

UNIVERSIDADE DE ÉVORA

Variabilidade sazonal e interanual da precipitação na região de Cabo Verde

Seasonal and interannual precipitation variability in the region of Cape Verde

*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: Emanuel Francisco Santos Soares

Orientadores: Prof. Dra. Iracema F. A. Cavalcanti
Prof. Dr. João Corte-Real

“Esta dissertação não inclui as críticas e sugestões feitas pelo júri”

Évora - 2004

UNIVERSIDADE DE ÉVORA

**Variabilidade sazonal e interanual
da precipitação na região de Cabo Verde**

**Seasonal and interannual precipitation
variability in the region of Cape Verde**



142 599

*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: Emanuel Francisco Santos Soares

Orientadores: Prof. Dra. Iracema F. A. Cavalcanti
Prof. Dr. João Corte-Real

“Esta dissertação não inclui as críticas e sugestões feitas pelo júri”

RESUMO

Cabo Verde encontra-se localizado numa região onde a variabilidade da alta subtropical dos Açores funciona como factor regulador das anomalias da precipitação, controlando a oscilação sazonal dos alísios de características marítimas e continentais durante os meses secos (Novembro a Junho). Na época chuvosa (Julho a Outubro), destaca-se o movimento oscilatório da ZCIT, caracterizado pelos ventos do sudeste e pela passagem de perturbações de leste. Entre Dezembro e Fevereiro o arquipélago sofre influências de massas de ar das latitudes extratropicais. A distribuição espaço-temporal da precipitação é condicionada por fenómenos regionais e influências remotas como modos dominantes de variabilidade. Este trabalho utiliza os métodos de correlação de Pearson e funções ortogonais empíricas para estabelecer correlações entre TSM, ROL e o vento e a precipitação sobre o arquipélago e identificar modos dominantes de variabilidade. As anomalias da precipitação parecem estar relacionadas com a TSM do Atlântico e a ENSO. A variabilidade dos alísios do nordeste condiciona a convecção sobre as ilhas. Nos anos chuvosos, o escoamento zonal é menos intenso na região e a componente meridional norte é de menor intensidade que a componente sul. As precipitações podem estar relacionadas com a variabilidade da componente zonal nos 850 hPa sobre o arquipélago e a intensidade do jato tropical nos 200 hPa. Nos anos chuvosos, a componente meridional nos 850 hPa intensifica-se sobre Cabo Verde e sobre a região equatorial e reduz-se na região dos alísios do NE. Nos 200 hPa, as precipitações parecem estar dependentes da variabilidade do escoamento meridional sobre as ilhas, a África ocidental e a região equatorial. Nesses níveis, estruturas de trem de ondas surgem como modos dominantes, sugerindo a existência de influências de sistemas ondulatórios extratropicais.

ABSTRACT

Cape Verde is located in a region where the Azores subtropical high functions as regulator factor of the precipitation anomalies, controlling the seasonal oscillations of trade winds with maritime and continental characteristics during the dry season (November to June). During the rainy season (July to October) emphasis goes towards the oscillatory movement of the ITCZ, characterized by the onset of south-easterly winds and movements of easterly disturbances. Between December and February, the archipelago is influenced by air masses extra-tropical latitudes origin. The spatial and temporal precipitation distribution is influenced by regional and remote features as dominant modes of variability. Pearson's correlation and empirical orthogonal functions methods are used in this study to determine the correlation of SST, LWR and wind with the precipitation over the archipelago and to identify the dominant modes of variability. The precipitation anomalies seem to be related with the Atlantic SST and the ENSO. The northeast trade winds influence convection over the islands. During wet years the zonal flux is less intense in the region and the northern meridional component is weaker than the southern component. There seems exist a relation between the precipitations and the zonal wind component in the 850 hPa level over the archipelago and the tropical jet intensity in the 200 hPa level. In the wet years, the 850 hPa meridional component intensifies over Cape Verde and the equatorial region and reduces intensity over the northeast trade wind region. In the 200 hPa level, the precipitation seems to be dependent on the variability of the meridional flux over the islands, west of Africa and the equatorial region. In those levels, oscillatory wave structures can be found as dominant modes of variability, suggesting the existence of influences from extra-tropical migratory systems.

*Á memória do meu irmão **Hélder**,
prematuramente levado desta vida pela moléstia cancerosa!*

*A **Filó, Waldir, Marco, Bety, Linett, Tatiana e Geovani**,
fontes da minha motivação, com peculiar carinho!*

*Ao meu **pai** e à minha **mãe**,
pela benção!*

*A toda a minha **família**,
com dedicação!*

Agradecimentos

Em primeiro lugar, os meus especiais agradecimentos à Dra. Iracema Cavalcanti (CPTEC), orientadora da minha dissertação, pelo apoio precioso e pelas excelentes facilidades postas à minha disposição no decorrer da preparação deste trabalho. Especiais agradecimentos vão também para o meu co-orientador, o Dr. João Corte Real (Universidade de Évora). Agradecimentos distintos vão para a Dra. Ana Maria Silva (Universidade de Évora), cujas intervenções pontuais permitiram-me ultrapassar os contrangimentos de natureza variada que surgiram durante os anos de mestrado. Os agradecimentos são extensivos ao Dr. Sérgio Ferreira e à Mafalda da Agência Cria, pelo apoio incondicional, e à Ester do Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, pelo incentivo e pelo apoio prestado. À empresa de Aeroportos e Segurança Aérea (ASA), na pessoa do seu presidente Mario Lopes Paixão, reafirmo a minha gratidão pela ajuda quanto à minha deslocação ao Brasil. Ao Christopher e ao Paulo Kunbota do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), um muito obrigado pelo tempo que subtrai aos seus afazeres, em ocasiões que foram valiosas nas análises com o GrADS. À Natalia, que a luz ilumine sempre o seu caminho. Com especial carinho, um muito obrigado à minha família pelo apoio, com especial incidência na Filó, que sempre soube estar presente, mesmo nos momentos mais difíceis. Com especial atenção, agradeço ao Gabinete de Relações Internacionais da Ciência e do Ensino Superior, organismo do Ministério da Ciência e do Ensino Superior de Portugal pela bolsa de estudos que permitiu-me intergrar e terminar com sucesso o curso de mestrado. De igual modo, sinto-me muito grato a todos do CPTEC que, de uma forma ou de outra, contribuíram para que eu pudesse adaptar-me ao excelente ambiente de trabalho. Por tudo o que fizeram, não tenho palavras para agradecer ao pessoal amigo da ADC, em especial ao José Luiz Souza, pela amizade, pela companhia e por me terem feito sentir em casa. Agradeço também a todos os que de uma maneira ou de outra contribuíram para a realização deste trabalho.

Aos que pretenderam atropelar, desejo paz e tranquila meditação.

A todos, os meus mais profundos agradecimentos.

"Have courage for the great sorrows of life and patience for the small ones; and when you have laboriously accomplished your daily task, go to sleep in peace".

Victor Hugo

"Experience is not what happens to a man. It is what a man does with what happens to him".

Aldous Huxley

Índice

	Página nº
LISTA DE FIGURAS	vii
CAPÍTULO 1. - INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 2. - OBJECTIVOS	3
2.1 - Objectivo Geral	3
2.2 - Objectivos específicos	3
CAPÍTULO 3. - DADOS E MÉTODOS	4
3.1 - Dados	4
3.2 - Métodos	5
CAPÍTULO 4. - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
4.1 - “ <i>Upwelling</i> ” e “ <i>downwelling</i> ”	9
4.2 - A ZCIT, as correntes de jato tropical e jato africano de leste	10
4.3 - O regime da precipitação	11
4.3.1 - As chuvas de “ <i>invernada</i> ”	11
4.3.2 - Os processos da superfície continental	12
4.4 - As circulações e as influências remotas	14
4.4.1 - As circulações oceânicas	14
4.4.2 - As perturbações de leste	15
4.4.3 - Os fenómenos de El Niño e de La Niña	16
4.4.4 - A circulação e o processo acoplado	18
4.4.5 - As inter-relações entre o Atlântico e o Pacífico	21
4.5 - A climatologia da precipitação	22
4.6 - O efeito da temperatura da superfície do mar a nível local na circulação atmosférica sobre o sector atlântico	24
4.6.1 - Os padrões decadais	24
4.6.2 - A física do acoplamento	25
4.7 - Os sistemas de circulação na região de Cabo Verde	27

4.7.1	- As inversões	31
4.7.2	- A estação seca	31
4.7.3	- A estação húmida	32
4.7.4	- A estação de transição	32
CAPÍTULO 5.	- RESULTADOS	34
5.1	- Resumo climatológico das precipitações	34
5.2	- Os campos de precipitação	35
5.3	- A climatologia da precipitação nas estações	41
5.3.1	- A estação do aeroporto Amílcar Cabral	41
5.3.2	- A estação do Cachaço	45
5.3.3	- A estação de Chão Bom	48
5.3.4	- A estação de Figueiral de Paúl	51
5.3.5	- A estação de Galinheiro	55
5.3.6	- A estação do Mindelo	59
5.3.7	- A estação de Nova Sintra	62
5.4	- Os campos da precipitação e a circulação à superfície	65
5.5	- As anomalias da precipitação	73
5.6	- O campo do vento zonal e meridional	75
5.6.1	- Componente zonal do vento	75
5.6.2	- A componente meridional do vento	75
5.7	- As correlações	79
5.8	- As funções ortogonais empíricas (EOF)	85
5.8.1	- Os padrões dominantes	85
5.8.2	- Outros modos dominantes	93
CAPÍTULO 6.	- CONCLUSÕES, EXPECTATIVAS E SUGESTÕES	103
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	110
APÊNDICE A:	O método das correlações de Pearson	120
APÊNDICE B:	O método das Funções Ortogonais Empíricas	124
APÊNDICE C:	Mapa do arquipélago de Cabo Verde com a localização das estações do Aeroporto do Sal, do Cachaço, de Chão Bom, de Figueiral, de Galinheiro, do Mindelo e de Nova Sintra	128

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Mapa com a localização das regiões da costa ocidental da África, Europa ocidental, América do Norte e Central e Norte da América do Sul, área utilizada para o estudo da variabilidade da precipitação. O rectângulo menor indica a localização do arquipélago de Cabo Verde. (Mapa: GMT © 1996 – 2004 OMC - Martin Weinelt)
- Figura 2: Factores que condicionam as precipitações estivais. Chuva de advecção fria, de 14 de Janeiro de 1990, 500hPa, 12:00 TU (*de Felice*, 1992).
- Figura 3: Gráfico da série temporal da pressão média ao nível do mar entre Julho e Outubro, calculada na área 26W-28W/14N-18N, entre 1950-2000 (Reanálises do NCEP).
- Figura 4: Estação seca. Anticiclone dos Açores. Carta de superfície de 06:00 UTC, 12.05.1966 – (Renato Carvalho, 1973)
- Figura 5: Estação seca. Situação de bruma seca. Carta de superfície de 06:00 UTC, 12.04.1966 – (Renato Carvalho, 1973)
- Figura 6 - Época de transição. Carta de superfície das 06:00 UTC, 23.02.1966 – (Renato Carvalho, 1973)
- Figura 7: Estação húmida. Sistema de baixa pressão associada à ZCIT. Carta de superfície das 06:00 UTC, 09.08.1958 – (Renato Carvalho, 1973)
- Figura 8: Gráfico da série temporal da precipitação média anual (mm), calculada a partir dos valores médios anuais registados em cada uma das sete estações em estudo, entre 1950 e 2000.
- Figura 9: Precipitação sazonal. Gráfico das precipitações médias mensais (1950-2000) das estações em estudo, onde se pode verificar a semelhança do ciclo anual entre as estações.
- Figura 10: Gráficos da precipitação média (mm/dia) na aérea em estudo correspondente ao mês de Março, para o período 1980-2000, calculado com os dados do CMAP.
- Figura 11: Gráficos da precipitação média (mm/dia) na aérea em estudo correspondente ao mês de Junho, para o período 1980-2000, calculado com os dados do CMAP.
- Figura 12: Gráficos da precipitação média (mm/dia) na aérea em estudo correspondente ao mês de Setembro, para o período 1980-2000, calculado com os dados do CMAP.
- Figura 13: Gráficos da precipitação média (mm/dia) na aérea em estudo correspondente ao mês de Dezembro, para o período 1980-2000, calculado com os dados do CMAP.
- Figura 14: Anomalias médias da precipitação em Cabo Verde no período 1980-2000. Este gráfico é elaborado a partir dos dados da série completa das médias das anomalias registadas nas sete estações em estudo, no período 1950-2000.

- Figura 15: Gráfico das precipitações médias anuais registadas na estação do Aeroporto do Sal, durante o período entre 1950 e 2000.
- Figura 16 : Gráfico das precipitações médias mensais da estação do Aeroporto do Sal (1950-2000).
- Figura 17: Gráfico das anomalias da precipitação anual registadas na estação do Aeroporto do Sal (1980-2000).
- Figura 18: Gráfico das precipitações médias anuais da estação do Cachaço (1950-2000).
- Figura 19: Gráfico das precipitações médias mensais da estação do Cachaço (1958-2000).
- Figura 20: Gráfico das anomalias da precipitação anual registadas na estação do Cachaço (1980-2000).
- Figura 21: Gráfico das precipitações médias anuais da estação de Chão Bom (1950-2000).
- Figura 22: Gráfico das precipitações médias mensais da estação do Chão Bom (1950-2000).
- Figura 23: Gráfico das anomalias da precipitação anual registadas na estação do Chão Bom (1980-2000).
- Figura 24: Gráfico das precipitações médias anuais da estação de Figueiral de Paúl (1950-2000).
- Figura 25: Gráfico das precipitações médias mensais da estação de Figueiral de Paúl (1950-2000).
- Figura 26: Gráfico das anomalias da precipitação anual registadas na estação de Figueiral de Paúl (1980-2000).
- Figura 27: Gráfico das precipitações médias anuais da estação de Galinheiro (1950-2000).
- Figura 28: Gráfico das precipitações médias mensais da estação de Galinheiro (1950-2000).
- Figura 29: Gráfico das anomalias da precipitação anual registadas na estação de Galinheiro (1980-2000).
- Figura 30: Gráfico das precipitações médias anuais da estação do Mindelo (1950-2000).
- Figura 31: Gráfico das precipitações médias mensais da estação do Mindelo (1950-2000).
- Figura 32: Gráfico das anomalias anuais registadas na estação do Mindelo (1950-2000).
- Figura 33: Gráfico das precipitações médias anuais da estação de Nova Sintra (1950-2000).
- Figura 34: Gráfico das precipitações médias mensais da estação de Nova Sintra (1950-2000).

- Figura 35: Gráfico das anomalias da precipitação anual registadas na estação de Nova Sintra (1980-2000).
- Figura 36: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Julho, 1982).
- Figura 37: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Agosto, 1982).
- Figura 38: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Setembro, 1982).
- Figura 39: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Outubro, 1982).
- Figura 40: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Julho, 1984).
- Figura 41: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Agosto, 1984).
- Figura 42: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Setembro, 1984).
- Figura 43: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Outubro, 1984).
- Figura 44: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Julho, 1992).
- Figura 45: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Agosto, 1992).
- Figura 46: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Setembro, 1992).
- Figura 47: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Outubro, 1992).
- Figura 48: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Julho, 1997).
- Figura 49: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Agosto, 1997).
- Figura 50: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Setembro, 1997).
- Figura 51: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Outubro, 1997).
- Figura 52: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Julho, 1999).
- Figura 53: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Agosto, 1999).
- Figura 54: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Setembro, 1999).
- Figura 55: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Outubro, 1999).
- Figura 56: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Julho, 2000).
- Figura 57: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Agosto, 2000).
- Figura 58: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Setembro, 2000).
- Figura 59: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Outubro, 2000).

- Figura 60: Anomalias de precipitação sobre a região de Cabo Verde para o período de Julho a Outubro do ano de 1982.
- Figura 61: Anomalias de precipitação sobre a região de Cabo Verde para o período de Julho a Outubro do ano de 1984.
- Figura 62: Anomalias de precipitação sobre a região de Cabo Verde para o período de Julho a Outubro do ano de 1992.
- Figura 63: Anomalias de precipitação sobre a região de Cabo Verde para o período de Julho a Outubro do ano de 1997.
- Figura 64: Anomalias de precipitação sobre a região de Cabo Verde para o período de Julho a Outubro do ano de 1999.
- Figura 65: Anomalias de precipitação sobre a região de Cabo Verde para o período de Julho a Outubro do ano de 2000.
- Figura 66: Padrões das anomalias do vento zonal (m/s) - (JASO, 1982).
- Figura 67: Padrões das anomalias do vento zonal (m/s) - (JASO, 1984).
- Figura 68: Padrões das anomalias do vento zonal (m/s) - (JASO, 1992).
- Figura 69: Padrões das anomalias do vento zonal (m/s) - (JASO, 1997).
- Figura 70: Padrões das anomalias do vento zonal (m/s) - (JASO, 1999).
- Figura 71: Padrões das anomalias do vento zonal (m/s) - (JASO, 2000).
- Figura 72: Padrões das anomalias do vento meridional (m/s) - (JASO, 1982).
- Figura 73: Padrões das anomalias do vento meridional (m/s) - (JASO, 1984).
- Figura 74: Padrões das anomalias do vento meridional (m/s) - (JASO, 1992).
- Figura 75: Padrões das anomalias do vento meridional (m/s) - (JASO, 1997).
- Figura 76: Padrões das anomalias do vento meridional (m/s) - (JASO, 1999).
- Figura 77: Padrões das anomalias do vento meridional (m/s) - (JASO, 2000).
- Figura 78: Correlação sazonal do fluxo meridional no nível de 1000 hPa com a precipitação de Julho a Outubro (1980/2000) sobre o Sahel - (NCEP/NCAR).
- Figura 79: Correlação sazonal do fluxo zonal no nível de 1000 hPa com a precipitação de Julho a Outubro (1980/2000) sobre o Sahel (NCEP/NCAR).
- Figura 80: Correlação sazonal entre a ROL e a precipitação (Julho-Outubro, 1980/2000) sobre o

Sahel (NCEP/NCAR).

- Figura 81: Correlação sazonal entre a TSM e a precipitação de Julho a Outubro (1980/2000) sobre o Sahel (NCEP/NCAR).
- Figura 82: Correlação sazonal entre as precipitações sobre o nordeste do Brasil, de Julho a Outubro e sobre o Sahel (1988/2000) – (NCEP/NCAR).
- Figura 83: Correlação sazonal entre a precipitação de Julho a Outubro (1980/2000) e o padrão tripolar do Atlântico – (NCEP/NCAR).
- Figura 84: Análise de correlações entre a precipitação média na área e as TSM (JASO, 1980-2000).
- Figura 85: Análise de correlações entre a precipitação média na área e a ROL (JASO, 1980-2000).
- Figura 86: Análise de correlações entre a precipitação média na área e componente zonal do vento à superfície (JASO, 1980-2000).
- Figura 87: Análise de correlações entre a precipitação média na área e componente zonal do vento no nível de 850 hPa (JASO, 1980-2000).
- Figura 88: Análise das correlações entre a precipitação média na área e a componente zonal do vento no nível de 200 hPa (JASO, 1980-2000).
- Figura 89: Análise das correlações entre a precipitação média na área e a componente meridional à superfície (JASO, 1980-2000).
- Figura 90: Análise de correlações entre a precipitação média na área e componente zonal do vento no nível de 850 hPa (JASO, 1980-2000).
- Figura 91: Análise de correlações entre a precipitação média na área e componente zonal do vento no nível de 200 hPa (JASO, 1980-2000).
- Figura 92: EOF 1 que ilustra os modos de variabilidade das TSM (1982-2000). O padrão sugere uma influência do El Niño desfasado em relação ao Atlântico.
- Figura 93: EOF 2 ilustrando os padrões de variabilidade das TSM (1982-2000), semelhante aos da EOF 1.
- Figura 94: Gráfico das amplitudes associadas à EOF 1 da TSM (1982-2000).
- Figura 95: Padrões dominantes da variabilidade da ROL, no período de 1980 a 2000 (EOF 1).
- Figura 96: Padrões dominantes da variabilidade da ROL, no período de 1980 a 2000 (EOF 2).
- Figura 97: Padrões dominantes da variabilidade da radiação de onda longa no período de 1980 a 2000 (EOF 3).

- Figura 98: PC 1 -Gráfico das componentes principais da radiação de onda longa (1980-2000).
- Figura 99: PC 2 - Gráfico das componentes principais da radiação de onda longa (1980-2000).
- Figura 100: Padrões dominantes que ilustram a variabilidade da componente zonal do vento no período de 1980 a 2000 (EOF 1).
- Figura 101: Os padrões da EOF 2 que ilustram os modos dominantes da componente zonal do vento à superfície (1980- 2000).
- Figura 102: Gráfico das amplitudes associadas à EOF 2 da componente zonal no nível dos 850 hPa (1980-2000).
- Figura 103: EOF 1 da componente zonal no nível de 200 hPa, para o período de 1980 a 2000.
- Figura 104: EOF 2 da componente zonal no nível de 200 hPa, para o período de 1980 a 2000.
- Figura 105: EOF 1 - Modos dominantes da componente meridional à superfície, no período de 1980-2000.
- Figura 106: EOF 1 - Modos dominantes da componente meridional à superfície, no período de 1980-2000.
- Figura 107: Ilustração dos padrões dominantes na componente meridional no nível de 850 hPa, no período de 1980-2000 (EOF 1).
- Figura 108: Modos dominantes da componente zonal no nível de 850 hPa, no período de 1980-2000 (EOF 2).
- Figura 109: EOF 1 - Modos dominantes da componente meridional no nível de 200 hPa, no período de 1980-2000.
- Figura 110: EOF 2 - Modos dominantes da componente meridional no nível de 200 hPa, no período de 1980-2000.
- Figura 111: Padrões dominantes das anomalias das TSM, no período 1982-2000 (EOF 1) - (Área reduzida).
- Figura 112: Padrões dominantes das anomalias das TSM, no período 1982-2000 (EOF 2) - (Área reduzida).
- Figura 113: Gráfico da série temporal associada à EOF 1 da TSM (1982-2000).
- Figura 114: EOF 1 da ROL, correspondente ao período de 1980-2000 (Área reduzida).
- Figura 115: EOF 2 da ROL, correspondente ao período de 1980-2000 (Área reduzida).
- Figura 116: Gráfico da série temporal correspondente à EOF 1 da ROL (1980-2000).
- Figura 117: EOF 3 - Modos dominantes da ROL (1980-2000) - (Área reduzida).

- Figura 118: EOF 1 - Componente zonal do vento à superfície (1980-2000) - (Área reduzida).
- Figura 119: Gráfico da série temporal associada à EOF 1 da componente zonal do vento à superfície (1980-2000).
- Figura 121: Modos dominantes da componente zonal do vento no nível de 850 hPa (EOF 1) – 1980 a 2000 (Área reduzida).
- Figura 122: Gráfico da série temporal associada à EOF 1 da componente zonal do vento no nível dos 850 hPa (1980-2000).
- Figura 123: EOF 2 - Componente zonal do vento no nível de 850 hPa, 1980-2000 (Área reduzida).
- Figura 124: Séries temporais associadas à EOF 1 (cor azul) e EOF 2 (cor vermelha) da componente zonal do vento - 200 hPa (1980-2000).
- Figura 125: EOF 1 - Modos dominantes da componente zonal do vento nos 200 hPa (1980-2000) (Área reduzida).
- Figura 126: EOF 2 – Modos dominantes da componente zonal do vento nos 200 hPa (1980-2000) - (Área reduzida).
- Figura 127: EOF 1 - Componente meridional do vento à superfície (1980-2000) - (Área reduzida).
- Figura 128: EOF 2 - Componente meridional do vento (1980-2000) - (Área reduzida).
- Figura 129: Séries temporais associada à EOF 1 (cor azul) e EOF 2 (cor vermelha) da componente meridional do vento á superfície (1980-2000).
- Figura 130: EOF 1 - Modos dominantes de variabilidade da componente meridional do vento no nível de 850 hPa (1980-2000) - (Área reduzida).
- Figura 131: EOF 2 - Padrões dominantes da variabilidade da componente meridional no nível de 850 hPa (1980-2000) - (Área reduzida).
- Figura 132: Séries temporais associadas à EOF 1 (cor azul) e EOF 2 (cor vermelha) da componente meridional do vento - 850 hPa (1980-2000).
- Figura 133: Modos dominantes de variabilidade correspondentes à EOF 1 dos ventos meridionais no nível de 200 hPa (1980-2000) - (Área reduzida).
- Figura 134: Padrões de variabilidade dominante na EOF 2 da componente meridional do vento no nível de 200 hPa (1980-2000) - (Área reduzida).
- Figura 135: Séries temporais associadas à EOF 1 (cor azul) e EOF 2 (cor vermelha) da componente meridional do vento - 200 hPa (1980-2000).
- Figura a): Gráfico esquemático da representação da variável X com a variável Y.

- Figura b): Gráfico que ilustra uma circunstância em que as variáveis são positivamente correlacionadas.
- Figura c): Gráfico que ilustra uma circunstância em que as variáveis não são correlacionadas.
- Figura d): Gráfico que ilustra quando as de variáveis apresenta correlações negativas
- Figura e): Gráfico de localização das estações do Aeroporto do Sal, de Cachaço, de Chão Bom, de Figueiral, de Galinheiro, de Mindelo e de Nova Sintra.

Capítulo 1

1. Introdução

Desde o início da década de 70, toda a região que compreende a África ocidental tropical e do Atlântico oriental norte vem sofrendo secas severas, provavelmente devido a influências de sistemas regionais e anomalias de grande escala, o que tem contribuído para a redução da precipitação e, conseqüentemente, para a degradação da economia dos países dessa região. Do final dos anos sessenta ao presente, as precipitações têm sido muito irregulares e a região tem experimentando longas décadas com registros pluviométricos de valores muito abaixo do normal (Nicholson, 1983, e Nicholson e al., 2000).

O arquipélago de Cabo Verde é composto por dez ilhas e oito ilhéus distribuídos em dois grupos definidos pela sua localização relativamente aos ventos dominantes: as ilhas de Barlavento (Boavista, Sal, Santa Luzia, Santo Antão, São Nicolau, e São Vicente e os ilhéus de Branco e Raso) e as ilhas de Sotavento (Brava, Fogo, Maio e Santiago e os ilhéus Secos ou do Rombo). Este agrupado de ilhas fica situado na zona meridional do Atlântico Norte, ao largo do Senegal e da Mauritânia aproximadamente entre os paralelos 14º e 18º norte e os meridianos 16º e 22º oeste, a uma distância de, aproximadamente, 500 Km do continente africano. Exceptuando as ilhas planas do Sal, da Boavista e do Maio, as outras são montanhosas, escarpadas e sulcadas pela erosão. Todas as ilhas são caracterizadas pela actividade vulcânica e pela reduzida vegetação. Cabo Verde fica localizado geograficamente numa zona de transição entre os anticiclones intertropicais e as baixas pressões equatoriais, uma área onde o efeito dos ventos alísios do nordeste é constante durante a maior parte do ano (ver figura 1).

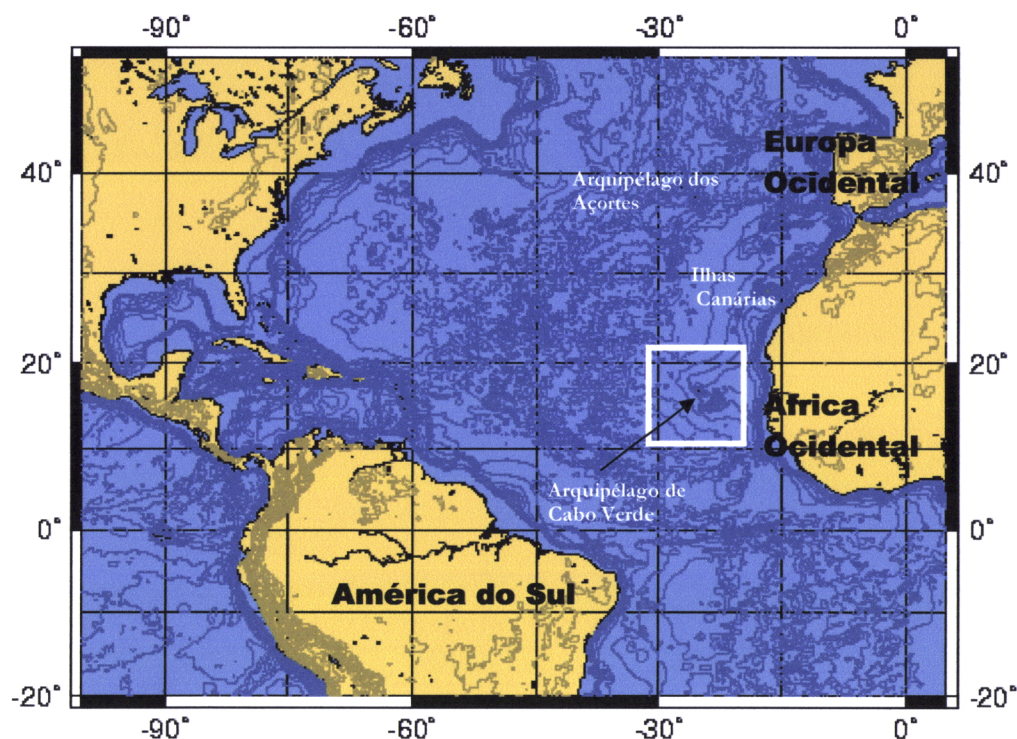


Figura 1: Mapa com a localização das regiões da costa ocidental da África, Europa ocidental, América do Norte e Central e Norte da América do Sul, área utilizada para o estudo da variabilidade da precipitação. O retângulo menor indica a localização do arquipélago de Cabo Verde. (Mapa: GMT © 1996 – 2004 OMC - Martin Weinelt)

A região do Atlântico tropical norte onde se situa o arquipélago de Cabo Verde é influenciada por diversos fenômenos atmosféricos, 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 as baixas pressões equatoriais. Sendo uma área geográfica situada em pleno Atlântico imediatamente na rota dos alísios de direcção persistentemente anual, a variabilidade do regime pluviométrico sempre atraiu a atenção de diversos pesquisadores preocupados em entender melhor a relação causa-efeito e os potenciais intervenientes no processo climático da região. O presente estudo tem por objectivo principal a análise dos factores que contribuem particularmente para a existência da variabilidade sazonal e interanual da precipitação na região do arquipélago de Cabo Verde. As análises terão como meta contribuir para o enriquecimento da climatologia da precipitação na região e dos factores que a influenciam.

Capítulo 2

2. Objectivos

2.1 Objectivo Geral

O objectivo deste trabalho é analisar a variabilidade da precipitação na região litoral da costa ocidental africana, mais precisamente sobre o arquipélago de Cabo Verde, destacando os períodos extremos de anomalias de precipitação, com particular incidência sobre os anos entre 1980 e 2000.

2.2 Objectivos específicos

Define-se como objecto específico deste trabalho a determinação de resultados que contribuam para o conhecimento dos fenómenos inter-relacionados com o processo pluviométrico sobre a região de Cabo Verde e da costa ocidental africana, de que são exemplos os a seguir mencionados:

- a climatologia da precipitação;
- a variabilidade sazonal e interanual da precipitação;
- os factores que geralmente influenciaram o regime anual da precipitação sobre o arquipélago;
- a correlação entre a precipitação e as anomalias da temperatura da superfície do mar (TSM);
- a correlação entre a precipitação e as componentes zonal e meridional do vento;
- a correlação entre a radiação de onda longa e a precipitação;
- a determinação de padrões de variabilidade que explicam a precipitação;
- as interacções trópicos-extratrópicos e a influência da variabilidade da circulação regional na actividade convectiva.

Capítulo 3

3. Dados e métodos

3.1 Dados

O sector definido para o estudo abrange a área do globo entre as latitudes de 20°S e 50°N e as longitudes 100°W e 5°W. O período escolhido para a análise da variabilidade da precipitação na região de Cabo Verde foi de 1980 a 2000. Para tal foram separados os dados da precipitação de sete estações de superfície, sendo elas:

- a estação do Aeroporto Amílcar Cabral, na ilha do Sal;
- a estação do Cachaço, na ilha de S. Nicolau;
- a estação do Chão Bom, na ilha de Santiago;
- a estação do Figueiral de Paúl, na ilha de Santo Antão;
- a estação do Mindelo, na ilha de S. Vicente;
- e a estação de Nova Sintra, na ilha Brava.

A escolha das estações deve-se à sua localização geográfica, com cobertura espacial de todo o arquipélago, de modo a representar significativamente toda a região (ver apêndice C). Foram também utilizados os dados das reanálises do *National Centers for Environmental Prediction (NCEP)* e do *National Center for Atmospheric Research (NCAR)*. As análises foram efectuadas em pontos de malha de 2.5° latitude por 2.5° longitude, para as componentes zonal e meridional do vento e a radiação de onda longa (ROL), e 1° de latitude por 1° de longitude, para as temperaturas da água do mar (TSM). Algumas análises da circulação atmosférica da região da costa ocidental africana incluíram dados provenientes de estações de observação em terra e no mar e de bóias derivantes e foram obtidas graficamente através do *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (USA)*.

3.2 Métodos

Para estudar a variabilidade climática da precipitação na região no período utilizado para o estudo, a seguinte metodologia foi utilizada:

- Preparação dos dados das séries de 1950 a 2000 das sete estações pluviométricas representativas do aquipélago de Cabo Verde;
- Separação dos dados de precipitação do *CPC Merged Analysis of Precipitation* (CMAP) em pontos de malha na área de estudo, para o período de 1980 a 2000;
- Cálculo das anomalias da precipitação mensal e anual nas estações para o período 1950-2000 e determinação das anomalias da precipitação média das sete estações em estudo para o período 1980-2000;
- Selecção dos períodos extremos de anomalias positivas e negativas para o período 1980-2000;
- Cálculo da média espacial das anomalias para as quatro estações do ano no período 1980-2000;
- Análise dos campos atmosféricos regionais para os meses-estações anómalos;
- Estabelecimento das correlações entre a TSM em pontos de malha e a média espacial da precipitação na região;
- Estabelecimento das correlações entre a ROL, as componentes zonal (u) e meridional (v) do vento e a precipitação média espacial na região;
- Aplicação de análises de correlação de Pearson e de Funções Ortogonais Empíricas para destacar os modos dominantes da precipitação, da circulação e da temperatura da água do mar na região em estudo;
- Confecção de gráficos e de figuras com os resultados obtidos.

Depois de efectuar a análise climatológica da precipitação nas estações, foi determinada uma média mensal dos dados de todas as estações para encontrar uma única série temporal representativa do registo da precipitação na região para o período em estudo. Para cada estação e para a média temporal definida foram analisados o ciclo anual da precipitação e as anomalias. Na sequência dos resultados encontrados, foram escolhidos os anos de 1982, 1992 e 1997 (anos de El Niño) e de 1984, 1999 e 2000, que mostraram terem sido os mais influentes no processo da precipitação entre 1980 e 2000, por apresentarem anomalias significativas. Os dados de observação das estações foram comparados com os do *CPC Merged Analysis of Precipitation* (CMAP). O CMAP é uma técnica destinada à produção de análises de precipitação a nível global, estimados a partir de observações

pluviométricas e de estimativas de satélites baseadas em algoritmos das informações dos canais de microondas e infravermelho. Com esse método os cálculos são efectuados em pontos de malha de 2.5 por 2.5 graus de latitude longitude (Xie e Arkin, 1997). Foram analisados os campos do vento à superfície e nos níveis de 850 e 200 hPa, para as componentes zonal e meridional, e da temperatura da água do mar. Posteriormente, foram determinadas as anomalias referentes aos anos escolhidos.

Na determinação das correlações entre o campo da precipitação com os campos da TSM, da radiação de onda longa e dos ventos zonal e meridional foi utilizado o método de correlação de *Pearson*. Na análise das correlações foi utilizado uma média mensal da precipitação espacial na área que define o arquipélago. Para a determinação da variância-covariância dos campos foi aplicado o método das funções ortogonais empíricas (EOF). Para evitar a captação de interferências de padrões dominantes em maior escala, foram feitas outras análises EOF, tendo-se para tal reduzido a área de estudo para a região compreendida entre as latitudes 05°S e 30°N e as longitudes 50°W e 0°E. Os dois métodos estão ilustrados nos apêndices A e B deste estudo.

Capítulo 4

4. Revisão bibliográfica

A bibliografia sobre o clima de Cabo Verde é já bastante vasta, ascendendo a cerca de duas centenas de títulos (Correia, E. et al., 1995). Entre esses trabalhos se destacam os de Ribeiro (1954), Cunha (1960a) e Amaral (1964), Ferreira (1966), Fonseca (1967), Carvalho (1973) e, mais recentemente, Olivry (1981) e Silva (1981), Alves (1986), Ferreira (1989) e Correia (1996).

Ao que se sabe, foi Ilídio do Amaral (1964) quem fez a primeira descrição parcial do clima de Cabo Verde, ao analisar exaustivamente o clima da ilha de Santiago, utilizando os parâmetros de temperatura e regime de vento. Referente às situações sinópticas, ele analisou as características da circulação regional e definiu os sistemas que afectam a costa ocidental da África durante os períodos secos (*"lestada"*), de chuva e de influência das latitudes elevadas e médias (*"invernada"*). Correia (1996) cita Ilídio do Amaral que chamou a atenção para a necessidade de se considerar a interacção oceano-atmosfera na análise dos factores do clima do arquipélago, considerando as influências da corrente fria das Canárias e das temperaturas mais frias do oceano na precipitação. Segundo o autor, ao analisar as massas de ar, do Amaral traçou a estrutura da atmosfera e fez a descrição da faixa dos ventos alísios. No entanto, segundo Correia (1996), foi Humberto D. Fonseca quem, em 1956, introduziu a definição da circulação em Cabo Verde, ao analisar as condições meteorológicas mais adequadas a uma possível intervenção no capítulo da precipitação provocada sobre as ilhas de Cabo Verde tendo estudado com pormenor, entre outros, as massas de ar que afectam a região, os sistemas de circulação, os tipos e mecanismos de precipitação, a estrutura a que chamou de frente intertropical (FIT) sobre o arquipélago, o tipo e a amplitude da oscilação da FIT com a latitude e as perturbações associadas. Ainda segundo Correia (1996), nos seus estudos Fonseca introduziu o conceito FIT sobre as ilhas, como resultado do confronto entre os alísios de marítimos do nordeste paralelos á costa e os continentais (*"harmatão"*), por um lado, e os ventos meridionais do Golfo (*"monção"*), por outro. No entanto, nota-se que esta nomenclatura confunde-se um pouco com os conceitos actuais em que a FIT só existe como uma continuação da ZCIT sobre o continente. Nesse âmbito, juntamente com as perturbações que lhe são associadas, estes sistemas são responsáveis pelas características do tempo em Cabo Verde e as massas de ar provenientes do equador acompanhadas da FIT são os factores responsáveis pela precipitação no arquipélago (Correia, 1996).

Com a utilização dos dados meteorológicos observados entre 1951 e 1960, no ano de 1968 foi

publicado pelo Serviço Meteorológico Nacional de Portugal a "*Memória descritiva das condições climatológicas gerais na região do aeroporto do Sal, à superfície e em altitude*" (SNM, 1968). Carvalho (1973) retomou este trabalho acrescentando dados de superfície e analisando outros parâmetros, como a temperatura e a humidade do ar, a precipitação e a visibilidade horizontal, a camada de inversão e da frequência dos ventos. O autor fez uma análise climatológica das sondagens em altitude elaboradas no aeroporto do Sal e uma análise sinóptica climatológica da região de Cabo Verde, considerando as estações seca (Abril a Junho), húmida (Agosto a Outubro) e de transição (Novembro a Março). Mais tarde, Ferreira (1989) analisou as características da aridez e das secas em Cabo Verde, tendo traçadas as condições climáticas e estudado a circulação e os tipos de tempo que afectam as ilhas. Paralelamente, estudou as características da troposfera sobre a região, bem como a distribuição espaço-temporal da precipitação. Mais recentemente, através das reanálises e simulações com modelos diversos 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), Li, T. e S. G. Philander (1997), Murakami, T. (1998), Cook, K. H. (1999), Chang et al. (2000), Saravanan, R. e P. Chang (2000), Goulet e Duvel (2000), Vizy, E. K. e Henry H. Cook (2001), Dima et al. (2001) e Czaja et al. (2002), têm estudado a problemática da variabilidade interanual e decadal da precipitação na costa ocidental africana e no Atlântico oriental, numa tentativa de estabelecer correlações com outros parâmetros, como as anomalias da temperatura da superfície do mar e das componentes do vento na região, a dinâmica do fenómeno acoplado terra-atmosfera-oceano, a correlação com fenómenos remotos e a radiação de onda longa e os mecanismos de resposta, ou seja, "*feedback*".

Segundo Dima et al. (2001) as funções de correlação utilizadas nos seus estudos sugerem uma ligação casual no Atlântico Norte, entre as latitudes médias e os trópicos, onde o oceano é responsável pela transferência de um "*feedback*" de sinal negativo das latitudes médias para o equador num intervalo de tempo de 5 a 7 anos. Segundo esses autores, a região tropical do Atlântico norte (0°-20°N) pode ser dominada pelas anomalias positivas ou negativas da TSM. Ainda segundo Dima et al. (2001), as anomalias positivas a norte dos trópicos são acompanhadas por anomalias de vento norte e de anomalias positivas na precipitação a norte do equador, o que constitui um indicador da intensificação da convecção e aumento da convergência nos baixos níveis da ZCIT. Por outro lado, esse processo reduz a intensidade dos ventos alísios e diminui a mistura na camada oceânica do Atlântico Oriental. As anomalias positivas de TSM nessa região são amplificadas por um aumento na advecção de água

quente através do equador devido a anomalias no vento a este e nordeste da América do Sul, motivado pela convergência nos níveis baixos (Chang e al., 2000). Pode-se também observar uma redução na intensidade da circulação anticiclónica, com mínimos sobre o Atlântico ocidental (Dima et al., 2001). Segundo estes autores, as anomalias das TSM negativas são responsáveis pelo processo inverso que contribui para a redução da precipitação na região do Atlântico oriental e na África Ocidental.

4.1 “Upwelling” e “downwelling”

Os ventos atmosféricos geram correntes horizontais que se movimentam à superfície do oceano. O vento pode também gerar movimentos verticais da água nos processos denominados de “upwelling” e “downwelling”, quando os movimentos são direcionados, respectivamente, para a superfície ou para o fundo do oceano. Quando o vento sopra sobre a camada superficial da água, esta não se movimenta directamente para frente, sendo desviada aproximadamente de 45 graus para a direita do movimento do vento, no hemisfério do norte. No hemisfério sul, o desvio é para a esquerda. Este processo é conhecido como transporte de Ekman e é o resultado do efeito da força de Coriolis. Por consequência, os ventos fazem com que a camada superficial do oceano se movimente, afastando-se da linha costeira, ou que haja divergência de uma outra massa da água superficial, potenciando a subida da camada mais profunda para a superfície. Quando os ventos causam o movimento da camada superficial para a costa, ou há convergência de massas de água, a parte superficial tende a afundar-se, formando assim uma corrente “downwelling”. Quando são formados, os “upwelling” fazem aflorar à superfície as águas mais profundas, com temperaturas mais frias. Essas correntes podem ser produzidas sobre do equador, “upwelling” equatorial, e nos golfos da costa, os “upwellings” costeiros (Bakun, 1978). Os estudos de Folland et al. (1986) realçaram a forte relação existente entre a distribuição espacial das precipitações e as temperaturas do Atlântico tropical. Entre outros factores, as precipitações são influenciadas pelas águas frias superficiais causadas pelos “upwellings” induzidos pelo reforço estival dos alísios. Se o oceano for quente, o Sahel será menos chuvoso, enquanto que a parte litoral que se estende aproximadamente ao sul de 10°N e entre 10°W e 4°E terá mais precipitação (Tapsoba, D. 1997). Segundo ele, os anos de 1958 e 1968 ilustram esta oposição espacial. Em 1958, os “upwellings” foram intensos e registaram-se valores elevados na precipitação saheliana. Em 1968, os “upwellings” foram fracos e o Sahel foi deficitário na precipitação. No entanto, a zona costeira foi alvo de anomalias de precipitação positivas.

A corrente marítima que influencia o arquipélago de Cabo Verde é denominada de corrente fria das Canárias. Esta corrente movimenta-se com fluxo do nordeste na costa ocidental da África em direcção

às ilhas, contribuindo sobremaneira para amenizar as temperaturas na região, podendo eventualmente contribuir para influenciar a variabilidade da precipitação na região de Cabo Verde. O movimento dessa corrente faz com que toda a zona costeira ocidental norte africana desde o Senegal ao estreito de Gibraltar seja uma área de “*upwellings*”, devido ao regime do vento alísio de direcção invariável.

4.2 A ZCIT, as correntes de jato tropical e jato africano de leste

Segundo os estudos de Fontaine et al. (1992), a repartição energética no sistema acoplado terra-oceano-atmosfera introduz disparidades entre as latitudes baixas, com quantidades excedentes, e as latitudes altas, deficitárias. As diferenças espaciais do balanço radiativo resumem-se a uma fonte quente situada nas regiões equatoriais e duas outras, sendo uma localizada entre o equador e os 10°N, no nível de 300 hPa, e a outra nas latitudes médias e altas, nos 800 hPa. De acordo com os estudos de Dhonneur (1985), pela intensificação do gradiente meridional da temperatura nas latitudes médias e o gradiente vertical nas latitudes tropicais, o sistema atmosférico tende a estabelecer o equilíbrio com a redistribuição de energia. Nas regiões intertropicais, esta cinemática traduz-se por uma circulação de tipo Hadley, que assegura a transferência de energia das regiões com excedente para os níveis superiores da troposfera e os pólos, estes deficitários. Pode-se assim observar que se forma uma zona de intensa convecção, a ZCIT, entre as células de inverno e as do verão. Em altitude, esta zona de convergência de vapor de água advectada pelos alísios apresenta uma estrutura inclinada que define duas regiões distintas com correntes ascendentes, ou seja, a convecção seca e a convecção profunda (Fontaine e Janicot, 1992). Ainda de acordo com esses autores, à superfície esta zona é apelidada de frente intertropical, marcada pela convecção seca com menor desenvolvimento vertical e mais para o norte do que a convecção profunda que se desenvolve verticalmente até o nível dos 200 hPa. Esta inclinação contribui fortemente para as condições superficiais afectarem o movimento meridional da ZCIT sincronizado com o movimento solar. A intensidade desse movimento é fortemente ligada à dinâmica dos sistemas atmosféricos. O forçamento radiativo sobre o continente alimenta a baixa térmica à superfície que permite a penetração dos alísios. Esses ventos aumentam de velocidade com a ampliação da intensidade dos anticiclones subtropicais sobre o Atlântico. Com a intensificação do anticiclone de Santa Helena, a monção toma a componente sudeste, ou sudoeste por vezes, sobre as ilhas, controlado pelo anticiclone dos Açores. A FIT segue a mínima de pressão sobre o continente.

Em altitude, a circulação é dominada pelo fluxo de este, surgindo os valores máximos da intensidade do vento caracterizados pela localização do jato africano de leste (JAL) e o jato tropical de leste (JET). Localizado nos 600 hPa com velocidades máximas de 10 m/s entre 10° e 15°N, o JAL é o resultado da

alimentação de calor pela depressão térmica, enquanto que o JET que se encontra localizado nos 200 hPa, desfasado meridionalmente para o equador, é alimentado pela convecção profunda. Esta dinâmica de circulação sazonal na costa ocidental africana, com o conseqüente movimento meridional da ZCIT, marca o ritmo do regime pluviométrico da costa ocidental africana e, por conseguinte, sobre a região de Cabo Verde.

4.3 O regime da precipitação

Segundo de Leroux (1983), o regime pluviométrico na região de Cabo Verde é do tipo alísio marítimo (Tipo I): um período seco e um período húmido. Existe, no entanto, um período menos húmido e mais curto, caracterizado pela advecção de ar frio das latitudes médias, ou seja, dominado pelo fenómeno conhecido por “*invernada*”.

4.3.1 As chuvas de “*invernada*”

As chuvas de inverno não representam senão uma parte ínfima da pluviometria total da região de Cabo Verde. Os contrastes térmicos entre o oceano e o continente podem estar na origem da convecção local causando chuvas de valor menos elevado. No entanto, pela reduzida dimensão e localização geográfica das ilhas, este processo não é relevante. Durante o período da “*invernada*”, a essa precipitação se adicionam as ocasionadas pelas advecções frias. As precipitações deste último tipo ocorrem sobre a costa ocidental norte africana, estendendo-se desde o litoral até centenas de quilómetros para o interior do continente (Figura 2). Estas precipitações muitas vezes são de valor considerável, o que contribui determinantemente para a alteração da média da precipitação, afectando assim as anomalias, tanto mensal como anual.

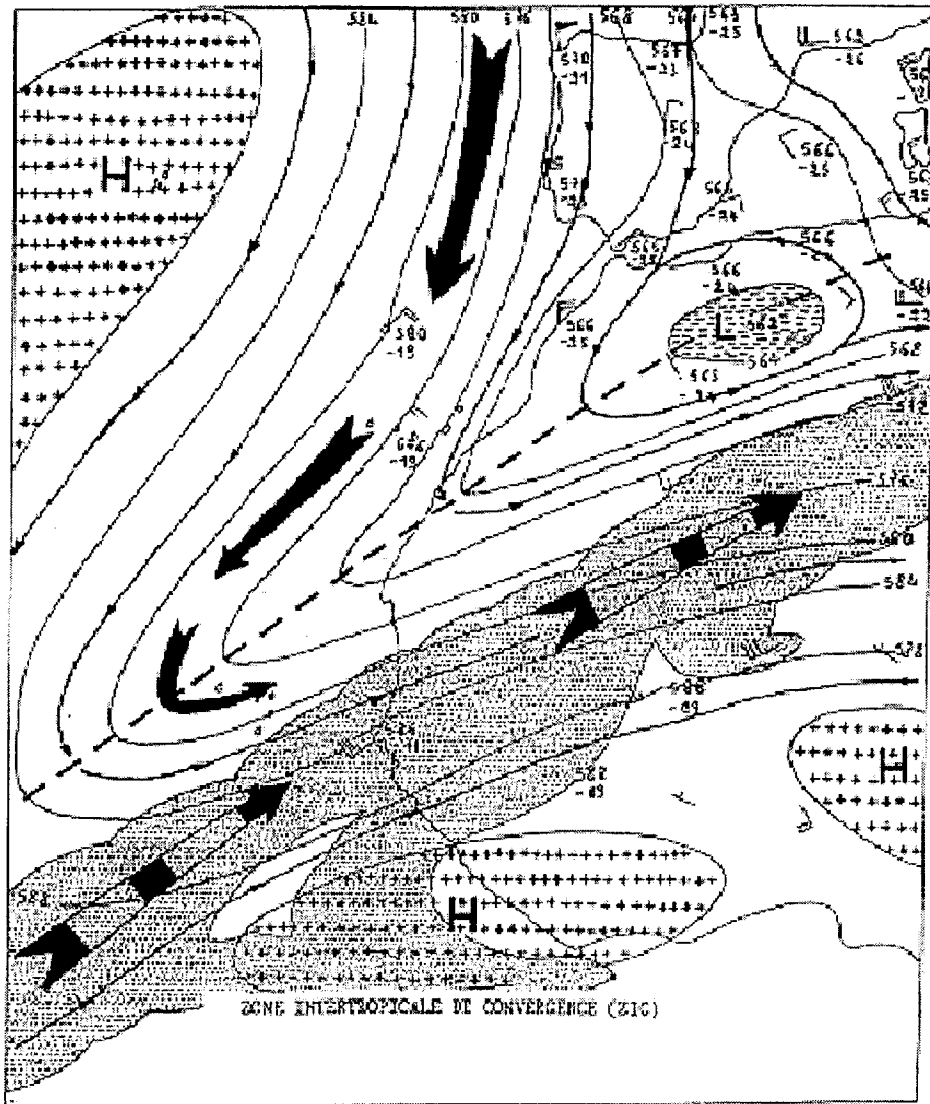


Figura 2: Factores que condicionam as precipitações estivais. Chuva de advecção fria, de 14 de Janeiro de 1990, 500hPa, 12:00 TU (de Felice, 1992).

4.3.2 Os processos da superfície continental

A energia do sistema terra-oceano-atmosfera acoplado é proveniente do sol. Ligeiramente mais de metade desta energia recebida pelo sistema é absorvido pela superfície. Uma vez a superfície em equilíbrio, a energia é restituída à atmosfera sob forma de fluxo de calor sensível, calor latente (evaporação) e radiação térmica. Estes fluxos de superfície desempenham um papel fundamental na convecção. A sua importância é variável e depende das propriedades da superfície, como sendo a presença ou ausência da cobertura vegetal, o conteúdo de água do solo e a temperatura da superfície. Contudo, estes são alvos de mudanças perpétuas na África ocidental, causados por queimadas,

sobrepastoreio, distribuição pluviométrica espacial irregular e longos períodos de seca. 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 anômala (Tapsoba, 1997). Segundo Charney et al. (1975), a redução da cobertura vegetal resultante de uma diminuição das precipitações aumenta a 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, avigorando a subsidência do ar e a aridez. Assim, as regiões desérticas permanecem em equilíbrio quase estável, tornando-se instável pela retração da vegetação.

Diversos estudos de sensibilidade baseados no forçamento confirmam que o aumento do albedo provoca uma redução nas precipitações na zona de convergência intertropical. De igual modo, outros factores como o conteúdo de água nos solos (Sud e Fennesy, 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) são destacados. Outros estudos, entre os quais os elaborados por Pocher (1995), permitem precisar e alargar a abrangência da teoria de Charney (Charney et al., 1977). As variações pluviométricas são largamente tributárias das mudanças da 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 fenómenos 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 uma desflorestação. A sugestão de Nicholson (1983) é que as variações na cobertura vegetal, na evapotranspiração, no albedo e na humidade do solo podem conduzir a modificações na transferência de calor latente e sensível, na estabilidade térmica e nos campos de convergência e divergência da atmosfera, influenciando assim os padrões da precipitação sobre a África ocidental e o Atlântico oriental norte.

Por outro lado, Cook (1999) identificou três mecanismos que podem ser responsáveis pela comunicação entre a superfície e o campo da precipitação sobre a África ocidental. Segundo ele, num desses mecanismos, o aquecimento superficial, intensifica a convecção seca que, por sua vez, provoca o aumento da convergência de humidade sobre o continente, tendo por consequência o aumento de precipitação. No segundo, a diminuição da humidade relativa, da condensação nos níveis superficiais, da convergência e da precipitação resultam do aquecimento nos níveis baixos. No terceiro caso, o reforço da condensação na troposfera média causa convergência de humidade nos níveis inferiores.

Segundo o autor, estes mecanismos controlam conjuntamente a precipitação sobre o continente.

4.4 A circulação e as influências remotas

4.4.1 As circulações oceânicas

As chuvas de monção constituem um mecanismo essencial para o re-equilíbrio energético planetário. Elas bombeiam a energia excedente das zonas quentes sob forma de calor latente e libertam-na nos níveis mais altos, onde, sob outras formas, é encaminhada para as zonas mais frias. 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, mas o mais importante de todos eles é a circulação oceânica, visto que ela contribui sobremaneira para as transferências meridionais de energia. Segundo Polcher (1995), a abundância global das chuvas da região litoral e ocidental africana está estritamente correlacionada com os contrastes térmicos entre as superfícies oceânicas dos dois hemisférios.

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

O impacto das variações das temperaturas à superfície do oceano na pluviometria no Sahel tem sido destacado por numerosos estudos, como os de Folland et al. (1986), que mostram que a pluviometria no Sahel é sensível às estruturas dipolares do oceano global. Quando o Atlântico sul e o oceano Índico aquecem ou arrefecem, o Atlântico norte e o Pacífico norte arrefecem ou aquecem. Estas configurações térmicas à superfície do mar à escala planetária favoreceriam o aparecimento sequencial de anomalias secas, ou húmidas, no Sahel (Tapsoba, 1997). Wotling et al. (1994) evidenciou uma nítida relação entre, por um lado, as diferenças anuais das temperaturas superficiais dos oceanos dos hemisférios norte e sul e, por outro lado, a primeira componente principal dos campos pluviométricos

anuais normalizados, explicando a abundância ou *déficit* 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 temperaturas da superfície oceânica.

4.4.2 As perturbações de leste

Embora não seja objectivo deste trabalho definir as perturbações de leste, por serem sistemas relevantes na variabilidade da precipitação sobre a região de Cabo Verde, convém que sejam ligeiramente referidos, relevando a sua importância. 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 dos parâmetros meteorológicos observados 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, por sinal, associadas à variabilidade interanual da ocorrência e intensidade dessas perturbações.

As perturbações de leste são sistemas convectivos de mesoscala intensos, geralmente divididos em dois tipos distintos:

- a) A "*linha de borrasca*", ou "*linha de convecção*", caracterizada por uma fronteira composta por várias células convectivas ao longo de algumas centenas de quilómetros, ou um pouco acima dos mil quilómetros em situações extremas (Houze et al., 1989, e Roux et al., 1984). Esta 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 o "*anvil*" ou "*região estratiforme*", onde predominam as chuvas miúdas contínuas que podem durar até várias horas.

As ondas de leste africanas são uma parte importante do clima da zona ocidental africana e do Atlântico tropical. Controlam a precipitação diária sobre a África ocidental (Reed et al., 1977) e dão origem à maioria dos ciclones tropicais sobre o Atlântico. Apesar da sua importância, o seu ciclo de vida

carece de estudos mais detalhados, especialmente no que respeita à sua ciclogénese, ao seu desenvolvimento, às modificações das suas características ao longo do seu movimento, à sua maturação e ao seu conseqüente desaparecimento.

Com estruturas bastante complexas sobre a África, as amplitudes máximas das ondas de leste são tipicamente observadas no nível de 600 hPa, entre os 15ºN e o equador, e nos níveis mais baixos, a norte da latitude 15ºN. A região mais seca do Sahara a norte dos 15ºN 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 Atlântico, com actividades nos níveis de 850 e 600 hPa, referente à região a sul dos 15ºN.

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 ocasionalmente mais de dois dias (Desbois e al., 1988; Peters e Tetzlaff, 1988). A explicação para a duração por tempo mais longo 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. Estas 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 jato 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.

4.4.3 Os fenómenos de El Niño e de La Niña

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 fenómenos 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 Atlântico. No entanto, segundo Lamb e Pepler (1992), a variabilidade sazonal e decadal do clima do Atlântico tropical não é dominado por um único factor climático, como é o caso do El Niño Southern Oscillation (ENSO), ou mesmo da temperatura do oceano. A região ocidental africana é sim alvo da

manifesta competição de diversas influências de igual importância. Algumas destas influências são de origem remota, enquanto que outras são resultados de processos locais.

As duas influências remotas consideradas mais importantes no Atlântico tropical são a Oscilação do Atlântico Norte (NAO) e a ENSO. Embora a NAO seja um fenômeno essencialmente extratropical, o seu efeito estende-se até aos trópicos e exerce uma influência substancial sobre as temperaturas da superfície do mar (TSM) no Atlântico tropical norte (Cayan, 1992, e Sutton et al., 2000). O enfraquecimento dos alísios do nordeste no inverno boreal conduz a uma redução no arrefecimento do oceano, devido à evaporação e às subsequentes anomalias da TSM positivas na primavera boreal (Curtis e Hastenrath, 1995). Esta variabilidade atlântica relacionada com o ENSO teria sido já relacionada com as precipitações abundantes no noroeste da África por Ward (1997). O clima da região atlântica 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 da TSM através do equador. Segundo os autores, como resposta existe um fluxo anómalo, especialmente na primavera boreal, que atravessa o equador em direcção ao hemisfério onde a TSM apresenta uma situação de anomalias mais fortes. Por outro lado, há evidências da existência de uma variabilidade do tipo ENSO no Atlântico equatorial, com anomalias equatoriais da TSM na faixa central e oriental da bacia atlântica, que tem um papel importante no processo (Zebiak, 1993).

Efectuando composições das temperaturas da superfície do mar (TSM) e de outras variáveis, Nicholson (1977) notou a existência de um sinal do tipo ENSO no Atlântico, com o aquecimento a ter lugar mais cedo ao longo da costa sudoeste do Atlântico, desfasado de alguns meses. Os seus resultados indicam que o sinal tipo ENSO na 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 curto 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), nota-se que o aquecimento se estabelece no sul e na zona equatorial, progride progressivamente do sul para o norte acompanhando o movimento solar, causando a propagação do sinal 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 Atlântico aquece durante o ciclo ENSO, começando na zona da costa de Benguela, estendendo-se em seguida para o sudeste do 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.

4.4.4 A circulação e o processo acoplado

As fontes de calor tropical e subtropical podem forçar as ondas equatoriais (Gill, 1980) e de Rossby que são capazes de se propagarem até às mais remotas regiões tropicais e extratropicais. Provavelmente isso tem impactos globais no espaço temporal, a nível intra-sazonal e interanual. Prova disso a forte inter-relação entre a variabilidade interanual da precipitação sobre a costa ocidental africana e as actividades das tempestades tropicais no Atlântico observadas por Landsea e Gray (1992). Segundo Shapiro et al., (1997), isso é uma forma como o aquecimento dessa zona africana afecta o cisalhamento vertical no Atlântico tropical, que pode, no entanto, ser relacionado com as ondas e as linhas de instabilidade de leste originárias da região ocidental da África (Reed et al., 1977).

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 jatos 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, da albedo, do tipo e 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 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 850 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 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 atlântico tropical. Esta correlação é particularmente forte no período entre 1994 e 1998. Isso constitui um indicador de que a actividade ciclónica do 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 de máximo arrefecimento, o vale equatorial enfraquece na região ocidental do Atlântico, mas apresenta uma anomalia forte no 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 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 de Cabo Verde é influenciada pelo sistema anticiclónico dos Açores, muito estável, que origina fluxos entre norte noroeste e este noroeste, frequentemente muito intensos do NE sobre a região oriental do Atlântico e da costa ocidental sahariana, na faixa entre Marrocos até Senegal. Estes alisados 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 do sector ENE, o "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 frente intertropical.

Pela sua posição geográfica, a região de Cabo Verde é directamente influenciada pelos ventos alísios marítimos ou continentais durante a maior parte do ano. No período de maior humidade, considerado como época das chuvas, essa região sofre perturbações muitas vezes de ventos de sul sudeste, ou de

sul sudoeste por vezes. Na época seca são os ventos do continente que predominam, os quais por vezes transportam poeira em suspensão e bruma seca através da região.

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 menos 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 (Julho em Cabo Verde) primeiro mês da estação chuvosa nessa região. Por outro lado, Setembro (Outubro em Cabo Verde), o último mês da estação chuvosa, 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.

Segundo Vizy e Cook (2001), as precipitações sobre a África ocidental são menos sensíveis às anomalias da TSM frias do que às quentes. Outros estudos de modelação conduzidos por Rowell et al. (1993) sugerem que o forçamento oceânico domina a variabilidade da precipitação sobre a região subsahariana, concordando com os estudos empíricos existentes que estabelecem uma relação entre as distribuições da TSM e a variabilidade da precipitação na costa ocidental africana. Por outro lado, diversos estudos têm examinado o relacionamento entre o forçamento da TSM e a dinâmica da atmosfera nos níveis inferiores. Utilizando composições e sequências de dados observacionais de 1948 a 1978, Janicot (1992) afirma que muitos fenómenos atmosféricos perto do equador, como por exemplo, os centros de altas pressões subtropicais, as zonas de máxima convergência e a precipitação

da zona intertropical de convergência movimentam-se para o sul durante os anos secos. No entanto, outros estudos empíricos destacam que durante o período de 1900-1987 a redução na intensidade da ZCIT foi mais responsável pela reduzida precipitação da zona do Sahel do que a sua retracção equatorial. As características dinâmicas associadas às condições secas, ou húmidas, sobre o Sahel incluem um jato tropical de este mais fraco, ou mais forte, na troposfera superior e um jato africano de leste mais forte, ou mais fraco, no topo da camada limite (Fontaine e Janicot, 1992).

4.4.5 As inter-relações entre o Atlântico e o Pacífico

Os métodos de análise harmónica indicam que uma vasta área do Atlântico tropical apresenta relações consistentes com as variações interanuais das TSM ligadas ao ENSO do Pacífico (Nicholson, 1997). Algumas das regiões apresentam fases de aquecimento e arrefecimento na maior parte dos episódios de ENSO. Em alguns casos, o aquecimento maior ocorre, mas dessincronizado com as análises harmónicas. Durante a primeira metade do ciclo de ENSO, uma fase fria tende a ocorrer no Atlântico tropical. A fase quente aparece então durante a segunda metade do ciclo. Com um desfasamento de 6 a 9 meses, o aquecimento no Atlântico tem lugar mais tarde, na mesma fase que a região do Pacífico central. Nicholson (1997) afirma que a consistência apresentada pelas análises indica fortemente que o sinal de ENSO na precipitação se manifesta através da influência de ENSO na TSM do Atlântico que, por sua vez, regula a variabilidade interanual da precipitação sobre a África.

4.5 A climatologia da precipitação

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 oriental norte, durante o verão boreal, 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 são muito baixos (inferiores a 2 mm/dia) sobre o Atlântico equatorial, nas longitudes 10°-40°W. Existem três máximos de precipitação sobre a África, com o mais importante centrado mesmo 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 Atlântico equatorial, prolongando-se desde a costa ocidental da África. Localizaram o máximo de precipitação sobre a África ocidental superior a 8 milímetros por dia, centrado em 10°N-10°W. Notaram, no entanto, que os valores observados sobre o Atlântico equatorial são inferiores aos valores calibrados, fornecidos por satélite. Verificaram que a convergência de humidade verificada contribui positivamente para o excesso da precipitação sobre a África do norte e o Atlântico tropical norte. A reduzida convergência de humidade sobre o Atlântico oriental está associada a uma componente mais forte do vento de este sobre a África ocidental, nos níveis baixos. Sobre a região de Cabo Verde predomina a divergência de humidade. A advecção negativa da humidade (<3 mm/day) ocorre sobre o Atlântico oriental norte na zona de Cabo Verde e sobre o golfo da Guiné.

As temperaturas TSM frias no Golfo da Guiné produzem anomalias de precipitação de estrutura similar, mas de sinal oposto e de menor amplitude. Pelos seus resultados, verifica-se que as TSM frias tendem a reduzir a precipitação sobre o arquipélago de Cabo Verde. No exemplo das TSM frias, baixas quantidades de humidade são encontradas na região do noroeste saheliano, não sendo verdadeira a situação oposta, isto é, quando as TSM são quentes. Esta redução do vapor de água no exemplo das TSM frias é mais associada ao jato 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, para se compreender a razão da resposta atmosférica às TSM do Atlântico oriental norte ser mais fraca do que no Golfo da Guiné, deve-se ter em consideração a circulação nos baixos níveis, como por exemplo, o fluxo climatológico dos 850 hPa. Associando-se ao Atlântico norte, sobre a região noroeste da África, o fluxo do verão é do noroeste. O fluxo do oeste faz-se sentir somente a norte do paralelo 35°N.

Devido à depressão térmica sobre a África central localizada entre 20°N e 30°N nas latitudes mais

baixas que o anticiclone subtropical, o sistema de circulação estabelece um fluxo de leste na parte norte da África, especialmente na costa ocidental, onde não ocorrem fluxos de oeste, a sul da latitude de 10°N. Pelo contrário, os autores mostram que no caso do Golfo da Guiné o fluxo de baixo nível é dirigido a partir da África para o Atlântico oriental, o que faz diminuir a influência das TSM do Atlântico oriental. O anticiclone dos Açores é mais fraco quando as TSM quentes estão localizadas na região do Atlântico tropical oriental norte. Esse sistema intensifica-se com as TSM frias do Atlântico oriental e expande-se sobre a costa noroeste da África. Isso provoca um aumento da espessura atmosférica sobre o Atlântico tropical oriental norte que progride invadindo o interior da região noroeste africana. Entre as latitudes 10° e 20°N, o aquecimento adiabático é mais importante. A subsidência anômala enfraquece os movimentos verticais ascendentes sobre o Atlântico oriental norte ao longo de 10°N, enquanto que mais a sul sobre o Atlântico equatorial surge uma diminuição na subsidência. O arrefecimento adiabático anômalo estabelece o aquecimento nos baixos níveis sobre o Atlântico oriental norte, enfraquecendo a subsidência nessa zona, ao reforçar os movimentos verticais ascendentes na zona da ZCIT. Nos seus estudos, as outras combinações da TSM contribuíram para reduzir a precipitação no Atlântico ocidental norte. Em estudos observacionais, Janicot (1992), Fontaine e Bigot (1996) e Rowell e al. (1995) identificaram a estrutura de um dipolo na perturbação da precipitação sobre a região do Sahel e da costa da Guiné, quando ocorre nas simulações o padrão Golfo da Guiné frio Atlântico oriental norte quente, ou o inverso. Adiantam os autores que a resposta ao dipolo da precipitação verifica-se nos casos isolados da TSM da região do Golfo da Guiné, mas é mais forte com a simulação Atlântico oriental norte frio Golfo da Guiné quente, e no caso inverso com TSM frias no Golfo da Guiné e quentes sobre o Atlântico oriental norte. Neste caso, associada às do Golfo, as TSM do Atlântico reforçam a resposta dinâmica. Por outro lado, os estudos indicam que quando as TSM do Golfo da Guiné são quentes nos níveis mais elevados existe uma diminuição da advecção da vortacidade do ar proveniente do norte e a convergência do vento nos níveis baixos é mais fraca sobre a zona do Sahel. O inverso acontece para a região do Golfo.

Os verões de 1988 e 1994 apresentam 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 de ENSO encontrava-se numa fase fria. 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 Atlântico oriental norte no ano de 1988, enquanto que no ano de 1994 existiram TSM frias sobre o Golfo da Guiné e sobre o Atlântico oriental norte, em analogia com o exemplo Golfo frio-Atlântico norte frio.

As precipitações foram mais elevadas durante o verão de 1988 sobre o Atlântico, entre 60°W a 10°E do equador até a latitude de 10°N, incluindo a costa da Guiné. Nessa região, em relação ao ano de 1994, os valores de precipitação em 1988 foram de aproximadamente 2 mm/dia mais elevados. 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 atlânticas 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 superficiais (Nicholson, 1993; Cook, 1997), associados à variabilidade da precipitação sobre a África ocidental. A resposta às TSM regionais força unicamente a variabilidade pluviométrica na região ocidental africana.

4.6 O efeito da temperatura da superfície do mar a nível local na circulação atmosférica sobre o sector atlântico

Dados observacionais foram usados para enfatizar o desfasamento de 5-7 anos entre as modalidades principais da variabilidade nas latitudes médias e nos trópicos (Dima et al., 2001). Segundo esses autores, tudo indica que o sinal associado às anomalias da TSM na região do norte do Atlântico tropical é transferido nas latitudes médias pela atmosfera, indo modificar as condições térmicas das camadas superiores do oceano. Num período de 5-7 anos, as condições térmicas afectam as anomalias da TSM na parte norte dos trópicos, invertendo o seu sinal.

4.6.1 Os padrões decadais

Para estabelecer padrões quase decadais, Dima et al. (2001) utilizaram as observações do Atlas de dados de superfície oceânica (da Silva et al., 1994) derivadas das observações contidas na série de dados da “*Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set*” (COADS), que cobre o período de Janeiro a Dezembro (1945-1989). Esses dados são analisados na malha global de 1° de altitude por 1° de longitude e os campos são compilados numa malha de 2° de longitude por 2° de latitude. As variáveis escolhidas foram as TSM, a pressão ao nível de mar, o vento zonal e meridional à superfície, o *stress* zonal e meridional do vento, o fluxo de calor, a velocidade cúbica do *stress* oceânico e a precipitação. Para os trópicos e para as latitudes médias, os autores identificaram separadamente os modos

decadais dominantes. Estes padrões são tidos como modos de covariância do sistema oceano-atmosfera acoplado com a aplicação de correlações canônicas (CCA) entre os campos das TSM e da pressão à superfície. As CCA são uma técnica multivariada de análise estatística que explora a relação linear entre duas séries de variáveis com dependência espaço-temporal, maximizando a correlação temporal. Com este método os dados são decompostos em pares de padrões espaciais de modo as séries temporais fiquem óptimamente correlacionadas. Nesse caso as análises de CCA foram aplicadas entre os campos das TSM e a pressão à superfície para os trópicos, restrita à área compreendida entre 20°S-20°N/70°W-15°E e 20°-70°N/80°W-0°. De acordo com os resultados por eles obtidos, somente os primeiros cinco EOFs de campos de SST e de SLP retidos explicaram a variância de 92,1% da TSM e de 93,7% da pressão à superfície nos trópicos. O primeiro padrão canônico explica 39,8% da variância nos campos da TSM e 21,1% da variância nos campos da pressão à superfície. O valor do coeficiente de correlação obtido para as relativas séries temporais foi de 0,99. Foi observado um período de aproximadamente 12 anos para a variabilidade decadal. O padrão para a TSM apresentou uma estrutura dipolar semelhante aos padrões obtidos anteriormente por Dommange et Latif (2000): um núcleo positivo na costa nordeste da América do Sul, aproximadamente nos 10°N, e valores negativos no sudeste e no sudoeste do Atlântico tropical. Este padrão explica mais de 80% da variância no núcleo de valores positivos e 70% da variância nas outras áreas. O padrão correspondente à pressão à superfície também apresentou uma estrutura dipolar, mas com valores positivos estendendo-se mais para o norte até os 10°N. As séries temporais obtidas da análise CCA para as latitudes médias deram também uma alta correlação, com um valor igual a 0,99. Os padrões a elas associados explicam a variância total de 17,3% das TSM e 28,3% da pressão à superfície. A variabilidade decadal apresentou o seu valor negativo extremo em 1967-68. Ambas as funções de correlação sugeriram a existência de uma ligação causal entre as latitudes médias e os trópicos, com o oceano a ser possivelmente responsável pela transferência do sinal das latitudes médias para os trópicos, num período de 5 a 7 anos.

4.6.2 A física do acoplamento

Os padrões de TSM semelhantes aos encontrados por Xie et al., (1997) mostram que a região tropical norte (0°-20°N) é dominada por anomalias positivas de TSM. As anomalias de TSM positivas a norte dos trópicos são acompanhadas por anomalias do vento leste à superfície na região e anomalias positivas de precipitação ao norte, constituindo indicadores da intensificação da convecção e aumento da convergência nos níveis baixos na zona da ZCIT. Lindzen e Nigam (1987) sugeriram que as anomalias de TSM perto do equador podem produzir essa convergência nos níveis superficiais e de

influenciar a circulação atmosférica (Chang et al., 1997). A anomalia positiva das TSM na parte tropical do hemisfério do norte é amplificada pelo aumento da advecção superficial de águas quentes provocadas pelas anomalias dos ventos que cruzam o equador na costa leste da América do Sul, devido à convergência nas camadas superficiais, confirmando os estudos de Chang et al. (1997). As modelações recentes sugerem que as mudanças no aquecimento do Atlântico tropical por convecção profunda no ITCZ podem afectar a circulação atmosférica do hemisfério norte, à semelhança do mecanismo das anomalias de calor no Pacífico. Consistentemente, as circunstâncias reinantes à superfície do oceano foram associadas por esses autores a uma circulação de Walker mais forte, acoplado a uma circulação mais fraca de Hadley. A forte correlação inversa entre a intensidade das células de Walker e Hadley teria já sido enfatizada por Oort (1983). Identicamente, eles sugeriram que a intensidade da célula de Hadley está relacionada directamente com a intensidade da corrente de jato subtropical através da conservação do momento angular absoluto. Isto implica que uma célula de Hadley fraca estará associada a uma corrente de jato de fraca intensidade, gerando esta uma circulação anticiclónica subtropical mais fraca.

Alguns autores destacaram o desfasamento das circulações atmosféricas de Walker e Hadley como sendo ligações entre os trópicos e os extratropicos. A circulação anticiclónica mais fraca é observada à superfície, onde o campo da pressão se assemelha ao padrão do Atlântico ocidental, que apresenta mínimos na região da corrente do Golfo e máximos ao sul da Groenlândia. Mais tarde, Tourre et al. (1999) associaram a variabilidade quase decadal no Atlântico com as flutuações da célula de Hadley.

As anomalias negativas da TSM no Atlântico tropical norte são acompanhadas pelos alísios mais intensos e reduzem a convecção na ZCIT. Os processos de mistura anómala e bombeamento de Ekman também favorecem as anomalias negativas da temperatura, nessa região. A diminuição da convecção na ZCIT é acompanhada por uma circulação de Walker mais fraca e uma circulação de Hadley mais forte.

No campo da pressão à superfície, as anomalias positivas sobre o Atlântico norte entre 20° e 45°N têm sido também realçadas. Quando as correntes do oeste provenientes do continente norte-americano são mais fracas, a circulação anticiclónica mais forte adveceta ar mais quente do sul sobre a região da corrente do Golfo. Essas correntes do oeste aumentam os fluxos de calor no oceano, reduzem o processo de mistura e o bombeamento de Ekman gera, então, anomalias de TSM positivas na região da corrente do Golfo. As resultantes anomalias das TSM positivas são transferidas aos trópicos num período de 5-7 anos, completando assim um ciclo.

Esses estudos propuseram um mecanismo para a variabilidade quase decadal para a bacia atlântica. O sinal quase decadal é transferido às latitudes médias através da atmosfera, quase que instantaneamente no período de tempo definido. Estas condições atmosféricas forçam as anomalias de TSM na região da corrente do Golfo, com sinal oposto àquelas dos trópicos. As anomalias são provavelmente transferidas à região do Atlântico tropical norte pelo oceano num período de 5-7 anos, fechando assim o ciclo que começa então a girar na fase inversa. Desta forma, os trópicos também recebem uma resposta negativa das latitudes médias, após um período de 5 a 7 anos.

Estudos mais recentes sugerem que as anomalias tropicais das TSM podem também produzir mudanças significativas na circulação atmosférica, nos trópicos e nas latitudes médias. Baseado nas respostas negativas, ao que tudo indica, os trópicos, as latitudes médias e o sistema oceano-atmosfera acoplado podem produzir fenômenos oscilatórios.

4.7 Os sistemas de circulação na região de Cabo Verde

Durante o verão boreal, devido ao aquecimento diferencial forma-se uma depressão térmica sobre a região noroeste do continente africano com papel determinante no movimento dos sistemas depressionários. Estes movimentam-se em direcção à bacia atlântica, modificando o estado do tempo na região onde se encontram localizadas as ilhas. Durante o inverno boreal a zona da depressão térmica passa a ser influenciada por pressões anticiclónicas. Toda esta região da costa ocidental norte da africana é afectada ciclicamente por depressões polares, que aí advectam ar frio proveniente do Atlântico norte. Estes sistemas são de deslocação lenta, sendo por vezes estacionárias. A região onde se situa o arquipélago de Cabo Verde sofre influências principalmente de quatro factores:

- os anticlones subtropicais dos Açores e de Santa Helena;
- as baixas pressões equatoriais;
- a corrente marítima das Canárias;
- e a depressão térmica sobre o continente africano durante o verão.

A região dos anticlones subtropicais é caracterizada por altas pressões, caracterizadas por divergência e subsidência na circulação do ar. Como todos os outros, o anticiclone dos Açores não tem posição e intensidade fixas. Esse sistema atinge a sua posição a norte e este durante o verão boreal, ou seja, entre Julho e Agosto. Durante o inverno do hemisfério norte (Janeiro-Fevereiro) o anticiclone atinge a sua posição mais ocidental sul. A sua orientação e localização influenciam e caracterizam as

massas de ar que penetram a região de Cabo Verde, durante todo o ano. Esta influência faz-se sentir quando os alísios sopram directamente do continente determinando que as massas de ar sejam continentais, com características de humidade mais reduzida, ou quando os ventos sopram paralelamente à costa ocidental norte africana, permitindo que a influência marítima seja mais determinante.

Pela sua situação geográfica, as ilhas de Barlavento e Sotavento têm ligeiras diferenças climáticas, causadas por influências distintas por consequência das diferentes orientações e localizações do anticiclone dos Açores. Durante o inverno boreal as influências da advecção de ar frio proveniente das latitudes mais elevadas sobre o arquipélago são mais marcantes sobre as ilhas de Barlavento. As ilhas de Sotavento sentem em maior escala a influência da deslocação oscilatória dos sistemas equatoriais que acompanham o movimento do sol. Em Cabo Verde as pressões diminuem com a latitude, embora essa diferença não seja muito grande, situando-se na ordem dos 3 hPa.

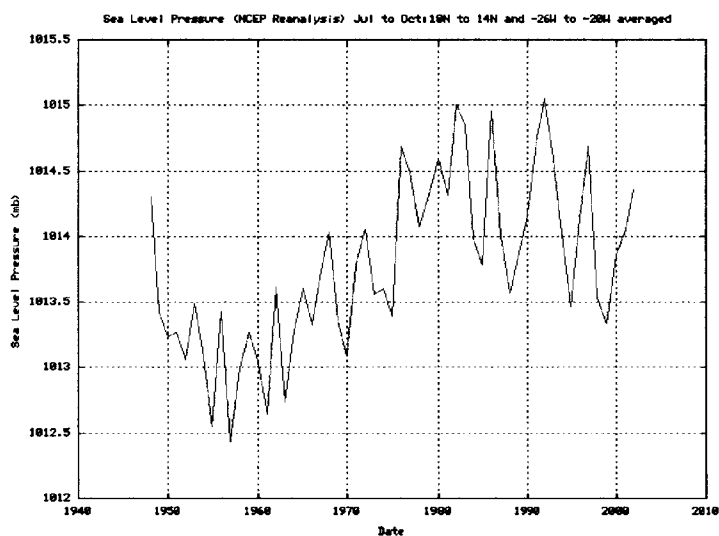


Figura 3: Gráfico da série temporal da pressão média ao nível do mar entre Julho e Outubro, calculada na área 26W-28W/14N-18N, região de Cabo Verde, entre 1950-2000 (Reanálises do NCEP).

Nota-se pelo gráfico da série temporal da Figura 3 que a pressão média ao nível do mar na região de Cabo Verde sofreu um aumento de 1012,5 hPa para 1015 hPa entre as décadas de sessenta e noventa, altura em que começou a descer até um valor médio de 1014 hPa, em 2000. Variando com a latitude, as temperaturas mais baixas estão localizadas nas zonas mais montanhosas no NW (Santo Antão), SE (Santiago) e SW (Fogo). A temperatura média do ar no arquipélago se situa geralmente entre os 20°C, nos meses mais frios, e os 27°C, nos meses mais quentes. No entanto, em alguns anos, os extremos registados atingiram mínimas de 15°C durante os meses de Janeiro e Fevereiro, e

máximas de 35°C, nos meses de Agosto e Setembro. O valor mínimo de temperatura registado foi de 13,8°C à superfície, na ilha do Sal. Esta ilha registou também a sua temperatura máxima de 35°C, durante o verão. Na ilha do Fogo, as máximas à superfície já algumas vezes atingiram no verão valores superiores a 37°C. A variação diurna da temperatura é de 4°C a 11°C, incluindo as regiões baixas e as montanhosas. As máximas temperaturas são observadas entre os meses de Julho e Setembro, enquanto que as mínimas se situam nos meses de Janeiro e Fevereiro, o que ilustra a influência exercida pelas latitudes médias e pelo movimento do sol.

A região de Cabo Verde é afectada por uma inversão de subsidência denominada de "*inversão dos alísios*". Os alísios do NE são os ventos dominantes, apresentando frequências de 60 a 80%. Nas camadas mais junto à superfície, os ventos de SE e SW aparecem periodicamente com o avanço da ZCIT sobre o arquipélago, durante os meses de Julho, Agosto, Setembro e Outubro, época do ano em que aí ocorrem as precipitações. Durante esse tempo são frequentes os períodos de calma do vento. O fluxo é de maior intensidade entre os meses de Janeiro e Maio. No que respeita a velocidade, as frequências do vento são de 4 a 7 m/s, entre Janeiro e Junho. No entanto, durante esses meses, por vezes são registados valores de intensidade de vento superiores a 14,4 m/s, com particular incidência na região de Barlavento, com duração média de 4-7 dias (Carvalho, 1973). Ainda segundo o autor, a nebulosidade típica da região dos alísios varia consideravelmente durante todo o ano, com máximas registadas entre Julho e Outubro e mínimas entre Março e Junho. A aproximação da ZCIT provoca a maior parte da nebulosidade sobre o arquipélago, juntamente com a influência da advecção de ar frio das latitudes médias e altas em segundo plano, mas que provoca o estabelecimento de um vale depressionário em altitude, que se estende por vezes desde a zona sul do equador sobre o nordeste do Brasil até a Europa. Fortes correntes de jacto são associados a este sistema, passando sobre a costa ocidental africana e causando por vezes queda de precipitação durante os meses de Janeiro e Fevereiro. É nessa época que são registados nas estações as maiores quantidades de precipitação de "*invernada*", particularmente nas que se encontram localizadas nas maiores altitudes.

A estação mais chuvosa corresponde ao período em que a ZCIT atinge a sua posição mais setentrional no seu movimento para o norte. É quando as monções de ar marítimo tropical muito instáveis determinam com a sua influência o estado do tempo sobre as ilhas e as ondas e perturbações móveis provenientes do interior do continente se movimentam sobre a região, aproximadamente entre 5 e 15 graus norte. Nessa época (Agosto-Outubro), entre 70 a 87% da precipitação total anual ocorre, confirmando assim os estudos de Carvalho (1973). Segundo Carvalho, entre Dezembro e Fevereiro, o arquipélago é afectado por ar das latitudes elevadas e médias com características já diferentes

daquelas a originaram, devido ao seu movimento sobre o Atlântico norte. Essa massa de ar é muito instável. O vento sopra com maior intensidade e forma-se um acentuado vale em altitude sobre o arquipélago, como foi citado anteriormente. A precipitação tende a ocorrer mais precisamente na região norte e noroeste do arquipélago (Barlavento) que sofre maior influência do ar polar nessa época do ano. Durante o período seco, a ZCIT migra para o sul e o arquipélago fica sob a influência de massas de ar marítimas ou continentais tropicais transportadas pelo anticiclone dos Açores (mais intenso nessa época do ano), massas de ar essas que sofreram modificações termodinâmicas na sua trajectória sobre o Atlântico oriental norte. Nos meses de Novembro a Março forma-se na região do noroeste africano um núcleo anticiclónico muito intenso que advecta ar continental sobre as ilhas de Cabo Verde. Durante esse tempo o vento é muito forte, sopra por vezes com rajadas e transporta poeira e bruma seca através da região, reduzindo sobremaneira a visibilidade horizontal. É o tempo do vento leste ou "*lestada*" que assola as ilhas, inibindo assim a formação da precipitação. Ainda de acordo com Carvalho (1973), o número médio anual de dias com trovoada não excede seis e cerca de 75% das trovoadas ocorrem durante o período de Agosto a Outubro e somente 25% entre Dezembro e Janeiro. No entanto, verifica-se pelos dados mais recentes que, em alguns anos, o número anual de trovoadas é de oito dias em algumas estações do sul e do noroeste do país.

Num aspecto global, pelos dados de precipitação observados à superfície, quanto à pluviometria as ilhas de Cabo Verde anualmente contam com três estações distintas: uma época seca (Março a Junho), uma húmida (Julho a Outubro) e uma estação de transição (Novembro a Fevereiro). No entanto, estas estações não são providas de datas limites para o seu início ou término e muitas vezes a precipitação é tão tênue que não chega para definir algumas delas. Existem anos em que algumas das ilhas não recebem precipitação que chegue a ser mensurável, sofrendo deste modo um período considerado de seca durante todo o ano. A época de transição ou invemada que nos anos anteriores fornecia às ilhas um mínimo de precipitação anual, nos últimos anos tem sido de pouca actividade pluviométrica, na maior parte das ilhas. Por outro lado, tem-se verificado uma diminuição na duração do período da estação chuvosa, com as actividades a se iniciarem mais tarde e terminarem mais cedo do que o normal. Estes resultados comprovados pelos dados das estações em estudo, releva a estação de transição, não indo totalmente de encontro ao regime típico do alisio marítimo (Tipo I) citado por Leroux (1983). Esta definição tem razão de ser pelo tempo que duram as precipitações e pelas diferentes influências observadas consoante a época do ano, ou seja:

- a ZCIT e as perturbações de leste, entre Julho e Outubro;
- a advecção de ar das latitudes médias e altas, entre Novembro e Fevereiro;
- e a influência dos alísios marítimos e continentais, entre Março e Junho.

4.7.1 As inversões

As inversões ocorrem na região de Cabo Verde durante quase todo o ano, com uma frequência aproximada de 96% (Carvalho, E., 1973). Segundo os dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMG), esta distribuição é observada entre Dezembro e Julho, com uma frequência de 98% e 99,5% de dias por ano, e entre os meses de Agosto e Novembro que comportam uma frequência equivalente a 86-92%. Com base nos dados de sondagens efectuadas no INMG, a altura média da base da inversão se situa entre os 380 e os 850 metros e o topo normalmente não ultrapassa os 1420 metros, identicamente aos resultados encontrados por Carvalho (1973). A altura máxima da base de inversão observada é de 2450 metros. Os menores valores para os topos e as bases de inversão são observados normalmente em Setembro. A camada de inversão tem em média 400 metros de espessura. Os valores de menor espessura e intensidade da camada de inversão são observados em Setembro e os mais elevados em Março. Os valores da temperatura nesta camada estão geralmente entre 3 graus, entre Março e Junho, e 8 graus, entre Julho e Fevereiro.

4.7.2 A estação seca

Durante este período, especialmente nos meses de Abril a Junho, o anticiclone dos Açores se encontra localizado entre os arquipélagos dos Açores e da Madeira, o que permite que as massas de ar marítimo tropical e continental sejam transportadas pelos ventos da região a este e sudeste do sistema de circulação anticiclónica. A subsidência é bastante forte entre os níveis 950 e 800 hPa, o que acentua ainda mais a inversão da temperatura. O ar é bastante seco e quente acima desse nível e húmido e mais fresco mais abaixo. Predominam as nuvens do tipo cúmulos e estratocúmulos sobre a região, característica típica do fluxo dos alísios. Os ventos sopram do nordeste ou do este até os 850 hPa, com intensidade entre 5,1 e 9,3 m/s, por vezes com rajadas que atingem os 14,4 m/s na zona de Barlavento, com mais incidência na ilha de S. Vicente. Em altitude o fluxo é de oeste noroeste ou do sudoeste, com velocidades entre 5,1 a 10,3 m/s, e mais moderadas a partir de 700 hPa. Entre os níveis de 700 hPa e 500 hPa, o vento sopra do este, sul ou sudoeste com a velocidade de 5,1 a 10,3 m/s. Nos níveis superiores o vento é mais forte, com velocidades entre 15,4 e 30,9 m/s, proveniente do quadrante sudoeste e oeste. A bruma seca e a poeira são nessa época transportadas através das ilhas devido ao aumento do escoamento entre o sistema anticiclónico dos Açores e o centro ciclónico localizado na região ocidental do continente.

4.7.3 A estação húmida

O anticiclone nesta época tem o núcleo situado a sudoeste dos Açores e a ZCIT atinge a sua posição mais a norte, até os 25°N sobre o continente. A ZCIT na sua deslocação para o hemisfério norte, muito raramente ultrapassa as ilhas de Barlavento. O fluxo de ar marítimo tropical do sudoeste faz-se sentir sobre o arquipélago, com subsidência associada, persistindo a inversão em altitude entre os níveis 900 e 870 hPa. Os ventos à superfície são do nordeste e do este nordeste, com velocidades entre 2,6 e 8,2 m/s. Por vezes o vento é calmo sobre as ilhas, situação que pode persistir por alguns dias. Em altitude o fluxo é quase sempre do nordeste e do este, com intensidades entre 10,3 e 15,4 m/s. A ZCIT persiste sobre a região de Cabo Verde nos meses de Agosto e Setembro, o que muitas vezes causa a formação de um centro ciclónico, por vezes localizado mesmo sobre as ilhas. Nessa época as massas de ar marítimo tropical avançam sobre a região e ocorre a precipitação da estação mais húmida, por vezes com alguma intensidade. Este processo é também associado e tem interacção com o movimento das ondas e perturbações de leste sobre a zona oriental do Atlântico e a costa ocidental norte africana. As bases das nuvens atingem a sua menor altitude e aparecem com frequência as chuvas fortes, com trovoadas. Formam-se também frequentemente pequenas depressões, raras vezes intensas, a este da longitude de 30°W. Contudo, em alguns anos, mesmo sobre o arquipélago formam-se tempestades tropicais com alguma intensidade, como foi o caso do ciclone tropical Beryl em 1984, que registou ventos com rajadas de 126 km/h, na estação do Mindelo. Esses sistemas prosseguem em direcção ao ocidente, seguindo o caminho das tempestades oceânicas do Atlântico equatorial. Os dados das estações comprovam que é neste período, mais precisamente durante o mês de Setembro, que sobre as ilhas de Cabo Verde ocorrem os valores de precipitação mais elevados. Na climatologia da precipitação verifica-se que todas as estações têm o mesmo comportamento, com o máximo das precipitações a ter lugar durante o mês de Setembro.

4.7.4 A estação de transição

Durante este período o anticiclone dos Açores está localizado na sua posição mais a sul, entre 23°N e 28°N. Devido à persistência de inversões frequentes, é notória a influência das massas de ar tropical marítimo e continental estáveis. Os ventos sopram do norte nordeste e do este nordeste, com velocidades entre 5,1 e 10,3 m/s, aumentando de intensidade com a latitude. A direcção do fluxo passa a ser do sudoeste ou do oeste noroeste, aumentando com a altitude, de 12,9 m/s, nos 700 hPa, para 41,2 m/s, nos 200 hPa. Formam-se muitas vezes correntes de jato com ventos máximos sobre a região. Essa zona é invadida por ar polar, modificado na sua deslocação sobre o Atlântico norte. A influência

destes sistemas é bem notória na precipitação, com o segundo máximo a ocorrer em Janeiro, em todas as estações do arquipélago, mas especialmente nas estações de altitude. A circulação nesta época apresenta as seguintes características: Quando se forma uma baixa a nordeste das Canárias, um vale em altitude se estende até o sudoeste da região de Cabo Verde, causando maior instabilidade e a consequente precipitação nessa época do ano, denominada de "invernada". O fluxo em altitude é forte do oeste sudoeste e do noroeste, respectivamente antes e depois da passagem do vale sobre o arquipélago. Formam-se muitas vezes correntes de jato que atravessam todo o Atlântico equatorial e oriental e se estendem para o interior da região ocidental da África.

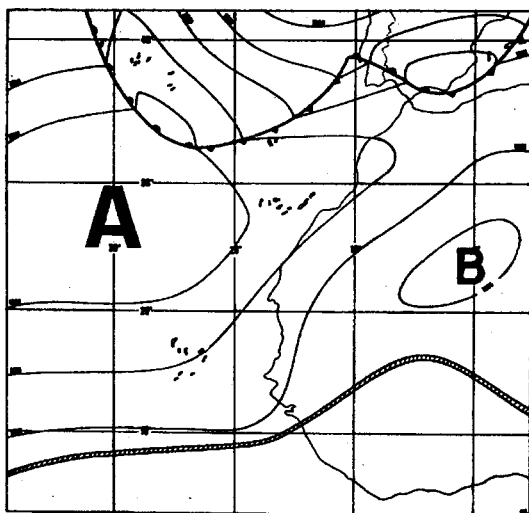


Figura 4 - Estação seca. Anticiclone dos Açores. Carta de superfície de 06:00 UTC, 12.05.1966 - (Renato Carvalho, 1973)

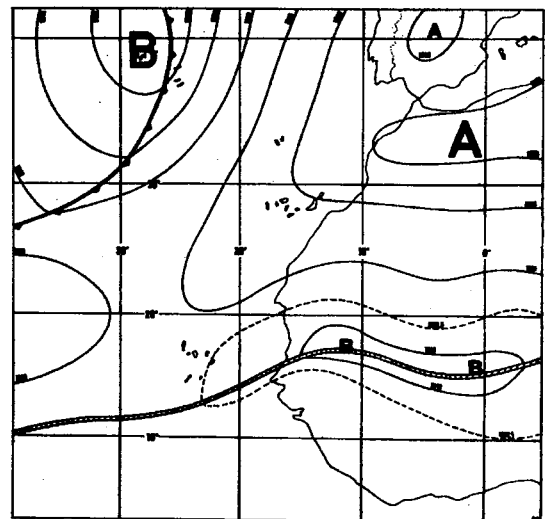


Figura 5 - Estação seca. Situação de bruma seca. Carta de superfície de 06:00 UTC, 12.04.1966 - (Renato Carvalho, 1973)

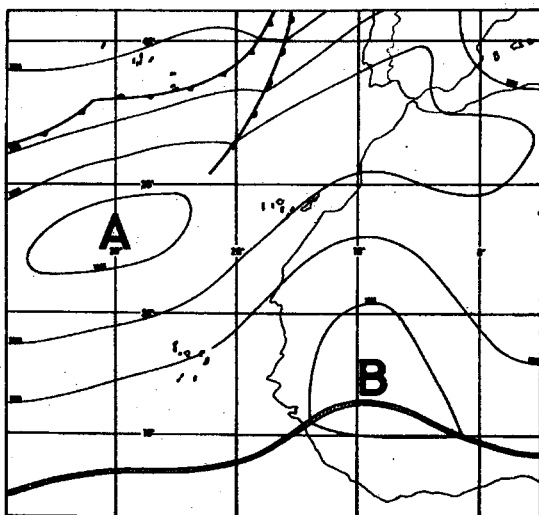


Figura 6 - Época de transição. Carta de superfície das 06:00 UTC, 23.02.1966 - (Renato Carvalho, 1973)

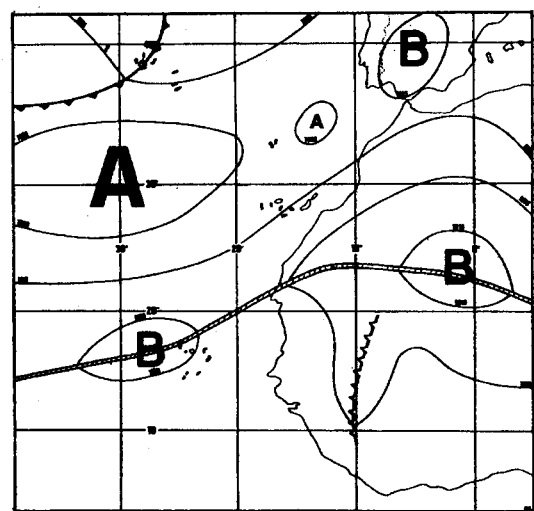


Figura 7 - Estação húmida. Sistema de baixa pressão associada à ZCIT. Carta de superfície das 06:00 UTC, 09.08.1958 - (Renato Carvalho, 1973)

Capítulo 5

5. Resultados

5.1 Resumo climatológico das precipitações

As maiores quantidades de precipitação foram registradas no arquipélago durante os anos cinquenta. A partir da década de sessenta verificou-se uma diminuição nos valores e nota-se agora nos últimos três anos uma ligeira tendência para o aumento das quantidades de chuva observadas nas estações. Entre os anos de 1950 e 2000 no arquipélago a precipitação média mensal foi de 35,7 mm. Como se pode verificar pela figura 8, o ano mais chuvoso foi 1967, com um valor médio mensal igual a 44,7 mm, enquanto que o mais seco foi 1970, com um valor médio mensal de 29,6 mm de chuva. O gráfico da Figura 8 representa a precipitação média anual registada em Cabo Verde entre os anos 1950 e 2000, considerando somente as séries das estações em estudos.

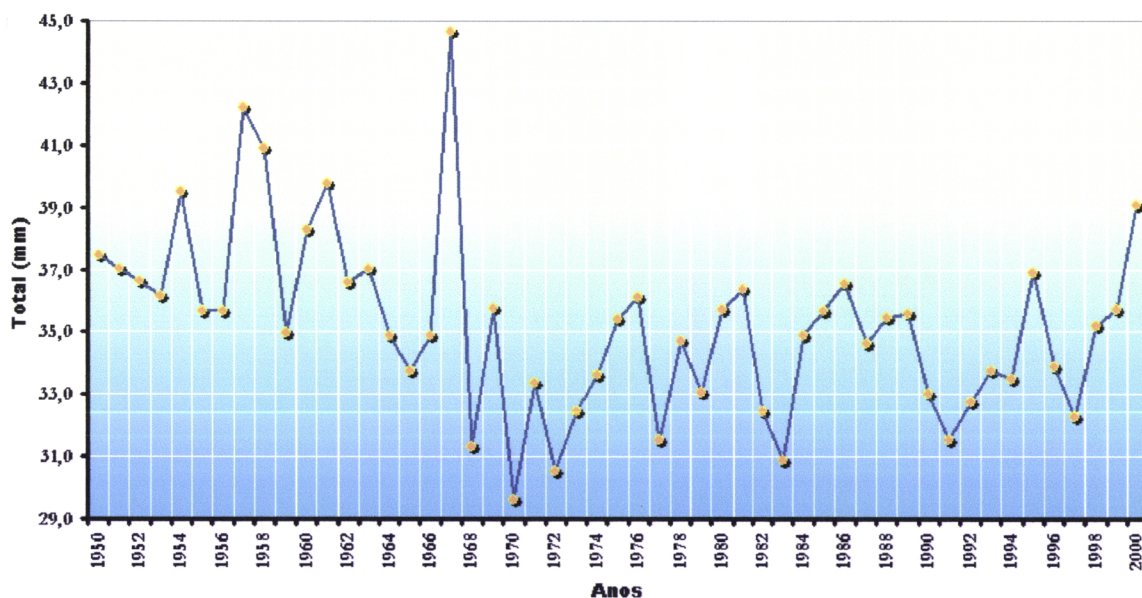


Figura 8: - Gráfico da série temporal da precipitação média anual (mm), calculada a partir dos valores médios anuais registados nas sete estações em estudo, entre 1950 e 2000.

Todas as estações estudadas apresentam um padrão de precipitação semelhante, ilustrado na Figura 9. O ciclo anual é definido basicamente por três períodos que compreendem uma estação seca, de Março a Junho, uma estação húmida, de Julho a Outubro, e uma estação de transição menos húmida influenciada pela intrusão das latitudes elevadas e médias entre os meses de Dezembro e Fevereiro.

Pelos dados observados nas estações, com uma média de 109,6 mm, Setembro apresenta-se como o mês mais chuvoso no arquipélago, enquanto que os meses de Março, Abril e Maio muito esporadicamente nos anos anómalos registram alguma precipitação. Julho, Outubro e Dezembro são os meses de transição do período mais seco para o período húmido e do período húmido para a época seca.

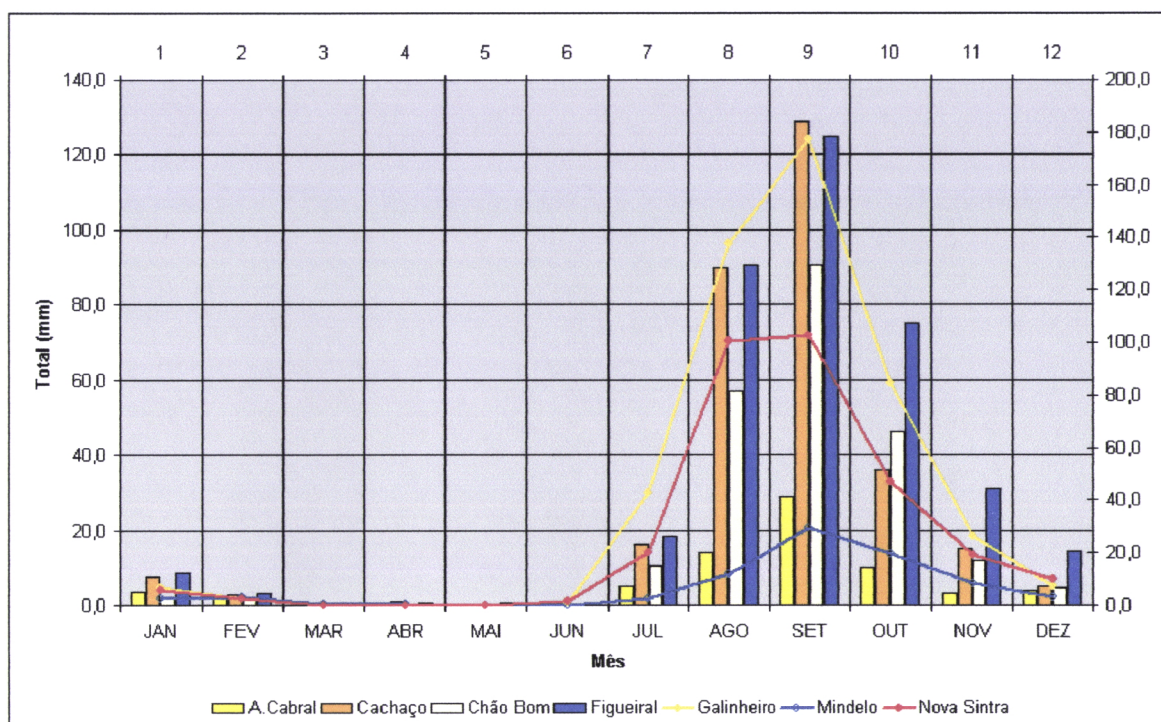


Figura 9: Precipitação sazonal. Gráfico das precipitações médias mensais (1950-2000) das estações em estudo, onde se pode verificar a semelhança do ciclo anual entre as estações.

Tem-se verificado nos últimos anos uma redução da precipitação durante esses meses. Em alguns anos secos, como foram os casos por exemplo de 1982, 1988 e 1992, o período de transição foi de duração mais prolongada e caracterizada pela quase total ausência de chuva, o que fez com que o período húmido ficasse mais confinado aos meses de Agosto e Setembro.

5.2 Os campos de precipitação

Com os dados do CMAP foram analisados os campos da precipitação da região, o que permitiu o resumo dos mapas médios mensais que se seguem.

Janeiro

Durante o período 1980-2000, as precipitações médias de mês de Janeiro foram muito fracas sobre a costa ocidental africana e Atlântico oriental, numa faixa que se estende desde o interior do continente africano até as Caraíbas. Os valores mais elevados, superiores a 12 mm/dia, se localizaram sobre o Brasil. Dois outros núcleos de valores máximos se localizaram entre o equador e os 5° Norte, definindo assim as actividades da ZCIT, e sobre o caminho das tempestades na zona ocidental e norte do Atlântico. As precipitações foram fracas sobre o Atlântico sul. Sobre a região de Cabo Verde as precipitações tiveram valores inferiores a 0.5 mm/dia.

Fevereiro

O campo da precipitação de Fevereiro foi semelhante ao mês anterior, mantendo-se as localizações dos núcleos anteriores. Houve, no entanto um reforço do valor máximo sobre o norte do Brasil, com precipitações superiores a 24 mm/dia. A faixa da África ocidental e todo o Atlântico entre 5°N e 30°N foi de fraca ou nenhuma precipitação. Em toda a região de Cabo Verde os valores foram inferiores a 2 mm/dia.

Março

Durante o mês de Março, aumentaram as actividades da ZCIT e do caminho das tempestades do Atlântico norte. As maiores precipitações foram registadas sobre toda a zona centro norte da América Latina e sobre a costa SE dos Estados Unidos. Houve um aumento da precipitação sobre a região do arquipélago para valores de 1-2 mm/dia.

Abril

A região de Cabo Verde não apresenta em Abril registos de precipitação, o que confirma os dados observados nas estações, e a actividade da ZCIT mantém-se ligeiramente a norte do equador com valores de precipitação aproximadamente igual a 10 mm/dia. As precipitações mais fortes continuam localizadas sobre o norte do Brasil, com valores superiores a 17 mm/dia, em toda a costa leste dos Estados Unidos e sobre o noroeste do Atlântico, com valores superiores a 6 mm/dia.

Maio

Durante o mês de Maio, sobre o Atlântico as maiores precipitações são localizadas entre o equador e os 5°N, com valores superiores a 14 mm/dia. A região do Atlântico oriental norte e da costa ocidental norte africana é seca ou apresenta precipitações muito fracas.

Junho

Durante o mês de Junho as precipitações máximas se localizam na zona norte da América do Sul e entre 3°N e 10°N sobre o Atlântico, subindo para os 12°N sobre o continente. A zona a norte desta região e a este de 40°W conta com precipitações muito fracas, inferiores 1 mm/dia.

Julho

No mês de Julho as precipitações do Atlântico atingem o sul das ilhas de Cabo Verde com núcleos superiores a 10 mm/dia sobre o oceano e superiores 17 mm/dia na costa litoral da África ocidental, localizados nos 13W-10N. A norte dos 13°N praticamente todo o Atlântico oriental registou precipitação com valores inferiores a 1 mm/dia.

Agosto

A ZCIT torna-se mais intensa em Agosto sobre a costa ocidental africana e sobre o oceano, com actividade marcante entre 5°N e 17°N. As maiores precipitações continuam a cair sobre o litoral da costa ocidental africana, embora com núcleos um pouco mais a norte do que no mês anterior. Verifica-se que nesta época as precipitações na região de Cabo Verde atingem valores médios entre 1 e 4 mm/dia.

Setembro

No mês de Setembro quase todo o Atlântico norte está sob a influência da precipitação, com especial ênfase para a zona da ZCIT entre 5°N e 15°N. Sobre a região de Cabo Verde as precipitações médias atingem valores de 2 a 5 mm/dia. A faixa sem precipitação se restringe ao Atlântico oriental norte e ao Sahara ocidental, bem como à região sul do Atlântico.

Outubro

No mês de Outubro as precipitações do verão boreal atingem os valores máximos, superiores a 14 mm/dia, concentrados em pleno Atlântico, entre 8°N e 12°N. A zona sul do arquipélago apresenta valores médios entre 1 e 2 mm/dia. Na zona norte as chuvas são fracas. O Atlântico ocidental no hemisfério norte é chuvoso, particularmente na região do caminho das tempestades.

Novembro

Durante o mês de Novembro a precipitação retrai bruscamente para o sul, ficando reduzida à latitude de 5° a norte do equador, com valores de 9 mm/dia. Entre o sul de Cabo Verde e os 30°N de latitude, toda a região atlântica apresentou precipitações muito reduzidas.

Dezembro

No mês de Dezembro as precipitações sobre o Atlântico na zona da ZCIT são mais fortes que no mês anterior. Nota-se a existência de ocorrência de precipitação em todo o Atlântico norte, como consequência da actividade estival do hemisfério norte. Sobre a região de Cabo Verde as precipitações tomam valores entre 1 e 2 mm/dia, o que pode ser visto como influência da invasão de ar polar, que se prolongará até o mês de Fevereiro.

As precipitações correspondentes aos meses de Março, Junho, Setembro e Dezembro são a seguir apresentadas (Figuras 10 a 13). Nelas pode-se verificar a variação da intensidade e o movimento sazonal da ZCIT.

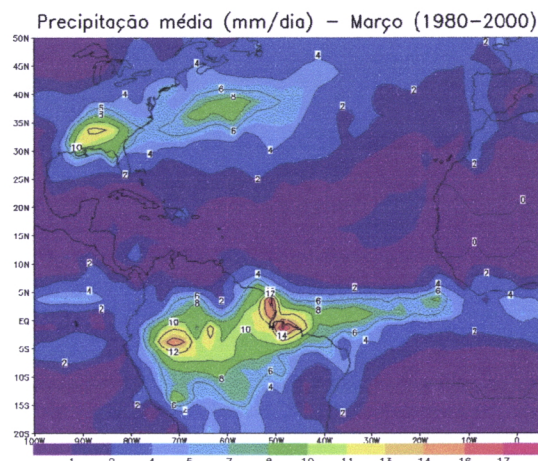


Figura 10: Gráficos da precipitação média (mm/dia) na aérea em estudo correspondente ao mês de Março, para o período 1980-2000, calculado com os dados do CMAP.

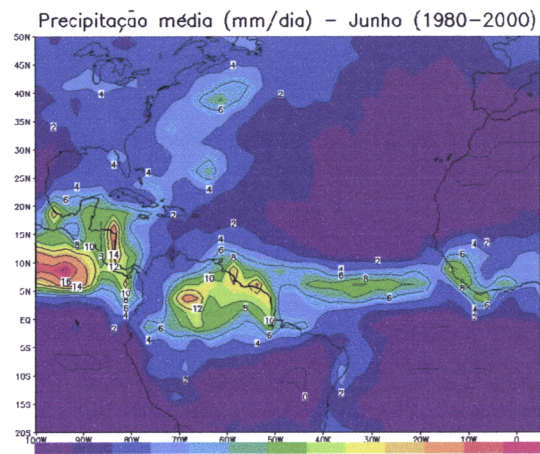


Figura 11: Gráficos da precipitação média (mm/dia) na aérea em estudo correspondente ao mês de Junho, para o período 1980-2000, calculado com os dados do CMAP.

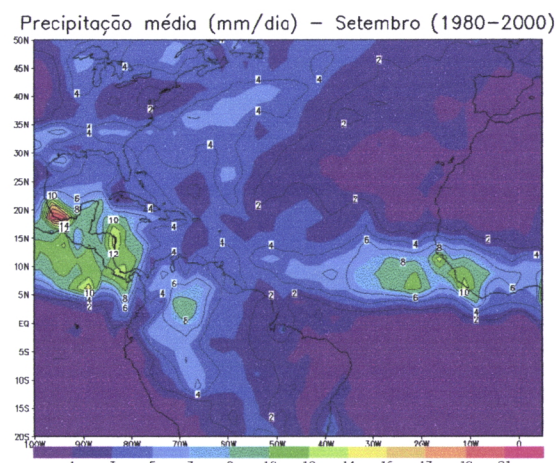


Figura 12: Gráficos da precipitação média (mm/dia) na aérea em estudo correspondente ao mês de Setembro, para o período 1980-2000, calculado com os dados do CMAP.

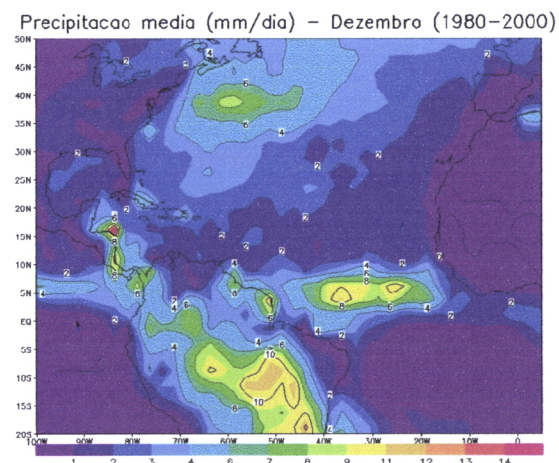


Figura 13: Gráficos da precipitação média (mm/dia) na aérea em estudo correspondente ao mês de Dezembro, para o período 1980-2000, calculado com os dados do CMAP.

No período 1980-2000 as estações de Cabo Verde registaram, em média, precipitações abaixo do normal (Figura 14), especialmente no que se refere aos anos entre 1988 e 1998. As precipitações superiores à média foram observadas durante os anos de 1980, 1984, 1999 e 2000. O extremo das anomalias positivas foi registado no ano de 1999, enquanto que o máximo das negativas teve lugar em 1983. No período de 1980-2000 verifica-se um domínio das anomalias negativas, justificado pela seca instalada na região do Sahel a partir do final da década de sessenta, citada anteriormente.

Para entender melhor os comportamentos da oscilação anual da precipitação na região de Cabo Verde, foram analisados os períodos em que houve uma maior coincidência entre as anomalias de todas as

estações em estudo e determinados os anos considerados mais significativos. Consequentemente, foram escolhidos dois anos húmidos com anomalias positivas extremas (1999 e 2000), dois anos secos com anomalias negativas extremas (1982 e 1992) e dois anos com anomalias respectivamente positivas (1984) e negativas (1997) de menor magnitude. Os anos de 1982, 1992 e 1997 correspondem a anos de início de El Niño.

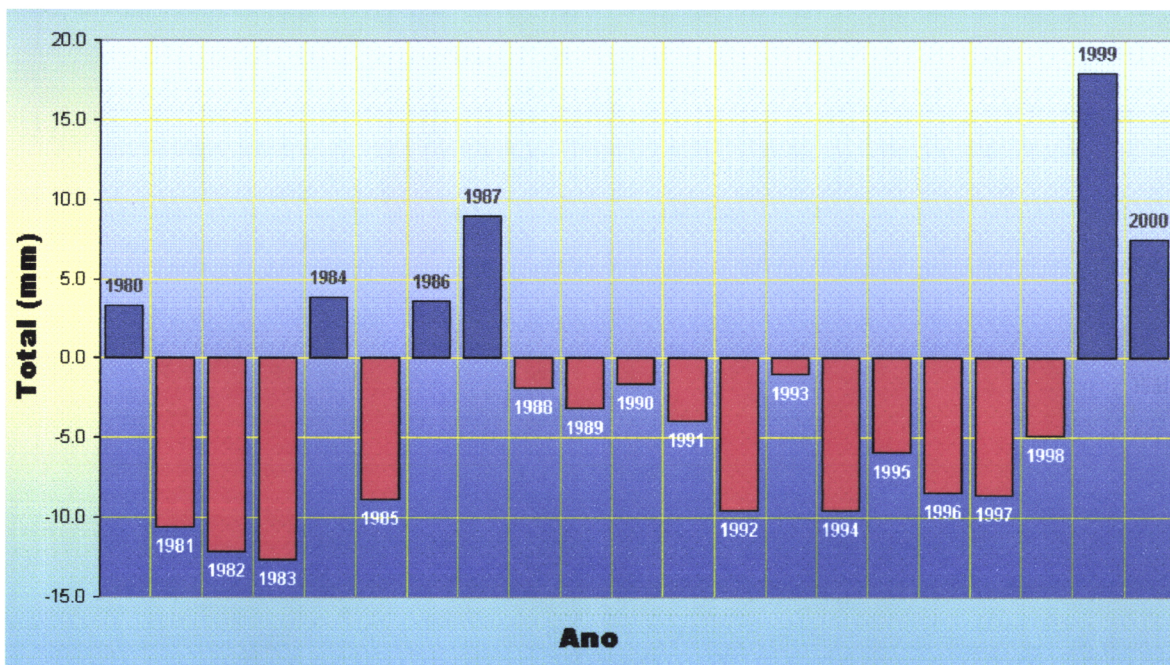


Figura 14: - Anomalias médias da precipitação em Cabo Verde no período 1980-2000. Este gráfico é elaborado a partir dos dados da série completa das médias das anomalias registadas nas sete estações em estudo, no período 1950-2000.

5.3 A climatologia da precipitação nas estações

5.3.1 A estação do aeroporto Amílcar Cabral

Com chuvas irregularmente distribuídas no período 1950-2000 (Figura 15), esta estação de observação apresenta um valor médio anual de 6,0 mm de precipitação e uma ligeira tendência negativa, isto é, para a redução da precipitação anual.

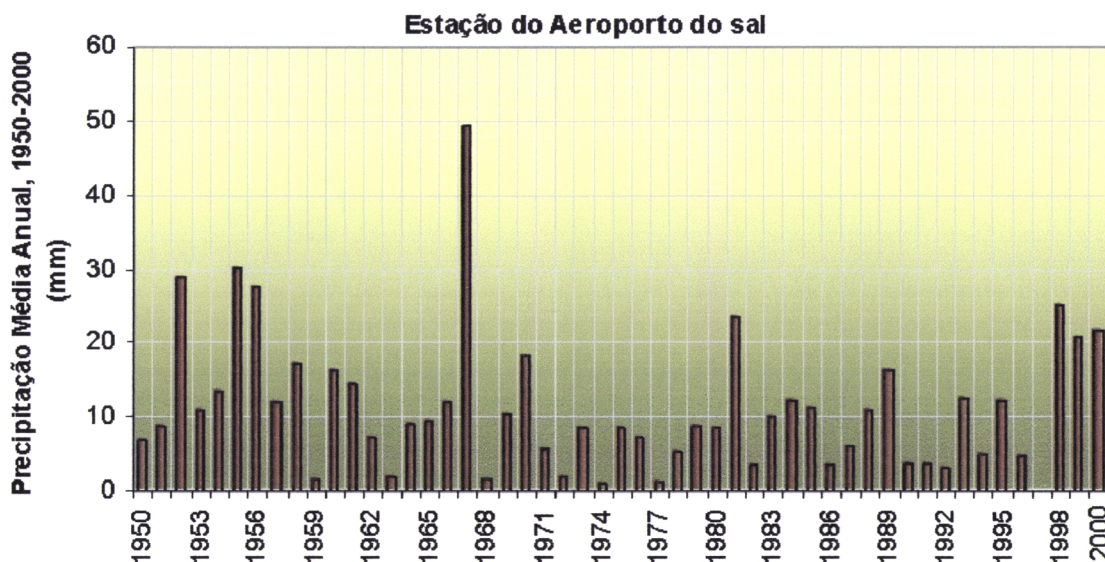


Figura 15 : Gráfico das precipitações médias anuais registadas na estação do Aeroporto do Sal, durante o período entre 1950 e 2000.

O seu ciclo anual ilustrado na Figura 16 é definido basicamente por três períodos que compreendem uma estação seca, de Março a Junho, uma estação húmida, de Agosto a Setembro, e uma estação húmida mais curta que vai de Dezembro a Fevereiro. Entre estas duas últimas estações existe um período de transição, de Dezembro a Novembro. Esta, no entanto, não apresenta limites bem definidos e nos últimos anos tem tido menor duração, ou seja, tem-se iniciado mais tarde e terminado mais cedo que nos anos anteriores e tem sido mais seca.

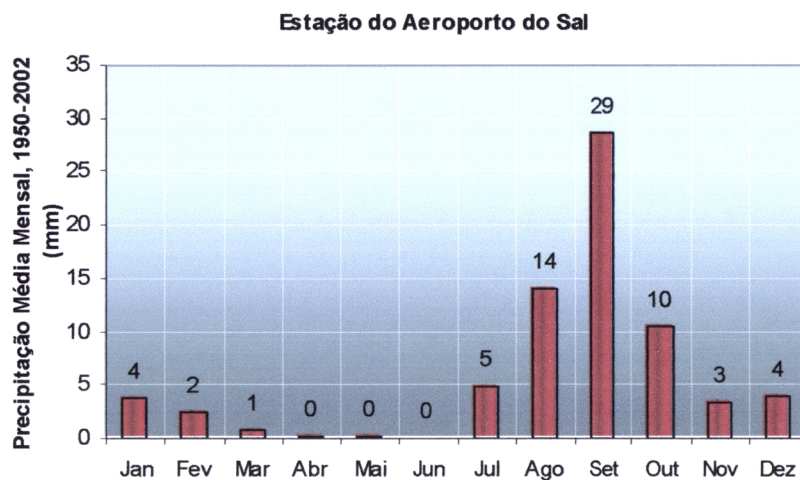


Figura 16 : Gráfico das precipitações médias mensais da estação do Aeroporto do Sal (1950-2000)

Embora se verifique uma alternância entre anomalias com uma periodicidade de 2 a 4 anos, as anomalias negativas dominaram entre os anos de 1982 e 1987. O período de 1998 a 2000 apresentou anomalias positivas. As anomalias positivas mais significativas estão relacionadas com os anos 1981, 1998, 1999 e 2000, enquanto que as negativas correspondem aos anos 1982, 1986, 1990, 1991, 1992, 1994, 1996 e 1997 (Figura 17).

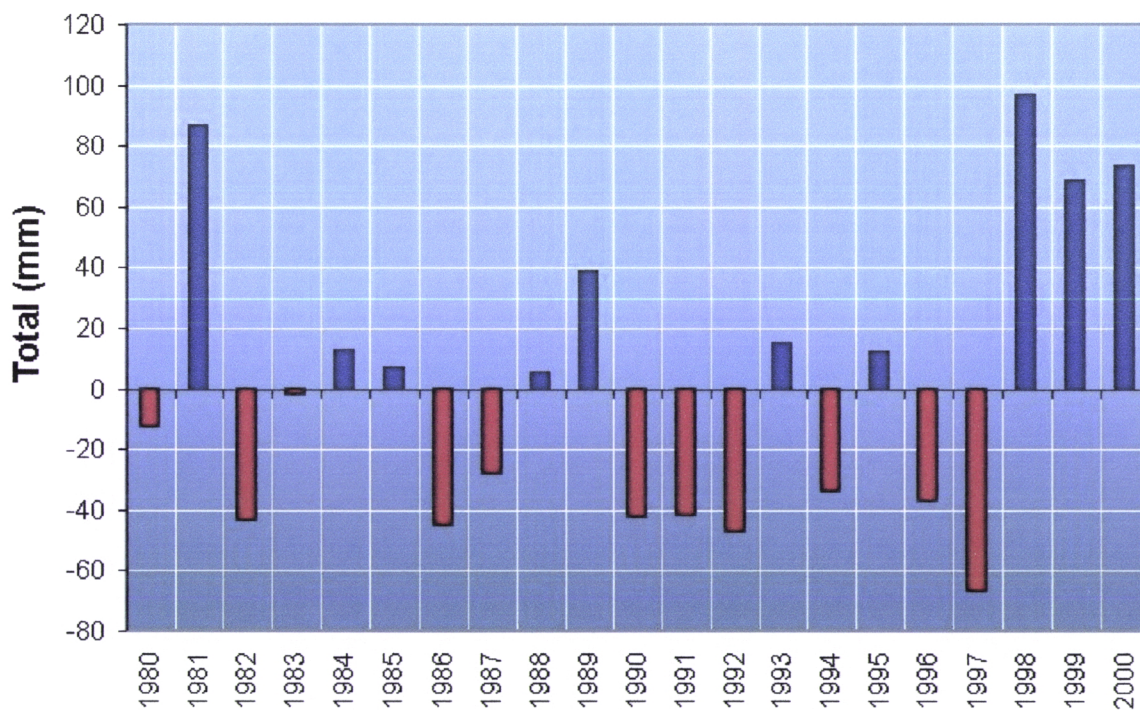


Figura 17: Gráfico das anomalias da precipitação anual registadas na estação do Aeroporto do Sal (1980-2000)

Janeiro é um mês de transição com precipitações muito irregulares, tendo apresentado uma precipitação média de 3,0 mm, no período 1950-2000. As chuvas causadas pela advecção de ar frio proveniente das latitudes médias foram mais consideráveis nos anos de 1983 e 2000, respectivamente, com 57,3 mm e 62,0 mm de precipitação. No período de 1950-2000 o mês de Janeiro foi mais dominado por anomalias negativas, apresentando somente três anos de anomalias positivas, com as mais fortes a corresponderem aos anos de 1983 e 2000. No entanto, por ser um mês de fraca ou nenhuma precipitação, as precipitações acima da média em 1983 e 2000 se destacaram como extremos de anomalia positiva.

Fevereiro é também um mês de transição. As maiores quantidades de precipitação foram registadas nos anos de 1973 (25,6mm) e 1988 (52,3 mm). O período mais relevante de actividades contínuas para este mês foi entre 1964 e 1987. O mês foi seco após esse período, à excepção do ano de 1988 que registou o valor mais elevado de precipitação. O ano de 1988 foi um ano de anomalias positivas, confirmadas pela precipitação total de 52,3 mm. Os outros anos foram de anomalia negativa, com precipitação abaixo do normal.

O mês de Março com uma média de 0,7 mm no período 1950-2000. Embora não seja um mês de transição, produziu irregularmente precipitações durante aos anos de 1956, 1961, 1962, 1989 e 1998. Esses foram os anos anômalos. No período 1980-2000, os anos de anomalia positiva foram 1983, 1989 e 1998, devido à ocorrência de precipitações acima da média.

Embora seja normalmente seco, o mês de Abril apresentou anomalias nos anos 1993 e 1998, com precipitações de 0,7 mm e 11,2 mm, respectivamente. O gráfico do mês de Abril apresenta dois anos com anomalias positivas, 1993 e 1998, e os restantes com anomalias negativas. De salientar que os anos de anomalia negativa são os anos que não registaram qualquer valor de precipitação.

Durante o mês de Maio normalmente não se registam precipitações. No entanto, observa-se uma anomalia de precipitação positiva no ano de 1992 (12,9 mm).

O mês de Junho não registou precipitações entre os anos de 1950 e 2000, o que o torna o mês mais seco na estação.

Durante o mês de Julho as precipitações são muito escassas nesta estação, que registou uma média de 5,0 mm, no período 1950-2000. O período 1962-1987 teve fraca ou nenhuma actividade. As

precipitações mais consideráveis foram registadas nos anos de 1955 (160,0 mm) e 1988 (34,0 mm), correspondendo a anomalias positivas. Os únicos anos que podem ser eventualmente considerados anômalos são 1991, com anomalia positiva fraca, e 1998, com anomalia positiva forte.

No mês de Agosto as chuvas regressam à estação, que apresentou um valor médio de 14,2 mm de precipitação, no período 1950-2001. Em 1953, 1958, 1881 e 1989 as precipitações foram mais elevadas. Confirmando os registos da precipitação, entre os anos que apresentam anomalia positiva (1980, 1981, 1988, 1989, 1995 e 1996) os valores mais elevados foram registados nos anos de 1981 e 1989. Os outros anos apresentam precipitação abaixo do normal.

Nesta estação, o mês de Setembro é o que regista maiores precipitações, apresentando uma média de 28,8 mm durante o período 1950-2000. Para este mês, o maior valor de precipitação anual (234,9 mm) foi registado em 1967. Entre 1980 e 2000, os anos de maior anomalia positiva foram 1981 e 1989, enquanto que os anos de 1980, 1988, 1995 e 1996 apresentaram anomalias positivas com valores mais baixos.

No mês de Outubro as chuvas começam a escassear nesta estação. Durante o período 1950-2000, as precipitações foram irregulares, muitas vezes ausentes, salientando-se os anos de 1957, 1967 e 1999 e 2000, com precipitações superiores a 50,0 mm. Confirmado pelos dados de precipitação registados, os anos de 1991, 1999 e 2000 foram de anomalias positivas com valores mais elevados. Os outros anos foram de precipitação próxima ou abaixo da média.

A partir de 1957, o mês de Novembro viu reduzida a sua actividade, passando a ser seco ou de precipitações de valores baixos. O registo mais elevado foi no ano de 1956, com 52,7 mm. No período 1980-2000, embora 1980, 1884, 1886 e 1989 tenham também apresentado anomalias positivas, os anos de 1982 e 2000 foram os que tiveram anomalia positiva mais forte. Os outros foram de precipitação abaixo do normal ou secos.

O mês de Dezembro é de actividade reduzida no que respeita a chuvas. Os anos de 1956, 1960 e 1995 registaram as maiores precipitações, tendo sido 1956 o ano em que Dezembro apresentou o seu maior valor (99,9 mm). As anomalias positivas dos anos de 1984 e 1995 confirmam as precipitações acima da média. Os outros anos foram secos ou registaram precipitações abaixo da média.

5.3.2. A estação do Cachaço

Localizada no interior da ilha de S. Nicolau pertencente ao grupo de Barlavento, a estação apresenta uma tendência para o aumento da precipitação a partir da década de setenta (Figura 18) . À semelhança das outras, esta estação apresenta uma época mais chuvosa, de Agosto a Setembro, uma época de transição com menos precipitação (Outubro a Fevereiro) e uma época seca (Fevereiro a Junho) representados na Figura 19. Verifica-se um aumento na duração da estação de transição. Os meses de Julho e Outubro diminuíram os seus valores de registo de chuva.

Ao contrário das outras, esta estação apresenta claramente uma tendência para o aumento da precipitação, embora de magnitude bastante ténue: as anomalias positivas substituem paulatinamente as anomalias negativas a partir de 1990. Os anos de anomalia positiva marcante no período 1980-2000 são 1980, 1984 e 1999. Os anos de anomalia negativa ficaram para trás, na década de oitenta, com ênfase para o período 1981-83 (Figura 20).

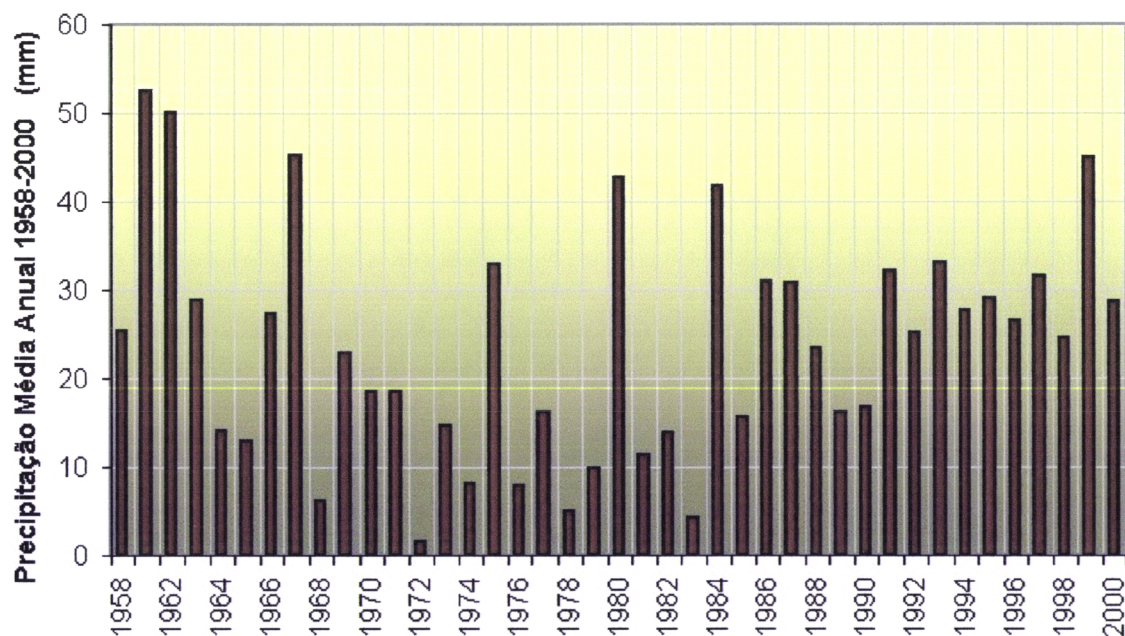


Figura 18 : - Gráfico das precipitações médias anuais da estação do Cachaço (1950-2000)

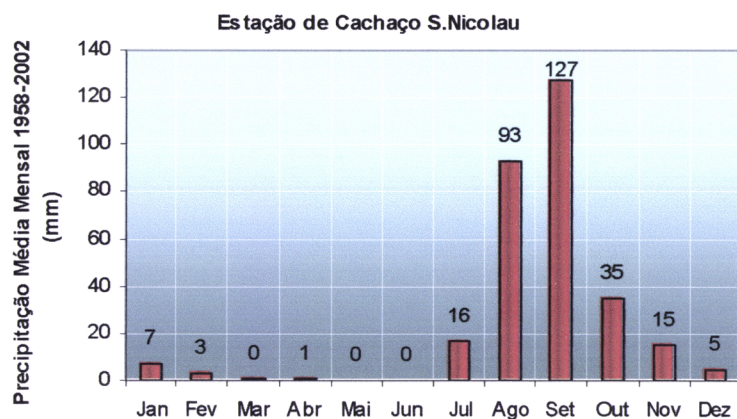


Figura 19: - Gráfico das precipitações médias mensais da estação do Cachaço (1958-2000)

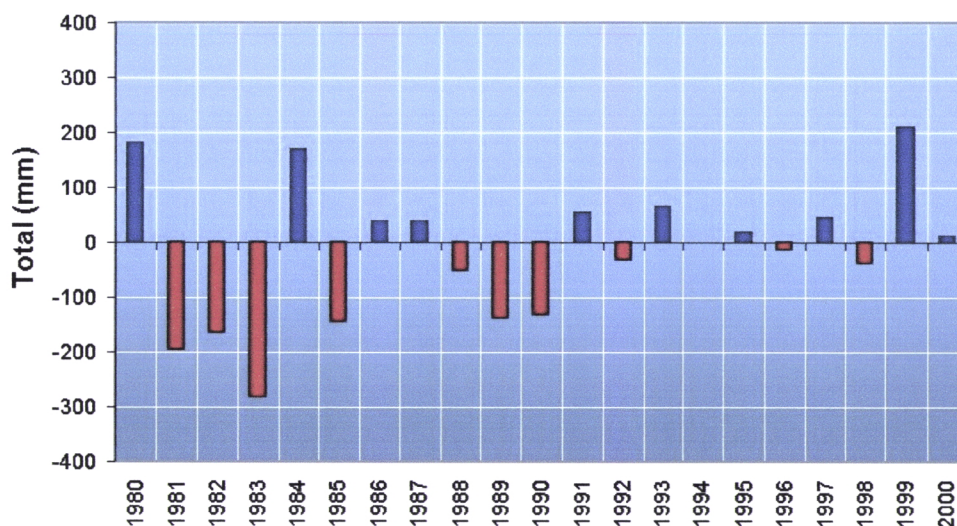


Figura 20: - Gráfico das anomalias da precipitação anual registadas na estação do Cachaço (1980-2000)

Janeiro foi um mês de actividade intermitente entre 1980 e 2000, mais regular a partir de 1974, com a máxima de precipitação a registar-se em 1982 (49,9 mm). Entre 1961 e 1974 só houve um ano em que se registaram precipitações, ou seja, 1967 com 70,0 mm de chuva. A intermitência da precipitação neste mês prova a influência da advecção de ar polar sobre a costa ocidental norte da África, constituindo o mencionado fenómeno da “*invernada*”. Os anos de 1982, 1988, 1990, 1993, 1996 e 1999 tiveram anomalias positivas.

O gráfico do mês de Fevereiro também demonstra a influência do ar frio das latitudes médias pelas precipitações dos anos de 1964, 1970, 1972, 1973, 1980, 1986, 1988, e 1991. O valor extremo para este mês no período 1961-2000 foi de 44,1 mm, observado em 1988. As anomalias positivas acompanharam os valores de precipitação acima da média registados durante os anos de 1980, 1986,

1988 e 1991.

Para o mês de Março foram verificadas anomalias positivas nos anos de 1990 e 1998, sinónimo de precipitação acima da média, embora que muito escassa.

Sendo um mês seco, no entanto Abril foi alvo de precipitação no valor de 42,0 mm, em 1998, que provocou uma anomalia positiva. O mesmo aconteceu para o mês de Maio, mas correspondente ao ano de 1992, onde se registou uma queda de precipitação no valor de 4,4 mm. Identicamente, o mês de Junho registou no ano de 1996 uma precipitação de 6,2 mm.

Embora com fraca actividade, durante o mês de Julho a estação das chuvas regressa ao arquipélago. O mês foi particularmente activo a partir de 1972, com períodos de seca intermitentes (2-3 anos). Os valores mais significativos foram registados nos anos de 1961 (194,0 mm) e 1979 (100,0 mm), 1996 (95,8 mm). A média para este mês é de 16,3 mm. No que respeita a anomalias, destaca-se a anomalia positiva do ano de 1996, no período 1980-2000.

Sendo um mês particularmente activo, nesta estação Agosto apresenta claramente uma tendência para o aumento da precipitação anual. A média para o mês é de 93,0 mm, entre 1958 e 2000. À semelhança da tendência de aumento dos valores da precipitação, também existe uma tendência de domínio das anomalias positivas a partir do ano de 1993. Depois desse ano, somente os anos de 1998 e 2000 registaram anomalias negativas.

Com uma média de 127,0 mm, Setembro é o mês anualmente mais chuvoso. Teve particularmente pouca actividade em 1972, 1976, 1977 (que foi um ano seco), 1982, e 1991, embora se note que existe um equilíbrio entre as anomalias positivas e negativas. Verifica-se que as anomalias apresentam um valor elevado no ano de 1980. Nesse período, 1980, 1984, 1986, e 1987 foram anos de maiores anomalias positivas, enquanto que os de anomalias negativas mais fracas foram 1982 e 1991.

A partir de 1961, o mês de Outubro apresentou uma redução considerável nos valores registados. Nos anos de 1991, 1999 e 2000 foram observados valores de precipitação elevados com 217,2 mm, 155,0 mm e 145,3, respectivamente. A média para este mês é de 35,0 mm. Não houve precipitação nos anos de 1964, 1968, 1972-3, 1975-6, 1979-85, 1988-9, 1993 e 1995-8. Os valores mais elevados de anomalias positivas foram registados nos anos de 1991, 1999 e 2000.

Novembro é um mês de fraca actividade, embora tenha registado precipitações consideráveis em 1962 e 1984, com valores iguais a 177,5 mm e 213,2 mm, respectivamente. É um mês de anomalias fracas, mas que, no entanto, teve no ano de 1984 uma anomalia positiva forte.

O mês de Dezembro foi intermitentemente activo entre 1976 e 1996, mas seco a partir de 1996. A sua média é de 15.1 mm de precipitação, no período 1950-2000. Os valores de precipitação máxima foram registados em 1980 (48,7mm) e 1995 (43,2 mm). As anomalias positivas de valor elevado são consequência das precipitações registadas acima da média em 1980 e 1995. Foram também de anomalia positivas os anos de 1985, 1987, 1988 e 1993. Os outros anos tiveram anomalias negativas, característica da ausência de precipitação.

5.3.3. A estação de Chão Bom

A estação de Chão Bom fica localizada na ilha de Santiago, que é uma das ilhas da região sul do país e é, consequentemente, do grupo de sotavento. À semelhança das outras estações, a sua série temporal apresenta uma tendência para a diminuição da precipitação entre 1950 e 1972, e uma ligeira tendência para aumento a partir de então (Figura 21). Os valores mais elevados de precipitação foram registados em 1952 (583,5 mm) e 1999 (664,3 mm). Os valores mais elevados de anomalia positiva foram observados durante os anos de 1987, 1993 e 1999. O período de 1993-1998 foi de destaque para anomalias negativas (Figura 23).

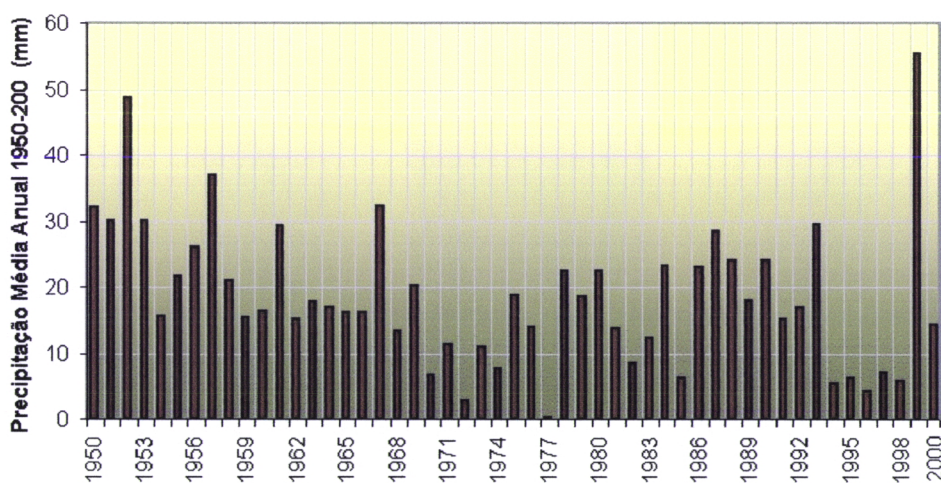


Figura 21: Gráfico das precipitações médias anuais da estação de Chão Bom (1950-2000)

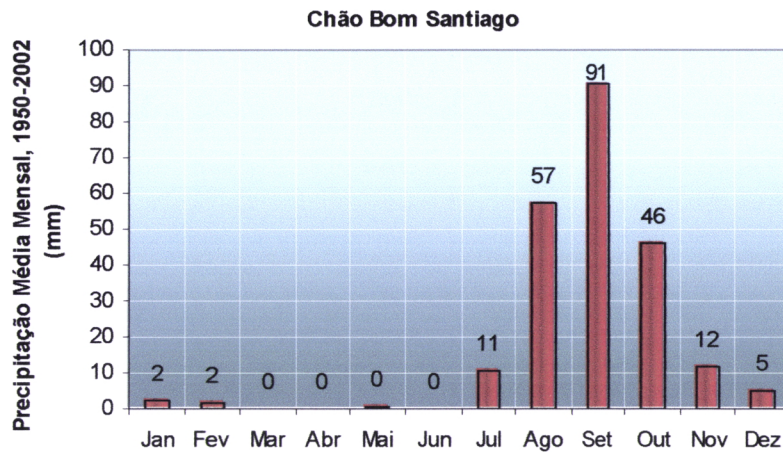


Figura 22 : Gráfico das precipitações médias mensais da estação do Chão Bom (1950-2000)

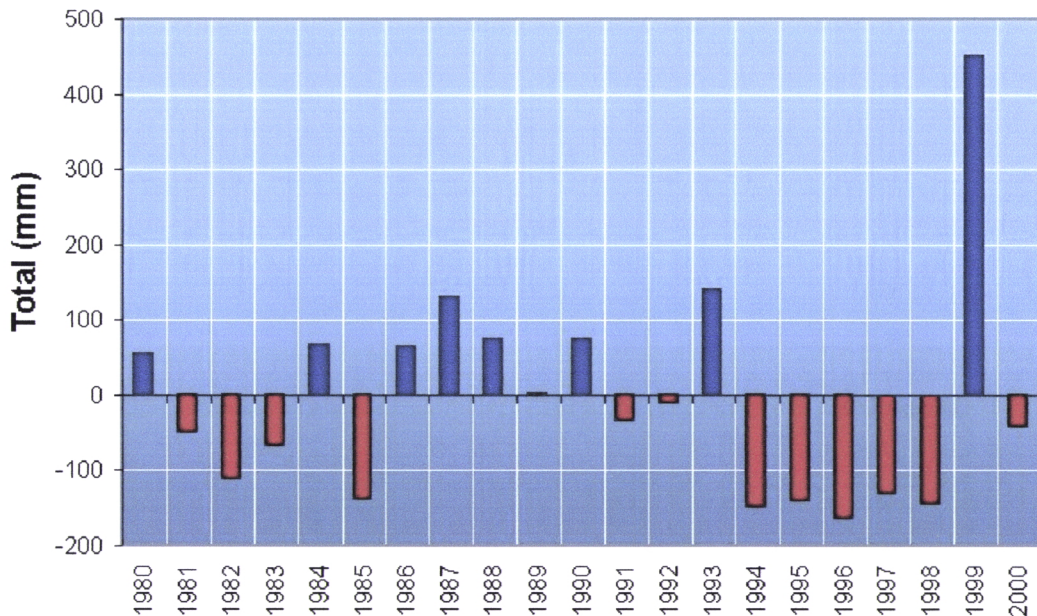


Figura 23: Gráfico das anomalias da precipitação anual registadas na estação do Chão Bom (1980-2000)

O mês de Janeiro foi de actividade muito fraca entre 1950 e 1979, destacando-se o ano de 1975, e intermitente entre 1980 e 1994. As maiores precipitações foram registadas em 1975 (14,7 mm), 1981 (29,5 mm), 1990 (15,5 mm) e 1993 (27,0 mm). Não houve registos de chuva a partir de 1994. A precipitação média é de 2,2 mm para este mês. As anomalias positivas foram registadas nos anos de 1981, 1982, 1990 e 1993, com destaque para 1981 e 1993. Devido à ausência de precipitação, os outros anos apresentaram anomalias negativas.

No mês de Fevereiro normalmente não se regista precipitação o que é sinónimo da fraca influência da invernada, efeito da advecção do ar frio das latitudes médias nesta estação. No entanto, destacam-se

os anos de 1954, 1956 e 1988 com registros de chuva. Nesta estação, exceptuando o ano de 1998 que foi de anomalia positiva correspondente a 40,7 mm de precipitação, praticamente não se registaram precipitações desde 1990.

O mesmo se pode dizer para Maio e Junho. Somente Maio registou em 1992 precipitações no valor de 14,6 mm, tendo sido esse o ano de anomalias positivas.

Com actividade intermitente, o mês de Julho apresenta valores de precipitação significativos registados em 1964 (89,5 mm) e 1992 (84,8 mm). Nota-se uma ligeira tendência para a redução dos valores de precipitação. A média para este mês é de 10,6 mm, no período 1950-2000. As anomalias negativas foram dominantes entre os anos de 1980 e 2000. No entanto, o ano de 1992 apresenta a anomalia mais significativa, pela queda de precipitação verificada muito acima da média.

Nesta estação, devido à sua localização geográfica na parte sul do país, Agosto é um mês chuvoso. Os valores mais elevados foram observados em 1958 (161,5 mm), 1961 (176,9 mm), 1963 (108,3 mm), 1980 (173,1 mm), 1987 (206,3 mm), 1989 (187,6 mm), 1991 (126,4 mm) e 1993 (230,0 mm). A média para este mês no período 1950-2000 é de 57,1 mm. As anomalias positivas mais fortes se situaram entre 1987 e 1993. O ano de 1980 também foi alvo de anomalias positivas. Os outros anos apresentaram anomalias negativas, sinal de precipitação abaixo do normal.

À semelhança das outras estações, Setembro é o mês mais chuvoso com uma média de 90,7 mm de precipitação. Em alguns anos (1977, 1991, e entre 1995 e 1997) ou as precipitações foram bastante reduzidas não ultrapassando os 10,5 mm, ou não houve precipitações, como foi o caso de 1977. As precipitações máximas foram observadas nos anos 1950 (212,0 mm), 1952 (318,3 mm), 1984 (214,8 mm) e 1999 (378,8 mm). Identificam-se como extremos os anos de 1991, 1995, 1996 e 1997, com anomalias negativas, e 1984 e 1999, com anomalias positivas, confirmando assim os dados de precipitação registados.

Outubro é um mês que apresentou uma tendência para a diminuição da redução de precipitação entre 1950 e 2000. Durante vários anos, neste mês não se verificou qualquer sinal de ocorrência de precipitação nesta estação, como foram os casos de 1956, 1959, 1961, 1964, 1968, 1972-3, 1977, 1981, 1983-5, 1988, 1993-4 e 1996-8. Os anos com registo de quantidades de precipitações mais elevadas foram 1951 (295,0 mm), 1953 (210,6 mm), 1957 (372,0 mm), 1967 (156,0 mm), 1978 (123,5 mm) e 1999 (199,6 mm). A média para este mês entre 1950 e 2000 é de 46,0 mm de precipitação. O

ano de anomalias positivas extremas foi 1999, enquanto que durante os outros anos predominaram as anomalias negativas.

O mês de Novembro é um mês de transição com pouca precipitação. As maiores actividades para este mês se situaram na década de 50. Os anos de 1953 (192,2 mm), 1956 (82,3 mm) e 2001 (104,2 mm) registaram valores máximos. O valor médio da precipitação entre 1950 e 2000 foi de 11,8 mm. Com registos de 40,1 mm e 47,6 mm de precipitação, 1980 e 1988, respectivamente, foram os anos de anomalias positivas. Os outros anos foram portadores de anomalias negativas, sinal de precipitação abaixo do normal.

Nesta estação o mês de Dezembro tem sido de pouca actividade, na maior parte das vezes sem precipitação. As maiores quantidades de chuva caíram nos anos de 1956 (142,1 mm), 1978 (48,5 mm) e 1984 (20,2 mm). Este mês apresentou uma média de 4,8 mm, entre 1950 e 2000. Os anos de anomalia positiva são 1980, 1984 e 1985, com o extremo a ser localizado em 1984. Os outros anos foram todos de anomalias negativas, sinal de nenhuma ou precipitação fraca por vezes.

5.3.4. A estação de Figueiral de Paúl

Localizada na região norte da ilha de Santo Antão, ilha mais ocidental do grupo de Barlavento, a série temporal desta estação se assemelha à de Chão Bom. Não considerando os anos 50, as maiores quantidades de precipitação para esta estação foram registadas entre os anos de 1994 e 1998, no período em estudo. A estação apresenta uma tendência para a redução da precipitação anual entre 1950 e 1992 e uma outra para aumento, a partir desse período. Os piques de precipitação tiveram lugar nos anos de 1953, 1956, 1958, 1967, 1984, 1999 e 2000, enquanto que os valores mínimos foram registados em 1972, 1977, 1981 e 1983 (Figura 24). O valor médio da precipitação para esta estação é de 30,6 mm entre 1950 e 2000. O modelo de precipitação anual é semelhante ao das outras estações (Figura 25). Os meses húmidos são Agosto, Setembro e Outubro e os meses de transição são Julho, Novembro, Dezembro e Janeiro, incluindo o mês de Fevereiro esporadicamente em alguns anos. O período seco estende-se de Fevereiro a Junho. Observa-se aqui também a influência da advecção de ar frio das latitudes médias, mais precisamente entre os meses de Novembro e Janeiro. As anomalias negativas predominam em relação às positivas. As anomalias positivas foram mais fortes nas décadas de 80 e 90, com valor extremo observado em 1999 (Figura 26).

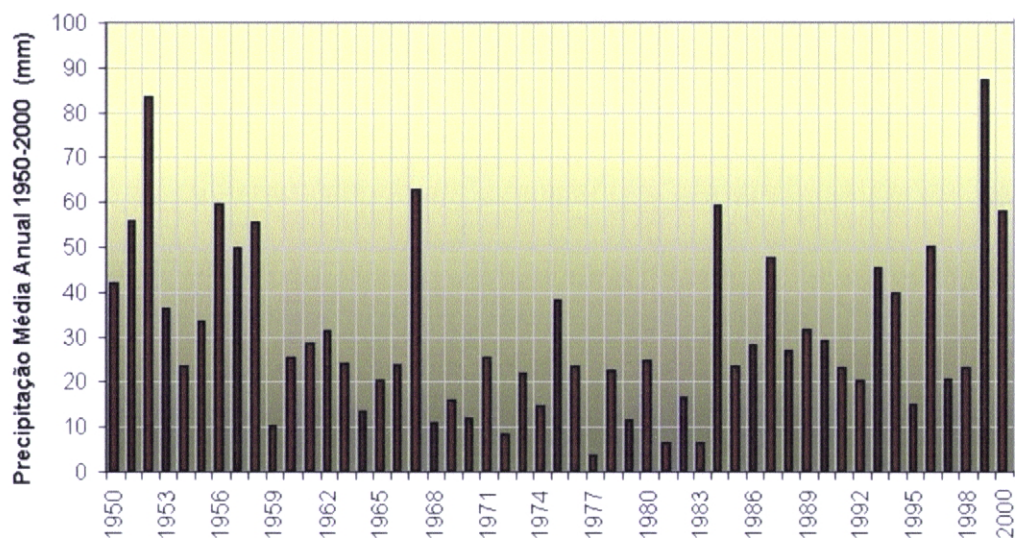


Figura 24: Gráfico das precipitações médias anuais da estação de Figueiral de Paúl (1950-2000)

Figueiral (Paúl)

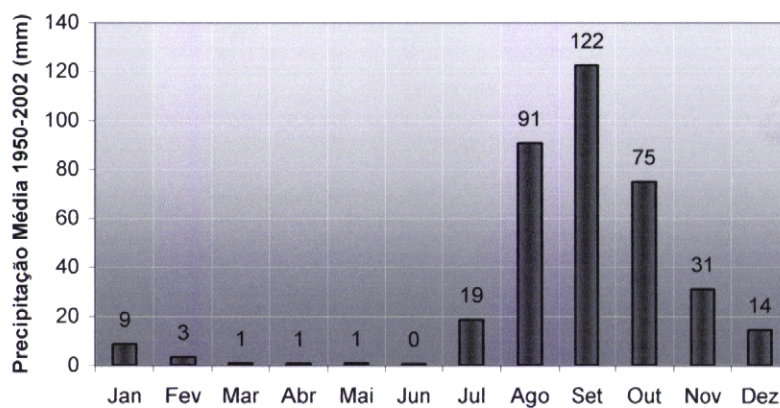


Figura 25: Gráfico das precipitações médias mensais da estação de Figueiral de Paúl (1950-2000)

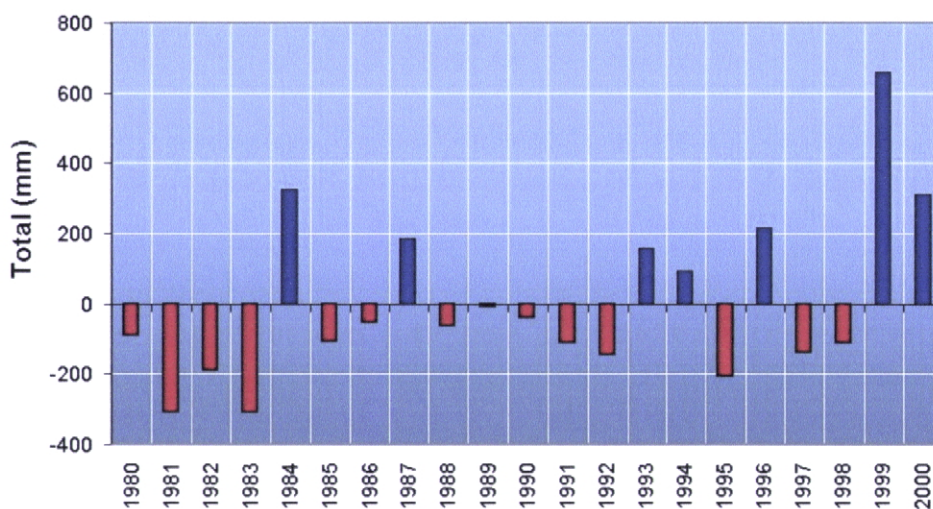


Figura 26: Gráfico das anomalias da precipitação anual registadas na estação de Figueiral de Paúl (1980-2000)

Janeiro foi um mês praticamente sem actividades de 1959 a 1983 e entre 1994 e 1997. As maiores precipitações ocorreram em 1957 (127,0 mm), 1975 (34,0 mm), 1988 (46,0 mm), 1999 (90,0 mm) e 2000 (52,0 mm). A média para este mês é de 8,6 mm. Nota-se uma tendência de aumento de precipitação a partir de 1984. Confirmam-se as anomalias positivas nos anos de 1988, 1999 e 2000, pelas precipitações acima da média observadas durante esses anos. As anomalias positivas mais fortes foram registadas nos anos 1999 e 2000. Nos outros anos, este mês apresenta na maior parte das vezes anomalias negativas.

As actividades de Fevereiro foram mais relevantes durante a década de 50, em 1970 e entre 1984 e 1993. Os valores máximos foram registados nos anos de 1956 (47,3 mm) e 1991 (26,0 mm). A média da precipitação para este mês é de 3,3 mm, entre 1950 e 2000. Embora se verifique um domínio de anomalias negativas motivado pela ausência de precipitação, os valores extremos correspondem às anomalias positivas dos anos de 1985, 1988 e 1991.

Os meses de Março, Abril e Maio são meses secos, com médias de 07 mm, 07 mm, 08 mm e 05 mm, respectivamente. As precipitações máximas do mês de Março caíram durante os anos de 1985 (9,0 mm), 1990 (21,0 mm) e 2001 (8,2 mm), anos com anomalias positivas.

A única anomalia positiva para o mês de Abril localizou-se no ano de 1998, com um registo de 25,0 mm de precipitação.

A anomalia positiva do mês de Maio está relacionada com a precipitação do ano de 1997, com um valor igual a 37,0 mm.

Junho é um mês que não produziu nenhuma queda de chuva a partir da década de sessenta.

O mês Julho representa a época em que as chuvas regressam à estação. No entanto, a precipitação sofreu uma diminuição entre a década de 50 e o ano de 1989. A partir de 1989 as precipitações foram mais regulares. Os valores mais elevados foram registados nos anos de 1961 (85,0 mm), 1990 (80,0 mm), 1992 (65,5 mm) e 1996 (72,0 mm). O valor médio da precipitação para este mês é de 18,5 mm, no período 1950-2000. As anomalias negativas dominaram o período, embora os extremos positivos tenham sido mais fortes. Os anos de 1990, 1992 e 1996 constituem os extremos de anomalias positivas, que também apresentam uma tendência para diminuição de intensidade.

No que respeita a Agosto, mantém-se a tendência para a redução da precipitação durante o período 1950-2000. Nesse intervalo o valor médio é de 90,7 mm de chuva. Os valores máximos foram observados em 1950 (340,6 mm), 1958 (436,7 mm) e 1993 (263,0 mm). À semelhança do mês anterior, os extremos de anomalias negativas predominam sobre as positivas, mas os sinais positivos são mais fortes. Os anos com as maiores precipitações abaixo do normal foram 1984, 1985, 1990, 1992 e 2000. Os anos que apresentam precipitação bem acima do normal são 1982, 1989, 1993 e 1996.

Setembro é um mês em que as precipitações vêm-se aproximando do normal, com uma média de 124,9 mm, entre 1950 e 2000. Os anos com precipitações iguais ou superiores aos 200 mm foram 1952 (443,8 mm), 1956 (250,4mm), 1961 (203,0 mm), 1967 (595,7 mm), 1973 (200,0 mm), 1975 (268,0 mm), 1984 (440,0 mm), 1993 (230,0 mm) e 1994 (229,7 mm). Os anos de 1984, 1993 e 1994 foram de valores extremos de anomalias positivas, enquanto que 1982 e 1981 apresentaram valores extremos de anomalias negativas. As anomalias negativas predominaram sobre as anomalias positivas. As intensidades das anomalias vêm diminuindo ao longo dos anos.

Os valores da precipitação para o mês de Outubro apresentam uma tendência para a redução, entre 1950 e 1960. A tendência desapareceu entre 1961 e 1985, para reaparecer como tendência para aumento a partir de 1985. No período entre 1992 e 1998 não houve chuvas neste mês. Os valores extremos (iguais ou superiores a 200 mm) foram observados em 1951 (426,8 mm), 1957 (255,1 mm), 1987 (355,0 mm), 1999 (613,0 mm) e 2000 (475,0 mm). O mês apresenta uma média de 74,9 mm de precipitação, em 1950-2000. Os extremos anómalos foram positivos e registados nos anos de 1987,

1999 e 2000, no período 1980-2000, confirmando assim as precipitações acima da média durante esses anos.

No que respeita ao mês de Novembro, as precipitações foram normalmente abaixo dos 50 mm. No entanto, nos anos de 1952, 1956, 1984 e 1996, registaram-se valores iguais a 422,0 mm, 153,2 mm, 141,0 mm e 275,0 mm, respectivamente. A precipitação média para este mês é de 31,1 mm, entre 1950 e 2000. Embora os anos de anomalia negativa sejam mais dominantes em número, as anomalias positivas apresentam extremos mais elevados em valor absoluto. 1984 e 1996 foram anos de maior anomalia positiva.

Os períodos mais activos para o mês de Dezembro foram 1955-59 e 1982-99. As maiores precipitações caíram em 1956 e 1994, com valores de 199,0 mm e 139,0 mm, respectivamente. Para este mês, a média de precipitação entre 1950 e 2000 foi de 14,5 mm. As anomalias negativas foram em número superiores às positivas. Mas à semelhança da maior parte dos meses anteriores, os extremos são positivos e referentes aos anos de 1984, 1987 e 1994.

5.3.5. A estação de Galinheiro

Localizada na zona norte da ilha do Fogo que pertence ao grupo das ilhas de sotavento, esta estação apresenta claramente uma tendência para a redução da precipitação a partir do ano de 1950. À excepção dos anos de 1980, 1986 e 1988, as décadas de 70 e 80 foram particularmente pouco chuvosas, o mesmo acontecendo com o período 1992-98 (Figura 27). Nos últimos quatro anos as precipitações regressaram com maior normalidade, embora com ligeira tendência para a diminuição. Nos anos de 1972, 1977, 1993, 1994 e 1996 as precipitações foram abaixo dos 10 mm, enquanto que os anos 1978 e 1992 só registaram 13,5 mm e 15,0 mm de chuva, respectivamente. As precipitações máximas tiveram lugar nos anos de 1951 (1318,8 mm) e 1952 (1221,0 mm). A média anual para esta estação é de 40,5 mm. O modelo de precipitação é também idêntico ao das outras estações (Figura 28). Os meses húmidos vão de Julho a Outubro, embora Julho seja um mês que vem anualmente diminuindo a sua actividade. O período de transição vai de Novembro a Fevereiro, enquanto que o seco estende-se de Março a Junho. Setembro é o mês mais húmido desta estação.

Os períodos mais acentuados de anomalia negativa (Figura 29) vão de 1981 a 1985 e de 1992 a 1998. Os anos de anomalias positivas foram 1980, 1986-87, 1989-1991 e 1999-2000. Os extremos de anomalia positiva e negativa situaram-se nos anos de 1986 e 1994, respectivamente.

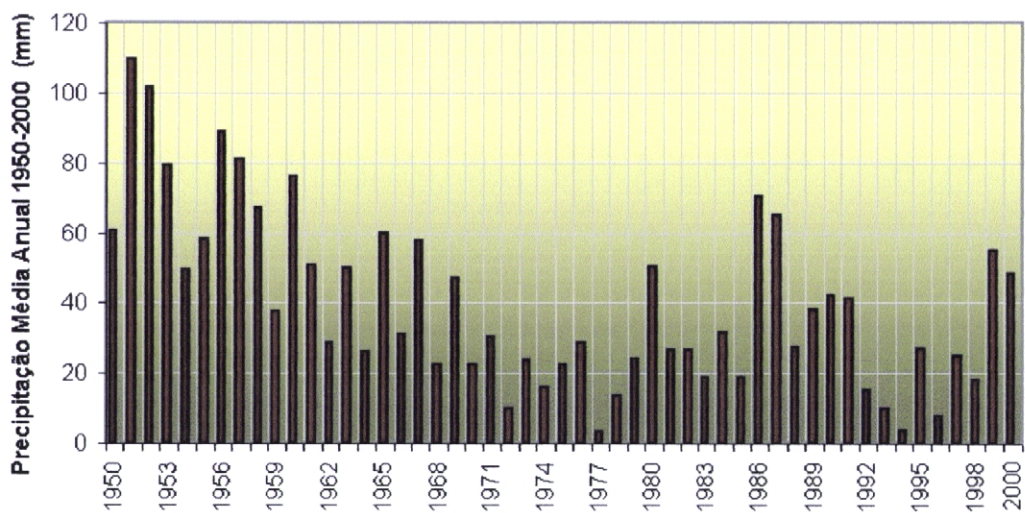


Figura 27: Gráfico das precipitações médias anuais da estação de Galinheiro (1950-2000)

Galinheiro (Fogo)

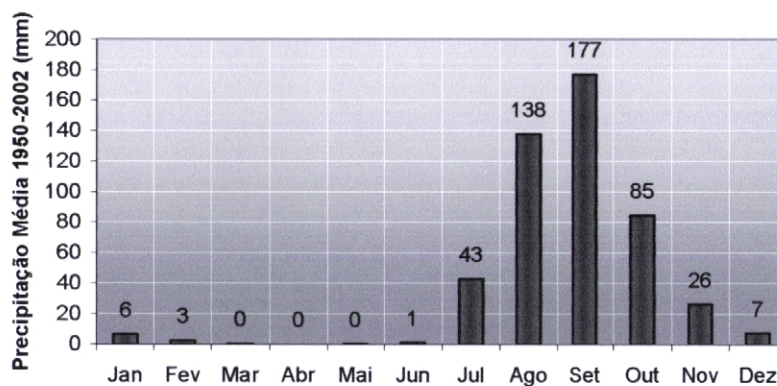


Figura 28: Gráfico das precipitações médias mensais da estação de Galinheiro (1950-2000)

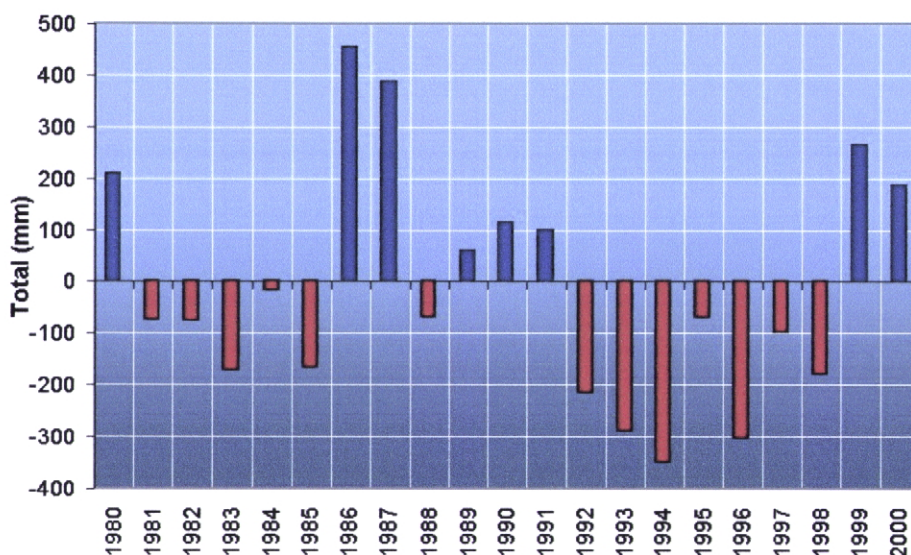


Figura 29: Gráfico das anomalias da precipitação anual registradas na estação de Galinheiro (1980-2000)

Durante o período 1950-2000, Janeiro foi um mês de fraca actividade pluviométrica. Os registos pluviométricos ficaram restritos a 1951 (58,9 mm), 1958 (100,0 mm), 1975 (17,4 mm), 1978 (32,0 mm), 1990 (38,4 mm) e 1993 (52,5 mm). Os outros anos foram secos ou com registos pouco significantes. A média para este mês é de 6,5 mm. Os extremos de anomalia positiva correspondem aos anos de 1990 e 1993. À excepção de 1981, os outros anos foram de anomalia negativa, ou seja, sem precipitação.

Fevereiro é um mês em que as actividades também vêm diminuindo anualmente. Somente foram observadas precipitações significativas em 1951, 1956 (45,0 mm), 1970 e 1988. 1988 foi o ano de anomalia positiva, no período 1980-2000. O mês apresenta uma média de 2,6 mm de precipitação.

Embora se tenha verificado quedas de precipitação em 1979, o mês de Março normalmente não apresenta registos de pluviometria. A sua média foi de 0,3 mm, entre 1950 e 2000.

Não sendo um mês particularmente chuvoso, Abril apresenta, no entanto, uma anomalia positiva correspondente ao ano de 1998, em que a precipitação foi de 3,3 mm. No ano de 1951 existe uma ocorrência pluviométrica equivalente a 1,4 mm. O mês apresenta uma média de 0,1 mm, no período correspondente a 1950-2000.

Maió é também um mês seco, embora tenha registado valores de precipitação nos anos de 1951 (2,4 mm) e 1992 (5,0 mm). Como consequência, o ano de 1992 foi alvo de anomalias positivas.

Junho deixou de registar precipitações a partir do ano de 1972. Os valores mais elevados foram observados durante os anos de 1956 (mm) e 1973 (mm), pelo que o período em estudo não apresenta nenhuma anomalia.

Julho é um mês húmido que apresenta características de diminuição de precipitação. Foi mais húmido nos anos de 1955 (180,0 mm), 1960 (150,0 mm), 1961 (121,0 mm), 1969 (154,0 mm) e 1989 (107,8 mm). A média para este mês é de 42,7 mm. O ano de 1989 registou a anomalia positiva extrema. Os anos de 1990 e 1999 foram de anomalias um pouco mais fracas. Verificou-se um domínio de anomalias negativas em relação às positivas, no período 1980-2000.

Agosto é um mês particularmente chuvoso nesta estação. A sua média é de 137,8 mm. As maiores precipitações foram registadas em 1953 (376,0 mm), 1958 (445,0 mm), 1980 (304,6 mm), 1982 (320,8 mm) e 1987 (407,4 mm). A partir de 1988 a precipitação diminuiu. As anomalias negativas dominaram este mês, especialmente a partir de 1991. Os anos com extremos negativos foram 1984, 1992, 1994 e 1996 enquanto que as anomalias positivas extremas se situaram em 1987, seguido de 1982 e 1980 em intensidade.

Setembro é o mês mais chuvoso com uma média de 177,2 mm de precipitação. As precipitações extremas foram registadas nos anos de 1950 (425,0 mm), 1952 (414,5 mm), 1960 (414,0 mm) e 1986 (523,4 mm). Os períodos mais secos foram os equivalentes às décadas de setenta e noventa. Os anos de 1972, 1977, 1979 1982 e 1996 foram particularmente secos. À semelhança dos outros meses a tendência para redução da precipitação é notória. Com um domínio de anomalias negativas, especialmente na década de noventa, os extremos positivos se situaram nos anos 1984 e 1999 enquanto que os negativos ficaram localizados nos anos de 1991, 1995, 1996 e 1997.

O mês de Outubro viu a sua actividade reduzida após o ano de 1958. No entanto, a sua acção tem sido intermitente, alternando entre períodos secos e húmidos. O período entre 1993 e 1998 foi particularmente muito seco. As maiores quantidades de precipitação foram observadas em 1951 (838,1 mm), 1953 (410,0 mm), 1956 (235 mm) e 1957 (660,0 mm). A média para este mês é de 84,7 mm. Os valores extremos correspondem às anomalias positivas dos anos de 1986, 1987, 1991, 1999 e 2000. Entre 1980 e 2000, foi um mês de anomalias negativas.

Embora tenha sido mais seco, o comportamento de Novembro foi idêntico ao mês de Outubro. As maiores precipitações caíram durante a década de cinquenta, com registos de 133,8 mm (1951), 467,0

mm (1952), 143,0 mm (1954) e 148 mm (1956). Não considerando os anos de 1966 (195,0 mm) e 1971, o período entre 1957 e 2000 foi seco ou de precipitação muito reduzida. O valor extremo de anomalias foi positivo e correspondente ao ano de 1980.

Não considerando os anos de 1951 (54,6 mm), 1956 (219,0 mm), 1972 (53,1 mm) e 1984 (31,5 mm), os valores de precipitação para Dezembro foram muito baixos. A média para este mês é de 7,4 mm no período entre 1950 e 2000.

5.3.6. A estação do Mindelo

A estação do Mindelo fica situada na ilha de S. Vicente que é do grupo das ilhas de barlavento. O modelo de precipitação anual para esta estação é idêntico ao das outras estações (Figura 31). Aqui também se verifica que existem três períodos definidos: um húmido (Agosto, Setembro e Outubro), um de transição (Novembro a Fevereiro) e um seco (Março a Junho). Identicamente, Setembro é o mês mais chuvoso. Como quase todas as estações em estudo, Mindelo também apresenta uma tendência clara de redução da precipitação no período entre 1950 e 1997 (Figura 30). Durante o intervalo de anos mais secos (1959-97), exceptuando o ano de 1960, a média da precipitação não ultrapassou os 10 mm. A média anual no período 1950-2000 foi de 6,8 mm. O período 1980-2000 comportou-se basicamente com anomalias negativas. As anomalias positivas foram registadas nos anos de 1980, 1984, 1985, 1992, e de 1998 a 2000 (Figura 32). Os extremos positivos se situaram em 1980 e entre 1998 e 2000, que se portou como período de anomalias muito fortes. Os extremos negativos ficaram localizados nos anos de 1982, 1986, 1991, 1993 e 1996.

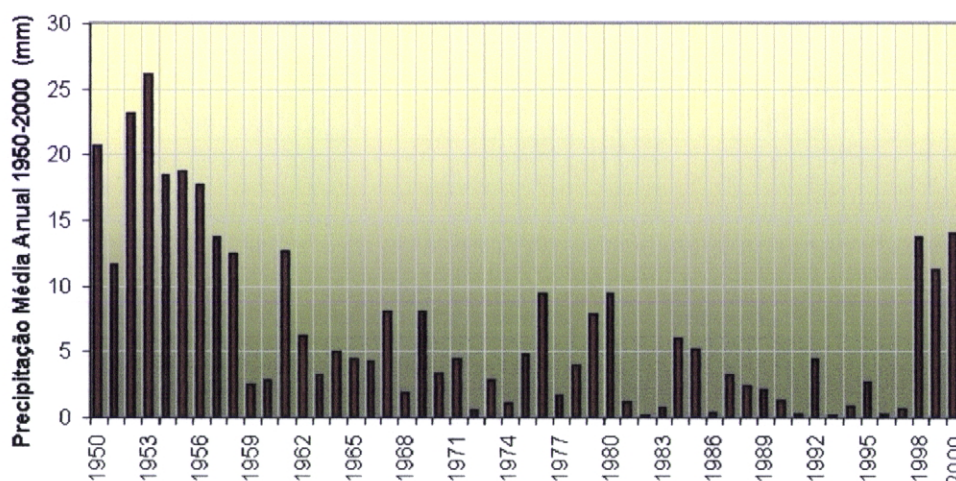


Figura 30: Gráfico das precipitações médias anuais da estação do Mindelo (1950-2000)

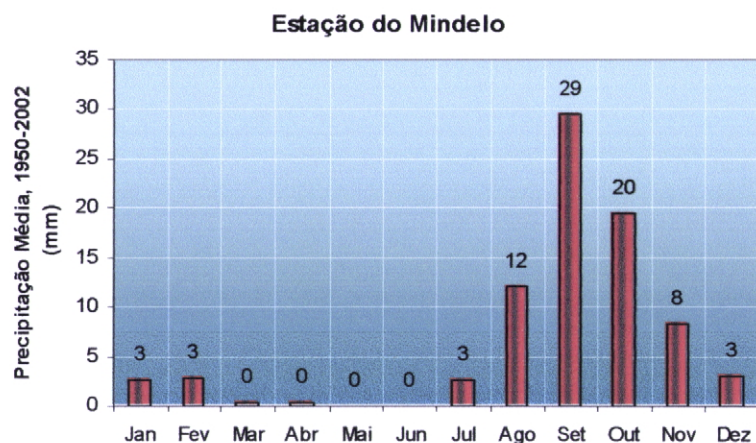


Figura 31: Gráfico das precipitações médias mensais da estação do Mindelo (1950-2000)

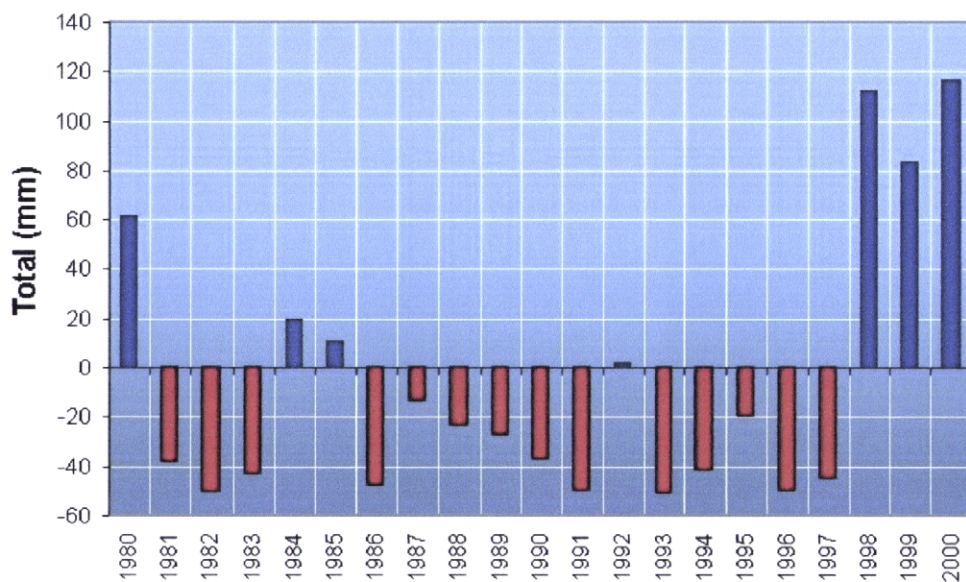


Figura 32: Gráfico das anomalias anuais da precipitação registadas na estação do Mindelo (1980-2000)

O mês de Janeiro teve actividade intermitente entre 1950 e 1976 e de 1999 a 2000. Entre 1977 e 1999 o mês não registou qualquer precipitação. A precipitação mais elevada foi a do ano de 2000 (62,0 mm). A média para este mês é de 2,6 mm no período 1950-2000. Entre 1980 e 2000 a anomalia positiva extrema está localizada no ano 2000.

Pelos registos pluviométricos no mês de Fevereiro, é bem patente a influência da advecção de ar frio das latitudes médias na década de 50, nos anos de 1964 a 1974, 1988 e 1991. Os valores mais elevados foram registados nos anos de 1951 (36,0 mm), 1954 (34,5 mm) e 1988 (24,5 mm). No período 1950 a 2000 a média para este mês é de 2,9 mm. O valor extremo das anomalias positivas ocorreu em 1988.

Março é um mês geralmente seco. No entanto registou ocorrência de precipitação, considerada significativa para um mês seco nos anos de 1976 (7,0 mm) e 1998 (5,9 mm). A média para este mês é de 0,3 mm. O extremo de anomalias positivas foi registado no ano de 1988, correspondente à ocorrência de 5,8 mm de precipitação. Os outros meses apresentam anomalias negativas.

Abril é um mês seco com actividades esporádicas, como foram os casos de 1976, 1990 e 1988 (11,2 mm). A média para este mês é de 0,3 mm. Os dois últimos anos apresentam, portanto, anomalias positivas no período 1980-2000.

Maio e Junho são também meses secos. No entanto, Maio em alguns anos regista valores de precipitação, embora que pouco significativos ($< 1,2$ mm), como nos casos de 1951, 1960, 1971 e 1992. O ano de 1992 apresentou anomalias positivas. O mês de Junho registou actividades esporádicas, pouco significativas, em 1954 e 1967.

Nesta estação Julho foi um mês sem muita actividade a partir de 1965. Os registos mais relevantes estão relacionados com o período 1953-1964, especialmente os anos de 1953 (27,0 mm) e 1955 (23,7 mm), e os anos de 1979 (14,5 mm) e 1998 (34,0 mm). A média pluviométrica deste mês é de 2,9 mm. O ano de 1998 é o único ano de anomalias positivas. Os outros anos apresentam anomalias negativas.

O mês de Agosto apresenta claramente uma tendência para a redução da precipitação no período 1950-2000. As máximas foram registadas nos anos de 1954 (85,2 mm), 1958 (59,8 mm) e 1980 (66,9 mm). A média para este mês é de 12 mm. Os extremos das anomalias positivas foram observados nos anos de 1980 e 2000, correspondentes à ocorrência de precipitações acima do normal. As anomalias positivas de 1989, 1985, 1998 e 1999 são fracas. Os outros anos apresentam anomalia negativa.

No que respeita a tendência, o mesmo se pode dizer para o mês de Setembro. Os anos de 1986 a 1997 foram particularmente secos. Os registos mais elevados foram observados nos anos 1950 (136,7 mm), 1955 (132,3 mm), 1961 (101,7 mm) e 1998 (102,4 mm). No período 1950-2000 a média para este mês é de 29,5 mm. Os períodos de 1981-83 e 1986-97 são significativos no que respeita a anomalias negativas. As anomalias positivas foram observadas nos anos de 1984, 1985, 1998, 1999 e 2000. Os extremos ficaram nos anos de 1984, 1998 e 1999.

Outubro é um mês que sofreu uma redução drástica na precipitação, a partir do início da década de 60.

As precipitações foram fracas nesse período, à excepção dos anos de 1979 e dos últimos quatro anos, onde os valores mais elevados observados foram de 68,9 mm, 53,9 mm, 63,1 mm, 57,0 mm e 41,2 mm, respectivamente. Os períodos de 1980-1986 e 1991-1998 não registaram qualquer valor de precipitação. O valor máximo foi de 229,1 mm, em 1953. O valor médio para este mês é de 19,6 mm. Como resultado das precipitações ocorridas acima do normal, as anomalias positivas a elas associadas se localizaram nos anos de 1999 a 2000.

Para o mês de Novembro, a estação do Mindelo registou no período de 1950-2000 uma média de 8,4 mm de precipitação. O mês foi particularmente seco entre 1958 e 2000, com registos significativos em 1992 (47,2 mm). Os extremos ocorreram em 1952 (177,7 mm) e 1956 (85,1 mm). Os extremos de anomalias foram registados em 1992 e 2000.

A série temporal de Dezembro mostra que esse mês sofreu uma redução drástica nas quantidades de precipitação registadas nesta estação a partir do ano 1959, passando a ser um mês seco a partir de 1969, com pouca ou nenhuma ocorrência de chuvas. O valor máximo foi registado em 1957 (48,8 mm). As anomalias de precipitação são na maior parte das vezes fracas e de valor negativo. As anomalias positivas foram observadas com extremos em 1992 e 2000.

5.3.7 A estação de Nova Sintra

Nova Sintra fica localizada na costa oriental da ilha Brava. Esta ilha fica situada no sudoeste do arquipélago e pertence ao grupo das ilhas de sotavento. A estação de Nova Sintra segue o mesmo modelo de precipitação (Figura 34) que as demais do arquipélago: um período húmido (Agosto, Setembro e Outubro), um período de transição (Novembro, Dezembro e Janeiro) e um período seco (Fevereiro a Junho). Os meses mais chuvosos são Agosto e Setembro. As maiores actividades pluviométricas ocorreram nos anos 50, a partir dos quais os valores sofreram redução. Os anos de 1972, 1977, 1981 e 1982 foram predominantemente secos.

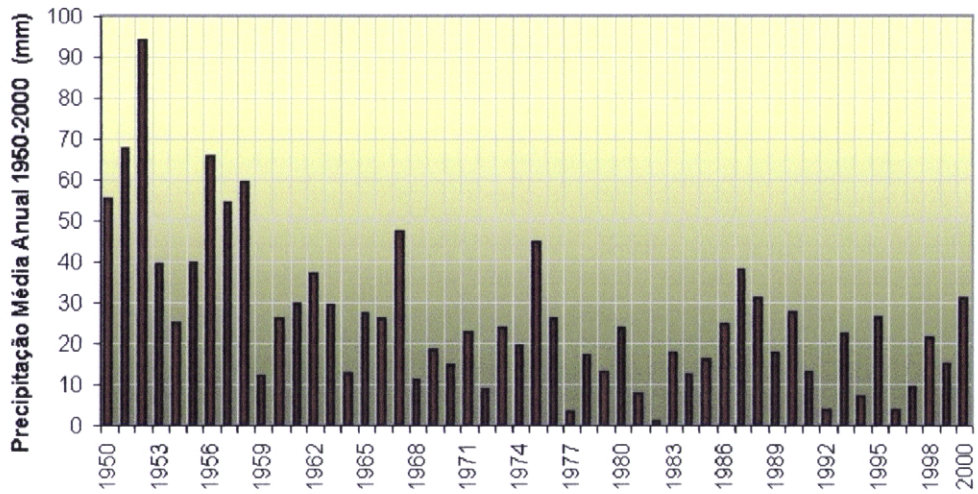


Figura 33: Gráfico das precipitações médias anuais da estação de Nova Sintra (1950-2000)

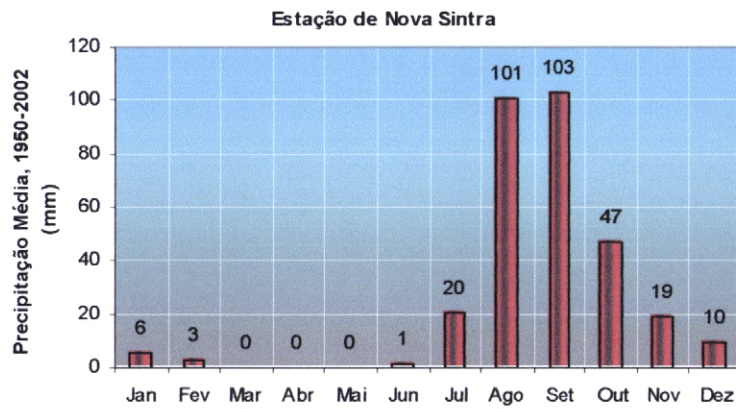


Figura 34: Gráfico das precipitações médias mensais da estação de Nova Sintra (1950-2000).

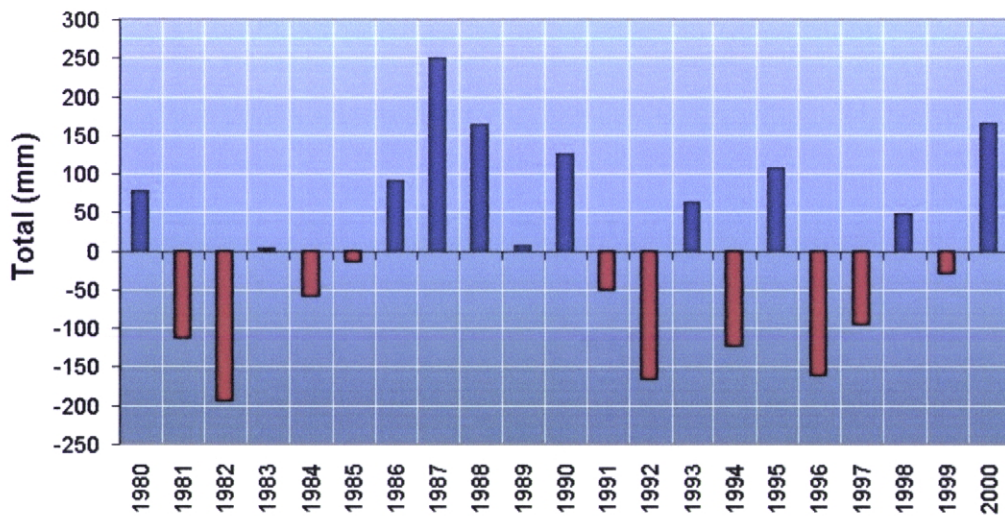


Figura 35: Gráfico das anomalias da precipitação anual registadas na estação de Nova Sintra (1980-2000)

Janeiro é um mês pouco chuvoso, com os extremos em 1957 (131,9 mm), 1975 (55,5 mm) e 1990 (43,2 mm). Foi um mês seco ou com precipitação pouco expressiva nos outros anos. A média para este mês é de 5,5 mm de precipitação. O valor extremo das anomalias positivas foi registado no ano de 1990.

À semelhança do mês de Janeiro, Fevereiro foi seco na maioria dos anos entre 1957 e 2000. As maiores actividades corresponderam aos anos de 1956 (48,9 mm) e 1988 (33,7 mm). As anomalias (positivas) no período 1980-2000 foram registadas em 1988, enquanto que todos os outros anos apresentaram anomalias negativas.

Os meses de Março, Abril e Maio são também secos. No entanto, Março e Maio registaram ocorrência de precipitação durante os anos de 1979 e 1972, respectivamente, o que correspondeu a anomalias positivas.

À semelhança dos meses anteriores, Junho passou a ser um mês seco a partir do ano de 1966.

O mês de Julho apresenta uma média de 20,3 mm de precipitação. Embora seja um mês pouco chuvoso, são poucos os anos consecutivos sem registo de precipitação, como foi o caso do período entre 1982 e 1984. O valor máximo de precipitação equivalente a 170,6 mm foi observado no ano de 1987.

Julho é também um mês que apresentou uma ligeira tendência para a redução da precipitação no período 1950-2000. As precipitações máximas raras vezes ultrapassam os 50 mm e verifica-se um domínio de anomalias negativas sobre as positivas no período 1980-2000. O ano de 1987 registou o extremo de anomalia positiva. Os anos de 1988, 1993 e 1995 ficaram também com anomalias positivas, tendo sido elas, no entanto, fracas.

Para o mês de Agosto, pode-se notar claramente uma tendência para a redução da precipitação nesta estação. Os valores máximos foram registados nos anos de 1950 (355,2 mm), 1958 (463,2 mm), 1962 (295,9 mm), 1971 (220,5 mm) e 1993 (207,7 mm). Os anos de 1972, 1982, 1984 e 1992 foram alvo de precipitação muitíssimo reduzida durante este mês. Com uma média de 100,7 mm, é o segundo mês mais chuvoso. No período 1980-2000, esta estação apresentou fortes anomalias, com extremos negativos em 1982, 1984 e 1992, e positivos em 1987-89, 1993 e 1995.

Com uma média de 102,7 mm, à semelhança do mês de Agosto, Setembro também apresenta tendência para a redução da precipitação. As maiores precipitações foram as dos anos de 1953 (489,0 mm), 1956 (267,7 mm), 1961 (202,2 mm), 1967 (357,6 mm), 1973 (197,5 mm), 1975 (236,3 mm), e 1976 (215,2 mm). Os anos menos chuvosos foram 1972, 1977, 1979 (seco), 1982, 1983 e 1991-93, 1996 e 1999 (seco). Relativo a este mês, a década de 80 foi quase toda ela dominada por anomalias positivas, enquanto que as negativas dominaram o período de 1991 a 1997. Os últimos anos foram de anomalia positiva. O extremo das anomalias foi positiva e registada em 1998.

O mês de Outubro experimentou uma redução de precipitação, tendo apresentando uma média de 47,2 mm no período 1950-2000. É um mês intermitentemente activo, com as maiores precipitações a serem observadas em 1951 (564,6 mm), 1953 (227,3 mm), 1957 (282,7 mm), 1990 (146,7 mm) e 2000 (150,0 mm). Os períodos de 1981-1985 e 1991-1998 foram particularmente secos. Os anos de 1980 a 2000 foram quase todos dominados por anomalias negativas. Os extremos das anomalias positivas foram registados durante os anos de 1986, 1990, 1999 e 2000.

O mês de Novembro também experimentou uma redução na precipitação a partir dos últimos anos da década de cinquenta, passando a ser um ano sem registos de precipitação. No período 1980-2000 observaram-se duas ocorrências de precipitação (1980 e 1988) que provocaram anomalias positivas. A média para este mês é de 19,3 mm no período 1950-2000. Os valores extremos foram registados em 1952 (502,7 mm) e 1956 (172,6 mm).

O mês de Dezembro apresenta quase o mesmo comportamento de Novembro, embora alguns em anos tenha registado precipitações significativas, como nos casos de 1958 (225,5 mm), 1972 (64,5mm), 1984 (55,5 mm) e 1995 (51,9 mm), produto da influência de ar polar advectado sobre o arquipélago. A média de precipitação entre 1950 e 2000 é de 9,5 mm. Os outros anos, ou não registraram qualquer actividade, ou as precipitações foram pouco significativas. As anomalias positivas constituíram os extremos e foram registadas em 1994 e 1995. O ano de 1991 foi um ano de anomalias positivas fracas. Os outros anos foram de anomalias negativas.

5.4 Os campos da precipitação e da circulação à superfície

Em média, no período entre 1980 e 2000 o núcleo do anticiclone subtropical se movimentou do sudoeste para o nordeste dos Açores em Julho e Agosto com eixo normalmente na diagonal da América Central até à região litoral da Europa Ocidental, sofreu uma deslocação para o Atlântico central

para depois se posicionar a oeste da Madeira em Setembro. Este movimento provocou uma alternância entre o fluxo do norte e do este nordeste sobre a região da costa ocidental da África e o Atlântico oriental norte nos dois primeiros meses, passando a ser mais do este nordeste nos meses seguintes. Nos anos secos, 1982, 1992 e 1997, os alísios do NE foram mais persistentes. A esse movimento é atribuído como causa a redução da precipitação sobre o arquipélago, causado pelo fluxo mais forte de ar continental menos húmido sobre as ilhas. Nos anos húmidos (1980, 1984, 1999 e 2000) nota-se uma redução do fluxo zonal, com o conseqüente aumento da intensidade dos alísios marítimos na costa ocidental africana. O fluxo foi mais paralelo à costa e maior quantidade de ar húmido pôde então ser advectado sobre o arquipélago, provocando maiores quantidades de precipitação na região.

Nos anos escolhidos como sendo de interesse para este estudo em que a precipitação foi menor (1982, 1992 e 1997), o centro do anticiclone ficou fracturado em dois ou mais núcleos, o que provocou uma situação de circulação mais caótica. O fluxo foi quase sempre do norte sobre o litoral da Europa ocidental e o norte de África.

Durante os anos chuvosos também de interesse como objecto deste estudo (1984, 1999 e 2000), o anticiclone dos Açores, com núcleo situado mais a ocidente, permitiu que a circulação fosse mais bem definida com o fluxo a ser mais permanente sobre o Atlântico oriental, paralelo à costa. Os ventos sopraram mais do noroeste sobre a costa ocidental norte da África, e do norte nordeste sobre o litoral. Sobre a costa ocidental da Europa os ventos foram mais da direcção noroeste.

Com a zona de convergência mais intensa, a FIT conseguiu atingir a sua posição mais a norte sobre o continente. Tanto a norte como a sul do anticiclone, os fluxos foram mais zonais sobre o Atlântico central. Os campos médios da circulação associada à precipitação entre os meses de Julho e Outubro dos anos em estudo encontram-se ilustrados nas Figuras 36 a 59 que a seguir se apresenta.

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – July, 1982

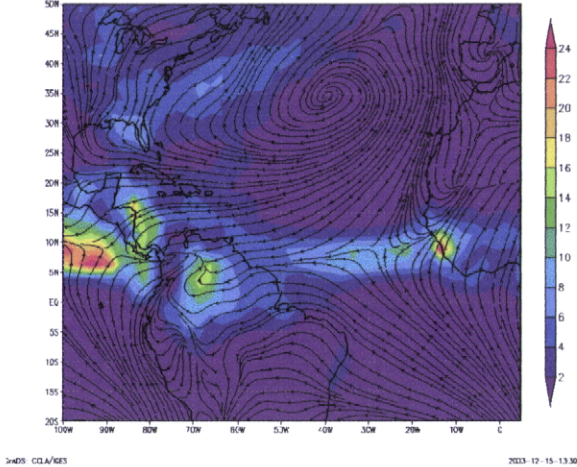


Figura 36: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Julho, 1982).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – Agosto, 1982

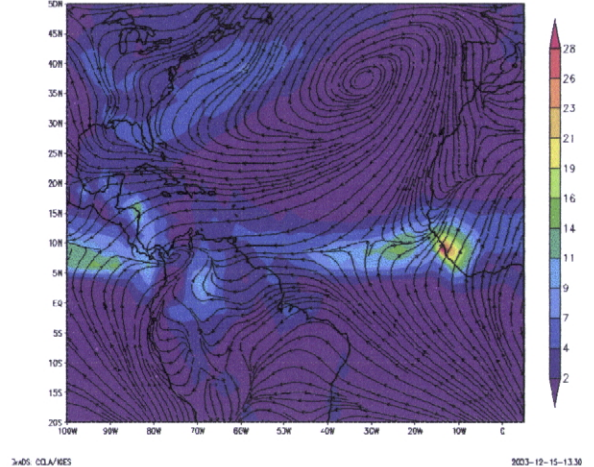


Figura 37: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Agosto, 1982).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – Setembro, 1982

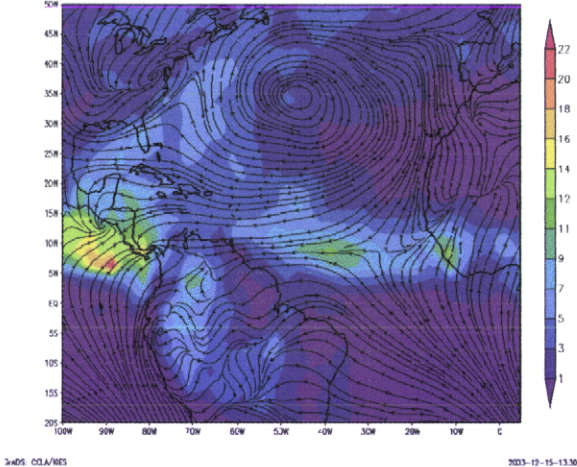


Figura 38: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Setembro, 1982).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – Outubro, 1982

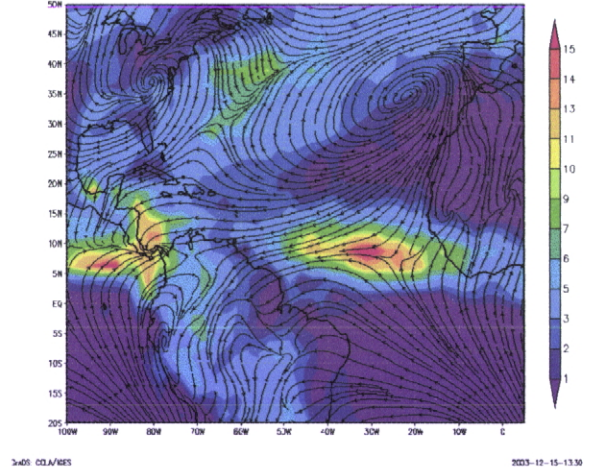


Figura 39: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Outubro, 1982).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – July, 1984

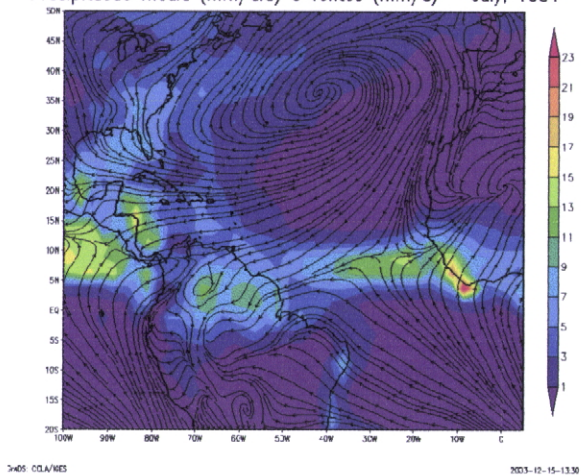


Figura 40: - Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Julho, 1984).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – Agosto, 1984

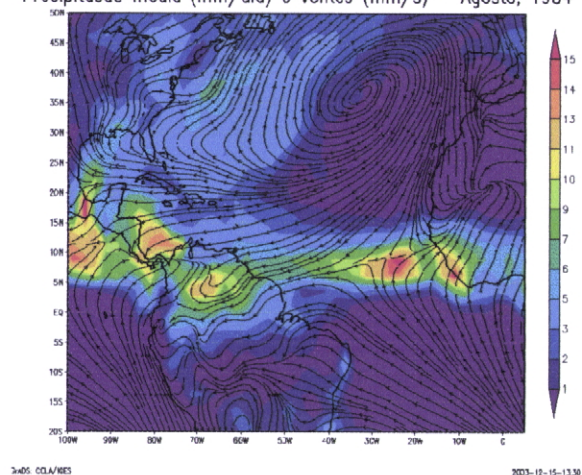


Figura 41: - Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Agosto, 1984).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – Setembro, 1984

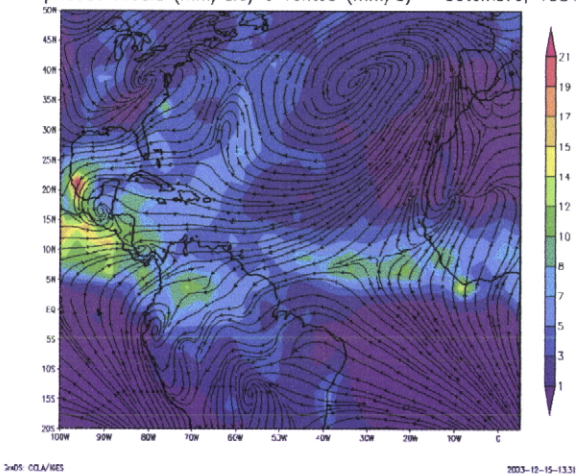


Figura 42: - Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Setembro, 1984).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – Outubro, 1984

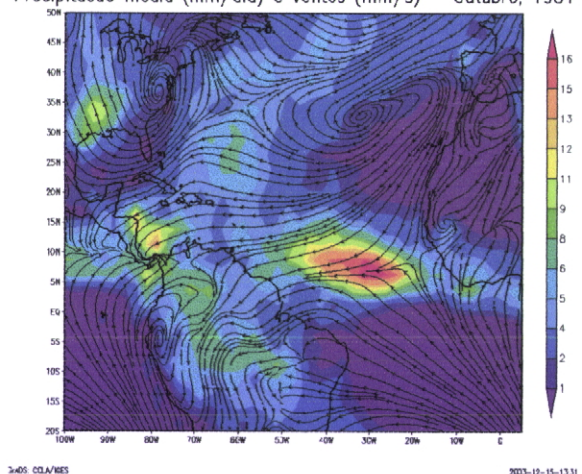


Figura 43: - Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Outubro, 1984).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – July, 1992

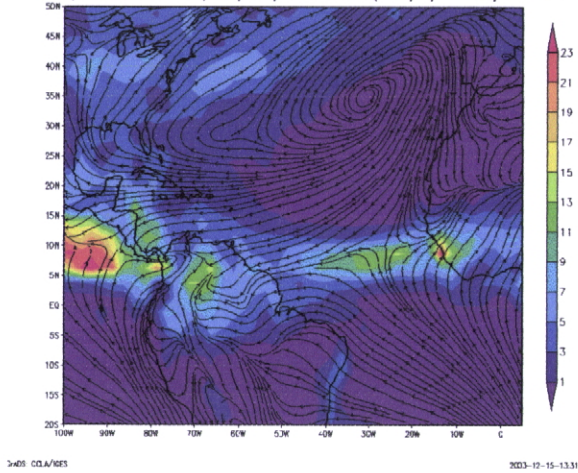


Figura 44: - Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Julho, 1992).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – Agosto, 1992

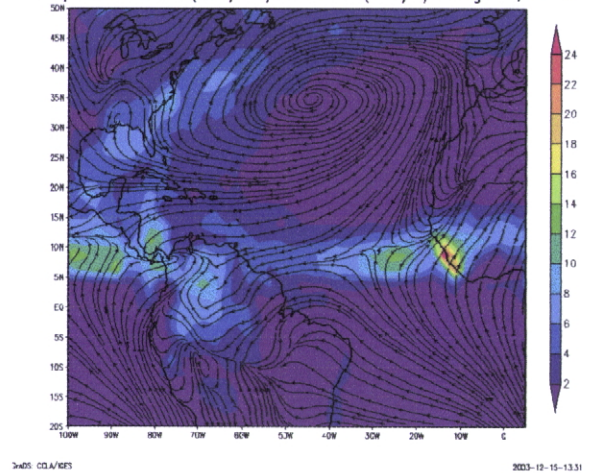


Figura 45: - Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Agosto, 1992).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – Setembro, 1992

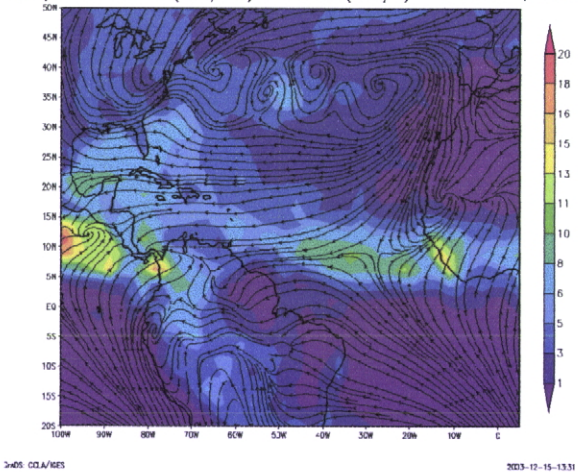


Figura 46: - Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Setembro, 1992).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – Outubro, 1992

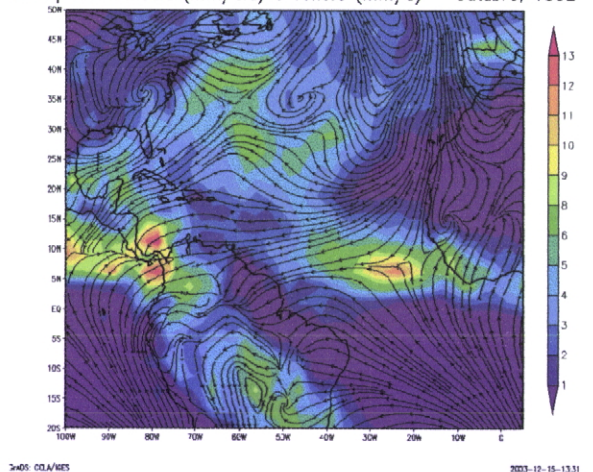


Figura 47: Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Outubro, 1992).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – July, 1997

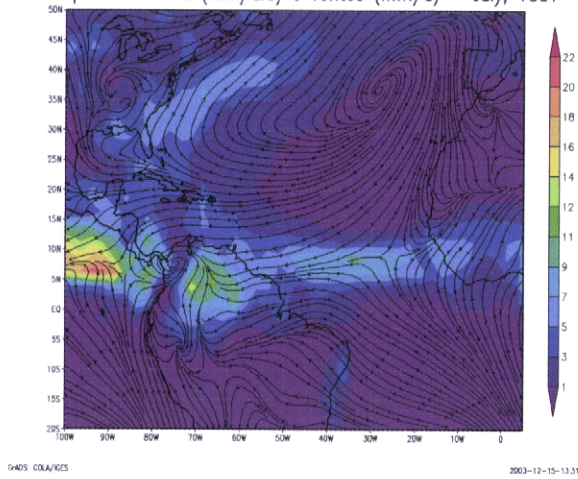


Figura 48: - Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Julho, 1997).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – Agosto, 1997

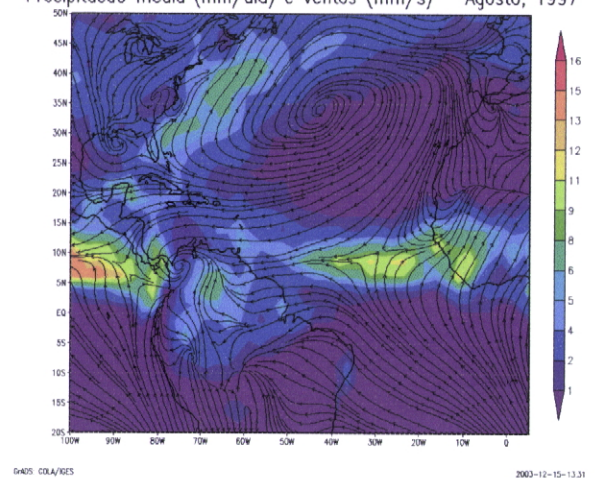


Figura 49: - Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Agosto, 1997).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – Setembro, 1997

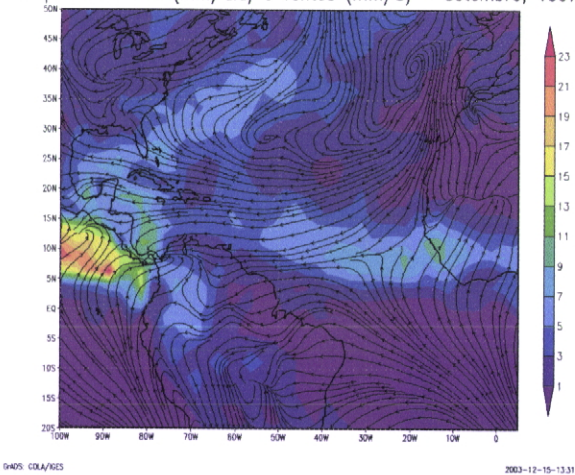


Figura 50: - Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Setembro, 1997).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – Outubro, 1997

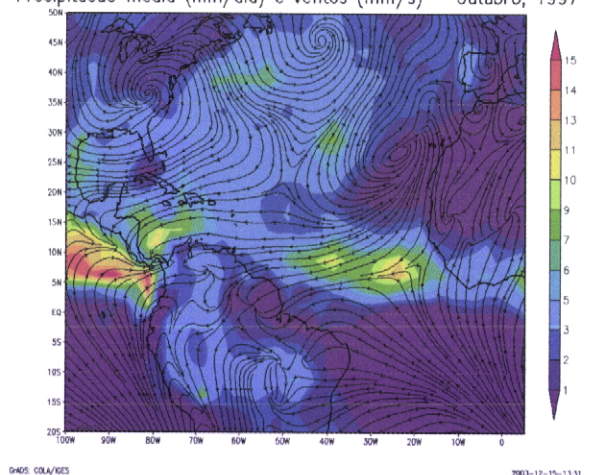


Figura 51: - Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Outubro, 1997).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – July, 1999

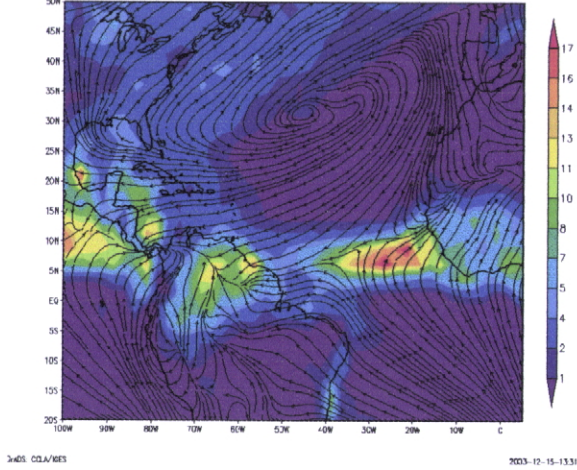


Figura 52: - Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Julho, 1999).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – Agosto, 1999

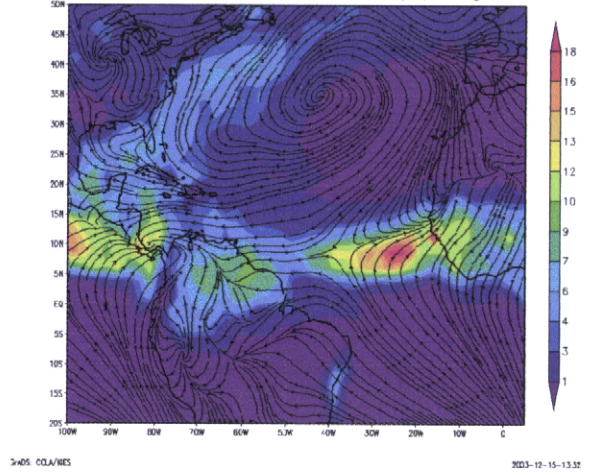


Figura 53: - Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Agosto, 1999).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – Setembro, 1999

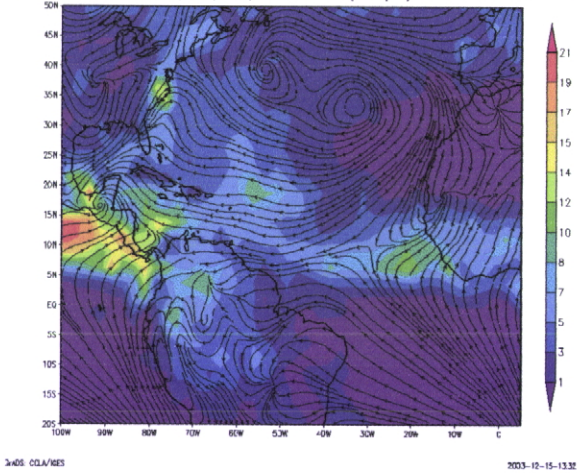


Figura 54: - Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Setembro, 1999).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – Outubro, 1999

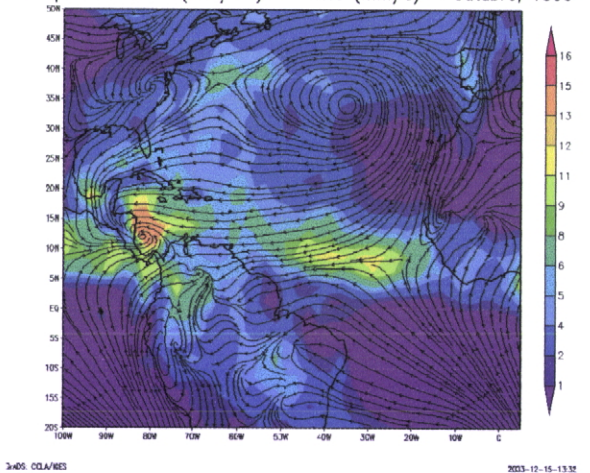
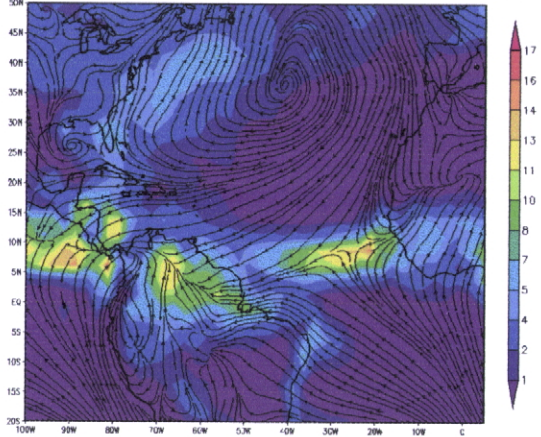


Figura 55: - Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Outubro, 1999).

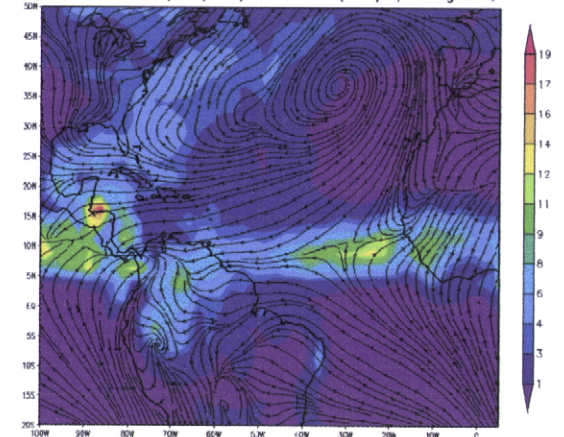
Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – July, 2000



3x405: OCLA/RES 2003-12-15-13.32

Figura 56: - Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Julho, 2000).

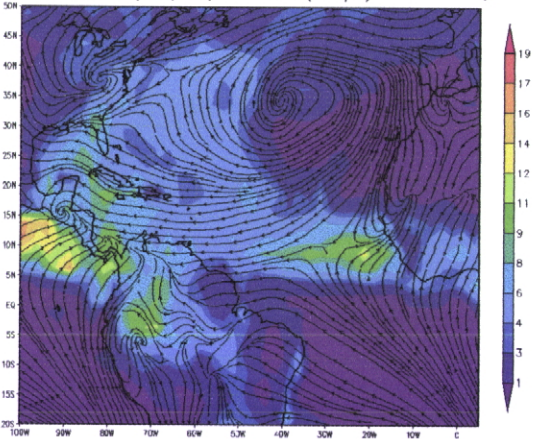
Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – Agosto, 2000



3x405: OCLA/RES 2003-12-15-13.32

Figura 57: - Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Agosto, 2000).

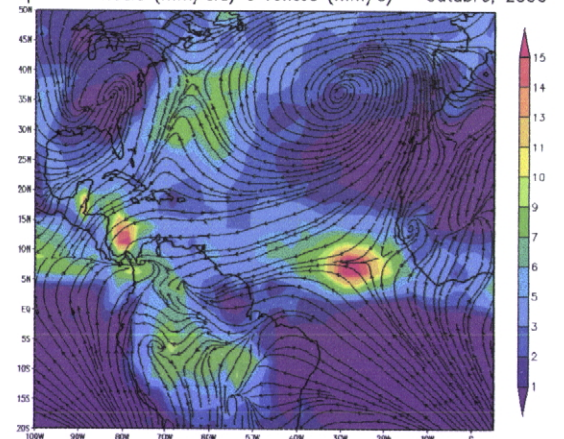
Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – Setembro, 2000



3x405: OCLA/RES 2003-12-15-13.32

Figura 58: - Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Setembro, 2000).

Precipitacao media (mm/dia) e ventos (mm/s) – Outubro, 2000



3x405: OCLA/RES 2003-12-15-13.51

Figura 59: - Média da precipitação (mm/dia) e circulação à superfície (Outubro, 2000).

5.5 As anomalias de precipitação

De uma forma geral, durante os anos mais secos as precipitações relacionadas com o avanço da ZCIT não chegaram a atingir com intensidade a região de Cabo Verde. As anomalias negativas da precipitação são localizadas na parte mais avançada da zona de convergência, entre as latitudes de 5°N a 12°N sobre o oceano. Sobre o continente o avanço também é limitado. As precipitações ficaram distribuídas pelas regiões mais ao sul das ilhas.

Durante os anos chuvosos verificou-se que houve um avanço mais considerável da ZCIT, com actividades que muitas vezes ultrapassaram a latitude do arquipélago, o que causou registros de anomalias positivas de precipitação, localizadas particularmente entre 7°N e 16°N. Verifica-se também que a actividade e a penetração das monções sobre o continente foram mais intensas, causando núcleos de anomalias positivas extremas sobre a costa ocidental africana. Isto demonstra que durante os anos chuvosos as actividades são mais intensas no verão do hemisfério boreal e a zona intertropical avança mais para norte do que durante os anos secos.

Tais factores são indicadores de que, adicionado a outros, o movimento da ZCIT constitui um factor preponderante na variabilidade anual das precipitações sobre as ilhas, condicionado pela distância que consegue progredir rumo ao norte. Constata-se que as anomalias positivas da precipitação ficam localizadas mais setentrionalmente sobre o arquipélago quando a convergência dos alísios tem lugar mais a norte. Pelo contrário, as anomalias negativas existem quando o movimento é retido e confinado a uma localização mais meridional.

As análises das anomalias de precipitação sobre a região da costa ocidental africana e o Atlântico oriental de Julho a Outubro para os anos extremos no período 1980-2000 são apresentadas nas Figuras 60 a 65, que se seguem.

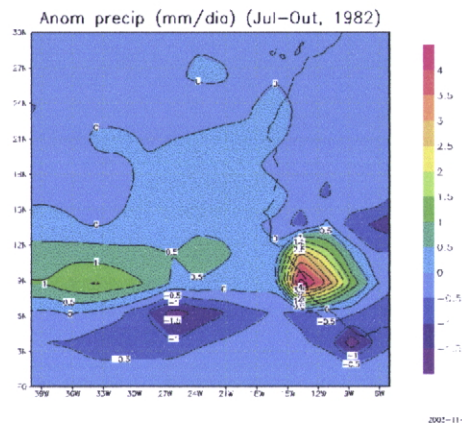


Figura 60: - Anomalias de precipitação sobre a região de Cabo Verde para o período de Julho a Outubro do ano de 1982.

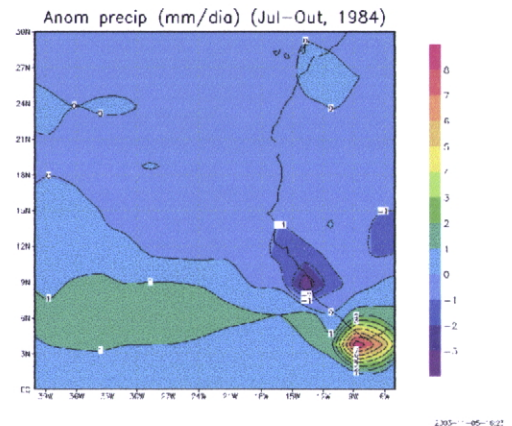


Figura 61: - Anomalias de precipitação sobre a região de Cabo Verde para o período de Julho a Outubro do ano de 1984.

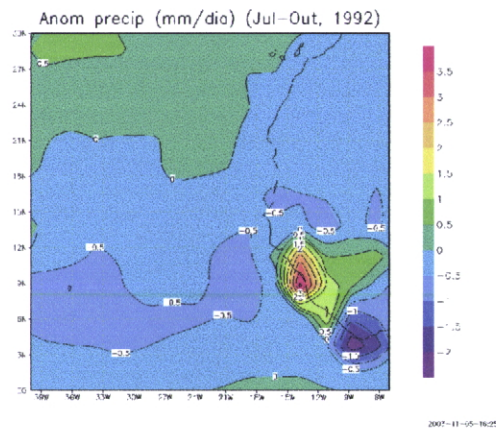


Figura 62: - Anomalias de precipitação sobre a região de Cabo Verde para o período de Julho a Outubro do ano de 1992.

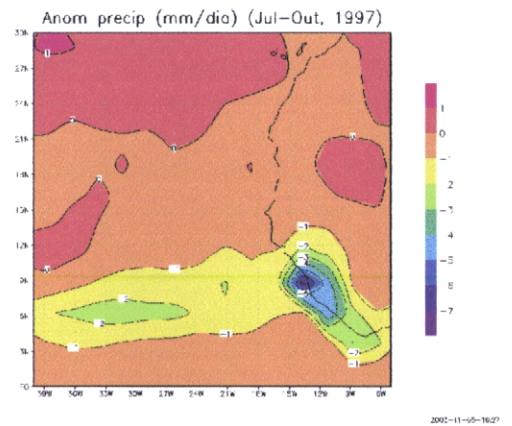


Figura 63: - Anomalias de precipitação sobre a região de Cabo Verde para o período de Julho a Outubro do ano de 1997.

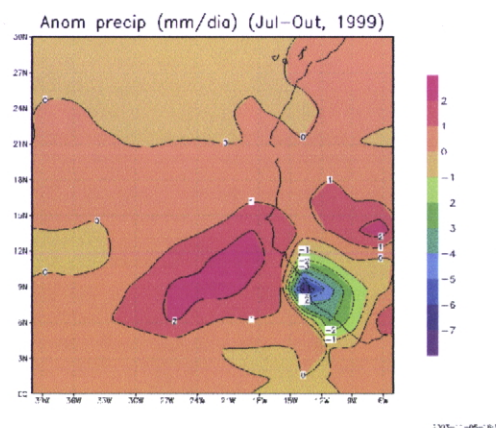


Figura 64: - Anomalias de precipitação sobre a região de Cabo Verde para o período de Julho a Outubro do ano de 1999.

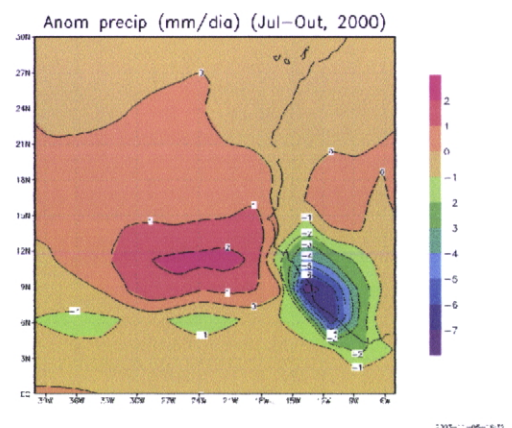


Figura 65: - Anomalias de precipitação sobre a região de Cabo Verde para o período de Julho a Outubro do ano de 2000.

5.6 O campo do vento zonal e meridional

Através dos dados de reanálise do NCEP, de Geophysical Fluid Dynamics Laboratory e de Oort (1983) foram destacados os padrões e localizadas as componentes zonal e meridional dos sistemas de circulação atmosférica que afectam as precipitações anuais. As circulações médias mensais (zonal e meridional) são a seguir apresentadas.

5.6.1 A componente zonal do vento à superfície

Pelas análises dos dados, pode-se verificar que o vento zonal é normalmente mais forte na parte ocidental da região de Cabo Verde, estendendo-se em crista do sudeste para o nordeste até o interior da costa ocidental da África. O núcleo que contém velocidades de vento superiores a 6 m/s movimentase do oeste sudoeste do arquipélago para o noroeste, entre os meses de Março e Junho. Inicia o seu movimento inverso a partir de Outubro, para se posicionar com maior intensidade (5 m/s sobre o arquipélago) nos meses de Dezembro e Janeiro. Entre Julho e Setembro, o fluxo é mais fraco sobre o arquipélago e sobre a costa ocidental africana, com uma média de 2 m/s. Nos outros meses o fluxo zonal é inferior a 4 m/s.

5.6.2 A componente meridional do vento à superfície

O fluxo meridional sofre variações de intensidade e muda de localização sobre a região de Cabo Verde, durante todo o ano. Um núcleo localizado mesmo a sul do arquipélago, com intensidade superior a 6 m/s, se estende desde a costa litoral da África até o sudoeste do arquipélago. Este núcleo se intensifica no decorrer do ano, abrangendo quase toda a região do Atlântico oriental e costa ocidental africana, iniciando o seu movimento para o nordeste de Cabo Verde para se fixar no sudoeste das Canárias e costa litoral da Mauritânia.

Nos meses de Julho a Outubro o núcleo mantém a sua posição perto das Canárias, mas reduz a sua intensidade para fluxos de 2,5 a 4 m/s sobre o arquipélago. A partir do mês de Outubro inicia o movimento inverso para se situar de novo sobre as ilhas de Cabo Verde nos meses seguintes. De Novembro a Dezembro o núcleo está situado sobre as ilhas. Este movimento é acompanhado pelo fluxo meridional dos alísios do sudeste que migra para o norte e se intensifica durante o verão boreal, acompanhando a ZCIT. A componente meridional proveniente do sul atinge a sua maior intensidade

entre Julho e Setembro sobre a costa ocidental africana. Isto constitui o cíclico anual do fluxo meridional sobre a região de Cabo Verde, ilustrado pelas figuras seguintes.

Estes fluxos são o resultado da combinação do movimento e intensidade mensal do anticiclone dos Açores, das baixas equatoriais e do processo térmico sobre a África. Cooante a sua localização, os sistemas mencionados caracterizam a natureza do escoamento na região de Cabo Verde e condicionam a intensidade dos ventos alisios que assolam essa área.

Nota-se que a componente do vento meridional é quase sempre mais intensa que a componente zonal nessa região do globo, o que faz com que os ventos dominantes sejam maioritariamente do sector nordeste. Os ventos do sudeste tendem a aparecer somente quando o núcleo mais forte da componente meridional migra para o nordeste do arquipélago e a intensidade da componente zonal é maior a noroeste do mesmo. Essa época abrange normalmente os meses de Agosto e Setembro. É quando a influência da ZCIT é mais relevante e, em combinação com os outros sistemas, provocam os registos mais elevados de precipitação sobre a costa ocidental africana e o Atlântico tropical oriental norte nessa época do ano.

A seguir se apresenta as situações (Figuras 66 a 77) que exemplificam os padrões das anomalias das componentes zonal e meridional do vento à superfície, associadas aos anos em estudo.

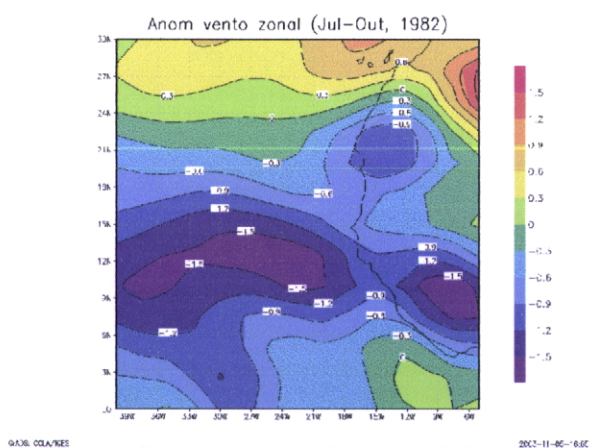


Figura 66: - Padrões das anomalias do vento zonal (m/s) - (JASO, 1982)

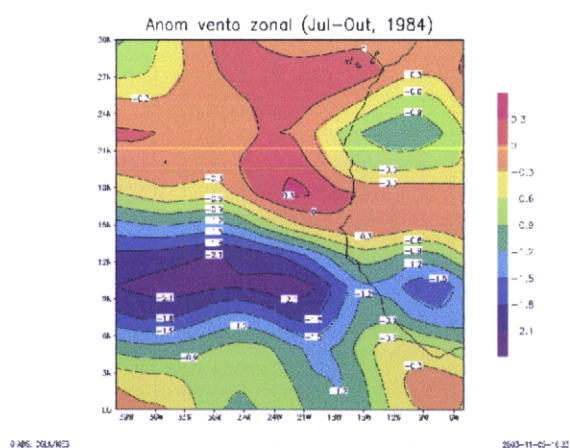


Figura 67: - Padrões das anomalias do vento zonal (m/s) - (JASO, 1984)

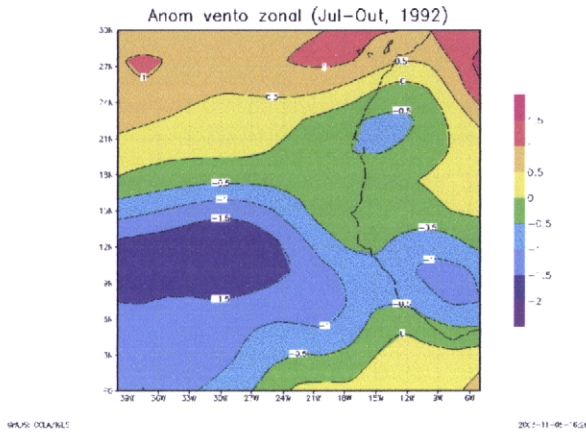


Figura 68: - Padrões das anomalias do vento zonal (m/s) - (JASO, 1992)

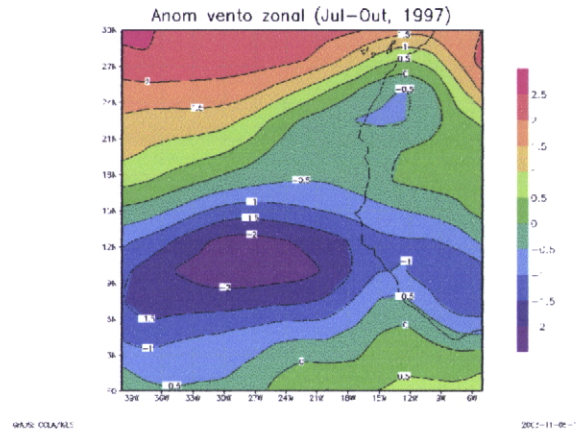


Figura 69: - Padrões das a anomalias do vento zonal (m/s) - (JASO, 1997)

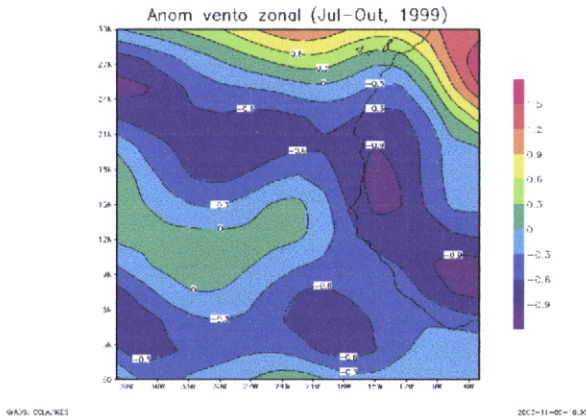


Figura 70: - Padrões das anomalias do vento zonal (m/s) - (JASO, 1999)

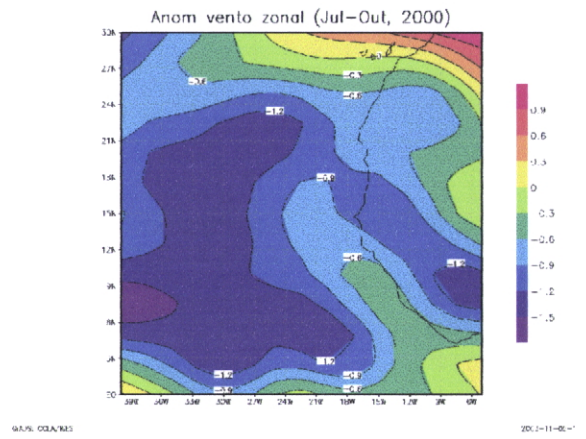


Figura 71: - Padrões das anomalias do vento zonal (m/s) - (JASO, 2000)

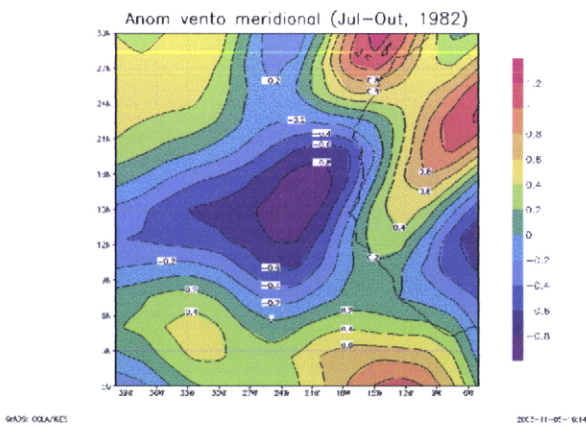


Figura 72: - Padrões das anomalias do vento meridional (m/s) - (JASO, 1982).

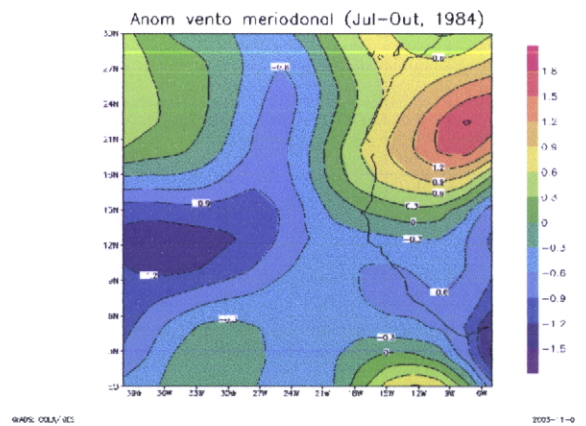


Figura 73: - Padrões das anomalias do vento meridional (m/s) - (JASO, 1984).

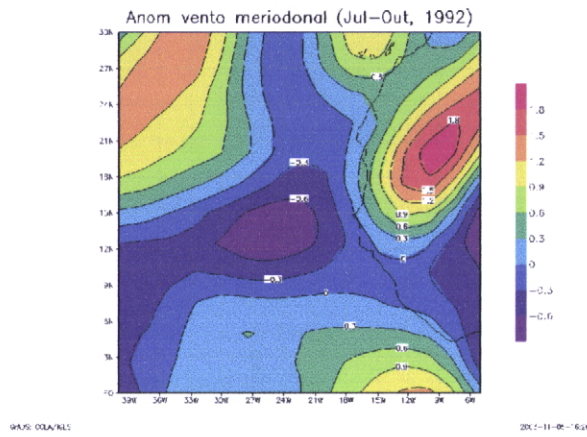


Figura 74: - Padrões das anomalias do vento meridional (m/s) - (JASO, 1992).

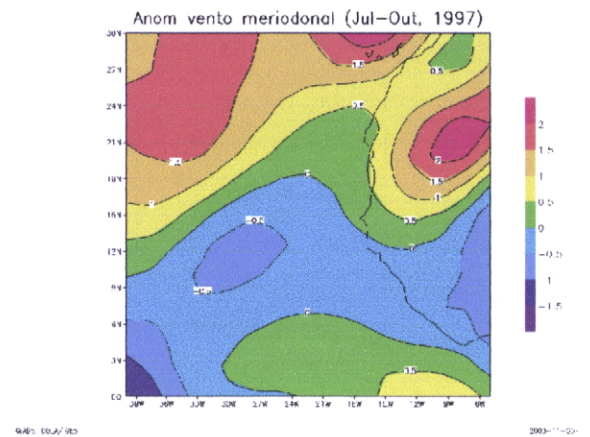


Figura 75: - Padrões das anomalias do vento meridional (m/s) - (JASO, 1997).

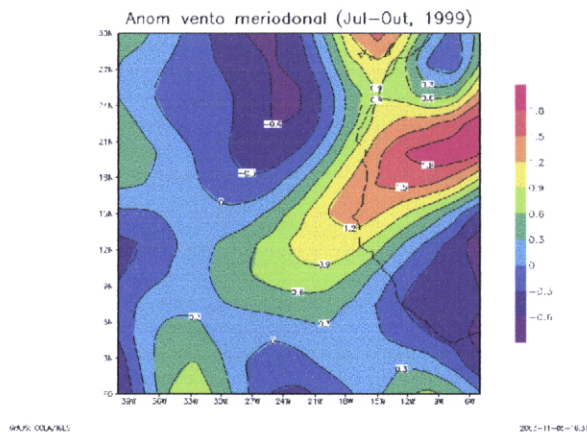


Figura 76: - Padrões das anomalias do vento meridional (m/s) - (JASO, 1999).

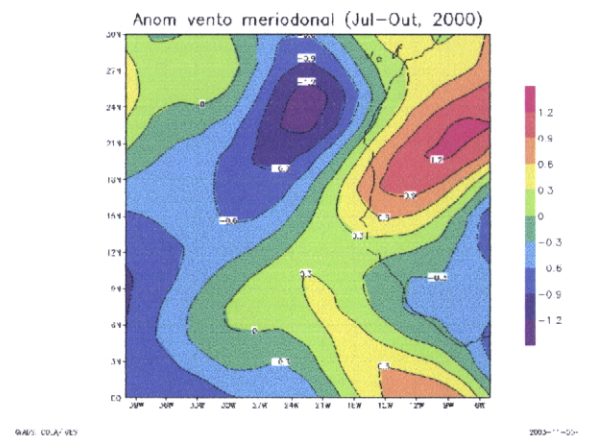


Figura 77: - Padrões das anomalias do vento meridional (m/s) - (JASO, 2000).

Verifica-se que normalmente durante os anos extremos, os ventos zonais a norte do arquipélago e sobre a costa ocidental africana são mais fortes nos anos chuvosos e mais fracos nos anos secos. Em alguns anos a velocidade do vento é mais intensa a norte e a sul do arquipélago. Os ventos meridionais normalmente são mais fortes a sudeste e nordeste das ilhas e mais fracos sobre o arquipélago durante os anos chuvosos, enquanto que durante os anos secos são mais fortes a norte e nordeste do arquipélago, o que permite que a convergência tenha lugar um pouco mais a sul das ilhas com um menor deslocamento da ZCIT para o norte.

5.7 As correlações

Utilizando os dados das reanálises da *NCEP/NCAR*, apresenta-se a seguir os resultados referentes às correlações das componentes zonal e meridional do vento, à ROL, às TSM e à precipitação sobre o Brasil com a precipitação na zona do Sahel. São também apresentadas as correlações cruzadas entre a precipitação à superfície e o padrão tripolar do Atlântico. Segundo os resultados do *NCEP/NCAR*, o padrão tripolar das TSM do Atlântico é definido pelo sistema de núcleos de anomalias quentes sobre a costa oceânica oriental dos Estados Unidos e anomalias frias a norte da latitude de 40°N e a sul 25°N, sendo considerado um modo dominante da variabilidade interanual do Atlântico norte durante o inverno boreal. Pelas correlações obtidas, as maiores precipitações sobre a região do arquipélago estão associadas a ventos meridionais do sul e ventos zonais do oeste mais intensos.

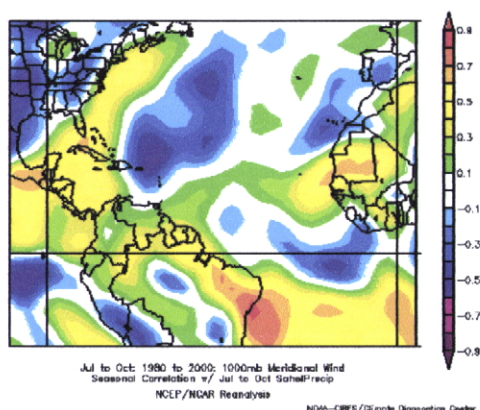


Figura 78: - Correlação sazonal do fluxo meridional no nível de 1000 hPa com a precipitação de Julho a Outubro (1980/2000) sobre o Sahel - (NCEP/NCAR).

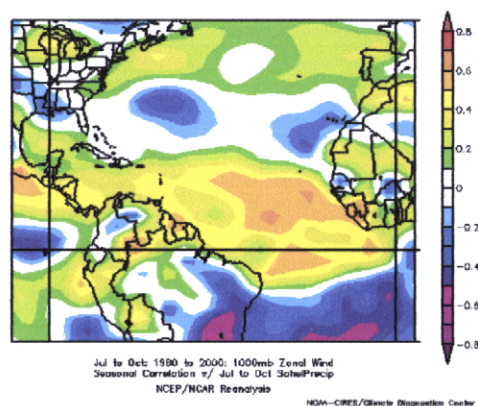


Figura 79: - Correlação sazonal do fluxo zonal no nível de 1000 hPa com a precipitação de Julho a Outubro (1980/2000) sobre o Sahel - (NCEP/NCAR).

No período 1980-2000 durante a época chuvosa (Julho a Outubro) existe uma correlação positiva entre as precipitações e os ventos meridionais na costa ocidental africana e o sudeste de Cabo Verde (Figura 78). Pode-se localizar outros centros de correlação positiva no Atlântico sul e sobre o nordeste do Brasil, estendendo-se para a América Central e todo o litoral oriental dos Estados Unidos. Pelas figuras 78 e 79 pode-se notar a relação entre os valores mais elevados da precipitação e a intensificação dos ventos zonais de oeste a sul de Cabo Verde e os ventos meridionais do sul mais fortes sobre o continente e a região litoral e o enfraquecimento a norte do arquipélago.

As correlações negativas se encontram localizados sobre o Atlântico equatorial e ocidental norte, sobre o interior do Brasil e sobre as Canárias, e estendem-se até a Península Ibérica. Sobre o arquipélago, as

correlações são na ordem de 0,5-0,6. Os valores de correlação positiva mais elevados abrangem toda a zona litoral do nordeste do Brasil, com amplitudes entre 0,8 e 0,9.

Quanto à componente zonal do vento e as precipitações (Figura 79), as correlações positivas mais altas ficaram localizadas sobre o Atlântico tropical, sobre o equador e o sul de Cabo Verde, com valores superiores a 0,6 sobre a latitude de 10°N. Os valores negativos estão localizados no Atlântico sul e na costa oriental da América do Sul, com valores de magnitude de 0,5-0,8, e no Atlântico norte de 25°N a 30°N, com magnitudes entre 0,3 e 0,5.

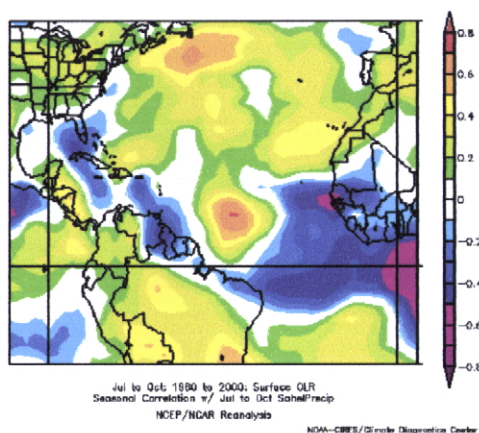


Figura 80: - Correlação sazonal entre a ROL e a precipitação (Julho-Outubro, 1980/2000) sobre o Sahel – (NCEP/NCAR).

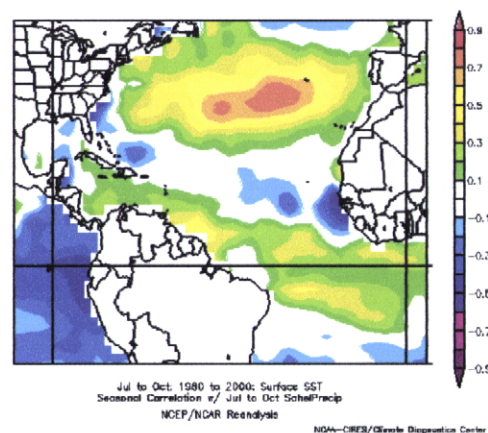


Figura 81: - Correlação sazonal entre a TSM e a precipitação de Julho a Outubro (1980/2000) sobre o Sahel - (NCEP/NCAR).

No que respeita à ROL (Figura 80), as regiões de máxima correlação negativa situam-se ao sul do equador, sobre o Golfo da Guiné e mesmo sobre a costa norte e nordeste da América do Sul. Ao sul dos 10°N estão localizadas as anomalias positivas, com valores de magnitude superior a 0,7.

As TSM (Figura 81) mostram um padrão de altas correlações positivas (superiores a 0,7) sobre o Atlântico central norte e mais baixas sobre a região equatorial (0,5). As correlações negativas estão localizadas no Atlântico, sobre os 10°N. Outras correlações negativas estão presentes sobre o Pacífico, sobre toda a costa litoral oeste da América do Sul.

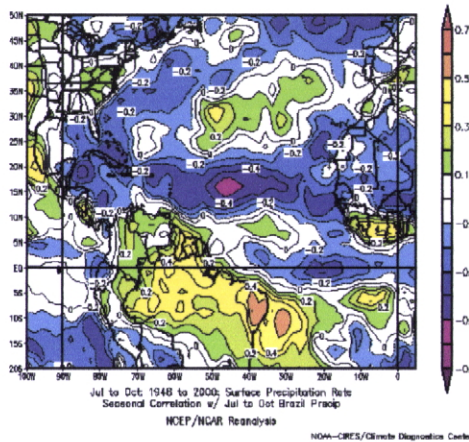


Figura 82: - Correlação sazonal entre as precipitações sobre o nordeste do Brasil, de Julho a Outubro e sobre o Sahel (1980/2000) – (NCEP/NCAR).

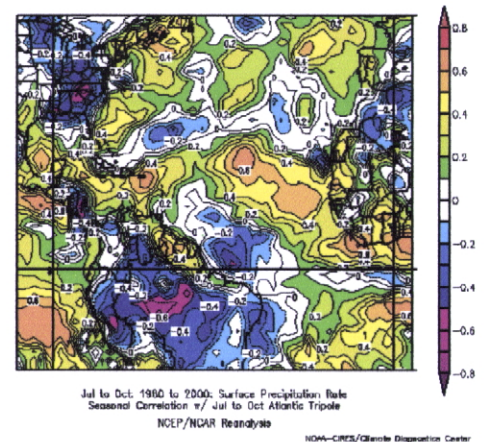


Figura 83: - Correlação sazonal entre a precipitação de Julho a Outubro (1980/2000) e o padrão tripolar do Atlântico – (NCEP/NCAR).

Das análises pode-se verificar a existência de um padrão inverso de correlações entre os regimes de precipitação do Brasil (positivo), com magnitudes superiores a 0,5, do Sahel (negativas) e do Atlântico tropical norte (negativas), este com valores superiores a 0,5 entre os 13°N-18°N e os 40°W e 50°W, aproximadamente, como ilustra a Figura 82. As correlações são negativas e mais fracas sobre a zona equatorial. Sobre a região de Cabo Verde a correlação é negativa, entre - 0,2 e -0,4.

O campo das correlações da precipitação com o padrão tripolar do Atlântico na área em estudo (Figura 83) mostra que entre 1980 e 2000 os valores foram positivos sobre o Atlântico tropical central e oriental (0,6 a 0,8), enquanto que os valores máximos de correlação negativa estão localizados sobre o noroeste do Brasil (-0,8) e mesmo na zona litoral nordeste do Brasil. Sobre o equador as correlações são muito baixas. A região de Cabo Verde apresenta uma correlação positiva com valores entre 0,4 e 0,6, respectivamente a norte e a sul. Uma área de correlação negativa de valores absolutos superior a 0,4 está localizada no litoral da costa ocidental africana, mesmo ao largo da Mauritânia.

Na determinação das correlações para a estação chuvosa na região de Cabo Verde (Julho-Outubro) entre a precipitação e a ROL e as componentes zonal e meridional do vento, entre os anos de 1980 a 2000 e para as TSM, entre 1982-2000 foi aplicado o método da correlação dos momentos de Pearson, com a utilização do programa GrADS. Foram utilizados os dados do CMAP para calcular a média na área que engloba o arquipélago (14N-18N/22W-28W), média essa utilizada para estabelecer as correlações com os outros parâmetros. Assumindo que as séries apresentam igual variância, foi aplicado o teste *t* como teste de significância. Isso permitiu relevar as correlações de maior amplitude,

realçando a colorido com a utilização do GrADS os intervalos de correlação de maior significância nas figuras seguintes.

As análises representadas na Figura 84 mostram a existência de correlações positivas entre a precipitação média na área na região de Cabo Verde e as temperaturas do Atlântico oriental, com valores superiores a 0,3 localizados sobre a região de Cabo Verde e sobre o Atlântico sul, entre 10°S-15°S e 05°W-15°W. As correlações negativas mais significantes estão localizadas na região do caminho das tempestades do Atlântico Norte, com magnitudes superiores a 0,3. Sobre o Atlântico Central, as correlações entre a temperatura da superfície do mar e as precipitações médias na área na região de Cabo Verde são muito baixas.

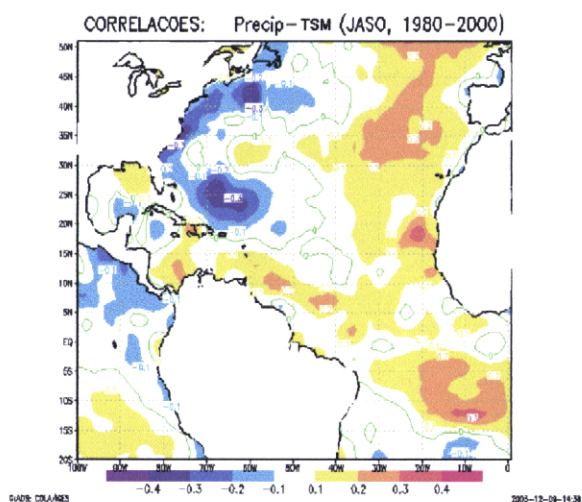


Figura 84 - Análise de correlações entre a precipitação média na área (14N-18N/22W-28W) e as TSM (JASO, 1980-2000).

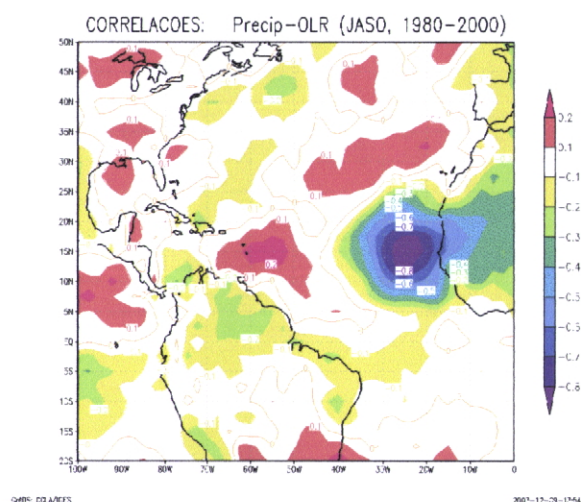


Figura 85: - Análise de correlações entre a precipitação média na área (14N-18N/22W-28W) e a OLR (JASO, 1980-2000).

As correlações entre a precipitação média nma área e a ROL ilustradas na Figura 85 apresentam os valores mais elevados (superiores a 0,8) de sinal negativo, localizados sobre a região de Cabo Verde e prolongando-se com valores mais baixos para o interior do continente. A região litoral norte da América do Sul, entre as latitudes 13°N e 17°N e entre as longitudes 52°W e 62°W, apresenta coeficientes de correlação positiva com a região do arquipélago, com valores superiores a 0,3.

A intensidade do vento zonal à superfície sobre o caminho dos ciclones tropicais e sobre quase toda a região da América central e litoral nordeste do Brasil está positivamente correlacionada com a precipitação média na área da região de Cabo Verde. Os valores máximos estão localizados no Atlântico oriental, na zona litoral da África Ocidental, entre 20°W-40°W e 8°N-14°N (Figura 86). Outras

regiões localizadas no Pacífico oriental e na Europa ocidental apresentam correlações positivas, com magnitude entre 0,2 e 0,4. Toda a região norte do arquipélago, estendendo-se do noroeste das Canárias até a África ocidental, apresenta correlações negativas, com valores mais altos ($>0,3$) sobre o oceano. O nordeste do Brasil apresenta correlações negativas de magnitude superior a 0,2.

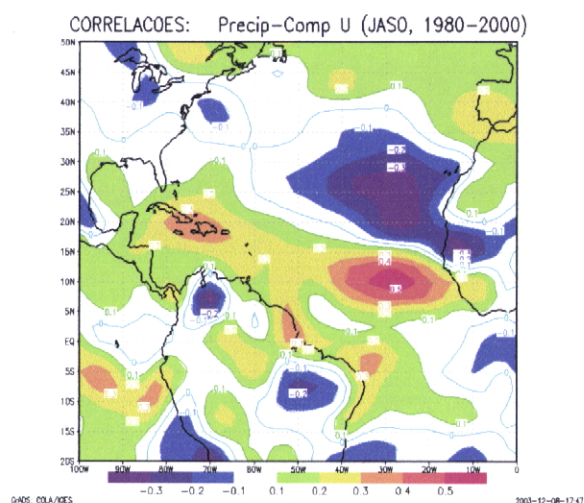


Figura 86: - Análise de correlações entre a precipitação média na área (14N-18N/22W-28W) e componente zonal do vento à superfície (JASO, 1980-2000).

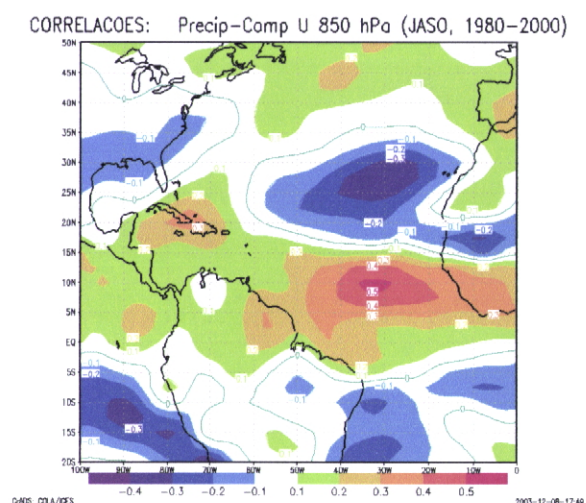


Figura 87: - Análise de correlações entre a precipitação média na área (14N-18N/22W-28W) e componente zonal do vento no nível de 850 hPa (JASO, 1980-2000).

A componente zonal dos ventos no nível de 850 hPa apresenta um núcleo de correlações positivas com a precipitação média na área numa vasta área compreendida entre equador e os 15°N, de 02°W a 48°W, com valores superiores a 0,5 entre 29°W e 35°W (Figura 87). Estas correlações positivas se estendem sobre toda a região norte da América Latina e Central, com valores mais elevados na região de Cuba ($>0,3$). Uma outra área com correlações de sinal positivo, embora de menor magnitude ($>0,2$), está localizada sobre o Atlântico norte entre 43°N-47°N e 37°W-45°W. As correlações negativas mais significantes são as localizadas nas regiões oceânicas do Atlântico norte, entre 20°N-33°N e 20°W-50°W, e do Pacífico oriental sul, com núcleos superiores a 0,3.

A região do Atlântico central que se prolonga desde o sul das Caraíbas até o noroeste africano, apresentando correlações negativas com valores superiores 0,35 sobre o oceano (Figura 88), mostra que diminuindo a intensidade do JET no nível de 200 hPa aumenta a precipitação sobre as ilhas de Cabo Verde. O mesmo acontece em relação à região do Atlântico sul e à costa nordeste do Brasil, com amplitudes de correlação negativa superiores a 0,4. Os coeficientes de correlação positiva ficam localizados a norte da latitude de 35°N, com valores mais baixos, entre 0,2 e 0,25.

CORRELAÇÕES: Precip–Comp U 200 hPa (JASO, 1980–2000)

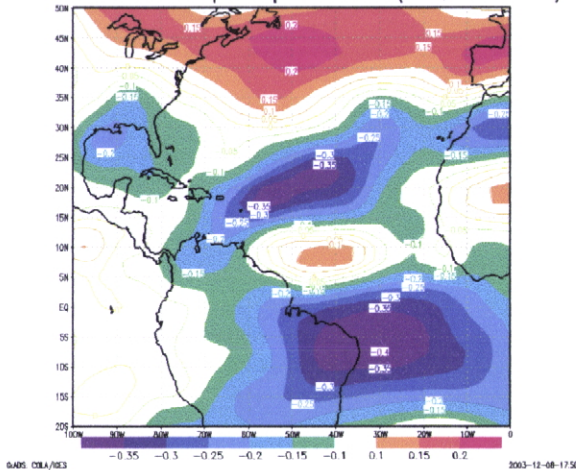


Figura 88: - Análise das correlações entre a precipitação média na área (14N-18N/22W-28W) e a componente zonal do vento no nível de 200 hPa (JASO, 1980-2000).

CORRELAÇÕES: Precip–Comp V (JASO, 1980–2000)

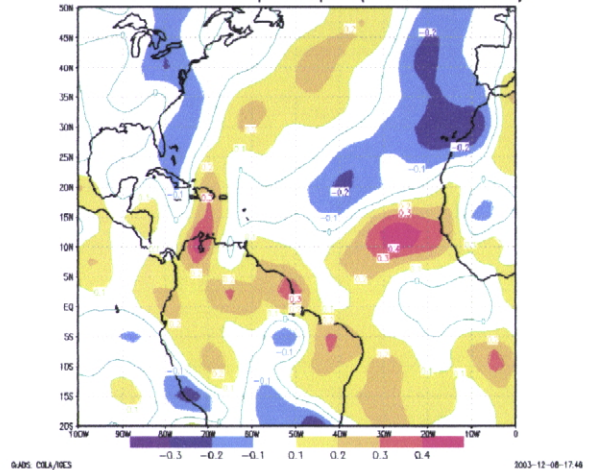


Figura 89: - Análise das correlações entre a precipitação média na área (14N-18N/22W-28W) e a componente meridional à superfície (JASO, 1980-2000).

Por seu lado, a componente meridional do vento à superfície, ilustrado pela Figura 89, apresenta correlações positivas com valores entre 0,4 e 0,5 sobre a região sul de Cabo Verde, entre o Senegal e os 35°W. Este facto é uma constatação de que a intensificação da componente sul do vento à superfície influencia no aparecimento de anomalias positivas da precipitação no arquipélago, durante a época chuvosa. O inverso acontece com a zona norte das ilhas e com a costa oriental do Atlântico norte, onde as correlações são negativas, entre -0,2 e -0,3. Outras regiões de correlações positivas estendem-se diagonalmente do Atlântico sul para a costa norte da América Latina, com coeficientes entre 0,2 e 0,3. O Atlântico central norte apresenta também coeficientes positivos, embora mais fracos.

No nível de 850 hPa (Figura 90), as correlações mais altas ficam localizadas ao sul dos 10°N, sobre o oceano e na costa nordeste do Brasil, com valores entre 0,3 e 0,5, e sobre o arquipélago, com valores superiores a 0,2. As correlações negativas estão mais a oeste das ilhas, estendendo-se até as Caraíbas, com núcleos de coeficientes com valores entre 0,2 e 0,3. A região do Pacífico oriental apresenta coeficientes positivos superiores a 0,4. As correlações sobre a região ocidental africana são fracas.

CORRELAÇÕES: Precip-Comp V 850 hpa (JASO, 1980-2000)

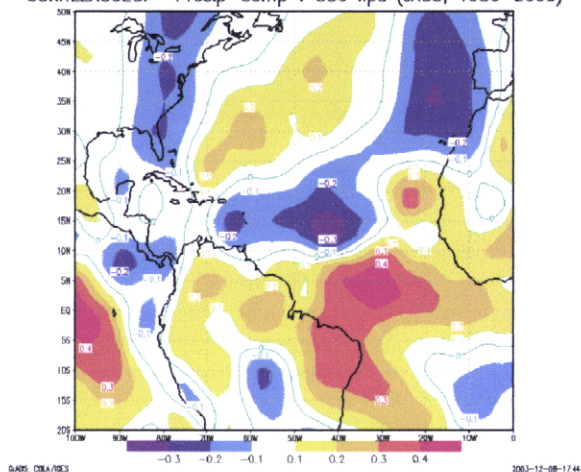


Figura 90: Análise de correlações entre a precipitação média na área (14N-18N/22W-28W) e componente zonal do vento no nível de 850 hPa (JASO, 1980-2000).

CORRELAÇÕES: Precip-Comp V 200 hpa (JASO, 1980-2000)

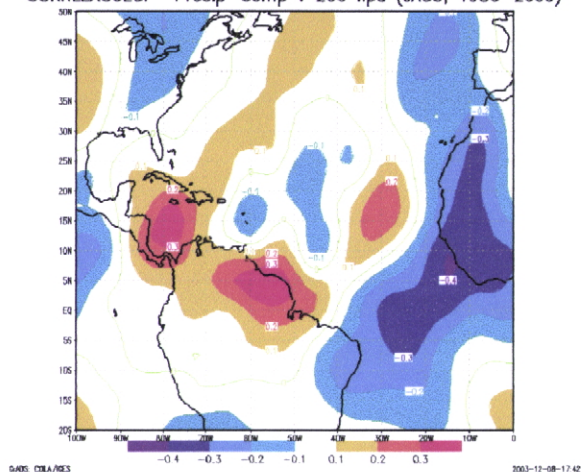


Figura 91: Análise de correlações entre a precipitação média na área (14N-18N/22W-28W) e componente zonal do vento no nível de 200 hPa (JASO, 1980-2000).

Na Figura 91, verifica-se que as correlações negativas referentes aos ventos meridionais nos 200 hPa com a precipitação média na área do arquipélago estendem-se entre o litoral nordeste do Brasil e o interior da África ocidental, com valores entre 0,3 e 0,5. Os núcleos de correlação positiva estão localizados sobre o arquipélago de Cabo Verde e a norte e noroeste da América do Sul, apresentando valores entre 0,2 e 0,4.

5.8 As funções ortogonais empíricas (EOF)

Neste trabalho, as análises de EOF foram aplicadas aos campos das TSM, às componentes zonal e meridional do vento e à ROL para identificar padrões dominantes da variância desses dados mensais, correspondentes ao período 1982-2000, para a região compreendida entre as latitudes 20°S e 50°N e as longitudes 100°W e 5°E. Os resumos dos resultados das análises aplicadas são a seguir apresentados.

5.8.1 Os padrões dominantes

A TSM

Os dois primeiros modos dominantes de EOF explicam cerca de 45% da variância da TSM no Atlântico e na costa oriental do Pacífico. Os padrões espaciais são ilustrados nas Figuras 92 (EOF 1) e 93 (EOF

2). Na EOF 1 que explica cerca de 27% da variância total, identifica-se sobre o Atlântico um padrão espacial com dois núcleos opostos ao norte de 40°N, que podem estar associados à Oscilação do Atlântico Norte, e duas áreas de sinal inverso, localizadas a norte e sul do equador nas latitudes 33°N-40°N e 5°S-15°S. A região de maior variância localizada sobre a costa oriental do Pacífico sugere a influência do fenômeno El Niño. A segunda EOF apresenta padrão semelhante no Atlântico e Pacífico tropical norte. As latitudes extra-tropicais apresentam a mesma relação com situações de ocorrência de anomalias no hemisfério norte, o que sugere uma relação com a Oscilação do Atlântico Norte (NAO) e anomalias positivas da temperatura a sul do equador, mais especificamente sobre a região do Golfo da Guiné. Na EOF 2 nota-se que a variabilidade domina sobre o Atlântico central norte. No hemisfério norte, a fracção de variância explicada diminui em direcção ao Atlântico central. Nota-se uma relação inversa entre as TSM do Pacífico oriental e as TSM do Atlântico tropical sul e o Atlântico norte. Os autovalores associados apresentados no gráfico da PC 1 (Figura 94) mostram uma mistura de flutuações interanuais que poderão estar relacionados com a influência do fenômeno ENSO, nos anos 1982-83 e 1997-98.

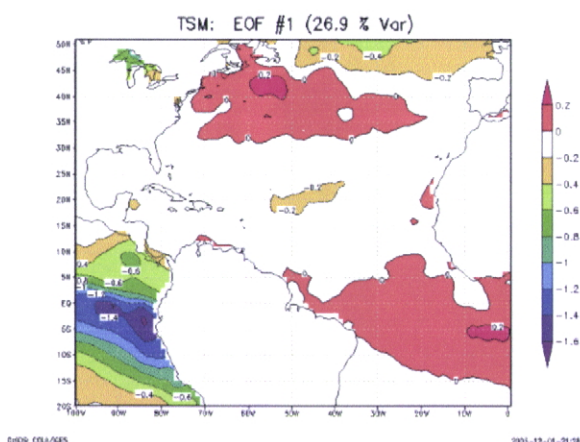


Figura 92: - EOF 1 que ilustra os modos de variabilidade das TSM (1982-2000). O padrão sugere uma influencia do El Niño desfasado em relação ao Atlântico.

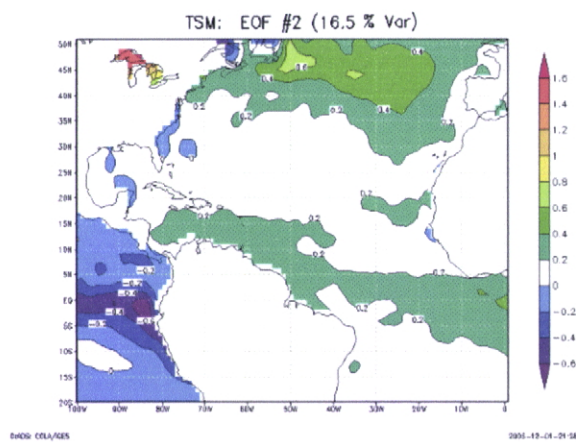


Figura 93: - EOF 2 ilustrando os padrões de variabilidade das TSM (1982-2000), semelhante aos da EOF 1.

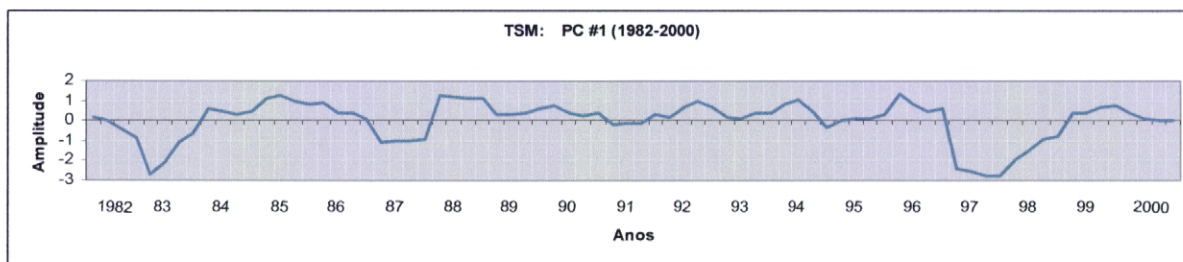


Figura 94: Gráfico das amplitudes associadas à EOF 1 da TSM (1982-2000), onde se pode verificar os sinais mais significativos correspondentes aos anos 1982-83 e 1997-98.

A ROL

No que concerne à ROL, as três primeiras EOF contribuem para 26,5% do total da variância explicada. O padrão da EOF 1 (Figura 95) é dominado basicamente por uma bipolarização de núcleos com sinal positivo sobre a América central e o Pacífico oriental e de sinal negativo sobre a América do Sul e a América do Norte. A variabilidade domina sobre o Atlântico, sendo mais evidente nos anos de 1983 e 1995 (Figura 98).

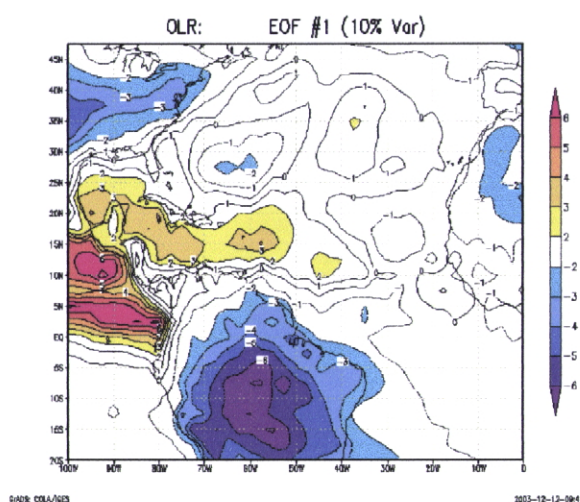


Figura 95: - Padrões dominantes da variabilidade da ROL, no período de 1980 a 2000 (EOF 1).

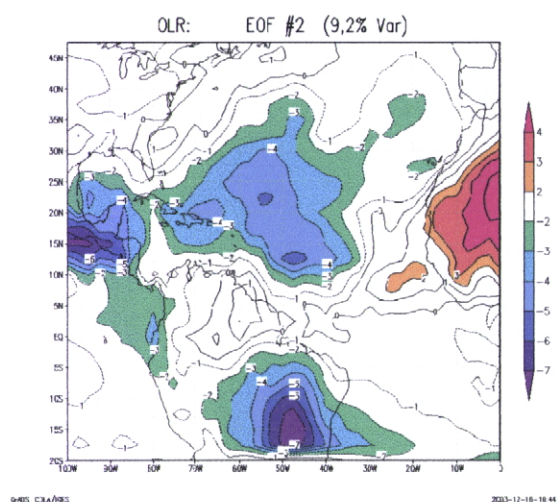


Figura 96: - Padrões dominantes da variabilidade da ROL, no período de 1980 a 2000 (EOF 2).

Os padrões da EOF 2 (Figura 96) representam a localização de núcleo de sinal positivo dominando a região ocidental africana e seguindo a ZCIT para o Atlântico e norte do Brasil, e a parte ocidental dominada por pólos de sinal contrário sobre o Pacífico oriental, a América Latina e o Atlântico, a oeste de 35°W, com núcleos mais fortes sobre o Brasil e na costa do Pacífico oriental, sobre a latitude de 15°N. A variabilidade dominante representa uma relação inversa entre o Atlântico central norte e o Brasil, como mesmo sinal, e a costa ocidental africana, com sinal inverso, e é mais forte nos anos de 1995, de acordo com o gráfico dos coeficientes associados (Figura 99).

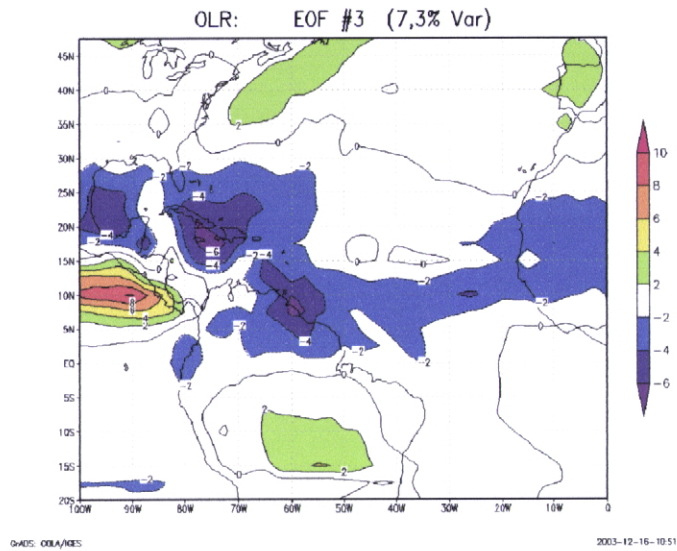


Figura 97: Padrões dominantes da variabilidade da radiação de onda longa no período de 1980 a 2000 (EOF 3).

A EOF 3 (Figura 97) representa a influência da ZCIT como um dos modos dominantes sobre o Atlântico. Do mesmo modo pode-se notar as influências da região norte da América do Sul e do caminho das tempestades tropicais sobre o Atlântico, numa relação inversa com a costa oriental do Pacífico.

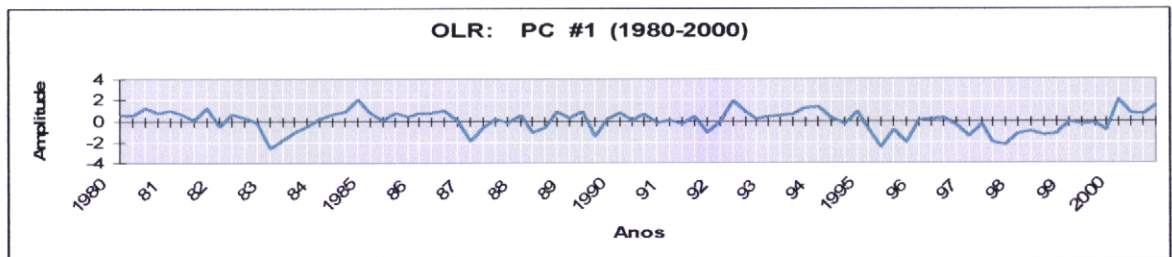


Figura 98: - PC 1 -Gráfico das componentes principais da radiação de onda longa (1980-2000).

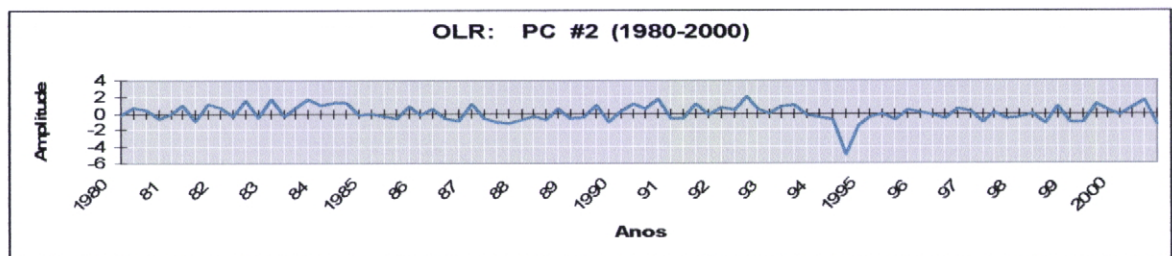


Figura 99: - PC 2 - Gráfico das componentes principais da radiação de onda longa (1980-2000).

A componente zonal do vento

As primeiras duas EOF do campo da componente zonal do vento à superfície contribuem para cerca de 34,5% da variância explicada, distribuídos pelas EOF 1 e EOF 2, com contribuições individuais de 23% e 11,5%, respectivamente (Figuras 100 e 101). O padrão da EOF 1 é dominado por uma bipolarização, com núcleos sobre o Atlântico central e norte, no hemisfério boreal. A variabilidade é menor a sul dos 20°N. Este padrão sugere a variabilidade do anticiclone dos Açores, relevando a sua influência sobre toda a região do hemisfério norte, com ventos mais fortes ou mais fracos sobre a região a norte de Cabo Verde. Os modos dominantes da EOF 2 apresentam centros de acção correspondentes a anomalias positivas sobre o Atlântico central divididos em dois centros de acção que se estendem diagonalmente em direcção ao noroeste da Europa ocidental. Dois outros centros de acção de anomalias negativas estão localizados sobre a região noroeste do Atlântico, a norte dos 45°N, e no Atlântico ocidental, entre 10°N e 18°N. Um núcleo mais fraco de anomalias negativas encontra-se localizado sobre a região das Canárias. Na EOF 2 aparece um padrão de anomalias positivas sobre a África ocidental. A sul dos 10°N, a variabilidade é menor. Neste caso também os autovalores, coeficientes de expansão associados, sugerem oscilações interanuais dos ventos zonais. As duas primeiras componentes principais como coeficientes associados aos EOF apresentam sinal mais forte nos anos 1986, 1992-93 e 1997-98, na PC 1, e 1983, 1989, 1995 e 1998, na PC 2.

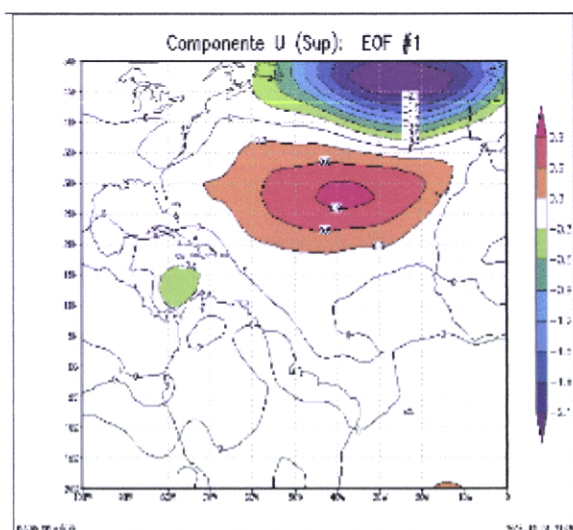


Figura 100: - Padrões dominantes que ilustram a variabilidade da componente zonal do vento no período de 1980 a 2000 (EOF 1).

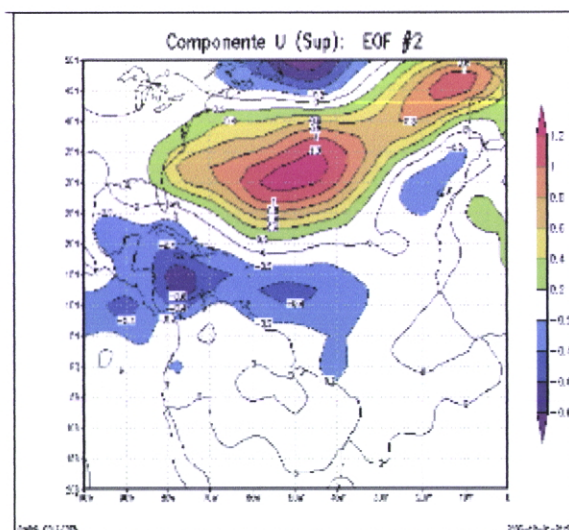


Figura 101: - Os padrões da EOF 2 que ilustram os modos dominantes da componente zonal do vento à superfície (1980-2000).

Para a componente zonal correspondente ao nível 850 hPa, as duas primeiras EOF explicam cerca de 30% da variância total, com a contribuição individual de 19% e 11% para a EOF 1 e EOF 2, respectivamente. Os modos dominantes da EOF 1 são semelhantes aos da EOF 1 da componente zonal à superfície. O padrão é composto por três núcleos, alternando da África até o Atlântico central e oriental no hemisfério norte. A maior amplitude da variância com anomalias positivas tem o seu centro de acção localizado a norte da latitude de 40°N. Mais a sul, localizam-se os centros de acção menos intensos a oeste das Canárias, com anomalias negativas, e sobre a costa ocidental e litoral africano, com anomalias positivas. Os padrões sugerem uma associação com a variabilidade da alta subtropical dos Açores, com ventos de leste mais ou menos intensos sobre a região de Cabo Verde. Este padrão sugere também uma influência exercida pela variabilidade do jato africano de leste sobre a costa ocidental africana.

Os modos dominantes da EOF 2 apresentam centros de acção de anomalias positivas entre o equador e 20°N, enclausurados por núcleos negativos localizados um em cada hemisfério. Este padrão sugere um aumento dos ventos zonais sobre a região equatorial norte, com a consequente redução na região do Atlântico norte. A variabilidade diminui com a longitude, para a região ocidental e sul do Atlântico. O padrão mostra a intensidade dos alísios a norte invertido em relação aos ventos zonais na região tropical, mais precisamente sobre o caminho das tempestades tropicais. A Variabilidade é menor sobre a região de Cabo Verde e sobre a costa ocidental africana.

Nas análises da série dos coeficientes associados à EOF 2 (ver gráfico da PC 2, ilustrado pela Figura 102) verifica-se a ocorrência de sinais de baixa frequência, com valores negativos de 1980 a 1987 e valores positivos na maior parte do período de 1995 a 2000.

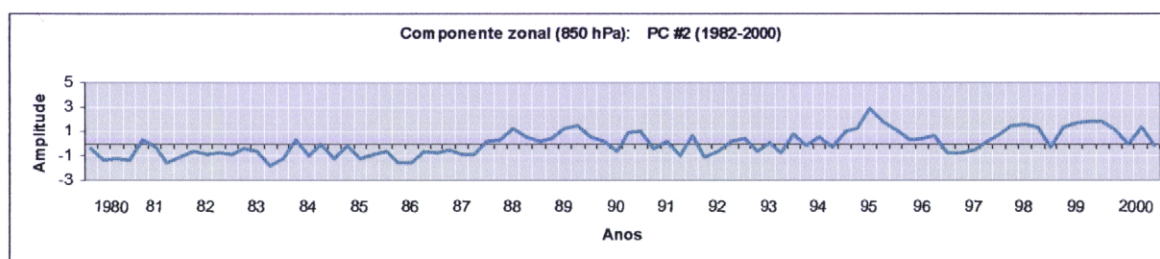


Figura 102: - Gráfico das amplitudes associadas à EOF 2 da componente zonal no nível dos 850 hPa (1980-2000)

A EOF 1 correspondente à componente zonal nos 200 hPa (Figura 103) que contribui para cerca de 24% da variância explicada. Este EOF mostra a variabilidade do jato subtropical sobre o Atlântico norte e a existência de uma região sobre o Atlântico tropical sul também com uma grande variabilidade, com a intensificação dos ventos tropicais em altitude. Normalmente os ventos zonais nessa região tropical são de este e o padrão indica que a variabilidade é maior nessa região do que nas latitudes médias do Atlântico norte. A variabilidade é menor entre 4°N e 25°N. As amplitudes das oscilações da série temporal associada apresentam sinais mais fortes em 1986, 1988, 1995, 1997 e 1999.

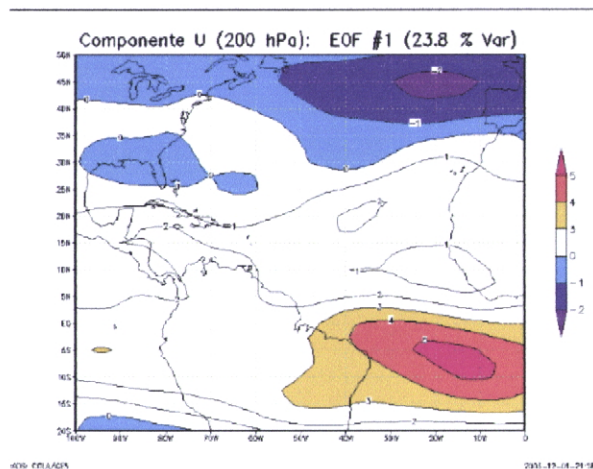


Figura 103: - EOF 1 da componente zonal no nível de 200 hPa, para o período de 1980 a 2000.

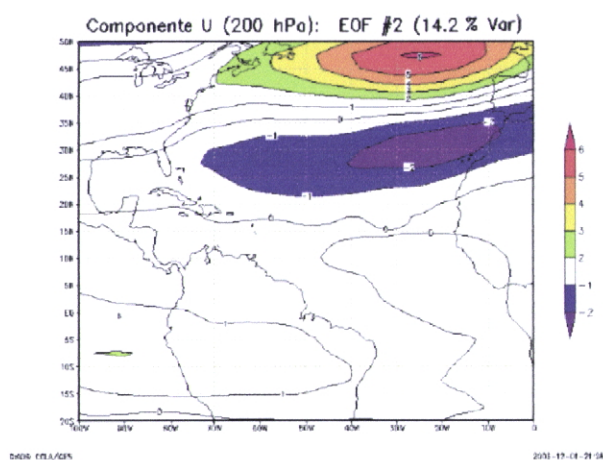


Figura 104: - EOF 2 da componente zonal no nível de 200 hPa, para o período de 1980 a 2000.

A EOF 2 (Figura 104) contribui com cerca de 14% para a variância total, apresenta um padrão formado por um núcleo negativo localizado entre 25°N e 28°N e outro positivo entre 43° e 50°N. Este padrão dominante sugere a existência da variabilidade na intensidade do vento sobre a latitude de 30°N e mais a norte, sobre os 48°N, o que representa uma maior variabilidade zonal do jato subtropical. Os coeficientes associados apresentam sinais de maior amplitude nos anos de 1983, 1992 e 1987.

A componente meridional do vento

As análises dos dados do campo da componente meridional à superfície mostram que as EOF 1 e 2 contribuem para 35,2% da variância explicada, individualmente com 20,7% e 14,5%, respectivamente. Ambas as EOF 1 e 2 ilustradas nas figuras 105 e 106 apresentam padrões semelhantes. Os centros mais organizados encontram-se sobre o Atlântico, indicando nesta região a variabilidade dos vales e das cristas, ou seja, as anomalias dos níveis baixos.

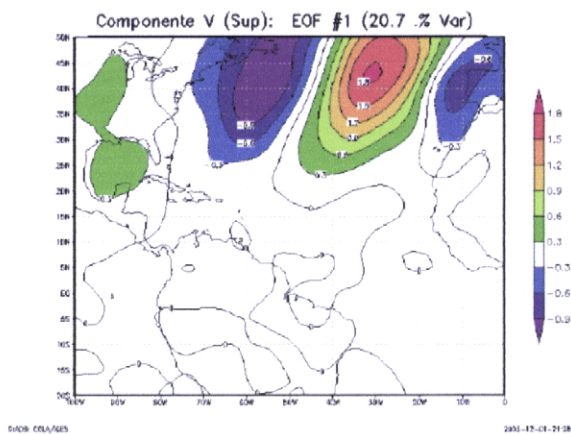


Figura 105: - EOF 1 - Modos dominantes da componente meridional à superfície, no período de 1980-2000.

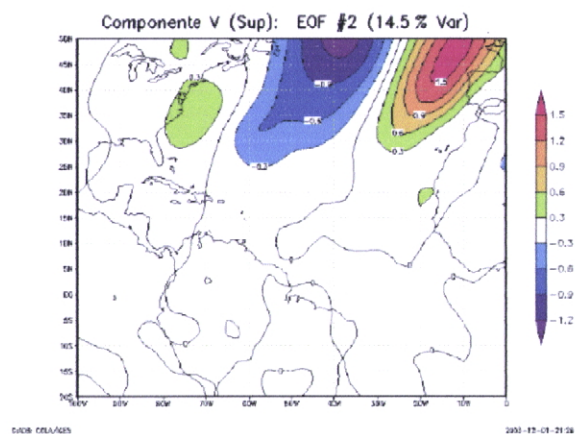


Figura 106: - EOF 2 - Modos dominantes da componente meridional à superfície, no período de 1980-2000.

As variações temporais dos autovalores associados às EOF 1 e 2 mostram uma variabilidade interanual bem como a existência de oscilações de baixa frequência. As maiores amplitudes estão associadas aos anos de 1987 e 1988 (negativos) e 1992, 1996 e 1998 (positivos), para a PC 1, e 1995, para a PC 2.

Os modos dominantes dos campos de 850 hPa e 200 hPa (Figuras 107 a 110), apresentando além da estrutura semelhante sobre o oceano, outros fluxos mais intensos sobre o Atlântico norte e Europa, num a configuração de trem de ondas sugerindo uma relação com as oscilações periódicas da circulação das latitudes médias e altas, associadas à variabilidade do campo médio resultante da passagem de sistemas sinóticos.

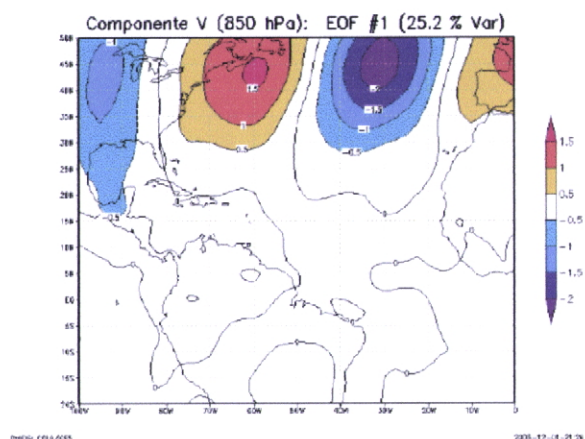


Figura 107: - Ilustração dos padrões dominantes na componente meridional no nível de 850 hPa, no período de 1980-2000 (EOF 1).

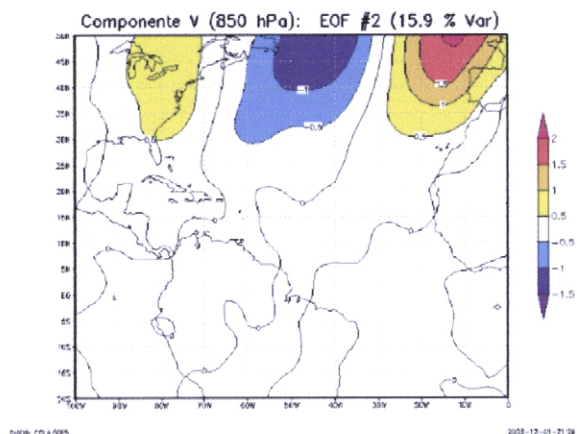


Figura 108: - Modos dominantes da componente meridional no nível de 850 hPa, no período de 1980-2000 (EOF 2).

Nos modos dominantes das EOF 1 e 2 desses campos nota-se que a variabilidade é menor nas latitudes mais baixas. As séries temporais associadas às oscilações dos autovalores apresentam nitidamente um padrão de variabilidade interanual, com indicação da existência de influências de fenômenos de frequência mais baixa.

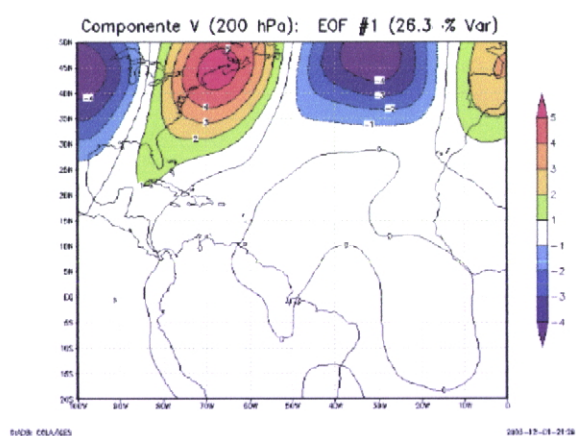


Figura 109: - EOF 1 - Modos dominantes da componente meridional no nível de 200 hPa, no período de 1980-2000.

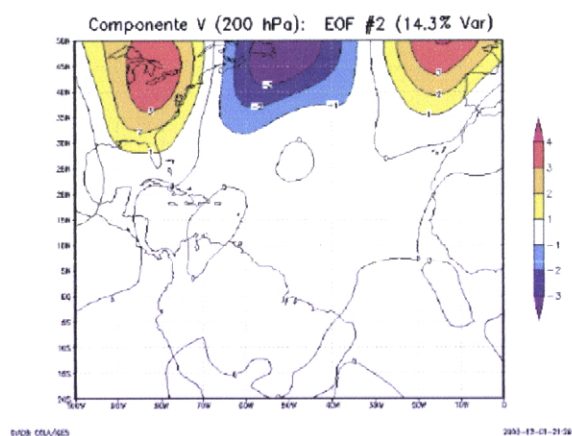
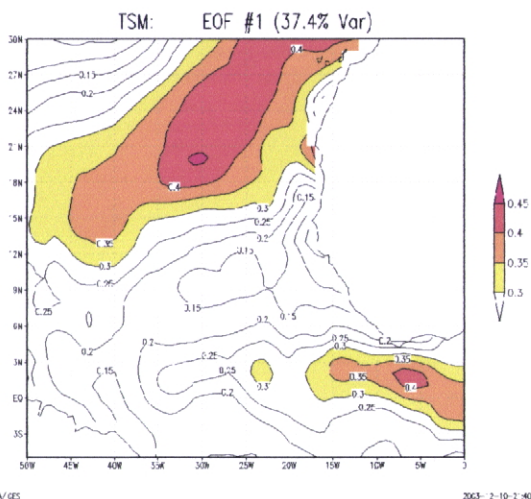


Figura 110: - EOF 2 - Modos dominantes da componente meridional no nível de 200 hPa, no período de 1980-2000.

5.8.2 Outros modos dominantes

Para analisar outros modos dominantes evitando a captação de interferências de fenômenos muito remotos e dos padrões dominantes em maior escala, reduziu-se (*zooming in*) a área de estudo à região compreendida entre as latitudes 05°S e 30°N e as longitudes 50°W e 0°E. Os resultados obtidos são a

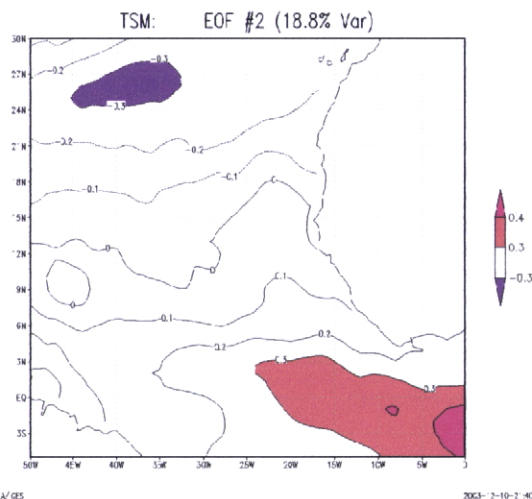
seguir apresentados, com os intervalos de significância coloridos.



GMDE: CO.A/RES

2003-2-10-2:40

Figura 111: - Padrões dominantes das anomalias das TSM, no período 1982-2000 (EOF 1) - (Área reduzida).



GMDE: CO.A/RES

2003-2-10-2:40

Figura 112: - Padrões dominantes das anomalias das TSM, no período 1982-2000 (EOF 2) - (Área reduzida).

Os dois primeiros modos dominantes de EOF explicam 56,2% da variância total, contribuindo a EOF 1 e 2 individualmente com 37,4% e 18,8%, respectivamente (Figura 111 e 112). Na EOF 1 nota-se que o padrão de variabilidade é dominado por anomalias positivas sobre todo o Atlântico, com um núcleo sobre o Golfo da Guiné e outro mais intenso estendendo-se diagonalmente da parte ocidental de Cabo Verde até a região sul de Portugal, este sugerindo o relacionamento com a corrente das Canárias com temperaturas mais quentes na região dos alísios. Isto implica que a variabilidade sobre o Atlântico mantém o mesmo sinal, sendo muito mais forte a norte a sul. A variabilidade a sul de Cabo Verde é mais fraca. Nas séries temporais associadas à EOF 1 (ver Figura 113) o sinal é mais evidente nos anos de 1984 (positivo), 1992 e 1997 (negativo).

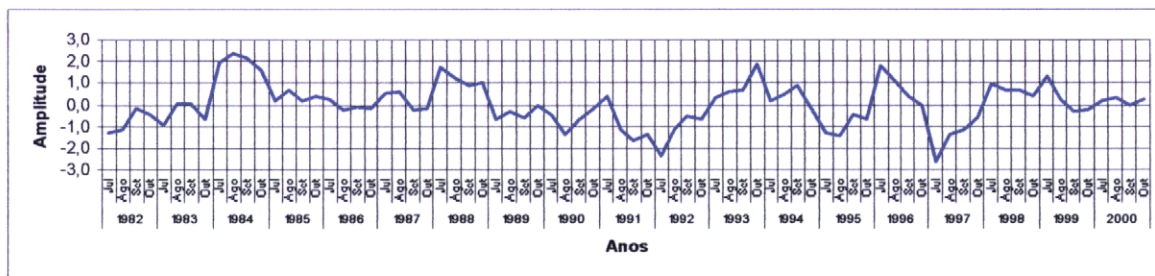
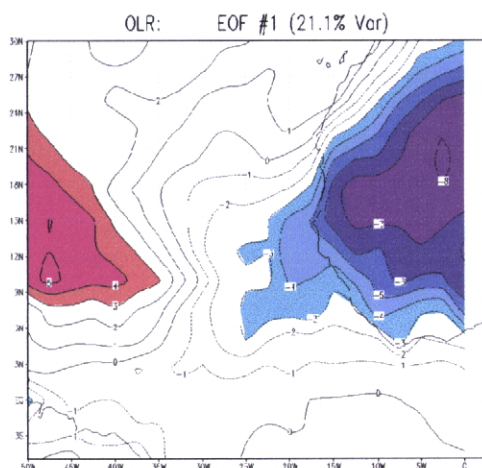


Figura 113: - Gráfico da série temporal da PC 1, associada à EOF 1 da TSM (1982-2000)

Na EOF 2 o padrão é semelhante, mas nota-se uma relação inversa entre a região norte, com núcleo

negativo, e o sul, com núcleo positivo um pouco mais intenso. A variabilidade domina sobre toda a região, sendo mais fraca na região de Cabo Verde, com sinal mais forte evidenciado pela amplitude correspondente aos anos de 1991 e 1998.

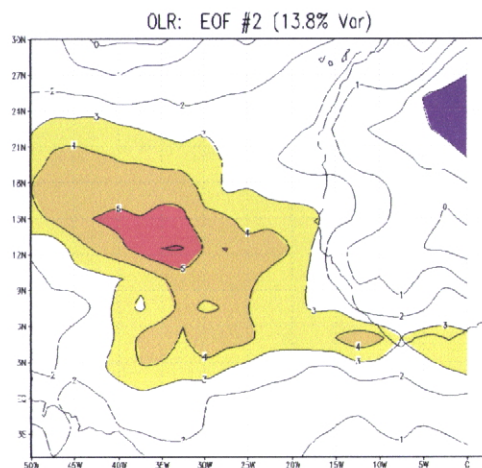
Os padrões dominantes da EOF 1 da ROL que contribui com 21,1 % para a explicação da variância total apresentam uma relação inversa entre um núcleo negativo sobre a toda a costa ocidental africana e a região oceânica a oeste de 40°W (Figura 114). A variabilidade domina sobre todo a região e o sinal é mais forte (Figura 116) nos anos de 1983 (negativo) e 1994 (positivo).



GRUPE: CO.A/DES

2003-7-10-12:40

Figura 114: - EOF 1 da ROL, correspondente ao período de 1980-2000 (Área reduzida)



GRUPE: CO.A/DES

2003-7-10-12:40

Figura 115: - EOF 2 da ROL, correspondente ao período de 1980-2000 (Área reduzida)

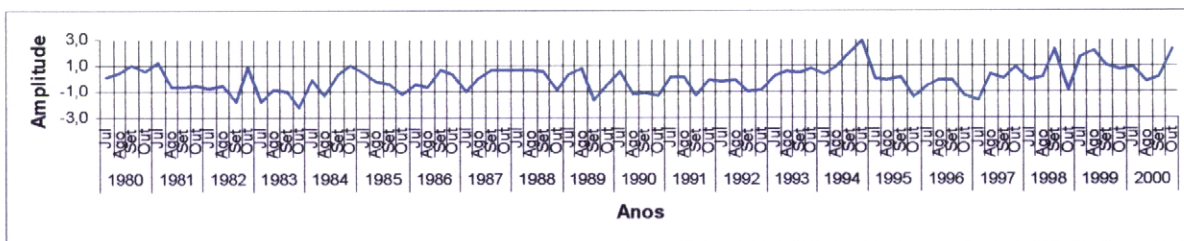
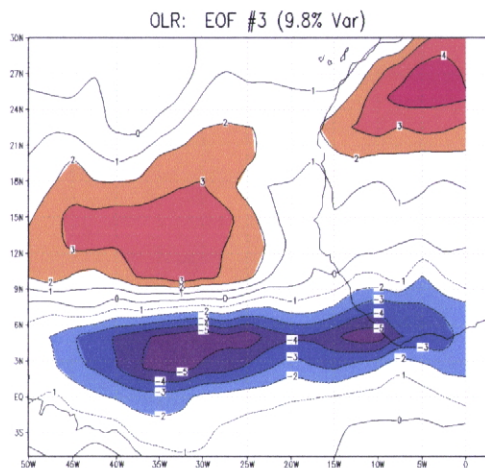


Figura 116: PC 1 - Gráfico da série temporal correspondente à EOF 1 da ROL (1980-2000)

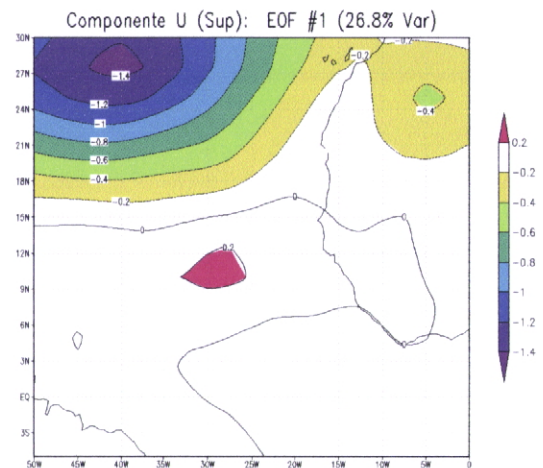
Contribuindo para 13,8% da variância total, a EOF 2 (Figura 115) apresenta um padrão quase todo dominado por anomalias positivas sobre a região oceânica, com centro de ação de maior variabilidade a sudoeste do arquipélago de Cabo Verde, sobre o caminho das tempestades tropicais do Atlântico. Sobre o continente verifica-se a existência de um núcleo com sinal inverso.



GHRS: CCA/MS

2003-12-10-21:40

Figura 117: - EOF 3 - Modos de variabilidade dominantes da ROL (1980-2000) - (Área reduzida)



GHRS: CCA/MS

2003-12-10-21:40

Figura 118: - EOF 1 – Padrões dominantes da componente zonal do vento à superfície (1980-2000) - (Área reduzida)

A EOF 3 da ROL, com 9,8% da variância explicada, sugere notoriamente a influência da ZCIT através do núcleo localizado mais a sul, entre o equador e os 9°N. A norte de 10°N domina o padrão de anomalias positivas (Figura 117). O sinal mais forte corresponde ao ano de 1986.

As EOF 1 e 2 da componente zonal do vento à superfície contribuem individualmente para 26,8% e 15,5% da variância explicada. A EOF 1 (Figura 118) apresenta um padrão espacial dominado por dois núcleos, sendo um negativo mais intenso sobre o oceano a norte dos 18°N e outro positivo mais fraco localizado a sul do arquipélago. Este padrão sugere uma influência da alta dos Açores com ventos zonais mais fracos na sua parte sul e de ventos um pouco mais fortes entre as latitudes 9°N e 12°N. É evidente essa influência pelo sinal de amplitudes mais significativas na PC 1 e referentes anos de 1983 e 1995.

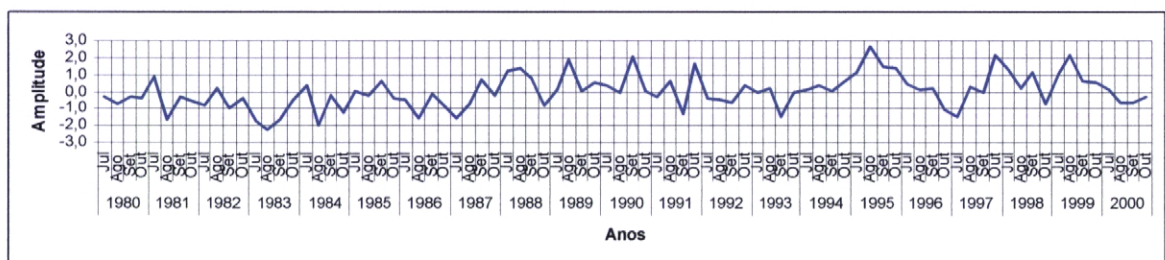
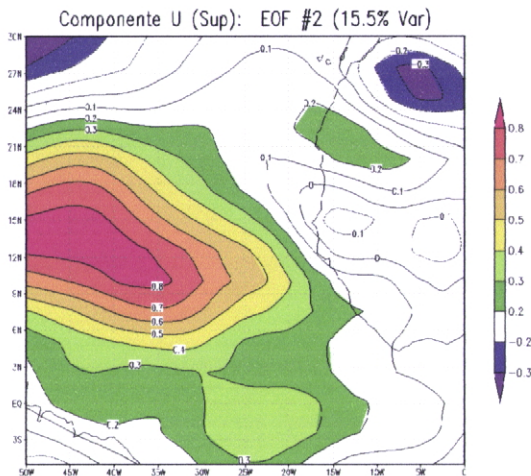


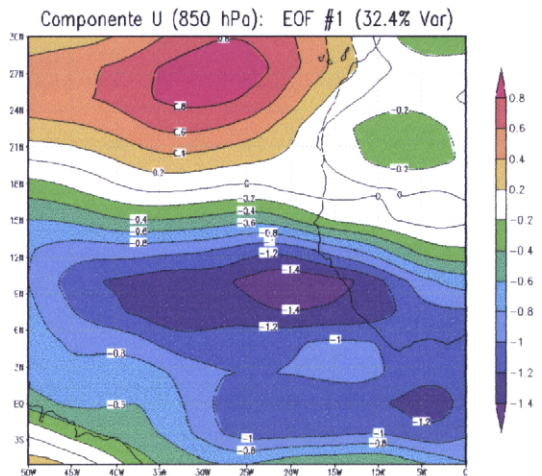
Figura 119: PC 1 - Gráfico da série temporal associada à EOF 1 da componente zonal do vento à superfície (1980-2000)



GHES: COLA/DEZ

2003-12-10-2:40

Figura 120: - Modos dominantes da componente zonal do vento à superfície (EOF 2) - 1982-2000 (Área reduzida)



GHES: COLA/DEZ

2003-12-10-2:40

Figura 121: - Modos dominantes da componente zonal do vento no nível de 850 hPa (EOF 1) - 1980 a 2000 (Área reduzida)

O padrão dominante da EOF 2 é dominado quase que exclusivamente por um núcleo positivo forte sobre a região oceânica, oposto por núcleos de sinal contrário sobre o continente (Figura 120). Este domínio dos ventos zonais mais intensos sobre o mar é mais evidente através dos coeficientes associados aos anos 1992 e 1993, com sinal positivo, e 1983, 1990 e 1998, com sinal negativo.

A EOF 1 da componente zonal no nível dos 850 hPa contribui para 32,4% da variância (Figura 121). Apresenta uma relação inversa entre a região a norte e a sul do arquipélago, com anomalias positivas a norte e negativas a sul, sugerindo uma associação com a variabilidade dos anticlones subtropicais. Verifica-se que o sinal foi mais forte nos anos de 1992 e 1997 (ver Figura 122).

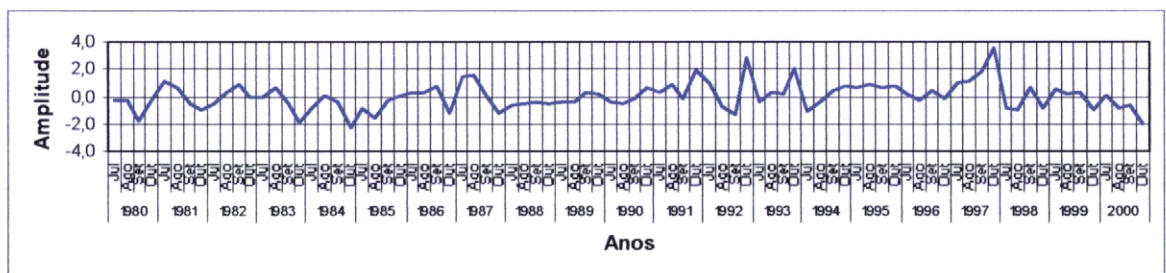


Figura 122: PC 1 - Gráfico da série temporal associada à EOF 1 da componente zonal do vento no nível dos 850 hPa (1980-2000)

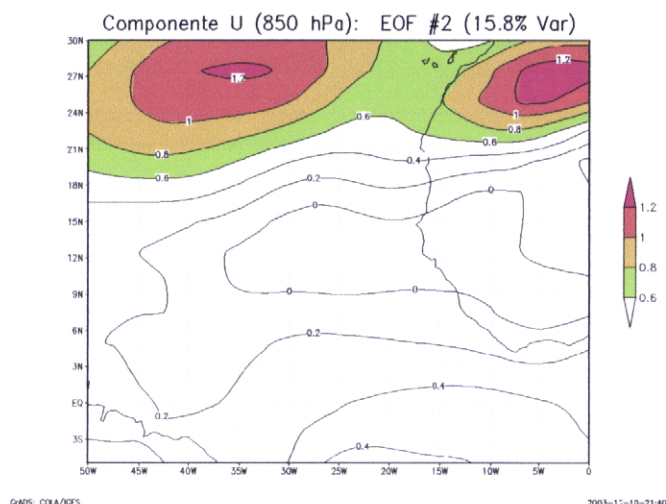


Figura 123: - EOF 2 – Padrões de variabilidade da componente zonal do vento no nível de 850 hPa, no período 1980-2000 (Área reduzida)

O padrão da EOF 2 (Figura 123) evidencia o domínio da variabilidade sobre toda a região, com anomalias positivas mais fortes sobre a latitude de 37°N, distribuídas em dois núcleos localizados sobre o oceano e sobre o continente. Este padrão dá a indicação da influência da variabilidade do anticiclone dos Açores. Esta EOF contribui para 15,8% da variância. Verifica-se que o sinal mais forte correspondente aos anos 1987, 1993, 1997 e 1998.

As EOF 1 e 2 dos 200 hPa contribuem para 60,9% da variância total, individualmente com 50,0% e 10,9%, respectivamente (Figuras 125 e 126). O padrão de variabilidade apresentado pela EOF 1 é dominado basicamente por anomalias negativas sobre toda a região, com um núcleo mais forte situado a sul do equador, sobre o Atlântico. Verifica-se a existência de um centro de acção a norte da região de Cabo Verde estendendo-se para o interior da África ocidental. Este sinal foi mais evidente nos anos 1990-91.

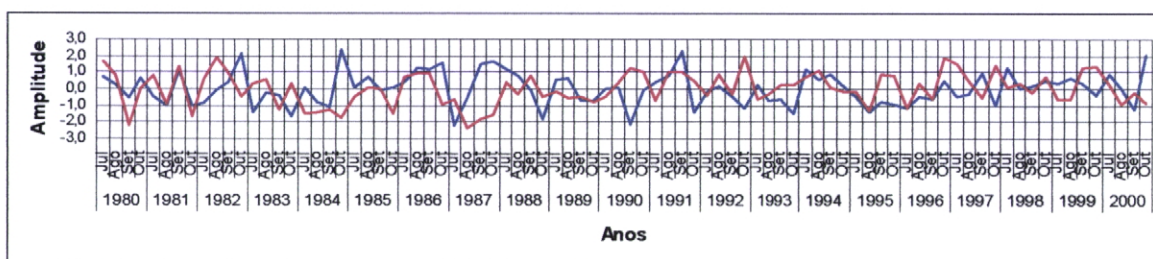
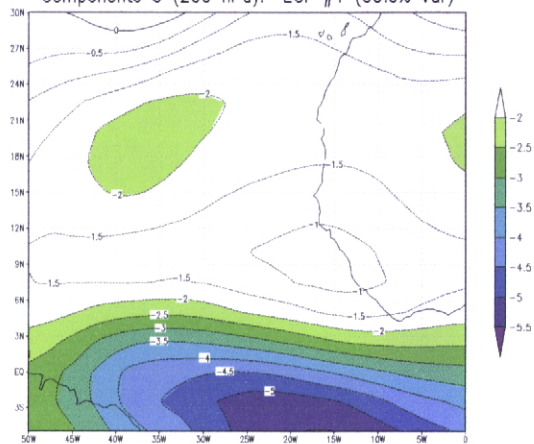


Figura 124: - Séries temporais associadas à EOF 1(cor azul) e EOF 2 (cor vermelha) da componente zonal do vento - 200 hPa (1980-2000)

Na EOF 2 a localização do núcleo mais forte inverte-se para a região norte, associado à variabilidade das correntes subtropicais a norte de 24°N. A variabilidade domina sobre toda a região, sendo mais fraca a sul.

Componente U (200 hPa): EOF #1 (50.0% Var)

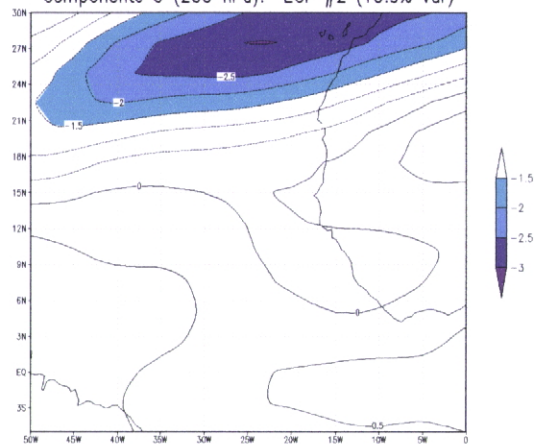


GHRS: COLA/RES

2003-12-10-21:40

Figura 125: - EOF 1 - Modos dominantes da componente zonal do vento nos 200 hPa (1980-2000) (Área reduzida)

Componente U (200 hPa): EOF #2 (10.9% Var)

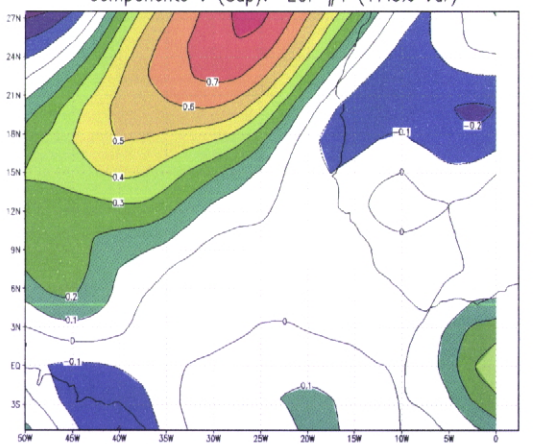


GHRS: COLA/RES

2003-12-10-21:40

Figura 126: - EOF 2 – Modos dominantes da componente zonal do vento nos 200 hPa (1980-2000) - (Área reduzida)

Componente V (Sup): EOF #1 (17.9% Var)

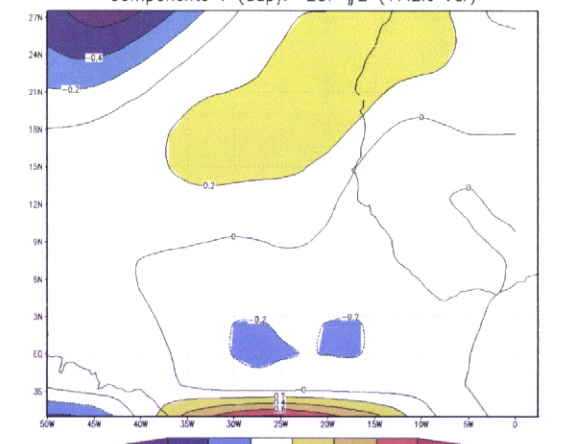


GHRS: COLA/RES

2003-12-10-21:40

Figura 127: - EOF 1 - Componente meridional do vento à superfície (1980-2000) - (Área reduzida)

Componente V (Sup): EOF #2 (17.2% Var)



GHRS: COLA/RES

2003-12-10-21:40

Figura 128: - EOF 2 – Modos dominantes da componente meridional do vento (1980-2000) - (Área reduzida)

Na EOF 1 (17,9% da variância) da componente meridional à superfície (Figura 127) predomina a variabilidade sobre a região dominada por núcleos positivos na região dos alísios do NE, sugerindo uma intensificação da circulação na região oriental e sudeste do anticiclone subtropical dos Açores. Uma outra região de sinal positivo, mas menos intenso, fica localizada a sul do equador, mais intenso na região do Golfo da Guiné. Entre essa duas regiões predomina um corredor de anomalias negativas,

do norte do Brasil até a África ocidental. Este modo de variabilidade é mais evidente entre os anos 1985-88, 1991-93 e 1995-97. (Gráfico da Figura 129)

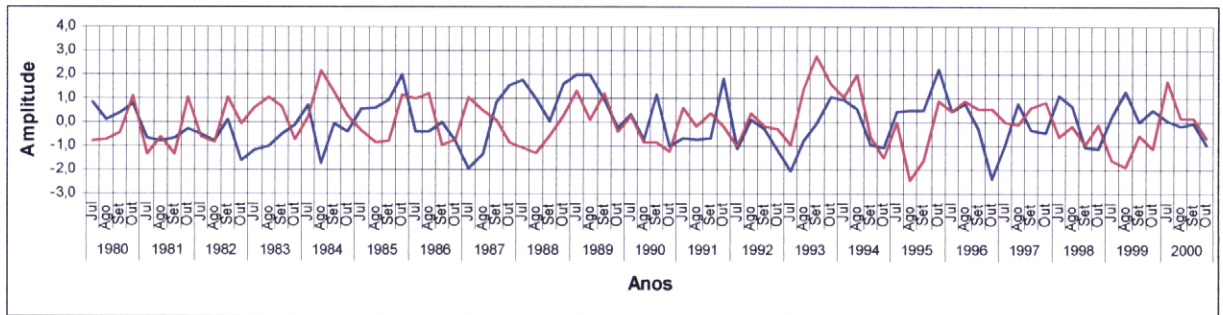
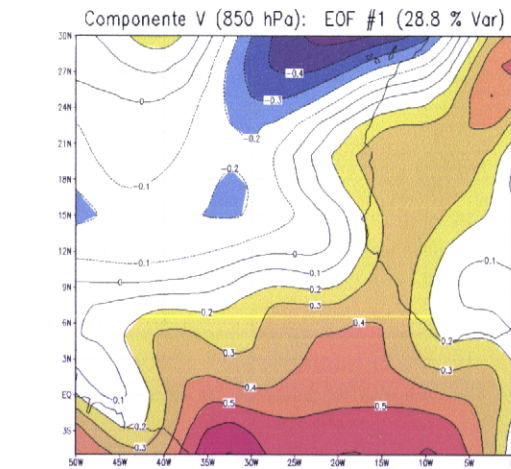


Figura 129: - Séries temporais associada à EOF 1 (cor azul) e EOF 2 (cor vermelha) da componente meridional do vento à superfície (1980-2000)

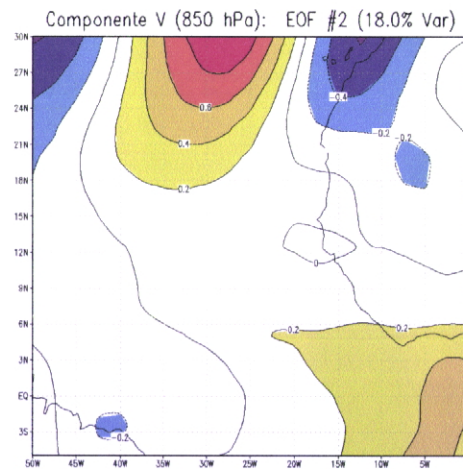
O padrão de variabilidade da EOF 2 (17,2%) é dominado por núcleos fracos, positivos sobre a região dos alísios do NE e negativos entre as latitudes 15°N e 3°S (Figura 128), o que sugere uma associação com a variabilidade da alta subtropical dos Açores. Este sinal é mais evidente nos anos 1993-95.



GADS: COLA/NEZ

2003-12-10-21:40

Figura 130: - EOF 1 - Modos dominantes de variabilidade da componente meridional do vento no nível de 850 hPa (1980-2000) - (Área reduzida)



GADS: COLA/NEZ

2003-12-10-21:40

Figura 131: - EOF 2 - Padrões dominantes da variabilidade da componente meridional no nível de 850 hPa (1980-2000) - (Área reduzida)

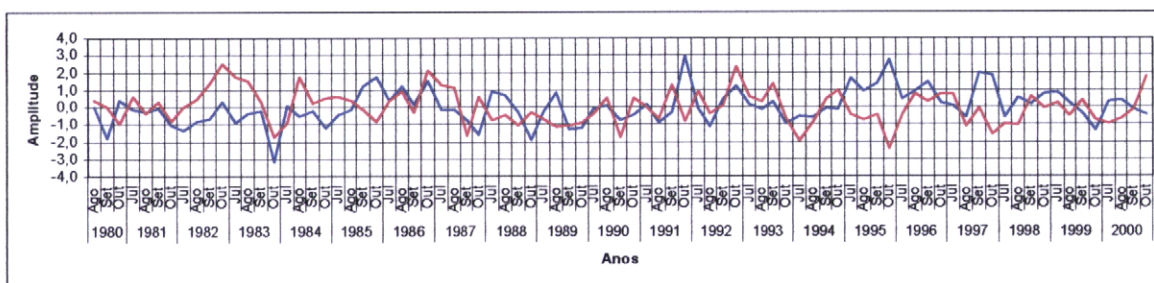
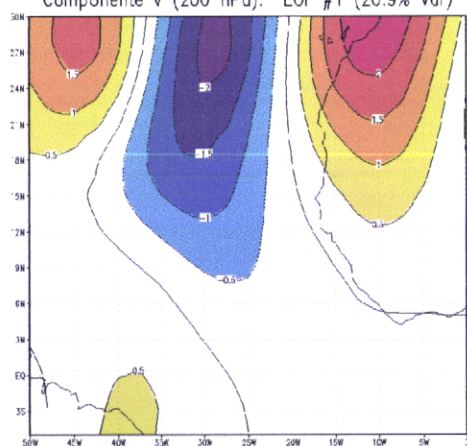


Figura 132. - Séries temporais associadas à EOF 1 (cor azul) e EOF 2 (cor vermelha) da componente meridional do vento - 850 hPa (1980-2000)

As EOF 1 e 2 da componente meridional no nível dos 850 hPa explicam cerca de 46,8% da variância total (Figuras 130 e 131). Os modos de variabilidade dominantes apresentados pela EOF 1 (28,8%) são explicados segundo núcleos positivos sobre todo o Atlântico a sul de 8°N e sobre a costa ocidental africana. Nota-se a existência de um núcleo de anomalias negativas sobre a região das Canárias, estendendo-se para o Atlântico oriental norte. Essa relação inversa é mais evidente nos anos de 1983, 1992 e 1995.

Na EOF 2 (18,0%) nota-se a existência de um trem de ondas a norte, sinônimo da possível influência das latitudes mais elevadas. Esta influência é mais evidenciada pelos coeficientes associados, correspondentes aos anos de 1982-83 e 1992-93.

Componente V (200 hPa): EOF #1 (20.9% Var)

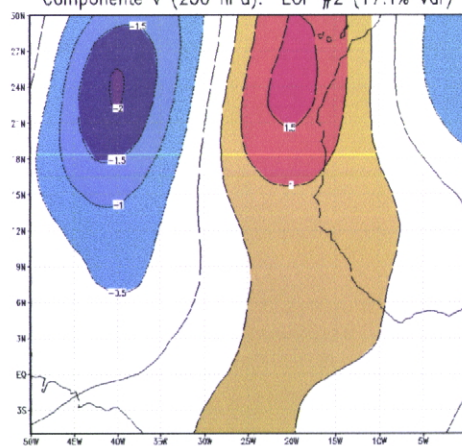


GMES: CO_4/DES

2003- 2-10-2:40

Figura 133: - Modos dominantes de variabilidade correspondentes à EOF 1 dos ventos meridionais no nível de 200 hPa (1980-2000) - (Área reduzida)

Componente V (200 hPa): EOF #2 (17.1% Var)



GMES: CO_4/DES

2003- 2-10-2:40

Figura 134: - Padrões de variabilidade dominante na EOF 2 da componente meridional do vento no nível de 200 hPa (1980-2000) - (Área reduzida)

As EOF 1 e 2 da componente meridional do nível de 200 hPa apresentam modos dominantes que

explicam 38,0% da variância. Os dois modos dominantes de variabilidade também apresentam estruturas de trens de ondas, como evidência da possível existência de influências de sistemas ondulatórios das latitudes médias e altas (Figura 133 e 134). Os sinais mais fortes (ver gráfico da Figura 135) correspondem aos anos de 1980 e 1897-88, para a EOF 1, que contribui para 20,9% da variância explicada, e 1994-95 1996-97 para a EOF 2, que contribui para 17,1%.

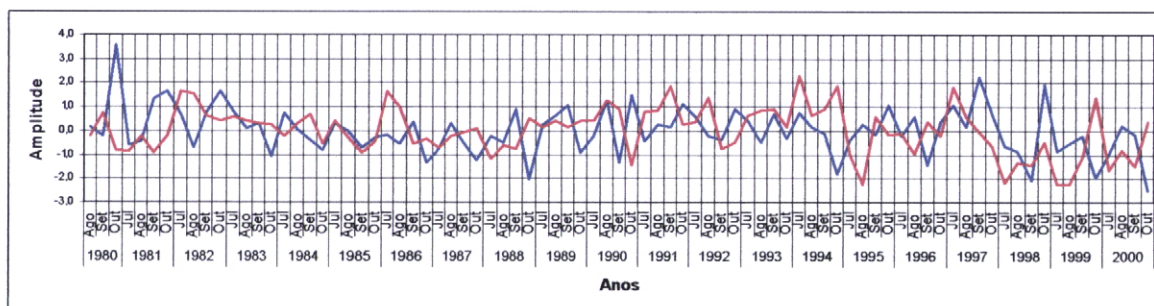


Figura 135: - Séries temporais associadas à EOF 1 (cor azul) e EOF 2 (cor vermelha) da componente meridional do vento - 200 hPa (1980-2000)

Capítulo 6

6. Conclusões, expectativas e sugestões

A variabilidade sazonal da precipitação

A variabilidade sazonal da precipitação na região de Cabo Verde está condicionada primeiramente pela localização atlântica do arquipélago, numa região permanentemente influenciada pela alta subtropical dos Açores que controla a oscilação sazonal dos alísios de influência marítima - os alísios marítimos, e de característica continental - os alísios continentais. Nos meses secos, os alísios do NE são mais intensos e provenientes do continente. Durante a época chuvosa, são mais paralelos à costa ocidental africana, transformando-se em alísios marítimos. Um segundo factor de destaque é o movimento oscilatório da ZCIT. Com a migração da alta dos Açores para o norte e a intensificação da alta subtropical de Santa Helena, os ventos do sudeste advectam ar húmido sobre o arquipélago. Esta época é caracterizada pela penetração das monções sobre o continente africano e pela passagem de sistemas de leste em direcção ao Atlântico.

A região de Cabo Verde é caracterizada por um regime de precipitação que se pode considerar simples: uma estação chuvosa de Julho a Outubro, durante a qual se verifica a queda da maior fracção da precipitação da região, e uma época seca, mais prolongada, entre os meses de Novembro e Junho, durante a qual a precipitação é mais escassa e só aparece entre Dezembro e Fevereiro, período correspondente à inverno, pela advecção de ar frio das latitudes altas e médias sobre as ilhas. Verifica-se que todas as estações suportam essa definição, por apresentarem características semelhantes na duração temporal da precipitação.

As TSM

Os resultados obtidos das análises para a determinação dos padrões dominantes da variância dos campos identificaram para a TSM sobre o Atlântico um padrão espacial a norte, com centros de acção de sinais contrários, que sugere uma associação com a Oscilação do Atlântico Norte, e outro sobre o equador, que pode eventualmente corresponder à transferência de calor através do equador. A maior variabilidade foi, porém, identificada sobre a costa oriental do Pacífico, o que sugere uma acção da

influência do fenômeno El Niño, desfazado em relação ao Atlântico. Enquanto que na EOF 1 nota-se também uma relação inversa entre o norte e o sul do Atlântico, na EOF 2 predomina um único modo de variabilidade. As componentes principais associadas mostram uma mistura de flutuações interanuais e é mais evidente nos anos 1982-83 e 1997-98.

A ROL

O padrão da EOF 1 da ROL é dominado basicamente por uma bipolarização de núcleos, com sinal positivo sobre a América central e negativo sobre a América do Sul e América do Norte, e uma variabilidade dominante sobre o Atlântico, com maior amplitude nos anos de 1983 e 1995. A influência da ZCIT é sugerida com particular evidência por um sinal positivo na EOF 2, reforçada pelos resultados da EOF 3. Por outro lado, evidencia-se a relação inversa existente entre o Atlântico central norte e o Brasil, por um lado, e a costa ocidental africana, por outro. Na EOF 3 foi identificado a influência da região norte da América do Sul e do caminho das tempestades tropicais sobre o Atlântico, numa relação inversa com a costa oriental do Pacífico.

A componente zonal do vento

Os resultados correspondentes à componente zonal do vento mostram um padrão único na EOF 1 dominado por uma bipolarização, com centros de acção sobre o Atlântico central e norte, com menor variabilidade a sul dos 20°N, o que pode ser analisado como uma relevação da influência da componente zonal da alta subtropical dos Açores sobre quase toda a região do hemisfério norte. Este resultado é confirmado pela EOF 2, que apresenta padrão semelhante, mas com centros de acção mais intensos estendendo-se diagonalmente entre os Estados Unidos e o noroeste da Europa ocidental. As maiores amplitudes das oscilações correspondem aos anos 1983, 1986, 1989, 1992-93 e 1995 e 1997-98. Comparando os padrões de variabilidade, pode-se verificar que existem grandes semelhanças entre os modos dominantes da EOF 1 da componente zonal correspondente ao nível 850 hPa e os da EOF 1 observado à superfície. No entanto, no nível 850 hPa o padrão parece sugerir a influência do jato nos baixos níveis sobre a África ocidental, prolongando-se para o Atlântico oriental, sobre a região de Cabo Verde. A maior variabilidade, com anomalias positivas verificadas a norte da latitude de 40°N e anomalias negativas a oeste das Canárias, tende a reforçar a ideia da existência de uma forte influência da alta dos Açores sobre o Atlântico. A variabilidade da alta subtropical dos Açores parece existir como factor regulador da intensidade dos ventos zonais sobre a região do arquipélago. Pelos modos dominantes da EOF 2, identifica-se uma relação inversa entre os ventos zonais na região equatorial

norte, com mais ênfase para a região do caminho das tempestades tropicais, e sobre o Atlântico norte. Nota-se a existência de variabilidades de baixa frequência, com valores negativos de 1980 a 1987 e valores positivos na maior parte do período entre 1995 a 2000, na série associada à EOF 2. No entanto, pelos padrões de variabilidade da EOF 2 nota-se que essa variabilidade interanual é menor sobre a região de Cabo Verde. Através da EOF 1 da componente zonal nos 200 hPa, pode-se identificar o padrão de variabilidade que pode ser associado ao jato subtropical sobre o Atlântico norte e a existência de uma região sobre o Atlântico tropical sul também com grande variabilidade, sugerindo uma maior intensidade dos ventos tropicais em altitude. Este padrão indica maior variabilidade sobre essa região em relação às latitudes médias, sobre o Atlântico norte. As amplitudes das oscilações associadas apresentam sinais mais fortes nos anos 1986, 1988, 1995, 1997 e 1999. Na EOF 2, o padrão dominante sugere a existência de uma variabilidade zonal do jato subtropical, com sinais de maior amplitude nos anos de 1983, 1992, 1987, ou seja, anos El Niño. Ambas as EOF 1 e 2 apresentam padrões semelhantes, com centros de acção mais organizados sobre o Atlântico.

A componente meridional do vento

Os resultados de ambas as EOF 1 e 2 da componente meridional do vento sugerem uma associação com a variabilidade dos vales e das cristas, ou seja, das anomalias à superfície. Nas variações temporais dos autovalores associados notamos a variabilidade interanual, bem como a existência de oscilações de baixa frequência, com maiores amplitudes associadas aos anos de 1987-1988, 1992, 1995, 1996 e 1998. Pelos resultados deste estudo, identifica-se pelas EOF a configuração de trem de ondas, sugerindo uma inter-relação com as oscilações periódicas da circulação das latitudes médias e altas, associadas à variabilidade do campo médio resultante da passagem de sistemas sinópticos como modos dominantes dos campos nos níveis de 850 hPa e 200 hPa, quer sobre o oceano, quer sobre o Atlântico norte e a Europa. Nesses níveis, as latitudes mais baixas apresentam menor variabilidade interanual.

Zooming in

Numa tentativa de excluir os fenómenos dominantes a grande escala, procedeu-se à redução da área de estudo. Uma vez identificados os novos padrões de variabilidade dominantes, nota-se, porém, uma certa semelhança entre os resultados obtidos e as análises EOF anteriores.

A TSM

Na EOF 1 das TSM, verifica-se que o padrão de variabilidade é dominado por anomalias positivas sobre todo a região, com um núcleo localizado no Golfo da Guiné e outro mais intenso sobre a região dos alísios. A região a sul de Cabo Verde mostrou ser de menor variabilidade. A EOF 2 mostra uma relação inversa entre a região norte e sul do Atlântico, ligeiramente com maior variabilidade a sul.

A ROL

A ROL pelo seu lado apresenta uma relação inversa entre a África ocidental e a região oceânica a ocidente de Cabo Verde, na EOF 1. Verifica-se que na EOF 2 o padrão é dominado por anomalias positivas sobre a região oceânica, com centro de acção de maior variabilidade a sudoeste do arquipélago de Cabo Verde, seguindo o caminho das tempestades tropicais do Atlântico. Os modos dominantes da EOF 3 sugeriram a existência da influência da ZCIT, através do núcleo localizado entre o equador e os 9ºN.

A componente zonal do vento à superfície

Na EOF 1 da componente zonal do vento à superfície verifica-se uma relação inversa entre os ventos da região do arquipélago e os do Atlântico norte. Este padrão sugere a influência exercida pela variabilidade interanual do anticiclone subtropical dos Açores sobre as ilhas, mais evidenciada pela amplitude dos sinais correspondentes aos anos de 1993 e 1995. O padrão dominante da EOF 2 é dominado por um centro de acção de grande variabilidade a sudoeste do arquipélago, que pode ser associado com a existência de ventos mais intensos sobre essa região, com sinais de maior amplitude relativos aos 1983, 1990, 1992, 1993 e 1998.

A componente zonal do vento no nível 850 hPa

Verifica-se do mesmo modo na EOF 1 da componente zonal nos 850 hPa uma relação inversa entre a região a norte e a sul do arquipélago, com anomalias positivas a norte e negativas a sul, sugerindo uma associação do a variabilidade dos anticiclones subtropicais, com sinal mais forte nos anos de 1992 e 1997. Já no padrão da EOF 2 evidencia-se a possibilidade de uma maior influência da variabilidade do anticiclone dos Açores, com maior intensidade nos anos 1987, 1993, 1997 e 1998. A EOF 1 do campo zonal apresenta um variabilidade dominada basicamente por um centro de acção com um núcleo negativo sobre a região de Cabo Verde e outro mais intenso sobre a região equatorial, com sinal mais

forte nos anos 1990-91. Na EOF 2 verifica-se que a localização do núcleo mais forte inverte-se para a região norte do Atlântico, o que pode estar associado à variabilidade das correntes subtropicais.

A componente meridional do vento à superfície

Na EOF 1 da componente meridional à superfície, a maior variabilidade na região dos alísios do NE sugere uma intensificação da circulação na região oriental e sudeste do anticiclone subtropical dos Açores. Padrão semelhante foi identificado sobre a região do Golfo da Guiné. Nota-se que este sinal é mais forte entre os anos 1985-88, 1991-93 e 1995-97. A EOF 2 confirma os resultados ao apresentar uma maior variabilidade na região dos alísios do NE, com sinal mais evidente nos anos 1993-95.

A componente meridional do vento no nível 850 hPa

A EOF 1 da componente meridional no nível dos 850 hPa apresenta modos dominantes numa relação inversa entre o Atlântico norte e o Atlântico sul, sugerindo uma associação com a variabilidade das altas subtropicais, com maior intensidade a norte. As maiores amplitudes foram associadas aos anos de 1983, 1992 e 1995. Na EOF 2 reaparece a figura de trem de ondas a norte, próprio da movimentação de fenómenos oscilatórios, com sinal de maior magnitude nos anos de 1982-83 e 1992-93.

A componente meridional do vento no nível 200 hPa

Os modos dominantes de variabilidade nas EOF 1 e 2 da componente meridional do nível de 200 hPa apresentam também estruturas de trem de ondas, sugerindo como evidência a influência de sistemas ondulatórios das latitudes médias e altas, com sinais mais fortes correspondentes aos anos de 1980 e 1997-98 (EOF 1) e 1994-95 e 1996-97 (EOF 2).

As análises dos resultados obtidos sugerem a *El Niño Southern Oscillation* como uma das influências remotas importantes para a região de Cabo Verde. Nota-se que durante os episódios de *El Niño* a região do arquipélago é afectada por anomalias negativas na precipitação. Por outro lado, um outro factor relevante na variabilidade da precipitação é o aparecimento de anomalias negativas na temperatura do mar no Atlântico tropical norte, na sequência do aparecimento de alísios do nordeste mais intensos, o que reduz a convecção sobre as ilhas, facto que pode indicar uma eventual ligação

entre o ENSO e a variabilidade dos alísios do nordeste no Atlântico. Pelo contrário, o inverso acontece com as anomalias positivas na temperatura da superfície do mar.

Realiza-se que o vento zonal à superfície é normalmente mais forte na região entre a parte ocidental de Cabo Verde e a costa ocidental da África. No entanto, durante os anos chuvosos o escoamento zonal é menos intenso na região. Quando os ventos zonais são mais fortes na região das Canárias as precipitações são mais baixas e, conseqüentemente, durante esse período o fluxo é mais de leste. Os resultados encontrados sugerem que a componente meridional do vento é o factor de maior relevância para a variabilidade da precipitação sobre as ilhas. Quando a componente meridional do norte à superfície é muito mais forte que a do sul, a convergência tem lugar mais a sul, facto que reduz o deslocamento da ZCIT para o norte, causando anomalias de precipitação sobre as ilhas. Por outro lado, quando os ventos meridionais apresentam a mesma intensidade ou a componente sul é mais intensa, o ano regista valores de precipitação mais elevados. A precipitação sobre as ilhas também apresenta uma correlação positiva com os ventos meridionais sobre o nordeste do Brasil e sobre o litoral oriental dos Estados Unidos.

As correlações entre a variabilidade da precipitação sobre as ilhas e a ROL são altas e de sinal negativo sobre o arquipélago, confirmando assim os resultados que se deveria esperar. Nota-se a existência de correlações positivas entre a precipitação sobre as ilhas e a ROL sobre a região litoral norte da América do Sul.

Constata-se que os valores mais elevados da precipitação sobre Cabo Verde apresentam uma correspondência com a intensificação da componente zonal dos ventos no nível de 850 hPa, mais evidente sobre a região a sul do arquipélago estendendo-se sobre o caminho das tempestades do Atlântico, e com a redução da intensidade a norte e noroeste do arquipélago. No nível de 200 hPa, essa relação está mais relacionada com o jato tropical, mais intenso sobre o continente africano e sobre a região litoral norte da América do Sul, e subtropical norte e a escoamentos menos intensos sobre o Atlântico central, a norte e sul do equador.

Quanto à componente meridional no nível de 850 hPa, os valores de precipitação mais elevados estão relacionados com o aumento da intensidade dos ventos sobre a região de Cabo Verde e sobre a região equatorial e menos intensos na região dos alísios, na região ao norte e a ocidente do arquipélago de Cabo Verde. No que concerne à componente no nível 200 hPa, as maiores quantidades de precipitação estão directamente relacionadas com uma redução do escoamento meridional sobre a África ocidental

e a região equatorial e uma intensificação dos ventos meridionais sobre a região de Cabo Verde e sobre toda a região norte e noroeste da América do Sul.

Expectativas e sugestões:

Este estudo de modo algum pôde 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 que não seja restrita à precipitação e numa tentativa de uma explicação para o diagnóstico feito, propõe-se as seguintes sugestões que poderão eventualmente dar sequência a este trabalho:

- O alargamento do período de anos definidos para este estudo, de modo a se determinar as variabilidades decadais;
- Uma maior abrangência extensiva a todas as outras estações de superfície de Cabo Verde não incluídas e que contenham séries longas;
- A inclusão de análises de diversos outros parâmetros atmosféricos, com sendo a pressão à superfície e a altura geopotencial;
- A análise dos campos do vento nos diversos níveis, bem como a análise do cisalhamento vertical do vento na região, nas diversas épocas do ano;
- O estudo do fluxo de humidade sobre a região do arquipélago nas três épocas do ano definidas por este estudo;
- A determinação do fluxo de calor na costa ocidental africana, mais particularmente sobre o arquipélago, nos últimos anos;
- A aplicação de outros métodos e técnicas de análise de variabilidade climática;
- Análise de resultados de modelos atmosféricos e comparação com as análises observacionais sobre a região;
- Procurar estabelecer correlações entre a precipitação e diversos índices climáticos, como o El Niño e a Oscilação do Atlântico Norte;
- Investigar as possíveis influências da propagação das anomalias do Pacífico na precipitação sobre a região de Cabo Verde e da costa ocidental da África pela geração e manutenção de anomalias nos ventos troposféricos equatoriais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

- Acheampong, P.K., 1982: Rainfall anomaly along the coast of Ghana – its nature and causes, *Geog. Ann.*, **64A** (3-4), 199-211.
- Alves, Luís Monteiro, 1986a: Condições climáticas de Cabo Verde: seu reflexo na produção agrícola de sequeiro. *Revista de Investigação Agrária*, série A, **2**, pp. 21-23.
- Amaral, Ilídio do, 1964: Santiago de Cabo Verde. A Terra e os Homens. Lisboa, Junta de Investigações do Ultramar, 444 p., il. (Memórias, 2ª série; 48).
- 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.
- Bakun, A., 1978: Guinea Current Upwelling. *Nature*, **271**, 147-150.
- Carton, J. A. and B. Huang, 1994: Warm events in the tropical Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 888-903.
- Carton, J. A., X. Cao, B. S. Giese and A. M. da Silva, 1996: Decadal and interannual sst variability in the tropical Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 1165-1175.
- Carvalho, Renato A. C., 1973: Meteorological conditions in the Cape Verde Islands. Lisboa, Serviço Meteorológico Nacional, 60 p. (polic.).
- Cayan, D. R., 1992: Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: driving the sea surface temperatures. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 859-881.
- Chang P., R. Saravanan, L. Ji, and G. C. Hegerl, 2000: The effect of local sea surface temperatures on atmospheric circulation over the tropical Atlantic sector. *J. Climate*, **13**, 2195-2216.
- Chang, P., 1998: Unusual tropical Atlantic Ocean temperatures cause climate swings in Brazil and West Africa. *Quarterdeck*, **2**.
- 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.
- Chang, P., R. Saravanan, Link Ji, and G. C. Hegerl, 2000: The Effect of Local Sea Surface Temperatures on Atmospheric Circulation over the Tropical Atlantic Sector. *J. Climate*, **13**, 2195–2216.
- Charney, J. G., P. H. Stone, and W. J. Quirk, 1975: Drought in the Sahara: A biogeophysical feedback mechanism. *Science*, **187**, 434-435.
- 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.
- Charre, 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.
- Correia, E., 1996: Contribuições para o conhecimento do clima de Cabo Verde. *Garcia de Orta, Série de Geografia*, **15** (2), pp. 81-107.
- Correia, Ezequiel, Gonçalves, António & AMARAL, Ilídio do, 1995: *Bibliografia Geográfica de Cabo Verde*. 1.º vol. Lisboa, Instituto de Investigação Científica Tropical, 173 p. (Comunicações, Série de Ciências da Terra, 5).
- Cunha, Fernando Reis, 1960a: A variabilidade da precipitação na ilha de Santiago (Cabo Verde). *Garcia de Orta*, Lisboa, **8** (4), pp. 887-899.
- Cunnington, W. H., Rowntree P. R., 1986 : Simulations of the Saharan atmosphere. Dependence on moisture and albedo. *Quart. Jour. Roy. Soc.*, **112**, 971-999.
- 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.
- Czaja, A., P. van der Vaart, and J. Marshall, 2002: A Diagnostic Study of the Role of Remote Forcing in Tropical Atlantic Variability. *J. Climate*, **22**, 3280–3290.
- da Silva, A., A. C. Young, and S. Levitus, 1994: Atlas of surface marine data 1994, volume 1.: Algorithms and

procedures. Tech. Rep. 6, U.S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS.

Davis, R. E., Bruce P. Hayden, David A. Gay, William L. Phillips, and Gregory V. Jones, 1997: The North Atlantic Subtropical Anticyclone. *J. Climate*, **4**, 728–744.

Debois, 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.

Delecluse, P., J. Servain, C. Levy, K. Arpe, L. Bengtsson, 1994: On the connection between the 1984 Atlantic warm event and the 1982-1983 ENSO. *Tellus A*, **46**, 448-464.

Déqué, M., and J. Servain, 1989: Teleconnections between Tropical Atlantic Sea Surface Temperatures and Midlatitude 50 kPa Heights during 1964–1986. *J. Climate*, **9**, 929–945.

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, 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.

Dima, M., Norel Rimbu, Sabina Stefan, and Ioana Dima, 2001: Quasi-Decadal Variability in the Atlantic Basin Involving Tropics–Midlatitudes and Ocean–Atmosphere Interactions. *J. Climate*, **5**, 823–832.

Dommenget, D., and Mojjib Latif, 2000: Interannual to Decadal Variability in the Tropical Atlantic. *J. Climate*, **4**, 777–792.

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. P., 1989: Convection over tropical Africa and Atlantic Ocean during northern summer. Pat I: Interannual and diurnal variations. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 292-406.

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

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

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

Eltahir, E. A. B., and Culling Gong, 1996: Dynamics of Wet and Dry Years in West Africa, *J. Climate*. **5**, 1030–1042.

Enfield, D. B., and D. A. Mayer, 1997: Tropical Atlantic SST variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **102 C1**, 929-945.

Ferreira, Denise de Brum, 1987: La crise climatique actuelle dans l'archipel du Cap Vert. Quelques aspects du problème dans l'île de Santiago. *Finisterra*, **XXII** (43), 113-152.

Ferreira, Denise de Brum, 1989: Le climat de l'Atlantique Oriental des Açores aux îles du Cap Vert. Paris, Université de Paris-Sorbonne, 1657 p. (these de Doctorat d'État).

Ferreira, H. Amorim, 1966: Esboço histórico das actividades meteorológicas nos territórios portugueses de África. Lisboa, Serviço Meteorológico Nacional, 32 p. (dact.) (Memórias do SMN, RT 897/Mem. 207).

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

Fonseca, Humberto Duarte, 1967: Contribuição para o conhecimento da evolução climática da região circun-cabo-verdiana. *Geographica*, **3** (11), pp. 73-82.

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

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

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.

Garcia-H, R., D. Gallego, E. Hernández, L. Gimeno, and P. Ribera, 2001: Influence of the North Atlantic

Oscillation on the Canary Islands Precipitation. *Journal of Climate*, **14**, 3889-3903.

Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat induced tropical circulation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **106**, 447-462.

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.

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.

Hastenrath, S., 2000: Interannual and longer term variability of upper-air circulation over the tropical Atlantic and West Africa in boreal summer. *Int. J. Clim*, **20 (12)**, 1415-1430.

Houze 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.

Janowiak, John E., 1998: An Investigation of Interannual Rainfall Variability in Africa. *J. Climate*, **3**, 240-255.

Kandel, R., Courel, M. F., 1984 : Le Sahel est t-il responsable de sa secheresse? *La Recherche*, **158**, 1152-1154.

Kaplan, A., Y. Kushnir, M. A. Cane, and M. B. Blumenthal, 1997: Analysis for historical data sets: 136 years of Atlantic sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research, Oceans*, **102**, 27,835-27,869.

Kidson, J. W., 1977: African rainfall and its relation to the upper air circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **103**,

441-456.

Kim, Kwang-Y, and Gerald R. North 1999: EOF-Based Linear Prediction Algorithm: Examples. *J. Climate*, 7, 2076–2092.

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

Landsea, C.W. and W.M. Gray, 1992: The strong association between Western Sahelian monsoon rainfall and intense Atlantic hurricanes. *J. Climate*, 5, 435-453.

Leroux, M., 1983: *The Climate of Topical Africa*, Editions CHAMPION, Paris, 633 pp.

Li, T., and S. G. H. Philander, 1997: On the Seasonal Cycle of the Equatorial Atlantic Ocean. *J. Climate*, 4, 813–817.

Lindzen, R. S., and S. Nigam, 1987: On the role of sea surface temperature gradients in forcing low level winds and convergence in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2418-2436.

Lorenz, E. N., 1956: Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. *Sci. Rep. No. 1, Statistical Forecasting Project*, M.I.T., Cambridge, MA, 48 pp.

Martin, D. W., and A. J. Schreiner, 1981: Characteristics of West African and east Atlantic cloud clusters: A survey from GATE. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1671-1688.

Mehta, V. M., 1998: Variability of the Tropical Ocean Surface Temperatures at Decadal–Multidecadal Timescales. Part I: The Atlantic Ocean. *J. Climate*, 9, 2351–2375.

Mitchell, T. P., and J. M. Wallace, 1992: The annual cycle in equatorial convection and sea-surface temperature. *J. Climate*, 5, 1140-1156.

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

Moura, A. D., and J. Shukla, 1981: On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 38, 2653-2675.

- Murakami, T., 1998: Intraseasonal Atmospheric Teleconnection Patterns during the Northern Hemisphere Winter. *J. Climate*, **2**, 117-131.
- 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.
- Olivry, J. C., 1981: Estudo das Precipitações em São Nicolau (República das Ilhas de Cabo Verde). Bondy, ORSTOM, 55 p.
- 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.
- Oort, A., 1983: Global atmospheric circulation statistics, 1958-1973. *NOAA Professional Paper*, **14**, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.
- 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.
- Peixoto, J.P. e Abraham H. Oort, 1991: *Physics of Climate*, American Institute of Physics, New York, 520 pp.
- Peng, S., and John Fyfe, 1996: The Coupled Patterns between Sea Level Pressure and Sea Surface Temperature in the Midlatitude North Atlantic. *J. Climate*, **8**, 1824-1839.

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

Philander S. G. H., and R. C. Pacanowski, 1981: The oceanic response to cross-equatorial winds (with application to coastal upwelling in low latitudes). *Tellus*, **33**, 201-210.

Philander S. G. H., D. Gu, D. Halpern, G. Lambert, N. C. Lau, T. Li, and R. C. Pacanowski, 1996: Why the ITCZ is mostly north of the equator. *J. Climate*, **9**, 2958-2972.

Philander, S. G. H., 1986: Unusual conditions in the Atlantic Ocean in 1984. *Nature*, **322**, 236-238.

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

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

Randall, David A., (2003): Empirical Orthogonal Functions, selected notes. *Department of Atmospheric Science Colorado State University, Fort Collins*. 4pp.

Reed, R. J., and D. C. Norquist, and E. E. Recker, 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during phase III of GATE, *Mon. Weather Rev.*, **105**, 317-333, 1977.

Reed, R. J., and K. D. Jaffe, 1981: Diurnal variation of summer convection over West Africa and tropical eastern Atlantic during 1974 and 1978. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2527-2434.

Ribeiro, Orlando, 1954: A Ilha do Fogo e as Suas Erupções. Lisboa, Junta de Investigações do Ultramar, 319 p. (Memórias, série Geográfica).

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.

- Rowell, D. P., and James R. Milford, 1993: On the Generation of African Squall Lines. *J. Climate*, **6**, 1181–1193.
- Ruiz-Barradas, A., James A. Carton, and Sumant Nigam, 2000: Structure of Interannual-to-Decadal Climate Variability in the Tropical Atlantic Sector. *J. Climate*, **18**, 3285–3297.
- Saravanan, R., and P. Chang, 2000: Interaction between tropical Atlantic variability and El Niño-Southern Oscillation. *J. Climate*, submitted.
- Seager, R., Y. Kushnir, P. Chang, N. Naik, J. Miller, and W. Hazeleger, 2000: Looking for the role of the ocean in tropical Atlantic decadal variability. *J. Climate*, submitted.
- Selten, F. M., R. J. Haarsma, and J. D. Opsteegh, 1999: On the Mechanism of North Atlantic Decadal Variability. *J. Climate*, **7**, 1956–1973.
- Shang-Ping Xie, 1999: A Dynamic Ocean–Atmosphere Model of the Tropical Atlantic Decadal Variability. *J. Climate*, **1**, 64–70.
- Shapiro, L. J., and Stanley B. Goldenberg, 1993: Intraseasonal Oscillations over the Atlantic. *J. Climate*, **4**, 677–699.
- Shapiro, L.J., and S.B. Goldenberg, 1997: Intraseasonal oscillations over the Atlantic. *Journal of Climate*, **6** (4), 677-699.
- Silva, Rui, 1981: Analyse des précipitations mensuelles pour six stations pluviométriques de l'île de Santiago. Praia, Ministério do Desenvolvimento Rural, 6 + 15 p. (Programme Agrhymet, Note Technique 1).
- SMN, 1968: Climatologia Aeronáutica de Portugal: Aeroporto do Sal. Lisboa, Serviço Meteorológico Nacional, 39 p. (Climatologia Aeronáutica de Portugal, fascículo II).
- 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.
- Sutton, R. T., S. P. Jewson, and D. P. Rowell, 2000: The elements of climate variability in the tropical Atlantic region. *J. Climate*, **13**, 3261-3284.
- Tapsoba, Dominique, 1997: Caractérisation événementielle des régimes pluviométriques Ouest Africains et leur récent changement. Paris. Université de Paris-XI (ORSAY). (Thèse de doctorat).

- Toure, Y. M., Balaji Rajagopalan, and Yochanan Kushnir 1999: Dominant Patterns of Climate Variability in the Atlantic Ocean during the Last 136 Years. *J. Climate*, **8**, 2285–2299.
- van den Dool, H. M., S. Saha, and Å. Johansson, 2000: Empirical Orthogonal Teleconnections. *J. Climate*, **8**, 1421–1435.
- Venzke, S., M. R. Allen, R. T. Sutton, and D. P. Rowell, 1999: The atmospheric response over the North Atlantic to decadal changes in sea surface temperature. *J. Climate*, **12**, 2560–2582.
- Venegas, Silvia A. (2001). *Statistical Methods for Signal Detection in Climate*. Danish Center for Earth System Science, University of Copenhagen, DCESS Report #2.
- 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.
- Wagner, R. G., 1996: Mechanisms Controlling Variability of the Interhemispheric Sea Surface Temperature Gradient in the Tropical Atlantic. *J. Climate*, **9**, 2010–2019.
- Wallace, J. M., Yuan Zhang, and Louis Bajuk, 1996: Interpretation of Interdecadal Trends in Northern Hemisphere Surface Air Temperature. *J. Climate*, **2**, 249–259.
- 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.

Apêndice A

O método das correlações de Pearson

Quando se estuda a relação entre duas variáveis X e Y , introduz-se um novo conceito que é a covariância. Através da covariância chegamos ao coeficiente de correlação que mede o grau de associação “linear” entre duas variáveis aleatórias, X e Y . Assim, o coeficiente de correlação de Pearson, ou simplesmente a correlação de Pearson, pode ser visto como essa medida do grau de relacionamento linear.

Foi o matemático inglês *Karl Pearson* (1857-1936) quem desenvolveu a fórmula matemática para se determinar esse grau de relacionamento. Na representação do coeficiente de correlação é utilizado o símbolo r , que vem da primeira letra do termo “regressão”.

a) Propriedades da correlação de *Pearson*

Como toda a medida de relacionamento entre quaisquer variáveis tende a apresentar características próprias, o coeficiente de correlação de *Pearson* é definido pelas propriedades seguintes:

- i. O valor de r é um número adimensional;
- ii. O valor de r não depende da rotulação dos dados, ou seja, qual é X e qual é Y , mas simplesmente da associação linear entre as duas variáveis;
- iii. O r toma valores entre $-1 \leq r \leq 1$. O valor de r positivo significa que a associação linear é positiva, enquanto que valores negativos de r indicam um relacionamento linear negativo. O valor de $r = \pm 1$ só acontece quando todos os pontos do gráfico das variáveis se alinham exactamente sobre uma recta.

Embora dependa do tamanho da amostra, geralmente define-se valores de $|r| \geq 0.8$, de $0.5 < |r| < 0.8$ e de $|r| \leq 0.5$ como existência entre as variáveis de uma correlação forte, moderada e fraca, respectivamente. No que diz respeito aos campos globais, aceitam-se intervalos de valores geralmente muito menores. Valores de r próximos de zero é sinal de que não existe uma correlação entre as populações em análise.

b) Representação gráfica

Talvez a melhor maneira de compreender as variações de correlação seja através da representação dos valores de cada uma das variáveis num gráfico bidimensional, onde cada valor de X_i é relacionado com o respectivo valor de Y_i , ilustrado pela seguinte figura:

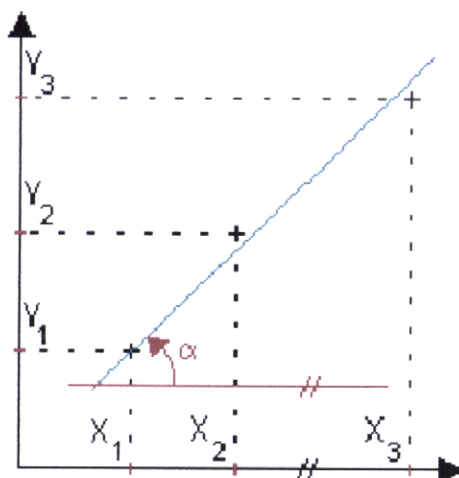


Figura a): Gráfico esquemático da representação da variável X com a variável Y

Pode-se ver que a reta diagonal que representa o melhor ajuste dos valores fornece informações bastante importantes sobre a correlação existente entre as duas variáveis. Quanto mais os pontos se aproximam desta reta, maior é o módulo da correlação. Quanto mais próximo o ângulo α for do ângulo de 45° , mais o coeficiente se aproxima de 1. Por outro lado, quanto mais perto estiver de 135° , mais se aproxima do valor de -1.

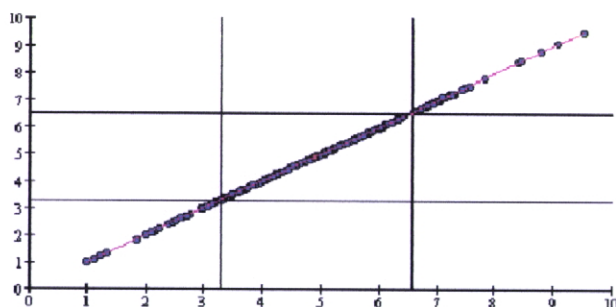


Figura b): Gráfico que ilustra uma circunstância em que as duas variáveis são positivamente correlacionadas

Este gráfico indica que os valores das componentes das duas variáveis são positivamente correlacionadas, o que significa que quando uns aumentam, os outros também aumentam e vice-versa.

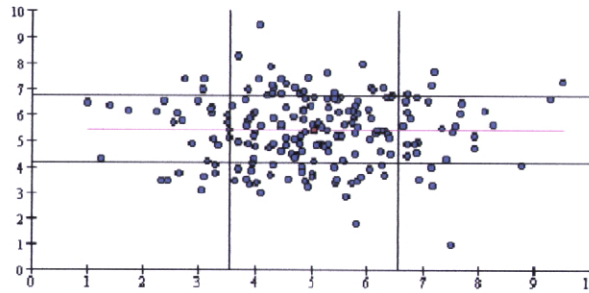


Figura c): Gráfico que ilustra uma circunstância em que as variáveis não são correlacionadas

O gráfico acima em que o coeficiente de correlação é igual a zero indica os casos em que existe uma total ausência de relacionamento linear entre as duas variáveis.

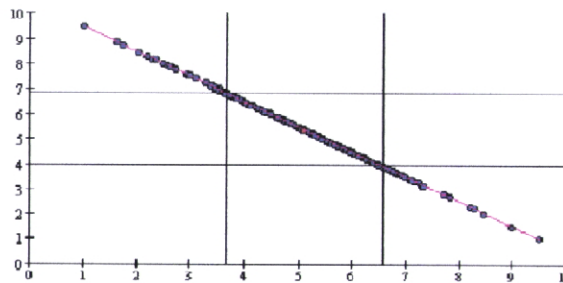


Figura d): Gráfico que ilustra quando as de variáveis apresenta correlações negativas

Este gráfico mostra um coeficiente de correlação de -1, indicador de que as duas variáveis são negativamente correlacionadas, ou seja, quando uma cresce a outra diminui.

c) A fórmula de correlação de *Pearson*

A fórmula matemática da correlação de *Pearson* toma formas diversas, muitas vezes complexas, como é o caso do exemplo seguinte:

$$r_{jk} = \frac{\sum_i^n X_{ij} X_{ik} - \frac{\sum_i^n X_{ij} \sum_i^n X_{ik}}{N}}{\left[\left(\sum_i^n X_{ij}^2 - \frac{\left(\sum_i^n X_{ij} \right)^2}{n} \right) \left(\sum_i^n X_{ik}^2 - \frac{\left(\sum_i^n X_{ik} \right)^2}{n} \right) \right]^{1/2}}$$

No entanto, a forma mais comum para a equação, onde X e Y representam as variáveis observadas e N é a dimensão da população, é:

$$r = \frac{\sum XY - \frac{\sum X \sum Y}{N}}{\sqrt{\left(\sum X^2 - \frac{(\sum X)^2}{N}\right)\left(\sum Y^2 - \frac{(\sum Y)^2}{N}\right)}}$$

que pode ser escrita de forma mais simples como

$$r = \frac{\sum (X - \bar{X})(Y - \bar{Y})}{\sqrt{\sum (X - \bar{X})^2 \sum (Y - \bar{Y})^2}}$$

Para determinar o nível de significância das correlações podem ser utilizar vários métodos, entre os quais o *t*-teste. Esse teste consiste num método estatístico que foi desenvolvido por "Student" (nome real: W. S. Gossett; 1876-1937) e permite analisar problemas associados a populações cujas médias calculadas e os desvios padrões, por simples hipótese, podem-se desviar dos valores reais.

Pode-se aplicar o *t*-teste conhecendo somente a média, o desvio padrão e o número real de cada população. Para duas populações tidas como independentes, a equação é a seguinte:

$$t = \frac{|\bar{X}_1 - \bar{X}_2|}{\sqrt{A * B}}$$

em que $A = (n_1 - n_2) / n_1 n_2$

e $B = [(n_1 - 1)\sigma_1^2 + (n_2 - 1)\sigma_2^2] / [n_1 + n_2 - 2]$,

onde \bar{X}_1 e \bar{X}_2 são as médias, σ_1 e σ_2 são os desvios padrões e n_1 e n_2 são as dimensões das populações. O numerador da fórmula é a diferença entre as médias e o denominador é a medida do erro experimental na combinação das duas populações. Neste trabalho, o teste foi executado utilizando o programa *Grid Analysis and Display System* (GrADS), o que permitiu que os intervalos de maior significância fossem coloridos.

Apêndice B

O método das Funções Ortogonais Empíricas

Quando os dados de um campo são resultados de várias observações de elementos climáticos torna-se difícil detectar e isolar os modos dominantes na variabilidade climática pela simples inspecção das séries temporais mapeadas. Para representar uma decomposição espaço-temporal que permita a identificação de diversos modos dominantes de variabilidade, utilizam-se muitas vezes as análises de funções ortogonais empíricas (EOF), conhecidas também por componentes principais (PC). Na revelação dos padrões de variabilidade, este método tende a reduzir o número de variáveis em algumas EOF, ou PC, que sejam independentes (ortogonais) e correlacionadas com as originais. As EOF são interpretadas como sendo factores empíricos relacionados com as propriedades do campo em análise. Para calcular a variabilidade total dos dados examinam-se os campos separadamente no espaço e no tempo. As análises obtidas fornecem uma série de autovectores e autovalores, que constituem uma colecção de sinais. Entre esses sinais os primeiros são dominantes, visto que explicam a maior parte da variabilidade, e são independentes. A partir da análise desses sinais, podem-se eventualmente estabelecer ciclos de variabilidade e relações entre fenómenos periódicos de baixa frequência que tendem a afectar o campo original. Com esse método tem-se de ter em consideração o facto de que, ao escolher um número elevado de EOF/PC, está-se a introduzir bastante ruído. Pelo contrário, se houver uma retenção de poucos, pode-se correr o risco de descartar informações importantes.

As Funções Ortogonais Empíricas (EOF) foram introduzidas por *Pearson* em 1901 para encontrar os padrões de correlação num conjunto de variáveis x_1, x_2, \dots, x_n , mas tornou-se mais popular em Meteorologia na dinâmica dos fluídos através de *Edward Lorenz* em 1956, que verificou que elas poderiam ser utilizadas na previsão estatística. As EOF passaram a ser utilizadas em Oceanografia a partir da década de setenta. O método das EOF tem por objecto a introdução de uma descrição compacta da variabilidade espacial e temporal de séries de dados em termos de funções ortogonais ou modos estatísticos. O termo “empírico” surge pelo facto das séries serem definidas pelas estruturas das suas covariâncias. Não existe nenhuma relação, senão meramente estatística, entre as EOF e o processo dinâmico (*Silvia A. Venegas, 2001*). Constituem simplesmente um método utilizado para dividir em partes a variância de séries temporais distribuídas espacialmente. No cálculo das EOF procede-se à construção de uma matriz de covariância da série de dados e depois faz-se a decomposição em autovalores e autovectores. Seguindo o contexto apresentado por *Randall (2003)*,

podemos considerar como exemplo a representação temporal de um número de variáveis meteorológicas, $p_m(t)$ de M estações, observadas N vezes, t_1, t_2, \dots, t_N . Se fizermos a expansão da expressão, obtemos a seguinte equação:

$$p(t_i) = \sum_{k=1}^M Y_{km} Q_k(t_i) . \quad (1)$$

Nesta equação Y_{km} representa as variáveis independentes do tempo, e as funções temporais $Q_k(t_i)$ são os coeficientes ou as amplitudes que, tal como as variáveis anteriores, não são conhecidas. Y_{km} é igual ao número total de estações, visto que contém informações espaciais. Por consequência, se a soma da equação (1) for calculada sobre todos os valores de Y_{km} , obtém-se o campo inicial. Se considerarmos um truncamento proveniente da discretização da série obtemos a seguinte equação:

$$p_m^K(t_i) = \sum_{k=1}^M Y_{km} Q_k + r_m^K(t_i), \quad (2)$$

em que, $K < M$, e r_m^K é o erro associado ao truncamento. Neste procedimento, deve-se escolher ambas as variáveis Y_{km} e $Q_k(t_i)$ de modo a que

$$R^K = \sum_{k=1}^M (r_m^K)^2 \quad (3)$$

possa ser minimizado para um certo valor de K . Segundo *Lorenz*, citado por *David A. Randall* (2003), R^K será minimizado se escolhermos Y_{km} e $Q_k(t_i)$ de tal modo que

$$\sum_{m=1}^M Y_{km} Y_{jm} = \delta_{kj} \equiv \begin{cases} 1 & \text{se } k = j \\ 0 & \text{se } k \neq j \end{cases} \quad (4)$$

condição que indica que as EOF são ortogonais no espaço e

$$N \overline{Q_k^* Q_j^*} = a_k \delta_{kj}, \quad (5)$$

onde $a_k \geq a_{k+1} \geq 0$. Nesta equação, δ_{kj} é a função delta de *Kronecker*. Na equação (5), $(\overline{\quad})$ é

uma média temporal e $(\quad)^*$ é o desvio da média temporal. A equação (5) indica que as amplitudes

das EOF são ortogonais no tempo. Para resolver a equação de Y_{km} e $Q_k(t)$, em primeiro lugar deve-se escolher, por exemplo, as matrizes P , P^* , Q e Q^* compostas por N linhas e M colunas, cujos elementos são $p_m(t_i)$, $p_m^*(t_i)$, $Q_k(t_i)$ e $Q_k^*(t_i)$, respectivamente. Se Y for uma matriz quadrada de ordem M com elementos Y_{kj} , então pode-se escrever abreviadamente a equação (1) acima como sendo

$$P = QY, \quad (6)$$

o que faz com que (4) e (5) passem a ser representados por

$$YY^T = I \quad (7)$$

e

$$Q^*TQ^* = D, \quad (8)$$

onde, $()^T$ é a transposta, I é a matriz identidade e D é uma matriz cujos elementos não diagonais desaparecem e os elementos diagonais são a_k/N , resultado de (5).

A partir de (6), nota-se que $Q = PY^T$ (9)

Pode-se então definir $A \equiv P^{*T} P^*$ (10)

de modo a que os elementos de A sejam proporcionais às covariâncias de $p_m(t_i)$. A partir da equação (6) temos que

$$P^{*T} P^* = (Q^* Y^*)^T (Q^* Y^*). \quad (11)$$

Utilizando as equações (7), (8), e (10) e (13), tem-se que

$$\begin{aligned} Y(P^{*T} P^*)Y^T &= Y[(Q^* Y^*)^T (Q^* Y^*)]Y^T \\ &= Q^{*T} Q^* \end{aligned}$$

$$= D \tag{12}$$

Utilizando (10) podemos escrever a equação seguinte:

$$YAY^T = D \tag{13}$$

A partir de (7) e (13), pode-se resolver para Y e D , visto que A é conhecido a partir da equação (10).

Uma vez conhecido Y , pode-se utilizar a equação (9) para encontrar Q .

Na prática, somente as primeiras EOF chegam para explicar a maior parte da variância do campo. Normalmente, as primeiras cinco EOF explicam cerca de 90% da variabilidade dos dados e são uma forma eficiente para a descrição do campo no seu todo. Se o campo for dominado por perturbações com propagação, verifica-se que os *autovalores* seguem quase que paralelamente faseados.

Apêndice C

Figura e): Mapa do arquipélago de Cabo Verde com a localização das estações do Aeroporto do Sal, de Cachaço, de Chão Bom, de Figueiral, de Galinheiro, de Mindelo e de Nova Sintra

