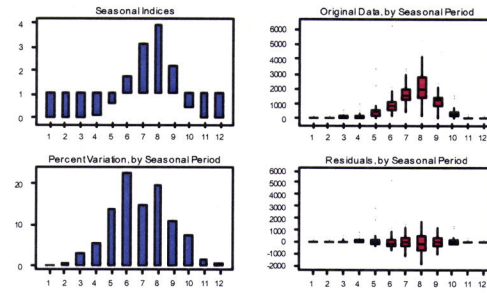
Autocorrelation Function for TAHOUA



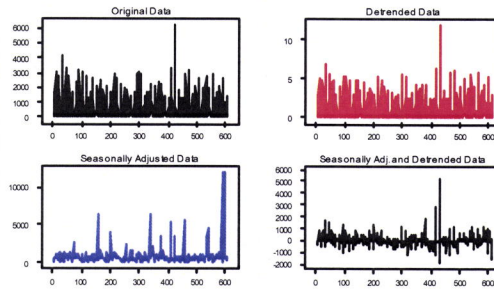
Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0
1	0.86	14.29	294.16	16	-0.22	-3.77	1473.36	31	-0.28	-2.75	2633.29	46	0.14	0.83	2894.33
2	0.13	2.44	214.15	17	-0.37	-3.77	1587.53	32	-0.29	-2.29	2850.53	47	0.32	2.32	4181.08
3	-0.16	-0.12	228.85	18	-0.37	-3.75	1663.78	33	-0.14	-1.10	2863.95	48	0.70	4.81	4506.70
4	-0.23	-0.10	290.66	19	-0.36	-3.52	1724.29	34	0.18	1.27	2921.49	49	0.49	3.14	4669.24
5	-0.30	-0.46	346.29	20	-0.31	-2.98	1783.61	35	0.28	4.69	3104.24	50	0.11	0.89	4877.38
6	-0.36	-0.32	479.35	21	-0.15	-1.40	1797.40	36	0.71	5.31	3428.97	51	-0.17	-1.04	4995.78
7	-0.37	-0.73	509.64	22	0.19	1.43	1811.64	37	0.88	3.62	3894.86	52	-0.28	-2.83	4793.82
8	-0.31	-0.64	621.33	23	0.93	5.04	1992.20	38	0.13	0.91	3905.24	53	-0.34	-2.11	4430.78
9	-0.16	-2.24	626.72	24	0.73	4.64	2233.34	39	-0.18	-1.89	3920.97	54	-0.24	-2.12	4910.28
10	0.15	2.18	651.56	25	0.91	4.38	2502.56	40	-0.31	-2.19	3942.43	55	-0.23	-2.02	4962.65
11	0.87	6.08	657.82	26	0.12	1.02	2517.27	41	-0.26	-2.33	3976.08	56	-0.29	-2.43	5028.86
12	0.75	8.51	1206.34	27	-0.16	-1.38	2529.70	42	-0.38	-2.42	3840.18	57	-0.18	-0.88	5092.86
13	0.83	8.89	1719.69	28	-0.21	-2.54	2591.17	43	-0.26	-2.22	3916.26	58	0.12	0.81	5204.98
14	0.14	1.45	1391.41	29	-0.36	-2.90	2673.02	44	-0.28	-1.87	3971.82	59	0.80	3.01	5323.71
15	-0.17	-1.76	1456.62	30	-0.36	-2.91	2757.61	45	-0.14	-0.97	3949.72	60	0.67	2.99	5539.26

14- Estação OUGIOUA

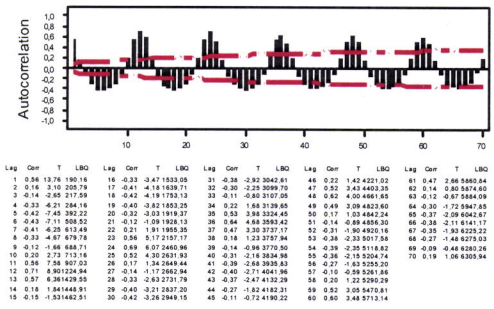
Seasonal Analysis for OUGIOUA



Component Analysis for OUGIOUA



Autocorrelation Function for OUGIOUA

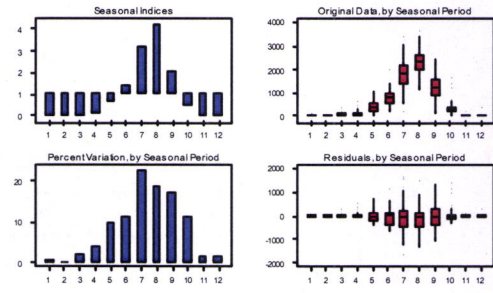


Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0
1	0.86	1976	190.18	16	-0.33	-2.47	1838.08	31	-0.38	-2.92	2042.81	46	0.22	1.42	2221.02	61	0.47	3.46	3680.84
2	0.14	3.10	205.79	17	-0.41	-4.14	1639.71	32	-0.30	-2.23	2089.79	47	0.52	3.43	4403.35	62	0.14	0.85	2874.60
3	-0.14	-0.09	217.59	18	0.42	4.19	1739.13	33	-0.11	-0.80	2107.08	48	0.82	4.00	4461.85	63	-0.12	-0.87	2934.09
4	-0.33	-0.21	284.16	19	0.40	3.82	1853.25	34	0.22	1.48	3139.65	49	0.49	3.09	4822.60	64	-0.30	-1.72	2947.65
5	-0.42	-0.45	382.22	20	-0.32	-3.03	1919.37	35	0.53	3.98	3324.45	50	0.17	1.03	4642.24	65	-0.37	-2.09	4042.67
6	-0.43	-0.71	508.52	21	0.12	0.99	1925.15	36	0.64	4.63	3585.62	51	-0.14	-0.88	4456.20	66	-0.38	-2.11	4141.17
7	-0.41	-0.29	613.68	22	0.21	1.91	1955.39	37	0.47	3.20	3737.17	52	-0.31	-1.90	4920.16	67	-0.35	-1.93	4225.22
8	-0.33	-0.87	679.79	23	0.56	5.17	2101.17	38	0.18	1.23	3737.96	53	-0.38	-2.33	5017.26	68	-0.27	-1.48	4272.03
9	-0.12	-1.96	688.71	24	0.69	6.07	2460.96	39	-0.14	-0.98	3710.50	54	-0.39	-2.35	5118.62	69	-0.09	-0.48	4280.26
10	0.20	2.73	712.16	25	0.52	4.35	2621.93	40	-0.31	-1.93	3858.98	55	-0.38	-2.15	5208.74	70	0.19	1.06	4300.84
11	0.56	7.38	807.03	26	0.17	1.34	2649.44	41	-0.39	-2.68	3935.83	56	-0.27	-1.63	5255.20				
12	0.71	8.90	1224.84	27	-0.14	-1.17	2662.94	42	-0.40	-2.71	4054.96	57	-0.16	-0.99	5281.86				
13	0.57	6.38	1429.55	28	-0.33	-2.63	2731.79	43	-0.37	-2.47	4132.29	58	0.20	1.22	5290.29				
14	0.18	1.84	1448.91	29	-0.40	-3.21	2827.00	44	-0.27	-1.82	4182.21	59	0.52	3.05	5472.81				
15	-0.15	-1.53	1462.51	30	-0.42	-3.26	2949.15	45	-0.11	-0.72	4190.22	60	0.60	3.48	5713.14				

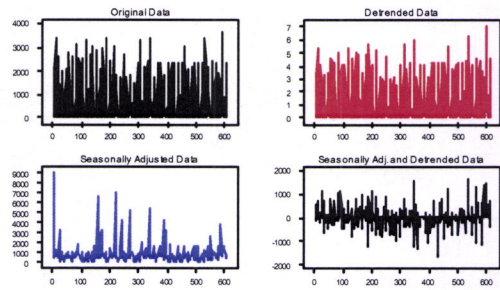
b) – Região Leste

6-Estação de SEGOU

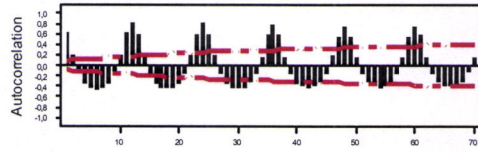
Seasonal Analysis for SEGOU



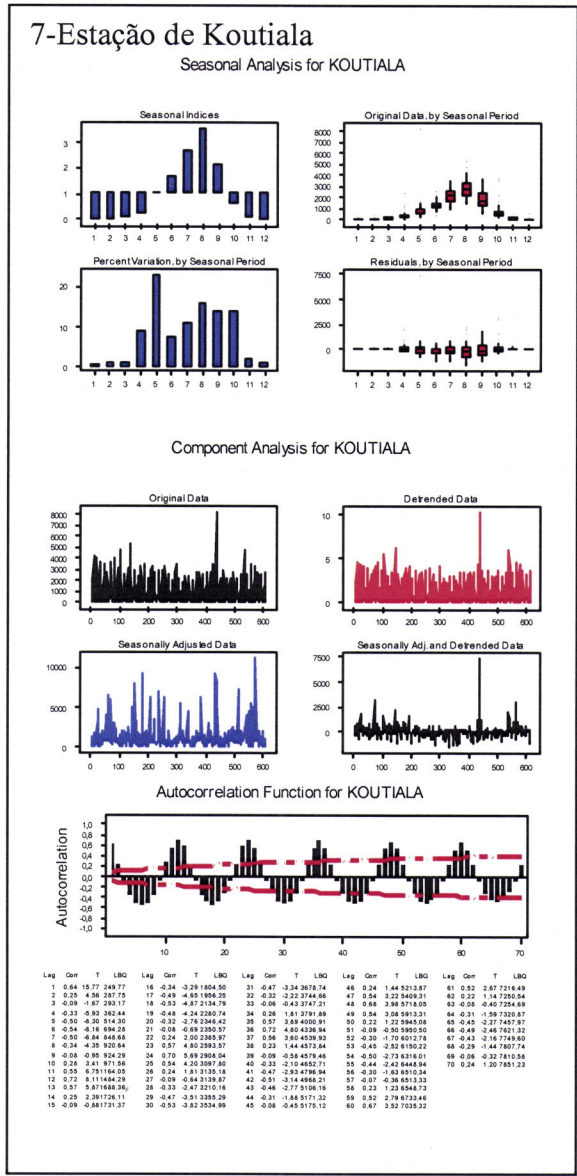
Component Analysis for SEGOU



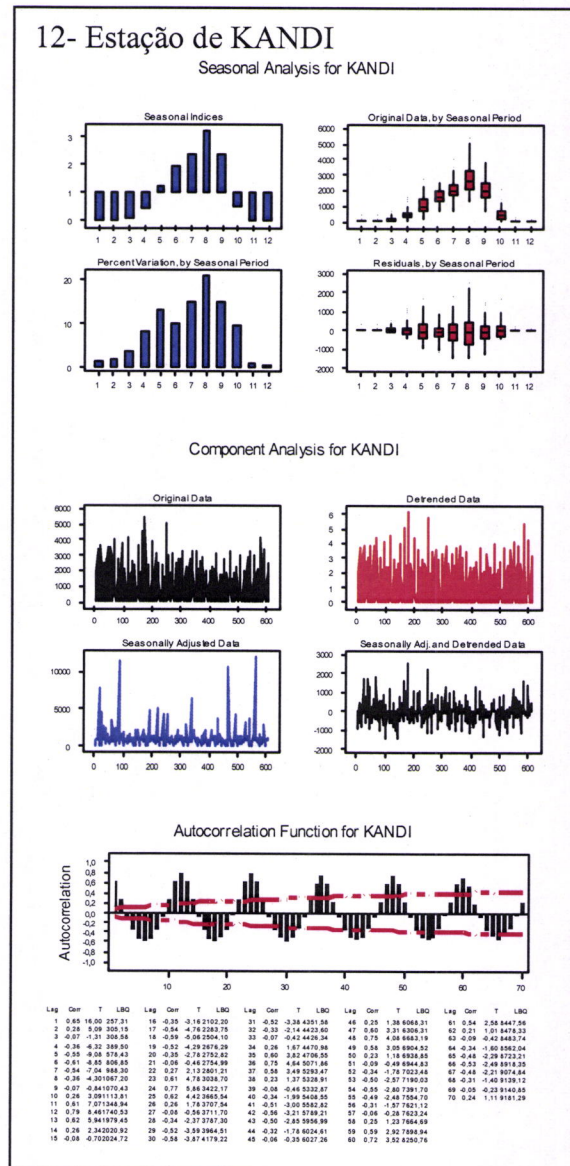
Autocorrelation Function for SEGOU



Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0	Lag	Corr	T	LR0
1	0.82	15.41	238.52	16	-0.26	-3.42	1849.25	31	-0.47	2.94	3637.45	46	0.19	1.13	5157.52
2	0.18	3.41	259.36	17	-0.43	-4.04	1966.06	32	-0.33	-2.32	2758.64	47	0.56	3.35	5387.27
3	-0.17	-3.11	277.26	18	-0.45	-4.10	2000.52	33	-0.15	-1.05	3723.68	48	0.75	4.26	5744.43
4	-0.37	-4.55	288.93	19	-0.42	-3.78	2206.06	34	0.18	1.22	3743.84	49	0.56	3.19	5949.92
5	-0.44	-7.45	461.47	20	-0.24	-2.58	2280.45	35	0.60	4.15	3976.43	50	-0.16	-0.95	5984.54
6	-0.44	-7.13	413.32	21	-0.16	-1.33	2295.76	36	0.78	5.25	4376.19	51	-0.16	-0.92	5984.49
7	-0.44	-4.28	752.95	22	0.15	1.53	2316.12	37	0.58	3.72	4596.62	52	-0.33	-1.82	6086.17
8	-0.38	-4.82	812.44	23	0.59	5.00	2334.32	38	0.14	0.89	4611.79	53	0.40	-2.22	6182.29
9	-0.15	-1.58	838.46	24	0.81	6.64	2352.86	39	-0.17	-1.08	4631.24	54	-0.42	-2.31	6281.32
10	0.18	2.37	847.88	25	0.59	4.52	2176.83	40	-0.35	-2.17	4709.89	55	0.40	-2.18	6387.15
11	0.62	7.97	896.62	26	0.11	1.37	1982.36	41	-0.41	-2.35	4820.26	56	-0.22	-1.74	6488.73
12	0.83	9.64	920.26	27	-0.14	-1.20	20215.43	42	-0.43	-2.83	4840.91	57	-0.15	-0.78	64471.01
13	0.58	5.93	753.23	28	-0.24	-2.52	2090.10	43	-0.40	-2.45	5044.49	58	0.16	0.98	6488.26
14	0.17	1.83	750.19	29	-0.42	-3.05	2402.25	44	-0.33	-1.98	5119.74	59	0.55	2.34	6692.20
15	-0.17	-1.82	748.19	30	-0.44	-3.19	2622.91	45	-0.19	-1.87	5123.78	60	0.75	3.95	7070.30



c)-Região Centro Sul

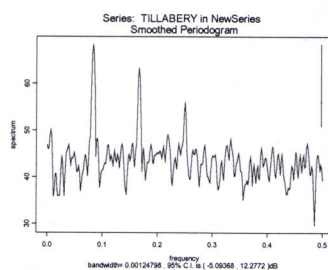


d)-Região Sul

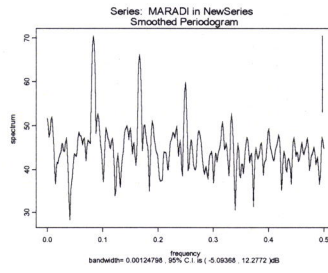
Anexo VI-Periodogramas das séries de precipitação e gráficos de controle das 4 regiões da África ocidental

1-Periodogramas das séries de precipitação

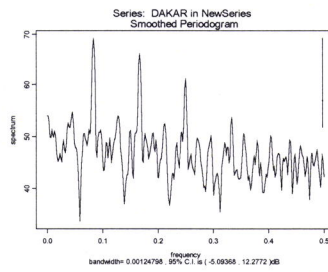
1-Estação de Tillaberry



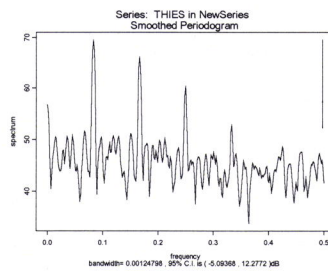
3-Estação de Maradi



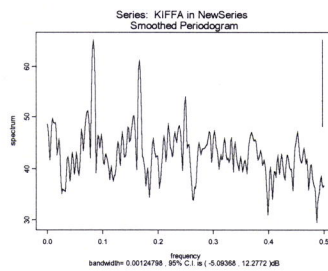
9-Estação de Dakar



10-Estação de Thies

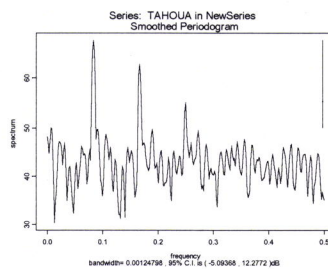


8-Estação de Kiffa

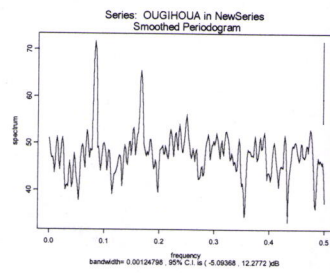


a)- Periodogramas das séries de precipitação das estações da região Oeste

2-Estação de Tahoua

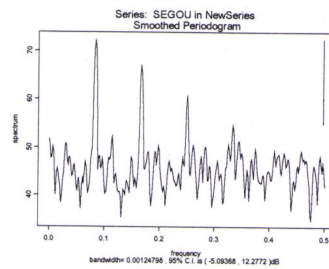


14-Estação de Ougihoua

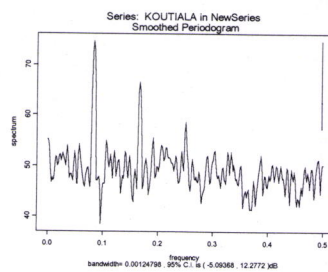


b)- Periodogramas das séries de precipitação das estações da região Leste

6-Estação de Segou

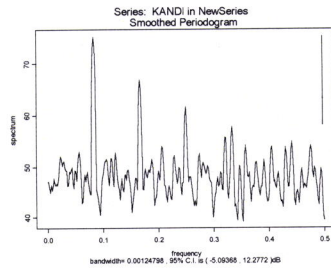


7-Estação de Koutiala



c)- Periodogramas das séries de precipitação das estações da região Centro Sul

12-Estação de Kandi



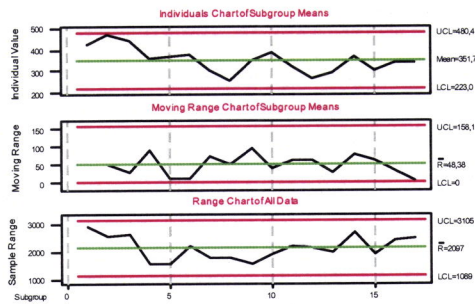
d)- Periodogramas das séries de precipitação das estações da região Sul

2-Controlo de qualidade da média simples, móvel e amplitude (variabilidade) para o período de 3,6 e 7 anos

1-Estação de Tillaberry

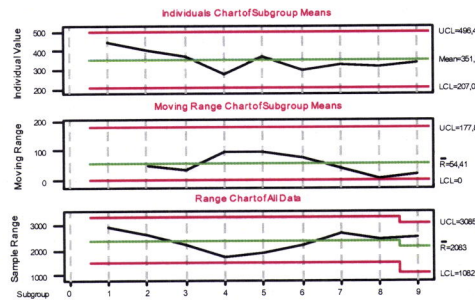
3 anos

I-MR-R/S (Between/Within) Chart: TILLABERY

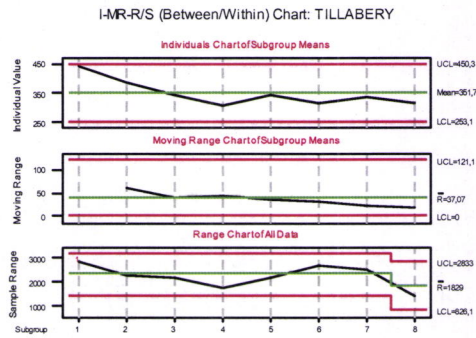


6 anos

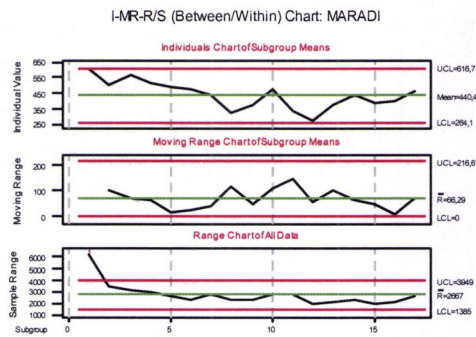
I-MR-R/S (Between/Within) Chart: TILLABERY



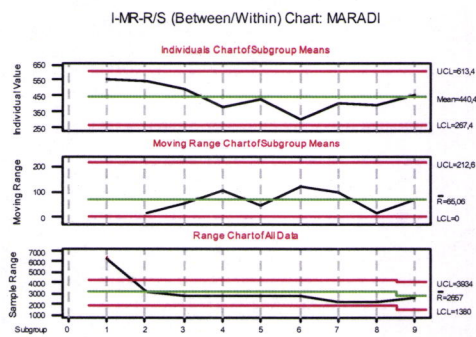
7 anos



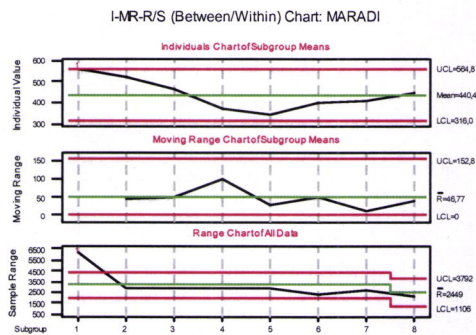
3-Estação de Maradi
3anos



6anos

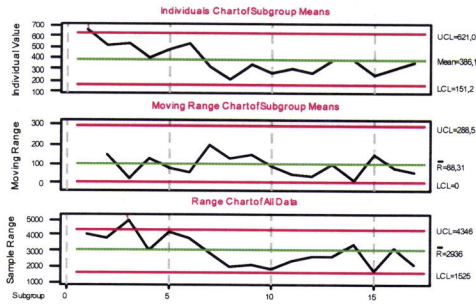


7anos



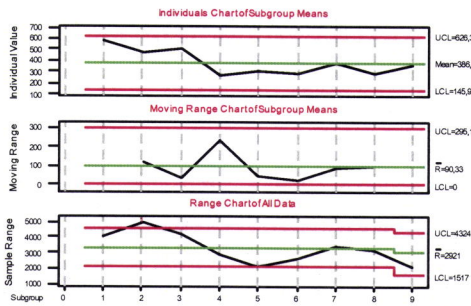
9-Estação de DAKAR
3anos

I-MR-R/S (Between/Within) Chart: DAKAR



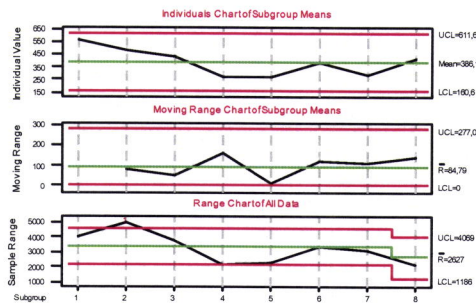
6anos

I-MR-R/S (Between/Within) Chart: DAKAR



7anos

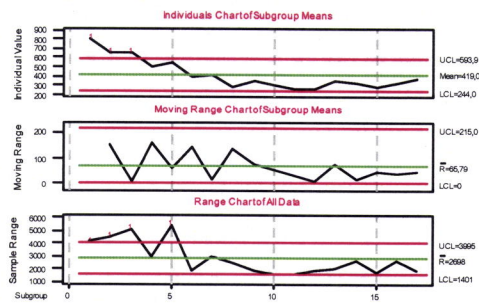
I-MR-R/S (Between/Within) Chart: DAKAR



10-Estação de THIES

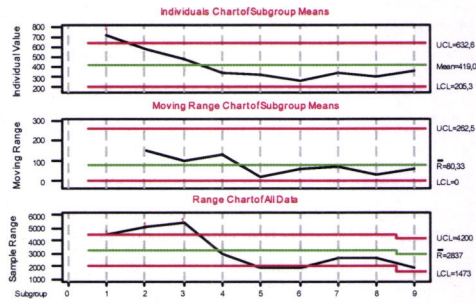
3anos

I-MR-R/S (Between/Within) Chart: THIES_1



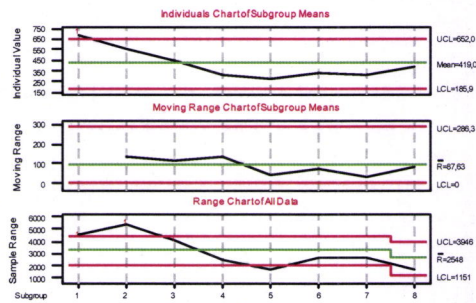
6anos

I-MR-R/S (Between/Within) Chart: THIES_1



7anos

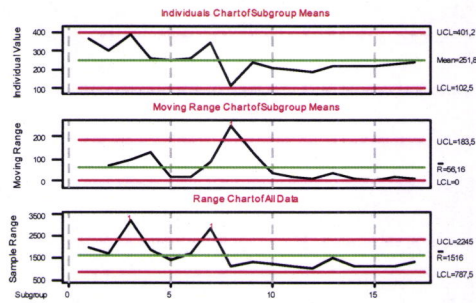
I-MR-R/S (Between/Within) Chart: THIES_1



8-Estação de KIFFA

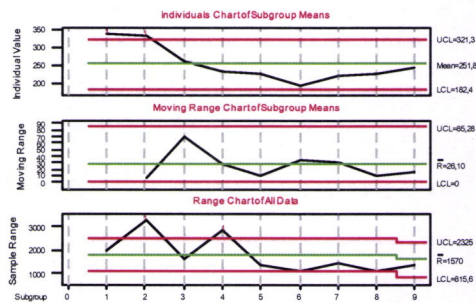
3anos

I-MR-R/S (Between/Within) Chart: KIFFA



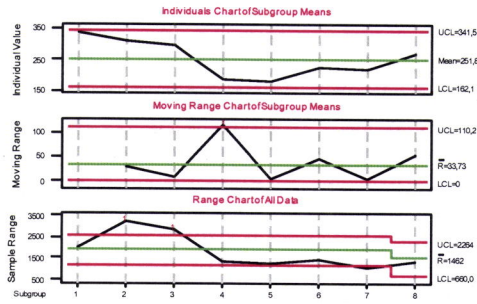
6anos

I-MR-R/S (Between/Within) Chart: KIFFA



7anos

I-MR-R/S (Between/Within) Chart: KIFFA

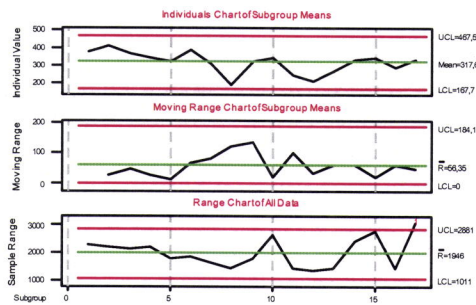


a)- Controlo de qualidade da média simples, móvel e amplitude (variabilidade) para o período de 3,6 e 7 anos para a região Oeste

2-Estação de Tahoua

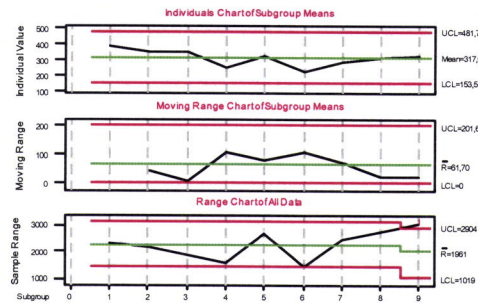
3 anos

I-MR-R/S (Between/Within) Chart: TAHOUA



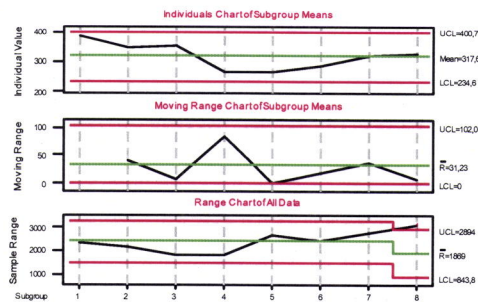
6 anos

I-MR-R/S (Between/Within) Chart: TAHOUA



7anos

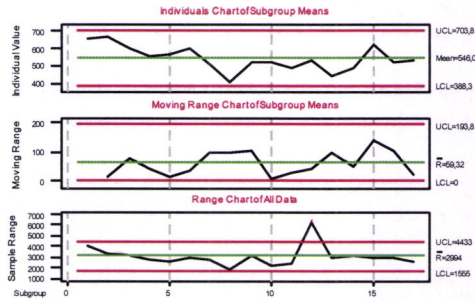
I-MR-R/S (Between/Within) Chart: TAHOUA



14-Estação de OUGIOUA

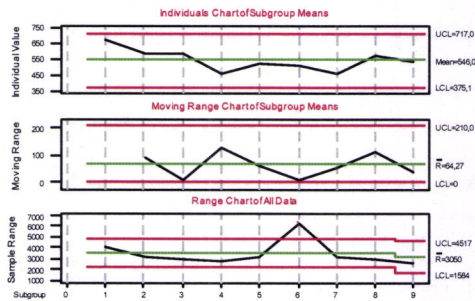
3anos

I-MR-R/S (Between/Within) Chart: OUGHOUA



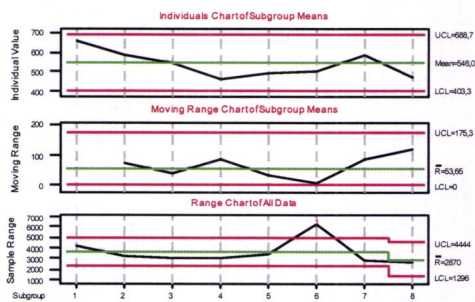
6anos

I-MR-R/S (Between/Within) Chart: OUGHOUA



7anos

I-MR-R/S (Between/Within) Chart: OUGHOUA

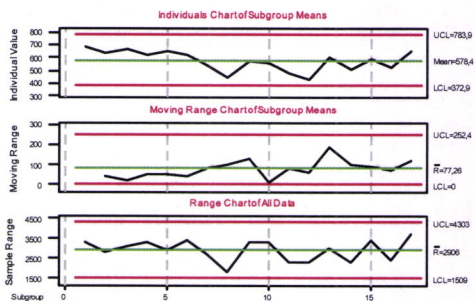


b)- Controlo de qualidade da média simples, móvel e amplitude (variabilidade) para o período de 3,6 e 7 anos para a região Leste

6-Estação de SEGOU

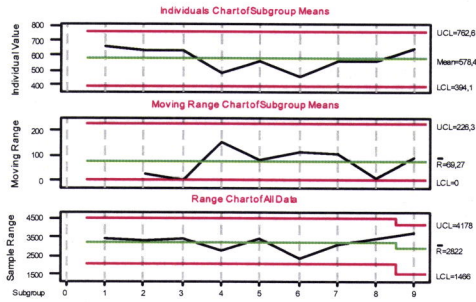
3anos

I-MR-R/S (Between/Within) Chart: SEGOU



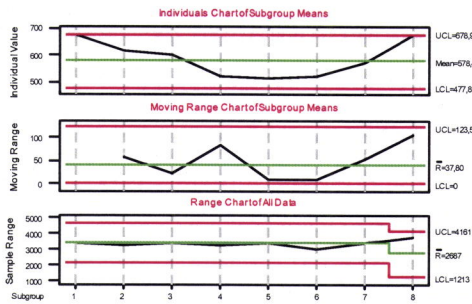
6anos

I-MR-R/S (Between/Within) Chart: SEGOU



7anos

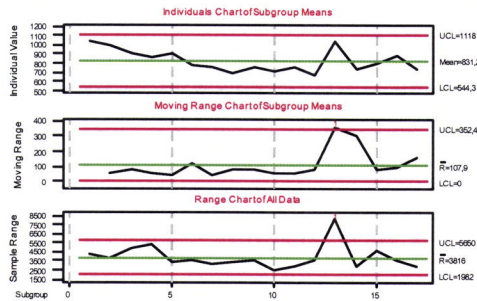
I-MR-R/S (Between/Within) Chart: SEGOU



7-Estação de KOUTIALA

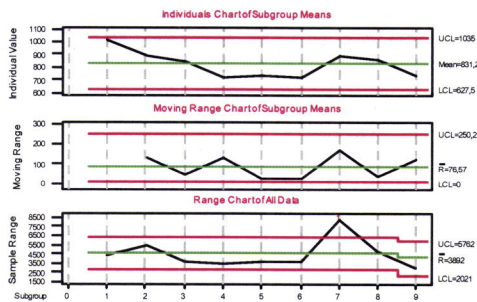
3anos

I-MR-R/S (Between/Within) Chart: KOUTIALA

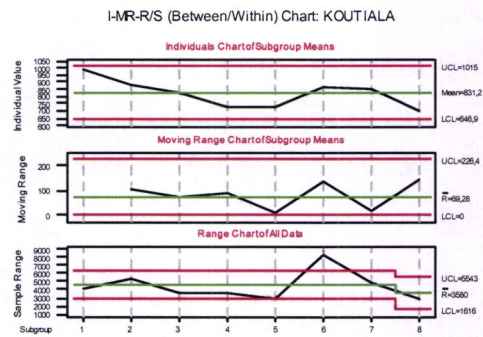


6anos

I-MR-R/S (Between/Within) Chart: KOUTIALA

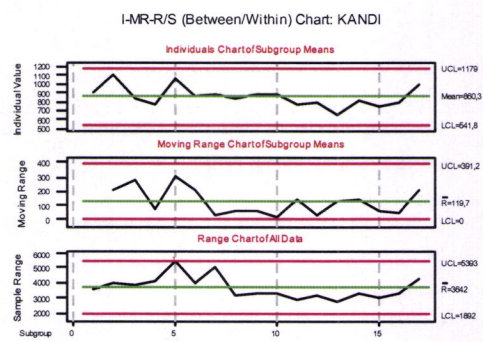


7anos

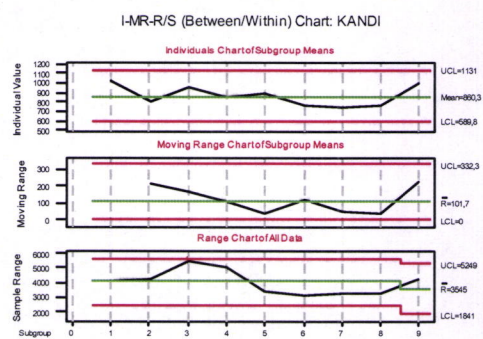


c)- Controlo de qualidade da média simples, móvel e amplitude (variabilidade) para o período de 3,6 e 7 anos para a região Centro Sul

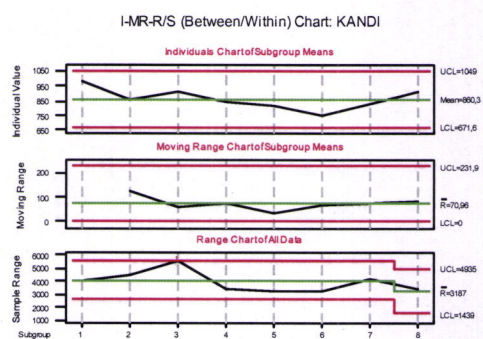
12-Estação de KANDI
3anos



6anos

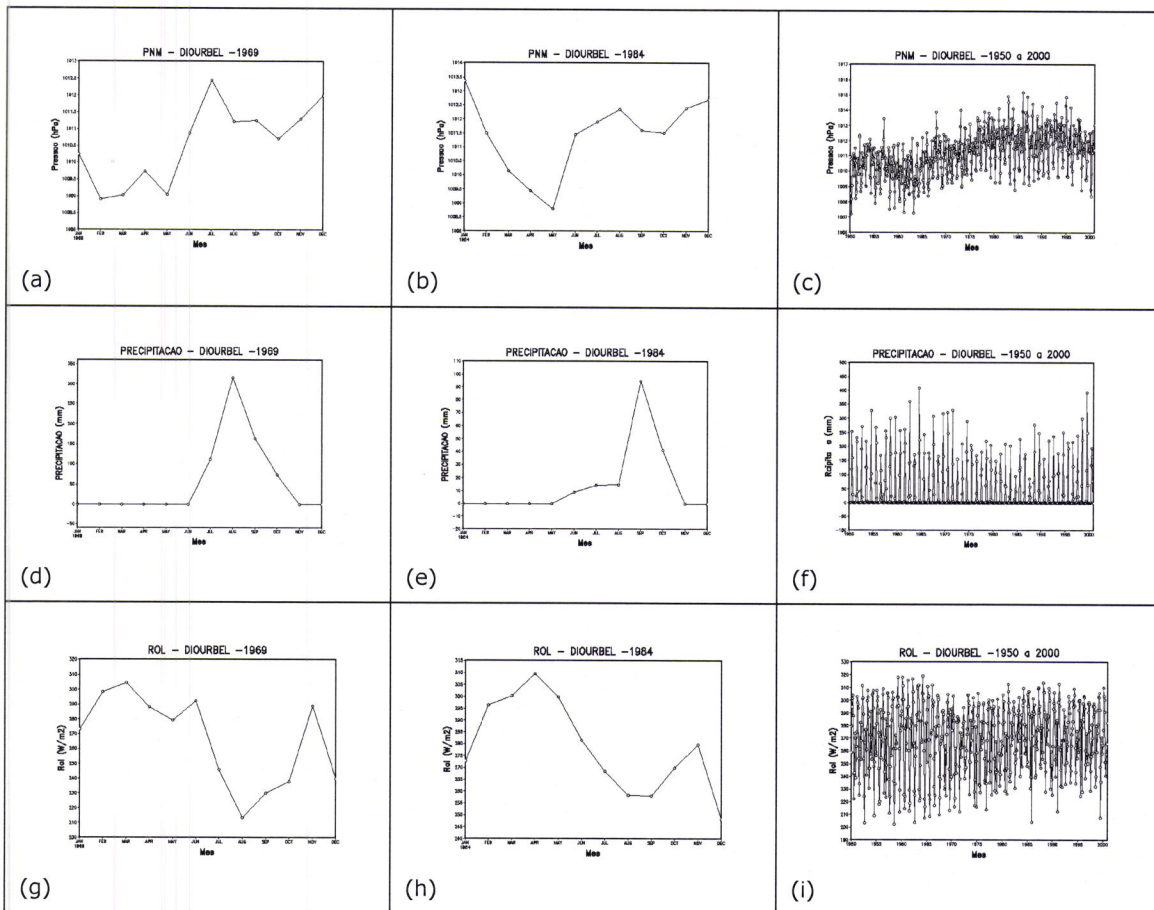


7anos

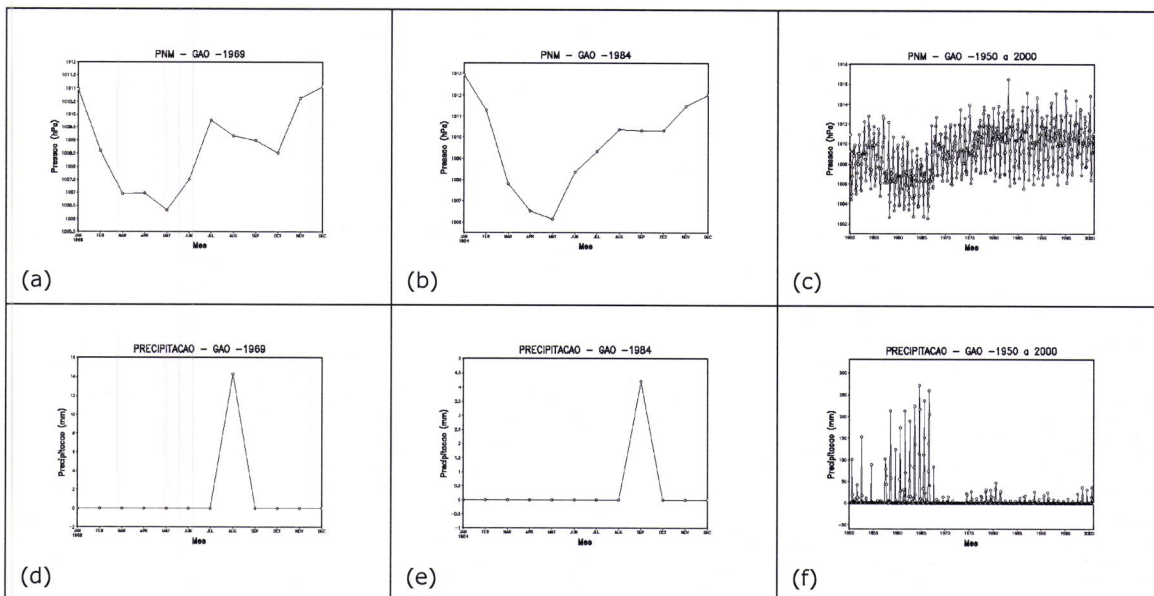


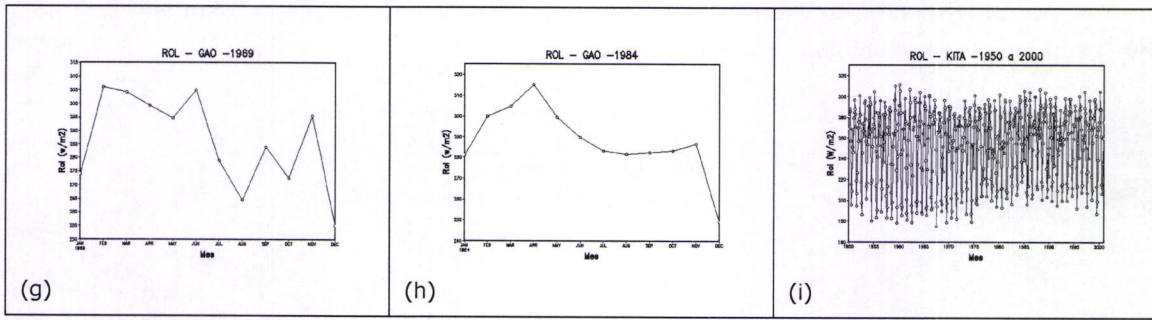
d)- Controlo de qualidade da média simples, móvel e amplitude (variabilidade) para o período de 3,6 e 7 anos para a região Sul

Anexo VII – Comportamento mensal da PNM, Precipitação e ROL para Diourbel (Região oeste) durante o período (1969 e 1984) através das reanálises do NCEP

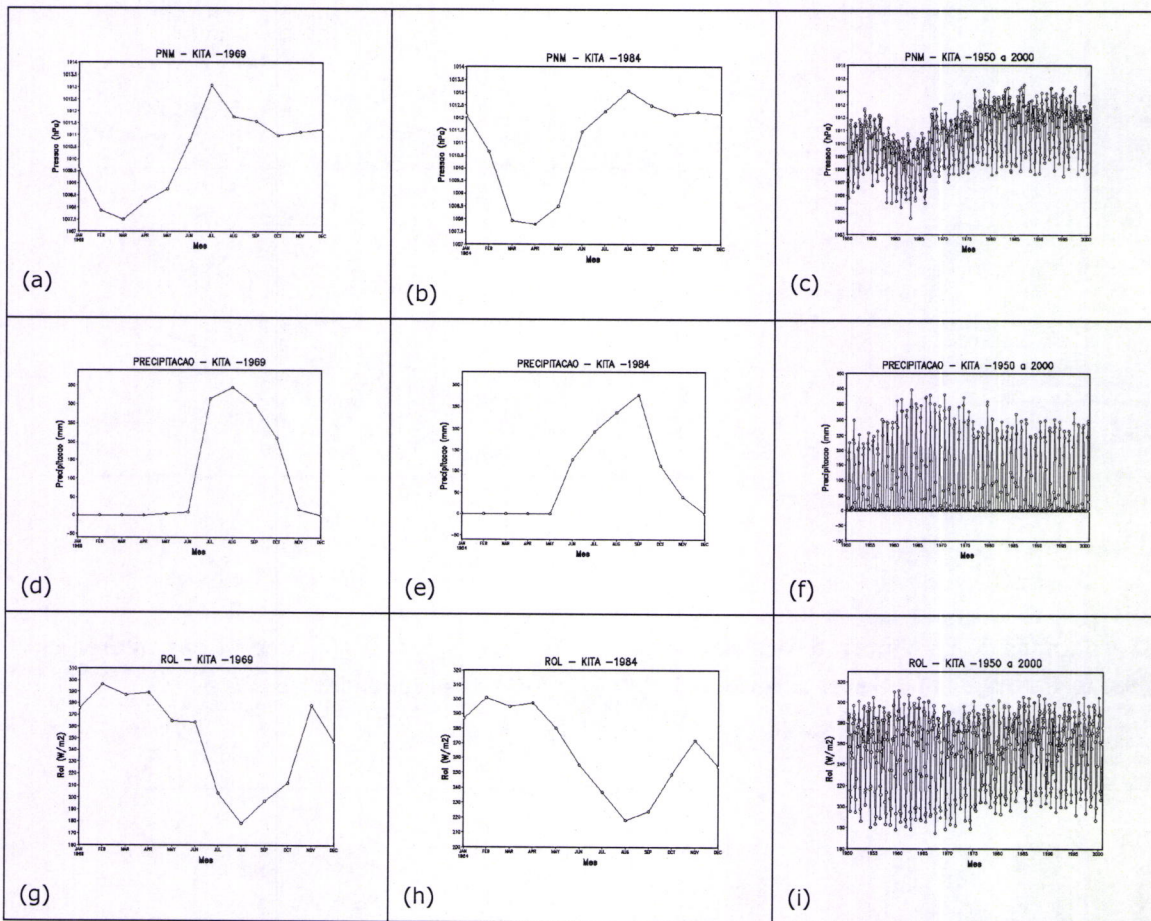


Anexo VIII – Comportamento mensal da PNM, Precipitação e ROL para Gao (Região Leste) durante o período (1969 e 1984) através das reanálises do NCEP

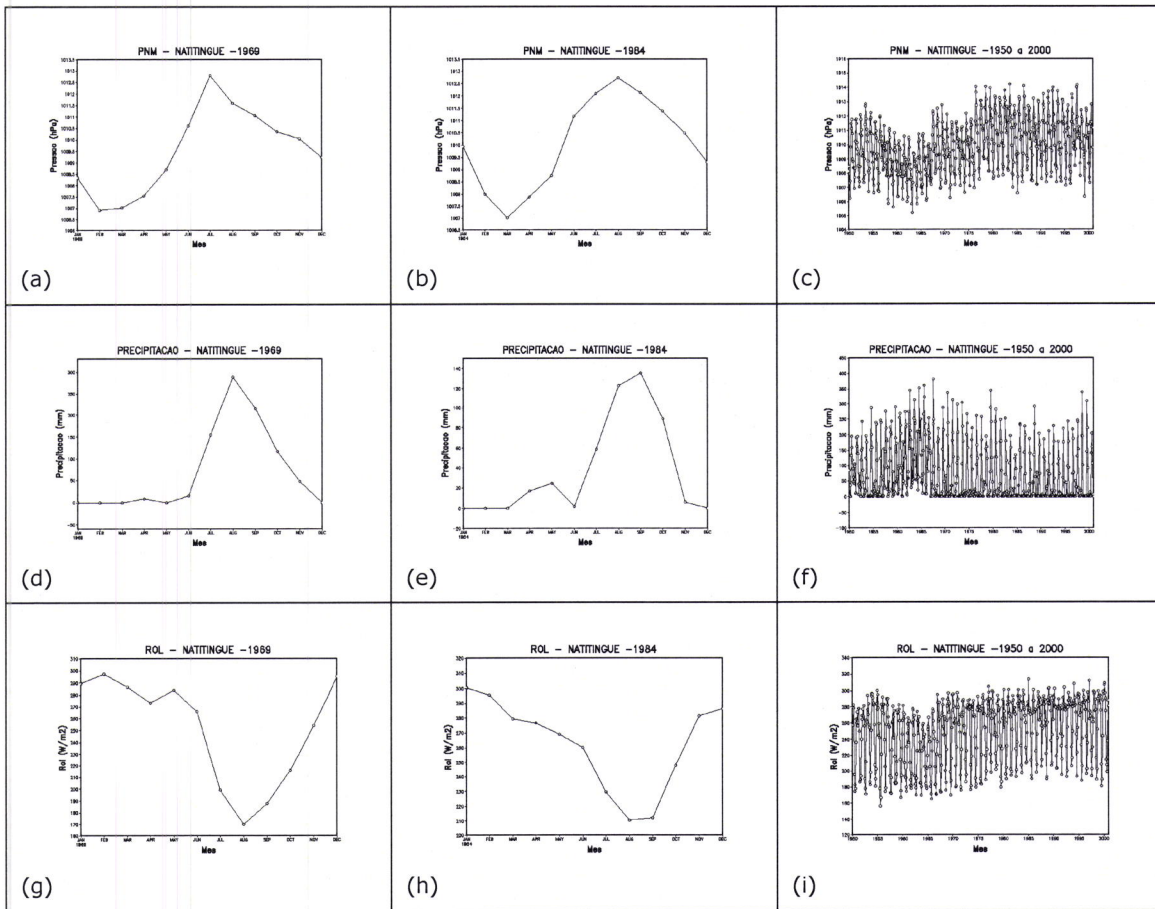




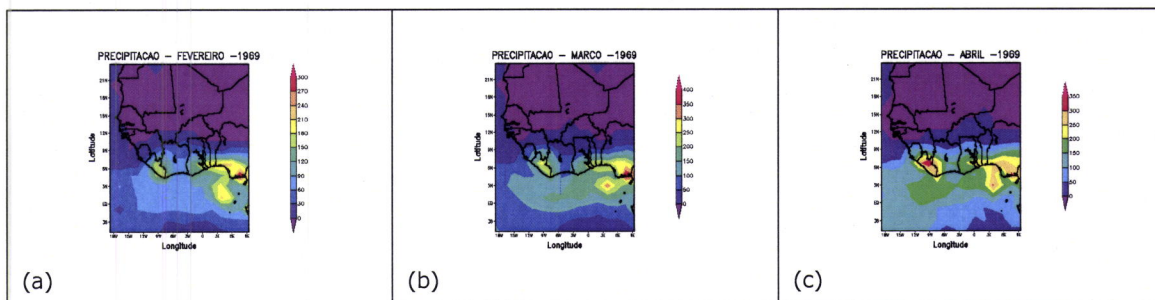
Anexo IX - Comportamento mensal da PNM, Precipitação e ROL para Kita (Região Centro-sul) durante o período (1969 e 1984) através das reanálises do NCEP

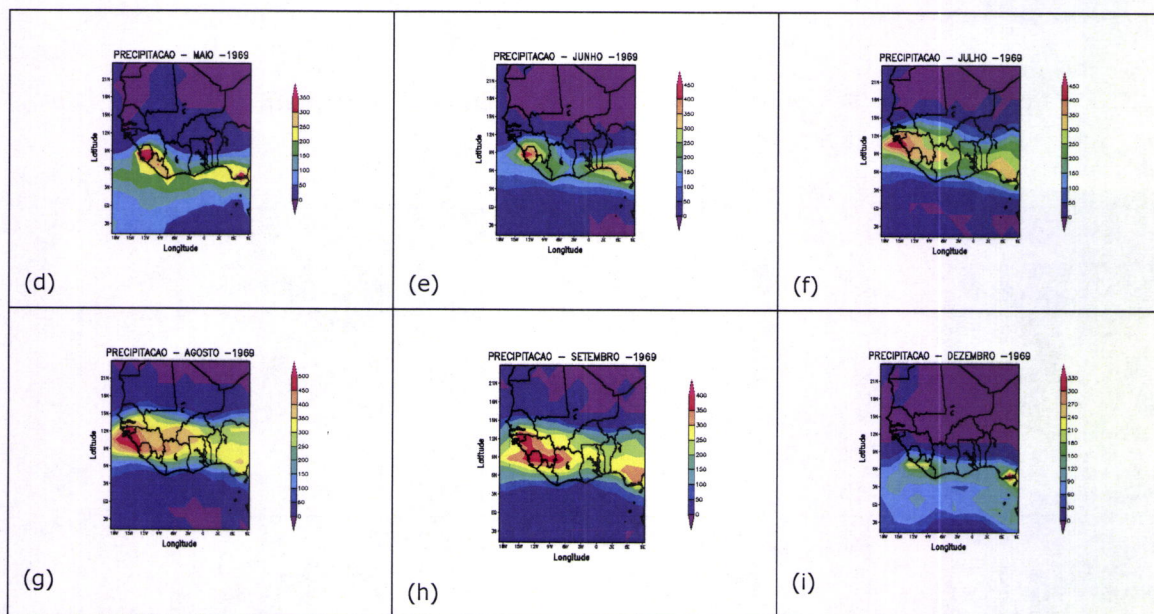


Anexo X – Comportamento mensal da PNM, Precipitação e ROL para Natitingue (Região Sul) durante o período (1969 e 1984) através das reanálises do NCEP

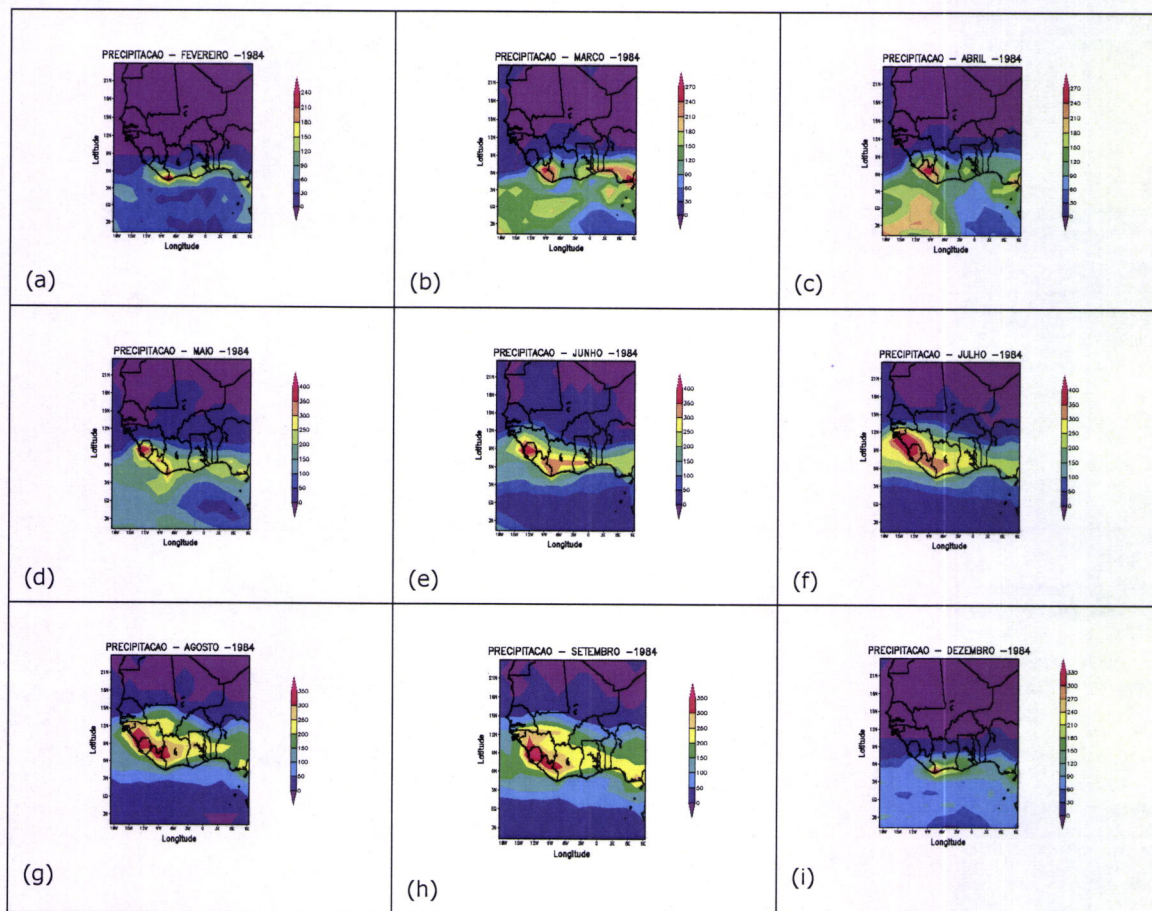


Anexo XI – Campos de precipitação mensal (Jan, Mar, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set e Dez) da área em estudo (5S,25N; 20W,10E) durante o período de 1969 através das reanálises do NCEP

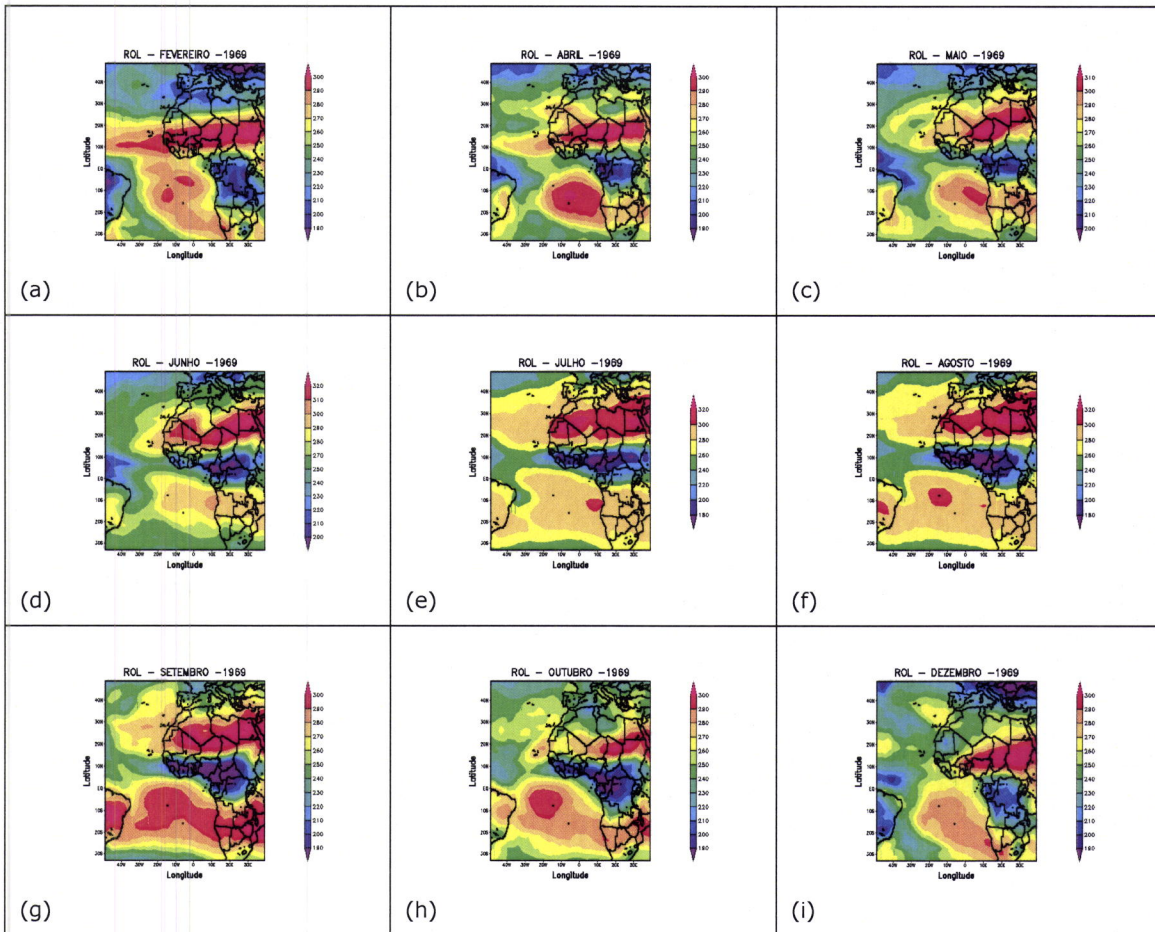




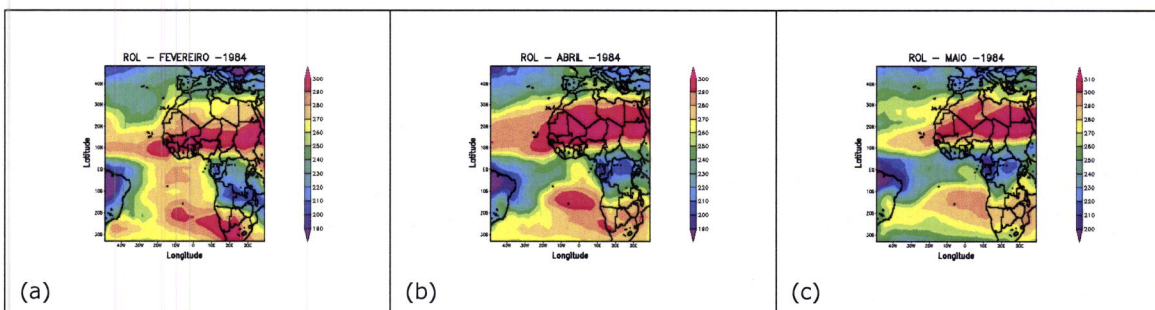
Anexo XII – Campos de precipitação mensal (Jan, Mar, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set e Dez) da área em estudo (5S,25N; 20W,10E) durante o período de 1984 através das reanálises do NCEP

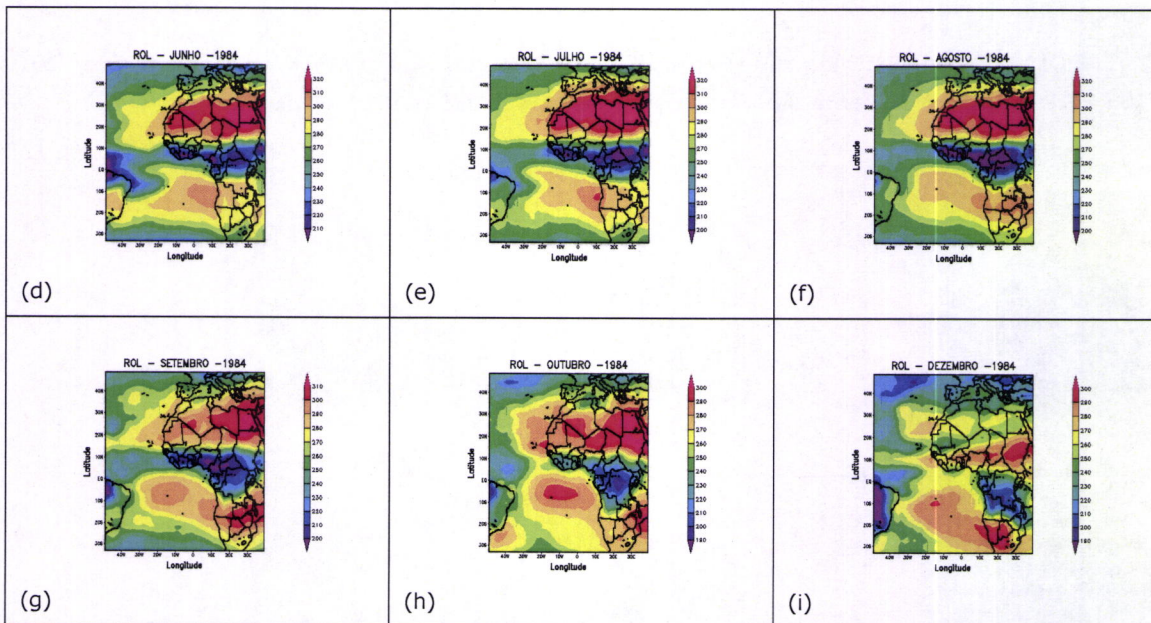


Anexo XIII – Campos de ROL (Fev, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set, Out e Dez) para a África (35S,50N; 50W,40E) durante o período de 1969 através das reanálises do NCEP

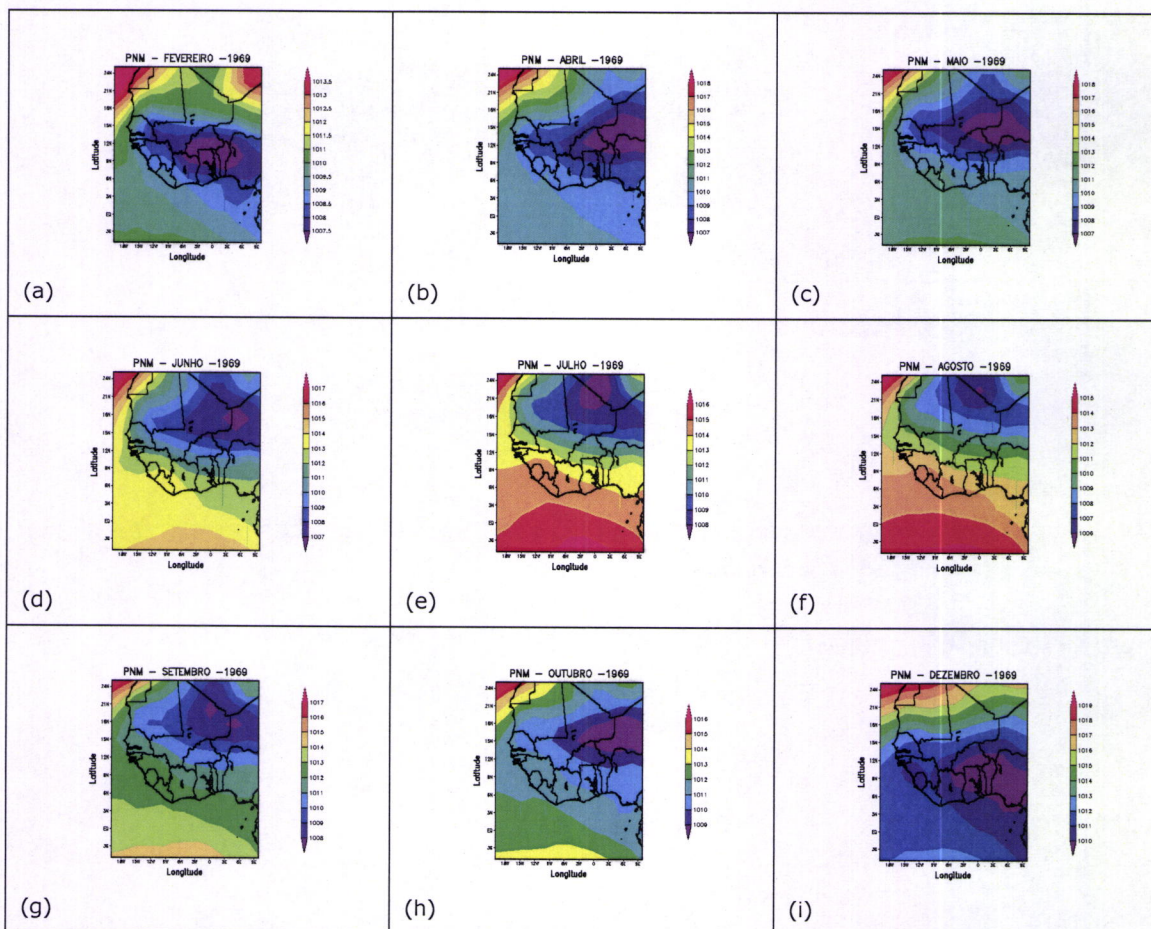


Anexo XIV – Campos de ROL (Fev, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set, Out e Dez) para a África (35S,50N; 50W,40E) durante o período de 1984 através das reanálises do NCEP

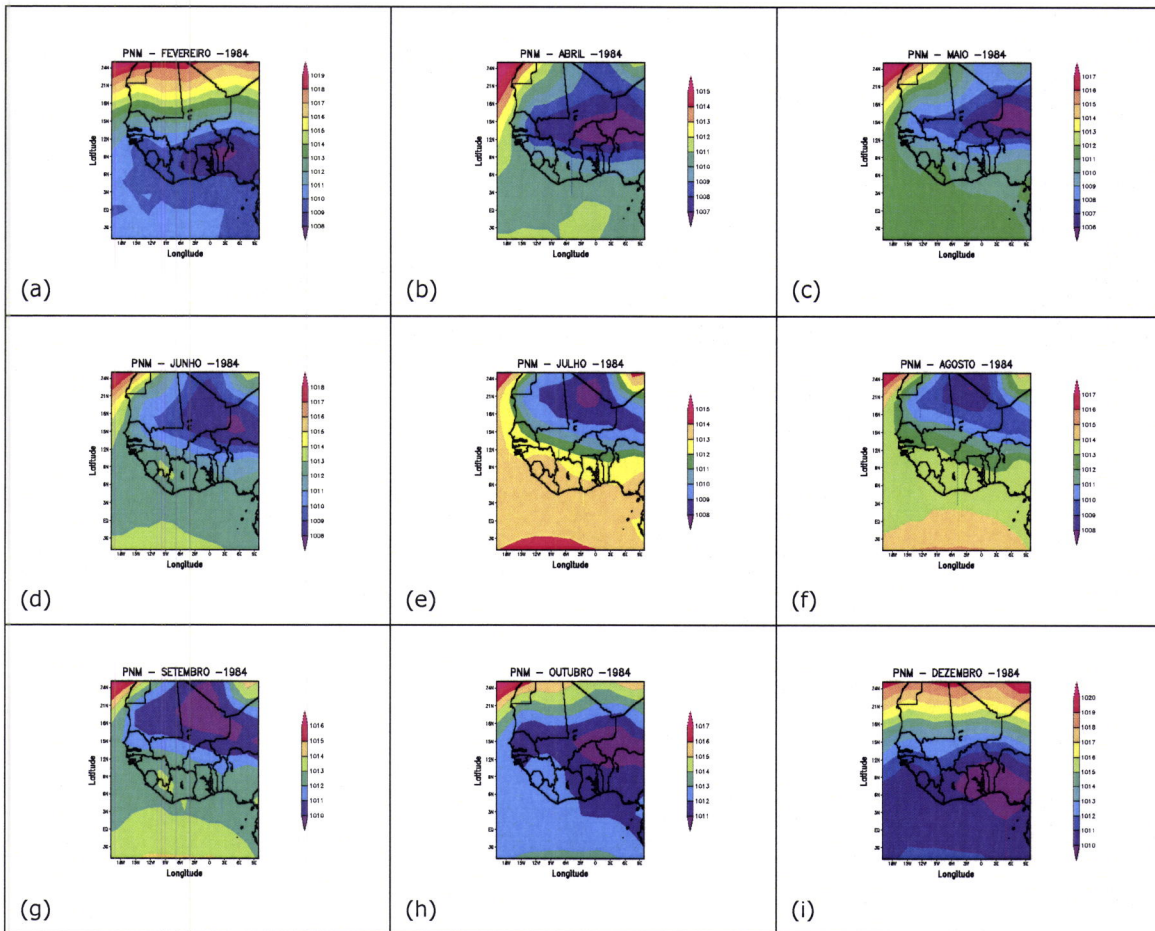




Anexo XV – Campos de PNM (Fev, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set, Out e Dez) da área em estudo (5S,25N; 20W,10E) durante o período de 1969 através das reanálises do NCEP

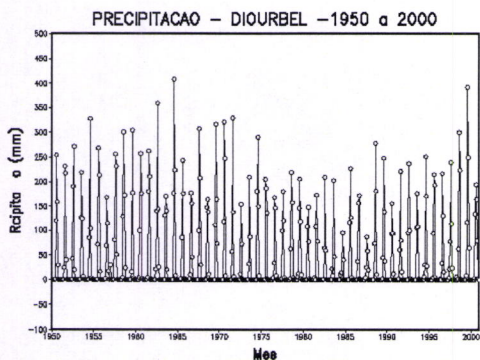


Anexo XVI – Campos de PNM mensais (Fev, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set, Out e Dez) da área em estudo (5S,25N; 20W,10E) durante o período de 1984 através das reanálises do NCEP



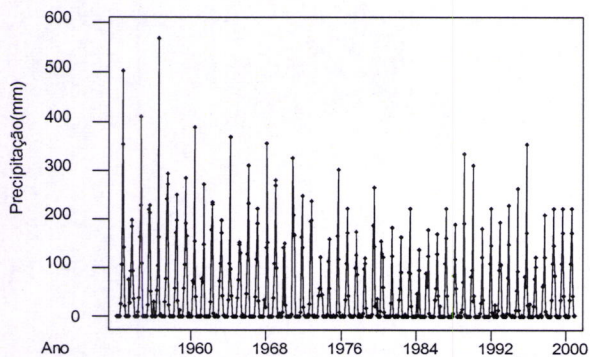
Anexo XVII-Comparação de séries de precipitação das Reanálises do NCEP (1950-2000) das estações em estudo com os dados observados (1950-2000).

1 - Região Oeste-Estação de Diourbel



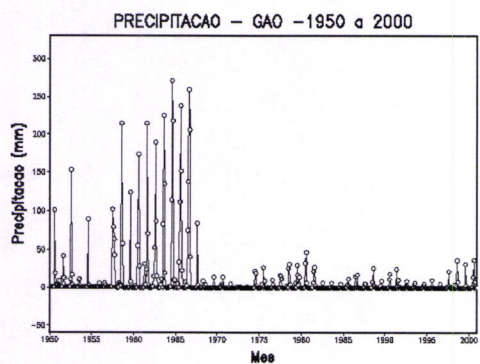
a)-Série de precipitação dos dados de Reanálises do NCEP de 1950 a 2000(14,8N ; 16,3W)-Diourbel

Série de precipitação observada 1950-2000(Diourbel)



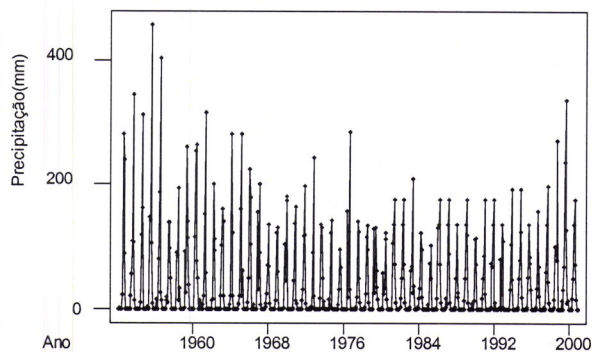
b) – Série de precipitação observada da estação de Diourbel (1950-2000)

2 - Região Leste-Estação de Gao



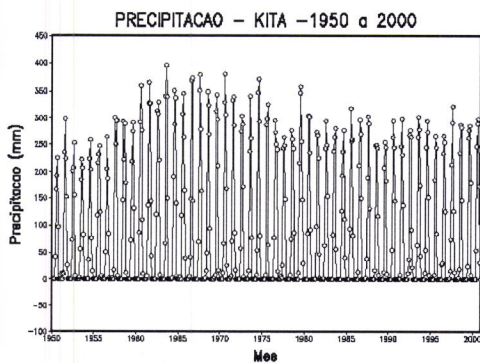
a)-Série de precipitação dos dados de Reanálises do NCEP de 1950 a 2000(16,3N ; 0,1W)-Gao

Série de precipitação observada 1950-2000(Gao)



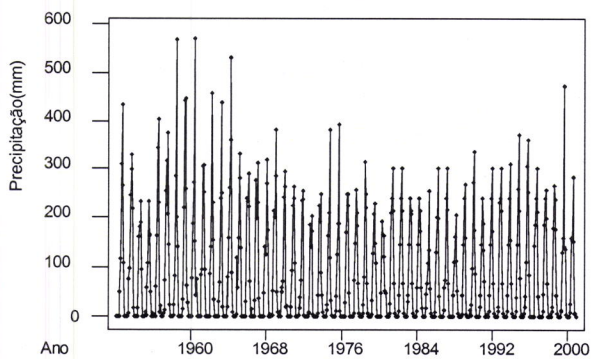
b) – Série de precipitação observada da estação de Gao (1950-2000)

3- Região Centro-sul, -Estação de Kita



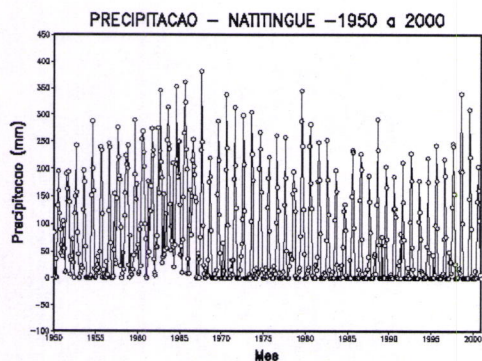
a)-Série de precipitação dos dados de Reanálises do NCEP de 1950 a 2000(13,1N ; 9,5W)-Kita

Série de precipitação observada 1950-2000(Kita)



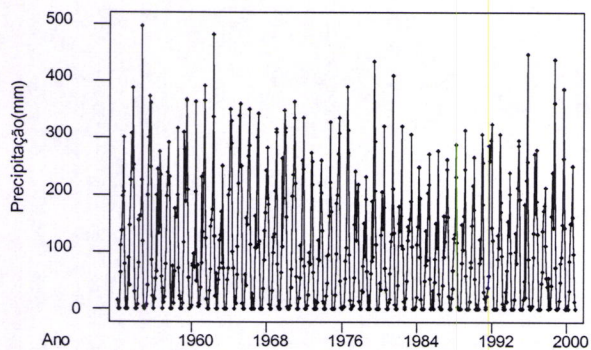
b) – Série de precipitação observada da estação de Kita (1950-2000)

4 – Região Sul-Estação de Natitingue



a)-Série de precipitação dos dados de Reanálises do NCEP de 1950 a 2000(10,3N ; 1,4E)-Natitingue

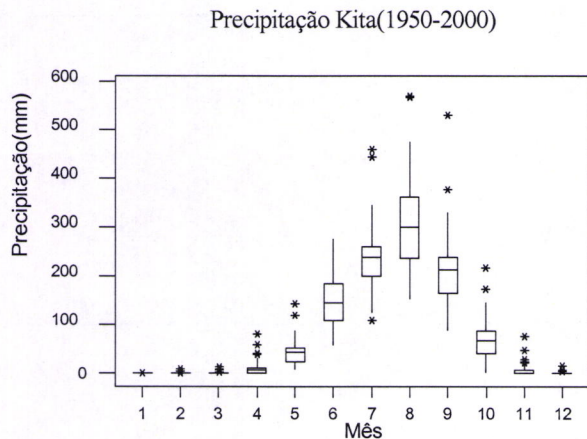
Série de precipitação observada 1950-2000(Natitingue)



b) – Série de precipitação observada da estação de Natitingue (1950-2000)

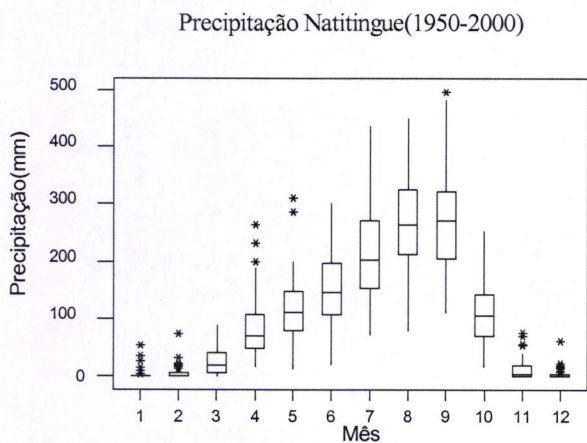
AnexoXVIII – Precipitação mensal observada (1950-2000) para cada estação representante das 4 regiões da África ocidental

1-Região Oeste-Estação de Diourbel



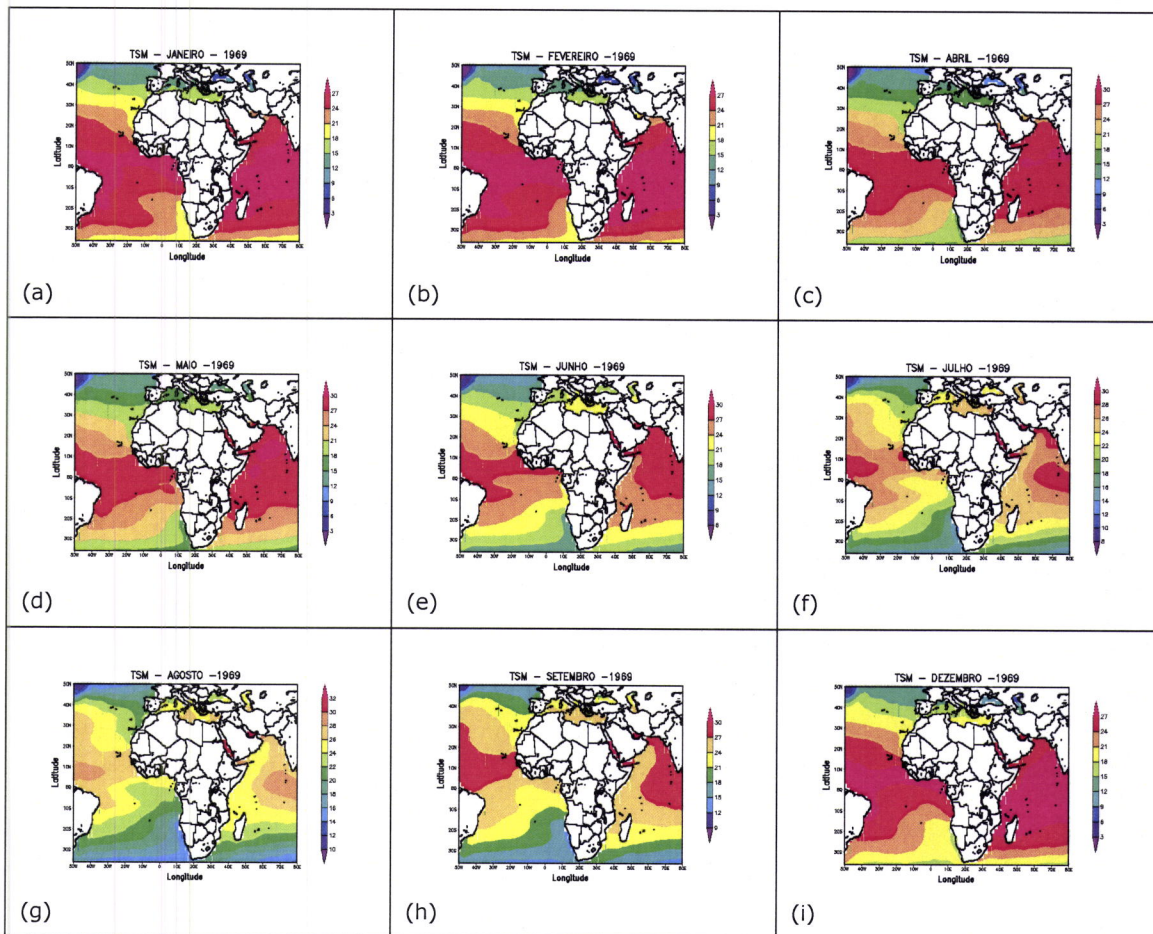
a)-Precipitação média mensal de Kita(1950-2000).

4-Região Sul – Estação de Natitingue

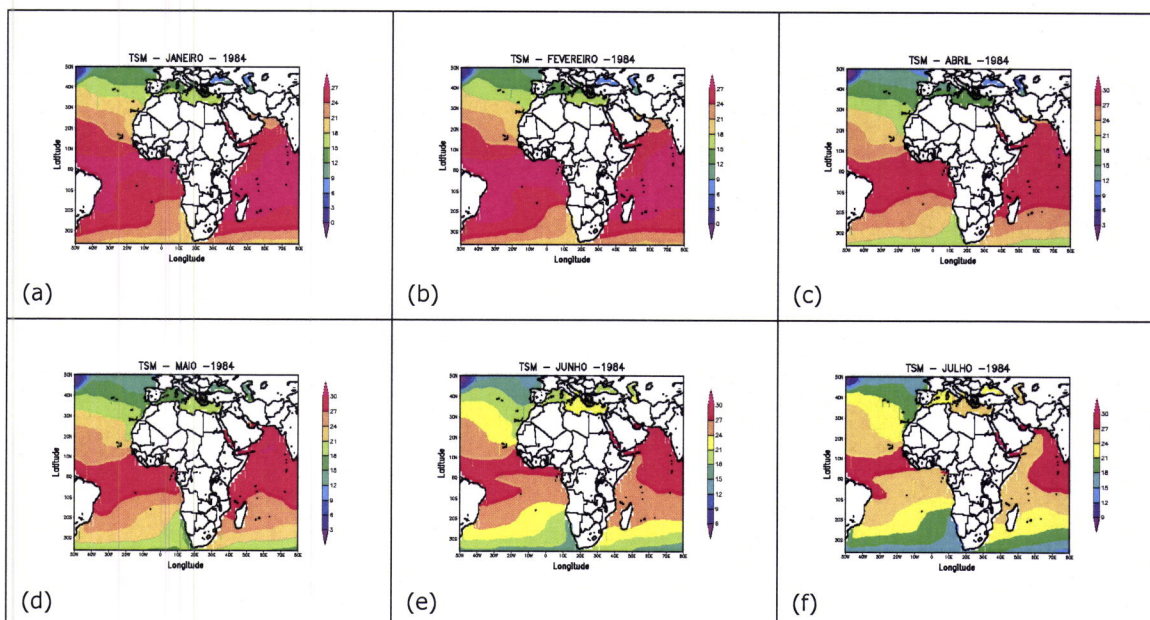


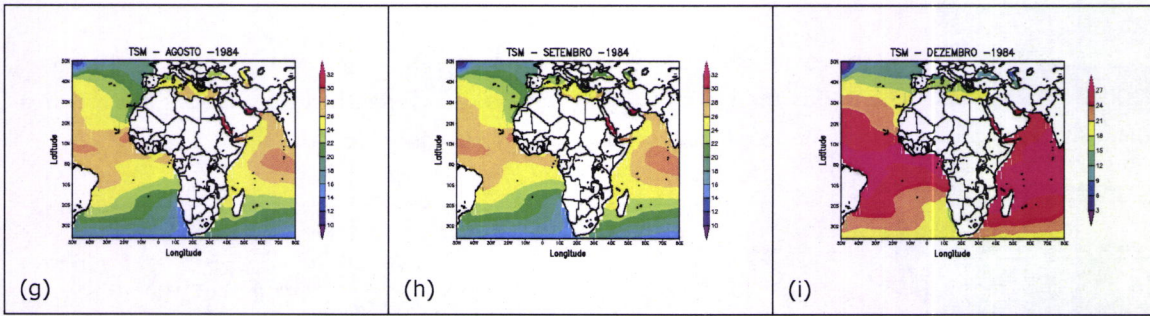
a)-Precipitação média mensal de Natitingue(1950-2000).

ANEXO XIX – TSM mensais (Jan, Feb, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set, e Dez) nos oceanos que circundam a África (40S,50N; 50W,80E) durante o período de 1969 através das reanálises do NCEP

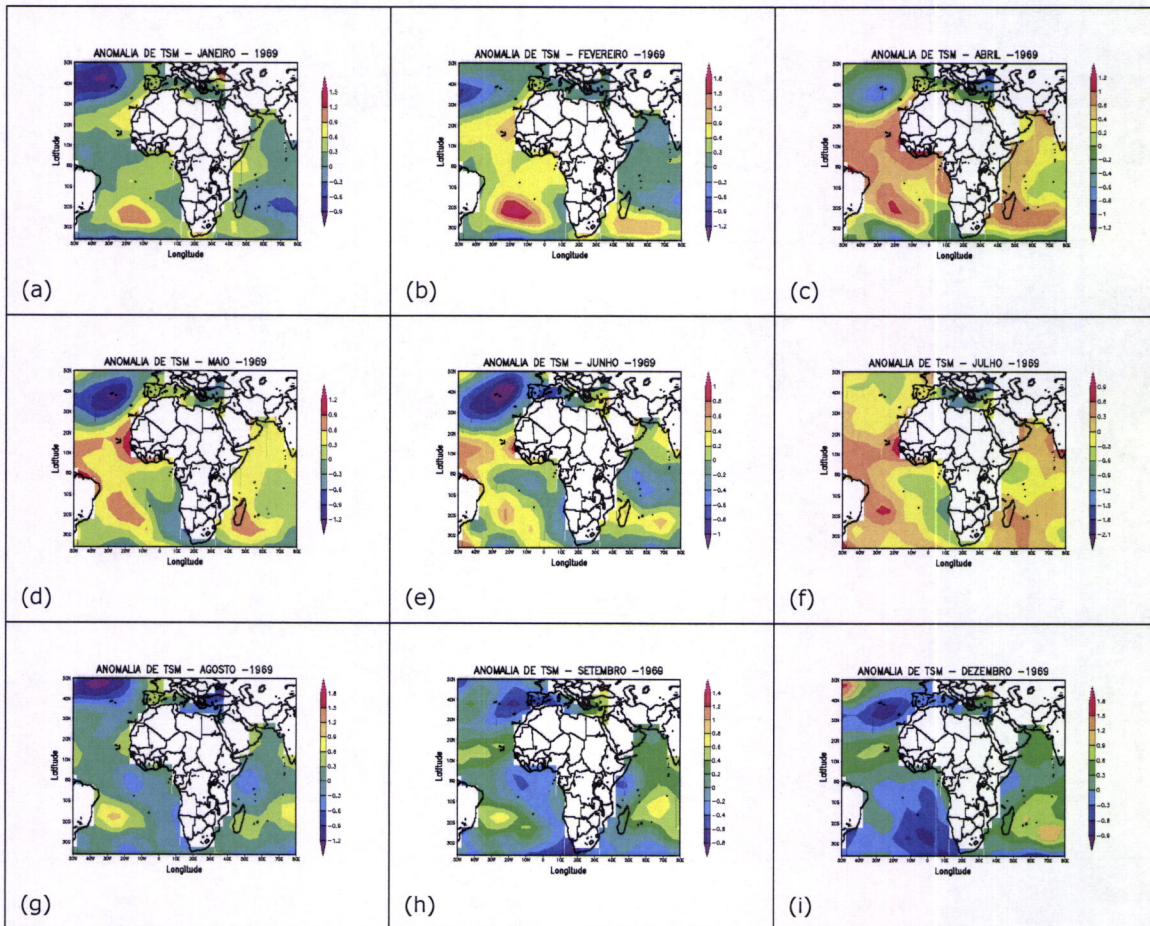


ANEXO XX – TSM mensais (Jan, Fev, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set, e Dez) nos oceanos que circundam a África (40S,50N; 50W,80E) durante o período de 1984 através das reanálises do NCEP

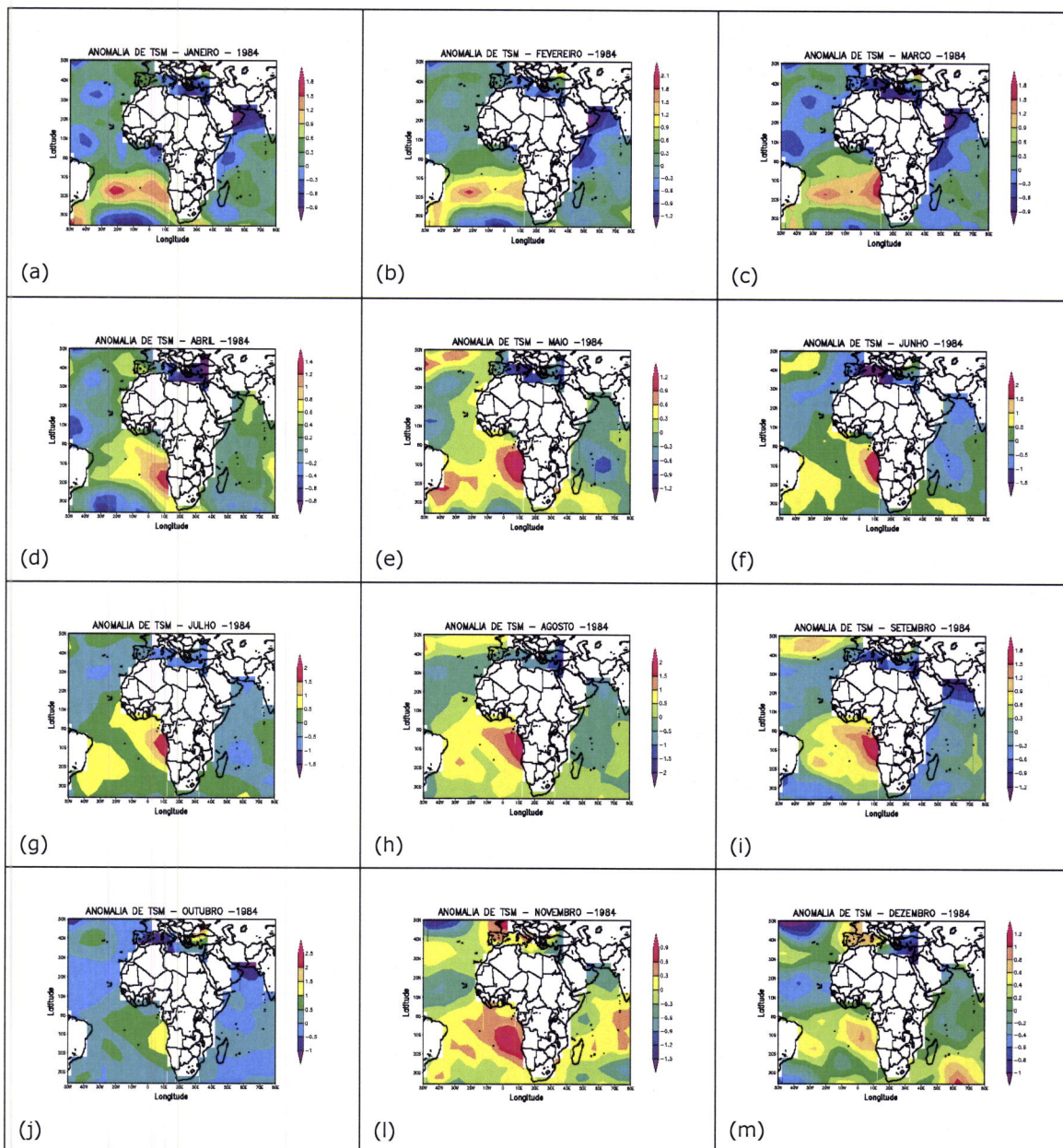




ANEXO XXI - Campos de Anomalias mensais da TSM (Jan, Fev, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set, e Dez) nos oceanos que circundam a África (40S,50N; 50W,80E) durante o período de 1969 através das reanálises do NCEP

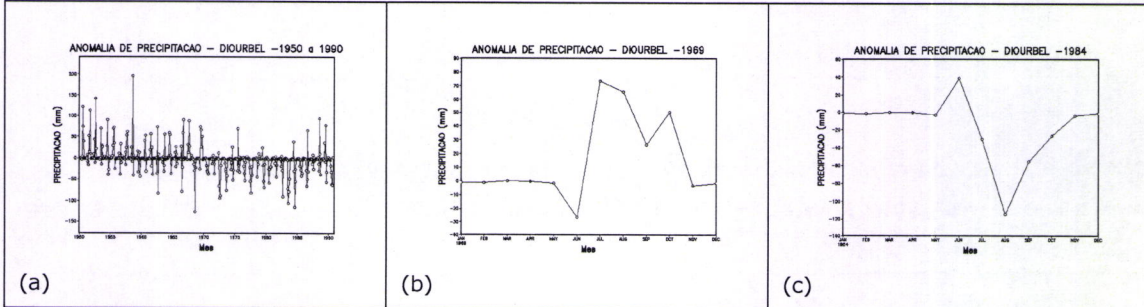


ANEXO XXII – Campos de Anomalias mensais da TSM (Jan-Dez) nos oceanos que circundam a África (40S,50N; 50W,80E) durante o período de 1984 através das reanálises do NCEP.

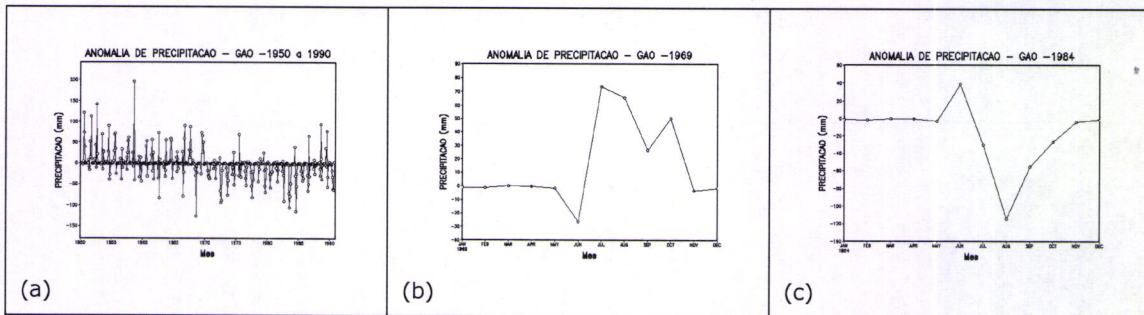


ANEXO XXIII – Comportamento mensal das Anomalias de Precipitação das quatro regiões da África ocidental durante o período de 1950-1990 e durante os períodos de 1969 e 1984 através das reanálises do NCEP

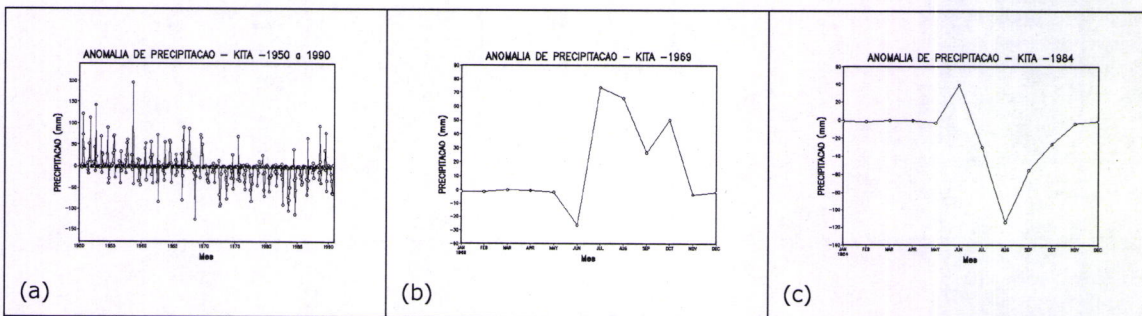
1- Região Oeste-Estação de Diourbel



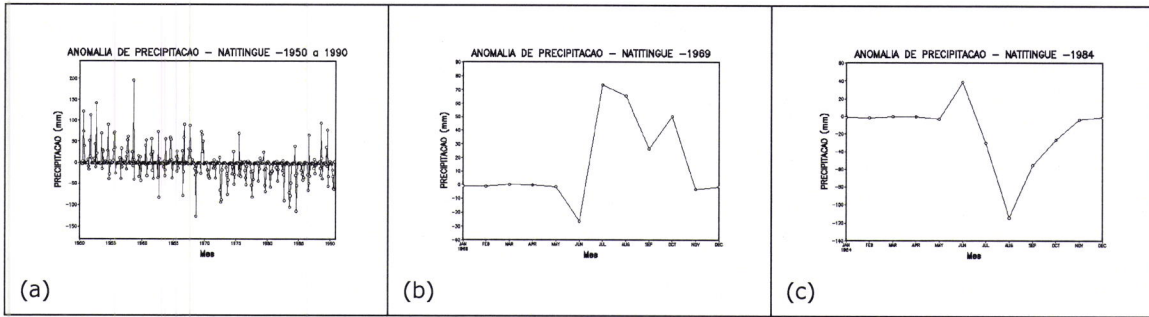
2- Região Leste-Estação de Gao



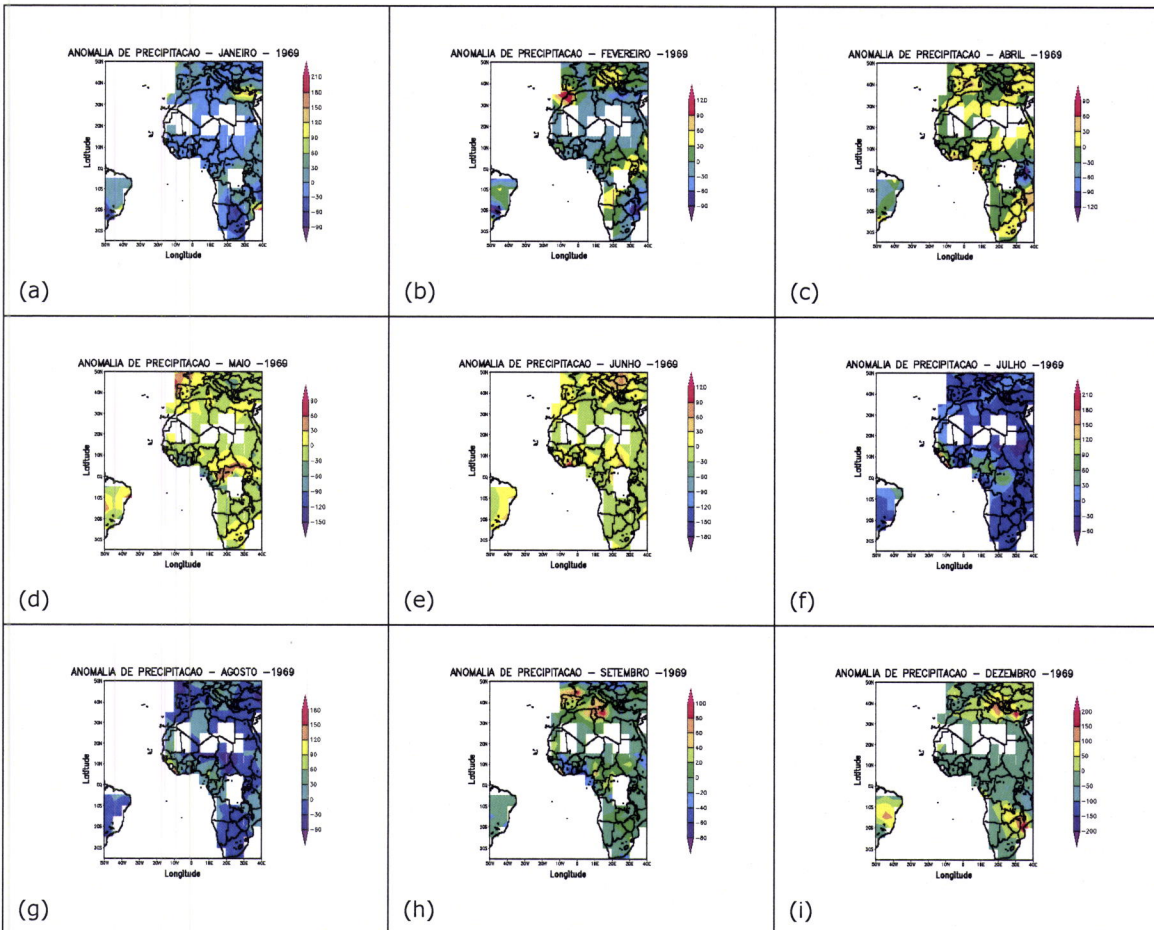
3- Região Centro-sul-Estação de Kita



4- Região Sul-Estação de Natitingue



ANEXO XXIV – Campos de Anomalias mensais da Precipitação (Jan, Fev, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set, e Dez) para a África (40S,50N; 50W,40E) durante o período de 1969 através das reanálises do NCEP



ANEXO XXV – Campos de Anomalias mensais da Precipitação (Jan, Fev, Abr, Mai, Jun, Jul, Ago, Set, e Dez) para a África (40S,50N; 50W,40E) durante o período de 1984 através das reanálises do NCEP

