



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

INPE-5535-TDI/523

**CARACTERIZAÇÃO DOS MODOS PRINCIPAIS DE  
VARIABILIDADE DOS CAMPOS DE TSM NO ATLÂNTICO  
UTILIZANDO DADOS AVHRR**

Milton Kampel

Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, orientada  
pelo Dr. Marcio Luiz Vianna, aprovada em dezembro de 1993

INPE  
São José dos Campos  
1993

551.526

KAMPEL, M.

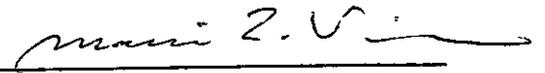
Caracterização dos modos principais de  
variabilidade dos campos de TSM no atlântico  
utilizando dados AVHRR / M. Kampel. -- São  
José dos Campos : INPE, 1993.

129p. -- (INPE-5535-TDI/523)

1. Temperatura da superfície do mar. 2.  
Bacia Atlântica. 3. AVHRR/NOAA. I. Título.

Aprovada pela Banca Examinadora  
em cumprimento a requisito exigido  
para a obtenção do Título de Mestre  
em Sensoriamento Remoto

Dr. Márcio Luiz Vianna



Orientador/Presidente

Dr. João Antonio Lorenzetti

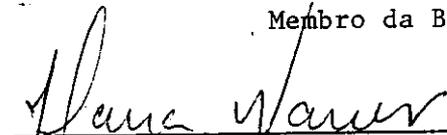


Membro da Banca

Dr. Clóvis Angeli Sansígolo

Membro da Banca

Dra. Ilana Elazari Klein Coaracy Wainer



Membro da Banca  
- Convidada -

Candidato: Milton Kampel

São José dos Campos, 20 de dezembro de 1993



" O céu, azul de luz quieta.  
As ondas brandas a quebrar,  
Na praia lúcida e completa -  
Pontos de dedos a brincar.

No piano anônimo da praia  
Tocam nenhuma melodia  
De cujo ritmo por fim seria  
Todo o sentido deste dia.

Que bom, se isto satisfizesse!  
Que certo, se eu pudesse crer

Que esse mar e essas ondas e esse  
Céu têm vida e têm ser."

Fernando Pessoa

A todos aqueles que fizeram ou vêm me fazendo crer que o mar,  
as ondas e o céu têm vida e têm ser...



*Aos meus pais,  
e às minhas irmãs.*



## AGRADECIMENTOS

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, pela realização do curso de Mestrado em Sensoriamento Remoto e pela disponibilidade de equipamentos e serviços essenciais ao desenvolvimento desta Dissertação.

Ao Dr. Marcio Luiz Vianna, pela orientação, pelo estímulo e pelos recursos colocados a minha disposição durante o período em que trabalhamos juntos.

Ao Dr. João Antonio Lorenzzetti e Dr. Clovis Sansingolo, pelas sugestões apresentadas para a conclusão deste trabalho.

À Dra. Elizabeth Smith e Dr. Rubby Lassany do Caltech's Jet Propulsion Laboratory, pelo fornecimento dos dados, sem os quais este trabalho não seria possível.

Aos professores do curso de Mestrado, pelos ensinamentos ministrados.

Aos colegas de turma e companheiros Ratinho, Gilberta, Leandro, Douglas, Maycira e Silvana, que sempre incentivaram o cumprimento das tarefas e etapas necessárias à conclusão deste trabalho.

Aos funcionários da Divisão de Ciências da Terra, da Biblioteca e da Gráfica do INPE que, direta ou indiretamente, colaboraram durante o período de elaboração desta Dissertação.

À Sra. Marcia R. da Silva, pela dedicação dispensada aos mestrandos em Sensoriamento Remoto.

Ao CNPQ, pelo fomento de uma bolsa de estudos,  
sem a qual não seria possível o desenvolvimento desta  
Dissertação.

## RESUMO

Foram utilizadas imagens MCSST médias semanais, com resolução espacial de 18x18km, referentes ao período entre janeiro de 1989 a dezembro de 1991, distribuídas pelo NODS/JPL, para caracterizar os modos principais de variabilidade do Atlântico tropical/subtropical (45°N-45°S). As imagens de TSM geradas permitiram a identificação de diversos processos oceanográficos com assinatura termal superficial. A série de 155 imagens foi submetida à análise estatística pelo método das funções ortogonais empíricas (FOE) e à análise espectral pelo método da máxima entropia (MME). As três primeiras FOE explicaram 86,9% da variância total dos dados. O ciclo anual foi caracterizado como o sinal dominante para a área de estudo, ainda que, os sinais interanual (29 meses), semianual e intrasazonais tenham sido detectados. Análises similares foram realizadas para uma sub-área equatorial ocidental (10°N-10°S;70°W-25°W). As três primeiras FOE/EQ explicaram 81,2% da variância dos dados. O ciclo anual foi identificado como dominante para esta sub-área, porém, a variabilidade interanual (29 meses) foi caracterizada como sendo de magnitude comparável. As oscilações intrasazonais detectadas para as segunda e terceira FOE/EQ podem ser associadas a padrões de ondas equatoriais. Os valores encontrados são similares a resultados apresentados por outros autores.



EOF CHARACTERIZATION OF ATLANTIC SST FIELDS USING AVHRR  
DATA.

ABSTRACT

We present here an EOF study of sea surface temperature (SST) variability in the tropical-subtropical Atlantic basin (45°N-45°S), between 1989-1991, with higher resolution in space and time than previous published works. The study was based in the MCSST, weekly average, 18kmx18km, gridded SST data distributed by NODS/JPL, based on the AVHRR data transmitted from the NOAA satellite platforms. In this study, 155 weekly images were statistically analysed, including expansion in Empirical Orthogonal Function (EOF) image eigenvectors, and Maximum Entropy Spectral Analysis (MESA) of the corresponding Principal Components time series. The first three EOF's accounted for 87% of the total variance, wich was shown to be dominated by the annual cycle (78,5%), followed by the well-known interannual, quasi-biennial signal (29 months), only acceptable here by comparing with results from other authors. The intraseasonal signals appeared in the third eigenmode. The first EOF showed a large area in the western tropical Alantic where the annual cycle has a minimum. By subjecting this sub-area to the same kind of analysis, we were able to show that the interannual variance, pertaining to the second mode, accounted for 37% of the total, while the annual cycle accounted for 41%. The method permitted identification of interference patterns of reflected equatorial modes and SST anomaly patterns due to upwelling, western boundary currents and eddy fields.



## SUMÁRIO:

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS.....	xvii
LISTA DE TABELAS.....	xix
LISTA DE SIGLAS.....	xx
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....</u>	<u>1</u>
1.1 - Aspectos gerais.....	1
1.2 - Objetivos a serem alcançados.....	4
1.3 - Região e período de estudo.....	5
1.4 - Estrutura do trabalho.....	7
<u>CAPÍTULO 2 - CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO DE ESTUDO.....</u>	<u>9</u>
2.1 - Elementos climáticos.....	9
2.1.1 - Sistema de ventos do Atlântico Sul.....	11
2.1.2 - Sistema de ventos do Atlântico Norte.....	12
2.2 - Elementos oceânicos.....	13
2.2.1 - Circulação superficial do Atlântico Sul.....	17
2.2.2 - Circulação superficial do Atlântico Norte.....	19
2.2.3 - Circulação equatorial.....	20
2.2.4 - Distribuição dos campos de temperatura da superfície.....	22
2.2.4.1 - Campos de temperatura do Atlântico Sul.....	23
2.2.4.2 - Campos de temperatura do Atlântico Norte....	25
<u>CAPÍTULO 3 - BASE DE DADOS MCSST.....</u>	<u>29</u>
3.1 - A evolução do sistema operacional do satélite meteorológico TIROS.....	29
3.2 - O sensor AVHRR.....	31
3.3 - Algoritmos para obtenção da TSM.....	33
3.3.1 - Algoritmos MCSST diurnos.....	35
3.4 - Base de dados MCSST NODS/JPL.....	38
<u>CAPÍTULO 4 - METODOLOGIA.....</u>	<u>41</u>
4.1 - Processamento digital das imagens temáticas.....	41
4.1.1 - O sistema PC-SEAPAK.....	41
4.1.2 - Ingestão dos dados MCSST NODS/JPL no sistema PC-SEAPAK.....	42
4.1.2.1 - Leitura dos dados.....	42
4.1.2.2 - Geração das imagens MCSST e seleção da área de estudo.....	42
4.1.3 - Georeferenciamento das imagens MCSST.....	42
4.1.4 - Classificação das imagens MCSST.....	43
4.1.5 - Colocação da grade de referência e anotações..	44
4.2 - Métodos de análise estatística.....	44

4.2.1 - Funções ortogonais empíricas (FOE).....	44
4.2.2 - Aplicação do método FOE no sistema PC-SEAPAK..	46
4.2.3 - Análise espectral pelo método da máxima entropia (MME).....	46
4.2.4 - Aplicação do MME no sistema PC-SEAPAK.....	48
4.3 - Imagens MCSST da sub-área equatorial ocidental..	48
4.3.1 - Geração das imagens equatoriais.....	48
4.3.2 - Aplicação do método FOE às imagens equatoriais.....	48
4.3.3 - Aplicação do MME às imagens equatoriais.....	49
4.4 - Imagem HRPT.....	49
4.4.1 - Geração da imagem HRPT.....	49
4.4.2 - Georeferenciamento da imagem HRPT.....	49
4.4.3 - Classificação da imagem HRPT.....	50
4.4.4 - Colocação de linhas isobatimétricas.....	50
4.4.5 - Colocação da grade de referência e anotações..	51
<u>CAPÍTULO 5 - RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</u>	53
5.1 - Análise qualitativa.....	53
5.1.1 - Imagens temáticas MCSST.....	53
5.2 - Análise estatística.....	61
5.2.1 - Média e desvio padrão.....	62
5.2.2 - Análise FOE e MME das imagens MCSST.....	64
5.2.3 - Área da Corrente das Malvinas.....	74
5.2.4 - Análise FOE e MME da área equatorial ocidental.....	76
<u>CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....</u>	89
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	93
APÊNDICE A - HISTÓRICO DAS EQUAÇÕES MCSST.....	107
APÊNDICE B - ALGORITMO MCSST NOTURNO.....	109

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 - Área de estudo.....	6
1.2 - Sub-área equatorial ocidental.....	6
2.1 - Padrões de vento superficial no Atlântico Sul, janeiro.....	13
2.2 - Padrões de vento superficial no Atlântico Sul, julho.....	14
2.3 - Ventos superficiais médios no Atlântico Norte, janeiro.....	15
2.4 - Ventos superficiais médios no Atlântico Norte, julho.....	16
2.5 - Circulação oceânica superficial do Atlântico Sul.....	18
2.6 - Circulação oceânica superficial do Atlântico Norte.....	20
2.7 - Distribuição dos campos de TSM no Atlântico Sul, janeiro.....	23
2.8 - Distribuição dos campos de TSM no Atlântico Sul, julho.....	24
2.9 - Distribuição dos campos de TSM no Atlântico Norte, janeiro.....	26
2.10 - Distribuição dos campos de TSM no Atlântico Norte, julho.....	26
3.1 - Configuração atual do satélite TIROS-N.....	30
3.2 - Algoritmo MCSST diurno.....	37
5.1 - Imagem MCSST da semana de 1 a 7 de janeiro de 1989.....	54
5.2 - Imagem MCSST da semana de 2 a 8 de julho de 1990.....	56
5.3 - Imagem MCSST da semana de 2 a 8 de setembro de 1990.....	58
5.4 - Imagem MCSST da semana de 23 a 29 de setembro de 1990.....	60
5.5 - Imagem MCSST da semana de 7 a 13 de abril de 1991.....	61
5.6 - Imagem MCSST média.....	62
5.7 - Imagem MCSST desvio-padrão.....	63
5.8 - Padrão espacial da primeira FOE (78,5%).....	66
5.9 - Série temporal da CP associada à primeira FOE...	67
5.10 - Espectro MME relativo à primeira FOE.....	68
5.11 - Padrão espacial da segunda FOE (5,0%).....	69
5.12 - Série temporal da CP associada à segunda FOE...	70
5.13 - Espectro MME relativo à segunda FOE.....	71
5.14 - Padrão espacial da terceira FOE.....	72
5.15 - Série temporal da CP associada à terceira FOE..	73
5.16 - Espectro MME relativo à terceira FOE.....	73
5.17 - Imagem HRPT da área da CM.....	75

5.18 - Padrão espacial da primeira FOE/EQ (41,2%).....	77
5.19 - Série temporal da CP associada à primeira FOE/EQ.....	78
5.20 - Espectro MME relativo à primeira FOE/EQ.....	79
5.21 - Padrão espacial da segunda FOE/EQ (37,4%).....	80
5.22 - Série temporal da CP associada à segunda FOE/EQ.....	80
5.23 - Espectro MME relativo à segunda FOE/EQ.....	81
5.24 - Padrão espacial da terceira FOE/EQ (2,6%).....	83
5.25 - Série temporal da CP associada à terceira FOE/EQ.....	84
5.26 - Espectro MME relativo à terceira FOE/EQ.....	84
5.27 - Reflexão de uma onda de Rossby com período de 50 dias.....	86
5.28 - Reflexão de uma onda de Rossby com período de 90 dias.....	87

## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 - Horário de cruzamento com o equador dos satélites ATN.....	31
3.2 - Bandas espectrais do AVHRR.....	31
4.1 - Classificação das imagens MCSST.....	43
4.2 - Classificação da imagem HRPT.....	50
5.1 - Porcentagens da variância explicada pelas 3 FOE.	64
5.2 - Períodos espectrais referentes às primeiras FOE.	74
5.3 - Porcentagens da variância explicada pelas 3 FOE/EQ.....	76
5.4 - Períodos e frequências espectrais referentes à segunda FOE/EQ.....	81
5.5 - Períodos e frequências espectrais referentes à terceira FOE/EQ.....	85



## LISTA DE SIGLAS

AN	-Atlântico Norte
APT	-Automatic Picture Transmission
AS	-Atlântico Sul
ATN	-Advanced TIROS-N/NOAA - E a J
AVCS	-Advanced Vidicon Camara System
AVHRR	-Advanced Very High Resolution Radiometer
CCT	-Computer Compatible Tapes
CDA	-Command and Data Acquisition
CCNE	-Contracorrente Norte Equatorial
CM	-Corrente das Malvinas (Falklands)
CNB	-Corrente Norte do Brasil
COROAS	-Circulação Oceânica da Região Oeste do Atlântico
CP	-Componentes Principais
CPSST	-Cross Product Sea Surface Temperature
CSE	-Corrente Sul Equatorial
CTD	-Condutividade, Temperatura, Profundidade
CZCS	-Coastal Zone Colour Scanner
ERS	-European Remote Sensing Satellite
ESSA	-Environmental Science Services Administration
FOE	-Funções Ortogonais Empíricas
GAC	-Global Area Coverage
GOES	-Geostationary Operational Environmental Satellite
GOSSTCOMP	-Global Operational Sea Surface Temperature Composition
GSFC	-Goddard Space Flight Center
HgCdTe	-Telureto de Cádmio Mercúrio
HIRS	-High Resolution Infrared Radiometer Sounder
HRPT	-High Resolution Picture Transmission
INPE	-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
InSb	-Antimoneto de Índio
IFOV	-Instantaneous Field of View
ITOS	-Improved TIROS Operational System
JPL	-Caltech's Jet Propulsion Laboratory
LAC	-Local Area Coverage
MCSST	-Multichannel Sea Surface Temperature
MME	-Método da Máxima Entropia
NASA	-National Aeronautics and Space Administration
NOAA	-National Oceanic and Atmospheric Administration
NESDIS	-National Environmental Satellite, and Information Service
NESS	-National Environmental Satellite Service
NODS	-NASA Ocean Data System
RSMAS	-Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Sciences

SAD	-South American Datum
SR	-Scanning Radiometer
TIROS	-Television and Infrared Observation Satellite
TOGA	-Tropical Ocean Global Atmosphere
TOS	-TIROS Operational System
TRF	-Transformada Rápida de Fourier
TSM	-Temperatura da Superfície do Mar
VHRR	-Very High Resolution Radiometer
VTPR	-Vertical Temperature Profile Radiometer
WCRP	-World Climate Research Program
WOCE	-World Ocean Circulation Experiment
XBT	-Expendable Bathythermograph
ZCIT	-Zona de Convergência InterTropical

## CAPÍTULO 1

### INTRODUÇÃO

#### 1.1 - ASPECTOS GERAIS

O sistema climático global é formado por cinco componentes: atmosfera, oceano, criosfera, biosfera e geosfera (Houghton, et al., 1990). O processo fundamental que governa o sistema climático é o aquecimento pela radiação solar incidente e o resfriamento pela radiação infravermelha emitida/refletida para o espaço. O aquecimento é mais intenso na região tropical, enquanto que o resfriamento é predominante nas latitudes polares, durante os invernos de cada hemisfério terrestre. O gradiente latitudinal do aquecimento governa as circulações em grande escala da atmosfera e do oceano, possibilitando, desta forma, a transferência de calor necessária para equilibrar o sistema.

Os oceanos compreendem cerca de 61% do hemisfério norte e 81% do hemisfério sul (Pickard, 1990). Mais da metade da radiação solar que chega à superfície terrestre é primeiro absorvida pelo oceano, onde é armazenada e redistribuída pelas correntes oceânicas, antes de ser liberada para a atmosfera.

A maior parte da radiação solar incidente sobre o oceano é absorvida nos 100m superiores. A absorção molecular da radiação varia em função do comprimento de onda, de modo que, a radiação infravermelha é absorvida no primeiro centímetro da coluna d'água, enquanto que, a luz verde/azul pode alcançar profundidades maiores que 100m.

A distribuição vertical do aquecimento oceânico depende do espectro de irradiância superficial (Houghton, 1984). Depende, significativamente, também, da turbidez da água do mar devido, principalmente, à presença de material orgânico e inorgânico em suspensão e de plâncton, cuja concentração e distribuição variam sazonalmente (Jerlov, 1976).

Na interface oceano-atmosfera ocorrem trocas de calor, momentum e vapor d'água. O cisalhamento do vento na superfície marinha governa a circulação oceânica, em grande escala. O vapor d'água evaporado da superfície oceânica e transportado pela circulação atmosférica, fornece calor latente para a atmosfera. A circulação oceânica redistribui calor, água doce e compostos químicos dissolvidos por todo o globo.

Enquanto que a atmosfera e os continentes suportam grandes variações de temperatura, nas altas e médias latitudes, os oceanos permanecem mais constantes. O alto calor específico da água do mar ( $4\text{MJ}/\text{cm}^3\text{K}$ ) impede que a amplitude da temperatura varie rapidamente ao longo do dia.

Nas regiões polares, o gelo marinho é um fator forçante das variações dos fluxos de calor e umidade do oceano para a atmosfera, e também, gera a convecção termohalina através da expulsão do sal contido na água do mar que se congela, levando a um transporte de água fria profunda dos polos para o equador, e a um transporte meridional de calor do equador para os polos.

Fluxos de calor e umidade do oceano para a atmosfera são dependentes da temperatura da superfície do mar e do vento. Pequenas alterações nos padrões espaciais da temperatura em regiões específicas dos oceanos podem resultar em alterações globais do clima, tais como o fenômeno do El-Niño (no qual a atmosfera e o oceano agem em conjunto). Variabilidades superficiais e subsuperficiais das temperaturas também podem ter efeitos significativos sobre a pesca.

Flutuações em grande escala do oceano tropical notavelmente afetam variações do clima nas regiões de baixa-latitude e podem ser associadas com perturbações da circulação atmosférica em latitudes mais altas. Importantes interesses científicos e econômicos encorajam o correto entendimento da gênese e do desdobramento dessas variações atmosféricas e oceânicas dominantes (Servain e Legler, 1986).

Os campos de temperatura da superfície do mar (TSM) exercem papel de grande importância tanto sobre os padrões climáticos como sobre os padrões meteorológicos.

A temperatura é a variável física que tem sido mais amplamente estudada nos oceanos, apresentando uma escala de variação desde  $35^\circ\text{C}$  até  $-2^\circ\text{C}$  (MacLellan, 1977). Atualmente são empregadas técnicas extremamente apuradas para sua medição com precisão. A TSM varia amplamente no tempo e no espaço, o que requer uma precisão da ordem de  $0,1^\circ\text{C}$ . O estudo tridimensional do campo de temperatura de um corpo de água requer precisões da ordem de  $0,02^\circ\text{C}$ , o que atualmente pode ser obtido com termômetros de inversão e equipamentos dos tipos CTD (condutividade, temperatura, profundidade) e XBT (batitermógrafo descartável) (Pickard, 1990).

Foi na década de 60, que se introduziram técnicas de sensoriamento remoto para obtenção da TSM através de satélites meteorológicos, como os NIMBUS-1,2 e 3, que

evoluíram até os satélites mais recentes, como os NOAA-11 e 12, GOES-7 e ERS-1. O constante aperfeiçoamento de sensores orbitais levou ao estabelecimento da real potencialidade destes instrumentos para medição da TSM com grande cobertura espacial e com alta resolução temporal. A visão sinóptica dos oceanos obtida a partir do espaço permite o mapeamento global da TSM, inclusive em regiões onde a disponibilidade dos dados "in situ" é esparsa ou inexistente.

Dados de TSM são utilizados numa variedade de aplicações oceanográficas. Em certos casos é fundamental que a disponibilidade, calibração e precisão dos dados sejam mantidos continuamente por muitos anos. O sistema oceânico apresenta mecanismos de interação entre diferentes processos, em várias escalas, desde ondas superficiais, internas, até El-Niños interanuais e períodos glaciais.

Até o advento dos sensores orbitais, não haviam técnicas que pudessem satisfazer, simultaneamente as necessidades de medições globais, sinópticas e por longos períodos dos diferentes processos oceânicos.

O monitoramento global da TSM tem sido operacionalmente realizado através da utilização de radiômetros orbitais que operam na faixa do infravermelho termal, do espectro eletromagnético. Com os radiômetros atualmente disponíveis, medições da TSM com precisões na ordem de poucos décimos de graus são possíveis de serem obtidas, caso a atmosfera esteja sem nuvens. A opacidade das nuvens na região do infravermelho termal é o maior obstáculo para a obtenção da TSM de forma precisa.

Por outro lado, medições da TSM efetuadas na faixa das microondas, já demonstraram que são menos afetadas pelas nuvens. Porém, apresentam problemas relacionados a variações da emissividade do oceano e à calibração dos instrumentos que efetuam tais medições (Cracknell e Hayes, 1991).

Em ambos os tipos de sensores - infravermelho termal ou microondas, as configurações das órbitas dos satélites e das características operacionais dos instrumentos devem ser otimizadas, de forma a alcançar as coberturas e resoluções espaciais e temporais desejáveis. As necessidades crescentes de aquisição de dados de TSM com precisões satisfatórias, fizeram com que sofisticados algoritmos fossem desenvolvidos e implementados.

## 1.2 - OBJETIVOS A SEREM ALCANÇADOS

Vários programas de pesquisa multi-institucionais tem sido conduzidos nos oceanos tropicais/equatoriais nos últimos anos. Dentre estes, cabe ressaltar, para o oceano Atlântico, o GARP (Global Atmospheric Research Program) Atlantic Tropical Experiment (GATE), o programa First GARP Global Experiment (FGGE), o Seasonal Equatorial Atlantic (SEQUAL) e o Programme Français Océan Climat Atlantique Equatorial (FOCAL). Estes programas alcançaram significativos resultados, aperfeiçoando a descrição e a teoria dos processos oceanográficos observados. Similarmente, o objetivo do programa TOGA (Tropical Oceans and Global Atmosphere), para os dez anos entre 1985-1995, é estudar o sistema acoplado oceano-atmosfera em escalas de tempo, de vários meses a vários anos.

O presente trabalho tem como principal objetivo a caracterização dos modos principais da variabilidade das temperaturas superficiais do oceano Atlântico, em escalas temporais de um mês a três anos, através de dados de TSM globais. Estes modos de variabilidade deverão sugerir os fatores responsáveis pela sua dinâmica, tais como as correntes marinhas ou interações oceano-atmosfera.

Para alcançar este objetivo, foram estabelecidos as seguintes metas:

- 1) partindo do conjunto de dados de TSM do NODS/JPL (NASA Ocean Data Center/Jet Propulsion Laboratory), com resolução espacial de 18x18km, médias semanais, gerar imagens temáticas deste parâmetro, no ambiente do sistema de análise de dados de satélite PC-SEAPAK.
- 2) gerar uma série de imagens temáticas de TSM referentes a uma sub-área equatorial.
- 3) aplicar o método de análise estatística pelas funções ortogonais empíricas (FOE) nas imagens produzidas em (1) e (2), e gerar imagens temáticas a partir dos resultados obtidos pela análise FOE.
- 4) plotar as séries das primeiras componentes principais obtidas após a aplicação do método FOE (3).
- 5) obter os espectros de potência, pelo método da máxima entropia, das componentes principais associadas a estas FOE.

### 1.3 - REGIÃO E PERÍODO DE ESTUDO

Uma vez que na região tropical ocorrem significativos processos de troca de calor entre o oceano e a atmosfera, a redistribuição de calor no oceano tropical é significativamente importante para o clima global. Comparativamente a médias-latitude, a dinâmica da zona equatorial permite rápidas respostas à ação de forçantes externos. Porém, a resposta do oceano equatorial não é simplesmente local. Por isso, seu estudo requer observações em escala meridional mais ampla, incluindo também os giros subtropicais (Weisberg, 1984).

Uma área de estudo foi definida para que a metodologia proposta pudesse ser aplicada. Esta área é limitada ao norte pelo paralelo de 45°N, ao sul pelo paralelo de 45°S, a oeste pelo meridiano de 70°W e a leste pelo meridiano de 20°E. A Figura 1.1, mostrada a seguir, identifica a área selecionada para este trabalho.

A área equatorial do Atlântico apresenta peculiaridades em relação aos processos oceanográficos que possuem assinatura termal superficial, como a retroflexão da Corrente Norte do Brasil dentro da Contracorrente Norte Equatorial, entre outros. Além disso, nas margens próximas ao equador podem ocorrer anomalias interanuais da TSM, responsáveis pelos regimes de precipitação do nordeste brasileiro.

Dado o crescente interesse da comunidade científica mundial no estudo da região equatorial, principalmente no Atlântico, definiu-se uma sub-área de estudo, onde a metodologia proposta também foi aplicada. Esta sub-área equatorial ocidental é limitada pelos paralelos 10°N-10°S, e pelos meridianos 70°W-25°W. A Figura 1.2, mostrada a seguir, identifica esta sub-área.

Optou-se pelo estudo dos dados de TSM referentes ao período de janeiro de 1989 a dezembro de 1991. A escolha deste período ocorreu em função destes dados serem os mais recentes disponíveis, passíveis de serem processados e analisados com os recursos de "hardware" disponíveis. Estes dados correspondem a um período bem comportado dos campos de TSM, ou seja, sem a presença do fenômeno El-Niño no Pacífico, o que de alguma forma poderia vir a criar condições anômalas na distribuição destes campos no oceano Atlântico.

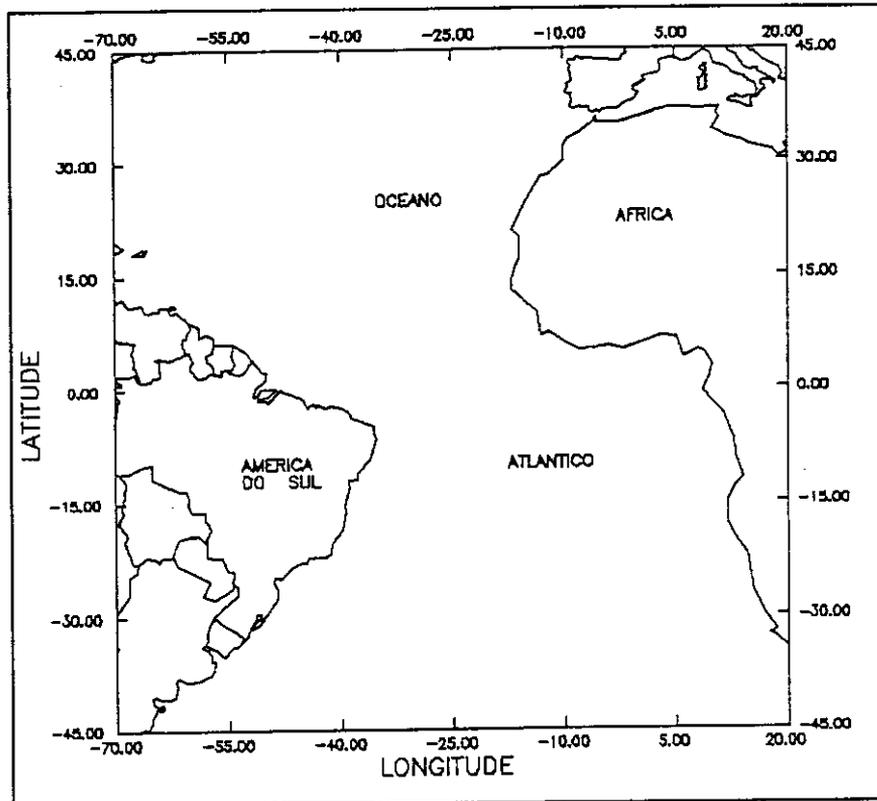


Fig. 1.1 - Área de estudo.

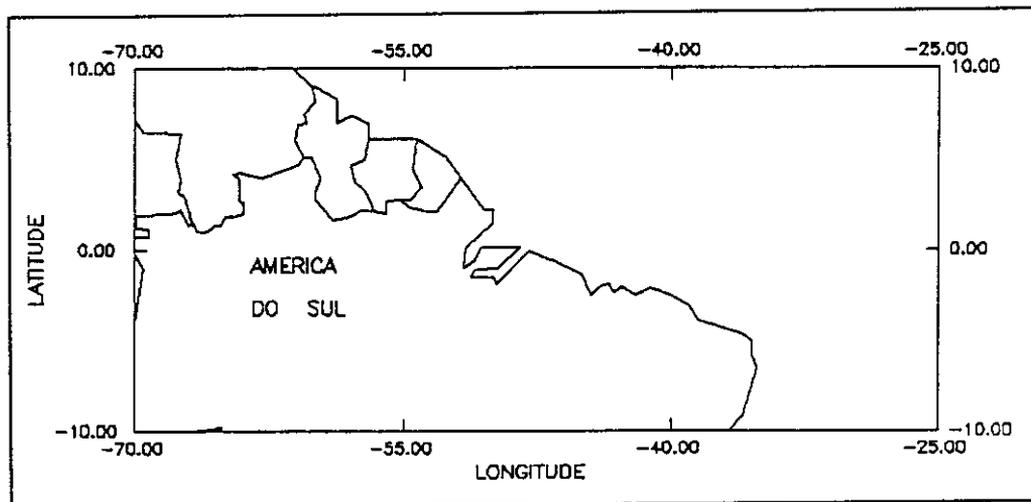


Fig. 1.2 - Sub-área equatorial ocidental

#### 1.4 - ESTRUTURA DO TRABALHO

Este trabalho está estruturado da seguinte forma: no capítulo 2 será mostrado como é o sistema de ventos, como ocorre a circulação superficial oceânica e a distribuição dos campos de temperatura da superfície do oceano Atlântico, dentro da região de estudo, sem a preocupação de se descrever a física da circulação.

O capítulo 3 apresentará a base de dados utilizada neste trabalho. Será mostrada a evolução dos satélites da série TIROS, bem como, o sensor e os algoritmos empregados na obtenção da TSM.

No capítulo 4 veremos a metodologia dos processamentos e análises estatísticas realizadas.

No capítulo 5, os resultados serão apresentados e discutidos e, finalmente, o capítulo 6 irá sumarizar os resultados e oferecer sugestões para trabalhos a serem desenvolvidos no futuro.



## CAPÍTULO 2

### CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO DE ESTUDO

Este capítulo pretende mostrar, em linhas gerais, como é o sistema de ventos superficiais, como é a circulação superficial oceânica e a distribuição dos campos de temperatura da superfície do mar na região de estudo. É necessário que se conheçam as características oceanográficas e climatológicas reinantes nesta vasta área oceânica do Atlântico, para, posteriormente, se estudar que fatores podem influenciar nos modos de variabilidade dos campos de TSM.

#### 2.1 - ELEMENTOS CLIMÁTICOS

As zonas climáticas são principalmente caracterizadas por diferentes balanços de radiação associados com diferentes aquecimentos e resfriamentos da atmosfera e do oceano, dependentes da latitude. Estes aquecimentos/resfriamentos são modificados ao longo das estações do ano, pelos diferentes efeitos da radiação solar sobre os continentes e oceanos e pela influência dos sistemas de ventos e correntes oceânicas (Hoflich, 1984; Gill, 1982).

Será abordado, primeiramente, um modelo tipo "aquamundo". Neste modelo, na parte mais baixa da atmosfera, a pressão é baixa ao longo do equador, e o ar circundante converge e ascende. Em torno de 30°N e S, o ar descende dando origem a uma região de alta pressão atmosférica na superfície terrestre, conhecida como cinturão anticiclônico. Existe, portanto, um gradiente de pressão das altas subtropicais em direção à baixa equatorial, resultando no aparecimento de ventos que sopram em direção ao equador, denominados alíseos. Na realidade, a direção característica dos alíseos, no hemisfério norte, é de nordeste, enquanto que, no hemisfério sul, os alíseos sopram de sudeste. Isto ocorre devido a deflexão provocada pela força de Coriolis. Os alíseos compõem o sistema de circulação atmosférica conhecida como "células de Hadley" (Brown et al., 1991; op.cit., 1984).

Em um modelo mais realístico com continentes e oceanos, a distribuição de continentes e oceanos influencia a posição ao longo da qual os sistemas de ventos de ambos os hemisférios convergem. Esta zona de convergência, conhecida como Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), é geralmente associada com altas temperaturas superficiais, baixas pressões, ventos fracos e variáveis, grande incidência de nebulosidade e precipitação. Como as massas continentais se aquecem e se resfriam mais rapidamente que os oceanos, no verão e no inverno, respectivamente, a ZCIT tende a ser distorcida em direção ao sul, sobre os continentes, durante

o verão austral, e em direção ao norte, durante o verão boreal (op.cit., 1991).

Normalmente, a constância do fluxo dos alíseos só é interrompida pela formação de grandes perturbações atmosféricas, sendo este fluxo mais intenso no inverno (época de intensificação das altas subtropicais) e mais suave no verão (Lockwood, 1974).

A força de Coriolis aumenta com a latitude, desde zero no equador até um máximo nos polos. Nas altas latitudes, o grau de deflexão dos ventos é maior que nas baixas latitudes, formando vórtices atmosféricos. Estes vórtices são representados por depressões e anticiclones nas regiões temperadas.

O fluxo em direção aos polos, na parte superior da circulação de Hadley, é defletido devido à rotação da Terra, concentrando o fluxo zonal de oeste que é bem desenvolvido em torno de 30°N e S. Este cinturão de ventos de oeste é conhecido como corrente de jato subtropical (Brown et al., 1991; Hoflich, 1984).

Das médias latitudes para os polos, a temperatura e a pressão do ar tem seus valores médios reduzidos. Nesta região, os ventos de oeste troposféricos são significativos, também, ao nível do mar. A frente polar é uma zona com limites quase permanentes, com forte gradiente de temperatura. Este gradiente também ocorre nos ventos de oeste troposféricos da corrente de jato polar. Instabilidades e ondulações na frente polar podem se desenvolver em ciclones e anticiclones. O fluxo meridional associado, possibilita a troca de calor entre as latitudes polar e subtropical.

Segundo Hoflich (1984), o oceano Atlântico Sul (AS) é o menor oceano do hemisfério sul, com uma área de  $46 \times 10^6 \text{ km}^2$ , aproximadamente, quase do tamanho do oceano Atlântico Norte (AN). As influências continentais sobre o clima são mais marcantes no hemisfério norte. Entretanto, alguns efeitos orográficos podem influenciar o clima oceânico do AS, principalmente em águas costeiras.

Segundo o mesmo autor, há uma diferença significativa entre o AN e o AS, devido à cobertura de neve no continente antártico. O mar Ártico, inversamente, é mais quente e os gradientes médios meridionais de pressão e temperatura são mais acentuados no AS que no AN, durante o verão, nos dois hemisférios. Da mesma forma, a ZCIT, que marca o equador termal, está situada ao norte do equador geográfico, em torno de 5°N. O AS é mais frio que o AN, e não apresenta formação de ciclones tropicais. Ainda, o AS é

limitado ao sul pela Corrente Circumpolar Antártica, inexistente no AN.

O AS pode ser dividido nas seguintes zonas climáticas (op.cit., 1984):

1) a zona tropical, com altas temperaturas, ventos fracos, pressão do ar relativamente baixa e alta precipitação. A ZCIT localiza-se ao norte do equador.

2) a zona dos alíseos, com ventos estáveis de leste defletidos para o equador, e com condições meteorológicas secas e nebulosas.

3) o cinturão anticiclônico das médias latitudes, na região subtropical, em torno de 30°S, com ventos fracos, tempo seco, pouca nebulosidade, aquecido pela subsidência e forte insolação.

4) a zona dos ventos de oeste, nas latitudes temperadas, com pressão atmosférica fortemente variável e decrescente em direção aos polos, ventos instáveis, às vezes muito intensos, predominantemente de oeste e com precipitação ocasional.

5) a zona polar, com temperaturas baixas, pressão atmosférica baixa, ventos instáveis e tempo variável com neve frequente.

O clima do AN é caracterizado por três feições principais (Tucker e Barry, 1984):

1) um regime turbulento, ao norte de 40°N, constituído, principalmente, de ciclones e anticiclones migratórios movendo-se para leste ou nordeste.

2) uma área relativamente calma entre 25-40°N, dominada pela subsidência do ar, com alta pressão superficial.

3) ao sul do cinturão de alta-pressão, existe a região dos alíseos com ventos de nordeste. Os ciclones tropicais, típicos do final do verão, início do outono, formam-se nesta área. No verão, a baixa equatorial ocorre ao norte do equador e a parte mais setentrional do sistema de alíseos de sudeste (do hemisfério sul) se estende pelo AN.

#### 2.1.1 - SISTEMA DE VENTOS DO ATLÂNTICO SUL

Segundo Peterson e Stramma (1991), o clima de quase todo o AS é dominado por um sistema quase permanente de alta pressão na região subtropical, o que é similar nas outras bacias oceânicas. Durante o verão meridional, o centro

de alta subtropical do AS está centrado próximo a  $32^{\circ}\text{S}-5^{\circ}\text{W}$ , com uma pressão central de 1021mbar (1mbar = 100 Pa). Durante o inverno, o centro desta alta aumenta a pressão para cerca de 1025mbar e move-se uns 800km para noroeste, até aproximadamente  $27^{\circ}\text{S}-10^{\circ}\text{W}$ . Embora a pressão central seja mais alta no inverno austral, as diferenças de pressão entre o centro de alta e os continentes (costas) da América do Sul e sudeste da África são maiores durante o verão. Consequentemente, os ventos paralelos à costa ao largo da costa oeste do sudeste africano e as áreas de ressurgência associadas são mais fortes no verão. E como o centro da alta reside sobre o leste da bacia do AS, os alíseos próximos do sudeste africano são geralmente mais fortes do que os mesmos próximos ao Brasil. Mais para o sul, em latitudes médias e altas, as isóbaras são quase zonais, em média, para cada mês, produzindo os ventos de oeste que se estendem para sul, até o cinturão circumpolar de baixa pressão centrado próximo de  $65^{\circ}\text{S}$ .

Os padrões de vento superficial durante janeiro e julho no AS são mostrados nas Figuras 2.1 e 2.2. As condições médias dos padrões de vento são dadas por rosas de vento em quadrados de  $10^{\circ}\times 10^{\circ}$ . Os braços destas rosas indicam as frequências médias relativas de oito direções de vento divididas em quatro grupos de intensidades de vento. Do centro para fora, estes grupos são associados à valores da escala Beaufort da seguinte forma: 1-3, 4-5, 6-7 e  $>8$ . O número dentro do círculo central representa a frequência relativa de ventos calmos e variáveis, em porcentagem, em relação ao número total de observações consideradas para um quadrado.

Observa-se claramente uma relativa regularidade em cada estação, tanto em direção como em velocidade, dos alíseos, próximo à África e nos trópicos. A maioria das observações nessas regiões, são de ventos com intensidades inferiores a força 5 na escala Beaufort ( $<11\text{ms}^{-1}$ ). Por outro lado, existe uma maior variabilidade nas altas latitudes onde os ventos de oeste prevalecem, tanto em velocidade como em direção, levando a uma translação para leste dos centros de baixas pressões que se estendem para norte, a partir das baixas subpolares. Dentro desta banda de ventos de oeste, as maiores velocidades são encontradas geralmente ao sul e sudoeste da África.

### 2.1.2 - SISTEMA DE VENTOS DO ATLÂNTICO NORTE

As Figuras 2.3 e 2.4, mostradas a seguir, mostram os vetores médios dos ventos superficiais, em janeiro e julho, respectivamente, para a região do AN. A feição mais óbvia é a existência do cinturão de fortes ventos de leste e

nordeste, nas baixas latitudes, ao longo do ano. Ao norte da zona subtropical de alta pressão, os fortes ventos de oeste, em janeiro, são substituídos por ventos mais fracos, em julho (Tucker e Barry, 1984).

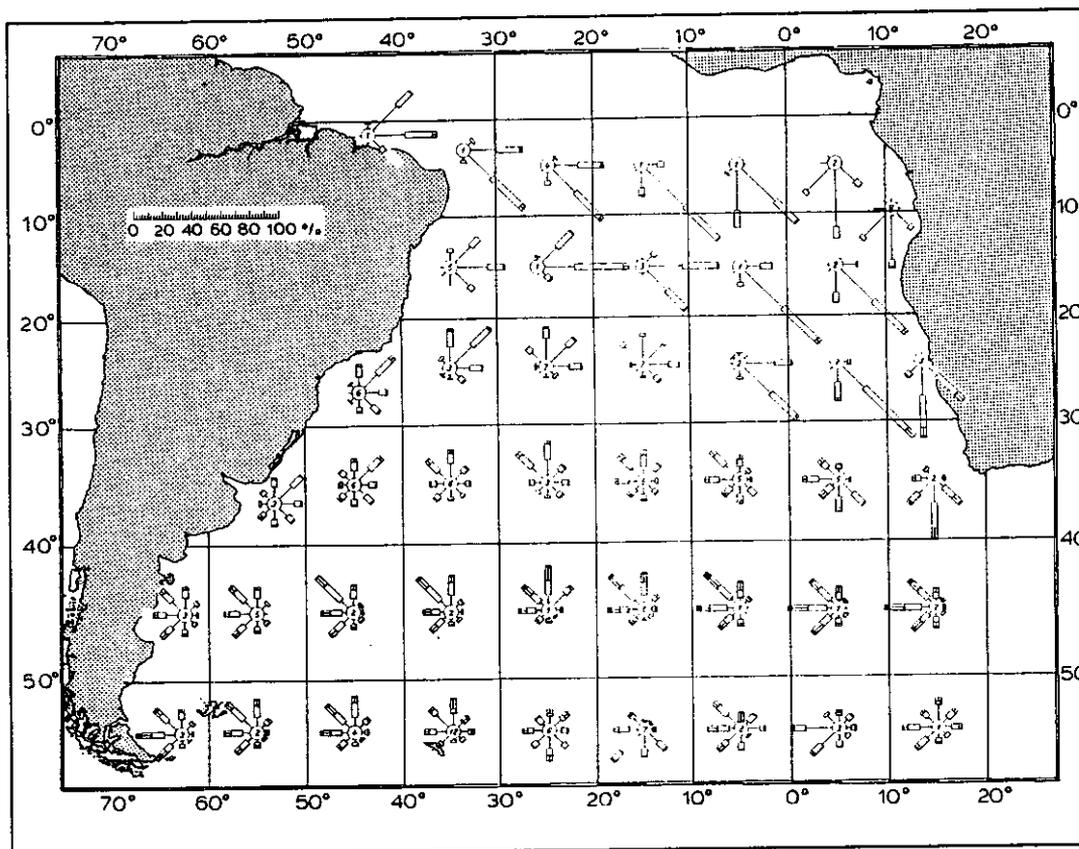


Fig. 2.1 - Padrões de vento superficial no AS, janeiro.  
 FONTE: Hoflich (1984), p. 165.

As isopletas dos desvios padrões dos vetores médios dos ventos também são mostradas nas Figuras 2.3 e 2.4 (como medidas da variabilidade do vento). Pode-se observar que os ventos de sudoeste são cerca de duas vezes mais variáveis que os alíseos, mesmo durante o verão, quando os alíseos são muito mais intensos.

## 2.2 - ELEMENTOS OCEÂNICOS

A principal feição oceanográfica de significância climática é a distribuição espacial da temperatura superficial e suas variações sazonal e interanual. Esta distribuição é determinada, em parte, pela dinâmica do oceano, que por sua vez, é forçada pelo cisalhamento do vento. Os gradientes horizontais da TSM e de

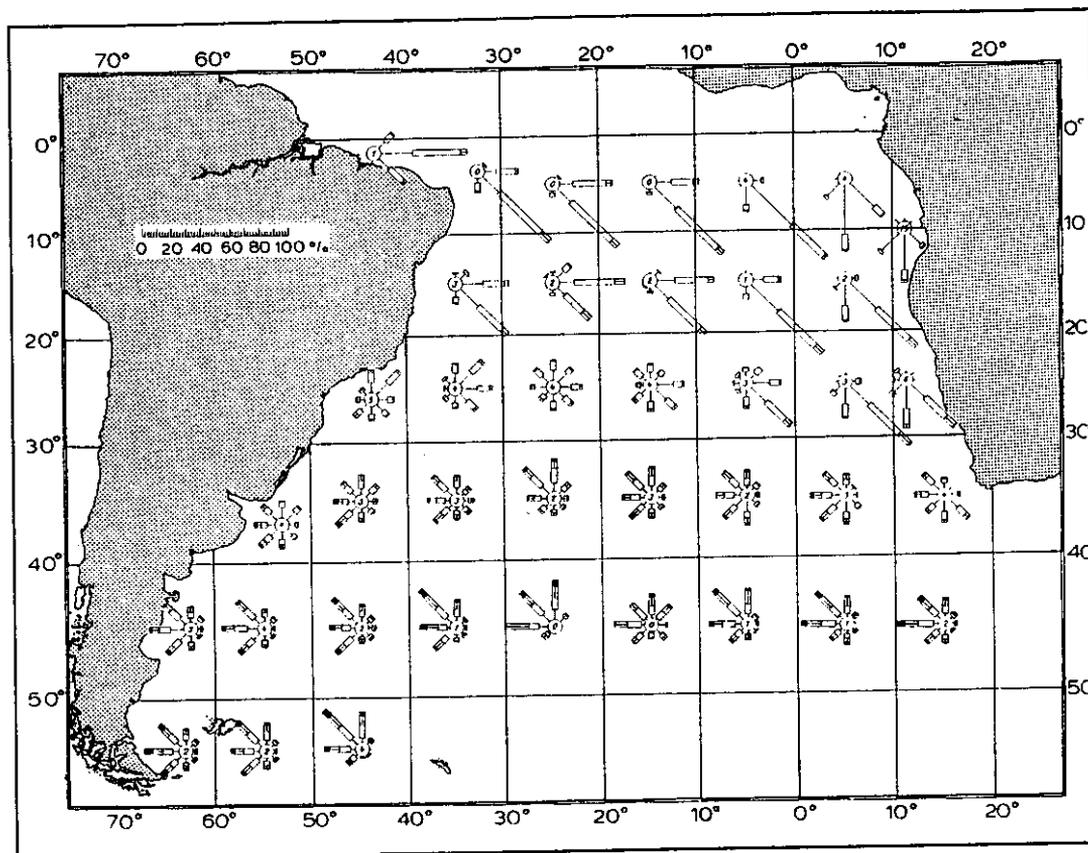


Fig. 2.2 - Padrões de vento superficial no AS, julho.  
 FONTE: Hoflich (1984), p. 166.

seus padrões de anomalias, em grande-escala podem influenciar consideravelmente a intensidade e padrão do movimento de ar troposférico (Tucker e Barry, 1984).

Enquanto que sobre os continentes as trocas horizontais entre regiões de diferentes temperaturas só é possível dentro da atmosfera, em regiões oceânicas, isto também ocorre dentro da água. O fato de que a água pode mover-se, significa que o gradiente de densidade sobre a superfície marinha iniciará processos de trocas que podem resultar em circulações horizontais. As correntes oceânicas de grande escala se originam, principalmente, pela troca de momentum, já que o vento move a superfície da água. Além das correntes de gradiente entre diferentes regiões oceânicas e nas bocas dos rios, é o vento quem principalmente supre a energia necessária para gerar e manter as correntes de grande escala. Uma vez que elas transportam calor para os polos em seus ramos meridionais, as correntes contribuem para os processos planetários de trocas de calor.

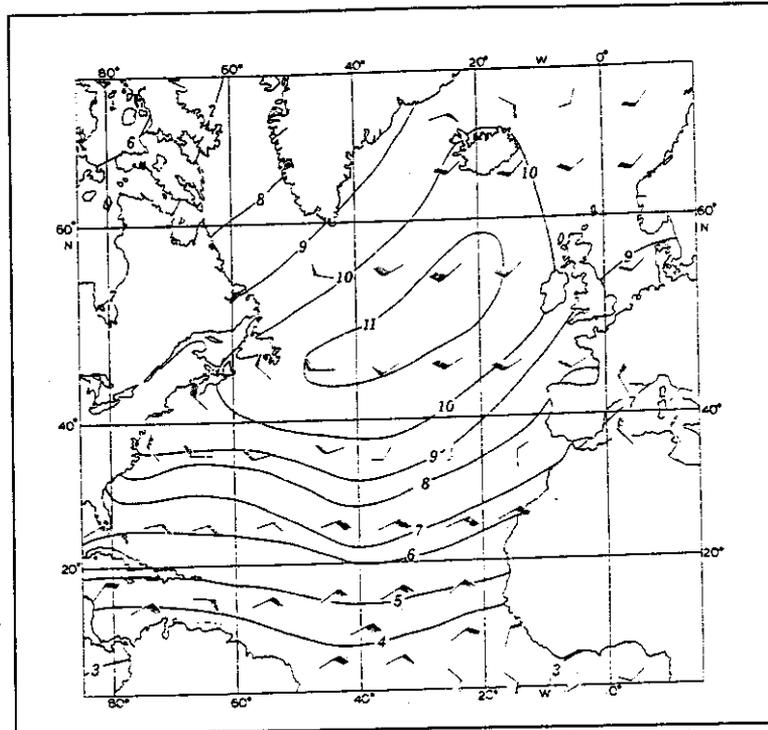


Fig. 2.3 - Ventos superficiais médios no AN, janeiro.

FONTE: Tucker e Barry (1984), p. 208.

A magnitude do cisalhamento do vento é proporcional ao cubo da velocidade do vento, dependendo, também, do estado do mar e das condições da atmosfera sobrejacente. O forçamento do cisalhamento do vento sobre a superfície marinha causa movimentos na forma de ondas e correntes. A corrente superficial é normalmente 3% da velocidade do vento (Brown et al., 1991).

Os efeitos do cisalhamento do vento na superfície são transmitidos para baixo através de atritos internos da coluna d'água, causados por turbulência. O coeficiente de atrito importante para estudos oceanográficos é o coeficiente de viscosidade turbulento, que varia entre  $10^{-2}$  e  $10^2 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ , para movimentos verticais, e  $10^4$  a  $10^8 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ , para movimentos horizontais (op. cit., 1991).

A água em movimento tende a uma situação de equilíbrio. O fluxo se ajusta às forças atuantes sobre ele, de modo que estas forças balanceiam umas as outras. As principais forças que devem ser consideradas neste contexto são o cisalhamento do vento sobre a superfície marinha, atritos internos, força de Coriolis e força do gradiente de

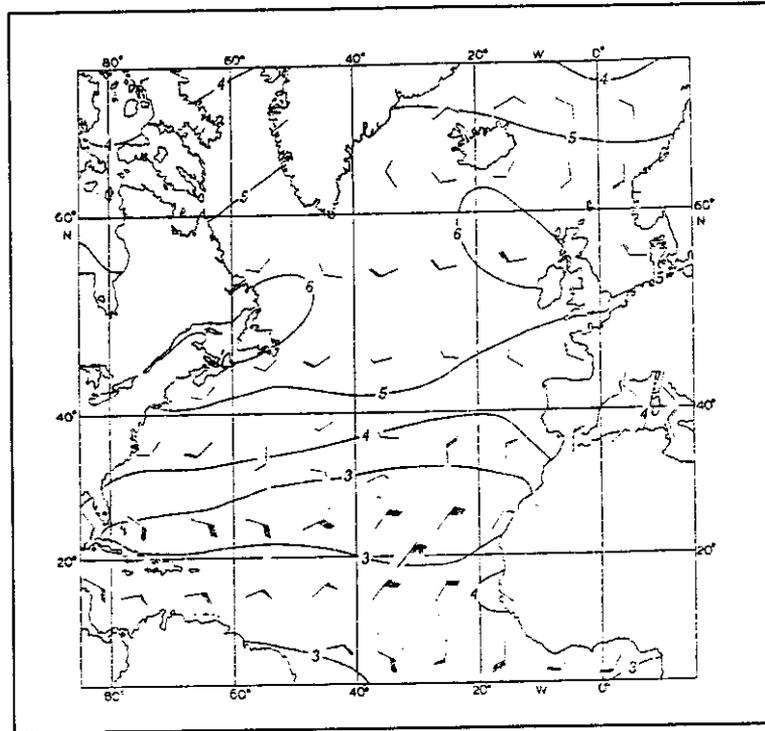


Fig. 2.4 - Ventos superficiais médios  
no AN, julho.  
FONTE: Tucker e Barry  
(1984), p. 209.

pressão horizontal (em certos casos, o atrito com o fundo oceânico e/ou com contornos costeiros também devem ser considerados).

Ekman mostrou teoricamente que em condições ideais a corrente superficial resultante da ação do vento fluirá a  $45^\circ$  da direção do vento (para a direita no hemisfério norte, para a esquerda no hemisfério sul), e que a direção desta corrente continuará girando, para a direita ou para a esquerda (dependendo do hemisfério), a medida que aumenta a profundidade. Este padrão é conhecido como espiral de Ekman. Uma consequência importante disto, é que o fluxo médio da camada derivada pelo vento é  $90^\circ$  para a direita do vento, no hemisfério norte, e  $90^\circ$  para a esquerda no hemisfério sul.

Quando os forçantes cessam de atuar, a água continua em movimento até que a energia suprida seja dissipada (principalmente por atrito). Durante este intervalo de tempo, a água continua sujeita à força de Coriolis, e o fluxo rotacional resultante é conhecido como corrente inercial. O período de rotação da corrente inercial varia com

o parâmetro de Coriolis  $f = 2w\text{sen}(\text{lat})$ , onde  $w$  é a velocidade angular de rotação da Terra.

As correntes que resultam quando a força do gradiente de pressão horizontal é balanceada pela força de Coriolis são conhecidas como correntes geostróficas. A força do gradiente de pressão horizontal pode resultar somente da inclinação da superfície marinha, e nessas condições, as superfícies isobáricas e isopícnais são paralelas, caracterizando uma condição barotrópica. Quando a água não é homogênea, mas existem variações laterais de temperatura e salinidade, parte da variação da pressão numa dada profundidade é devida à inclinação das superfícies isopícnicas em direção oposta às superfícies isobáricas; então, as isóbaras e isopícnicas estão inclinadas umas em relação as outras, caracterizando uma condição baroclínica.

Segundo Hoflich (1984), no hemisfério sul, as correntes são, em média, defletidas no sentido anti-horário em  $30^\circ$  da direção do vento, dependendo da latitude, da variabilidade e força do vento e do estado do mar.

A contínua interação entre o vento, mar e corrente, resulta em variações correspondentes das correntes oceânicas, que somente na média climatológica existem como amplas circulações estáveis. Ainda, padrões de correntes em pequena-escala são observados, tais como ramificações, filamentos, meandros, etc.

### 2.2.1 - CIRCULAÇÃO SUPERFICIAL DO ATLÂNTICO SUL

As principais correntes superficiais do AS estão ilustradas, de forma esquemática, na Figura 2.5.

A circulação superior do AS é caracterizada por um grande giro que se estende da superfície até cerca de 200m de profundidade, próximo ao equador, e até cerca de 800m, próximo da convergência subtropical (Pickard, 1990).

Forçada pelos alíseos, a corrente de Benguela flui paralelamente à costa oeste da África. Ela é uma corrente fria, relativamente pouco salina, que recebe contribuições de águas subantárticas e de ressurgências ao longo da costa africana. Em latitudes menores ela se une à corrente sul equatorial, que é forçada pelos alíseos e flui para oeste através do AS. A configuração da costa brasileira faz com que a maior parte desta corrente seja defletida ao longo da costa norte do Brasil (Corrente Norte do Brasil), atravessando o equador e entrando no AN (op.cit., 1990; Peterson e Stramma, 1991). Após cruzar o equador, sua parte inferior retroflete e dirige-se para leste, enquanto que, a

parte superior prossegue mais para o norte, onde retroflete na Corrente Norte Equatorial (Schott e Boning, 1990).

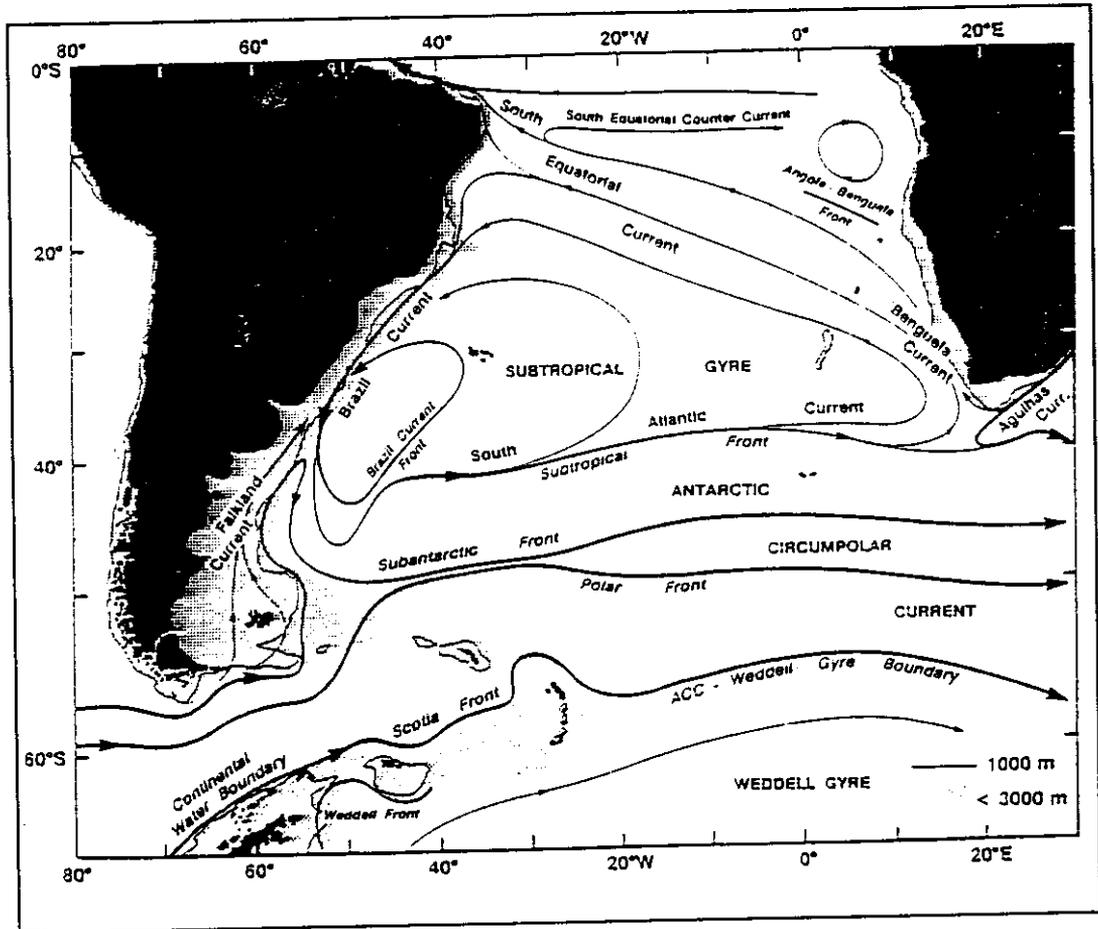


Fig. 2.5 - Circulação oceânica superficial do Atlântico Sul.

FONTE: Peterson e Stramma (1991), p. 3.

A posição da ZCIT, ao norte do equador, está associada com o fato de que a Corrente Sul Equatorial, forçada pelos aliseos de sudeste, cruza o equador especialmente durante o inverno austral, e então, gira para leste, como a Contra Corrente Norte Equatorial, fluindo para dentro do Golfo da Guiné, como a Corrente da Guiné (Peterson e Stramma, 1991; Hoflich, 1984; Arnault, 1987).

Somente a parte mais fraca da Corrente Sul Equatorial permanece no AS. Esta parte flui para sul como uma corrente quente, relativamente mais salina, ao longo da costa leste do Brasil. Esta Corrente do Brasil se encontra com a corrente fria das Malvinas, em torno de 30-40°S (Gordon, 1988), que por sua vez, flui para o norte, desde a Passagem

de Drake, a leste do Cabo Horn. Ambas as correntes (Brasil e Malvinas) giram para leste e formam o limite setentrional da deriva do vento oeste da Corrente Circumpolar Antártica (Hoflich, 1984; Peterson e Stramma, 1991; Gordon, 1988).

No sul da África, a Deriva do Vento Oeste encontra com a corrente quente das Agulhas, que flui para sudoeste, desde o oceano Índico, ao longo da costa leste africana. Uma parte das duas correntes gira para o norte, juntando-se à corrente de Benguela, e a outra parte retroflete para sudeste, entrando novamente no oceano Índico.

A observação da Figura 2.5 permite notar um giro anticiclônico fluindo em torno do centro de alta pressão subtropical. Porém, o giro ciclônico, mais ao sul, só é fracamente desenvolvido no AS.

### 2.2.2 - CIRCULAÇÃO SUPERFICIAL DO ATLÂNTICO NORTE

As principais correntes superficiais do AN estão esquematizadas, de forma simplificada na Figura 2.6.

A Corrente Norte Equatorial, forçada pelos alíseos, faz parte do giro anti-ciclônico observado na Fig. 2.6. Esta corrente flui para oeste e recebe contribuição da Corrente Sul Equatorial, quando esta cruza o equador e entra no AN (Pickard, 1990; Brown et al., 1991).

Parte deste fluxo conjunto dirige-se para noroeste, como a Corrente das Antilhas, e outra parte entra no mar do Caribe, indo até o Golfo do México. Durante esta passagem pelo Caribe, o fluxo é governado por ventos de leste, e a água se empilha no Golfo do México. Do golfo, o fluxo escapa por entre a Flórida e Cuba, para o AN, como a Corrente da Flórida. As características desta corrente indicam que sua formação se dá a partir de águas das correntes Norte e Sul Equatorial que atravessam o Caribe.

Estudos demonstraram, entretanto, que o fluxo dentro do Golfo do México forma, as vezes, "loops". Estes "loops" geralmente produzem vórtices anticiclônicos que se movem para oeste, no golfo. Ao largo da costa da Flórida, a Corrente da Flórida junta-se com a Corrente das Antilhas, e próximo do Cabo Hatteras, este fluxo conjunto escapa da costa norte-americana.

A Corrente do Golfo flui desde a Flórida, escapando da costa norte-americana na altura do Cabo Hatteras, fluindo para nordeste, até cerca de 40-50°W. O fluxo que continua para nordeste é chamado de Corrente Norte Atlântica. Esta corrente divide-se, e uma parte gira para

nordeste, entre a Escócia e a Islândia, e vai tomar parte na circulação dos mares da Noruega, Groelândia e Ártico. A outra parte da Corrente Norte Atlântica gira para sul, passa pela Espanha e pelo norte da África, onde é conhecida como Corrente das Canárias, indo fechar o giro do AN, alimentando a Corrente Norte Equatorial (Stommel, 1976).

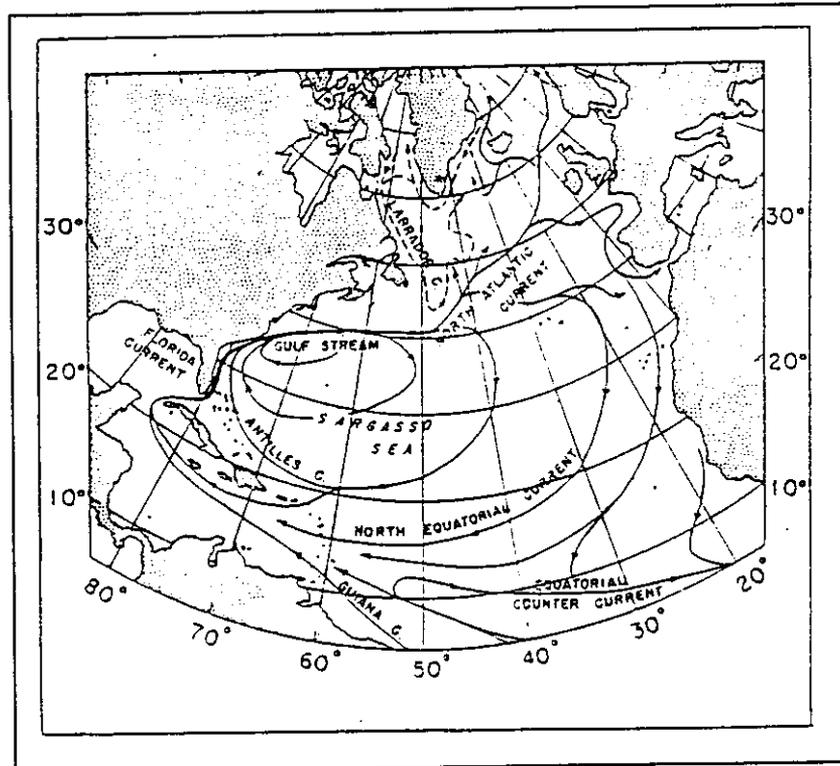


Fig. 2.6 - Circulação oceânica superficial do Atlântico norte.

FONTE: Stommel (1986), p. 23.

### 2.2.3 - CIRCULAÇÃO EQUATORIAL

Segundo Brown et al. (1991), o sistema de correntes equatoriais não está disposto simetricamente em relação ao equador, mas está deslocado alguns graus de latitude para o norte.

Considerando os ventos da região equatorial e o transporte de Ekman (volume total de água transportado perpendicularmente à direção do vento, por segundo, na coluna d'água sensível à tensão do vento), tem-se que este transporte é para a esquerda do vento, no hemisfério sul, para a direita, no hemisfério norte, e na direção do vento sobre o equador. Os alíseos sopram obliquamente ao equador,

resultando num transporte para fora desta região, criando uma área de divergência conhecida como Divergência Equatorial (op. cit., 1991).

Como a ZCIT é caracterizada por ventos fracos (Doldrums), não há transporte de Ekman significativo na região entre as zonas de alísios. Portanto, as águas movendo-se através do equador em resposta aos alísios de sudeste, convergem nesta região (em torno de 4°N). Por outro lado, há uma divergência, em torno de 10°N, como resultado da água movendo-se para fora da região dos Doldrums, em resposta aos alísios de nordeste.

O fluxo para oeste, das águas superficiais, também é resultado direto dos alísios. Estes sopram com ângulos de 45° em relação ao equador, e o fluxo superficial nas correntes Norte e Sul Equatorial é desviado para oeste, em ambos os casos.

O efeito geral dos alísios é dirigir a água em direção a oeste, porém, este fluxo é bloqueado pelos continentes nos limites de oeste. Como resultado disto, na região equatorial, ocorre uma inclinação da superfície do mar, na direção oeste-leste, causando uma força do gradiente de pressão horizontal para leste. Como os ventos são fracos nesta região (Doldrums), a água é capaz de fluir ao longo do gradiente de pressão horizontal, dando origem à Contra Corrente Norte Equatorial. Como este fluxo está ligeiramente deslocado para o norte do equador, a força de Coriolis já atua para a direita, em direção ao equador, contribuindo para o aparecimento de uma zona de convergência equatorial (com contribuições do transporte através do equador resultante da ação dos alísios de sudeste) (op. cit., 1991).

A Corrente Sul Equatorial é, em média, a mais forte (Brown et al., 1991). Apresenta dois núcleos de velocidade máxima, um na latitude em torno de 2°N e outro a cerca de 3-5°S (Arnault, 1987).

A Contra-Corrente Equatorial é presente o ano todo na parte leste do Atlântico, entre 5-10°N, onde se chama Corrente da Guiné (Brown et al., 1991; Molinari, 1983).

Há, também, uma fraca Contra-Corrente Sul Equatorial que pode ser distinguida nas partes oeste e central do oceano, entre cerca de 5-10°S.

O sistema de correntes equatoriais do Atlântico não tem o padrão de fluxo simples leste-oeste, como no Pacífico. Isto é parcialmente devido à relativamente menor largura da bacia (cerca de 1/3 do Pacífico), combinada com a

influência das formas das costas africana e americana na direção dos fluxos das correntes (Brown et al., 1991).

#### 2.2.4 - DISTRIBUIÇÃO DOS CAMPOS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE

A distribuição dos campos de TSM é aproximadamente zonal. Próximo aos continentes, as correntes oceânicas são desviadas e as isotermas podem se aproximar mais do sentido norte-sul (Pickard, 1990).

Entre o equador e 20°N, aproximadamente, as temperaturas variam entre 25-28°C, apresentando pequena variação sazonal. Até cerca de 40°N, as diferenças entre as temperaturas de superfície de verão e inverno são de 10K, sendo que estas diferenças diminuem nas altas latitudes. No AS, do equador até 40°S, aproximadamente, ocorre uma variação sazonal em torno de 5K. Em latitudes mais altas, a amplitude da variação sazonal é menor (op. cit., 1990).

Há uma diferença significativa entre os padrões de TSM dos lados ocidental e oriental do Atlântico, principalmente no AN. Por exemplo, as temperaturas de superfície variam em torno de 25K entre a Flórida e o Labrador, enquanto que, esta diferença é de cerca de 10K, nas mesmas latitudes, no lado oriental da bacia (do norte da África até a Escócia). Estas diferenças no sentido leste-oeste estão associadas com diferenças nas correntes oceânicas (op.cit., 1990).

As correntes oceânicas podem ser observadas a partir dos padrões de TSM. Os desvios de temperaturas, em relação às médias zonais, são essencialmente determinados por correntes e circulações verticais. Isto é válido não somente para a média climatológica em grande escala, mas também, em escalas menores, quando as correntes principais se desagregam em padrões de correntes menores (Legeckis, 1978).

Os campos de TSM contêm feições variáveis de pequena escala. A variabilidade é causada por correntes, turbulência, ventos e ondas, assim como por convecção dentro do oceano. O aumento da velocidade do vento, resfriamento do ar, precipitação e ressurgência diminuem os valores de TSM (Ostapoff et al., 1973).

Segundo Hoflich (1984), considerando-se a média climatológica, a TSM representa um balanço entre a radiação incidente sobre a superfície marinha, a troca vertical de calor com a atmosfera e a troca advectiva de calor entre as correntes.

#### 2.2.4.1 - CAMPOS DE TEMPERATURA DO ATLÂNTICO SUL

As Figuras 2.7 e 2.8, mostradas a seguir, apresentam a distribuição dos campos de TSM, em janeiro e julho, respectivamente, na região do AS.

Ao sul de 30°S, o gradiente meridional médio de temperatura totaliza 0,9°C/grau de latitude no verão e 0,7°C/grau de latitude no inverno, ao largo, onde não é perturbado por influências continentais e correntes. A posição da ZCIT determina o padrão de temperatura nos trópicos. Os maiores valores de TSM são medidos nesta região e os menores, próximos do gelo (Hoflich, 1984).

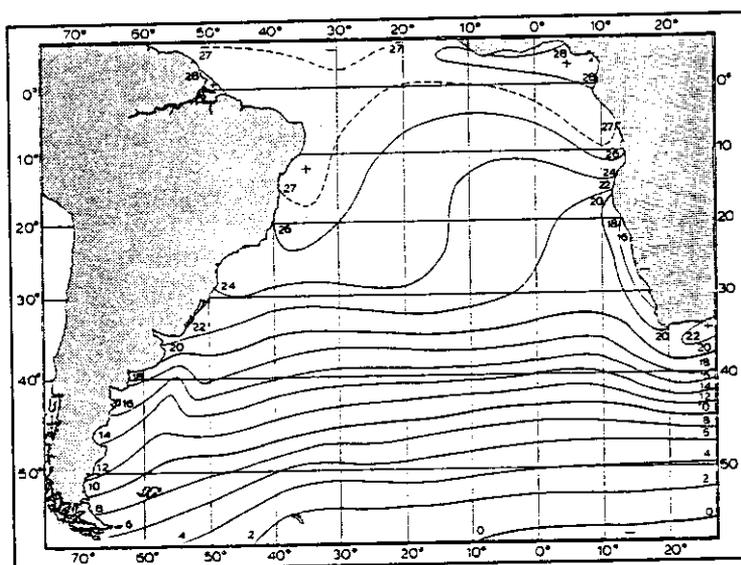


Fig. 2.7 - Distribuição dos campos de TSM no AS, janeiro.  
 FONTE: Hoflich (1984), p. 169.

No sul da África, a temperatura na quente Corrente das Agulhas é de 21°C no verão, e 18°C no inverno. A presença desta corrente desloca o início da queda meridional abrupta da temperatura ao sul de 35°S (Gordon, 1988). Por outro lado, a água fria antártica estende-se excepcionalmente mais ao norte nesta região (0°C a 55°S), devido à assimetria zonal da Antártica, e portanto, o gradiente médio mais forte de temperatura (1,1°C/grau de latitude) é localizado ao sul da África (Hoflich, 1984).

No verão, ao norte da Corrente das Agulhas, ocorrem ressurgências ao longo da costa sul africana, com

ventos de nordeste (Peterson e Stramma, 1991). Ao largo da costa oeste africana, a fria Corrente de Benguela diminui os valores de TSM em cerca de 4°C abaixo da média local. No interior da corrente, águas superficiais deslocam-se para o largo e seu lugar é tomado por águas de profundidades de cerca de 200m. Esta água de ressurgência diminui a temperatura da água na superfície, em relação à média climatológica, em cerca de 5°C, no verão, e 3°C, no inverno. Esta ressurgência estende-se ao longo da costa desde o Cabo da Boa Esperança até Ponta Albina (15°S), onde um forte gradiente de temperatura (1°C/grau de latitude) separa a água fria de ressurgência, da água quente tropical, notadamente no verão (quando a ZCIT se aproxima do equador) (Hoflich, 1984).

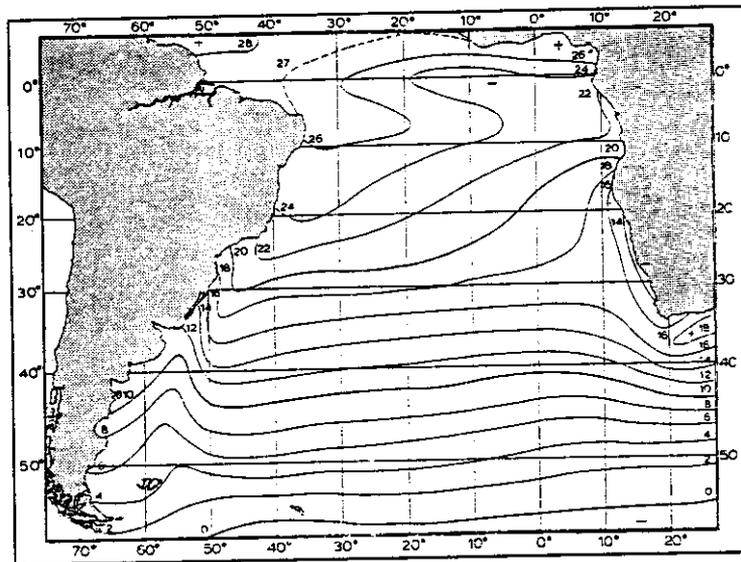


Fig. 2.8 - Distribuição dos campos de TSM no AS, julho.  
 FONTE: Hoflich (1984), p. 170.

Os efeitos da fria Corrente de Benguela alcançam a região equatorial, onde, em janeiro, águas relativamente frias encontram águas quentes da ZCIT, caracterizadas por temperaturas de 27-29°C, desde o Golfo da Guiné, até a costa norte do Brasil.

Sobre o equador, uma língua de água fria, com temperaturas de 23°C, marca a ressurgência local, mais desenvolvida no inverno austral (Hastenrath e Lamb, 1977; Picaut et al., 1985; Ferreira de Lima, 1993). Isto é causado por uma divergência da Corrente Sul Equatorial quando passa pelo equador e é claramente separada da zona de água fria da Corrente de Benguela (Hoflich, 1984).

A Corrente do Brasil é caracterizada por uma língua de água quente até cerca de 40°S, a leste da América do Sul (Peterson e Stramma, 1991; Gordon, 1989; Olson et al., 1988). Na região que se estende desde o Espírito Santo até o litoral norte de São Paulo, o contraste térmico entre as águas costeiras e a Corrente do Brasil é mais evidente no verão pelo efeito da ressurgência costeira.

Desde o sul, ao longo da plataforma continental da Patagônia, a água fria da Corrente das Malvinas se estende em direção à Corrente do Brasil (Peterson e Stramma, 1991). Os contrastes de temperaturas entre estas duas correntes se intensificam ao largo do Rio da Prata (mais ao norte no inverno que no verão) onde, em média, a zona frontal subtropical é encontrada na atmosfera e a convergência subtropical é observada no oceano (Hoflich, 1984).

Comparando-se com o AN, as TSMs do AS são mais baixas. Geralmente, a diferença entre os dois oceanos é de cerca de 4°C. Isto é devido à componente direcionada para o norte apresentada pelas correntes do Atlântico, que carregam águas quentes através do equador, para o AN (op.cit., 1984).

#### 2.2.4.2 - CAMPOS DE TEMPERATURA DO ATLÂNTICO NORTE

As Figuras 2.9 e 2.10 mostram a distribuição dos campos de TSM, de janeiro e julho, respectivamente, na região do AN.

Os padrões de TSM observáveis nestas figuras apresentam temperaturas mais baixas ao norte e a oeste da bacia, com acentuados gradientes horizontais sobre o lado ocidental (em torno das latitudes 35-45°N).

As águas quentes observadas na região nordeste do Atlântico durante o inverno boreal representam a Corrente do Golfo. A amplitude anual da TSM é maior ao largo da costa leste da América do Norte, em resposta às interações oceano-atmosfera e a sistemas de correntes oceânicas. Estas figuras não pretendem ser representativas de águas costeiras, particularmente durante o inverno, onde fortes gradientes de TSM podem ocorrer (Tucker e Barry, 1984). Segundo os mesmos autores, a estrutura vertical da temperatura e densidade da camada superior do AN é importante para as mudanças sazonais da TSM. Durante o verão, em latitudes médias, ocorre um acentuado gradiente de densidade e temperatura, referido como termoclina sazonal, a cerca de 25-50m de profundidade. A radiação absorvida pelo oceano pode aquecer a camada superficial acima da termoclina sazonal, bem rapidamente,

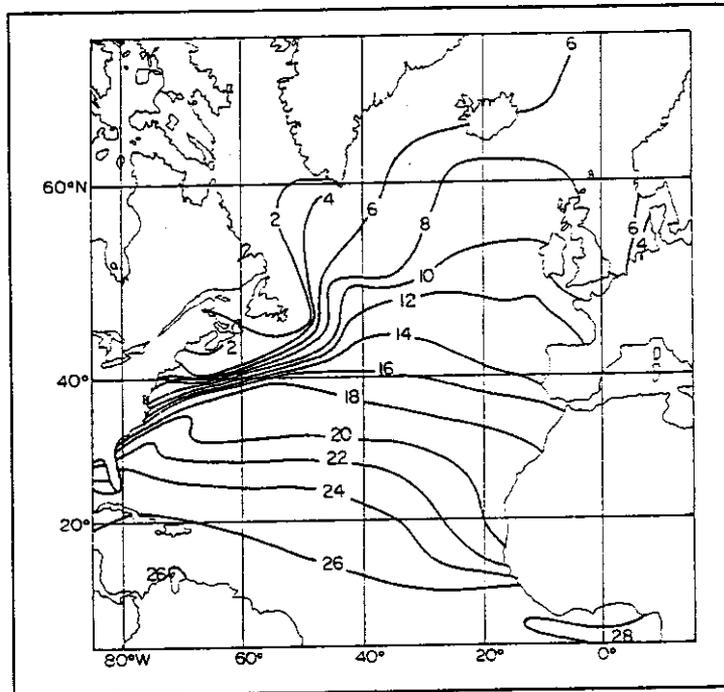


Fig. 2.9 - Distribuição dos campos de TSM no AN, janeiro.  
 FONTE: Tucker e Barry (1984), p. 194.

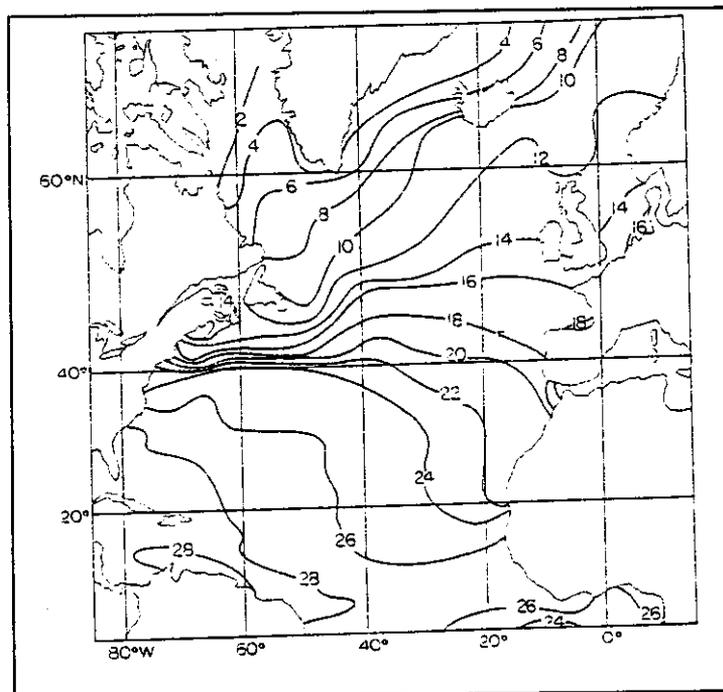


Fig. 2.10 - Distribuição dos campos de TSM no AN, julho.  
 FONTE: Tucker e Barry (1984), p. 195.

durante condições de tempo calmo e bom, na primavera e verão. Porém, como a camada superficial se resfria durante o inverno, a termoclina sazonal é removida e a água superficial pode afundar até grandes profundidades. Como esta água superficial é substituída por águas mais quentes e profundas, um limite é então colocado ao resfriamento da camada superficial.



CAPÍTULO 3BASE DE DADOS MCSST3.1 - A EVOLUÇÃO DO SISTEMA OPERACIONAL DO SATÉLITE  
METEOROLÓGICO TIROS

Em 1º de abril de 1960, o primeiro satélite meteorológico foi lançado pelos Estados Unidos da América (EUA). O Television and Infrared Observation Satellite (TIROS-1) demonstrou sua habilidade na aquisição de imagens da cobertura de nuvens sobre a Terra. Embora o TIROS-1 tenha sido experimental, os seus resultados preliminares foram bem recebidos pelos meteorologistas que os utilizaram para suplementar observações convencionais. O impacto dessas observações iniciais levou à evolução de uma série de satélites que rotineiramente monitoram a atmosfera terrestre, os continentes e os oceanos.

A oportunidade de se obter dados rotineiros sem interrupção, permitindo observações globais diárias foi conseguida com a introdução do programa TIROS Operational System (TOS). Este sistema consistia num par de satélites Environmental Science Services Administration (ESSA) em órbitas heliosíncronas, com configurações específicas para cada missão. Imagens globais eram obtidas pela "Advanced Vidicon Camara System" (AVCS) e eram transmitidas para as estações ESSA "Command and Data Acquisition" (CDA), nos EUA. As CDA retransmitiam os dados para o "National Environmental Satellite Service" (NESS) que processava esses dados e os disseminava para centros de previsão no próprio país ou para outras nações.

Os satélites de números ímpares (ESSA-1,3,5,7 e 9), com sistemas AVCS, forneciam dados globais em tempo real. Os satélites de números pares (ESSA-2,4,6 e 8), equipados com câmaras APT, forneciam imagens diretamente para estações localizadas ao redor do globo terrestre. Todos os satélites ESSA operavam em órbitas à aproximadamente 1450 km de altitude.

A segunda geração de satélites meteorológicos começou com o lançamento do Improved TIROS Operational System (ITOS-1), em janeiro de 1970. O sistema ITOS evoluiu com o desenvolvimento dos satélites ITOS-D. Novos sensores obtiam imagens de dia e de noite com alta e média resolução através dos radiômetros Very High Resolution Radiometer (VHRR) e Scanning Radiometer (SR).

A terceira geração de sistemas de operação de satélites meteorológicos de órbita polar iniciou suas operações em 1978. Foram concebidas duas configurações nesta série TIROS-N/NOAA: cinco do tipo TIROS-N - TIROS-N e NOAA-A a D, e seis do tipo "Advanced TIROS-N" (ATN) - NOAA-E a J (Figura 3.1).

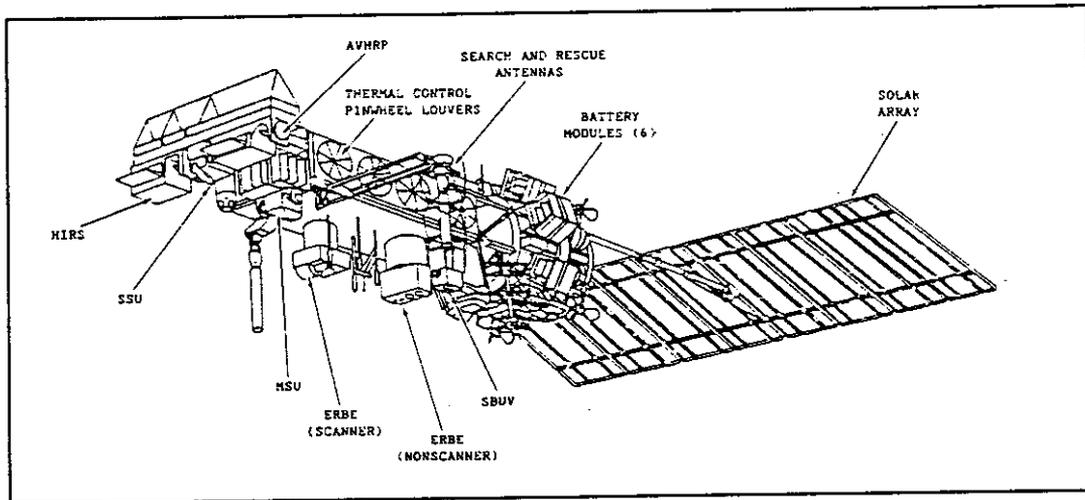


Fig. 3.1 - Configuração atual do satélite TIROS-N.  
FONTE: Rao et al. (1990), p. 52.

As espaçonaves TIROS-N receberam novos instrumentos como o AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) que além de fornecer imagens nas faixas do visível e infravermelho, de dia e de noite, fornecia dados para determinação da TSM e identificação de neve e gelo no mar, além de outras aplicações.

Os satélites ATN (1983 em diante) operam em órbita heliossíncrona, circular, quase-polar, com altitude média de 850 km. Duas altitudes nominais de 833 km e 870 km foram selecionadas para permitir a operação simultânea de dois satélites. A uma altitude de 833 km, a inclinação da órbita é  $98.739^\circ$ , o período nodal é de 101.58 min, e o número de órbitas por dia é 14.18. A uma altitude de 870 km, esses parâmetros são  $98.899^\circ$ , 102.37 min, e 14.07 órbitas por dia (Rao et al., 1990). Como o número de órbitas por dia não é inteiro, a trajetória sub-orbital do satélite não se repete diariamente, ainda que a hora solar local da passagem do satélite seja essencialmente a mesma para todas as latitudes. As longitudes de cada passagem da órbita pelo equador são variáveis em função da rotação da Terra (Kidwell, 1991).

A Tabela 3.1 contém os horários aproximados de cruzamento com o equador, respeitando-se a hora solar local para a série ATN.

TABELA 3.1 - HORÁRIO DE CRUZAMENTO COM O EQUADOR DOS SATÉLITES ATN

SATELITE	O. ASCENDENTE	O. DESCENDENTE
TIROS-N	1500	0300
NOAA-6	1930	0730
NOAA-7	1430	0230
NOAA-8	1930	0730
NOAA-9	1420	0220
NOAA-10	1930	0730
NOAA-11	1340	0140
NOAA-12	1930	0730

FONTE: Kidwell (1991), p. 1-7.

### 3.2 - O SENSOR AVHRR

O AVHRR é um sistema de varredura transversal, que apresenta 4 ou 5 canais espectrais. O AVHRR instalado a bordo do TIROS-N, NOAA-6, 8 e 10, possui 4 canais, e a versão a bordo do NOAA-7, 9, 11 e 12, possui 5 canais (Kidwell, 1991).

As bandas espectrais dos canais AVHRR da série de satélites TIROS-N estão na Tabela 3.2, juntamente com seus respectivos campos de visada instantâneos (IFOV's).

TABELA 3.2 - BANDAS ESPECTRAIS DO AVHRR (um)

CANAL	TIROS-N	NOAA-6,8,10	NOAA-7,9,11,12	IFOV(milir -radianos)
1	0.55-0.90	0.58-0.68	0.58-0.68	1.39
2	0.725-1.10	0.725-1.10	0.725-1.10	1.41
3	3.55-3.93	3.55-3.93	3.55-3.93	1.51
4	10.5-11.5	10.5-11.5	10.3-11.3	1.41
5	repete Cn.4	repete Cn.4	11.5-12.5	1.30

FONTE: Kidwell (1991), p. 3-1.

O IFOV de cada canal é aproximadamente 1.4 milirradianos, o que leva a uma resolução no nadir de 1.1km, para uma altitude nominal de 833 km. A varredura transversal (da direita para a esquerda) é executada por incrementos de IFOV, a uma taxa de 360 varreduras por minuto. Os dados analógicos do sensor são convertidos em digital a bordo do satélite com resolução de 10 bits (0 a 1023 níveis de cinza), numa taxa de 39.936 amostras por segundo, por canal. Cada passo de amostragem corresponde a um ângulo de rotação de 0,95 milirradianos. Nesta razão de amostragem, ocorrem 1362 amostras por IFOV. Desta forma, um total de 2048 amostras são obtidas por canal, a cada linha, cobrindo uma abertura de +/- 55.4° em relação ao nadir (Kidwell, 1991). A faixa imageada tem 2240 km de largura (Rao et al., 1990).

Os canais do visível e infravermelho próximo utilizam detectores tipo fotodiodos quadrados (0.254 cm de lado) de silício, com eficiência de 99% na coleta da radiação incidente (Rao et al., 1990).

Os canais do IR utilizam detectores resfriados a 105K (-168.15°C). O detector selecionado para o canal 3 é o fotodiodo de InSb (antimoneto de índio), enquanto que os canais 4 e 5 utilizam o fotocondutor de HgCdTe (telureto de cádmio mercúrio) (op.cit., 1990).

Os canais do IR são calibrados em órbita. A cada varredura, o instrumento visa o espaço (irradiância zero) e um alvo interno (290K ou 16.85°C, aproximadamente) a bordo do satélite. Este alvo interno foi projetado para se comportar como um corpo negro (op. cit., 1990; Schwalb, 1982).

Os canais do visível não são calibrados em órbita (ainda que a visada do espaço seja disponível como ponto de referência) (Kidwell, 1991).

O modo normal de operação do satélite requer transmissão direta dos dados AVHRR para Terra continuamente em tempo real. Esta transmissão direta em tempo real é denominada High Resolution Picture Transmission (HRPT), para os dados com resolução de 1.1 km, ou APT, com resolução de 4km.

Os dados AVHRR também podem ser gravados a bordo da espaçonave para retransmissão posterior para estações em Terra (CDA's). Esses dados podem ser registrados com resolução de 1.1 km (mesmo formato dos dados HRPT) ou com resolução de 4 km. As imagens armazenadas em alta resolução (1.1 km) são denominadas "Local Area Coverage" (LAC). Devido a enorme quantidade de bits, somente cerca de 10 minutos de

dados LAC podem ser acomodados num único registro. Por outro lado, 116 minutos de imagens de menor resolução (4 km), denominadas "Global Area Coverage" (GAC), podem ser armazenadas a bordo, de forma que é possível cobrir completamente os 102 minutos de uma órbita completa (Rao et al., 1990).

### 3.3 - ALGORITMOS PARA OBTENÇÃO DA TSM

Existem várias aproximações possíveis para a aplicação de correções atmosféricas sobre imagens coletadas por sensores orbitais, de maneira que se possa adquirir informações sobre determinada superfície na Terra, a partir de dados radiométricos (Cracknell e Hayes, 1991).

A NOAA tem fornecido estimativas globais da TSM desde 1970 a partir da série de satélites ITOS e, posteriormente, com a geração de satélites operacionais TIROS-N. Até 1973, somente um canal espectral era disponível no radiômetro SR para a execução dessas estimativas. Após o lançamento do satélite NOAA-2 (1972), dados de temperatura atmosférica e perfis de umidade ficaram disponíveis a partir do instrumento Vertical Temperature Profile Sounder (VTPR).

Entre 1973 e 1976, a atenuação atmosférica era calculada a partir dos perfis obtidos pelo VTPR (Brower et al., 1976).

Em 1976, um algoritmo alternativo foi proposto para a obtenção da TSM. Este novo algoritmo combinava medições efetuadas em diferentes canais espectrais do VTPR com dados coletados pelo SR, em bandas coincidentes por meio de métodos de regressão.

Este procedimento VTPR/SR se prolongou até o lançamento do satélite TIROS-N em 1978, quando uma técnica similar, utilizando os instrumentos AVHRR/High InfraRed Sounder (HIRS), foi implementada. Os dados de TSM obtidos através desses algoritmos foram denominados Global Operational Sea Surface Temperature Computation (GOSSTCOMP). A técnica AVHRR/HIRS forneceu uma melhoria significativa na precisão da TSM derivada de satélites (Walton, 1985).

Como a versão antiga do AVHRR só dispunha de 2 canais na região do IR, assumia-se um modelo atmosférico e os parâmetros relativos ao modelo eram determinados a partir de dados coletados por outros instrumentos a bordo do satélite. Entretanto, esses instrumentos forneciam dados mais esparsos e, portanto, não exatamente registrados com os dados do AVHRR (Cracknell e Hayes, 1991).

Após o lançamento do NOAA-7, com a introdução do "split-window" no AVHRR/2, com 2 bandas espectrais em 10.3-11.3  $\mu\text{m}$  e 11.5-12.5  $\mu\text{m}$  no lugar de uma única banda em 10.5-11.5  $\mu\text{m}$ , o método multicanal Multi-Channel Sea Surface Temperature (MCSST) tornou-se operacional para a correção dos efeitos atmosféricos.

Pela técnica MCSST, todas as variações locais nas condições atmosféricas são eliminadas numa base pixel-a-pixel (op.cit., 1991). Determinadas combinações dos canais nas regiões do VIS e do IR são empregadas para detectar a presença de nuvens em arranjos (p.ex., 2x2 ou 4x4 pixels) de dados AVHRR do tipo GAC. Somente conjuntos de dados livres de nuvens são processados pelos algoritmos MCSST (McClain et al., 1985):

A correção para a atenuação atmosférica é baseada no fato de que a radiação termal emitida pela superfície marinha, em qualquer intervalo espectral, é absorvida pelos constituintes atmosféricos e reemitida em todos os níveis da atmosfera.

Segundo Bernstein (1982), o déficit de temperatura em um canal do AVHRR, que resulta da absorção atmosférica pelo vapor d'água, é uma função linear da diferença da temperatura de brilho em 2 canais diferentes.

As radiâncias medidas nos vários canais decrescem para maiores teores de vapor d'água precipitável na atmosfera ou para ângulos zenitais de visada maiores. Através de modelos atmosféricos de temperatura e umidade, a radiação emitida pela superfície pode ser transformada em temperatura de brilho (McClain et al., 1985).

Para um satélite em órbita, o algoritmo de correção atmosférica mais satisfatório é aquele que é derivado de um conjunto de dados reais de satélites e medidas sinópticas no mar, levando-se em consideração nestas últimas, uma vasta gama de latitudes, estações do ano e condições atmosféricas.

Além disto, devem-se considerar diferentes ângulos de visada, uma vez que o algoritmo deve ser válido para todas as áreas varridas pelo radiômetro.

Como as contribuições atmosféricas são diferentes para os períodos diurno e noturno, é necessário que se utilizem algoritmos diferentes para os dois períodos, uma vez que não há radiação solar refletida durante a noite. Segundo Robinson (1985), o algoritmo denominado "split-window" é o mais indicado para o período diurno. Este

algoritmo é assim denominado por utilizar a temperatura de brilho dos canais 4 e 5 que trabalham dentro da janela atmosférica de 10.2 a 12.5  $\mu\text{m}$ . Durante a noite, os três canais (3, 4 e 5) podem ser utilizados em diferentes combinações, sempre dentro das janelas atmosféricas de 3 a 5  $\mu\text{m}$  e 10 a 12.5  $\mu\text{m}$ .

Como primeiro passo na produção de MCSST's, os dados brutos AVHRR/GAC são processados no nível 1B, contendo informações necessárias ao georeferenciamento e calibração dos dados. Os arquivos gerados são organizados em alvos que consistem de 5 blocos de 11x11 pixels, cada um correspondendo a um dos canais AVHRR. É realizado um controle de qualidade dos dados, sendo que alvos referentes a áreas continentais são descartados. O pré-processamento termina com a seleção do algoritmo adequado (diurno/noturno).

### 3.3.1 - ALGORITMOS MCSST DIURNOS

Segundo McClain et al. (1985), os dados AVHRR/GAC diurnos são processados na seguinte forma:

1) Teste do ângulo zenital de visada: alvos diurnos somente são processados se este ângulo for menor que  $53^\circ$ .

2) Teste para identificação de nuvens: a reflectância no canal 2 (infravermelho refletido) deve ser da ordem de 10%, em 10 ou mais elementos do alvo.

3) Teste de alta resolução para separação terra/água: este algoritmo tem a opção de fazer observações próximas (5km) da linha de costa, em algumas áreas selecionadas. Qualquer elemento a menos de 5 km do continente é rejeitado. Os elementos adjacentes a um elemento rejeitado pelo teste também são rejeitados para prevenir que um elemento continental seja classificado erroneamente como marinho.

4) Seleção do arranjo-unidade: múltiplas observações MCSST podem ser obtidas para cada alvo diurno, dependendo da posição geográfica e da cobertura de nuvens. Em regiões costeiras selecionadas, conjuntos de 2x2 pixels GAC (os arranjos-unidade) são observados para se obter uma amostragem a cada 8km. Essa amostragem aumenta para 15km em áreas oceânicas adjacentes à costa, e para 25km em regiões mais afastadas.

5) Teste de uniformidade no IR-refletido: todos os quatro elementos da amostragem realizada no passo anterior, referentes ao canal 2, não devem diferir em mais que 0.32% em suas reflectâncias.

6) Limiarização de nuvens no IR-refletido: a maior reflectância de um arranjo-unidade deve ser menor que determinados valores de limiarização obtidos a partir de tabelas de reflectância empíricas.

7) Média dos elementos do arranjo-unidade: a média aritmética dos quatro elementos do arranjo-unidade é calculada para cada canal, e é utilizada nos passos seguintes.

8) Cálculo da MCSST: o valor da MCSST é calculado pela equação "split-window", a partir das temperaturas de brilho dos canais 4 e 5.

Os coeficientes da equação "split-window", assim como das equações "dual-window" e "triple-window" são atualizados periodicamente pela NOAA, com base em regressões geradas a partir de dados extraídos de imagens de satélites e de bóias oceanográficas (Robinson, 1985).

9) Teste de coerência da TSM: a MCSST calculada deve ser maior que  $-2.0^{\circ}\text{C}$  e menor que  $35.0^{\circ}\text{C}$ .

10) Teste climatológico: a MCSST não deve diferir do valor mensal climatológico, na sua localização, em mais que  $7^{\circ}\text{C}$ .

11) Modo algoritmo alternativo: se mais de uma MCSST deve ser obtida a partir de um alvo, então o algoritmo retorna ao passo 4. Se nenhuma MCSST for obtida pelo algoritmo diurno normal, então usa-se um algoritmo alternativo (implementado em 11/ago/83). Essa alternativa emprega uma limiarização menor para o teste de nuvens no IR-refletido (passo 6).

12) Saída dos valores MCSST: todos os valores MCSST são armazenados para serem incorporados ao banco de dados.

A fim de produzir uma representação gráfica da distribuição de temperatura, os valores calculados sofrem uma análise objetiva para formar campos de TSM sobre a grade regular de pontos.

Finalmente, os produtos de saída, nos quais se incluem os arquivos de médias semanais utilizados neste trabalho, além de mapas de isotermas e transmissões em sistemas globais de telecomunicações são obtidos a partir dos campos de TSM.

A Figura 3.2 resume o processamento do algoritmo MCSST diurno.

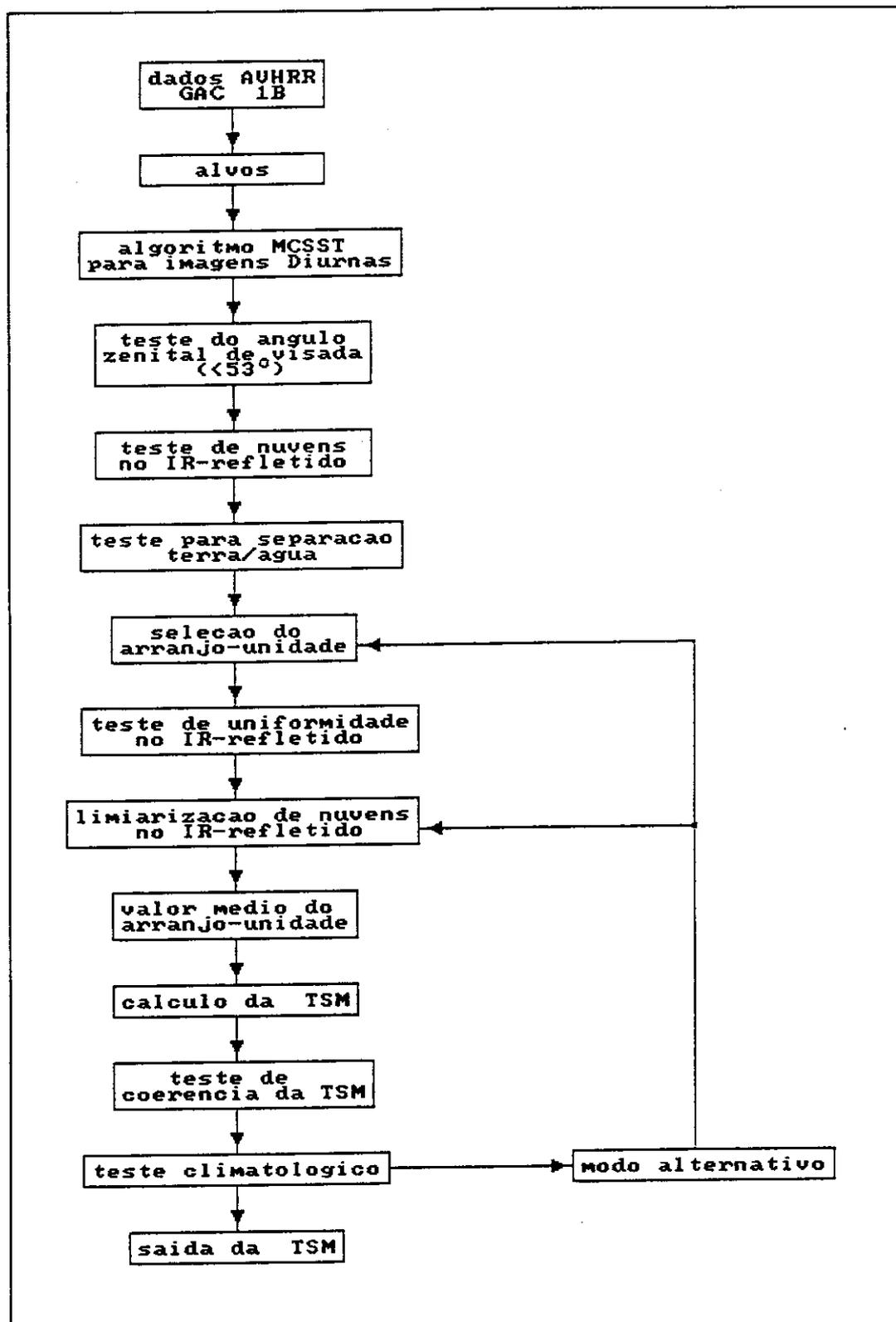


Fig. 3.2 - Algoritmo MCSST diurno.

McClain (1989) evidenciou o fato de que o método MCSST tem sido utilizado operacionalmente sobre dados globais do AVHRR desde novembro de 1981, e que este não tem sofrido grandes mudanças no decorrer dos anos. No entanto, refinamentos e modificações tem sido implementadas no sentido de manipular situações especiais, como o acompanhamento da camada de aerossóis lançados por erupções vulcânicas, que prejudicam a obtenção da TSM por meio de imagens.

As equações operacionais utilizadas pela NESDIS para correções atmosféricas aproveitam a relação linear entre as correções para as temperaturas de brilho dos canais 3, 4 e 5, e as diferenças entre as temperaturas de brilho para qualquer par desses canais. O coeficiente do termo diferença tem sido tratado como um parâmetro constante, ao passo que de fato, ele é uma função do conteúdo de vapor d'água e da temperatura de brilho. Estudos nesta área demonstraram que equações não lineares denominadas Cross-Product Sea Surface Temperature (CPSST) podem ser formuladas de forma que o parâmetro constante inclua uma dependência específica das temperaturas de 2 ou 3 canais. Os detalhes destas formulações são dados por Walton (1987).

Um resumo dos diversos algoritmos e coeficientes utilizados pela NOAA/NESDIS para calcular os valores de TSM, está descrito no Apêndice A.

A descrição do algoritmo MCSST noturno encontra-se no Apêndice B.

### 3.4 - BASE DE DADOS MCSST NODS/JPL

Longas séries temporais de variáveis oceânicas como a TSM, vento superficial, topografia dinâmica da superfície do mar e concentração do fitoplâncton, são essenciais para as pesquisas em ciências oceânicas. Somente os satélites podem fornecer esses dados em escalas globais. O acesso irrestrito e frequente a estes tipos de dados é crítico para o sucesso de muitos programas científicos, como o Programa Mundial de Pesquisa Climática (WCRP), Oceanos Tropicais e a Atmosfera Global (TOGA), Experimento Global da Circulação Oceânica (WOCE), etc. (Halpern, 1990).

Desde 1980, o número de conjuntos de dados oceanográficos coletados por satélites tem crescido continuamente. A utilização desses conjuntos de dados por diversos pesquisadores reduz o custo, tempo e esforços dispendidos, uma vez que o NODS preserva tais informações por longos períodos. O NODS é um sistema de distribuição de dados com pontos centrais de difusão em instituições, onde os conjuntos de dados oceanográficos de alto nível obtidos por

satélites são preparados, arquivados e distribuídos, como o NASA's Goddard Space Flight Center (GSFC), o Caltech's Jet Propulsion Laboratory, entre outros.

O NODS/JPL se dedica ao arquivamento e distribuição de medições oceânicas relativas à altimetria (topografia dinâmica), escaterometria (vento superficial e ondas), radiometria de microondas (exceto em áreas de gelo) e dados de TSM obtidos a partir do AVHRR. Estes dados de TSM são processados pelo algoritmo MCSST na Universidade de Miami/Rosenstiel School of Marine and Atmosphere Sciences (RSMAS), em grades de 18x18km, em intervalos semanais, com cobertura global. São disponíveis dados referentes ao período de outubro de 1981 a dezembro de 1992, fornecidos em fitas Computer Compatible Tape (CCT), 6250 bpi, ou EXABYTE, nos formatos ANSI ou VAX Backup (Smith, 1990).

Os valores MCSST são derivados de imagens diurnas do AVHRR armazenados na forma de uma grade global de 2048x1024 pixels. Para cada ponto de grade, é calculada a média de todos os valores MCSST disponíveis para uma semana. Os pontos de grade onde não constam dados do satélite, tem seus valores interpolados. A altura e largura de cada elemento de grade é a mesma (em graus) e é igual a 360/2048 (em relação às longitudes) ou 180/1024 (em relação às latitudes), o que corresponde a 0,1757812 graus. As coordenadas são registradas para cada elemento de grade pelo seu centro. O primeiro elemento de grade global encontra-se na posição  $90 - (0,1757812/2)$  graus de latitude e  $-180 + (0,1757812/2)$  graus de longitude. Cada elemento de grade adjacente dista 0,1757812 graus em latitude e longitude do primeiro.

No presente trabalho foram utilizadas fitas EXABYTE, formato ANSI, referentes ao período de estudo (janeiro de 89 a dezembro de 91), fornecidas pela Dra. Elizabeth Smith e pelo Dr. Ruby Lassany.



CAPÍTULO 4METODOLOGIA4.1 - PROCESSAMENTO DIGITAL DAS IMAGENS TEMÁTICAS4.1.1 - SISTEMA PC-SEAPAK

Existem sofisticados "software" e "hardware" capazes de processar e executar diversos tipos de operações sobre imagens AVHRR/NOAA. Como visto anteriormente, os algoritmos desenvolvidos até hoje possibilitam a confecção de mapas de TSM sem a necessidade da aquisição simultânea de outros dados para avaliação dos valores de correção atmosférica a serem aplicados sobre as imagens.

O PC-SEAPAK é um sistema interativo de análises de dados de satélite desenvolvido pela NASA/GSFC, concebido para operar em microcomputadores do tipo IBM PC-AT (ou similares). Suas aplicações principais são os processamentos e interpretações de imagens provenientes do sensor CZCS (Coastal Zone Color Scanner), que voou a bordo do satélite NIMBUS-7, e do sensor AVHRR/NOAA (McClain et al., 1992).

Uma vez que a TSM é um importante parâmetro oceanográfico, a capacidade de manuseio dos campos de TSM obtidos pelo AVHRR foi desenvolvida. Os algoritmos para o cálculo dos valores de TSM a partir das temperaturas de brilho obtidas pelo AVHRR variam em função do satélite considerado (TIROS-N, NOAA-6 a 12). O PC-SEAPAK comporta a maioria dos algoritmos que foram publicados para os diferentes satélites. Além disso, o sistema permite ao usuário, a formulação de outras equações.

O PC-SEAPAK está organizado em várias categorias de programas em módulos que incluem a ingestão de dados nível 1, análises estatísticas, extração de dados, georeferenciamentos, manipulações gráficas e outros utilitários. A maioria dos programas permite a interação com o usuário não somente através dos "menus" e comandos, mas também através da utilização de um "mouse". Desta forma, é possível definir pixels ou áreas de interesse e teclas de funções, a partir das quais, subprocessamentos podem ser executados em qualquer ordem e em qualquer número de vezes, sem precisar sair do programa principal. A maioria dos programas executáveis permite a geração de arquivos no formato ASCII para posteriores análises em planilhas de cálculos, pacotes gráficos, etc.

#### 4.1.2 - INGESTÃO DOS DADOS MCSST-NODS/JPL NO SISTEMA PC-SEAPAK

##### 4.1.2.1 - LEITURA DOS DADOS

O primeiro passo executado foi a leitura das fitas de dados do NODS/JPL na unidade de fita EXABYTE SUMMUS. Foi utilizado o programa "GIGASAFE" (SUMMUS, 1990). Uma vez acessados os arquivos das fitas, estes eram descarregados no disco rígido do PC-SEAPAK. Cada arquivo semanal contém aproximadamente 8Mb, totalizando 1,2Gb de dados (155 semanas).

##### 4.1.2.2 - GERAÇÃO DAS IMAGENS MCSST E SELEÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A seguir, foi utilizado o programa NODSST, do módulo MIAMI. Este programa gera uma imagem no formato PC-SEAPAK a partir dos dados de TSM fornecidos pelo NODS/JPL em formato de grade. Os arquivos de entrada representam uma imagem equiretangular global (90N-90S, 1800-180E) com 2048 pontos de grade de largura por 1024 de altura.

Através das opções CENTER e REDFAC, da rotina NODSST, foi possível a seleção da área de estudo (45N-45S, 700-20E) nas imagens. A opção CENTER representa a latitude e longitude (em graus) do ponto central da região de interesse (0,25). Os limites desta região são determinados pelo opção REDFAC (1,1).

Após estes processamentos foi possível determinar que 20% dos dados das grades são interpolados, enquanto que 80% são dados reais, em média, para as imagens produzidas.

##### 4.1.3 - GEOREFERENCIAMENTO DAS IMAGENS MCSST

O programa MAPIMG, do módulo PROJECTN, projeta uma imagem não georeferenciada em uma de 20 projeções cartográficas disponíveis no sistema PC-SEAPAK. A opção foi a projeção Mercator (Cilíndrica Equatorial Conforme), por apresentar paralelos e meridianos representados por retas, facilidade de conhecimento dos pontos cardiais, facilidade de conhecimento das coordenadas geográficas de um ponto e, inversamente, plotagem rápida de um ponto por meio de suas coordenadas geográficas, simplicidade na obtenção de rumos (loxodromias são linhas retas) e distâncias. Além disso, esta projeção mantém inalterados os ângulos e mantém pequenas áreas sem deformações (Snyder, 1984).

Foi adotado o esferóide SAD-69 (South American datum) como referência. O elipsóide SAD-69 é definido por: semi-eixo maior  $a = 6378160\text{m}$ ; semi-eixo menor  $b = 6356775\text{m}$ ; achatamento  $f = 1/298,25$ .

#### 4.1.4 - CLASSIFICAÇÃO DAS IMAGENS MCSST

As imagens de TSM foram classificadas pelo método do fatiamento (também denominado realçamento a pseudocor). A idéia utilizada no fatiamento é o mapeamento de um tom de cinza (associado a um nível digital) para uma determinada cor. Tal mapeamento baseia-se no fato de que variações de cores são mais visíveis ao olho humano do que variações de tons de cinza.

O programa PAINT, do módulo LUTCOLOR, possibilita o fatiamento de uma imagem. Determina-se os níveis digitais máximo e mínimo de cada classe que é associada a uma determinada cor. Foi definida uma tabela de trinta cores visando a diferenciação dos campos de temperatura em intervalos de  $1^\circ\text{C}$  (Tabela 4.1).

TABELA 4.1 - CLASSIFICAÇÃO DAS IMAGENS MCSST

INTERVALO DE NÍVEL DIGITAL	TEMPERATURA $^\circ\text{C}$
0-1	0
2-24	<3,0
25-32	4,0
33-40	5,0
41-48	6,0
49-56	7,0
57-64	8,0
65-72	9,0
73-80	10,0
81-88	11,0
89-96	12,0
97-104	13,0
105-112	14,0
113-120	15,0
121-128	16,0
129-136	17,0
137-144	18,0
145-152	19,0
153-160	20,0
161-168	21,0
169-176	22,0
177-184	23,0

(continua)

Tabela 4.1 - Conclusão

185-192	24,0
193-200	25,0
201-208	26,0
209-216	27,0
217-224	28,0
225-232	29,0
233-240	30,0
241-255	>30,0

As cores foram selecionadas de forma que o azul representasse as temperaturas mais baixas e o vermelho e o roxo representassem as temperaturas mais altas.

O programa COLBAR, do módulo LUTCOLOR, permite a representação da tabela de cores utilizada, junto com a imagem, numa mesma visualização.

#### 4.1.5 - COLOCAÇÃO DA GRADE DE REFERÊNCIA E ANOTAÇÕES

O programa GRID, do módulo GEOGRAPH, gera uma grade de coordenadas geográficas sobre uma imagem representada na tela do monitor. Da mesma forma, o Programa ANNOTATE, do módulo OVERLAYS, permite a sobreposição de símbolos e/ou caracteres sobre uma determinada imagem.

Estas funções foram utilizadas para facilitar a identificação aproximada das coordenadas e pontos de interesse e para a introdução de textos julgados explicativos.

#### 4.2 - MÉTODOS DE ANÁLISE ESTATÍSTICA

A série temporal de 155 imagens temáticas foi submetida a dois métodos de análise estatística: análise das Funções Ortogonais Empíricas (FOE) e análise espectral das séries de Componentes Principais (CP) pelo método da Máxima Entropia (MME).

##### 4.2.1 - FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS (FOE)

Dados de satélites se caracterizam, em geral, por estarem mais densamente distribuídos no espaço do que no tempo. Portanto, as análises para interpretação dos mesmos requerem ferramentas que permitam analisar tanto as variações temporais como espaciais presentes nos dados (Pettigiani et al., 1992).

Ainda, tem-se tornado cada vez mais importante se encontrar meios de se comprimir grandes conjuntos de dados (ou campos geofísicos) ao mesmo tempo em que se extrai o máximo de informações possível.

A análise das Funções Ortogonais Empíricas (FOE) é eficiente no sentido de que campos de dados altamente correlacionados podem ser adequadamente representados pelo menor número de funções ortogonais e seus coeficientes ortogonais temporais correspondentes (componentes principais - CP). Quanto maior a correlação entre os dados, menor o número de funções e coeficientes necessários para descrevê-los e explicar a variância nos campos (Davis, 1976; Murray et al., 1984; Weare et al., 1976; Weare, 1977).

Uma propriedade importante das FOE é que, ao contrário de outras representações ortogonais, elas não requerem nenhuma forma predeterminada. Uma vez que estas funções são derivadas como autovetores da matriz de covariância entre as variáveis, suas formas dependem diretamente das interrelações existentes entre os dados analisados. Esta propriedade é especialmente importante quando se está analisando campos de TSM que não possuem nenhuma forma analítica conhecida e são sujeitos a condições de contorno complexas. Também, os autovetores obtidos constituem uma ferramenta útil na interpretação física de processos complexos existentes num campo geofísico, e suas contribuições à variância total do campo são dadas pelos autovalores correspondentes (Lorenz, 1956, citado por Weare et al., 1976; Kutzbach, 1967; Kidson, 1975).

As FOE são ordenadas com os autovalores em ordem decrescente, sendo que a primeira FOE explica a maior fração da variância total. As FOE de ordens maiores mostram pequenas escalas espaciais com coeficientes caracterizados por menores amplitudes e maiores frequências (sendo que ambos podem estar associados a ruídos, às vezes) (Weare et al., 1976; Weare, 1977; Murray et al., 1984).

Este método de análise estatística já foi aplicado anteriormente a campos de TSM por diversos autores (Trenberth, 1975; Weare et al., 1976; Weare, 1977; Hastenrath, 1978; Lough, 1986; Servain e Legler, 1986; Lagerloef e Bernstein, 1988). Murray et al. (1984) apresentam um histórico sobre a derivação e aplicação do método das FOE.

#### 4.2.2 - APLICAÇÃO DO MÉTODO FOE NO SISTEMA PC-SEAPAK

O programa EOF, do módulo STAT2, gera as FOE e os coeficientes temporais (CP) de uma matriz de covariância. O algoritmo utilizado está descrito em Murray et al. (1984). A série temporal de entrada no programa pode ser composta de até 300 imagens. Neste trabalho foram utilizadas 155 imagens, o que requer 165Mb de memória livre para a execução desta rotina. Três arquivos de saída são gerados; os arquivos das imagens FOE, o arquivo contendo a média temporal e um arquivo com os autovalores, autovetores ortonormais e componentes principais (autovetores normalizados em relação aos autovalores correspondentes).

O programa STATDIS, do módulo SOFTFACT, deve ser usado para a visualização dos arquivos das imagens FOE e da média temporal. As CP do terceiro arquivo podem ser plotadas com a utilização do programa EOFPLOT, do mesmo módulo que o programa EOF.

#### 4.2.3 - ANÁLISE ESPECTRAL PELO MÉTODO DA MÁXIMA ENTROPIA (MME)

A estimativa do espectro de potência de processos estocásticos e determinísticos amostrados discretamente, é muitas vezes baseada em procedimentos que utilizam o método da Transformada Rápida de Fourier (TRF). Este método produz resultados satisfatórios para uma ampla classe de tipos de sinais processados, mas apresenta limitações inerentes à própria TRF. A limitação mais proeminente relaciona-se à baixa resolução das frequências, isto é, à capacidade de distinguir respostas espectrais de dois ou mais sinais. Outra limitação está relacionada ao janelamento dos dados que ocorre quando da aplicação da TRF. Esta limitação manifesta-se através de um "vasamento" no domínio espectral, ou seja, a energia do lobo principal de uma resposta espectral "vasa" para os lobos laterais, obscurecendo e distorcendo outras assinaturas espectrais presentes (Kay e Marple Jr., 1981).

Numa tentativa de resolver as limitações inerentes à técnica TRF, muitos procedimentos tem sido propostos.

Segundo Kapur (1989), o princípio da máxima entropia foi divulgado primeiramente, em 1957 por E. T. Jaynes, e durante os anos que se seguiram, este princípio tem sido aplicado com sucesso em vários campos da ciência e tecnologia. Ainda que Jaynes tenha enunciado o princípio da máxima entropia a partir da mecânica estatística, foi somente em 1967 que Burg o aplicou a problemas de análise espectral.

O método da máxima entropia (MME) apresenta uma maior resolução espectral, principalmente em casos de séries curtas, e economia no tempo computacional, em relação a outros métodos espectrais (Necco, 1984; Kane, 1989; Kane e Trivedi, 1991 e 1982). O espectro de máxima entropia de uma série temporal  $x_i$ ,  $i = 1, \dots, N$  é o espectro teórico de um processo autoregressivo de ordem  $p < N$  que se ajusta aos dados minimizando o erro quadrático (Ulrych e Bishop, 1975).

A entropia, que descreve o estado termodinâmico, é definida em mecânica estatística como o logaritmo do número de estados quânticos disponíveis num sistema (Radosky et al., 1975). O conceito é também empregado na teoria da informação. Tanto na física como na teoria da informação, a entropia representa uma medida de aleatoriedade de um sistema (Radosky et al., 1975; Bowling, 1977).

Embora o MME permita detectar periodicidades mais acuradamente que outros métodos espectrais, as amplitudes observadas nos picos espectrais por este método não são confiáveis (Kane, 1989; Kane e Trivedi, 1982 e 1991).

Uma dificuldade na utilização do MME está relacionada com a seleção da ordem ou número de polos da equação de aproximação do MME (Necco, 1984; Press et al., 1986), ou com a escolha do tamanho adequado para o filtro de previsão de erro (Kane e Trivedi, 1982; Ulrych e Bishop, 1975; Radosky et al., 1975).

O número de polos ( $M$ ) pode variar de 1 até o número de pontos da série temporal ( $N$ ) menos um. Com um número maior de polos, a resolução espectral do espectro de potência melhora, porém picos falsos podem resultar e o tempo computacional aumenta. Por outro lado, com um número menor de polos, o espectro fica muito suavizado. A ordem adequada pode ser determinada por diversos critérios. Necco (1984) sugere que a ordem não seja maior que  $N/3$ . Bowling (1977) recomenda um valor inicial razoável de  $M$  como sendo igual a  $N/5$ . Kane e Trivedi indicam que para séries contendo picos numa ampla faixa de frequências, o valor de  $M$  deve ser igual a  $N/2$ . Esta decisão deverá, então, estar apoiada pela comparação de diferentes estilos de análise (Press et al., 1986).

Uma vez que os polos representam a ordem da equação de aproximação do MME, seu valor deve depender das características espectrais dos dados.

Segundo Press et al. (1986), o que se deseja, na prática, é limitar os polos até algumas poucas vezes o número de feições espectrais notáveis. Com um número restrito de polos, o método irá suavizar o espectro de alguma forma,

mas isto é geralmente uma propriedade desejável. Se o número de polos ou de pontos da série for muito grande, erros de arredondamento podem ser problemáticos.

#### 4.2.4 - APLICAÇÃO DO MME NO SISTEMA PC-SEAPAK

O programa EOFPLOT, do módulo STAT2, gera o espectro de potência de uma CP específica de uma determinada FOE. O cálculo do espectro é baseado no MME descrito em Press et al. (1986).

O número de polos adotado foi igual a  $2*N/\ln 2*N$ , onde N é igual ao número de pontos da série, como sugerido por McClain et al. (1992).

Os dados são destendenciados antes do cálculo do MME. A escala linear foi adotada, apesar de existir a opção para escala logarítmica.

#### 4.3 - IMAGENS MCSST DA SUB-ÁREA EQUATORIAL OCIDENTAL

Foram geradas imagens MCSST referentes a uma sub-área de estudo localizada na região do Atlântico Equatorial Ocidental.

Esta nova série de 155 imagens também foram submetidas às análises estatísticas pelos métodos das FOE e MME.

##### 4.3.1 - GERAÇÃO DAS IMAGENS EQUATORIAIS

Foi utilizado o programa BLOTCH, do módulo OVERLAYS, para definir esta sub-área ( $10^{\circ}\text{N}-10^{\circ}\text{S}; 70^{\circ}\text{W}-25^{\circ}\text{W}$ ), sobre as imagens MCSST.

A seguir, foi utilizado o programa ZOOM, do módulo FRMBUF, para aumentar geometricamente o tamanho destas novas imagens.

Esta nova série de 155 imagens também foi georeferenciada, classificada e gradeada conforme a metodologia descrita nas Seções 4.1.3, 4.1.4 e 4.1.5 deste Capítulo.

##### 4.3.2 - APLICAÇÃO DO MÉTODO FOE ÀS IMAGENS EQUATORIAIS

As imagens referentes à sub-área equatorial ocidental foram processadas no sistema PC-SEAPAK para cálculo das FOE/CP da mesma forma descrita nas Seções 4.2.1 e 4.2.2 deste Capítulo.

#### 4.3.3 - APLICAÇÃO DO MME ÀS IMAGENS EQUATORIAIS

A análise espectral aplicada às imagens equatoriais está descrita nas Seções 4.2.3 e 4.2.4 deste Capítulo.

#### 4.4 - IMAGEM HRPT

Foi cedida uma imagem HRPT pelo projeto COROAS (Circulação Oceânica da Região Oeste do Atlântico Sul), que é desenvolvido em conjunto pelo INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), pelo Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo e pela Fundação Universidade do Rio Grande.

Esta imagem obtida pelo satélite NOAA-11, no dia 20 de julho de 1993, foi, inicialmente, gravada na estação receptora do INPE, em Cachoeira Paulista, no formato NOAA 1B, e posteriormente, foi processada no ambiente do sistema PC-SEAPAK.

##### 4.4.1 - GERAÇÃO DA IMAGEM HRPT

Foi utilizado o programa TPAVHRR, do módulo AVHRRIN, para a ingestão dos dados no sistema PC-SEAPAK.

A geração da imagem de TSM foi realizada utilizando-se a equação "split-window" NOAA/NESDIS MCSST diurna, conforme descrita em McClain et al. (1992):

$$\begin{aligned} \text{TSM} = & 1.0155 * T(4) + 2.5 * (T(4) - T(5)) + 0.73 * (T(4) - T(5)) * \\ & * (\sec(SZA) - 1) - 277.99 \end{aligned}$$

##### 4.4.2 - GEOREFERENCIAMENTO DA IMAGEM HRPT

A imagem HRPT foi projetada na projeção MERCATOR, adotando-se o elipsóide SAD-69 como referência (ver Seção 4.1.3 deste Capítulo).

##### 4.4.3 - CLASSIFICAÇÃO DA IMAGEM HRPT

A imagem HRPT foi classificada pelo método do fatiamento, utilizando-se o programa PAINT. A tabela de 30 cores definida para esta imagem é apresentada na Tabela 4.2.

TABELA 4.2 - CLASSIFICAÇÃO DA IMAGEM HRPT

NIVEL DIGITAL	TEMPERATURA °C
0-102	12,50
103-105	13,00
106-108	13,50
109-111	14,00
112-114	14,25
115-117	14,50
118-120	15,00
121-123	15,50
124-126	15,75
127-129	16,00
130-132	16,50
133-135	17,00
136-138	17,25
139-141	17,50
142-144	18,00
145-147	18,50
148-150	18,75
151-153	19,00
154-156	19,50
157-160	20,00
161-164	20,50
165-168	21,00
169-172	21,50
173-176	22,00
177-180	22,50
181-184	23,00
185-188	23,50
189-192	24,00
193-196	24,50
197-200	25,00

## 4.4.4 - COLOCAÇÃO DE LINHAS ISOBATIMÉTRICAS

As linhas isobatométricas referentes às profundidades de 500, 1000, 2000 e 3000m foram sobrepostas à imagem HRPT, a fim de se melhorar a análise dos processos oceanográficos observados na imagem.

A topografia do fundo oceânico pode influenciar os padrões de circulação, principalmente em regiões costeiras.

Inicialmente, é gerada uma imagem batimétrica através da rotina BATHYIMG, do módulo GEOGRAPH. Esta rotina utiliza os dados batimétricos fornecidos pela Marinha dos

Estados Unidos da América, armazenados no arquivo BATHY.DAT. Este arquivo contém dados numa grade de 10'x10', e a rotina utiliza um interpolador bilinear para gerar a imagem batimétrica. Os limites geográficos (N,S,E,O) desta imagem são os mesmos da imagem HRPT.

A seguir, a imagem batimétrica é georeferenciada da mesma forma que a imagem HRPT.

Em seguida, são traçadas as linhas isobatimétricas referentes às profundidades desejadas (500, 1000, 2000 e 3000m), utilizando-se o programa CONTOUR, do módulo OVERLAYS.

Estas linhas são gravadas num arquivo separado, através do programa BPSAV, do mesmo módulo.

Finalmente, as isóbatas são sobrepostas à imagem HRPT utilizando-se o programa BPLOAD, também do módulo OVERLAYS.

#### 4.4.5 - COLOCAÇÃO DA GRADE DE REFERÊNCIA E ANOTAÇÕES

Da mesma forma descrita na Seção 4.1.5 deste Capítulo, foi sobreposta uma grade geográfica sobre a imagem. Foram também introduzidos textos julgados explicativos.



CAPÍTULO 5RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo serão apresentadas imagens temáticas de TSM geradas no sistema PC-SEAPAK, a partir do conjunto de dados MCSST NODS/JPL. A análise destas imagens permitirá a identificação de processos oceanográficos com assinatura termal superficial.

Serão apresentadas três imagens temáticas produzidas a partir dos resultados obtidos pela análise das funções ortogonais empíricas (FOE), as séries temporais das três primeiras componentes principais (CP) obtidas após a aplicação do método FOE e os espectros de potência obtidos pelo método de máxima entropia (MME) das CP's associadas a estas funções ortogonais.

Por último, serão apresentadas três imagens temáticas produzidas pela análise FOE aplicada sobre a sub-área equatorial ocidental, bem como, as séries temporais das três primeiras CP's e os espectros de potência MME associados a estas funções.

Os resultados apresentados serão discutidos e comparados com resultados obtidos por outros autores.

5.1 - ANÁLISE QUALITATIVA5.1.1 - IMAGENS TEMÁTICAS MCSST

O arquivo completo do NODS/JPL utilizado neste trabalho possui um total de 155 semanas, correspondentes ao período de janeiro de 1989 a dezembro de 1991. Assim, as semanas de 1 a 52 referem-se ao ano de 1989, as de números 53 a 103 ao ano de 1990, e as de 104 a 155 ao ano de 1991.

A Figura 5.1, que abrange o período de 1 a 7 de janeiro de 1989, permite observar a intrusão de águas mais quentes (até 25°C) do oceano Índico no Atlântico Sul, através da advecção de vórtices oriundos da Corrente das Agulhas.

A Corrente das Agulhas é uma corrente de contorno oeste integrante do giro subtropical do oceano Índico (Gordon et al., 1987). Esta corrente flui ao longo da

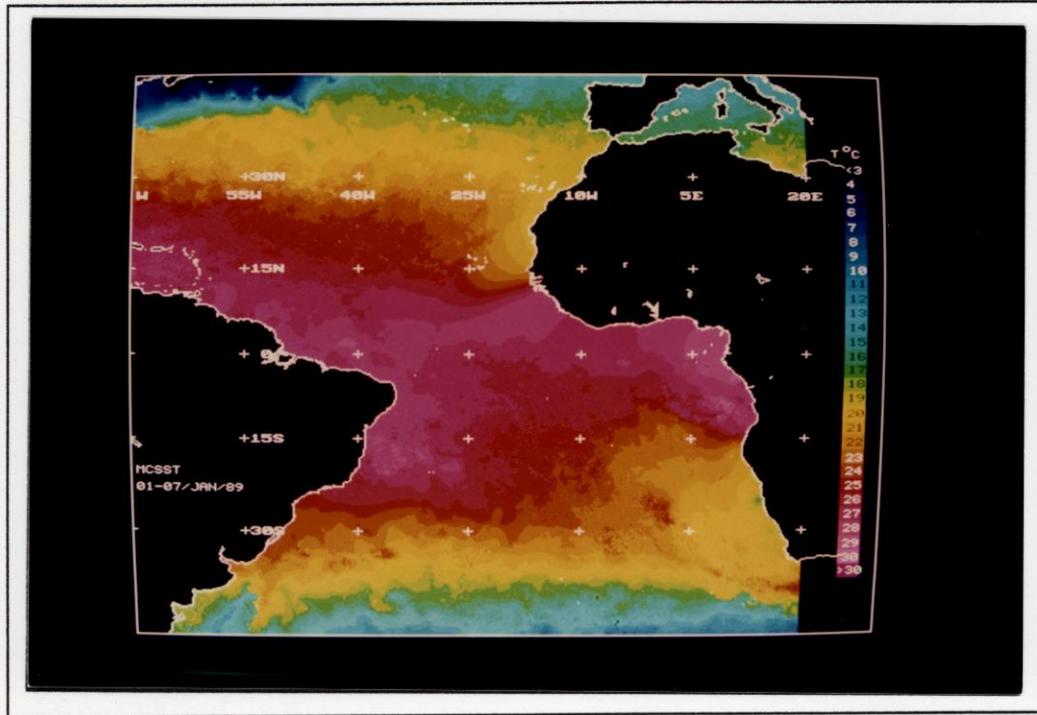


Fig. 5.1 - Imagem MCSST da semana de 1 a 7 de janeiro de 1989.

plataforma continental sudeste da África, apresentando uma dinâmica similar às Correntes do Golfo e Kuroshio. Segundo Lutjeharms e Van Ballegooyen (1988), próximo a  $36^{\circ}\text{S}$ , a Corrente das Agulhas deixa a plataforma continental africana, desenvolve oscilações de amplitudes crescentes, e normalmente na região entre  $16-20^{\circ}\text{E}$ , retroflete de volta para o Índico como a corrente de Retorno das Agulhas. Mas nem toda a água do Índico transportada por esta retroflexão retorna pela Corrente de Retorno das Agulhas; uma parte destas águas escapa para o Atlântico (Peterson e Stramma, 1991). Entretanto, ainda não é conhecido como ou se este escapamento ocorre de modo contínuo. De acordo com imagens orbitais infravermelhas apresentadas por Shannon et al. (1989) há ocasiões em que uma extensão da Corrente das Agulhas contorna o extremo sul do continente africano, alimentando de forma direta, com águas do Índico, a Corrente de Benguela.

Gordon (1985,1986) sugeriu que esta transferência de água quente e salina do Índico para o Atlântico é parte importante da circulação termohalina global.

De modo geral, a Corrente de Benguela tem sido mostrada alimentando uma larga Corrente Sul Equatorial

(CSE), que flui para oeste, até o promontório oriental da América do Sul (Cabo de São Roque), onde se bifurca na Corrente Norte do Brasil (CNB) e na Corrente do Brasil (CB) (Peterson e Stramma, 1991). Esta bifurcação também pode ser observada pelas trajetórias de bóias de deriva rastreadas por satélites (Molinari, 1983; Reverdin e McPhaden, 1986).

A maior parte das águas transportadas pela CSE entra na CNB, que cruza o equador. Somente uma menor porção do fluxo se dirige para sul, próximo a 10°S, alimentando a fraca CB. Uma vez que muito do transporte no limbo setentrional do giro subtropical do Atlântico Sul é perdido para o hemisfério norte e para as contracorrentes equatoriais, a CB, na sua porção setentrional é notavelmente fraca quando comparada a outras correntes de contorno oeste (Peterson e Stramma, 1991). Imagens orbitais obtidas sobre a região entre 21-35°S mostraram que a borda interna da CB está confinada a regiões rasas (<200m) (Garfield, 1988). Segundo o mesmo autor, sua posição média próxima à isóbata de 200m, também indica que parte significativa do transporte da corrente ocorre sobre a plataforma continental.

Segundo Gordon e Greengrove (1986), o fluxo da CB se intensifica a partir de 24°S. Próximo de 30°S, esta intensificação do fluxo para sul parece estar relacionada à células de recirculação que já foram observadas a partir de dados hidrográficos (op. cit., 1986) e imagens orbitais infravermelhas (Brown et al., 1985). Em torno de 38°S, a CB encontra-se com o fluxo para norte da Corrente das Malvinas (Falklands) e, então, dirige-se para o largo (Gordon e Greengrove, 1986; Gordon, 1989; Garzoli e Garrafo, 1989).

A Corrente das Malvinas (CM) origina-se como um ramo da Frente Subantártica. Esta, constitui-se na frente mais setentrional associada à Corrente Circumpolar Antártica que flui através da Passagem de Drake. As águas subantárticas bifurcam-se após passarem pelo Escarpamento das Falklands, a leste do banco Maurice Ewing (próximo a 40°W). Parte deste fluxo move-se para oeste, ao longo do Platô das Malvinas, em direção à plataforma continental argentina, onde, então, inflete para norte. Estas águas subantárticas frias e pouco salinas encontram-se com as águas quentes e salinas da CB, e ambas dirigem-se para a bacia atlântica numa região conhecida como Confluência Brasil-Malvinas (Olson et al., 1989).

A Figura 5.2, que abrange o período de 2 a 8 de julho de 1990, permite observar uma região de águas mais frias (<17°C), localizada no sudoeste da África.

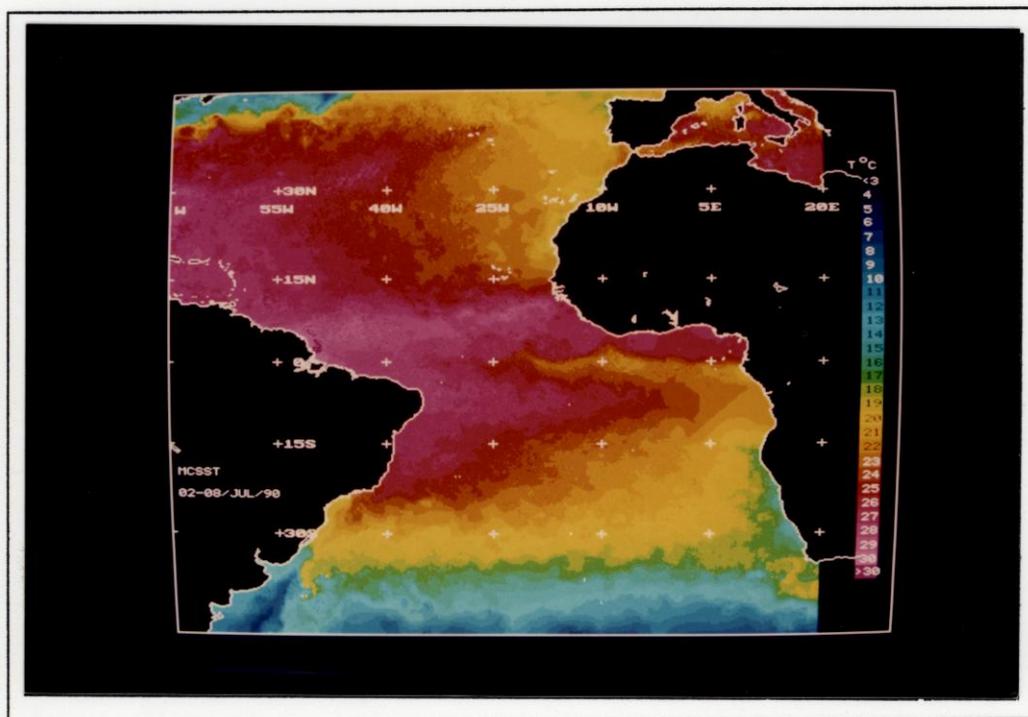


Fig. 5.2 - Imagem MCSTT da semana de 2 a 8 de julho de 1990.

A Corrente de Benguela é a corrente de contorno leste do giro subtropical do AS. Segundo Reid (1989), a Corrente de Benguela começa como um fluxo para norte ao largo do Cabo da Boa Esperança, antes de curvar para noroeste, separando-se da costa africana em torno de 30°S. Além de ser alimentada, principalmente, pela Corrente Sul Atlântica (Peterson e Stramma, 1991), a Corrente de Benguela também pode receber contribuições da Corrente das Agulhas e da Água Superficial Subantártica.

As condições atmosféricas na região da Corrente de Benguela são fortemente influenciadas pelo sistema de alta pressão semi-permanente do AS subtropical, e por um sistema de baixa pressão que se desenvolve sobre a África meridional durante o verão austral (Hoflich, 1984). Os ventos dominantes na região são de sul e sudeste (Figuras 2.1 e 2.2), causando ressurgências de águas mais frias e ricas em nutrientes. A ressurgência ocorre, em diferentes escalas espaciais e temporais, ao longo de toda a costa sudoeste africana, desde o Cabo Point (34,35°S) até Cabo frio (18,4°S) (Peterson e Stramma, 1991).

A Figura 5.2 também permite observar a ocorrência de uma língua de água mais fria ( $<22^{\circ}\text{C}$ ) na região sul equatorial.

Hastenrath e Lamb (1977) descreveram esta região de resfriamento do AS como uma grande área de água fria orientada zonalmente, ao sul do equador, na região oriental do Atlântico, com forte gradiente meridional próximo ao equador, se desenvolvendo de abril a junho e decaindo de setembro a outubro.

Picaut et al. (1985) também observaram que no Atlântico uma língua de água fria começa a se formar próximo ao equador em maio, a oeste do Golfo da Guiné, atingindo seu maior desenvolvimento no mês de agosto. A temperatura mínima chega a  $23^{\circ}\text{C}$  e a língua alcança a posição mais ocidental a  $30^{\circ}\text{W}$ , com seu decaimento ocorrendo entre setembro e outubro.

Segundo Ferreira de Lima (1993), este é o processo oceanográfico periódico de maior predominância no Atlântico Equatorial e Sul. Segundo este autor, no ano de 1987, a formação da língua fria teve seu início em junho, atingiu seu máximo desenvolvimento em agosto, com registro de temperaturas abaixo de  $22^{\circ}\text{C}$  no litoral de Angola, e seu decaimento ocorreu entre setembro e novembro. Uma série de tempo obtida para a posição média de ocorrência do processo, em  $4^{\circ} 58' \text{S} / 1^{\circ} 58' \text{W}$ , revelou um comportamento anual da TSM praticamente senoidal, com uma amplitude térmica da ordem de  $7^{\circ}\text{C}$ .

Comparando-se as Figuras 5.1 e 5.2, pode-se notar que a Confluência Brasil-Malvinas deslocou-se para norte durante o inverno austral; ainda, pode-se observar que o Atlântico Norte apresenta temperaturas superficiais mais elevadas durante o verão boreal, marcadamente na região da Corrente do Golfo sob influência da Corrente do Labrador (a noroeste da área de estudo).

Entre a Corrente do Golfo e a costa norte americana existe uma corrente costeira fluindo para sudoeste e um vórtice anti-horário alongado entre estas correntes. Esta corrente costeira é parcialmente suprida pela Corrente do Labrador que flui para sul, a partir do Mar do Labrador, entre o Labrador e a extremidade meridional da Groelândia (Pickard, 1990).

A Figura 5.3 mostrada a seguir abrange o período de 2 a 8 de setembro de 1990. Pode-se observar que a Confluência Brasil-Malvinas está situada em posição bem setentrional, ocorre intrusão de águas mais quentes ( $19-20^{\circ}\text{C}$ )

do Índico no AS e a ressurgência na região da Corrente de Benguela (sudoeste africano) estende-se até quase 15°S.

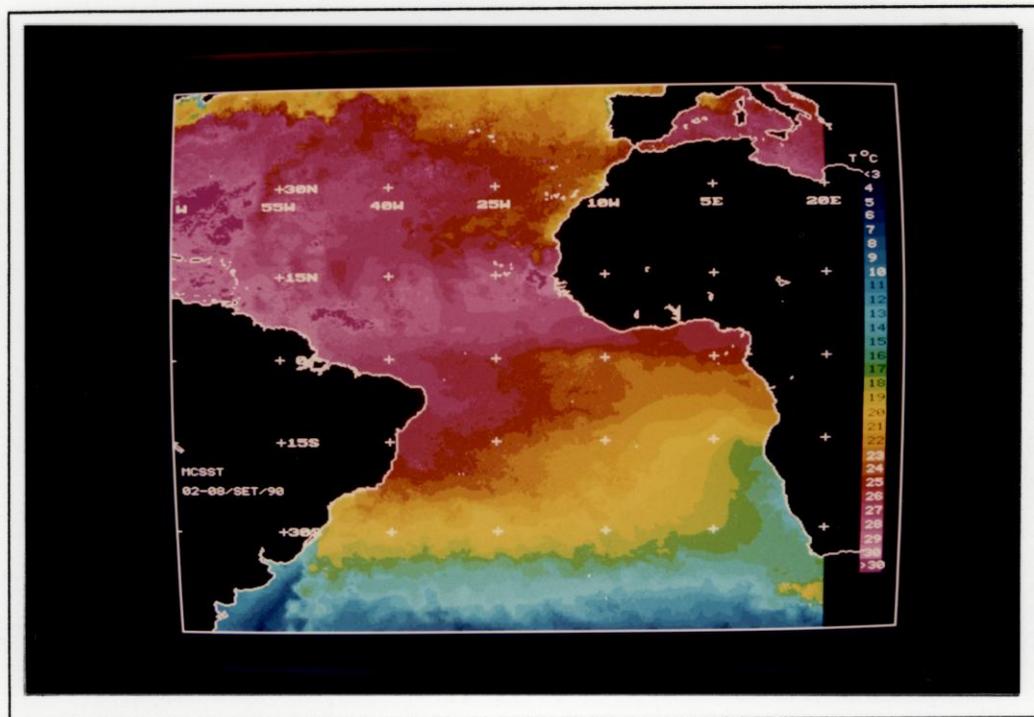


Fig. 5.3 - Imagem MCSST da semana de 2 a 8 de setembro de 1990.

Segundo Hastenrath e Lamb (1977), as assinaturas das grandes correntes oceânicas aparecem sobrepostas ao amplo gradiente de TSM entre o equador e os polos. Assim, as Correntes de Benguela e das Canárias se apresentam como línguas frias, enquanto que feições mais quentes como a CB e a Corrente da Guiné se apresentam menos distintas.

A Figura 5.3 torna-se interessante na medida em que as Correntes de Benguela e das Canárias apresentam-se como línguas frias e, ainda, pode-se distinguir a retroflexão da Corrente Norte do Brasil.

Segundo Schott e Boning (1991), um ramo da CSE desloca-se na direção noroeste, ao longo da costa norte do Brasil, como uma corrente de contorno denominada CNB, com origem entre 2-3°S. Após cruzar o equador, sua parte inferior retroflete dirigindo-se para leste, suprimindo a Subcorrente Equatorial. Por outro lado, sua parte superior continua até 5°N, onde retroflete na Contracorrente Norte Equatorial (CCNE).

Arnault (1987) descreveu quantitativamente as correntes superficiais equatoriais, utilizando dados de deriva de navios. Segundo esta autora, entre 10°N e 4-6°N situa-se a CCNE, fluindo para leste, com velocidade média de 15cm/s. Esta corrente é sazonal, ocorrendo mais significativamente entre agosto e novembro.

Richardson e Reverdin (1987) realizaram um estudo utilizando bóias de deriva e correntômetros, observando, em relação às estações climáticas do hemisfério norte:

a) ao sul do equador, a maioria das bóias lançadas na CSE derivaram para oeste e penetraram na CNB;

b) a CNB flui continuamente para norte atravessando o equador durante o ano todo. Durante a primavera, a CNB continua ao longo da costa formando a Corrente da Guiana e penetrando no Mar do Caribe. Já no outono, a CNB retroflete entre 5-10°N, e dirige-se para leste, formando o ramo oeste da CCNE;

c) algumas bóias ficaram temporariamente envolvidas em "loops", centrados entre a CCNE ocidental e a CSE, após retrofletirem a partir da CNB;

d) as trajetórias de primavera mostraram que a oeste de 18°W, a CCNE desaparece onde geralmente as bóias passaram a derivar para oeste, dentro da CNB.

A retroflexão de águas superficiais da CNB próximo a 6°N, durante o verão e a primavera boreais, também foi documentada através de imagens CZCS por Müller-Karger et al. (1988). Estas imagens mostraram a advecção (ao largo) de águas ricas em nutrientes provenientes do rio Amazonas para o Atlântico, e sugeriram que as oscilações observadas para a CNB podem estar relacionadas com a geração quase periódica de vórtices de aproximadamente 400km de diâmetro que se movimentam para oeste, a partir da retroflexão da CNB (ver também Holvorcem e Vianna, 1992; Johns et al., 1990).

A presença de dois grandes vórtices próximos a 4°N e 8°N, na região da retroflexão da CNB, foi detectada a partir de dados hidrográficos por Bruce et al (1985). Estes vórtices quase permanentes são conhecidos como "Amazonas" e "Demerara", respectivamente. Segundo este autor, o vórtice Demerara, mais ao norte, aparece bem desenvolvido durante o outono boreal.

Johns et al. (1990) coletaram dados correntométricos na margem continental da Guiana Francesa

entre setembro de 1987 e setembro de 1988. Eles observaram a retroflexão da CNB para compor a CCNE, além de ser uma região de flutuações da CNB. Estas oscilações foram interpretadas como sendo geradas pela propagação para oeste de ondas de Rossby equatoriais intrasazonais, de período em torno de 50 dias.

A Figura 5.4 que abrange o período de 23 a 29 de setembro de 1990, ilustra a resposta térmica devida ao fenômeno da retroflexão da CNB e a propagação zonal de estruturas na região equatorial, em torno de 5°N.

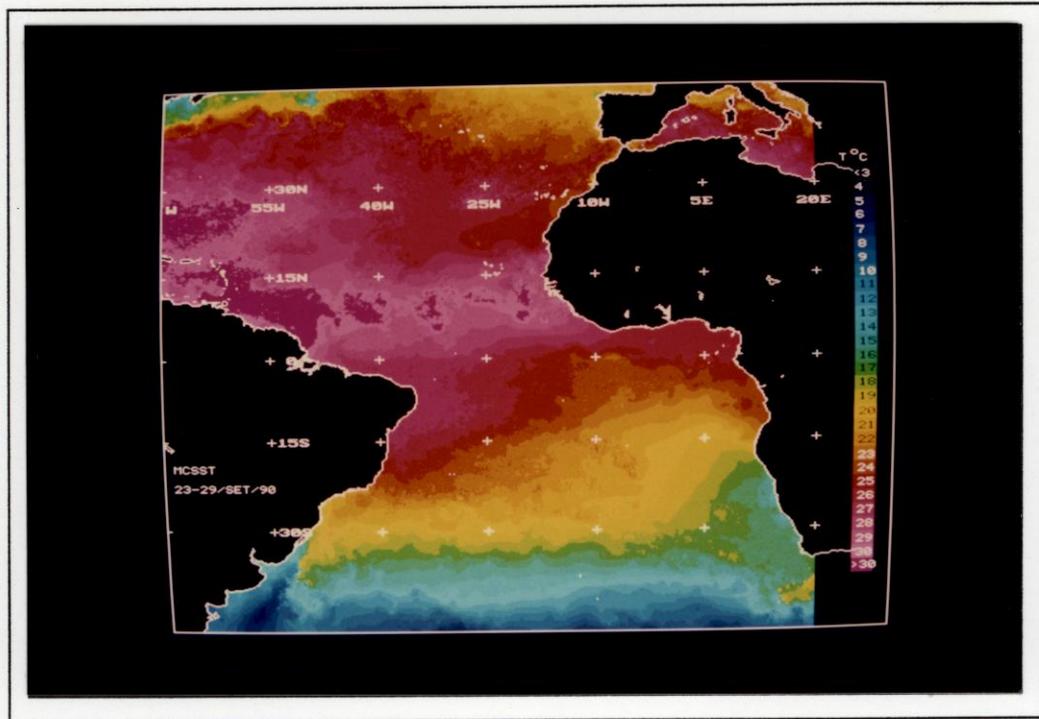


Fig. 5.4 - Imagem MCSST da semana de 23 a 29 de setembro de 1990.

A presença de ondas ou meandros na região equatorial do Atlântico já foi descrita por outros autores. Simulações de modelos já descreveram ondas no Atlântico Equatorial (Holvorcem e Vianna, 1992; Philander e Pacanowski, 1986). Confirmações destas ondas são apresentadas através de dados correntométricos (Weisberg, 1984), imagens orbitais infravermelhas (Legeckis e Reverdin, 1987), e trajetórias de bóias (Richardson e Reverdin, 1987), entre outros.

A Figura 5.5 que abrange o período de 7 a 13 de abril de 1991, é mostrada a seguir. Pode-se observar

uma região bastante aquecida próximo a posição 10°S/9°E, com temperaturas superiores a 30°C.

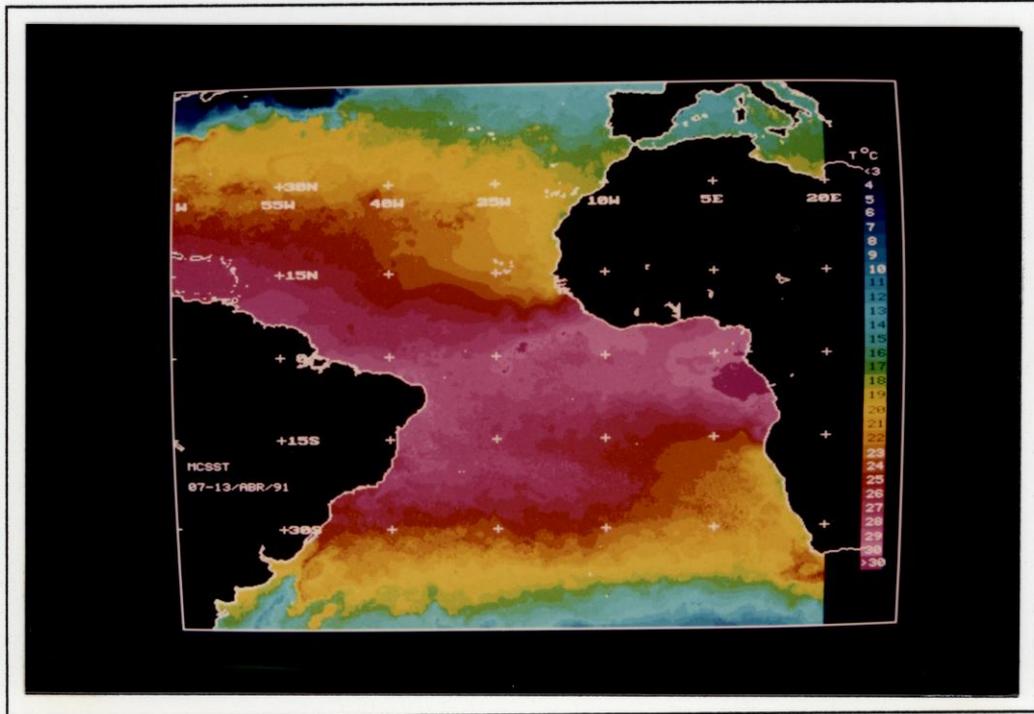


Fig. 5.5 - Imagem MCSST da semana de 7 a 13 de abril de 1991.

Ferreira de Lima (1993) observou valores máximos superiores a 31°C nesta mesma região, próxima à capital da Angola, Luanda, no mês de março, nos anos de 1986 a 1989.

Brown et al. (1991) afirmam que em certas regiões orientais dos oceanos Atlântico e Pacífico, as isotermais curvam-se em forma de domos. Estes domos termais, como o Domo de Angola, não são ainda completamente entendidos. Segundo estes autores, a posição do Domo de Angola estaria relacionada ao fluxo da Contracorrente Sul Equatorial, sendo que a posição e extensão do domo variam sazonalmente. Durante o verão austral o Domo de Angola enfraquece, enquanto que, durante o verão boreal, apresenta-se mais proeminente.

## 5.2 - ANÁLISE ESTATÍSTICA

A partir daqui, a análise será procedida nos domínios do tempo e das frequências, com a finalidade de melhor quantificar os resultados obtidos.

### 5.2.1 - MÉDIA E DESVIO PADRÃO

A média total das TSM's calculada para as 155 imagens semanais MCSTT, referentes ao período de estudo (1989-1991), é apresentada na Figura 5.6.

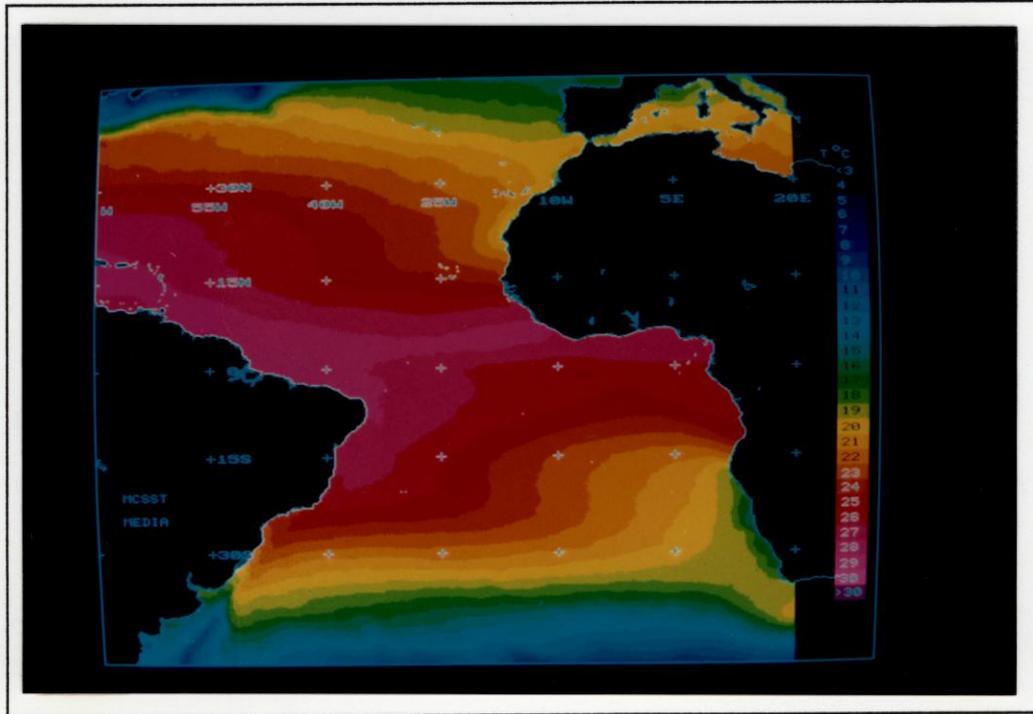


Fig. 5.6 - Imagem MCSST média.

Os menores valores de TSM são observados na região meridional da área de estudo, referente à Frente Subtropical que separa as Correntes Sul Atlântica e Circumpolar Antártica, e na região a noroeste da área de estudo, referente à uma zona da Corrente do Golfo que sofre influência da Corrente do Labrador.

Os valores das temperaturas superficiais do Atlântico são caracteristicamente altos nas baixas latitudes ( $>28^{\circ}\text{C}$ ), sendo que, o lado oriental da bacia apresenta valores médios inferiores ao lado ocidental. Ao longo das costas da Mauritânia-Senegal e de Angola, os valores mínimos de TSM ocorrem durante fevereiro-abril, ao norte, e durante julho-outubro, ao sul (Picaut et al., 1985). Estes mínimos são influenciados pelo fluxo em direção ao equador das correntes superficiais (Corrente das Canárias, ao norte, e Corrente de Benguela, ao sul), e por ressurgências sazonais (Servain e Legler, 1986).

As TSM's relativamente mais baixas observadas ao longo do equador ( $0^{\circ}$ - $20^{\circ}$ W) correspondem à ressurgência equatorial sazonal, que ocorre durante o verão boreal.

Os maiores valores de temperaturas superficiais são observados na parte ocidental da bacia equatorial onde a termoclina permanece continuamente profunda (Servain e Legler, 1986).

O equador termal (ou meteorológico) é a zona de máximas TSM's. Esta banda quase zonal migra meridionalmente ao longo do ano, de modo similar ao deslocamento da ZCIT. Seus limites setentrional e meridional são alcançados em março e setembro, respectivamente (Hastenrath e Lamb, 1977; Servain e Legler, 1986).

A Figura 5.7 apresenta a imagem dos desvios-padrões das 155 imagens semanais MCSST em relação à média total (Figura 5.6).

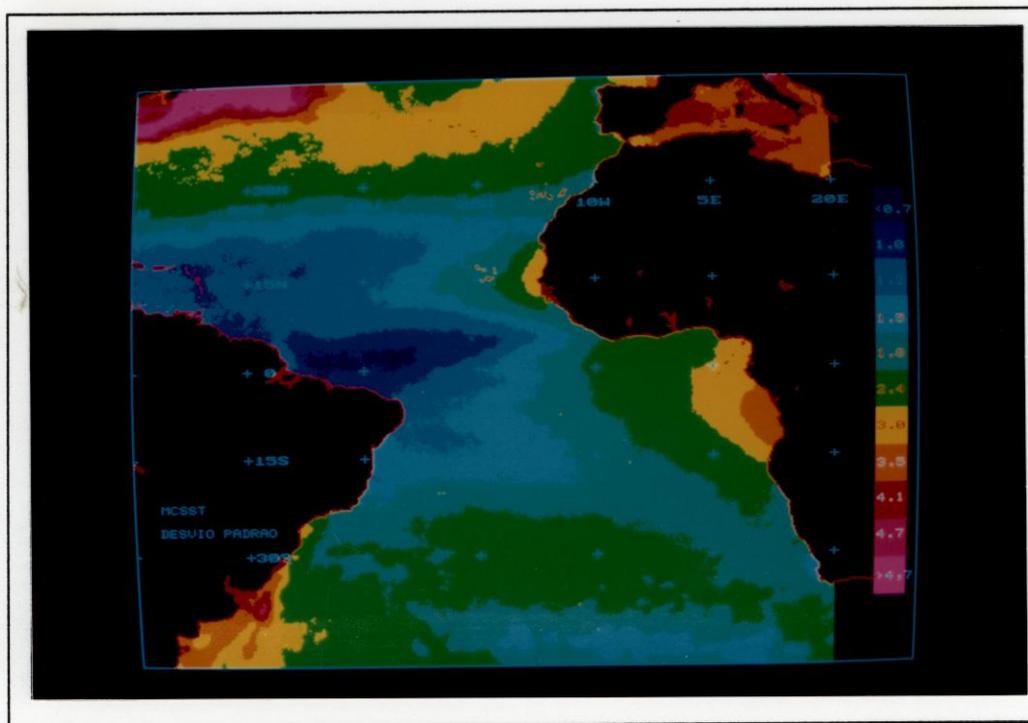


Fig. 5.7 - Imagem MCSST desvio-padrão.

Pode-se observar que a variância é maior em regiões extra tropicais, especialmente próximo à Corrente das Malvinas (desvio=4,1), e à Corrente do Labrador (desvio>4,7). Altos valores de desvios-padrões também são observados em

áreas de ressurgências, como na costa da Mauritânia-Senegal (3,0) e de Angola (3,5).

Estes valores estão de acordo com resultados previamente apresentados por Weare (1977) e Servain e Legler (1986). Ainda, Merle e Arnault (1985), analisando dados de topografia dinâmica da superfície marinha, observaram que a variabilidade sazonal é pequena em toda a região ocidental do Atlântico Equatorial.

Realmente, uma grande área do Atlântico Equatorial Ocidental, entre 20°N-5°S, apresenta um mínimo de variância, sugerindo que esta região deve ser estudada separadamente.

#### 5.2.2 - ANÁLISE FOE E MME DAS IMAGENS MCSST

A série temporal das 155 imagens MCSST foi submetida à análise estatística pelo método das FOE, e as séries temporais das três primeiras CP associadas a estas funções foram submetidas à análise pelo método da máxima entropia.

Uma vez composta a matriz de covariância entre as variáveis, esta é diagonalizada e seus autovalores e autovetores calculados. Os autovetores são chamados Funções Ortogonais Empíricas (pois o método foi estudado inicialmente em espaços funcionais). Estes autovetores são úteis para a interpretação física dos processos causadores das distribuições existentes nos campos de temperatura. Suas contribuições à variância total dos dados são dadas pelos autovalores correspondentes. Um autovalor dividido pela soma de todos os autovalores representa a fração da variância total do campo de dados original explicada por sua autofunção correspondente.

As porcentagens da variância explicada pelas três primeiras FOE são apresentadas na Tabela 5.1.

TABELA 5.1 - PORCENTAGENS DA VARIÂNCIA EXPLICADA PELAS FOE

FOE	%	%cumulati -va
1	78,5	78,5
2	5,0	83,5
3	3,4	86,9

Não existe, até o presente momento, nenhum método completamente eficaz para determinar o número de funções ortogonais empíricas realmente significativas (ver, por exemplo, Preisendorfer e Barnett, 1977; Overland e Preisendorfer, 1982; Lough, 1986). Neste trabalho, decidiu-se examinar somente as três primeiras FOE, uma vez que estas funções explicam a maior parte da variância dos dados.

Os valores apresentados na Tabela 5.1 são similares aos valores encontrados por Weare et al. (1976), Weare (1977) e Servain e Legler (1986).

Weare et al. (1976) utilizaram funções ortogonais empíricas para analisar TSM médias mensais do Pacífico (55°N-20°S), entre 1949-1973. As três primeiras FOE explicaram 88,5% da variância total dos dados, sendo que, somente a primeira FOE contribuiu com 81,7%.

Weare (1977) analisou TSM médias mensais do Atlântico (70°N-30°S), entre 1949-1969, utilizando uma grade de 5°x5°. As três primeiras FOE explicaram 89,4% da variância total dos dados, sendo que a contribuição da primeira FOE foi de 84,6%.

Servain e Legler (1986) analisaram TSM médias mensais do Atlântico Tropical (30°N-20°S), entre 1964-1979, utilizando uma grade de 2°x2°. As três primeiras FOE explicaram 89,8% da variância total dos dados, sendo que, a primeira FOE contribuiu com 79,8%.

No presente trabalho, foram utilizadas TSM médias semanais do Atlântico Tropical/Subtropical (45°N-45°S), numa grade de 18x18km (aproximadamente 0,2°x0,2°).

As Figuras 5.8, 5.9 e 5.10 apresentam o padrão espacial da primeira FOE, a série de coeficientes temporais associada a esta função e o espectro de máxima entropia relativo à série temporal desta primeira componente principal, respectivamente.

A primeira FOE (Figura 5.8), explicando 78,5% da variância total dos dados, identifica o modo principal de variação dos dados, representando o ciclo anual. O balanço climático sazonal entre os dois hemisférios está bem representado pelos padrões opostos de sinais em ambos os lados do hemisfério termal. Pode-se observar que as latitudes mais altas experimentam as maiores variações, principalmente próximo à região da Correntes do Labrador, e na região sob influência da Corrente das Malvinas. Observa-se, também, um máximo local ao largo da costa de Angola. Esta oposição forte de sinais entre estas duas últimas regiões e àquela mais ao

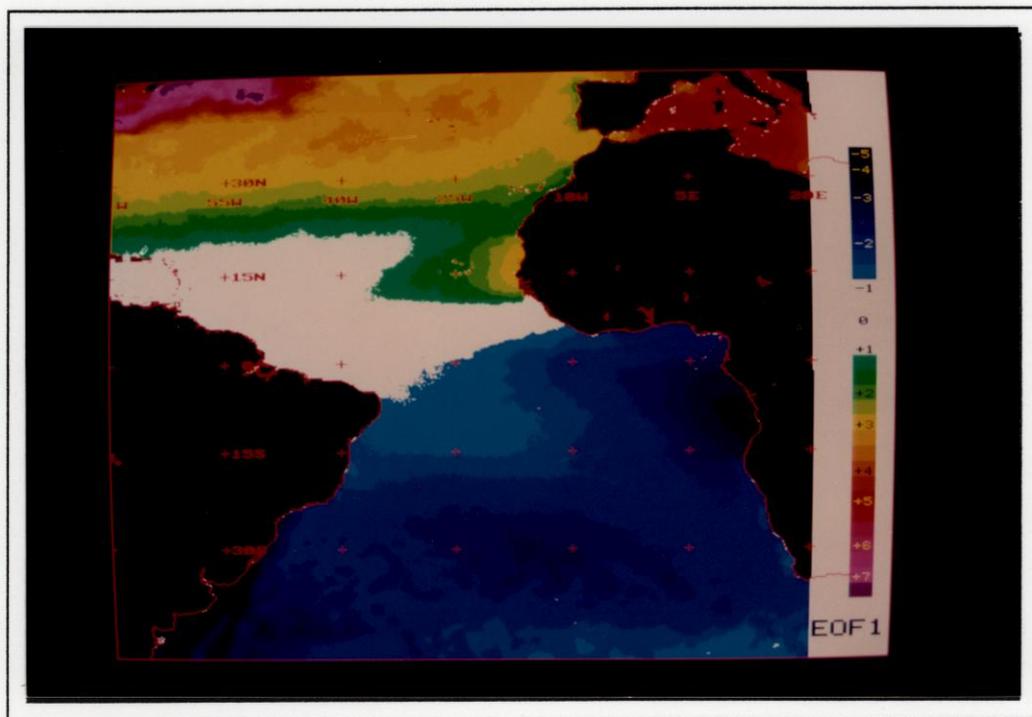


Fig. 5.8 - Padrão espacial da primeira FOE (78,5%).

norte (Corrente do Labrador), pode indicar que estas áreas estão fortemente fora de fase.

A série temporal das CP correspondentes a esta função (Figura 5.9) apresenta um comportamento estável, quase senoidal. Ocorrem picos negativos durante o verão austral e picos positivos durante o verão boreal.

A série temporal de coeficientes foi submetida à análise espectral pelo método da máxima entropia, a fim de se determinar as frequências presentes. O MME foi escolhido por apresentar maior resolução espectral em relação a outros métodos (como a TRF) e economia no tempo computacional (Necco, 1984; Kane, 1989; Kane e Trivedi, 1982 e 1991).

O espectro de máxima entropia relativo à primeira FOE (Figura 5.10) apresenta um único pico bem definido, cuja frequência é igual a 0.02002, o que equivale a um período de 50 semanas (11,7 meses). Este período representa o ciclo anual. Diversos autores já evidenciaram a importância do ciclo anual no Atlântico.

Servain (1991) e Weisberg e Tang (1983), comparando o Atlântico com o Pacífico, afirmaram que o ciclo

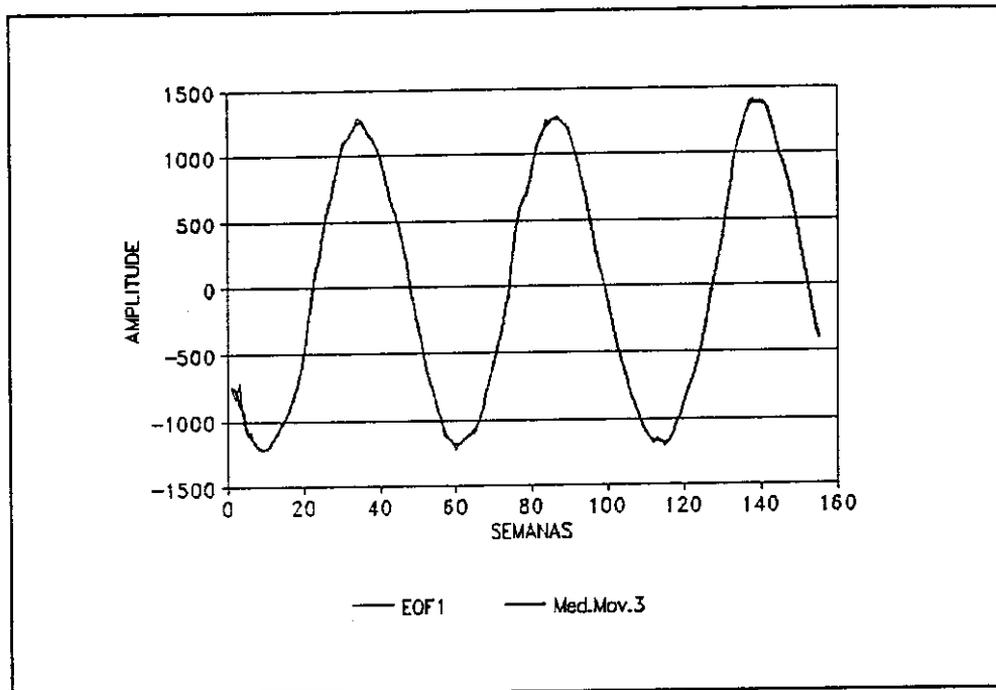


Fig. 5.9 - Série temporal da CP associada à primeira FOE.

anual é dominante no Atlântico Tropical, enquanto que, oscilações interanuais da TSM são mais fortes no Pacífico Tropical (especialmente durante episódios do El-Niño).

Será mostrado, no presenta trabalho, que no Atlântico Tropical Ocidental as variâncias anual e interanual são comparáveis.

Servain et al. (1990) observaram que, embora as anomalias de TSM na região do Atlântico Tropical não sejam insignificantes, a amplitude do ciclo anual das temperaturas superficiais é maior que as oscilações interanuais.

Picaut et al. (1984) e Busalachi e Picaut (1983) também estudaram o ciclo anual no Atlântico Tropical.

As Figuras 5.11, 5.12 e 5.13 apresentam o padrão espacial da segunda FOE, a série de coeficientes temporais associada a esta FOE e o espectro MME relativo a esta série temporal, respectivamente.

O padrão espacial da segunda FOE, que explica 5,0% da variância total, está em fase em quase toda a região de estudo (Figura 5.11). A única região fora de fase

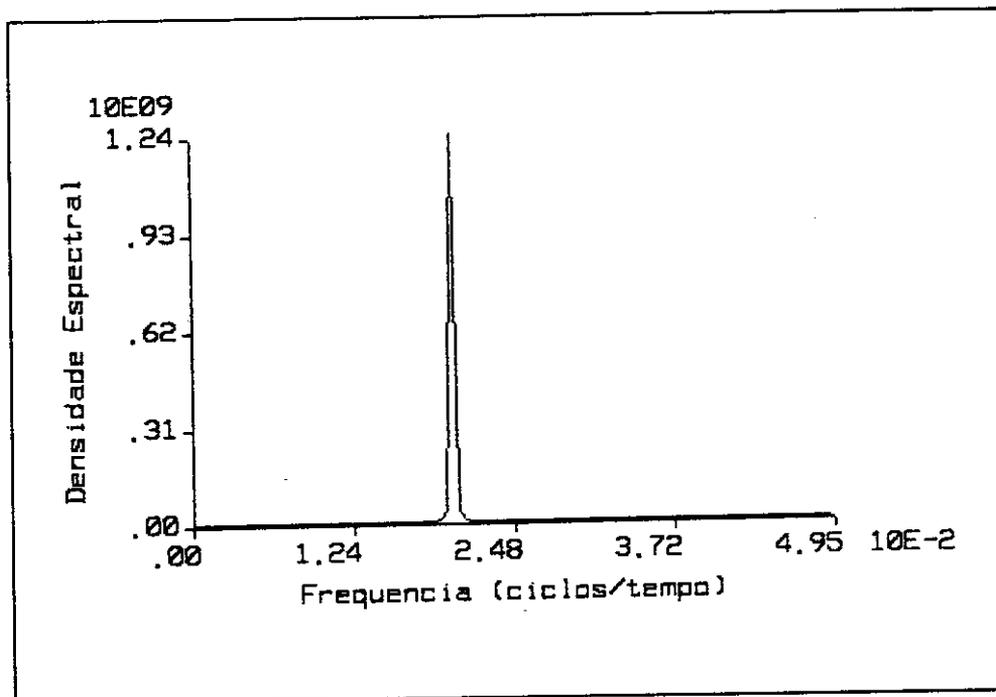


Fig. 5.10 - Espectro MME relativo à primeira FOE.

está localizada na área sob influência da Corrente das Malvinas, à sudoeste da região de estudo. Há duas áreas com significativos valores positivos. Uma localiza-se no Golfo da Guiné, e a outra, começa na costa de Angola estendendo-se ao longo da região equatorial. Este padrão demonstra a influência dos sistemas de ressurgência sazonais na região do Atlântico Tropical Oriental, e efeitos possivelmente devidos à radiação de ondas de Rossby pelo contorno tropical oriental (África).

Na região tropical oriental do Pacífico observam-se significativas oscilações interanuais dos campos de TSM, que são associadas a episódios do El-Niño e à variações da Oscilação Sul (Rasmusson e Carpenter, 1982). A ocorrência de uma região similar, como segundo modo principal de variabilidade, pode sugerir que o Atlântico Tropical também experimente eventos semelhantes ao El-Niño (Lough, 1986; Weare, 1976).

O espectro MME (Figura 5.13) relativo à série de coeficientes temporais associada à segunda FOE (Figura 5.12), apresenta três picos espectrais, cujas frequências são: 0.02041, 0.00800 e 0.03704.

Embora o MME permita detectar periodicidades mais acuradamente que outros métodos

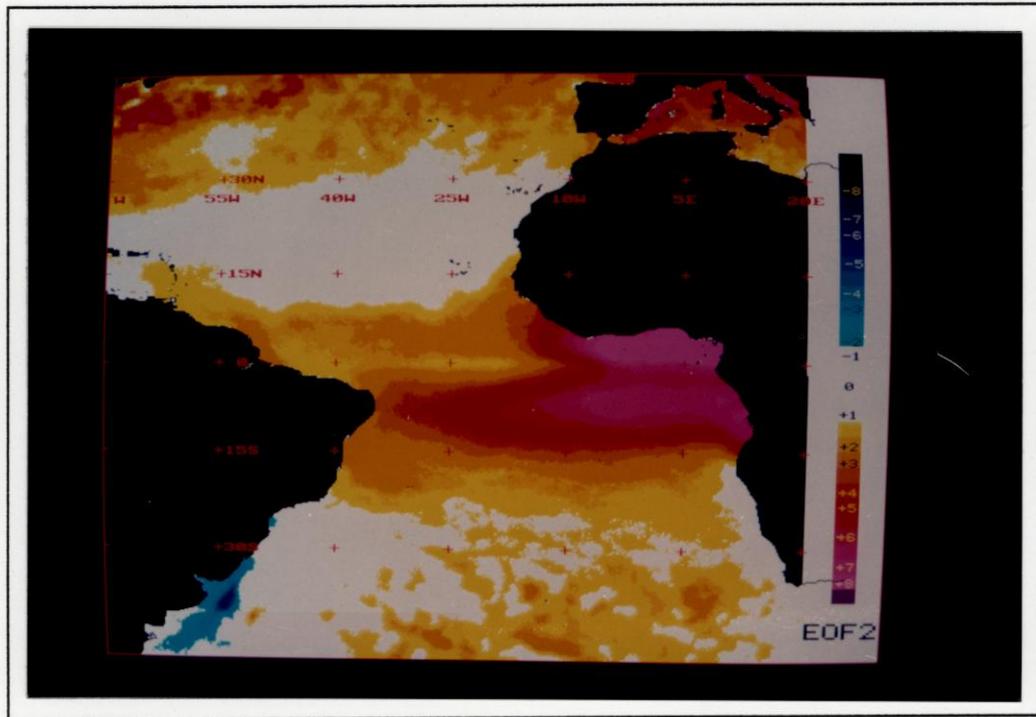


Fig. 5.11 - Padrão espacial da segunda FOE (5,0%).

espectrais, as amplitudes observadas nos picos espectrais por este método não são confiáveis (Kane, 1989; Kane e Trivedi, 1991). Entretanto, sempre que um espectro MME apresentar mais de um pico bem definido, estes serão ordenados de forma decrescente, ou seja, o pico de maior energia (maior magnitude no eixo das ordenadas) é apresentado primeiro, e assim sucessivamente.

Desta forma, as frequências encontradas correspondem a períodos de 49 semanas (11.4 meses), 125 semanas (29 meses) e 27 semanas (6.2 meses), respectivamente.

O período de 49 semanas está associado ao sinal anual. Como dito anteriormente, o ciclo anual das TSM's no Atlântico é dominante. Entretanto, desvios do ciclo anual podem ocorrer, mesmo na região tropical (Servain et al., 1985).

Variabilidades climáticas de campos de TSM com períodos entre 2-3 anos, como o período de 29 meses encontrado neste trabalho, já foram detectadas anteriormente no Atlântico (Servain, 1991; Hastenrath e Kaczmarczyk, 1981), e no Pacífico (Trenberth, 1975).

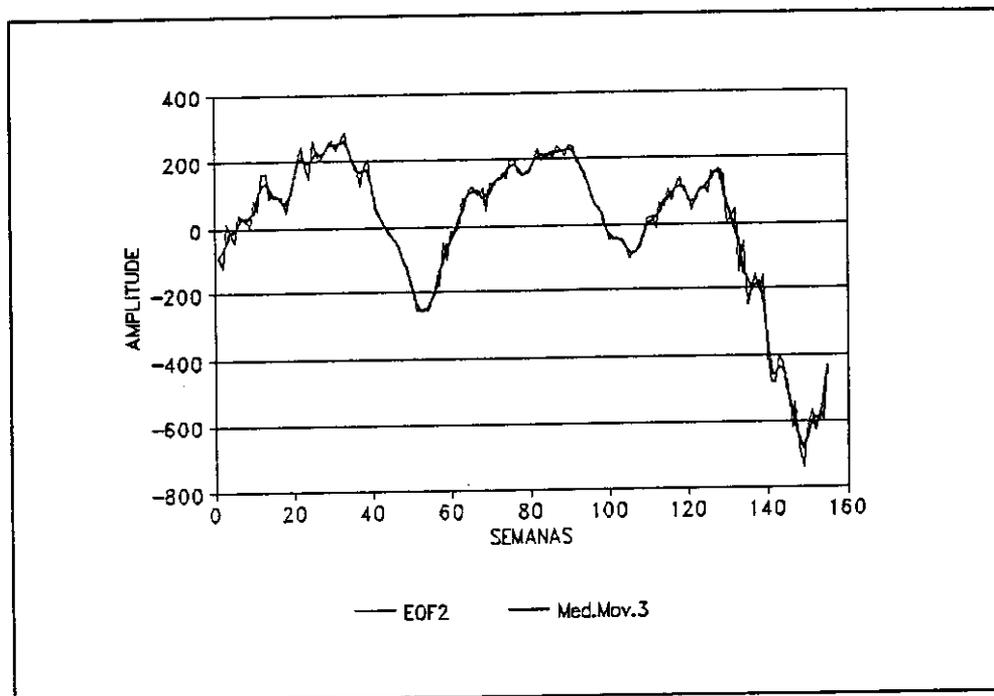


Fig. 5.12 - Série temporal da CP associada à segunda FOE.

Segundo Kane e Trivedi (1988), picos espectrais entre 2-3 anos, conhecidos como oscilações quase-bianuais, são normalmente encontrados em parâmetros meteorológicos.

Servain (1991) calculando um índice de variabilidade climática para as TSM do Atlântico Tropical (20°S-30°N), encontrou um período significativo igual a 26 meses. Considerando o índice padronizado QBO (Quase Biennial Oscillation), calculado para as TSM em Balboa (9°N-80°W), o período passou a ser de 29 meses.

Yasunari (1989), sugeriu a existência de uma relação entre as TSM tropicais e oscilações quase bianuais de ventos estratosféricos na região equatorial.

Trenberth (1975) utilizando o método FOE para analisar campos de TSM e de pressão ao nível do mar na região da Austrália, encontrou variabilidades significativas com periodicidades quase bianuais, entre 1959-1972. Segundo o mesmo autor, esta oscilação quase bianual deve ocorrer em escalas hemisférica ou global, embora sua origem e mecanismos não tenham sido claramente explicados.

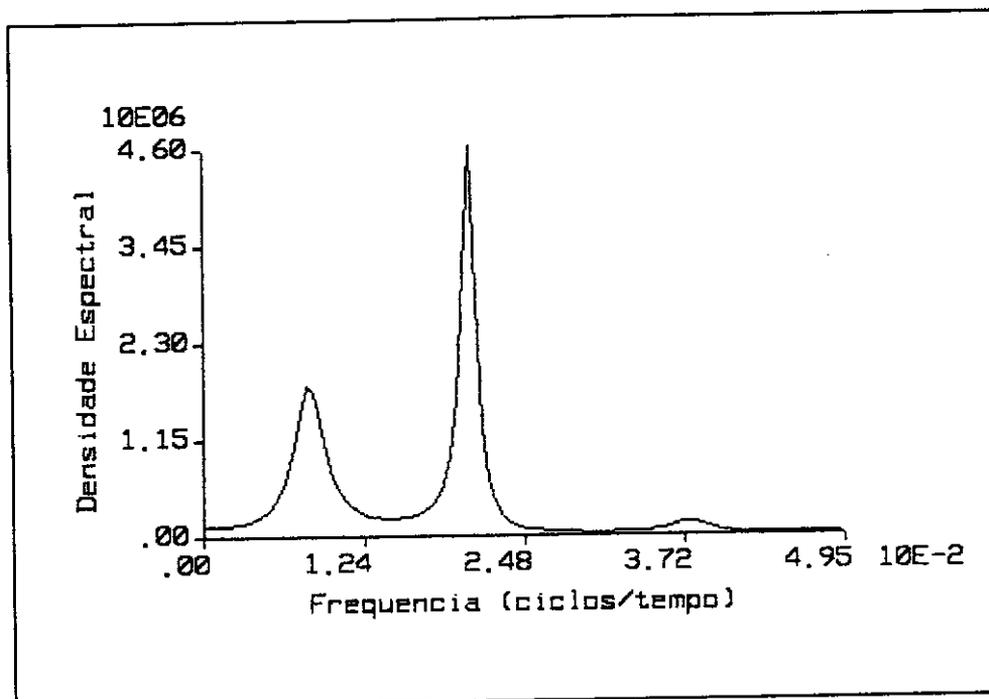


Fig. 5.13 - Espectro MME relativo à segunda FOE.

Ainda que o ciclo anual seja considerado o contribuinte dominante para a variabilidade dos campos de TSM do Atlântico, o sinal semianual pode apresentar influência significativa, principalmente na região tropical (Merle, 1980).

Servain e Legler (1986) também detectaram o período semianual na série de coeficientes temporais relativa à segunda FOE de sua análise, calculada para o Atlântico Tropical (20°S-20°N).

Similarmente, Kidson (1975), analisando dados médios mensais de pressão ao nível do mar do hemisfério sul, pelo método das Componentes Principais, observou um forte ciclo semianual na série temporal associada à segunda Componente.

Por outro lado, Podestá et al. (1991) observaram que os efeitos do ciclo semianual sobre a variabilidade dos campos de TSM na região sudoeste do Atlântico (34°-50°S; 52°-68°W), mesmo quando estatisticamente significativos, eram muito menores que os devidos ao ciclo anual.

As Figuras 5.14, 5.15 e 5.16, mostradas a seguir, apresentam o padrão espacial da terceira FOE, a série

de coeficientes temporais associada a esta função e o espectro MME relativo à esta série temporal, respectivamente.

O padrão espacial da terceira FOE (Fig. 5.14), que explica 3,4% da variância total dos dados, parece ser dominado pelas áreas de ressurgência ao longo das costas do Senegal e de Angola, que oscilam em fase.

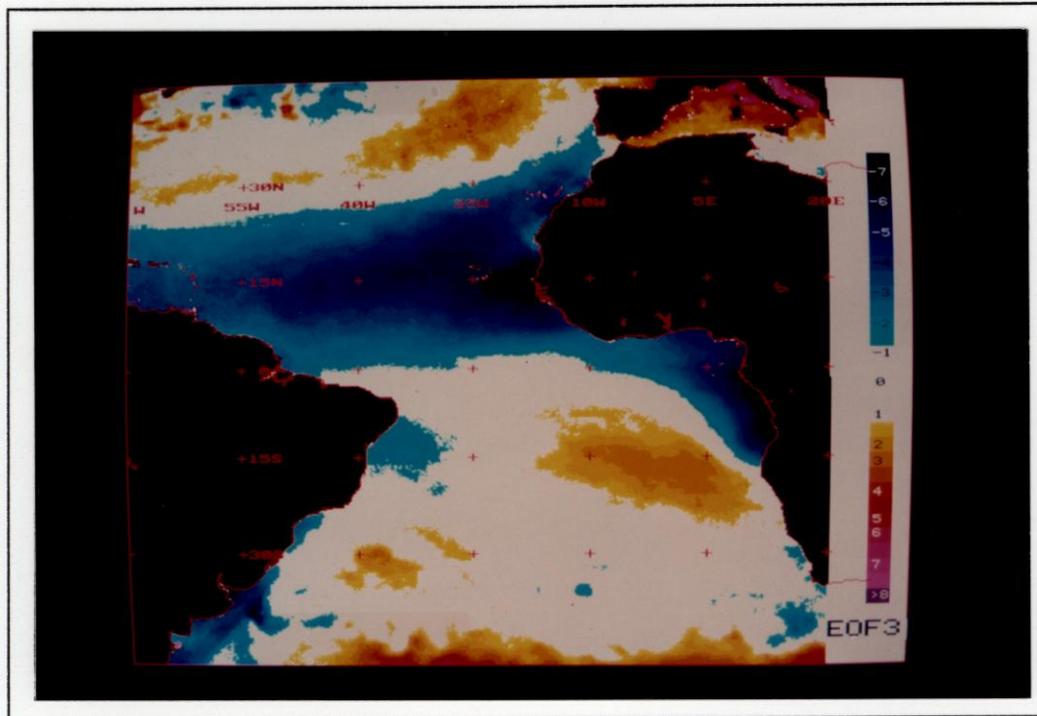


Fig. 5.14 - Padrão espacial da terceira FOE (3,4%).

A série de coeficientes temporais associada a esta função (Figura 5.15), assim como a série associada à segunda FOE (Figura 5.12), apresentam um comportamento bem menos regular que a série referente à primeira FOE (Figura 5.9). Observando-se a Figura 5.15, pode-se notar a ocorrência de picos negativos em novembro (final da primavera austral) e picos positivos em julho, que podem ser relacionados ao final da estação quente na costa do Senegal e à intensificação do resfriamento no Golfo da Guiné, respectivamente (Servain e Legler, 1986).

O espectro de máxima entropia relativo à série de coeficientes temporais associada à terceira FOE (Figura 5.16), apresenta dois picos espectrais bem definidos, cujas frequências são: 0,01840 e 0,04000. Estas frequências

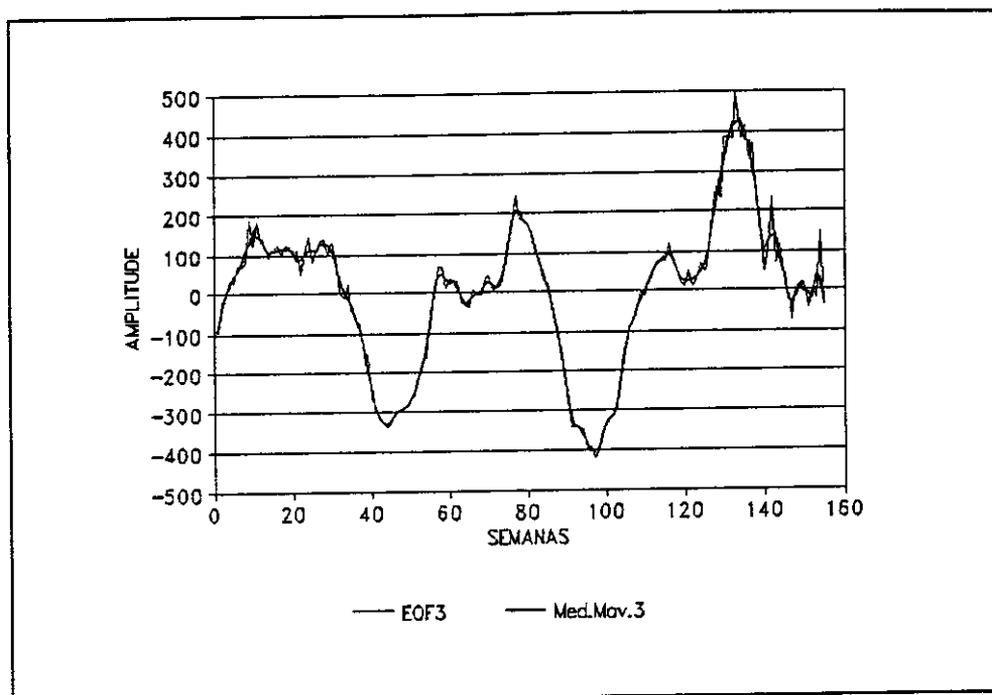


Fig. 5.15 - Série temporal da CP associada à terceira FOE.

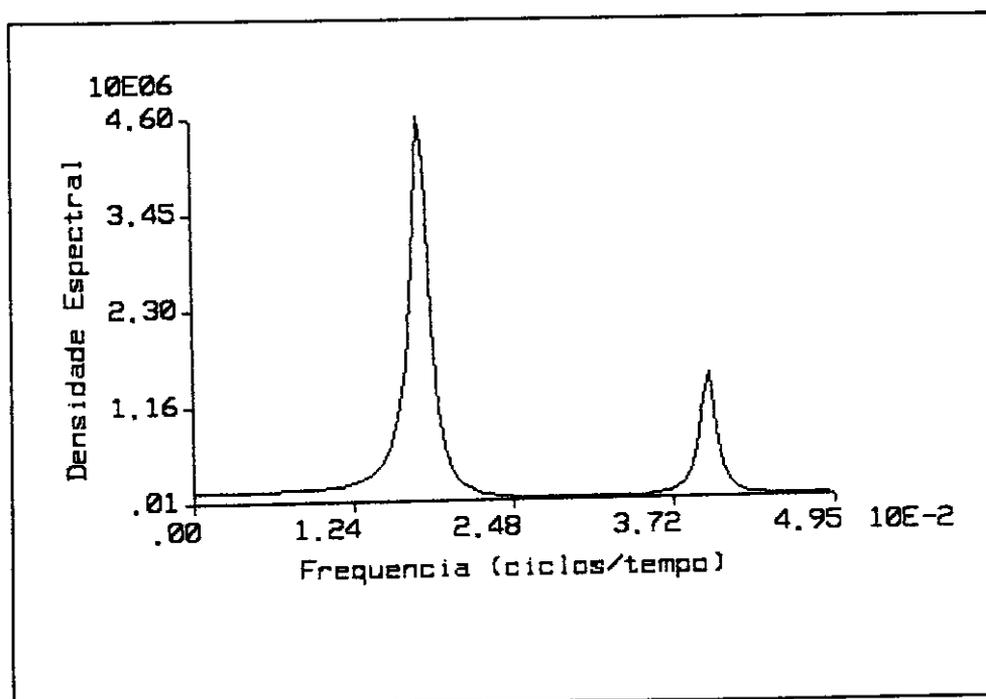


Fig. 5.16 - Espectro MME relativo à terceira FOE.

equivalem a períodos de 54 semanas (12,6 meses), correspondente ao ciclo anual, e 25 semanas (5,8 meses), correspondente ao ciclo semianual, respectivamente.

A Tabela 5.2 apresenta um resumo dos períodos detectados pela análise espectral das séries de coeficientes temporais referentes às três primeiras FOE apresentadas neste trabalho.

A partir da Tabela 5.2 pode-se observar que a segunda e a terceira FOE, associadas a ressurgências costeiras e equatoriais, explicam outras perturbações que não o ciclo anual. Entretanto, também pode-se notar que o ciclo anual explicou a maior parte da variância dos dados, de acordo com as análises realizadas até aqui.

TABELA 5.2 - PERÍODOS ESPECTRAIS REFERENTES ÀS 3 PRIMEIRAS FOE

FOE	PERÍODOS
1	anual
2	anual, quase bianual, semianual
3	anual, semianual

### 5.2.3 - ÁREA DA CORRENTE DAS MALVINAS

As análises estatísticas descritas acima destacam a área da CM como de grande variabilidade e importância no Atlântico Sul. Para melhor compreender sua dinâmica, é oferecido o subsídio de imagem para o fenômeno extremo da subida da CM até 25°S, o que não está descrito na literatura.

A Figura 5.17 apresenta uma imagem de TSM HRPT que engloba uma área limitada pelos paralelos 22°-30°S, e pelos meridianos 51°-43°W.

Esta imagem, relativa ao período de inverno austral foi cedida pelo projeto COROAS que é parte integrante do WOCE.

Devido a ótima resolução espacial da imagem HRPT (1km, aproximadamente), pode-se notar que a penetração de águas subantárticas (16°C), características da CM, fluindo de sul, ocorre até a latitude de 25,6°S. O posicionamento relativo da linha isobatimétrica de 500m a leste, nos permite

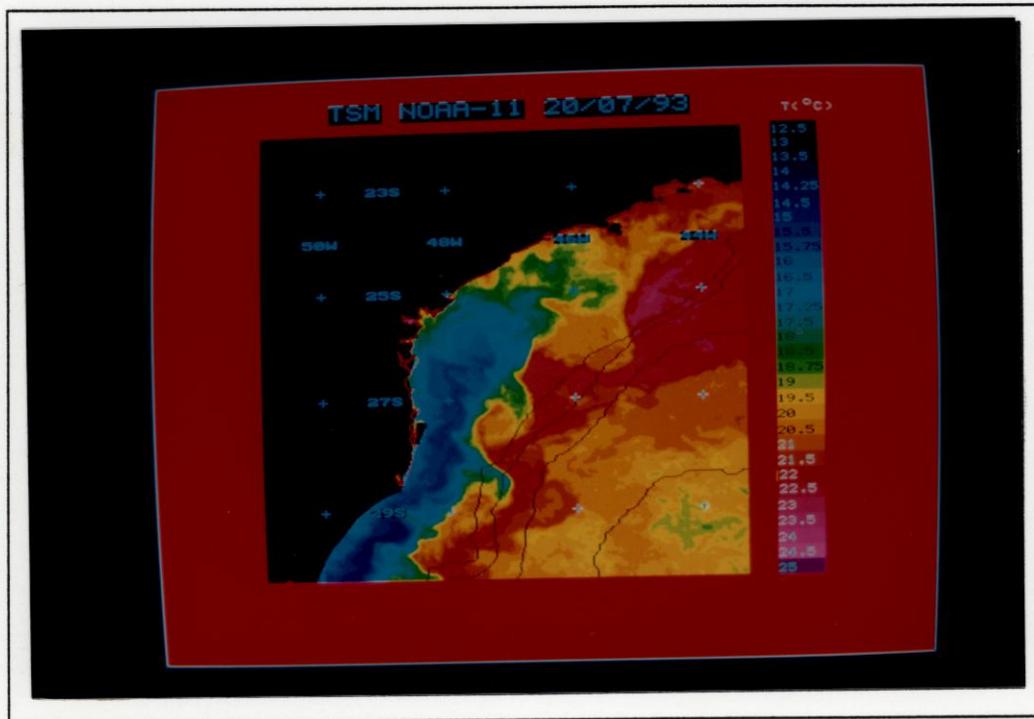


Fig. 5.17 - Imagem HRPT da área da CM.

inferir que esta penetração ocorre sobre a plataforma continental sul americana. A CB, com águas mais quentes ( $>22^{\circ}\text{C}$ ) flui para sul, em posições mais ao largo, ou seja, já sobre o talude continental. Pode-se observar também, a formação de meandros e vórtices quentes (horários) e frios (anti-horários), principalmente na região do talude. Os filamentos de águas mais frias observados ao norte da imagem, próximos ao litoral de São Paulo, parecem fluir do sul.

Espera-se que uma análise mais detalhada de séries de imagens obtidas sobre esta área, no âmbito do projeto COROAS, permitirá um melhor entendimento dos processos oceanográficos de meso-escala que se desenvolvem na região.

Olson et al. (1988), utilizando imagens orbitais infravermelhas referentes ao período entre julho de 1984 e junho de 1987, mostraram que o ponto no qual a CB se separa da plataforma continental sul americana (representada pela isóbata de 1000m), varia de  $33^{\circ}$  a  $38^{\circ}\text{S}$ .

Após se separar da margem continental a oeste, a CB continua fluindo para sul, até cerca de  $43^{\circ}\text{S}$ , quando, então, ela dirige-se para leste (Gordon, 1989). Imagens orbitais infravermelhas mostraram que o limite

meridional das águas mais quentes de meandros da CB flutua entre 38°-46°S, em escalas temporais em torno de 2 meses (Legeckis e Gordon, 1982). Estas excursões bimestrais da CB são análogas às penetrações semi-periódicas para oeste da Corrente das Agulhas dentro do Atlântico, que ocorrem em escalas temporais similares (Peterson e Stramma, 1991).

#### 5.2.4 - ANÁLISE FOE E MME DA ÁREA EQUATORIAL OCIDENTAL

Uma série de 155 imagens referente a uma sub área equatorial ocidental foi gerada a partir da série original de 155 imagens MCSST.

Esta nova série de imagens, abrangendo uma área compreendida entre os paralelos 10°N-10°S, e os meridianos 70°W-25°W, foi submetida à análise FOE e, as séries temporais das três primeiras CP geradas por esta análise foram submetidas à análise espectral MME.

As porcentagens da variância explicada pelas três primeiras FOE relativas e área equatorial ocidental (FOE/EQ) são apresentadas na Tabela 5.3.

TABELA 5.3 - PORCENTAGENS DA VARIÂNCIA EXPLICADA PELAS 3 FOE/EQ

FOE	%	%cumulativa
1	41,2	41,2
2	37,4	78,6
3	2,6	81,2

Somente as três primeiras FOE/EQ serão tratadas neste trabalho, uma vez que, estas funções explicam 81,2% da variância total dos dados, para esta sub-área de estudo.

É interessante destacar que a contribuição da segunda FOE/EQ (37,4%) perfaz 90% da contribuição da primeira FOE/EQ (41,2%). Estas duas funções somadas explicam 78,6% da variância dos dados, nesta área equatorial.

As Figuras 5.18, 5.19 e 5.20 mostram o padrão espacial da primeira FOE/EQ, a série temporal da primeira Componente Principal e o espectro de máxima entropia relativo à série desta primeira CP, respectivamente.

O balanço climático entre os dois hemisférios está representado na Figura 5.18 pelos padrões

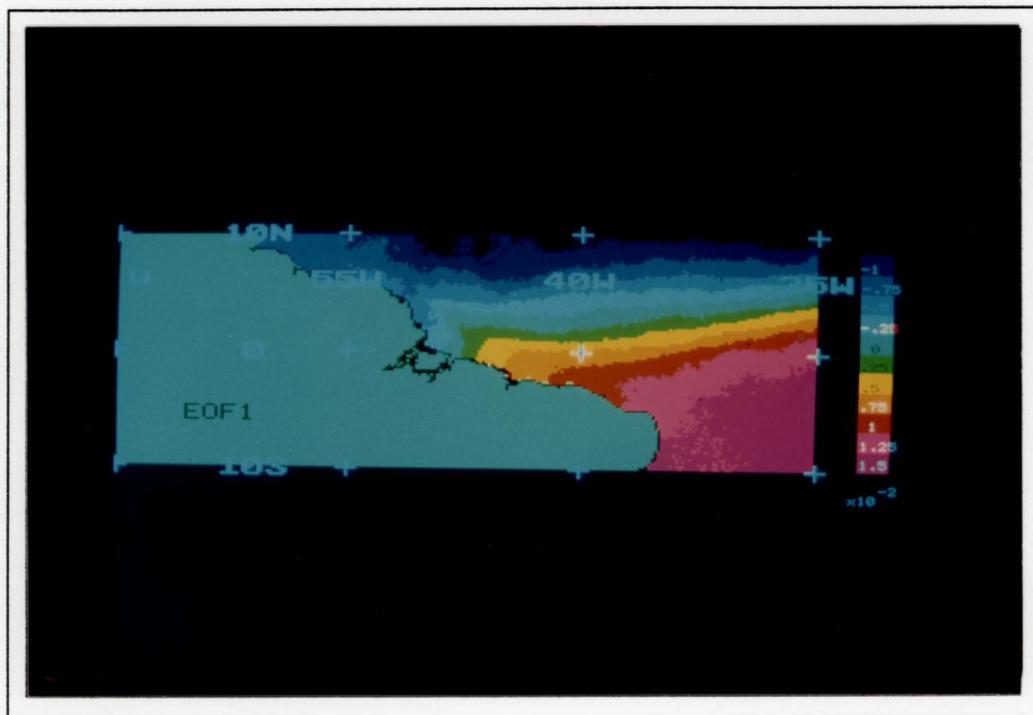


Fig. 5.18 - Padrão espacial da primeira FOE/EQ (41,2%).

opostos de sinais em ambos os lados do equador térmico. Pode-se observar que o equador térmico está deslocado para norte, em relação ao equador geográfico.

Variações desta estrutura térmica em torno do equador estão associadas a deslocamentos meridionais da ZCIT (Lamb, 1978). Alguns exemplos desta associação são representados pelo ciclo sazonal dentro do guia de ondas equatoriais (Katz, 1981 e 1987; Merle, 1980), pela retroflexão sazonal da CCNE (Garzoli e Katz, 1983) e pela variabilidade sazonal e interanual da precipitação em regiões como o nordeste do Brasil (Hastenrath e Heller, 1977; Markham e McLain, 1977), ou o Sahel africano (Lamb, 1978).

Segundo Servain (1991), uma posição mais ao sul do eixo está associada a um aquecimento na parte meridional da bacia e a um resfriamento na parte setentrional. Inversamente, uma posição mais ao norte, está associada a condições inversas, ou seja, resfriamento da parte meridional e aquecimento da parte setentrional.

Houghton (1991) considera que os processos que controlam os movimentos da ZCIT e o meio pelo qual estes deslocamentos se acoplam aos campos de TSM subjacentes, ainda são questões em aberto.

A série temporal da primeira CP (Figura 5.19) apresenta picos positivos no início da primavera austral (março-abril) e picos negativos no início da primavera boreal (setembro-outubro).

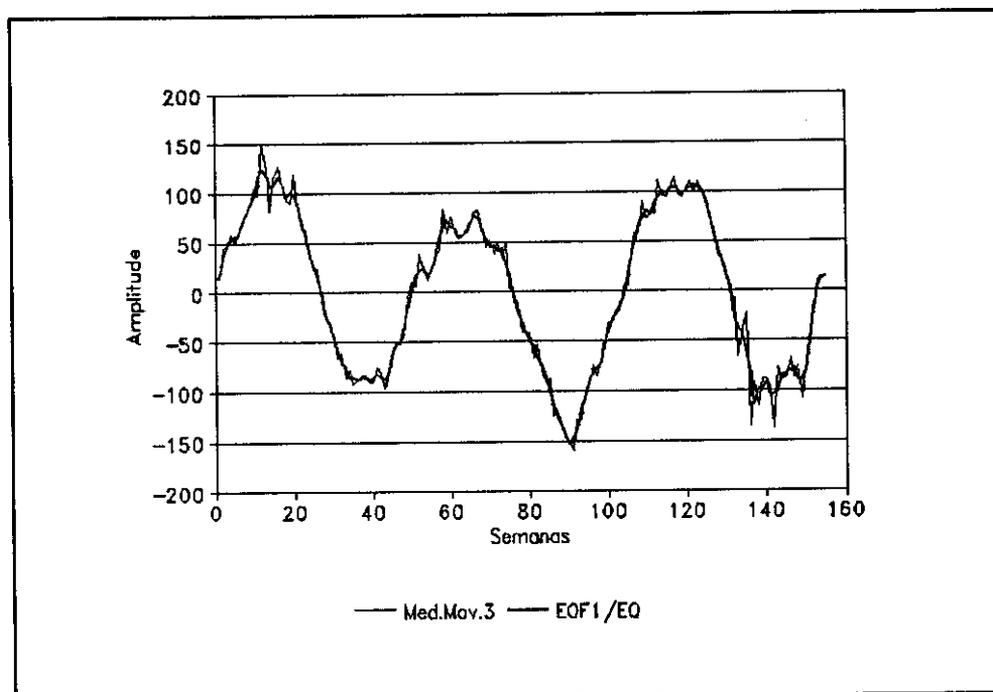


Fig. 5.19 - Série temporal da CP associada à primeira FOE/EQ.

O espectro de máxima entropia relativo a esta primeira CP (Figura 5.20) apresenta um único pico bem definido cuja frequência é igual a 0.02041. Esta frequência equivale a um período de 49 semanas (11,4 meses), que está associado ao ciclo anual.

Hastenrath e Lamb (1977) e Merle et al. (1980) mostraram que o Atlântico Equatorial apresenta um forte sinal anual das TSM, com uma estação quente entre março-abril.

Segundo Servain et al. (1985), este sinal anual dominante é devido, principalmente, às ressurgências sazonais que ocorrem na região oriental do Atlântico Tropical (a leste de 25°W, portanto fora desta sub-área de estudo). Entretanto, a variabilidade interanual não é tão pequena como se acreditava (Servain et al., 1985; Picaut et al., 1984).

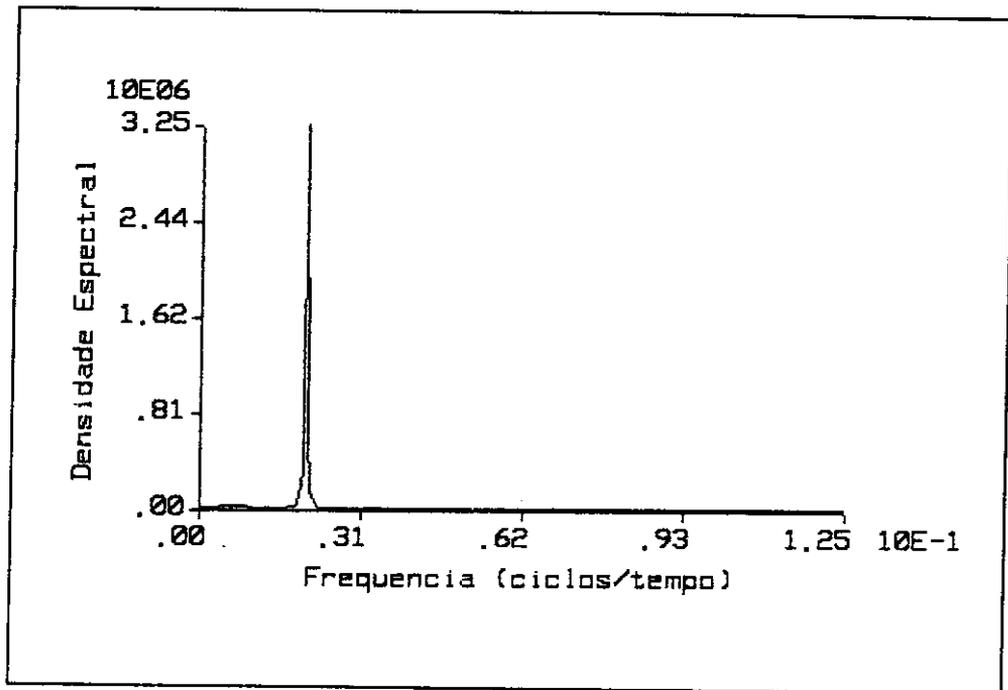


Fig. 5.20 - Espectro MME relativo à primeira FOE/EQ

As Figuras 5.21, 5.22 e 5.23 mostram o padrão espacial da segunda FOE/EQ, a série de coeficientes temporais associada a esta função e o espectro MME relativo a esta série temporal, respectivamente.

A segunda FOE/EQ (Figura 5.21) apresenta-se em fase em toda a área analisada. Este modo de variabilidade descreve uma tendência ao aquecimento (ou resfriamento) do Atlântico equatorial ocidental, válida para o período de estudo.

A série de coeficientes temporais da segunda CP (Figura 5.22) não apresenta um comportamento quase senoidal como a série associada à primeira FOE/EQ (Figura 5.19).

O espectro MME relativo à segunda CP (Figura 5.23) apresenta cinco picos espectrais bem definidos, cujas frequências são: 0.00800, 0.03846, 0.07692, 0.05882 e 0.10417.

Apesar das amplitudes dos picos espectrais determinadas pelo método da máxima entropia não serem confiáveis (Kane e Trivedi, 1991), pode-se considerar que, relativamente, os valores do eixo das ordenadas são coerentes entre si. Desta forma, os picos são ordenados em forma

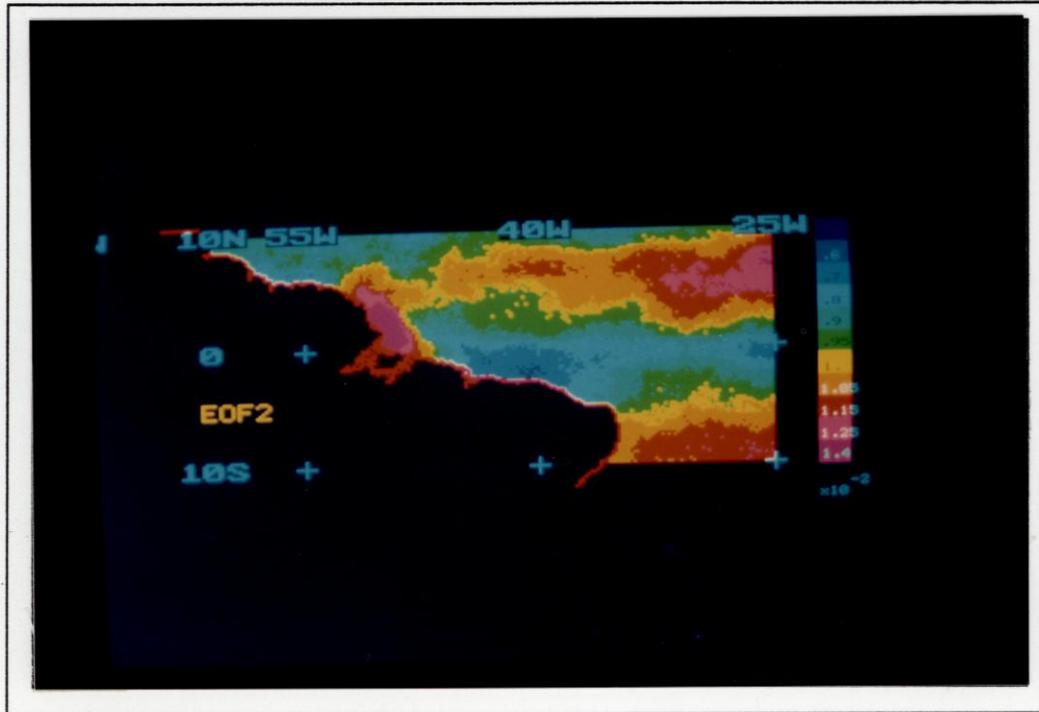


Fig. 5.21 - Padrão espacial da segunda FOE/EQ (37,4%).

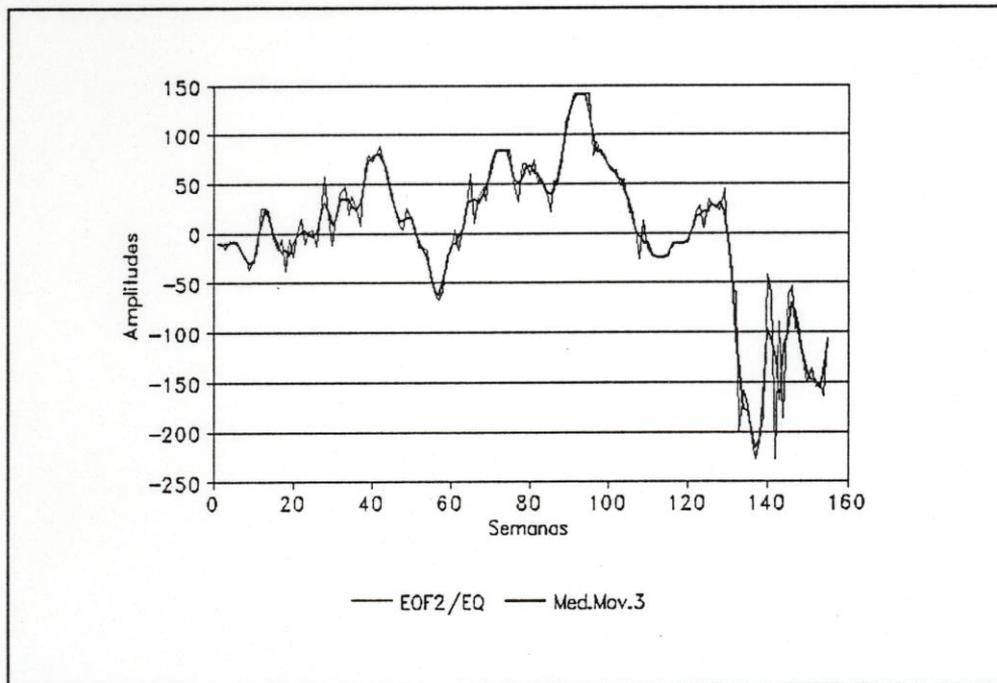


Fig. 5.22 - Série temporal da CP associada à segunda FOE/EQ.

decrecente, ou seja, o de maior energia é citado primeiro, e assim por diante.

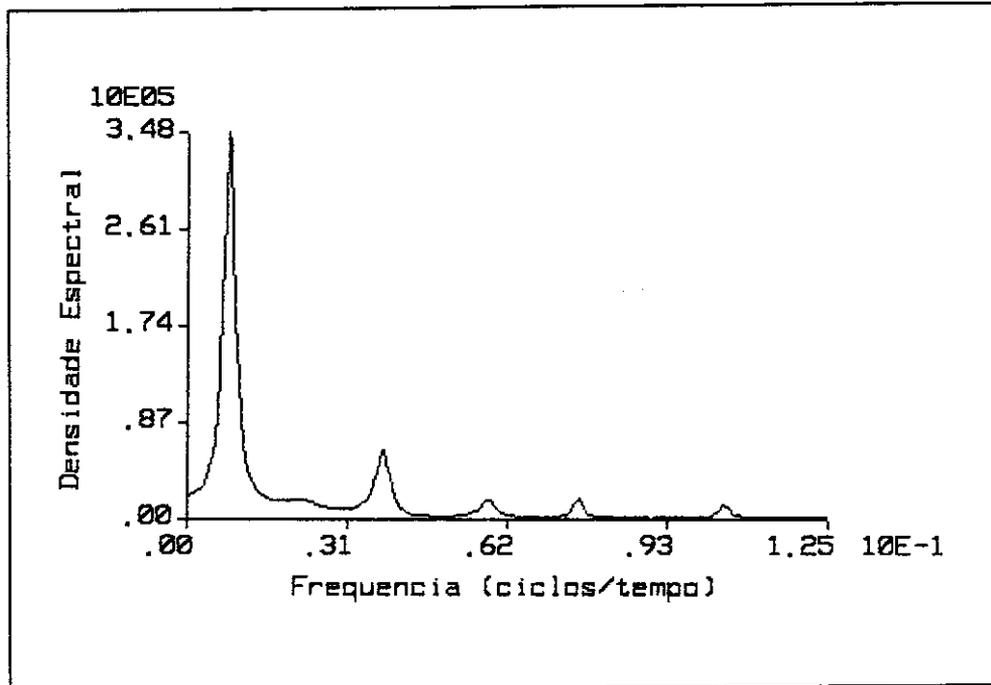


Fig. 5.23 - Espectro MME relativo à segunda FOE/EQ.

A Tabela 5.4 apresenta os períodos referentes às frequências detectadas no espectro da Figura 5.23.

TABELA 5.4 - PERÍODOS E FREQUÊNCIAS ESPECTRAIS REFERENTES À SEGUNDA FOE/EQ

FREQUENCIA	PERIODOS
0,00800	125semanas (29meses)
0,03846	26semanas (6,1meses)
0,07692	13semanas (3meses)
0,05882	17semanas (4meses)
0,10417	9,6semanas (67dias)

O pico de maior energia (29meses) corresponde à uma oscilação interanual. Picos espectrais com frequências quase bianuais (2-3anos) são normalmente encontrados para parâmetros meteorológicos (Kane e Trivedi, 1988). Servain e Legler (1991) encontraram uma periodicidade

de 26 meses para um índice de variabilidade climática calculado para o Atlântico Tropical.

Katz (1993), analisando seis anos de dados de ecobatímetros invertidos localizados no Atlântico Equatorial Ocidental, detectou que a variabilidade interanual da altura dinâmica da superfície marinha era de magnitude comparável (2/3) ao sinal anual. A dinâmica da variabilidade interanual do Atlântico Equatorial não foi ainda estudada.

Picaut et al. (1984) mostrou que uma medida da amplitude do sinal sazonal dos campos de TSM em relação à variações interanuais pode ser obtida pela razão do desvio padrão da variabilidade sazonal dividido pelo desvio padrão da variabilidade interanual. Estes autores encontraram para as TSM do Atlântico Equatorial, com exceção do Golfo da Guiné, razões menores que dois (2), o que implica num significativo sinal interanual.

Os demais períodos detectados (6.1meses, 3meses, 4meses, 67dias) correspondem aos ciclos semianual, e oscilações sazonais/intrasazonais.

Como dito anteriormente, o sinal semianual da variabilidade dos campos de TSM do Atlântico pode ser significativo, principalmente na região tropical (Merle, 1980).

O período de três meses (91dias), correspondente às oscilações sazonais, ocorre em função do deslocamento anual do sol sobre a eclíptica. O período de 119 dias (4meses), equivale ao terceiro harmônico do ciclo anual. Este período posiciona-se entre os ciclos semianual e sazonal, podendo ser devido a uma componente inercial do ciclo das TSM no Atlântico Equatorial (Ferreira de Lima, 1993). Ainda, o período de 67 dias (2,2meses) detectado como o pico de menor energia, é característico de uma oscilação intrasazonal.

As Figuras 5.24, 5.25 e 5.26 apresentam o padrão espacial da terceira FOE/EQ, a série temporal de coeficientes associada à esta função e o espectro MME relativo à série de CP, respectivamente.

O padrão espacial da terceira FOE/EQ (Figura 5.24) explica somente 2,6% da variância dos dados.

A série de coeficientes temporais da terceira CP (Figura 5.25) é caracterizada por oscilações de alta-frequência.

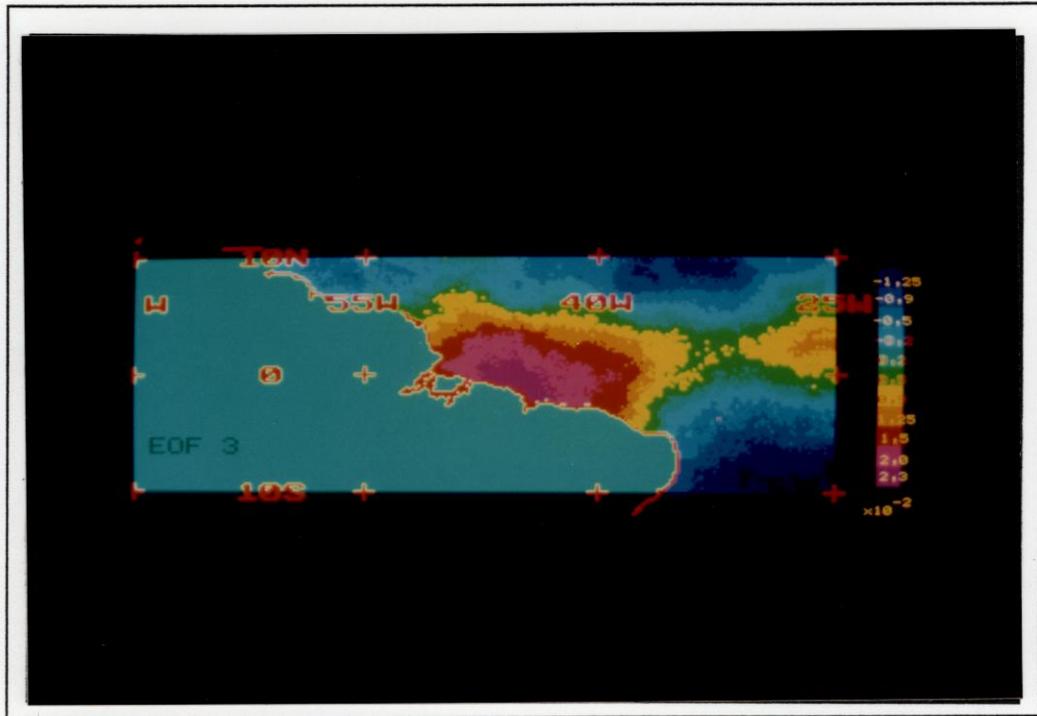


Fig. 5.24 - Padrão espacial da terceira FOE/EQ (2,6%)

O espectro MME relativo à esta terceira CP (Figura 5.26) captura frequências significativas maiores que o ciclo semianual, sendo que os períodos espectrais correspondentes estão destacados na Tabela 5.5.

O período de 21,4 semanas é referente ao pico de maior magnitude relativa da ordenada no espectro, e o período de 15 dias é referente ao pico de menor magnitude.

O espectro da Figura 5.26 caracteriza as oscilações intrasazonais presentes no Atlântico Equatorial, como já foi detectado por outros autores (Johns et al., 1990; Richardson e Reverdin, 1987; Legeckis e Reverdin, 1987; Garzoli, 1987; Ferreira de Lima, 1993).

Wiesberg et al. (1986) utilizaram dados correntométricos e de TSM do Atlântico Equatorial (28°W) para afirmar que esta região responde, de forma generalizada, à variação dos campos de vento superficiais. O Atlântico Equatorial responde em fase com a sazonalidade dos alíseos. Comparações entre os ventos medidos por Garzoli e Katz (1984) e a climatologia de Hastenrath e Lamb (1977), sugerem que as variações temporais de tensão do vento de leste na região são representativas das variações em grande escala sobre a área

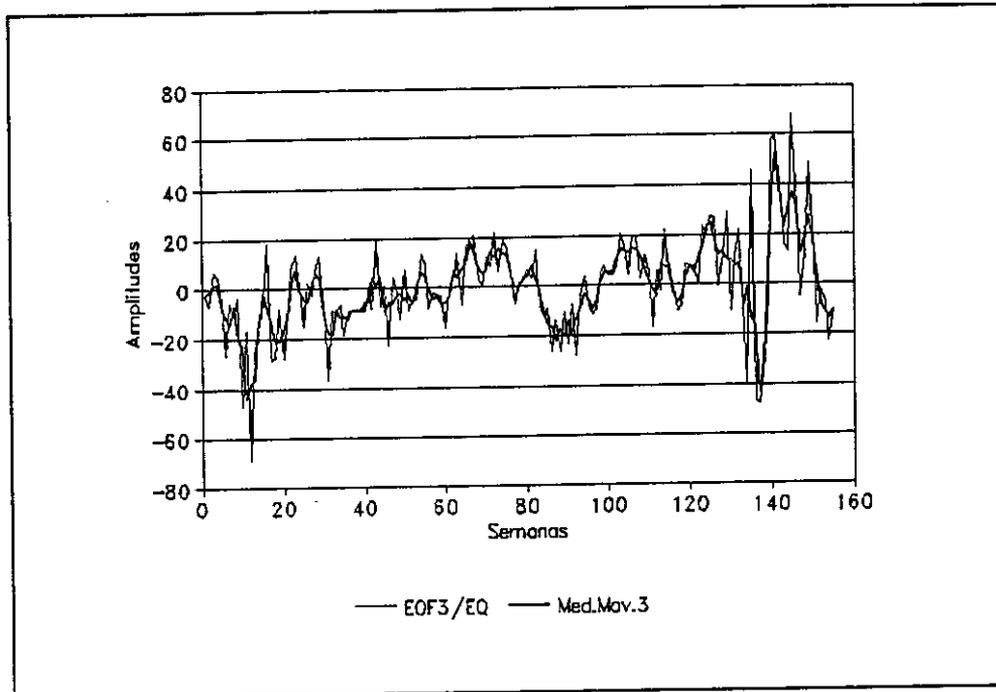


Fig. 5.25 - Série temporal da CP associada à terceira FOE/EQ.

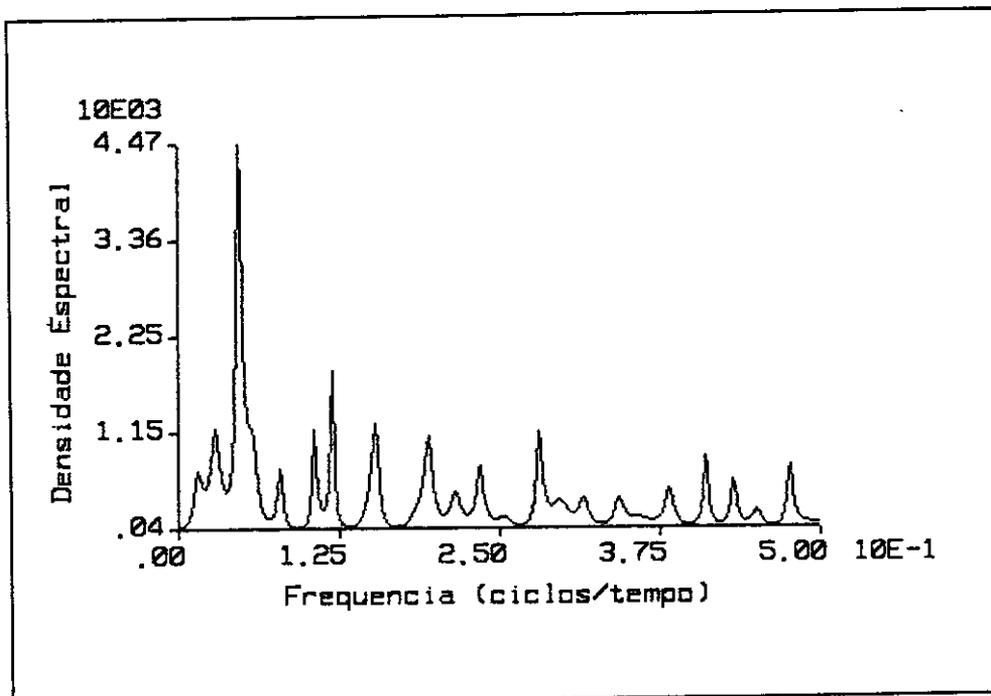


Fig. 5.26 - Espectro MME relativo à terceira FOE/EQ

TABELA 5.5 - PERÍODOS E FREQUÊNCIAS ESPECTRAIS REFERENTES À TERCEIRA FOE/EQ

FREQUENCIAS	PERIODOS
0,04673	21,4semanas
0,11905	59dias
0,15385	45dias
0,27778	25dias
0,19608	36dias
0,41667	17dias
0,47619	15dias

ocidental do Atlântico equatorial. Medições "in situ" mostraram que as transições da intensidade do vento (de fraco para forte) podem ocorrer rapidamente, ao contrário do que sugere a climatologia média. As características da resposta do oceano ao ciclo anual dos ventos é fortemente dependente da natureza da transição sazonal. A rapidez com que a tensão do vento se intensifica, ou perde intensidade, determina o crescimento e os subsequentes padrões de interferência de ondas equatoriais.

Segundo Schott e Boning (1991), o Atlântico Tropical Ocidental constitui um regime de contorno com uma circulação sazonal fortemente variável. O ciclo sazonal desta região foi deduzido a partir de dados de deriva de navios e derivadores de superfície (Richardson e Reverdin, 1987), e a partir de modelos numéricos (Philander e Pacanowski, 1986; Schott e Boning, 1991).

Durante o verão e a primavera boreais, o regime CNB/CCNE apresenta uma pronunciada retroflexão entre 3-7°N, com fortes oscilações intrasazonais, com períodos entre 30-60 dias (Johns et al., 1990).

Garzoli (1987), analisando dados de um ecobatímetro invertido localizado no Atlântico Equatorial (28°W), evidenciou a presença de fortes oscilações entre 50-100 dias.

Esta sazonalidade, no entanto, não reflete completamente o espectro de oscilações observadas no Atlântico Equatorial.

Segundo Holvorcem e Vianna (1992), a geração de ondas equatoriais a partir de um sistema de ventos não-uniforme de grande escala, e o subsequente espalhamento dessas ondas pelos contornos oceânicos, desempenha um papel importante no ajuste da estrutura termal superficial do oceano. Por sua vez, o oceano superficial interage de volta com a atmosfera através da geração de anomalias de TSM. Estes autores (op. cit., 1992) avaliaram numericamente o espalhamento de ondas de Rossby equatoriais pelo contorno oeste do Atlântico, utilizando o método de elementos de contorno. Em todos os modos de ondas considerados, o campo resultante do espalhamento é dominado por um máximo de amplitude próximo do contorno oeste, ao norte do equador. As Figuras 5.27 e 5.28 apresentam mapas da amplitude do campo de pressão referentes ao primeiro modo baroclínico/segundo modo meridional, e ao segundo modo baroclínico/segundo modo meridional, respectivamente.

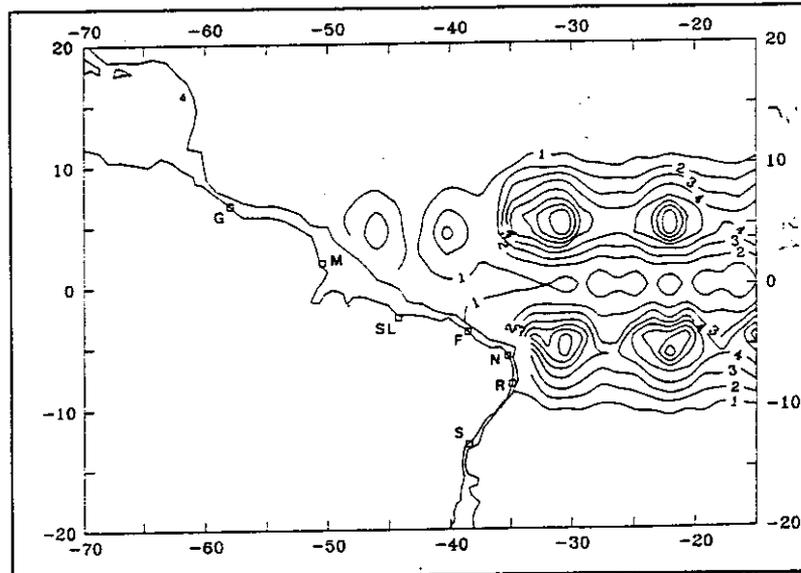


Fig. 5.27 - Reflexão de uma onda de Rossby com período de 50 dias.  
 FONTE: Holvorcem e Vianna, 1992, p. 52.

As oscilações intrasazonais encontradas por Johns et al (1990) na região do Atlântico Equatorial Ocidental (52°W), podem ser devidas a ondas de Rossby propagando-se para oeste. Estas oscilações não estariam confinadas a uma restrita área do Atlântico Equatorial ocidental, apresentando uma considerável extensão zonal, como evidenciado por Richardson e Reverdin (1987).

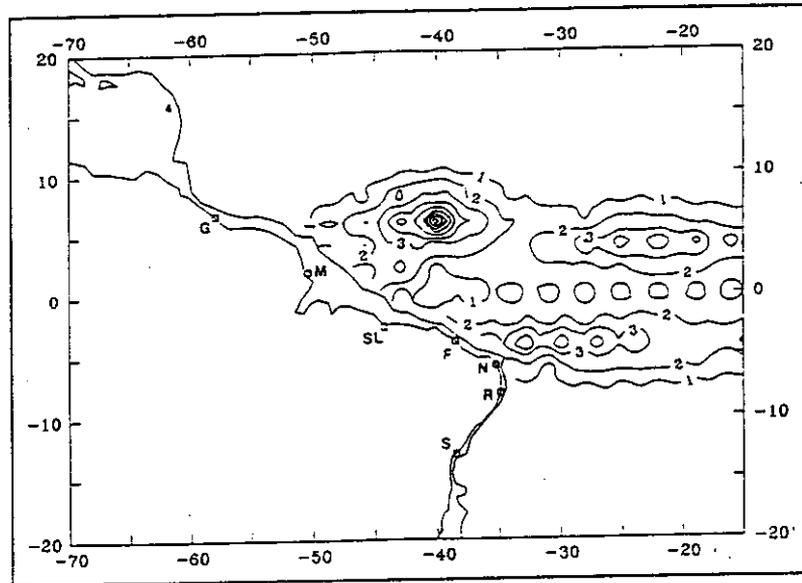


Fig. 5.28 - Reflexão de uma onda de Rossby com período de 90 dias.  
 FONTE: Holvorcem e Vianna, 1992, p. 53.

As oscilações intrasazonais observadas nos padrões espaciais referentes à segunda e, principalmente, à terceira FOE/EQ, também podem ser associadas a ondas equatoriais. O sistema de correntes equatoriais é caracterizado por uma grande variabilidade tanto temporal como espacial (Peterson e Stramma, 1991).

Steger e Carton (1991) analisaram imagens AVHRR/NOAA de TSM, entre 1984-1990, e observaram longas ondas equatoriais propagando-se para oeste, no Atlântico. Legeckis e Reverdin (1987) já haviam feito observações semelhantes utilizando dados de bóias de deriva e imagens AVHRR referentes à 1983.

Ferreira de Lima (1993) registrou oscilações no Atlântico Equatorial Ocidental utilizando imagens MCSST, com períodos significativos de 121 dias, 91 dias (ciclo sazonal), 70/60 dias e 25 dias (intrasazonais).

Pullen et al. (1987) também detectaram oscilações similares para o Pacífico Equatorial, com a propagação para oeste e período de 25 dias.

Estes resultados são consistentes com os valores encontrados nos espectros referentes à segunda (Figura 5.23) e à terceira (Figura 5.26) FOE/EQ. É fato que

existem diferenças entre os valores obtidos nos diferentes trabalhos, porém, pode-se dizer que a metodologia empregada neste trabalho possibilitou a identificação de oscilações nas regiões estudadas do Atlântico.

CAPÍTULO 6CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Neste capítulo serão sumarizados os resultados encontrados, oferecendo sugestões para futuros trabalhos a serem desenvolvidos.

Este trabalho mostra que, a partir de dados de satélite pré-processados fornecidos pelo NODS/JPL, sem custo adicional para o INPE, podemos reconstituir as imagens originais que representam as médias semanais de TSM, com resolução espacial de 18x18km, em bases globais.

As imagens temáticas MCSST geradas no ambiente do sistema PC-SEAPAK atenderam às expectativas de revelar a distribuição dos campos de TSM. Foi possível identificar visualmente processos oceanográficos que possuem assinatura termal superficial.

Foram apresentadas imagens onde foi possível observar, claramente, a Confluência Brasil-Malvinas, a ocorrência de ressurgências na costa sudoeste africana, a formação de uma língua de água fria na região sul equatorial, a retroflexão da Corrente Norte do Brasil dentro da Contracorrente Norte Equatorial, a presença de ondas equatoriais, entre outros processos.

Foi possível determinar que as áreas com menores valores médios de TSM, durante o período de estudo, se localizaram em torno da Frente Subtropical e na região da Corrente do Golfo sob influência da Corrente do Labrador. Da mesma forma, as áreas que apresentaram maiores valores médios de TSM, no período analisado, se localizaram no Atlântico Equatorial Ocidental.

As regiões que apresentaram maiores desvios em relação à média se localizaram nas zonas sob influência da Corrente das Malvinas e sob influência da Corrente do Labrador (entre a Corrente do Golfo e a costa norte-americana). Áreas com significativos desvios também foram observadas nas regiões onde ocorrem ressurgências, como na costa da Mauritânia-Senegal e de Angola.

Em relação à metodologia empregada no tratamento estatístico das imagens MCSST, pode-se afirmar que a análise pelo método das Funções Ortogonais Empíricas constituiu uma importante ferramenta para descrever e caracterizar os modos principais de variabilidade dos campos de TSM do Atlântico.

As três primeiras FOE explicaram 86,9% da variância total dos dados. Os valores encontrados neste trabalho, para cada FOE, são similares à valores encontrados por outros autores (Weare, 1977; Servain e Legler, 1986).

As três primeiras FOE/EQ explicaram 81,2% da variância dos dados, para a área do Atlântico Equatorial Ocidental. Neste caso, a contribuição da segunda FOE/EQ foi 90% da referente à primeira FOE/EQ.

A análise espectral pelo Método da Máxima Entropia aplicada às séries de Componentes Principais associadas às FOE analisadas, apresentou uma resolução espectral satisfatória na determinação das frequências/periodicidades presentes. Foram detectadas variabilidades sazonais, interanual e intrasazonais.

O ciclo anual foi identificado como o modo principal de variação dos dados, em ambas as análises efetuadas.

Os padrões espaciais referentes às primeiras funções ortogonais (primeira FOE e primeira FOE/EQ) representaram bem o balanço climático entre os dois hemisférios, através dos padrões opostos de sinais em ambos os lados do equador termal. Vários autores já haviam evidenciado que o ciclo anual dos campos de TSM é dominante no oceano Atlântico (Servain, 1990,1991; Picaut et al., 1984; Weisberg e Tang, 1983).

Entretanto, apesar do forte sinal anual observado para o Atlântico Tropical/Subtropical (45°N-45°S) e para o Atlântico Equatorial Ocidental (10°N-10°S;70°W-25°W), foi identificado que a variabilidade interanual (29 meses) é significativa em ambos os casos, principalmente na área equatorial.

O ciclo semianual também foi identificado pela análise espectral como um modo de variabilidade dos campos de TSM, tanto do Atlântico Tropical/Subtropical, como do Atlântico Equatorial Ocidental.

Os padrões espaciais referentes à segunda e terceira FOE (45°N-45°S) explicaram outras perturbações que não o ciclo anual, como as ressurgências costeiras e equatoriais ou variabilidades da Confluência Brasil-Malvinas.

Os padrões espaciais referentes à segunda e terceira FOE/EQ (10°N-10°S) podem ser associados a ondas equatoriais. A análise espectral das séries de Componentes Principais associadas a estas funções, detectou

significativas oscilações intrasazonais que não haviam sido detectadas na análise mais global. As variabilidades sazonais e intrasazonais identificadas na área equatorial foram confirmadas por resultados encontrados por outros autores (Richardson e Reverdin, 1987; Schott e Boning, 1991; Johns et al., 1990; Holvorcem e Vianna, 1992; Ferreira de Lima, 1993; entre outros).

É fato que a série temporal de dados tratada neste trabalho é relativamente curta. Porém, a similaridade entre os valores encontrados e os resultados apresentados por outros autores (que tratam séries mais longas), nos permite afirmar que as oscilações caracterizadas neste trabalho são qualitativamente representativas.

Por outro lado, a utilização de uma série temporal de imagens mais longa, sem dúvida, permitiria a confirmação dos resultados. Para a realização de tal trabalho seriam necessários recursos de hardware com maior potencial de memória em disco, principalmente.

Outra etapa interessante a ser desenvolvida futuramente, diz respeito à remoção do ciclo anual da base de dados. Isto pode ser executado calculando-se os desvios dos campos de TSM em relação a uma média de longo período. Essas anomalias resultantes seriam, então, submetidas a análises estatísticas pelo método das Funções Ortogonais Empíricas, e análise espectral. Novamente, a disponibilidade de maior memória em disco se faz necessária para o cálculo das médias "climatológicas".

Em relação à Confluência Brasil-Malvinas, sugere-se que a metodologia apresentada neste trabalho, também seja aplicada para a área sudoeste do Atlântico. Esta região foi caracterizada por uma forte variabilidade dos campos de TSM, cujo entendimento ainda não foi totalmente esclarecido.

Ainda que as informações orbitais por si só não bastem para se fazer uma caracterização oceanográfica de uma região, já que não se contam com os valores de outros parâmetros fundamentais, como a salinidade e/ou perfis verticais, elas servem de apoio a estudos oceanográficos mais completos, fundamentalmente devido à sua cobertura sinóptica e sistemática da região considerada, o que permite a realização de um estudo multitemporal e de ampla cobertura espacial.

\*  
\* \*

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arnault, S. Tropical Atlantic geostrophic and ship drift. *Journal of Geophysical Research*, 92(C5):5076-5088, May 1987.
- Bernstein, R.L. Sea surface temperature using the NOAA-6 satellite Advanced Very High Resolution Radiometer. *Journal of Geophysical Research*, 87(C7):9455-9465, Nov. 1982.
- Bowling, S.B. **Linear prediction and maximum entropy spectral analysis for radar applications.** Massachusetts, MIT, Lincoln Laboratory, 1977. 67p. (Project Report RMP-122).
- Brower, R.L.; Gohrband, H.S.; Pichel, W.G.; Signore, T.L.; Walton, C. **Satellite derived sea-surface temperatures from NOAA spacecraft.** Washington, D.C., 1976. 74p. (NOAA Technical Memorandum NESS 78).
- Brown, J.; Colling, A.; Park, D.; Phillips, J.; Rothery, D.; Wright, J. **Ocean circulation.** 2.ed. Oxford, Open University e Pergamon, 1991. 238p.
- Brown, O.B.; Evans, R.H.; Olson, D.B.; Podestá, G. A satellite infrared survey of the Brazil/Falklands confluence. Abstract in: *EOS*, 66(18):291, 1985.
- Bruce, J.G.; Kerling, J.L.; Beatty III, W.H. On the north brazilian eddy field. *Progress in Oceanography*, 14:57-63, 1985.
- Busalacchi, A.J.; Picaut, J. Seasonal variability from a model of the tropical Atlantic ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 13(9):1564-1587, Set. 1983.
- Cracknell, A.P.; Hayes, L.W.B. **Introduction to remote sensing.** Great Britain, Taylor & Francis, 1991. 293p.

- Davis, R.E. Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 6(3):249-266, May 1976.
- Ferreira de Lima, R.A. **Identificação de processos oceanográficos superficiais, no Atlântico Equatorial, utilizando dados AVHRR.** (Dissertação de mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1993. 202p. (no prelo).
- Garfield, N. Surface characteristics of the Brazil current. Abstract in: *EOS*, 69(44), 1237, 1988.
- Garzoli, S.L. Forced oscillations on the equatorial Atlantic basin during the Seasonal Response of the Equatorial Atlantic Program (1983-1984). *Journal of Geophysical Research*, 92(5):5089-5100, May. 1987.
- Garzoli, S.L.; Garrafo, Z. Transports, frontal motions and eddies at the Brazil-Malvinas currents confluence. *Deep-Sea Research*, 36(5):681-703, 1989.
- Garzoli, S.L.; Katz, E.J. The forced annual reversal of the Atlantic north equatorial countercurrent. *Journal of Physical Oceanography*, 13(11):2082-2093, Nov. 1983.
- Garzoli, S.L.; Katz, E.J. Winds at St. Peter and St. Paul Rocks during the first SEQUAL year. *Geophysical Research Letters*, 11(8):715-718, Ago. 1984.
- Gill, A.E. **Atmosphere-ocean dynamics.** New York, Academic, 1982. 662p.
- Gordon, A.L. Indian-Atlantic transfer of the thermocline water at the Agulhas retroflexion. *Science*, 227(4690):1030-1033, Mar. 1985.
- \_\_\_\_\_. Interocean exchange of the thermocline water. *Journal of Geophysical Research*, 91(C4):5037-5046, Abr. 1986.

\_\_\_\_\_. The South Atlantic: an overview of results from 1983-1988 research. *Oceanography*, 12-17, Nov. 1988.

\_\_\_\_\_. Brazil-Malvinas confluence - 1984. *Deep-Sea Research*, 36(3):359-384, 1989.

Gordon, A.L.; Greengrove, C.L. Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland confluence. *Deep-Sea Research*, 33(5):573-585, 1986.

Gordon, A.L.; Lutjeharms, J.R.E.; Grundlingh, M.L. Stratification and circulation at the Agulhas retroflection. *Deep-Sea Research*, 34(4):565-599, 1987.

Halpern, D. Contents of the JPL/NODS data archives. Pasadena, CA, Caltechs Jet Propulsion Laboratory, 1990. 19p.

Hastenrath, S. On modes of tropical circulation and climate anomalies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35:2222-2231, Dec. 1978.

Hastenrath, S.; Heller, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 103(435):77-92, 1977.

Hastenrath, S.; Kaczmarczyk, E.B. On spectra and coherence of tropical climate anomalies. *Tellus*, 33(5):453-462, Oct. 1981.

Hastenrath, S.; Lamb, P.J. *Climatic atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific oceans*. Wisconsin, The University of Wisconsin Press, 1977. 111p.

Hoflich, O. Climate of the south Atlantic ocean. In: Van Loon, H. *World survey of climatology: climates of the oceans*. Amsterdam, Elsevier, 1984. v. 15, cap. 1, p. 1-192.

- Holvorcem, P.R.; Vianna, M.L. Integral equation approach to tropical ocean dynamics: Part II - Rossby wave scattering from the equatorial Atlantic western boundary. *Journal of Marine Research*, 50(1):33-61, 1992.
- Houghton, J.T. ed. *The Global Climate*. 2.ed. Cambridge, Cambridge University Press, 1984. 233p.
- Houghton, J.T.; Jenkins, G.J.; Ephraums, J.J. ed. *Climate change - the IPCC scientific assessment*. Cambridge, Cambridge University Press, 1990. 365p.
- Houghton, R.W. The relationship of sea surface temperature to thermocline depth at annual and interannual time scales in the tropical Atlantic ocean. *Journal of Geophysical Research*, 96(C8):15173-15185, Ago. 1991.
- Jerlov, N.G. *Marine Optics*. Amsterdam, Elsevier, 1976. 241p.
- Johns, W.E.; Lee, T.N.; Schott, F.A.; Zantopp, R.J.; Evans, R.H. The north Brazil current retroreflection: seasonal structure and eddy variability. *Journal of Geophysical Research*, 95(C12):22103-22120, Dez. 1990.
- Kane, R.P. Periodocities in the time series of geomagnetic inclination during the last 9000 years recorded in sediment cores from Lake Kasumigaura, Japan. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 41:525-532, 1989.
- Kane, R.P.; Trivedi, N.B. Comparison of maximum entropy spectral analysis (MESA) and least-squares linear prediction (LSLP) methods for some artificial samples. *Geophysics*, 4(12):1731-1736, Dec. 1982.
- Kane, R.P.; Trivedi, N.B. Spectral characteristics of the annual rainfall series for northeast Brazil. *Climatic Change*, 13(3):317-336, Dez. 1988.

- Kane, R.P., Trivedi, N.B. Spectral analysis of annual sunspot series - an update. *Pure and applied geophysics.*, 135(3):463-474, 1991.
- Kapur, J.N. *Maximum entropy models in science and engineering.* Nova Delhi, Wiley Eastern, 1989. 635p.
- Katz, E.J. Dynamic topography of the sea surface in the equatorial Atlantic. *Journal of Marine Research*, 39(1):53-63, Feb. 1981.
- Katz, E.J. Seasonal response of the sea surface to the wind in the equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 92(C2):1885-1893, Feb. 1987.
- Katz, E.J. An interannual study of the Atlantic north equatorial countercurrent. *Journal of Physical Oceanography*, 23:116-123, 1993.
- Kay, S.M.; Marple Jr., S.L. Spectrum analysis - a modern perspective. *Proceedings of the IEEE*, 69(11):1380-1419, 1981.
- Kidson, J.W. Eigenvector analysis of monthly mean surface data. *Monthly Weather Review*, 103(3):177-186, Mar. 1975.
- Kidwell, K.B. ed. *NOAA polar orbiter data users guide* (TIROS- N, NOAA-6, NOAA-7, NOAA-8, NOAA-9, NOAA-10, NOAA-11, and NOAA-12). Washington, D.C., NOAA/NESDIS/NCDC/SDSD, July. 1991. 260p.
- Lagerloef, G.S.; Bernstein, R.L. Empirical orthogonal function analysis of advanced very high resolution radiometer surface temperature patterns in Santa Barbara channel. *Journal of Geophysical Research*, 93(C6):6863-6873, June, 1988.

- Lamb, P.J. Case studies of the tropical Atlantic sea surface circulation patterns during recent subsaharan weather anomalies: 1967 and 1968. *Monthly Weather Review*, 106(4):482-491, Abr. 1978.
- Legeckis, R. A survey of worldwide sea surface temperature fronts detected by environmental satellites. *Journal of Geophysical Research*, 83(C9):4501-4522, Sep. 1978.
- Legeckis, R.; Gordon, A.L. Satellite observations of the Brazil and Falkland currents - 1975 to 1976 and 1978. *Deep-Sea Research*, 29(3A):375-401, 1982.
- Legeckis, R.; Reverdin, G. Long waves in the equatorial Atlantic ocean during 1983. *Journal of Geophysical Research*, 92(C3):2835-2842, Mar. 1987.
- Lockwood, J.G. *World climatology: an environmental approach*. London, Edward Arnold Publ., 1974. 330p.
- Lough, J.M. Tropical Atlantic sea surface temperatures and rainfall variations in Subsaharan Africa. *Monthly Weather Review*, 114(3):561-570, Mar. 1986.
- Lutjeharm, J.R.E.; Van Ballegooyen, R.C. The retroflection of the Agulhas current. *Journal of Physical Oceanography*, 18(11):1570-1583, Nov. 1988.
- Markham, C.G.; McLain, D.R. Sea surface temperature related to rain in Ceará, northeast Brazil. *Nature*, 265(5592):320-323, Jan. 1977.
- McClain, E.P. Global sea surface temperature and cloud clearing for aerosol optical depth estimates. *International Journal of Remote Sensing*, 10(4):763-769, 1989.

- McClain, C.R.; Fu, G.; Darzi, M.; Firestone, J.K. **PC-SEAPAK user's guide: version 4.0.** Greenbelt, MD, NASA/Goddard Space Flight Center, 1992. (NASA Technical Memorandum 104557).
- McClain, C.R.; Pichel, W.G.; Walton, C.C. Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 90(C6):11.587-11.601, Nov. 1985.
- McLellan, H.J. **Elements of physical oceanography.** Great Britain, Pergamon Press, 1977. cap. 4, p. 25-32.
- Merle, J. Variabilité thermique annuelle et interannuelle de l'océan Atlantique équatorial est l'hypothèse d'un "El-Niño" Atlantique. *Oceanologica Acta*, 3(2):209-220, 1980.
- Merle, J. Seasonal heat budget in the equatorial Atlantic ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 10(3):464-467, 1980b.
- Merle, J.; Arnault, S. Seasonal variability of the surface dynamic topography in the tropical Atlantic ocean. *Journal of Marine Research*, 43(2):267-288, May. 1985.
- Merle, J.; Fieux, M.; Hisard, P. Annual signal and interannual anomalies of sea surface temperature in the eastern equatorial Atlantic ocean. *Deep-Sea Research*, 26: 77-101, 1980. GATE supplement II.
- Molinari, R.L. Observations of near-surface currents and temperature in the central and western tropical Atlantic ocean. *Journal of Geophysical Research*, 88(C7):4433-4438, May 1983.
- Muller-Karger, F.E.; McClain, C.R.; Richardson, P.L. The dispersal of the Amazon's water. *Nature*, 333(6168):56-59, May. 1988.

Murray, C.W.; Mueller, J.L.; Zwally, H.J. **Matrix partitioning and EOF/Principal Components analysis of Antarctic sea ice brightness temperatures.** Greenbelt, MD, NASA/Center for Aerospace Information, 1984. 86p. (NASA Technical Memorandum 83916).

Necco, G.V. **El estudio del clima sobre la base de las estadísticas: métodos de análisis de series climáticas.** Curso Internacional de Postgrado en Climatología. Buenos Aires, 8-26 de oct., 1984. 63p.

Olson, B.D.; Podestá, G.P.; Evans, R.H.; Brown, O.B. Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas currents. *Deep-Sea Research*, 35(12):1971-1990, Dec. 1988.

Ostapoff, F.; Tarbeyev, Y.; Worthem, S. Heat flux and precipitation estimates from oceanographic observations. *Science*, 180(4089):960-962, 1973.

Overland, J.E.; Preisendorfer, R.W. A significance test for principal components applied to a cyclone climatology. *Monthly Weather Review*, 110(1):1-4, Jan. 1982.

Peterson, R.G.; Stramma, L. Upper-level circulation in the South Atlantic ocean. *Progress in Oceanography*, 26(1):1-73, 1991.

Pettigiani, E.; Karszenbaum, H.; Mejail, M. Analisis de imagenes satelitarias de temperaturas superficiales en la zona comun de pesca argentino-uruguaya. *Revista SELPER*, 8(1):43-52, Mar. 1992.

Philander, S.G.H.; Pacanowski, R.C. A model of the sea seasonal cycle in the tropical Atlantic ocean. *Journal of Geophysical Research*, 91(C12):14192-142026, Dec. 1986.

- Picaut, J.; Servain, J.; Busalacchi, A.J.; Seva, M.  
Interannual variability versus seasonal variability in  
the tropical Atlantic. *Geophysical Research Letters*,  
11(8):787-790, Ago. 1984.
- Picaut, J.; Servain, J.; Lecomte, P.; Seva, M.; Lukas, S.;  
Rougier, G. Climatic atlas of the tropical Atlantic wind  
stress and sea surface temperature 1964-1979. Brest,  
Universite de Bretagne Occidentale/University of Hawaii,  
1985. 467p.
- Pickard, G.L. *Descriptive physical oceanography: an  
introduction*. 5.ed. Great Britain, Pergamon Press,  
1990.
- Podestá, G.P.; Brown, O.B.; Evans, R.H. The annual cycle  
of satellite derived sea surface temperature in the  
southwestern Atlantic ocean. *Journal of Climate*, 4:457-  
466, Abr. 1991.
- Preisendorfer, R.W.; Barnett, T.P. Significance tests for  
empirical orthogonal functions. In: CONFERENCE OF  
PROBABILITY AND STATISTICS IN ATMOSPHERIC SCIENCES, 5.,  
Boston, Boston American Meteorological Society, 1977, p.  
169-172.
- Press, W.H.; Flannery, B.P.; Teukolsky, S.A.; Vetterling,  
W.T. Fourier transform spectral methods. In: \_\_\_\_\_  
*Numerical Recipes - the art of scientific computing*.  
Cambridge, Cambridge University Press, 1986. cap. 12, p.  
381-453.
- Pullen, P.E.; Bernstein, R.L.; Halpern, D. Equatorial long  
wave characteristics determined from satellite sea  
surface temperature and "in situ" data. *Journal of  
Geophysical Research*, 92(C1):742-748, Jan. 1987.
- Radosky, H.R.; Fougere, P.F.; Zawalick, E.J. A comparison  
of power spectral estimates and applications of the  
maximum entropy method. *Journal of Geophysical Research*,  
80(4):619-625, Feb. 1975.

- Rao, P.K.; Holmes, S.J.; Anderson, R.K.; Winston, J.S.; Lehr, P.E. ed. **Weather satellites: systems, data, and environmental applications**. Boston, American Meteorological Society, 1990. 503p.
- Reid, J.L. On the total geostrophic circulation of the south Atlantic ocean: flow patterns, tracers and transports. *Progress in Oceanography*, 23(3):149-244, 1989.
- Reverdin, G.; McPhaden, M.J. Near-surface current and temperature variability observed in the equatorial Atlantic from drifting buoys. *Journal of Geophysical Research*, 91(C5):6569-6581, May. 1986.
- Richardson, P.L.; Reverdin, G. Seasonal cycle of velocity in the Atlantic north equatorial countercurrent as measured by surface drifters, current meters and ship drifts. *Journal of Geophysical Research*, 92(C4):3691-3708, Abr. 1987.
- Robinson, I.S. **Satellite oceanography: an introduction for oceanographers and remote-sensing scientists**. West Sussex, Ellis Horwood, 1985. 455p.
- Schott, F.A.; Boning, C.W. Evaluation of the WOCE model in the western equatorial Atlantic upper-layer circulation. *Journal of Geophysical Research*, 96(C4):6993-7004, Abr. 1991.
- Servain, J. Simple climatic indices for the tropical Atlantic ocean and some applications. *Journal of Geophysical Research*, 96(C8):15137-15146, Ago. 1991.
- Servain, J.; Legler, D.M. Empirical orthogonal function analyses of tropical Atlantic sea surface temperature and wind stress: 1964-1979. *Journal of Geophysical Research*, 91(C12):14181-14151, Dec. 1986.

- Servain, J.; Séva, M.; Rual, P. Climatology comparison and long term variations of sea surface temperatures over the tropical Atlantic ocean. *Journal of Geophysical Research*, 95(C6):9421-9431, June. 1990.
- Servain, J.; Picaut, J.; Busalacchi, A.J. Interannual and seasonal variability of the tropical Atlantic ocean depicted by sixteen years of sea surface temperature and wind stress. In: Nihoul, J.L.J., ed. *Coupled ocean-atmosphere models*. Amsterdam, Elsevier, 1985. cap. 16, p. 211-237.
- Shannon, L.V.; Lutjeharms, J.R.E.; Agenbag, J.J. Episodic input of subantarctic water into the Benguela region. *Suid-Afrikaanse Tydskrif vir Wetenskap*, 85:317-322, 1989.
- Steger, J.M.; Carton, J.A. Long waves and eddies in the tropical Atlantic ocean:1984-1990. *Journal of Geophysical Research*, 96(C8):15161-15171, Ago. 1991.
- Smith, E. A user's guide to NOAA advanced very high resolution radiometer multichannel sea surface temperature data set, produced by the University of Miami/Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science. Pasadena, CA, NASA Ocean Data System, Caltech's Jet Propulsion Laboratory, 1990. 15p.
- Snyder, J.P. *Map projections used by the U.S. Geological Survey*. 2.ed. Washington, D.C., 1984. (Geological Survey Bulletin 1532).
- Stommel, H. *The Gulf Stream - a physical and dynamical description*. 22.ed. Berkeley, CA, University of California Press, 1976. 248p.
- SUMMUS. GigaSafe user's manual. Texas, 1990.
- Trenberth, K.E. A quasi-biennial standing wave in the Southern Hemisphere and interrelations with sea surface temperature. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 101(427):55-74, 1975.

Tucker, G.B.; Barry, R.G. Climate of the North Atlantic ocean. In: Van Loon, H. **World survey of climatology: climates of the oceans.** Amsterdam, Elsevier, 1984. v. 15, cap. 2, p. 193-262.

Ulrich, T.J.; Bishop, T.N. Maximum entropy spectral analysis and autoregressive decomposition. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, 13(1):183-200, Feb. 1975.

Walton, C. Satellite measurement of sea surface temperature in the presence of volcanic aerosols. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, 24(6):501-507, June. 1985.

Walton, C. Non-linear multi-channel algorithms for estimating sea surface temperature with AVHRR data. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, 27(2):115-124, 1987.

Weare, B. Empirical orthogonal analysis of Atlantic ocean surface temperatures. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, 103(437):467-478, 1977.

Weare, B.C.; Navato, A.R.; Newell, R.E. Empirical orthogonal analysis of Pacific sea surface temperatures. **Journal of Physical Oceanography**, 6(5):671-678, Sep. 1976.

Weisberg, R.H. SEQUAL/FOCAL: first year results on the circulation in the equatorial Atlantic. **Geophysical Research Letters**, 11(8):713-714, Aug. 1984.

\_\_\_\_\_. Instability waves observed on the equator in the Atlantic ocean during 1983. **Geophysical Research Letters**, 11(8):753-756, Ago. 1984b.

Weisberg, R.H.; Hickman, J.H.; Tang, T.Y.; Weingartner, T.J. **Velocity and temperature observations during the SEQUAL experiment at the equator, 28°W.** Raleigh, North Carolina State University, 1986. 54p.

Weisberg, R.H.; Tang, T.Y. Equatorial ocean response to growing and moving wind systems with application to the Atlantic. *Journal of Marine Research*, 41(3):461-486, 1983.

Yasunari, T. A possible link of the QBOs between the stratosphere, troposphere and sea surface temperature in the tropics. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 67(3):483-493, 1989.

\*  
\* \*

APÊNDICE AHISTÓRICO DAS EQUAÇÕES MCSST DIURNAS

17/11/81 - implementação da técnica MCSST (NOAA-7)

$$TSM = 1.046(T4) + 1.666(T4 - T5) + 0.528(T4 - T5)(T4 - T5) - 286.48$$

onde TSM é a temperatura da superfície do mar em graus Celsius, T4=canal 11um em Kelvin e T5=canal 12um em Kelvin.

24/11/81 - alteração da equação diurna

$$TSM = 1.0460(T4) + 1.6662(T4 - T5) + 0.5285(T4 - T5)(T4 - T5) - 286.4595$$

23/02/82 - alteração da equação diurna

$$TSM = 1.0351(T4) + 3.046(T4 - T5) - 2839267$$

14/09/82 - utilização de uma tabela com valores de limiarização para eliminação de nuvens no visível. Esta tabela foi derivada a partir de dados de albedo referentes ao canal 2, desde janeiro de 1982.

14/08/83 - alteração do teste de nuvens no visível para aumentar o número de observações diurnas.

29/11/83 - implementada nova equação multicanal

$$TSM = 1.0346(T4) + 2.5779(T4 - T5) - 283.21$$

28/03/84 - alteração do algoritmo MCSST diurno para processar dados com ângulos zenitais do satélite de até 53° (o limite era de 45°).

25/07/84 - alvos com ângulo solar zenital menor que 75° passam a ser processados sempre pelo algoritmo diurno.

05/02/85 - NOAA-9 é o satélite operacional para produção das MCSST's.

$$TSM = 3.6569(T4) - 2.6705(T5) - 268.92$$

08/10/85 - alteração da equação

$$TSM = 3.6446(T4) - 2.6616(T5) - 267.96$$

06/10/86 - implementadas correções não lineares para os canais 4 e 5 do NOAA-9.

$$TSM = 3.6446(T4) - 2.6616(T5) - 267.96$$

13/07/87 - correção da equação

$$TSM = 3.4317(T4) - 2.5062(T5) - 251.2163$$

28/01/88 - novos coeficientes

$$TSM = 3.6084(T4) - 2.6353(T5) - 265.4789$$

11/08/88 - alteração do teste de climatologia para o NOAA-9 de 7° para 10°.

08/11/88 - NOAA-11 é o satélite operacional para produção das MCSST's.

17/11/88 - equação corrigida para o NOAA-11

$$TSM = 0.9712(T4) + 2.0663(T4 - T5) + 1.8983(T4 - T5) \times (\text{SEC SZA} - 1) - 1.9790(\text{SEC SZA} - 1) - 264.79$$

onde SZA é o ângulo zenital do satélite.

09/03/89 - implementada tabela de limiarização de nuvens no visível para o NOAA-11.

27/09/89 - alteração da equação

$$TSM = 1.01345(T4) - 2.6597(T4 - T5) + 0.526548(T4 - T5) \times (\text{SEC SZA} - 1) - 277.742$$

15/02/90 - início da utilização de teste de uniformidade no canal 4 para o algoritmo operacional diurno.

02/03/90 - implementada equação CPSST

$$TSM = (0.19410(T5) - 48.15) / (0.20524(T5) - 0.17334(T4) - 6.25) \times (T4 - T5) + 1.32 + 0.94575(T5) + 0.60(T4 - T5) \times (\text{SEC SZA} - 1) + 12.16$$

18/04/90 - alteração da equação CPSST

$$TSM = 1.0155(T11) + 2.50(T11 - T12) + 0.73(T11 - T12) \times (\text{SEC SZA} - 1) - 277.99 \text{ (MCSST)}$$

$$TSM = (0.19069(T5) - 49.16) / (0.20524(T5) - 0.17334(T4) - 6.78) \times (T4 - T5) + 0.789 + 0.92912(T5) + 0.81(T4 - T5) \times (\text{SEC SZA} - 1) - 254.18 \text{ (CPSST)}$$

JUN/92 - NOAA-12

$$TSM = 0.949053(T4) + 2.685910(T4 - T5) + 0.932829(T4 - T5) (\text{SEC SZA} - 1) - 258.441 \text{ (MCSST)}$$

APÊNDICE BALGORITMO MCSST NOTURNO

Os seguintes algoritmos são utilizados com os dados AVHRR/GAC noturnos (McClain et al., 1985):

1 - Teste do Ângulo zenital de visada: o alvo é processado se este Ângulo for menor que 45°.

2 - Teste grosseiro de nuvens no IR-termal: pelo menos 30 dos 121 elementos do alvo referente às temperaturas de brilho do canal 4 devem ser maiores que -5.0°C.

3 - Teste de baixa resolução para separação terra/água: se qualquer elemento de um alvo estiver a menos de 50 km de terra, o alvo é rejeitado.

4 - Seleção do arranjo-unidade ("unit-array"): localiza-se o elemento mais quente do arranjo de alvos do canal 4. Quatro subarranjos de 2x2 elementos contendo o elemento mais quente são construídos, os quais são denominados "arranjos-unidade". No caso de interferências ou outros ruídos tornarem-se significativos, o tamanho do arranjo-unidade pode ser incrementado para 3x3 ou 4x4.

5 - Teste de uniformidade no IR-termal: todos os 4 elementos do canal 4 do arranjo-unidade não podem diferir em mais que 0.2°C.

6 - Valor médio dos arranjos-unidade: uma média dos elementos dos 4 arranjos-unidade é calculada para cada canal AVHRR. Essas médias são usadas nos testes subsequentes.

7 - Teste de nuvens no IR-termal: para determinar se os 3 canais possuem relações intercanais previstas para condições de céu limpo, estima-se uma temperatura de brilho para um canal a partir da temperatura de brilho medida em outro canal, e então, compara-se esta estimativa com a temperatura realmente medida. Existem dois testes deste tipo:

$$T_{3,7} = -25.09 + 1.0916T_{11}$$

$$|T_{3,7} - T_{3,7}| < 3^{\circ}\text{C}, \text{ e}$$

$$T_{11} = -11.49 + 1.0439T_{12}$$

$$|T_{11} - T_{11}| < 1^{\circ}\text{C},$$

onde  $T_{3,7}$ ,  $T_{11}$  e  $T_{12}$  são as temperaturas de brilho medidas realmente;  $T_{3,7}$  e  $T_{11}$  são os valores estimados (todos em K), e

os coeficientes são determinados por regressão linear utilizando séries de dados sem nuvens.

8 - Teste de uniformidade de nuvens "Stratus": utilizado para detectar nuvens baixas "stratus" de noite. A diferença de temperatura entre os canais 4 e 3 deve ser  $< 0.7$  °C.

9 - Cálculo da TSM: são calculadas 3 estimativas;

$$TSM1 = 1.5018T_{3,7} - 0.4930T_{11} - 273.34$$

$$TSM2 = 3.6139T_{11} - 2.5789T_{12} - 283.18$$

$$TSM3 = 1.0170T_{11} - 0.9694 (T_{3,7} - T_{12}) - 276.58$$

onde  $T_{3,7}$ ,  $T_{11}$  e  $T_{12}$  são as temperaturas de brilho medidas (K) pelo AVHRR no NOAA-7, e TSM1, TSM2 e TSM3 são as MCSST (°C) utilizando as técnicas denominadas, respectivamente, de "dual-window", "split-window" e "triple-window".

Os coeficientes das equações são referentes ao NOAA-7, e são diferentes para cada satélite. A NOAA atualiza periodicamente estes valores, com base em regressões geradas a partir de dados extraídos de imagens de satélite e de bóias oceanográficas (Robinson, 1985).

10 - Testes de intercomparação das TSM: os valores obtidos no passo 9 não podem diferir em mais que 1.0°C.

11 - Teste de coerência ("unreasonable") da TSM: a TSM3 é selecionada para constituir a MCSST operacional (exceto quando os dados do canal 3 apresentam ruído, neste caso, a TSM2 é utilizada no seu lugar), e deve estar entre -2.0°C e 35.0°C.

12 - Teste climatológico: a MCSST obtida não deve diferir das médias mensais climatológicas de um valor superior a 7°C, para os locais das imagens.

McClain (1989) evidenciou o fato de que o método MCSST tem sido utilizado operacionalmente sobre dados globais do AVHRR desde novembro de 1981, e que este não tem sofrido grandes mudanças no decorrer dos anos. No entanto, refinamentos e modificações tem sido implementadas no sentido de manipular situações especiais, como o acompanhamento da camada de aerossóis lançados por erupções vulcânicas, que prejudicam a obtenção da TSM por meio de imagens.

As equações operacionais utilizadas pela NESDIS para correções atmosféricas aproveitam a relação linear entre as correções para as temperaturas de brilho dos canais 3, 4 e 5, e as diferenças entre as temperaturas de

brilho para qualquer par desses canais. O coeficiente do termo diferença tem sido tratado como um parâmetro constante, ao passo que de fato, ele é uma função do conteúdo de vapor d'água e da temperatura de brilho. Estudos nesta área demonstraram que equações não lineares denominadas CPSST (Cross-Product Sea Surface Temperature) podem ser formuladas de forma que o parâmetro constante inclua uma dependência específica das temperaturas de 2 ou 3 canais. Os detalhes destas formulações são dados por Walton (1987).

A diferença essencial entre as soluções linear e não-linear é que no caso não-linear, os coeficientes não são constantes, sendo dependentes das temperaturas e do vapor d'água.