



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE – 6392 – TDI / 608

**UM ESTUDO OBSERVACIONAL SOBRE O PADRÃO DE DIPOLO
DE ANOMALIAS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR
NO OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL**

Everaldo Barreiros de Souza

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada pelo Dr. Paulo Nobre, aprovada
em fevereiro de 1997.

INPE
São José dos Campos
1997

551.513.5

SOUZA, E. B. de

Um estudo observacional sobre o padrão de dipolo de anomalias de temperatura da superfície do mar no Oceano Atlântico Tropical / E. B. de Souza. - São José dos Campos: INPE, 1997.

138 p. - (INPE-6392-TDI/608)

1. Circulação atmosférica. 2. Zonas de convergência intertropical (ZCIT). 3. Ventos de dipolo. 4. Mudanças climáticas. 5. Bacia do Atlântico Tropical. I. Título.

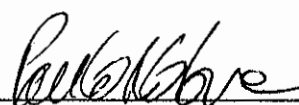
Aprovada pela Banca Examinadora em
cumprimento a requisito exigido para a
obtenção do Título de Mestre em
Meteorologia

Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao




Presidente

Dr. Paulo Nobre



Orientador

Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti



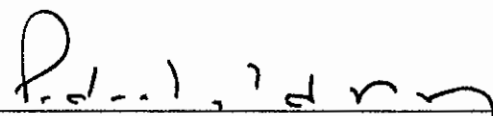
Membro da Banca

Dr. Prakki Satyamurty



Membro da Banca

Dr. Pedro Leite da Silva Dias



Membro da Banca

- Convidado -

Candidato: Everaldo Barreiros de Souza

São José dos Campos, 07 de fevereiro de 1997

- Enquanto a Meteorologia assiste extasiada !!!
Os "artistas" do tempo e do clima continuam encenando
o seu espetáculo por todo o globo... dia após dia...
onde cada cena tem os traços
de uma interpretação ligeiramente diferente
e quase imprevisível ...

(Eve, 1993)



DEDICATÓRIA

*Aos meus avós
Benedito e Lídia Barreiros
(In memorian)*

Dedico.

AGRADECIMENTOS

Durante a realização do curso de Pós-Graduação e no desenvolvimento deste trabalho de dissertação várias pessoas e instituições foram imprescindíveis e contribuíram diretamente para o êxito alcançado.

Deixo registrado aqui os meus mais sinceros agradecimentos.

Ao Dr. Paulo Nobre pela orientação.

Aos Drs. V.B. Rao, Prakki Satyamurti, Pedro Dias e Dra. Iracema Cavalcanti, membros da Banca Examinadora, pelas proveitosas sugestões encaminhadas.

Ao Dr. Arlindo da Silva pelo auxílio na visualização dos dados do COADS.

Ao INPE, em particular ao CPTEC pelas facilidades computacionais e oportunidade de fazer o curso de Pós-Graduação.

À CAPES pela concessão da bolsa de estudo, sem a qual seria impossível realizar este curso.

Aos amigos Mário, Luciano, Daniel, Marcos Massari, Marcio e Paulo Etchichury pela total amizade e companhia dispensada dentro e fora do trabalho.

Ao amigo Edson Rocha pelo apoio durante os primeiros meses do curso.

Aos amigos Carlos Repelli e José Maria Brabo, companheiros de trabalho, pelas valiosas discussões que muito contribuíram para o melhoramento deste trabalho.

Aos meus pais, irmãs e irmãos que sempre me deram força e incentivo em toda a minha vida.

Em especial, à minha esposa Claudia, pela paciência dispensada durante a minha ausência e, principalmente, pelo carinho e apoio dedicado nos momentos mais difíceis.

RESUMO

Neste trabalho investigou-se, sob o ponto de vista observacional, as características dominantes da circulação atmosférica de grande escala, desde a superfície até os altos níveis da troposfera, durante os anos em que se observaram a manifestação dos eventos do Padrão de Dipolo sobre a Bacia do Atlântico Tropical. Os eventos de Dipolo foram selecionados pelos anos que apresentaram o sinal contrário entre os índices normalizados de TSM computados nas Bacias Norte e Sul do Atlântico Tropical (Servain, 1991). Os resultados mais importantes das análises dos campos compostos mensais e sazonais, calculados para um total de 11 casos para cada fase positiva e negativa do Dipolo, foram os seguintes:

As relações entre as variáveis oceânicas e atmosféricas na superfície do Atlântico concordaram com os estudos anteriores (Hastenrath e Heller, 1977; Nobre, 1993; Nobre e Shukla, 1996) e o gradiente térmico norte-sul e inter-hemisférico modulou o posicionamento da banda de nebulosidade e precipitação associada à Zona de Convergência Intertropical e, conseqüentemente, as anomalias de precipitação durante os meses da pré-estação e estação chuvosa do setor norte do Nordeste Brasileiro. As análises observacionais da circulação atmosférica em altitude evidenciaram a manifestação da circulação meridional anômala e termicamente direta simulada por Moura e Shukla (1981). Durante a fase de desenvolvimento dos eventos de Dipolo observados sobre a Bacia do Atlântico Tropical, os fluxos das radiações de onda curta e longa e os fluxos de calor latente (associado aos processos evaporativos da água oceânica) agem cooperativamente para a gênese e manutenção do padrão inverso de anomalias de TSM relacionado ao modo do Dipolo.

**AN OBSERVATIONAL STUDY ABOUT THE SEA SURFACE TEMPERATURE
ANOMALIES DIPOLE PATTERN OVER THE TROPICAL ATLANTIC OCEAN**

ABSTRACT

This work presents an observational analysis of the large scale atmospheric circulation domain at the surface and high levels of the troposphere, during the periods in which dipole events were observed over the Tropical Atlantic Ocean. The dipole events were selected looking the SST standardized indices calculated to the North and South Atlantic Basins (Servain, 1991). The analysis of the monthly and seasonal composites computed for eleven cases of both positive and negative phases of the Dipole, reveal the following results:

The relationship between atmospheric and oceanic variables over the tropical Atlantic surface, agree with previous works (Hastenrath and Heller, 1977; Nobre, 1993; Nobre and Shukla, 1996) and the interhemispheric SST gradient is crucial in steering the position of the Intertropical Convergence Zone, which is the major precipitation-producing system for the rainy season (February through May) of Northeast Brazil. The anomalous meridional circulation, simulated by Moura e Shukla (1981), it was evidenced by the observational analysis of the atmospheric circulation in the troposphere of the Atlantic Ocean. During the development phase of the Dipole events observed over the Tropical Atlantic Basin, the short and long wave fluxes and latent heat fluxes (associated with evaporative processes) act together to the genesis and maintenance of the inverse SST anomalies pattern related with Dipole mode.

SUMÁRIO

	Pág.
LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE TABELAS	xii
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	xiv
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	01
CAPÍTULO 2 - ASPECTOS TEÓRICOS E OBSERVACIONAIS SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL	07
2.1 - Interações Ar-Mar sobre os Oceanos Tropicais	07
2.2 - A Influência do Atlântico Tropical no Clima Regional das Américas e África	10
2.3 - O Padrão de Dipolo no Atlântico Tropical	16
2.4 - Teleconexões	24
CAPÍTULO 3 - DADOS E METODOLOGIA	27
3.1 - Dados Utilizados	27
3.2 - Metodologia do Trabalho	30
CAPÍTULO 4 - RESULTADOS	35
4.1 - Aspectos Climatológicos	35
4.1.1 - Padrões Sazonais no Atlântico Tropical	35
4.1.2 - Padrões Sazonais da Precipitação sobre o Norte do Nordeste Brasileiro	47
4.2 - Características Atmosféricas e Oceânicas Associadas aos Eventos do Padrão de Dipolo no Atlântico Tropical	49

4.2.1 - Análise dos Campos Atmosféricos e Oceânicos na Superfície do Atlântico Tropical.....	49
4.2.2 - Análise da Circulação Atmosférica em Altitude...	70
4.3 - A Variabilidade Espacial da Precipitação sobre o Norte do Nordeste Brasileiro Associada aos Eventos do Padrão de Dipolo	80
4.4 - Estudo de Casos	87
CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES E DISCUSSÕES FINAIS	95
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	100
APÊNDICE A - Fórmulas das Variáveis Estimadas no UWM/COADS	A1
APÊNDICE B - O Índice Regional dos Desvios Normalizados	B1

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
2.1 - Coeficientes de correlação entre a TSM (março) no Atlântico tropical e a precipitação média de MAM em Fortaleza (F) e Quixeramobim (Q), localizadas no norte do NEB	14
2.2 - (a) Segundo autovetor espacial e (b) autovalores associados das anomalias de TSM no Atlântico tropical (Explica 31,8% da variância).	20
2.3 - (a) Primeiro autovetor espacial e (b) autovalores associados das anomalias de TSM em conjunto com o tensor cisalhamento do vento no Atlântico tropical (Explica 13,1% da variância)	21
3.1 - Áreas localizadas ao norte (AN) e ao sul (AS) do Oceano Atlântico tropical, associadas ao Padrão de Dipolo de anomalias de TSM	31
3.2 - Séries temporais (1945 a 1993) dos índices normalizados mensais de TSM para as áreas AN (<i>linha sólida</i>) e AS (<i>linha pontilhada</i>) no Atlântico tropical (meses de janeiro a maio)	32
4.1 - Médias climatológicas sazonais das TSM no Atlântico tropical, representativas aos meses de DJF, MAM, JJA e SON	36
4.2 - O mesmo que a Fig. 4.1, porém para o campo de PNM	37
4.3 - O mesmo que a Fig. 4.1, porém para o campo de vento horizontal (vetores) e divergência-convergência (contornos)	38

4.4 - O mesmo que a Fig. 4.1, porém para o campo de umidade específica	39
4.5 - O mesmo que a Fig. 4.1, porém para o campo de cobertura fracional de nuvens	39
4.6 - O mesmo que a Fig. 4.1, porém para o campo de precipitação	41
4.7 - O mesmo que a Fig. 4.1, porém para o campo do saldo de radiação de ondas curtas	43
4.8 - O mesmo que a Fig. 4.1, porém para o campo de saldo de radiação de ondas longas	44
4.9 - O mesmo que a Fig. 4.1, porém para o campo de fluxo de calor latente	45
4.10 -O mesmo que a Fig. 4.1, porém para o campo de fluxo de calor sensível	46
4.11 -O mesmo que a Fig. 4.1, porém para o campo de precipitação sobre o norte do NEB	48
4.12 -Compostos das anomalias de TSM para as Fases Negativa (à esquerda) e Positiva (à direita) do Padrão de Dipolo, nos meses de DJ, FM e AM ...	50
4.13 -O mesmo que a Fig. 4.12, porém para as anomalias de PNM e anomalias do vento horizontal à superfície	53
4.14 -O mesmo que a Fig. 4.12, porém para os campos de PNM e linhas de corrente à superfície	54
4.15 -O mesmo que a Fig. 4.12, porém para as anomalias de cobertura fracional de nuvens	57
4.16 -O mesmo que a Fig. 4.12, porém para as anomalias de precipitação	58
4.17 -O mesmo que a Fig. 4.12, porém para as anomalias do fluxo de calor latente	61
4.18 -O mesmo que a Fig. 4.12, porém para as anomalias dos saldo de radiação de ondas curtas	64

4.19	-O mesmo que a Fig. 4.12, porém para as anomalias dos saldo de radiação de ondas longas	65
4.20	-O mesmo que a Fig. 4.12, porém para as anomalias de umidade específica	67
4.21	-O mesmo que a Fig. 4.12, porém para as anomalias da divergência do fluxo horizontal de umidade	68
4.22	-O mesmo que a Fig. 4.12, porém para as anomalias da divergência do fluxo horizontal de calor.....	69
4.23	-Compostos das anomalias do vento horizontal nos níveis de 1000, 850, 700, 500, 300 e 200 hPa, para as Fases Negativa (à esquerda) e Positiva (à direita) do Padrão de Dipolo.....	72
4.24	-Secções verticais das anomalias da divergência horizontal do vento para as fases positiva e negativa do Dipolo (médias entre as longitude de 20W a 30W)	76
4.25	-O mesmo que a Fig. 4.24, porém para as anomalias de vorticidade relativa.....	77
4.26	-O mesmo que a Fig. 4.24, porém para as anomalias de omega	78
4.27	-Compostos das anomalias de omega sobre os baixos níveis troposféricos (1000 a 850 hPa) do Atlântico, para as fases negativa (acima) e positiva (abaixo) do Padrão de Dipolo	79
4.28	-Série temporal dos desvios normalizados (em unidades de desvio padrão) da precipitação no norte do NEB (barras verticais) e das anomalias de TSM nas Bacias Norte (linha sólida) e Sul (linha pontilhada) do Atlântico Tropical	82

4.29 - Compostos mensais das anomalias de precipitação na pré-estação chuvosa do norte do NEB, durante as fases negativa (à esquerda) e positiva (à direita) do Padrão de Dipolo	84
4.30 - Compostos mensais das anomalias de precipitação na estação chuvosa do norte do NEB, para as fases negativa (figuras à esquerda) e positiva (figuras à direita) do Padrão de Dipolo	85
4.31 - Anomalias mensais de TSM para os anos de 1986 (à esquerda) e 1958 (à direita)	89
4.32 - O mesmo que a Fig. 4.31, porém para as anomalias do vento horizontal (vetores) e anomalias de PNM (contornos)	90
4.33 - mesmo que a Fig. 4.31, porém para as anomalias da cobertura fracional de nuvens	91
4.34 - mesmo que a Fig. 4.31, porém para as anomalias da precipitação	92
4.35 - mesmo que a Fig. 4.31, porém para as anomalias da precipitação sobre o norte do Nordeste	93
5.2 - Esquematisação dos padrões oceânicos e atmosféricos na superfície e da circulação atmosférica em altitude associada às fases (a) negativa e (b) positiva dos eventos do Padrão de Dipolo observados sobre a Bacia do Atlântico Tropical	98

LISTA DE TABELAS

	Pág.
3.1 - Lista das variáveis atmosféricas e oceânicas utilizadas no presente trabalho	29
3.2 - Relação dos anos em que se observaram os eventos do Dipolo sobre o Oceano Atlântico Tropical	34

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

°C	-	graus Celsius
AAN	-	Alta Subtropical do Atlântico Norte
AAS	-	Alta Subtropical do Atlântico Sul
COADS	-	Comprehensive Ocean-Atmospheric Data Set
DJF	-	dezembro-janeiro-fevereiro
DNAE	-	Departamento Nacional de Águas e Energia
ENOS	-	El-Niño/Oscilação Sul
EOF	-	Funções Ortogonais Empíricas
FUNCEME	-	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
g/Kg	-	gramas por Quilogramas
hPa	-	hecto Pascal
HN	-	Hemisfério Norte
HS	-	Hemisfério Sul
K	-	Kelvin
m/s	-	metros por segundo
MAM	-	março-abril-maio
MCGA	-	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MCGO	-	Modelo de Circulação Geral dos Oceanos
mm	-	milímetros
NCEP	-	National Center for Environmental Prediction
NEB	-	Nordeste Brasileiro
NOAA	-	National Oceanic and Atmospheric Administration
OS	-	Oscilação Sul
PNM	-	Pressão ao nível médio do mar
TSM	-	Temperatura da superfície do mar
UWM	-	University of Wisconsin-Milwaukee
W/m ²	-	Watt por metro quadrado
ZCAS	-	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	-	Zona de Convergência Intertropical

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Os oceanos englobam aproximadamente 71% ($361,1 \times 10^6$ km²) da superfície total do Planeta Terra e suas extensas massas de águas exercem influências significantes na habitabilidade mundial, bem como na manutenção do sistema climático presente, pelo fato de funcionarem como uma das principais fontes de calor e umidade para a atmosfera (Niiler, 1992).

Em escalas de tempo mensais e sazonais, o oceano e a atmosfera trabalham conjuntamente como um complexo sistema acoplado.

Os padrões anômalos originados das interações ar-mar, que eventualmente se processam sobre os oceanos tropicais, estão relacionados com a geração de fenômenos climáticos anormais (que tanto condicionam as atividades do homem) em diversas regiões continentais ao redor do globo terrestre (Philander, 1992b).

Portanto, o conhecimento detalhado dos mecanismos físicos envolvidos no acoplamento entre as variáveis oceânicas e atmosféricas sobre os trópicos constitui-se num motivo de grande preocupação para os meteorologistas e estimulam o desenvolvimento de pesquisas aplicadas nesta área.

A maioria dos estudos que abordaram os aspectos da interação oceano-atmosfera foram e tem sido mais

direcionados para a Bacia do Pacífico Tropical, em face a proeminência do fenômeno El-Niño/Oscilação Sul (ENOS¹) no clima global (Ropelewski e Halpert, 1987, 1989, 1996).

Entretanto, desde meados da década passada há um particular interesse em se investigar a variabilidade oceano-atmosfera dominante na Bacia do Atlântico Tropical.

Um grande número de trabalhos científicos utilizando análises observacionais e estatísticas (Lough, 1986; Servain e Legler, 1986; Wolter, 1989; Servain, 1991; Ward e Folland, 1991; Nobre, 1993; Uvo et al., 1994; Nobre e Shukla, 1996), bem como de simulações numéricas obtidas com os Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) (Moura e Shukla, 1981; Zebiak, 1993; Carton et al., 1995; Huang e Shukla, 1996), estudaram a variabilidade oceano-atmosfera sobre a Bacia do Atlântico Tropical.

Os resultados principais dessas pesquisas revelaram a existência de dois modos de variabilidade dominantes no Atlântico Tropical:

- Um modo de variabilidade equatorial e acoplado (com flutuações sazonais e interanuais), similar ao ENOS do Pacífico, manifestando-se na Bacia Equatorial do Oceano Atlântico e com impactos no clima regional

¹ O ENOS é um fenômeno de escala global relacionado a um complexo acoplamento oceano-atmosfera, que manifesta-se sobre o Oceano Pacífico Equatorial, no qual consiste de uma componente oceânica, o El-Niño (aquecimento anômalo das águas superficiais no Pacífico Leste, próximo ao Peru/Equador) e uma componente atmosférica, a Oscilação Sul (OS) (flutuação no campo de pressão entre as regiões da alta subtropical do Pacífico sudeste e a baixa pressão da Indonésia (Cane, 1992)).

da África Ocidental (Sahel e Golfo da Guinéa) (Wagner e Da Silva, 1993).

- Um outro modo de variabilidade oceano-atmosfera (com flutuações em escala de tempo decadal) conhecido na literatura atual como o Padrão de Dipolo, o qual caracteriza-se pelo aparecimento de um padrão de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) configurando-se com sinais opostos sobre as Bacias Norte e Sul do Atlântico.

O padrão inverso das anomalias de TSM associado ao modo do Dipolo gera, conseqüentemente, a manifestação de um gradiente térmico norte-sul e inter-hemisférico nos baixos níveis da troposfera sobre o Atlântico.

As interações entre as variáveis oceânicas e atmosféricas observadas durante a ocorrência dos eventos do Dipolo formam condições dinâmicas e termodinâmicas que interferem sensivelmente na intensidade e migração meridional da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT²) sobre o Atlântico Equatorial e, portanto, influenciam o clima e a distribuição espacial e temporal da precipitação de algumas áreas continentais adjacentes ao Atlântico, tais como:

As regiões do Sahel (Parker et al., 1988) e Ghana (Ankoman e Cordery, 1994) localizadas na África, e ainda, o leste da Amazônia (Alves e Repelli, 1994; Nobre e Shukla, 1996); o sul do Brasil/Uruguai (Diaz e Studzinski, 1994;

² A ZCIT é uma banda de intensa nebulosidade convectiva (com temperaturas elevadas e baixa pressão à superfície) que se forma na região do cavado equatorial entre as duas Altas Subtropicais de ambos os hemisférios (Hastenrath, 1985).

Studzinski, 1995) e o Nordeste Brasileiro (NEB) (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Nobre, 1993; Nobre e Shukla, 1996) situadas na América do Sul.

A maioria dos estudos que abordaram os aspectos observacionais referentes ao modo de Dipolo no Atlântico os fizeram analisando-se, basicamente, as relações entre as anomalias de TSM, pressão ao nível médio do mar (PNM) e ventos superficiais e a influência do gradiente térmico meridional à superfície como controlador do posicionamento da banda de nebulosidade e precipitação associada à ZCIT sobre o Atlântico Equatorial.

Excetuando-se os trabalhos de Nobre (1993), Nobre e Shukla (1996) e Wagner (1996), poucos estudos fizeram abordagens sobre a gênese, desenvolvimento e manutenção do padrão inverso das anomalias de TSM associada ao modo do Dipolo no Atlântico Tropical.

Neste trabalho objetiva-se estender as análises observacionais das características atmosféricas e oceânicas (ênfatizando-se as inter-relações existentes entre essas variáveis) representativas ao nível da superfície e também da circulação atmosférica nos baixos, médios e altos níveis da troposfera, associada aos eventos do Padrão de Dipolo observados sobre a Bacia do Atlântico Tropical.

Nessas análises observacionais, dar-se-á ênfase, na verificação das contribuições dos fluxos radiativos de onda curta e onda longa e também dos fluxos de calor latente e sensível na formação e desenvolvimento do Padrão de Dipolo no Atlântico Tropical.

Investigou-se, ainda, a variabilidade espacial da precipitação durante os meses da pré-estação (novembro a janeiro) e estação chuvosa (fevereiro a maio) do setor norte do NEB (semi-árido nordestino), em associação aos eventos do Padrão de Dipolo observados no Atlântico.

A metodologia adotada neste trabalho é a técnica estatística conhecida como composição de casos similares (casos compostos), a qual constitui-se numa importante ferramenta, útil na identificação dos padrões médios e variações associadas à um determinado fenômeno climático (Nobre, 1993).

O critério de seleção dos anos em que se observaram os eventos de Dipolo fundamenta-se no índice do Dipolo, obtido pela diferença entre as médias normalizadas de TSM nas Bacias Norte e Sul do Atlântico Tropical (Servain, 1991).

No capítulo 2 descreve-se os aspectos teóricos e observacionais conhecidos na literatura acerca dos padrões oceânicos e atmosféricos associados aos eventos do Padrão de Dipolo no Atlântico, bem como sua influência no clima regional de algumas regiões continentais adjacentes.

No capítulo 3 encontra-se o detalhamento dos conjuntos de dados utilizados, assim como a descrição da metodologia adotada neste trabalho.

No capítulo 4 tem-se a explanação dos principais resultados encontrados nas análises dos casos compostos dos eventos do Padrão de Dipolo no Atlântico Tropical.

E, finalmente, traçam-se as conclusões e discussões finais no capítulo 5.

CAPÍTULO 2

ASPECTOS TEÓRICOS E OBSERVACIONAIS SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL

Neste capítulo descreve-se resumidamente alguns aspectos teóricos e observacionais publicados na literatura, acerca das interações oceano-atmosfera que se processam sobre os oceanos tropicais. Dá-se ênfase à Bacia do Atlântico, sua variabilidade interanual e principalmente os padrões oceânicos e atmosféricos associados aos eventos do Padrão de Dipolo, bem como sua influência no clima de algumas regiões continentais adjacentes ao Atlântico.

2.1 - Interações Ar-Mar sobre os Oceanos Tropicais

Em escalas de tempo mensais e sazonais, o oceano e a atmosfera, em particular nos trópicos, trabalham conjuntamente como um complexo sistema acoplado. Até os dias atuais ainda não se tem um conhecimento físico completamente detalhado sobre os processos envolvidos no acoplamento ar-mar.

Nobre (1993) especulou que os padrões espaciais observados no campo de anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical provavelmente surgem a partir da dinâmica interna do próprio oceano, os quais são forçados pelos processos dinâmicos e termodinâmicos que ocorrem na atmosfera, ou ainda (que é consensual na comunidade científica), os padrões anômalos observados no sistema ar-mar resultam de combinações entre os processos oceânicos e atmosféricos interagindo conjuntamente.

A comunidade científica tem se esforçado para responder o questionamento de quem atua efetivamente como a principal forçante, se é o oceano sobre a atmosfera ou vice-versa.

Sob o ponto de vista da Meteorologia, a maioria dos estudos sobre as interações oceano-atmosfera de grande escala na região tropical consideram as anomalias de TSM como as forçantes das anomalias na circulação atmosférica (Philander, 1992a).

Shukla (1981) e Moura (1984, 1994) sugeriram que as flutuações que se processam na circulação atmosférica, em escalas de tempo sazonal e interanual, estão intimamente ligadas com as variações das TSM anômalas sobre os oceanos tropicais, as quais influenciam sensivelmente na distribuição de precipitação, principalmente sobre os trópicos (Shukla e Fennessy, 1988).

Por outro lado, do ponto de vista da Oceanografia sugere-se que as circulações atmosféricas anômalas que interagem com as camadas oceânicas superiores, são apontadas como as possíveis forçantes dos padrões anômalos de TSM (Philander, 1992b).

Atualmente há um significativo consenso por parte da comunidade científica mundial de que o que existe na realidade é uma ação conjunta e, de fato, a manifestação de fenômenos que surgem através de padrões oceânicos e atmosféricos anômalos que sucedem nos oceanos tropicais estão associados com a ocorrência simultânea, ou não, de anomalias climáticas regionais (principalmente a ocorrência

de secas e enchentes severas) em inúmeras regiões ao redor do globo terrestre. Essas anomalias climáticas, por sua vez ocasionam sérios e desastrosos impactos sociais, econômicos e ambientais nas regiões atingidas por tais padrões climáticos anormais (Magalhães e Glantz, 1992).

A grande maioria das investigações científicas que estudaram as interações ar-mar foram direcionadas para a Bacia do Pacífico Tropical, no contexto do fenômeno ENOS, o qual está associado com anomalias climáticas globais (Ropelewski e Halpert, 1987, 1989, 1996; Philander, 1990).

Não obstante, a partir da década passada, um grande número de pesquisadores começaram a documentar e reportar evidências de uma relação estreita entre os padrões oceânicos e atmosféricos que se processam na Bacia do Atlântico Tropical e as anomalias climáticas regionais de certas regiões adjacentes.

Hastenrath (1984) sugeriu que a maioria dos eventos de precipitação extremos observados no Atlântico parecem ser resultados de amplificações ou perturbações de fase do ciclo anual.

Servain et al. (1982) e Hirst e Hastenrath (1983) analisaram as interações ar-mar no Atlântico Equatorial e mencionaram o papel importante das anomalias dos ventos zonais como a possível forçante das TSM anômalas no setor oeste da Bacia.

Zebiak (1993) examinou os aspectos do acoplamento oceano-atmosfera no Atlântico Equatorial (através de

análises observacionais e simulações numéricas com um modelo acoplado) e detectou a manifestação de um modo de variabilidade equatorial, cujos padrões anômalos de TSM e vento se mostraram bastante similares à dinâmica do acoplamento ar-mar verificado durante os eventos ENOS no Pacífico (salvaguardando, as diferenças básicas entre ambas as Bacias, tais como, a geometria e o comprimento zonal). Este modo de variabilidade equatorial (com flutuações sazonais e interanuais) ocorre notadamente no setor oeste da Bacia do Atlântico, durante o verão boreal (junho a agosto), e influencia portanto, nas precipitações da Região do Sahel e Golfo da Guiné situadas na África (Wagner e Da Silva, 1993).

O evento de aquecimento de anomalias de TSM ocorrido em 1983-84 no Atlântico Equatorial, analisado por Philander (1986), apresentou configurações notavelmente semelhantes ao El-Niño clássico.

2.2 - A Influência do Atlântico Tropical no Clima Regional das Américas e África

Diversas pesquisas científicas mostraram evidências, tanto através de análises observacionais, como a partir de resultados de simulações numéricas utilizando os MCGA, que as condições oceânicas e atmosféricas dominantes sobre a Bacia do Atlântico Tropical exercem fortes influências no clima regional e principalmente nas quantidades de precipitação de algumas áreas tropicais localizadas sobre as Américas e África.

Shaeffer (1996) analisando a variabilidade das TSM no Atlântico Tropical Norte sugeriu a importância dos padrões de TSM na modulação, frequência e intensidade da atividade convectiva profunda associada à formação de furacões que se deslocam em direção à América do Norte.

As flutuações da precipitação (secas e enchentes) observadas sobre as regiões do Sahel (Folland et al., 1986; Palmer, 1986; Parker et al., 1988), Ghana (Ankoman e Cordery, 1994) e no Golfo da Guinéa (Wagner e Da Silva, 1993) situadas no continente Africano, estão associadas diretamente com a variabilidade interanual e sazonal das TSM no Atlântico Tropical.

Particularmente na América do Sul, as regiões mais significativamente influenciadas pelas circulações atmosféricas e oceânicas do Atlântico Tropical são:

- O leste da Amazônia (Molion, 1987, 1993; Alves e Repelli, 1994; Nobre e Shukla, 1996);
- A Região do NEB (Namias, 1972; Hastenrath e Heller, 1977; Markham e McLain, 1977; Moura e Shukla, 1981; Hastenrath, 1984; Brito, 1984; Hastenrath, 1990; Alves et al., 1993; Nobre, 1993; Rao et al., 1993; Nobre e Shukla, 1996);
- O extremo sul do Brasil/Uruguai (Diaz e Studzinski, 1994; Studzinski, 1995).

Alves e Repelli (1994) encontraram correlações significantes entre a precipitação no setor nordeste da Amazônia e as anomalias de TSM do Atlântico Tropical, sugerindo a associação com o posicionamento e intensidade da ZCIT que oscila meridionalmente sobre o Atlântico Equatorial aproximadamente entre 14°N (no final do verão boreal) e 5°S (no final do verão austral) e influencia de maneira significativa as chuvas no leste da Região Amazônica (Molion, 1987, 1993).

Studzinski (1995) investigou as relações entre as anomalias de TSM nas áreas tropical e sul dos oceanos Pacífico e Atlântico e as anomalias de precipitação na Região Sul do Brasil. Os principais resultados desse estudo indicaram que durante a primavera, os padrões de TSM do Atlântico se destacam e são determinantes na variabilidade da precipitação na Região Sul do Brasil/Uruguai (Diaz e Studzinski, 1994).

Possivelmente o NEB constitui-se numa das regiões mais influenciadas pelas circulações atmosféricas e oceânicas do Atlântico e tem-se várias pesquisas sobre esse assunto.

Namias (1972) mostrou relações entre a variação interanual da precipitação no setor norte do NEB e a atividade ciclônica na região da Terra-Nova (Groenlândia), durante a inverno e a primavera boreal. Brito (1984) encontrou níveis de significância acima de 95% nos coeficientes de correlação lineares entre o campo de altura geopotencial (em 700hPa) de algumas estações do Hemisfério Norte (HN) e a precipitação no NEB (durante o inverno

austral), sugerindo a influência da circulação geral da atmosfera do HN sobre a distribuição de precipitação no NEB.

Hastenrath e Heller (1977) e Hastenrath (1984) sugeriram que o deslocamento sazonal das zonas de baixas pressões (cavado equatorial) e principalmente do eixo de confluência entre os Centros de Alta Pressão Subtropicais do Atlântico Norte (AAN) e Atlântico Sul (AAS) influenciam fortemente a distribuição de precipitação no setor norte do NEB, de maneira que os anos secos (chuvosos) são caracterizados pelo deslocamento mais ao norte (sul) de ambos os centros de alta pressão climatológicos.

As relações entre os padrões anômalos de TSM do Atlântico com o clima do NEB foram inicialmente abordadas nos artigos de Hastenrath e Heller (1977); Markham e McLain (1977) e Hastenrath (1978), os quais detectaram que os anos em que ocorreram precipitações abaixo (acima) da normal climatológica sobre o NEB estavam associados com a ocorrência simultânea de um padrão de TSM que se apresentava com anomalias positivas (negativas) ao norte e anomalias negativas (positivas) ao sul do equador sobre o Atlântico Tropical.

Posteriormente, Moura e Shukla (1981), utilizando uma série de 25 anos de dados, correlacionaram a TSM de março no Atlântico Tropical com a precipitação média mensal das estações de Fortaleza e Quixeramobim (localizadas no setor norte do NEB) para o período de março-abril-maio (meses correspondentes à estação chuvosa do norte do NEB) e detectaram uma configuração espacial semelhante a um dipolo relativo ao equador (Figura 2.1). Neste mapa espacial

observou-se duas áreas com correlações significativas, uma negativa ao norte do Atlântico Tropical (contendo um núcleo de mínimo, posicionado aproximadamente entre as faixas de 5°N - $25^{\circ}\text{N}/60^{\circ}\text{W}$ - 25°W) e outra positiva sobre o sul do Atlântico Tropical (contendo um núcleo de máximo posicionado em torno de 0 - $25^{\circ}\text{S}/35^{\circ}\text{W}$ - 10°E). As análises observacionais evidenciaram que a presença simultânea de TSM anormalmente quentes na área correspondente a correlação negativa e TSM anormalmente frias na área correspondente a correlação positiva reforça a ocorrência de secas severas principalmente na parte norte do NEB. Este fato foi também demonstrado por um modelo analítico simples que permitiu se fazer uma análise teórica sobre o assunto.

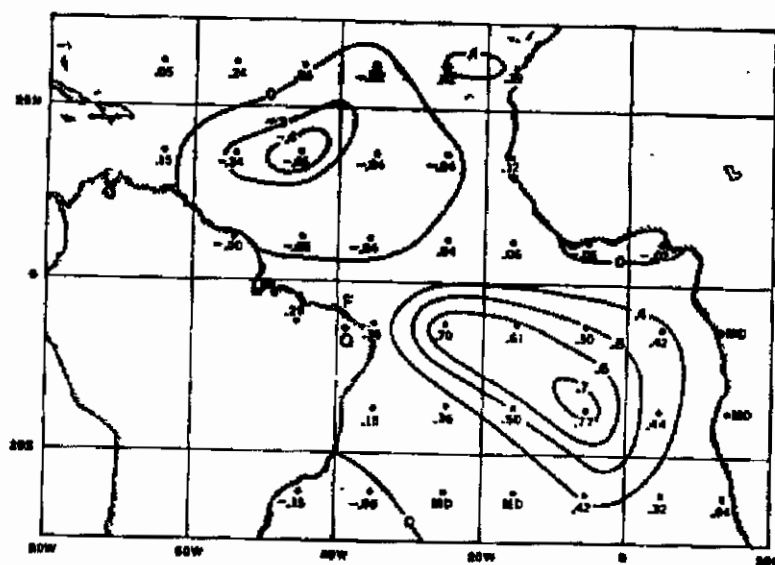


Fig. 2.1 - Coeficientes de correlação entre a TSM (março) no Atlântico Tropical e a precipitação média de MAM em Fortaleza (F) e Quixeramobim (Q), localizadas no norte do NEB.

FONTE: Moura e Shukla (1981), p. 2657.

Mechoso et al. (1990) compararam simulações numéricas obtidas por um MCGA com os dados reais de TSM para o período de março a maio de 1984 (ocasião em que a região do NEB apresentou altos índices pluviométricos). Os resultados dessas simulações sugeriram que as anomalias de TSM quentes sobre o setor sul do Atlântico Tropical ocasionaram a intensificação da convecção sobre a parte oeste do Atlântico e áreas continentais adjacentes (incluindo o NEB). O aumento nas quantidades de precipitação se deveram à intensificação da convergência de umidade em baixos níveis advectada pelos alísios de sudeste sobre o Atlântico, ou seja, a anomalia de precipitação é basicamente balanceada pela anomalia da convergência de umidade verticalmente integrada (Moura e Shukla, 1981).

O mecanismo que explica a distribuição de precipitação acima ou abaixo do normal sobre o norte do NEB e áreas adjacentes (como o leste da Amazônia), considerando somente o papel do Oceano Atlântico, está relacionado diretamente com a intensificação, posicionamento e deslocamento norte-sul da ZCIT sobre o Atlântico Equatorial, que por sua vez, depende fundamentalmente dos padrões de TSM, PNM e vento à superfície no Atlântico.

Nobre e Shukla (1996) mostraram que a variabilidade pluviométrica interanual observada sobre o norte do NEB e leste da Amazônia está associada não somente a um deslocamento meridional anômalo da ZCIT, mas também ao tempo de permanência da ZCIT em latitudes ao sul do equador. Anos chuvosos sobre o norte do NEB e leste da Amazônia são caracterizados pela permanência da ZCIT ao sul de sua posição climatológica até abril, enquanto em anos de seca a ZCIT se desloca para o norte já a partir de março.

Rao et al. (1993) analisaram a variabilidade interanual da precipitação no setor leste do NEB e sugeriram que as anomalias de TSM no Atlântico Sul (durante os meses de janeiro a abril) se correlacionam positivamente com a precipitação do período chuvoso do leste do NEB, isto é, no quadrimestre de abril a julho. Esses autores ressaltaram ainda, o importante papel da intensidade e localização da AAS, a qual modula a magnitude e a direção dos ventos alísios que sopram em direção ao litoral do NEB. Esses ventos influenciam na variação interanual da precipitação, em particular, das áreas localizadas na faixa litorânea leste do NEB.

2.3 - O Padrão de Dipolo no Oceano Atlântico Tropical

As análises observacionais e estatísticas conduzidas por Hastenrath (1976); Hastenrath e Heller (1977) e Hastenrath (1978), como uma das primeiras tentativas de se investigar as configurações da circulação atmosférica de grande escala sobre a Bacia do Atlântico Tropical, concomitante com os eventos climáticos regionais extremos (secas e enchentes) observados sobre as regiões da América Central, Caribe e NEB, foram fundamentais para o entedimento da dinâmica do clima no setor Atlântico Tropical e continentes adjacentes (Américas e África).

O resultado mais importante encontrado nessas pesquisas foi a descoberta de um importante modo de variabilidade oceano-atmosfera de grande escala dominante no Atlântico Tropical, o qual é conhecido na literatura atual como o Padrão de Dipolo norte-sul de anomalias de TSM, cuja configuração espacial se apresenta com anomalias de TSM contendo sinais opostos sobre a Bacia Norte e Sul do

Atlântico Tropical. A manifestação do modo de Dipolo no Atlântico, agindo em conjunto com os padrões anômalos de pressão ao nível médio do mar (PNM) e vento superficial constituem os principais fatores dinâmicos e termodinâmicos que modulam a intensidade e o posicionamento da ZCIT no Atlântico Equatorial.

Estendendo as análises acerca do modo de Dipolo no Atlântico, Moura e Shukla (1981) utilizando um MCGA (com resolução espacial de $4^{\circ} \times 5^{\circ}$ de latitude x longitude e 9 níveis na vertical) integrado por 3 meses com a condição de contorno inferior dada pelo campo de TSM em configuração de Dipolo, encontraram resultados que levaram os autores a postularem a existência dos seguintes mecanismos dinâmicos: A presença das anomalias de TSM com sinais inversos, isto é, positiva ao norte e negativa ao sul do equador sobre o Atlântico Tropical, gera a manifestação sumultânea de uma fonte anômala de calor no Atlântico Norte e um sumidouro anômalo de calor no Atlântico Sul. Esse diferencial de aquecimento à superfície origina, conseqüentemente, a manifestação de uma circulação anômala termicamente direta, no sentido meridional, com movimento anômalo ascendente (pressão baixa e vortacidade ciclônica em baixos níveis) sobre o Atlântico Tropical Norte e em contra-partida, movimento anômalo subsidente (pressão alta e vortacidade anti-ciclônica em baixos níveis) ao sul do Atlântico Tropical e áreas adjacentes (incluindo o NEB). Portanto, o deslocamento para o norte da banda de nebulosidade convectiva e precipitação associada à ZCIT sobre o Atlântico Equatorial (em face a presença de anomalias de TSM positiva, PNM negativa e movimento ascendente) e, por outro lado, a subsidência do ar (que inibe a formação de nuvens) ao sul do Atlântico, formaram os fatores

responsáveis pela ocorrência de anomalias negativas (secas) de precipitação no NEB.

Vários autores utilizando técnicas estatísticas multi-variadas, a exemplo das Funções Ortogonais Empíricas (EOF³) (Lough, 1986; Servain e Legler, 1986; Wolter, 1989; Ward e Folland, 1991; Nobre, 1993; Uvo et al., 1994; Nobre e Shukla, 1996; entre outros), assim como também de simulações numéricas obtidas através de MCGA (Moura e Shukla, 1981; Carton et al., 1995; Huang e Shukla, 1996), analisaram a variabilidade oceano-atmosfera de grande escala sobre o Atlântico Tropical. Os resultados dessas pesquisas revelaram a existência de dois modos de variabilidade principais e dominantes na Bacia do Atlântico Tropical:

- Um primeiro modo (com flutuações em escalas de tempo interanuais) em que tem-se a tendência de resfriamento ou aquecimento em toda a Bacia do Atlântico;
- Um segundo importante modo de variabilidade oceano-atmosfera (com flutuações em escala de tempo decadais), conhecido atualmente como o Padrão de Dipolo do Atlântico, caracterizado basicamente pela presença de anomalias de TSM com sinais opostos ao norte e ao sul do Atlântico, as quais originam a manifestação de um gradiente térmico norte-sul e inter-hemisférico nos baixos níveis troposféricos do Atlântico Equatorial.

³ As EOF representam fisicamente o padrão dominante extraído de um determinado conjunto de dados (Kutzbach, 1967).

Nobre (1993) e Nobre e Shukla (1996) investigando a gênese dos padrões anômalos de TSM, tensor cisalhamento do vento à superfície e precipitação sobre a Bacia do Oceano Atlântico Tropical (através da análise de EOF), apresentaram evidências observacionais de que o padrão em forma de dipolo das anomalias TSM, precipitação, radiação de onda longa e vento à superfície são os modos mais importantes da variabilidade interanual no Atlântico Tropical, sendo que os padrões de TSM e vento superficial são as variáveis mais fortemente relacionadas com as anomalias de precipitação na Bacia do Atlântico. Nos primeiros modos dos autovetores espaciais, calculados por Nobre (1993), para o campo de TSM ou em conjunto (TSM e tensor cisalhamento do vento) foram encontrados o padrão espacial associado ao modo de Dipolo (Figuras 2.2 e 2.3). Esses resultados mostraram a estreita relação entre os padrões de vento e TSM, de maneira que, ventos alísios mais fortes entre 5°-25° graus em ambos os hemisférios estão associados a um resfriamento local nas TSM e vice-versa. Este fato é reforçado pelos campos de PNM e vento à superfície estarem em equilíbrio aproximadamente geostrófico, isto é, anomalias negativas (positivas) de PNM estão associadas com ventos alísios mais fracos (fortes). Esses resultados sugeriram que o Padrão de Dipolo funciona como o modo de variabilidade mais importante da variabilidade climática interanual sobre o Atlântico Tropical durante o outono austral (analisando isoladamente as anomalias de TSM).

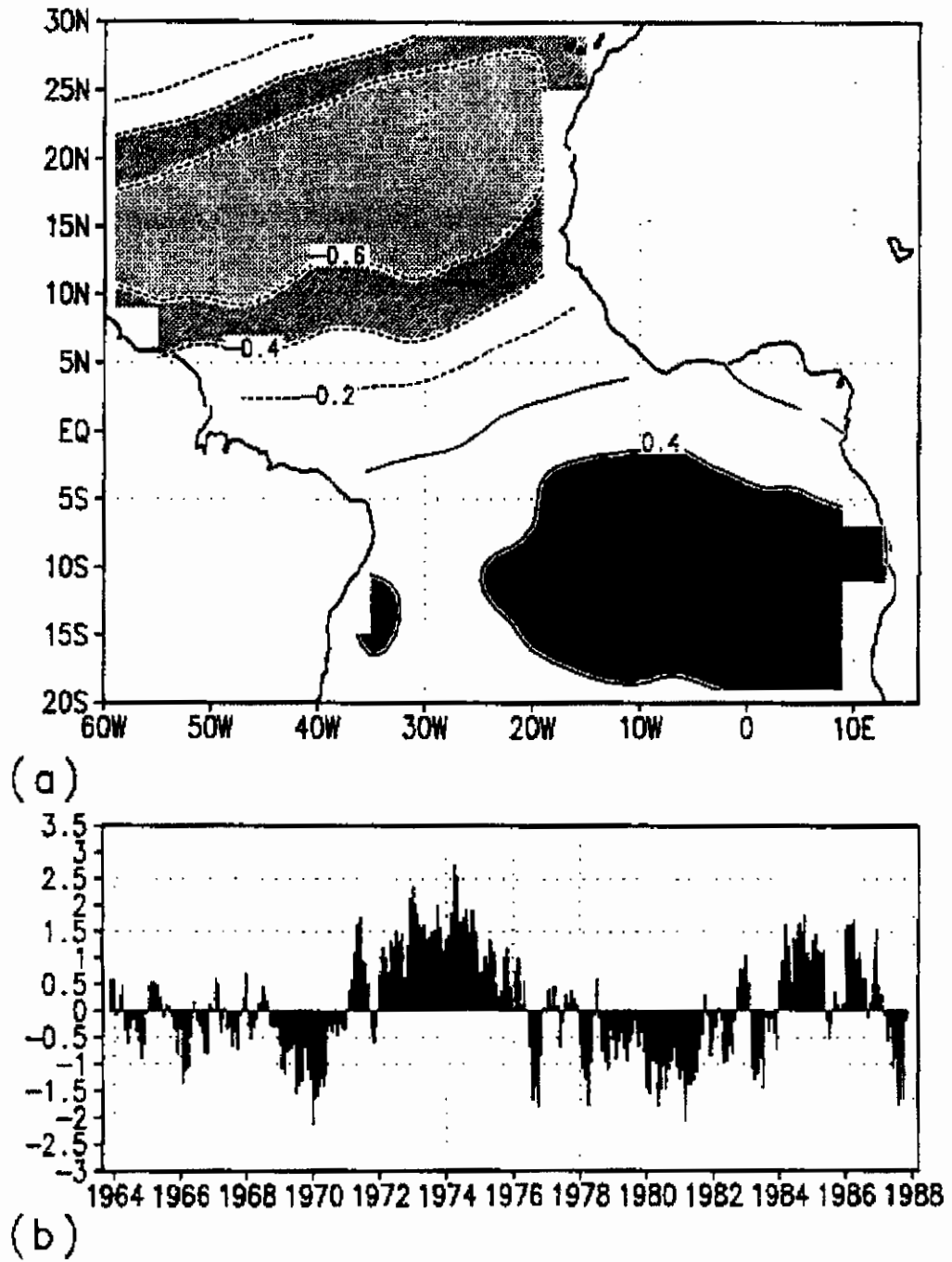


Fig. 2.2 - (a) Segundo autovetor espacial e (b) autovalores associados das anomalias de TSM no Atlântico Tropical (Explica 31,8% da variância).
 FONTE: Nobre (1993), p. 62.

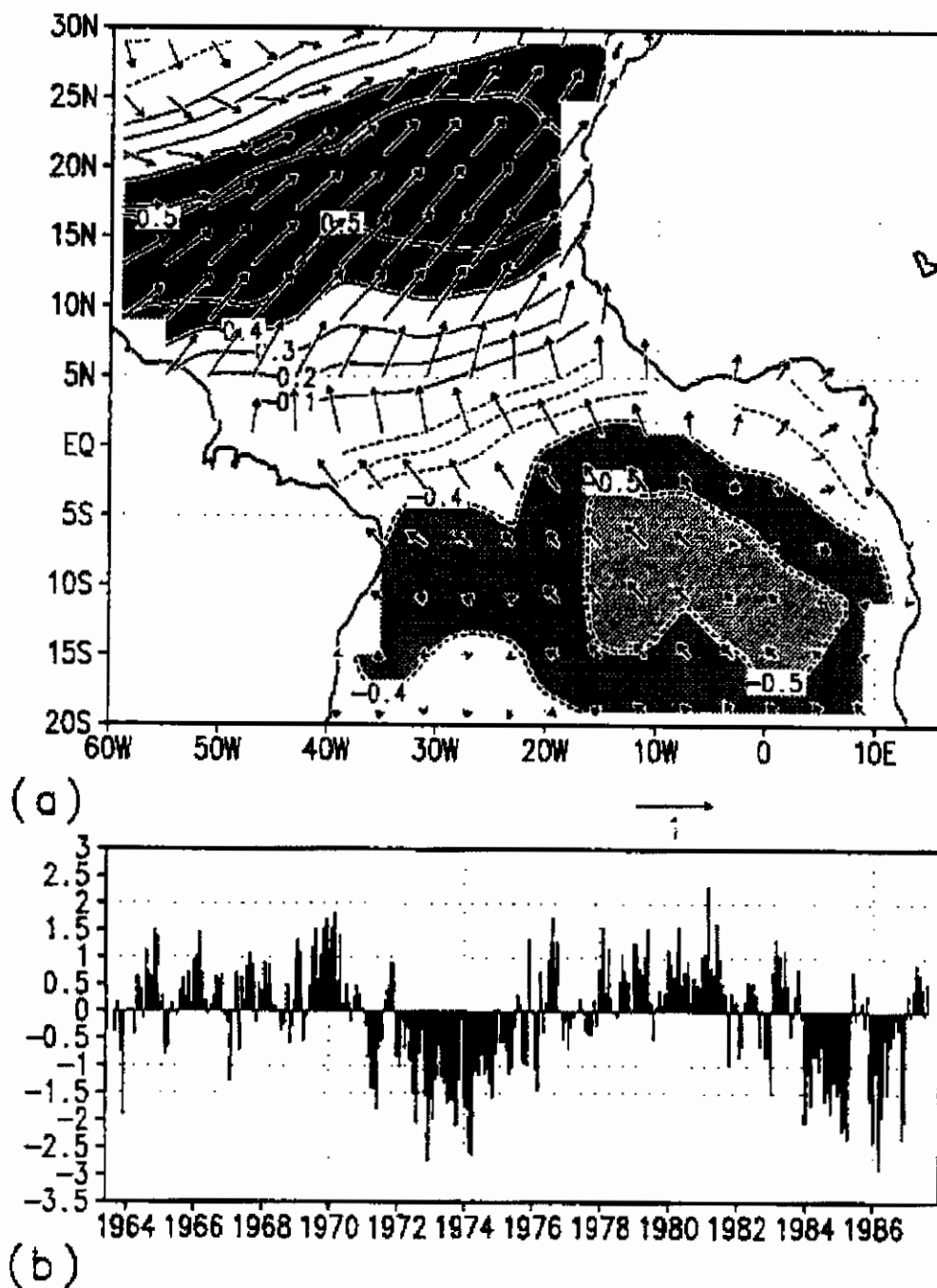


Fig. 2.3 - (a) Primeiro autovetor espacial e (b) autovalores associados das anomalias de TSM e tensor cisalhamento do vento no Atlântico Tropical (Explica 13,1% da variância).
 FONTE: Nobre (1993), p. 71.

Nobre (1993) desenvolveu ainda, um estudo de casos compostos dos eventos do Padrão do Dipolo, os quais foram selecionados através da série temporal dos coeficientes associados com o primeiro autovetor das anomalias de TSM para os meses de MAM (Figura 2.2b) e encontrou os seguintes resultados:

- As anomalias de TSM no Atlântico Norte surgem próximos à costa da África (em torno de 15°N) em dezembro e janeiro e se expandem para o oeste da Bacia até o final de maio. Sobre o Atlântico Sul também se observa um deslocamento das anomalias de TSM para o oeste, sendo que em menores magnitudes. Os desvios de TSM possuem magnitude máxima durante MAM, ocasião em que o Padrão de Dipolo se apresenta com a melhor configuração espacial e o gradiente norte-sul de temperatura à superfície é máximo;
- Em DJF as maiores anomalias do tensor cisalhamento do vento superficial se posicionam em latitudes subtropicais com oposição de fase, isto é, alísios de nordeste mais intensos se associam à alísios de sudeste menos intensos. Em MAM as anomalias do tensor do vento mais fortes se localizam no Atlântico Equatorial com a componente meridional sendo predominantemente maior do que a componente zonal;
- O eixo de confluência do tensor do vento indica que a ZCIT se posiciona mais ao norte (sul) do equador quando da ocorrência dos eventos, nos quais se configuraram com anomalias de TSM quentes ao norte

(sul) e frias ao sul (norte) do Oceano Atlântico Tropical. Em outras palavras, a ZCIT e conseqüentemente a banda de precipitação associada se deslocou em direção às águas mais quentes.

Servain (1991) introduziu o cálculo de um índice para a identificação do Padrão de Dipolo no Atlântico, o qual consiste na diferença entre as médias espaciais normalizadas pelos respectivos desvios padrões das anomalias de TSM observadas sobre as Bacias Norte e Sul do Atlântico Tropical (sendo a latitude de 5°N considerada o limite de separação entre as duas Bacias). Na variação temporal do índice do Dipolo do Atlântico computada por Servain (não mostrada neste trabalho) utilizando dados de TSM do período de 1964 a 1990, observaram-se valores positivos (que indicam excesso de energia térmica à superfície na Bacia do Atlântico Norte) principalmente entre os anos de 1964-1970 e 1976-1983. Os valores negativos do índice do Dipolo (que indicam excesso de energia térmica à superfície na Bacia do Atlântico Sul) se mantiveram em torno de 1971-1975 e a partir de 1984. Na série temporal do índice do Dipolo de Servain observou-se ainda a variação em escalas de tempo decadal, também encontrada na série temporal dos autovalores computados por Nobre (1993) (ver Figuras 2.2 e 2.3).

Carton et al. (1995) e Huang e Shukla (1996) utilizaram um Modelo de Circulação Geral dos Oceanos (MCGO) forçado com o tensor cisalhamento do vento à superfície, para estudar a variabilidade interanual no Atlântico Tropical. Os resultados dessas simulações numéricas foram consistentes com as observações, em particular, os episódios do Padrão de Dipolo observados e o gradiente de

TSM associado, sendo que, em geral, as anomalias de TSM mais frias se associaram com o tensor do vento mais forte e vice-versa.

2.4 - Teleconexões

Wallace e Gutzler (1981) denominaram de teleconexões as correlações simultâneas mais significantes entre as flutuações temporais de parâmetros meteorológicos em pontos remotos ao redor do globo.

Covey e Hastenrath (1978) analisaram os padrões atmosféricos e oceânicos no Atlântico Tropical associados ao fenômeno ENOS e encontraram diferentes configurações sobre a Bacia do Atlântico. Uma característica encontrada nessas análises, também detectadas por Hastenrath e Heller (1977), foram os padrões inversos de PNM sobre o Pacífico e Atlântico, ou seja, os anos com eventos quentes do ENOS são caracterizados pela ocorrência de PNM irregularmente baixa sobre o leste do Pacífico Sul, enquanto que sobre o Atlântico Sul tem-se PNM alta; os ventos são mais fracos do que o normal no Pacífico e mais fortes no Atlântico; as anomalias de TSM são positivas no Pacífico leste equatorial e sobre o Atlântico Tropical Norte, porém negativas numa área do Atlântico Sul que se estende da costa Africana até a costa da América do Sul. Durante os eventos frios do ENOS os padrões são aproximadamente inversos.

Aceituno (1988) investigou os padrões anômalos da circulação à superfície sobre o Atlântico Tropical, associados com as fases da OS e encontrou alguns resultados semelhantes para ambos os hemisférios, ou seja, associado

com a fase negativa da OS tem-se tendências de decréscimo no campo de PNM sobre o norte do Atlântico Tropical e um aumento da PNM sobre sul do Atlântico Tropical. Padrões de PNM opostos prevalecem durante a fase negativa da OS.

Hameed et al. (1993) apresentaram um estudo diagnóstico das teleconexões da OS no setor do Atlântico Tropical, através de simulações com um MCGA envolvendo o acoplamento entre a camada superior do oceano e a atmosfera. Os resultados dessas simulações mostrou que a OS influencia o padrão de TSM e ventos superficiais do Atlântico Tropical, bem como também na intensidade das AAN e AAS. Os possíveis mecanismos associados com tais teleconexões são explicados pelas mudanças na circulação atmosférica de grande escala na região tropical entre o Pacífico e o Atlântico.

Outro importante padrão de teleconexão foi investigado por Wallace et al. (1990) que analisaram os padrões atmosféricos que são particularmente efetivos como forçantes das anomalias de TSM de grande escala sobre as latitudes extratropicais dos Oceanos Pacífico e Atlântico Norte durante o inverno.

As análises de Wallace et al. mostraram que as correlações simultâneas entre as séries temporais dos coeficientes de expansão da primeira EOF das TSM sobre o Pacífico Norte e o campo de altura geopotencial hemisférico (em 500hPa) se assemelham ao Padrão do Pacífico/América do Norte e o correspondente padrão para as TSM do Atlântico se assemelham com a Oscilação do Atlântico Norte. Wallace et al. fizeram também cálculos análogos entre a tendência das TSM sobre o Pacífico Norte (considerada como as anomalias

de TSM médias de fevereiro, março e abril, subtraídas das anomalias de TSM médias de outubro, novembro e dezembro do ano anterior) e o campo de altura geopotencial hemisférico na média troposfera. Essas análises indicaram sinais semelhantes ao Padrão do Pacífico Oeste e um padrão correspondente para as TSM do Atlântico semelhantes ao Padrão do Atlântico Oeste, definidos por Wallace e Gutzler (1981).

No campo de PNM representativo aos casos compostos do Padrão de Dipolo do Atlântico Tropical analisado por Nobre (1993), observou-se um padrão anômalo de PNM no nordeste do Pacífico e oeste do Atlântico Tropical, indicativo do possível papel do Padrão do Pacífico/América do Norte afetando o campo de PNM no norte do Oceano Atlântico.

Em suma, há indicações de que o Pacífico influencia o Atlântico Tropical através de padrões de teleconexões atmosféricas, principalmente durante o inverno do HN. No entanto, essas teleconexões funcionam possivelmente como um dos tantos mecanismos que afetam as circulações atmosféricas e oceânicas no Atlântico.

CAPÍTULO 3

DADOS E METODOLOGIA

Neste capítulo apresenta-se o detalhamento dos conjuntos de dados utilizados, bem como descreve-se a metodologia adotada neste trabalho.

3.1 - Dados Utilizados

Na Tabela 3.1 enumera-se todas as variáveis atmosféricas e oceânicas, representativas ao nível da superfície e em altitude, utilizadas no presente trabalho.

As variáveis atmosféricas e oceânicas, observadas sobre a superfície do Oceano Atlântico Tropical foram extraídas da mais nova versão do *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (COADS) (Slutz et al., 1985; Woodruff et al., 1987). Esse conjunto de dados relativamente novo foi gerado através de um projeto entre a *University of Wisconsin-Milwaukee* (UWM) e o *National Oceanographic Data Center* (NODC), pertencente a *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), cujo objetivo principal foi de produzir uma versão do COADS devidamente consistida e melhorada, contendo além de uma ótima resolução espacial em ponto de grade, a inclusão de um grande número de variáveis derivadas (estimadas). Essa versão atual do COADS, a qual foi denominada de UWM/COADS, encontra-se documentada no artigo de Da Silva et al. (1994) e contém campos globais médios mensais em ponto de grade de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ de latitude-longitude e representativo ao período de janeiro de 1945 a dezembro de 1993.

As variáveis atmosféricas, observadas nos baixos, médios e altos níveis da troposfera (1000, 850, 700, 500, 200 e 100 hPa) sobre o Oceano Atlântico Tropical, são de origem da coleção de análises médias mensais produzidas através do sistema de assimilação de dados globais do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), pertencente a NOAA (Janowiak et al., 1987; Dey, 1989; Kanamitsu, 1989). A resolução espacial em ponto de grade desses dados é de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de latitude-longitude, compreendendo o período de 1980 a 1992.

Os dados de precipitação utilizados neste trabalho foram os totais mensais da série histórica, cedida pelo Departamento Nacional de Águas e Energia (DNAE) e pela Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), compreendendo um total de 66 estações espacialmente bem distribuídas ao longo do setor norte do NEB e representativo ao período de 1912 a 1989. Esse conjunto de dados encontra-se detalhado nos artigos de Brito et al. (1991) e Alves e Repelli (1992). Os dados de precipitação foram interpolados para uma grade regular contendo uma resolução espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ de latitude-longitude sobre a Região do NEB.

Portanto, no cálculo das anomalias analisadas neste trabalho, considerou-se a média climatológica dada pelo total dos anos disponíveis nos conjuntos de dados, ou seja, 48, 12 e 77 anos representativos aos dados do UWM/COADS, dados de ar superior e precipitação sobre o NEB, respectivamente.

TABELA 3.1 - LISTA DAS VARIÁVEIS ATMOSFÉRICAS E OCEÂNICAS UTILIZADAS NO PRESENTE TRABALHO

Variáveis atmosféricas e oceânicas à superfície	<i>Temperatura da superfície do mar</i>	°C
	<i>Pressão ao nível médio do mar</i>	hPa
	<i>Cobertura fracional de nuvens</i>	%
	<i>Precipitação</i>	mm
	<i>Componente zonal do vento</i>	m/s
	<i>Componente meridional do vento</i>	m/s
	<i>Fluxo de calor latente (*)</i>	W/m ²
	<i>Fluxo de calor sensível (*)</i>	W/m ²
	<i>Saldo de rad. de onda longa (*)</i>	W/m ²
	<i>Saldo de rad. de onda curta (*)</i>	W/m ²
	<i>Umidade específica</i>	g/Kg
	<i>Fluxo zonal de umidade</i>	m/s
	<i>Fluxo meridional de umidade</i>	m/s
	<i>Fluxo zonal de calor</i>	K.m/s
<i>Fluxo meridional de calor</i>	K.m/s	
Variáveis atmosféricas em altitude	<i>Componente zonal do vento</i>	m/s
	<i>Componente meridional do vento</i>	m/s
	<i>Componente vertical do vento</i>	hPa/s
Precipitação sobre o NEB	<i>Precipitação</i>	mm

O asterisco (*) colocado ao lado das variáveis na Tabela 3.1 significa que foram estimadas através de fórmulas empíricas (detalhadas no Apêndice A deste trabalho). As demais variáveis foram obtidas pelo método de observação convencional.

3.2 - Metodologia do Trabalho

A metodologia básica utilizada neste trabalho é a técnica de composição de casos similares (casos compostos), a qual constitui-se numa ferramenta bastante usada e efetivamente útil nas análises e identificação dos padrões médios e variações associadas a um determinado fenômeno climático (Nobre, 1993).

Entretanto, a validação da análise de casos compostos depende fundamentalmente do critério de seleção dos eventos a serem estudados.

Os critérios de seleção dos eventos do Padrão de Dipolo adotado neste trabalho foram baseados na metodologia descrita por Servain (1991) e obedecendo aos seguintes passos:

- inicialmente foram definidas as áreas posicionadas nos quadrantes $5^{\circ}\text{N}-25^{\circ}\text{N}/50^{\circ}\text{W}-20^{\circ}\text{W}$ e $2^{\circ}\text{S}-22^{\circ}\text{S}/25^{\circ}\text{W}-5^{\circ}\text{E}$ de latitude/longitude, as quais representam, respectivamente, as regiões localizadas ao norte (AN) e ao sul (AS) do Oceano Atlântico Tropical. As áreas AN e AS (ilustradas na Figura 3.1) correspondem aproximadamente àquelas (configurações espaciais) associadas ao Padrão de Dipolo encontrada nos trabalhos de Moura e Shukla (1981); Ward e Folland (1991); Nobre (1993); Uvo et al. (1994) entre outros (ver Figuras 2.1, 2.2 e 2.3);

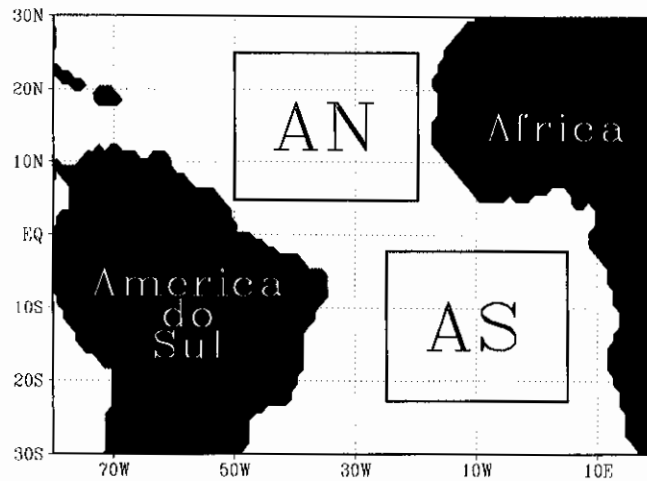


Fig. 3.1 - Áreas localizadas ao norte (AN) e ao sul (AS) do Oceano Atlântico Tropical, associadas ao Padrão de Dipolo de anomalias de TSM.

- Foram construídas as séries temporais dos índices médios mensais dos desvios normalizados⁴ de TSM particularmente para cada área AN e AS sobre o Atlântico Tropical (Figura 3.2). Os índices computados seguiram a mesma metodologia de Servain, diferindo apenas no aspecto de que neste trabalho considerou-se regiões específicas, enquanto que Servain utilizou as Bacias Norte e Sul do Atlântico como um todo. Julgou-se conveniente computar os índices normalizados de TSM somente para os meses de janeiro a maio, já que os artigos de Moura e Shukla (1981), Servain e Legler (1986); Nobre (1993) e Uvo et al. (1994) entre outros, indicam que o Padrão de Dipolo de anomalias de TSM

⁴ O cálculo do índice regional dos desvios normalizados encontra-se detalhado no Apêndice B deste trabalho.

manifesta-se predominantemente nesses primeiros meses do ano;

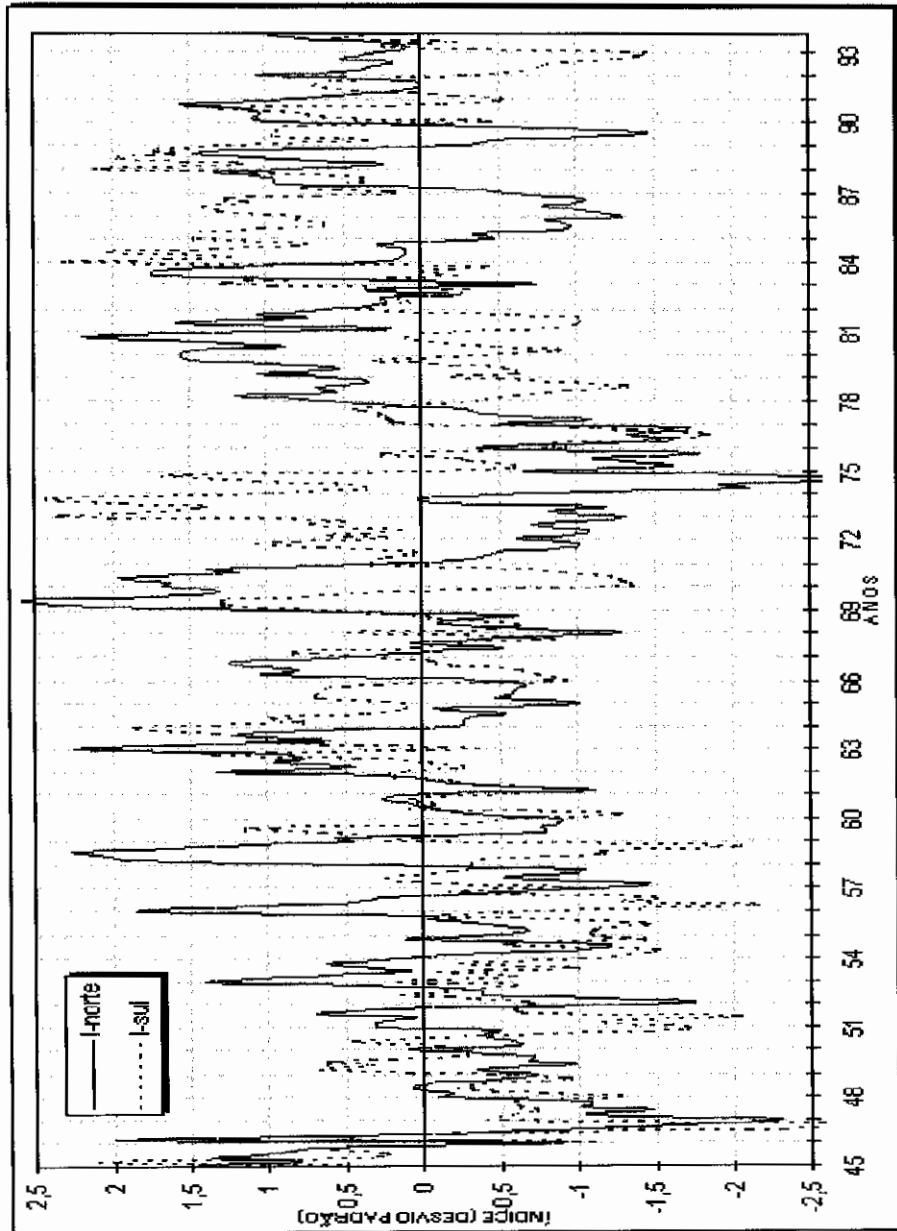


Fig. 3.2 - Séries temporais (1945 a 1993) dos índices normalizados mensais de TSM para as áreas AN (linha sólida) e AS (linha pontilhada) no Atlântico Tropical (meses de janeiro a maio).

- Finalmente, a partir das séries temporais dos índices normalizados mensais de TSM para as áreas AN e AS no Atlântico (Figura 3.2), foram selecionados os eventos de Dipolo, caracterizados pelos anos que apresentaram, simultaneamente, o sinal contrário entre os índices ao norte e ao sul (áreas AN e AS) do Atlântico.

De posse desses anos, foi feito ainda uma verificação visual, isto é, foram analisados visualmente cada mês, afim de verificar se os mesmos realmente apresentaram a configuração espacial de anomalias de TSM associada aos eventos do Padrão de Dipolo. Nessa inspeção visual todos os casos selecionados através da Figura 3.2 realmente configurou-se o padrão de anomalias de TSM associado ao modo do Dipolo no Atlântico.

Os índices apresentados na Figura 3.2 foram muito similares aos encontrados por Servain (1991), isto é, a partir da década de 1970 aparece a variabilidade decadal associada ao modo do Dipolo no Atlântico (concordando com a série temporal mostrada por Nobre (1993), ver Figuras 2.2 e 2.3). Nota-se ainda, que nos anos de 1945 até o final da década de 1960, os índices apresentaram-se com fortes oscilações (descaracterizando a oscilação decadal).

Na Tabela 3.2 relacionam-se os anos em que se observaram os eventos do Dipolo no Atlântico, os quais foram divididos em dois sub-períodos distintos (cada um contendo um total de 11 casos) que se convencionou denominar de Fase Positiva e Fase Negativa do Padrão de Dipolo, caracterizadas como a seguir:

Fase Positiva do Dipolo

O padrão de anomalias de TSM configura-se com sinal **positivo** ao norte e **negativo** ao sul do equador sobre o Atlântico Tropical

Fase Negativa do Dipolo

O padrão de anomalias de TSM configura-se com sinal **negativo** ao norte e **positivo** ao sul do equador sobre o Atlântico Tropical

TABELA 3.2 - RELAÇÃO DOS ANOS EM QUE SE OBSERVARAM OS EVENTOS DO PADRÃO DE DIPOLO NO OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL

Fase Positiva	Fase Negativa
1951 1953 1956 1958 1966 1970 1978 1979 1980 1981 1992	1949 1964 1965 1971 1972 1973 1974 1977 1985 1986 1989

Objetivando-se fazer uma minuciosa análise observacional da variabilidade espaço/temporal dos padrões oceânicos e atmosféricos (ênfatizando-se as suas inter-relações) associadas aos eventos do Padrão de Dipolo no Oceano Atlântico Tropical, foram gerados e analisados os compostos mensais e sazonais dos anos correspondentes aos eventos do Padrão de Dipolo, utilizando-se todas as variáveis descritas na Tabela 3.1.

Neste trabalho as análises foram conduzidas para o período em que o Padrão de Dipolo apresenta a sua máxima configuração, isto é, nos meses de março, abril e maio (Moura e Shukla, 1981; Servain e Legler, 1986; Nobre, 1993) e também foram incluídos na investigação os meses de dezembro, janeiro e fevereiro, com o objetivo de se estudar a possível fase inicial ou de formação do Padrão de Dipolo.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

Neste capítulo apresenta-se a explanação dos resultados mais importantes encontrados neste trabalho.

4.1 - Aspectos Climatológicos

Uma vez que este trabalho aborda análises em escalas de tempo sazonais, então é oportuno primeiramente fazer uma breve revisão da sazonalidade no Atlântico, isto é, como se apresentam as variações médias dos padrões oceânicos e atmosféricos (e suas inter-relações) de uma estação para outra. As médias climatológicas sazonais (representativas ao período de 1945 a 1993) foram elaboradas considerando-se os trimestres de dezembro-janeiro-fevereiro (DJF), março-abril-maio (MAM), junho-julho-agosto (JJA) e setembro-outubro-novembro (SON), os quais são representativos das estações de verão, outono, inverno e primavera no HS, respectivamente.

4.1.1 - Padrões Sazonais no Oceano Atlântico Tropical

A Figura 4.1 ilustra as médias climatológicas sazonais para o campo de TSM, nos meses de DJF, MAM, JJA e SON. Observa-se que as maiores variações de TSM ao longo do ano ocorrem notadamente sobre a faixa equatorial do Atlântico (em torno de 10°N e 10°S). Levando-se em consideração que a região de águas quentes pode ser representada entre as isotermas de 27°C, observa-se

portanto, que as áreas contendo águas quentes posicionam-se preferencialmente ao norte do equador durante todo o ano, exceto em MAM onde verifica-se um prolongamento das águas quentes para o HS (segundo basicamente o deslocamento aparente do sol sobre os HN e HS).

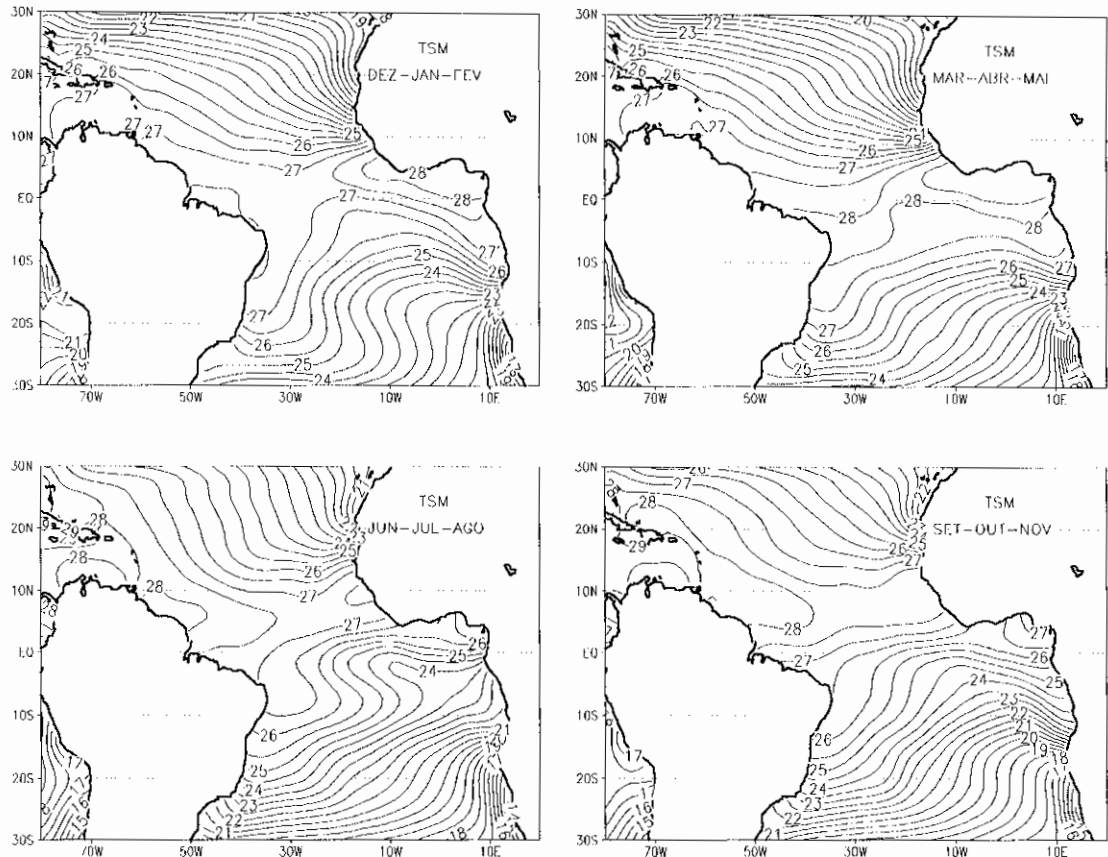


Fig. 4.1 - Médias climatológicas sazonais da TSM no Atlântico Tropical, representativas aos meses de DJF, MAM, JJA e SON. O intervalo entre as isothermas é de $0,5^{\circ}\text{C}$.

Na Figura 4.2, que mostra as médias sazonais para o campo de PNM, observa-se claramente o posicionamento das AAN e AAS sobre as Bacias Norte e Sul do Oceano Atlântico,

as quais se apresentam relativamente mais intensas nos meses de JJA. Na faixa equatorial, entre as Altas Subtropicais, tem-se o cinturão de baixa pressão à superfície.

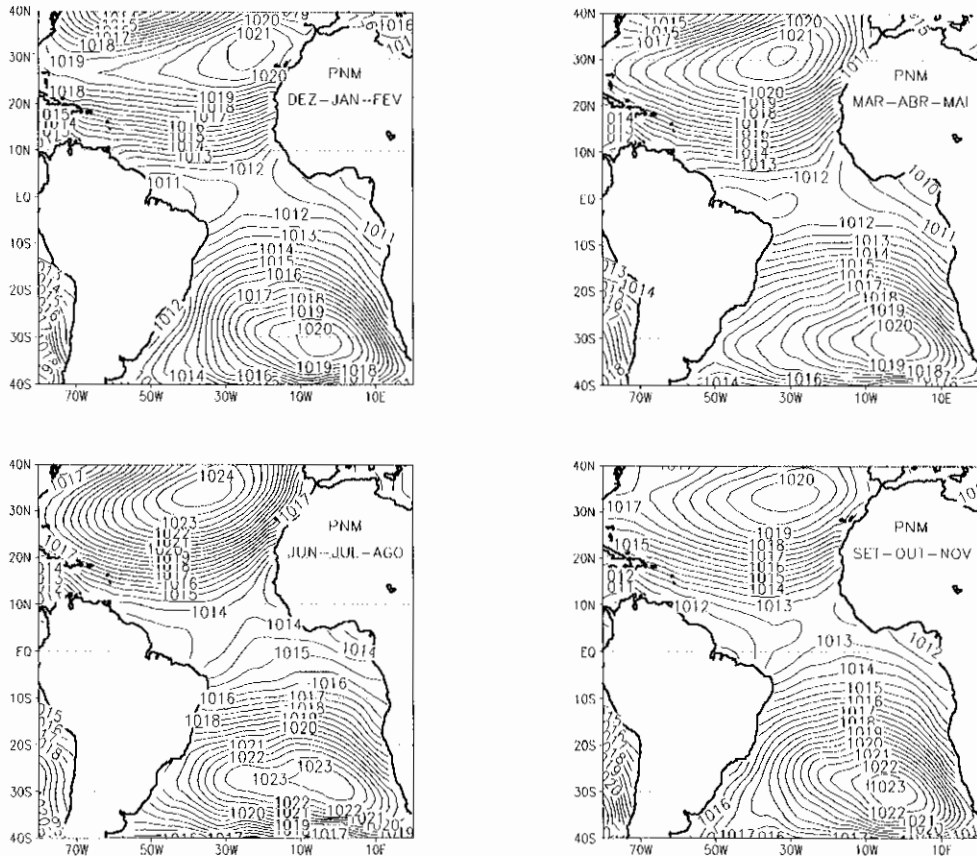


Fig. 4.2 - O mesmo que a Figura 4.1, porém para o campo de PNM. O intervalo entre as isóbaras é de 0,5hPa.

A Figura 4.3 contém as médias sazonais dos campos de vento à superfície e sua respectiva divergência horizontal. Observa-se o giro do vento no sentido anti-horário (horário) e também a presença de divergência em baixos níveis (e subsidência associada) sobre a Bacia Sul (Norte) do Atlântico, associado à manifestação dos Centros de Alta Pressão climatológicos de ambos os hemisférios (Figura 4.2). Na faixa equatorial tem-se a região de

confluência dos ventos alísios de nordeste (NE) e sudeste (SE), originando a formação de convergência à superfície (e ascensão associada do ar) que posicionam-se nos meses de DJF ao norte da linha do equador, deslocando-se ligeiramente ao sul da linha equatorial em MAM e novamente para o norte do equador nos meses de JJA e SON.

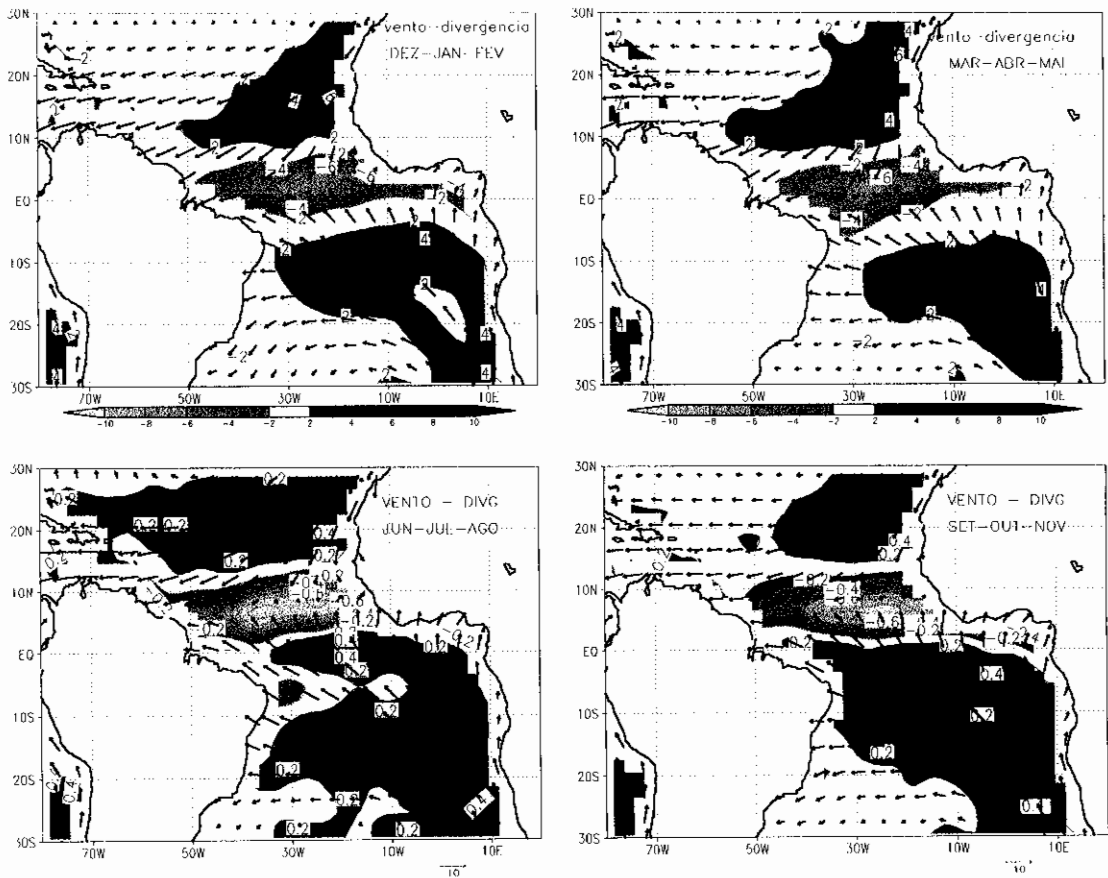


Fig. 4.3 - O mesmo que a Figura 4.1, porém para o campo de vento (vetores) e divergência (contornos hachurados). O vetor no rodapé indica a magnitude máxima do vento (m/s) e o intervalo entre os contornos é de $0,1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$.

A Figura 4.4 ilustra as médias sazonais de umidade específica (q), definida como a razão entre a massa do vapor d'água e a massa do ar úmido contido em uma determinada parcela de fluido. A configuração do campo de q segue basicamente as mesmas variações sazonais associadas ao campo de TSM (Figura 4.1) e suas magnitudes são proporcionais, isto é, os maiores (menores) valores de q se apresentam sobre as regiões onde se tem a presença de TSM relativamente mais alta (baixa).

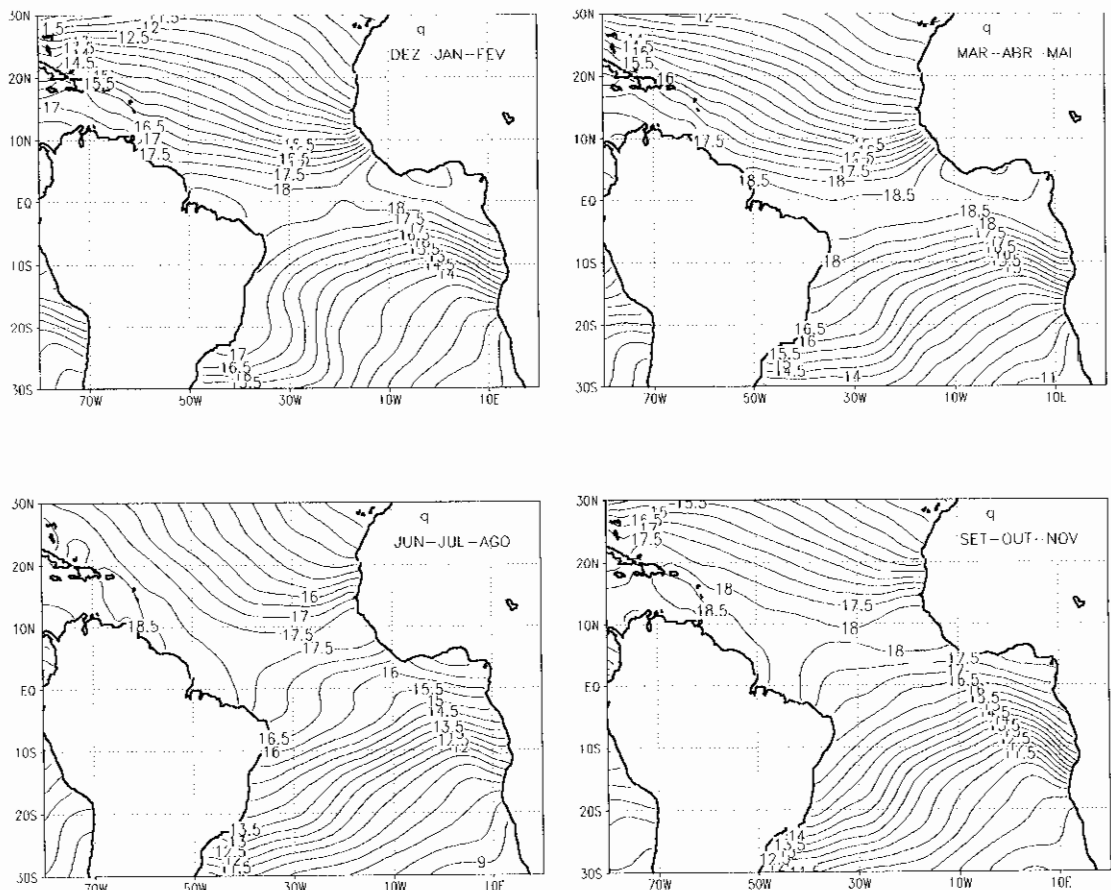


Fig. 4.4 - O mesmo que a Figura 4.1, porém para o campo de umidade específica. O intervalo entre as isolinhas é de 0,5g/Kg.

Nos campos médios sazonais de cobertura de nuvens (Figura 4.5) e de precipitação (Figura 4.6), observa-se que as maiores variações ao longo do ano ocorrem notadamente sobre a faixa equatorial do Atlântico. Durante os meses de DJF as regiões de máxima nebulosidade e precipitação se apresentam acima do equador e em MAM deslocam-se ligeiramente ao sul da linha equatorial (expandindo-se desde o oeste da América do Sul até a costa leste da África). Nos meses de JJA e SON os núcleos de máxima nebulosidade e precipitação retornam novamente ao posicionamento ao norte do equador.

As oscilações nos máximos de nebulosidade e precipitação sobre o Atlântico Equatorial estão diretamente relacionados à sazonalidade dos padrões de TSM, PNM e confluência/convergência do vento à superfície (Figuras 4.1, 4.2 e 4.3), as quais modulam a intensidade e migração meridional da ZCIT sobre o Oceano Atlântico Equatorial (Hastenrath, 1985).

Percebe-se ainda, ao sul do Atlântico Tropical (próximo à costa da África) a manifestação de um núcleo máximo de cobertura de nuvens, o qual aparece durante os meses de DJF e MAM e se intensifica em JJA e SON. Esse núcleo de nebulosidade, aparentemente do tipo estratiforme (nuvens baixas) não está associado à ocorrência de precipitações, e provavelmente deve estar associado à ressurgência (afloramento de águas frias proveniente do fundo do oceano) que é mais intensa em JJA nestas áreas do Atlântico.

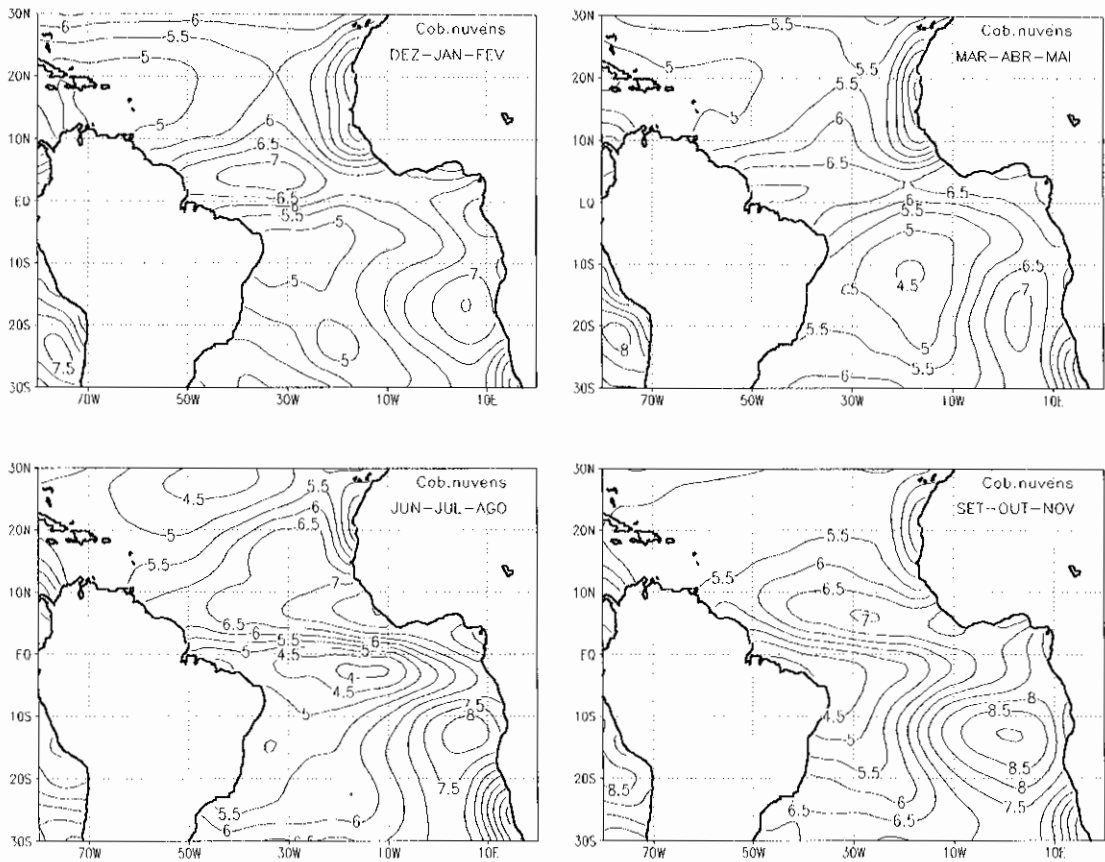


Fig. 4.5 - O mesmo que a Figura 4.1, porém para o campo de cobertura fracional de nuvens. O intervalo entre as isolinhas é de 0,5%.

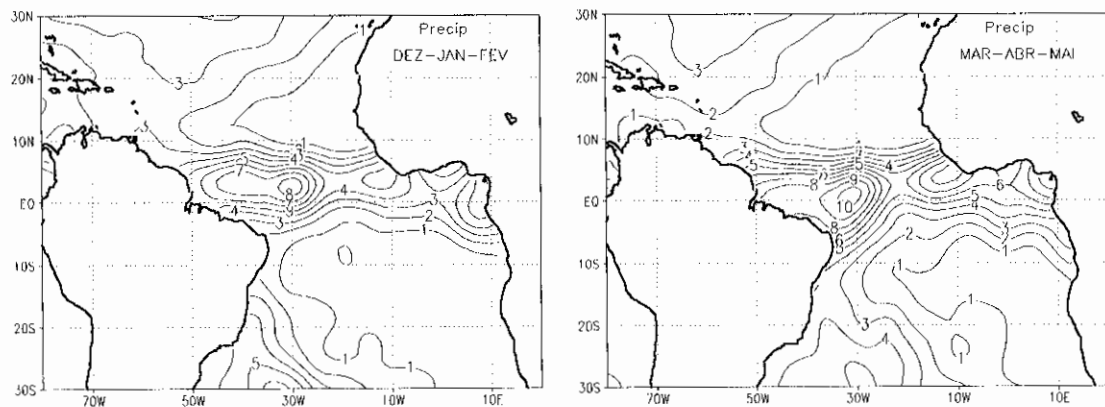


Fig. 4.6 - O mesmo que a Figura 4.1, porém para o campo de precipitação. O Intervalo entre as isoietas é de 1mm. (continua)

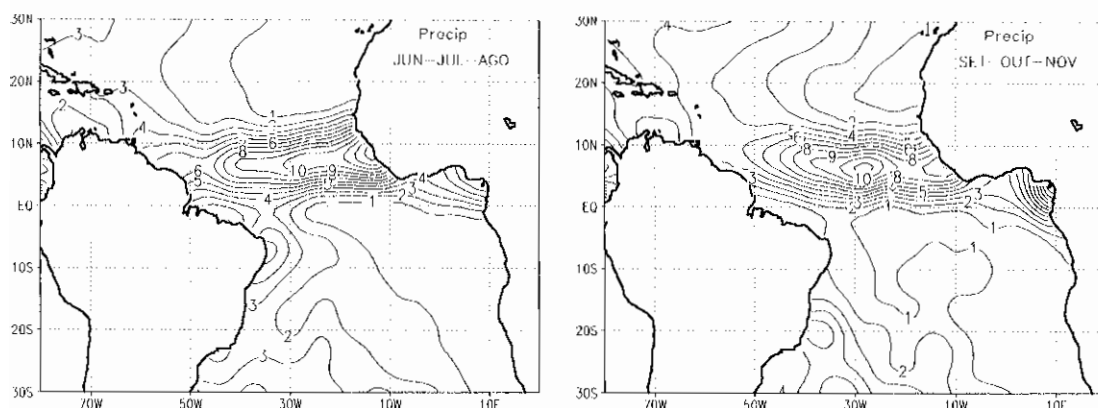


Fig. 4.6 - Conclusão.

Em geral, a distribuição da radiação solar incidente na superfície (radiação de onda curta) é maior sobre as regiões equatoriais e diminuem à medida que aumenta a latitude (oscilando sazonalmente de acordo com o deslocamento aparente do sol). A quantidade de radiação que chega na superfície é dependente da cobertura de nuvens (Sellers, 1987). O que se observa nos campos sazonais do saldo de radiação de onda curta (Figura 4.7) é que realmente, os máximos de radiação se manifestam sobre o respectivo hemisfério de verão, ou seja, sobre o Atlântico Sul durante os meses de DJF e sobre o Atlântico Norte em JJA (há também uma diminuição gradual em magnitude do equador para os pólos). Ressalta-se que os maiores (menores) valores representam maior incidência (emissão) da radiação na (pela) superfície do oceano, já que o saldo é definido como a diferença entre a radiação incidente e a emitida/refletida na superfície. Portanto, percebe-se a existência de uma relação coerente entre as configurações espaciais do saldo de radiação de onda curta e o campo de cobertura de nuvens (Figura 4.5), onde, as regiões contendo

máximos (mínimos) relativos do saldo de radiação coincidem com os mínimos (máximos) de nebulosidade.

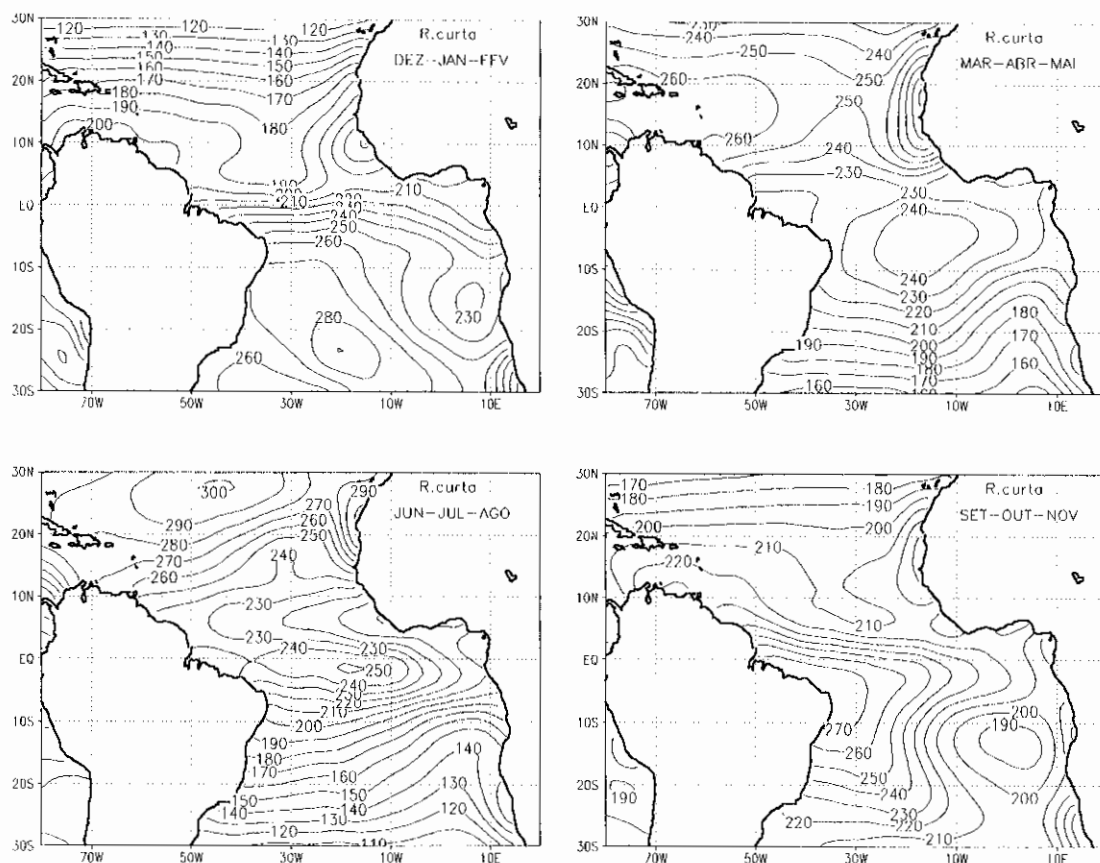


Fig. 4.7 - O mesmo que a Figura 4.1, porém para o campo do saldo de radiação de onda curta. O intervalo entre as isolinhas é de 10W/m^2 .

Quanto à distribuição do saldo de radiação de onda longa (radiação infravermelha emitida pela superfície), mostrada na Figura 4.8, observa-se que, em geral, os mínimos relativos se apresentam sobre a faixa equatorial e aumentam em magnitude na direção das latitudes mais altas. A configuração espacial do saldo de radiação de onda longa também se relaciona com os campos de

nebulosidade (Figuras 4.5), de maneira que as áreas contendo máximos de cobertura de nuvens associam-se à presença de mínimos de radiação de onda longa (predominância de emissão radiativa da superfície para a atmosfera) e vice-versa.

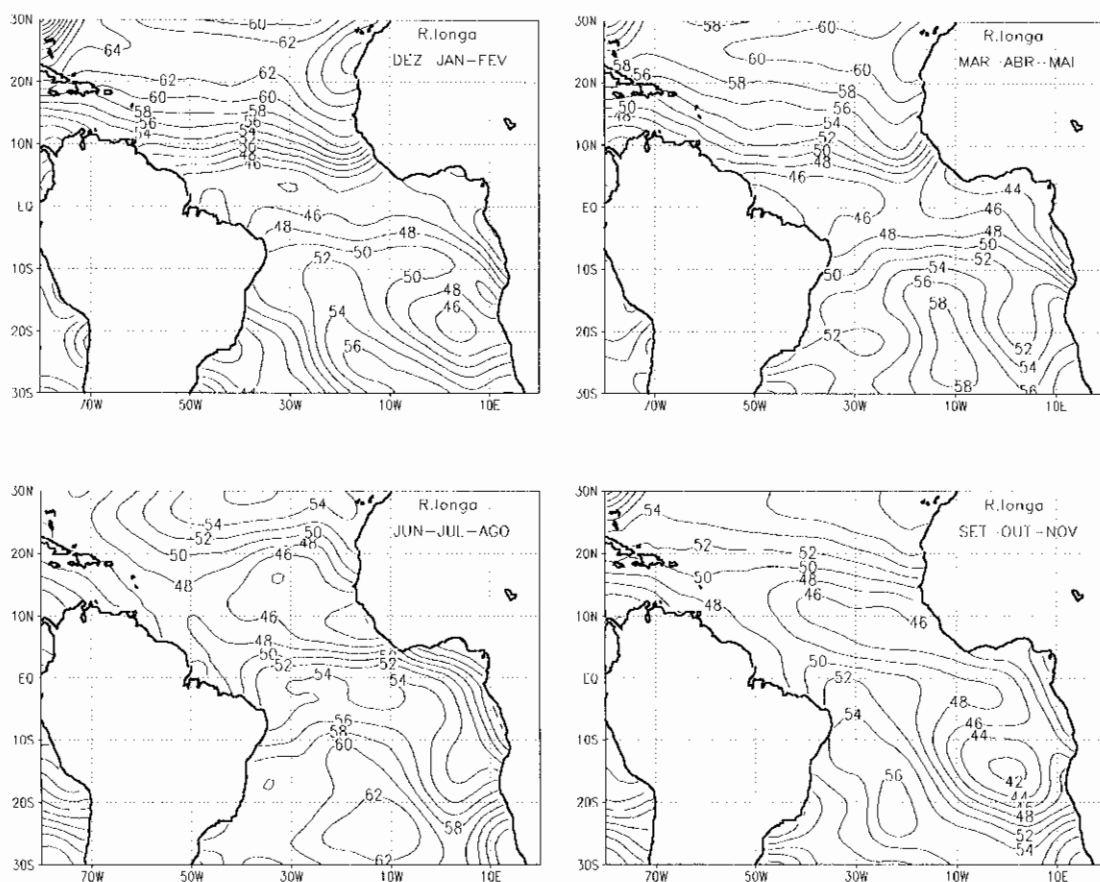


Fig. 4.8 - O mesmo que a Figura 4.1, porém para o campo de saldo de radiação de onda longa. O intervalo entre as isolinhas é de 2W/m^2 .

A Figura 4.9 mostra as médias sazonais do fluxo de calor latente. O calor latente é a energia retirada ou cedida nas mudanças de fase da substância água. Em geral, observa-se que os campos do fluxo de calor latente também associam-se aos campos de nebulosidade (Figura 4.5), pelo

fato de que as áreas relativamente mais aquecidas (grande incidência de radiação solar) são favoráveis à ocorrência de evaporação (liberação de calor latente) da água oceânica e, conseqüentemente, à formação de nuvens (dependendo da atuação da convergência de vento e umidade nos baixos níveis).

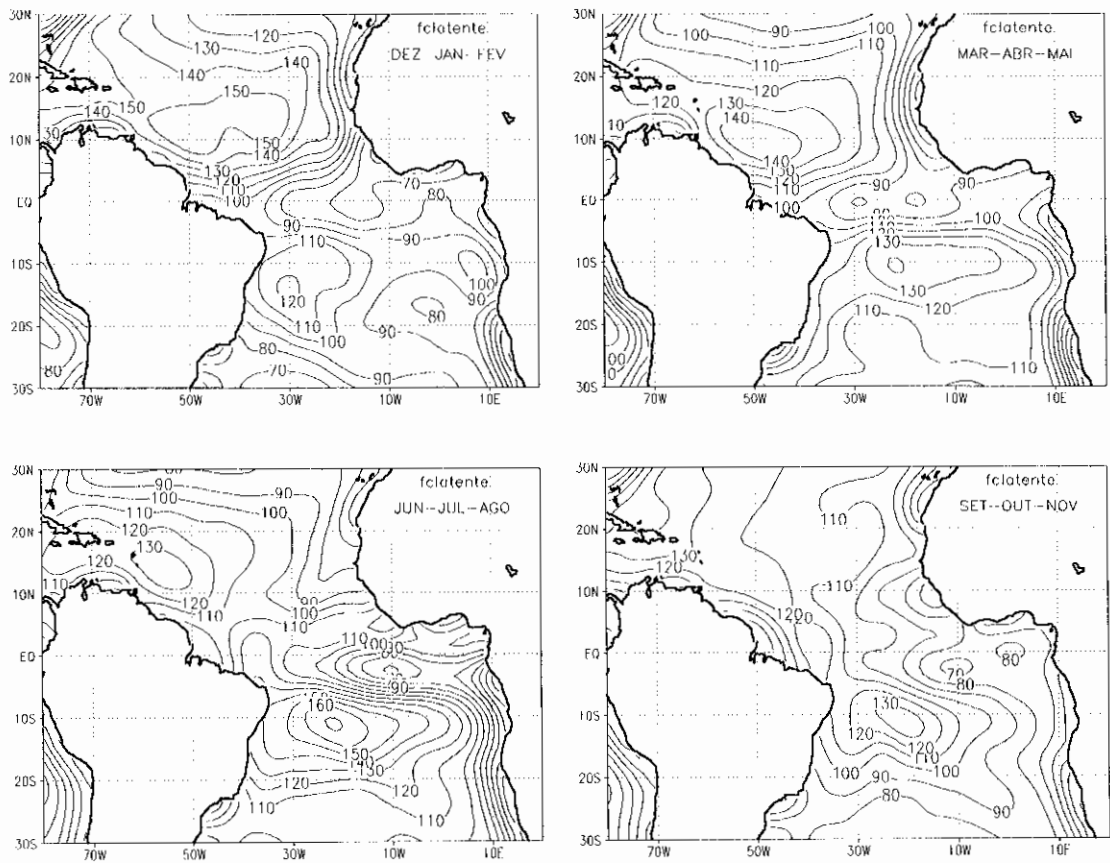


Fig. 4.9 - O mesmo que a Figura 4.1, porém para o campo de fluxo de calor latente. O intervalo entre as isolinhas é de $10W/m^2$.

A transferência de calor realizada pelos processos de condução, convecção e radiação alteram a temperatura (calor sensível) e o estado de um fluido. Na

Figura 4.10, que mostra as médias sazonais do fluxo de calor sensível, observa-se a clara relação com os padrões do fluxo de calor latente (Figura 4.9), onde os máximos do fluxo de calor latente (relacionado com o processo de evaporação) estão associados também com os máximos de fluxo de calor sensível (o oceano cede energia para a atmosfera para a realização do processo de evaporação da água).

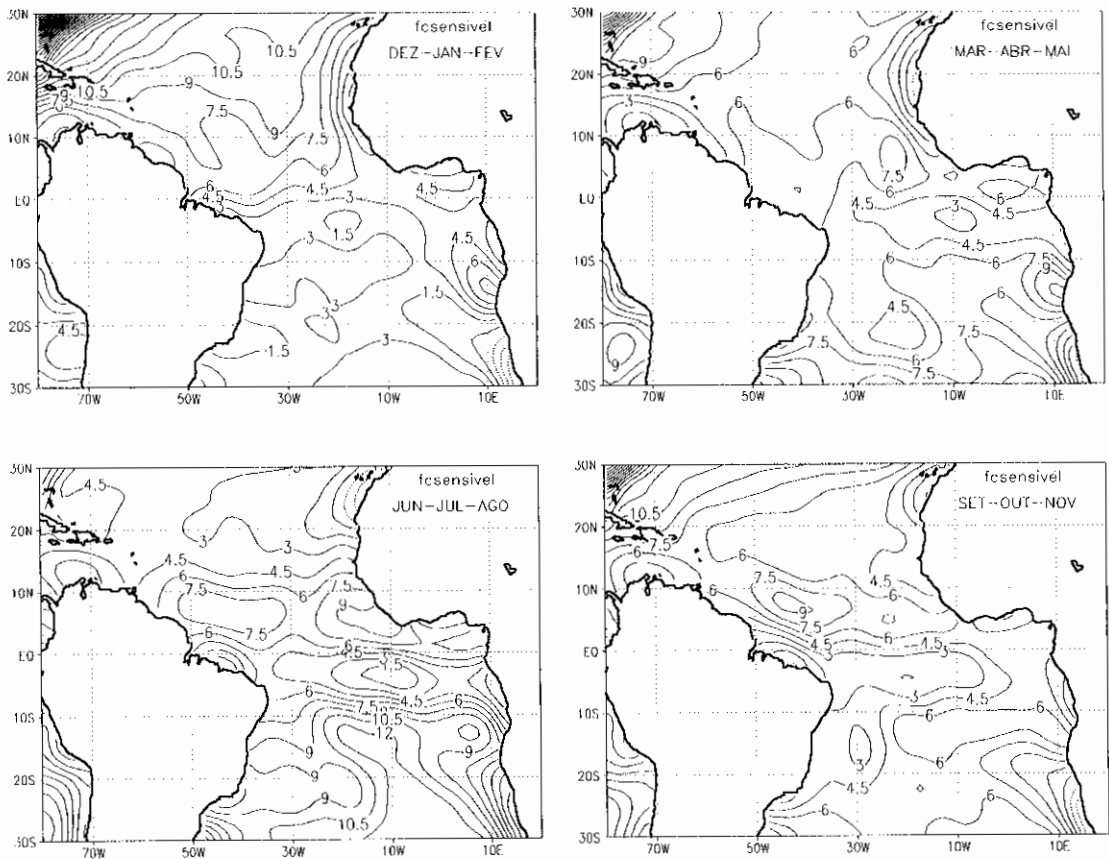


Fig. 4.10 - O mesmo que a Figura 4.1, porém para o campo de fluxo de calor sensível. O intervalo entre as isolinhas é de $1,5\text{W/m}^2$.

4.1.2 - Padrões Sazonais da Precipitação sobre o Norte do Nordeste Brasileiro

O setor norte do Nordeste Brasileiro (NEB), conhecido também como o semi-árido nordestino, caracteriza-se como uma região que apresenta uma alta variabilidade tanto espacial, como temporal de precipitação ao longo do ano. Climatologicamente, o setor norte do NEB possui uma pré-estação chuvosa que ocorre nos meses de novembro a janeiro (Alves et al., 1993) e uma estação chuvosa propriamente dita, manifestando-se durante os meses de fevereiro a maio. Cerca de 70% a 80% do total pluviométrico anual do norte do NEB é observado durante os seis primeiros meses do ano (Alves e Repelli, 1992).

O principal sistema meteorológico de grande escala indutor de chuvas durante a estação chuvosa do norte do NEB é a ZCIT, cuja posição mais austral ocorre entre os meses de março e abril (Hastenrath, 1984). Ressalta-se também a influência dos Vórtices Ciclônicos que se formam nos altos níveis da troposfera (Kousky e Gan, 1981); as eventuais incursões pronunciadas de Frentes Frias (advindas das altas e médias latitudes austrais) em direção ao setor centro-sul do NEB (Kousky, 1979) e das Linhas de Instabilidade que se originam, devido às condições de convergência do vento e umidade que organizam a convecção na faixa litorânea do NEB (Cavalcanti e Kousky, 1982).

A Figura 4.11, que mostra as médias sazonais da precipitação sobre o norte do NEB, revela que as maiores magnitudes da precipitação concentram-se durante os meses de DJF e MAM. Percebe-se que as principais áreas beneficiadas pela ocorrência de precipitação em DJF e MAM

localizam-se notadamente no extremo norte do NEB (faixa litorânea e adjacências dos Estados do Ceará e Piauí) e ainda os setores centro-sul do Piauí, sul do Ceará, o oeste dos Estados da Paraíba, Pernambuco e Rio Grande do Norte. Nos meses de JJA e SON os máximos relativos de precipitação diminuem drasticamente em magnitude.

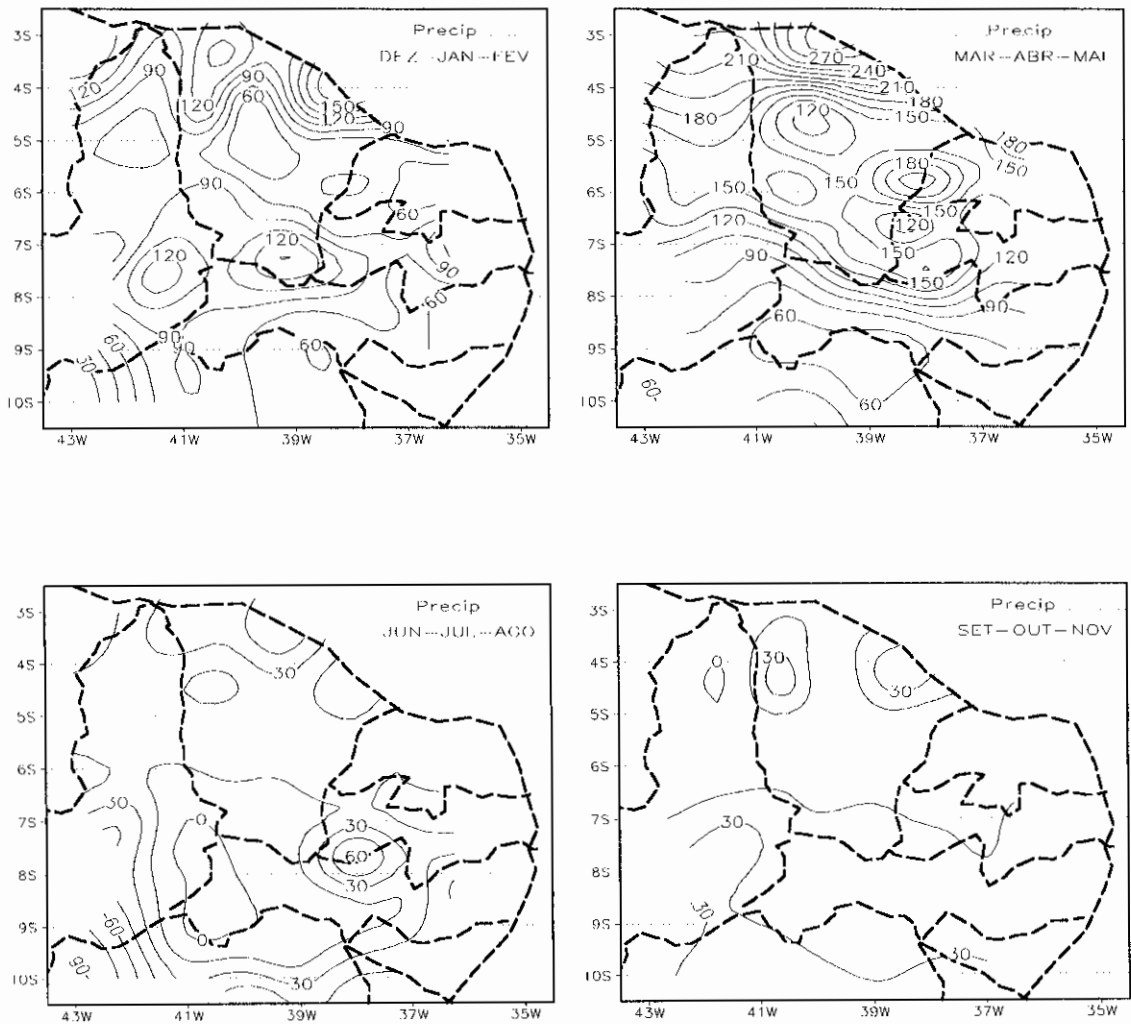


Fig. 4.11 - O mesmo que a Figura 4.1, porém para o campo de precipitação sobre o norte do NEB. O intervalo entre as isoietas é de 15mm.

4.2 - Características Atmosféricas e Oceânicas Associadas aos Eventos do Padrão de Dipolo no Atlântico Tropical

4.2.1 - Análise dos Campos Atmosféricos e Oceânicos na Superfície do Atlântico Tropical

As análises iniciais realizadas com os compostos mensais das anomalias de TSM (figuras não mostradas), indicaram que o gradiente térmico meridional (associado ao padrão inverso de anomalias de TSM) é mais intenso nos meses de abril e maio, em ambas as fases do Dipolo. Em decorrência desse resultado, julgou-se mais apropriado examinar os padrões atmosféricos e oceânicos considerando-se as médias nos meses de dezembro-janeiro (DEZ-JAN), fevereiro-março (FEV-MAR) e abril-maio (ABR-MAI), como sugestão para os respectivos estágios de início, desenvolvimento e fase madura dos eventos do Dipolo. Os resultados mais importantes dessas análises foram os seguintes:

a) Temperatura da Superfície do Mar

A Figura 4.12 mostra os campos compostos das anomalias de TSM para os anos correspondentes às fases positiva e negativa do Dipolo. Em ambas as fases observa-se claramente o deslocamento, intensificação e expansão gradativa das anomalias de TSM do setor leste para o oeste do Atlântico. Ressalta-se os meses de ABR-MAI, cujo gradiente térmico norte-sul apresenta-se mais intenso (note a proximidade entre as isolinhas de TSM positivas e negativas sobre a faixa equatorial do Atlântico). Esses resultados concordaram com os encontrados nos estudos de Hastenrath e Heller (1977), Markham e McLain (1977) e Nobre (1993).

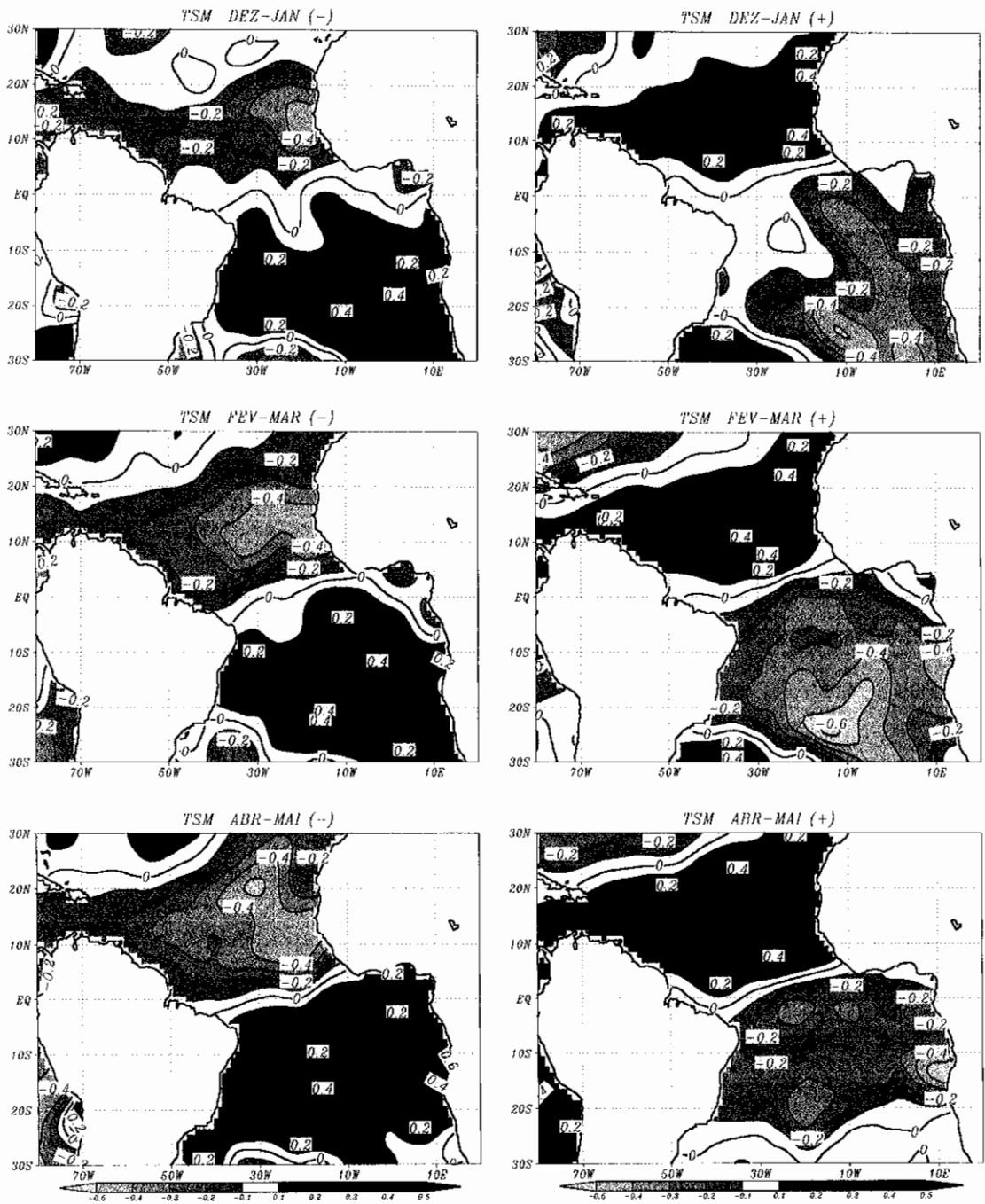


Fig. 4.12 - Compostos das anomalias de TSM para as Fases Negativa (à esquerda) e Positiva (à direita) do Dipolo, nos meses de DEZ-JAN, FEV-MAR e ABR-MAI. O intervalo entre as isotermas é de $0,1^{\circ}\text{C}$.

b) Pressão ao Nível Médio do Mar e Vento Horizontal

A Figura 4.13, contendo os campos compostos das anomalias de PNM, plotadas conjuntamente com as anomalias do vento horizontal à superfície, revela a forte ligação entre os campos de TSM, PNM e vento.

Em geral, a presença de TSM anormalmente positiva (negativa) estão associadas à pressões baixas (altas) que provocam um relativo enfraquecimento (fortalecimento) no Centro de Alta Pressão Climatológico. A intensidade das Altas Subtropicais, por sua vez, influencia diretamente na direção e magnitude dos ventos alísios sobre a superfície do oceano (Hastenrath, 1978).

Na Figura 4.13 observa-se exatamente essas relações, isto é, durante a fase negativa do Padrão de Dipolo, observa-se sobre a Bacia do Atlântico Norte a presença de águas mais frias do que o normal (Figura 4.12), as quais estão associadas ao relativo fortalecimento da Alta Subtropical do Atlântico Norte (AAN), em virtude da atuação de anomalias positivas de PNM e, por consequência, os ventos alísios soprando do quadrante nordeste se manifestam mais intensos do que o normal.

Por outro lado, sobre a Bacia do Atlântico Sul, observa-se a configuração inversa, ou seja, TSM alta, PNM baixa, AAS enfraquecida e ventos alísios soprando do quadrante nordeste mais fracos do que a média climatológica.

Durante a fase positiva do Dipolo, os padrões são essencialmente inversos: Na Bacia do Atlântico Norte (Sul) tem-se a manifestação de TSM alta (baixa), PNM baixa (alta), AAN (AAS) enfraquecida (fortalecida) e alísios de sudeste (nordeste) mais fracos (intensos) do que o normal.

A intensidade das Altas Subtropicais e dos ventos alísios influenciam também no posicionamento da zona de confluência dos alísios na faixa equatorial do Atlântico (Figura 4.14), de maneira que, durante a fase negativa (positiva) a atuação da AAN (AAS) configurando-se mais intensa do que o normal e alísios de nordeste (sudeste) soprando mais forte do que a média de longo prazo, influenciaram no posicionamento ligeiramente deslocado para o sul (norte) do equador do eixo de confluência dos alísios na superfície do Atlântico equatorial.

Outro resultado interessante detectado nos campos compostos das anomalias de vento na superfície do Atlântico Sul (Figura 4.13), durante a fase negativa do Padrão de Dipolo, foi a presença de uma zona de confluência dos ventos, seguindo uma orientação de noroeste-sudeste, a qual se estendeu desde o litoral da Região Sudeste do Brasil até o Atlântico Sul. Este resultado revelou a indicação da existência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

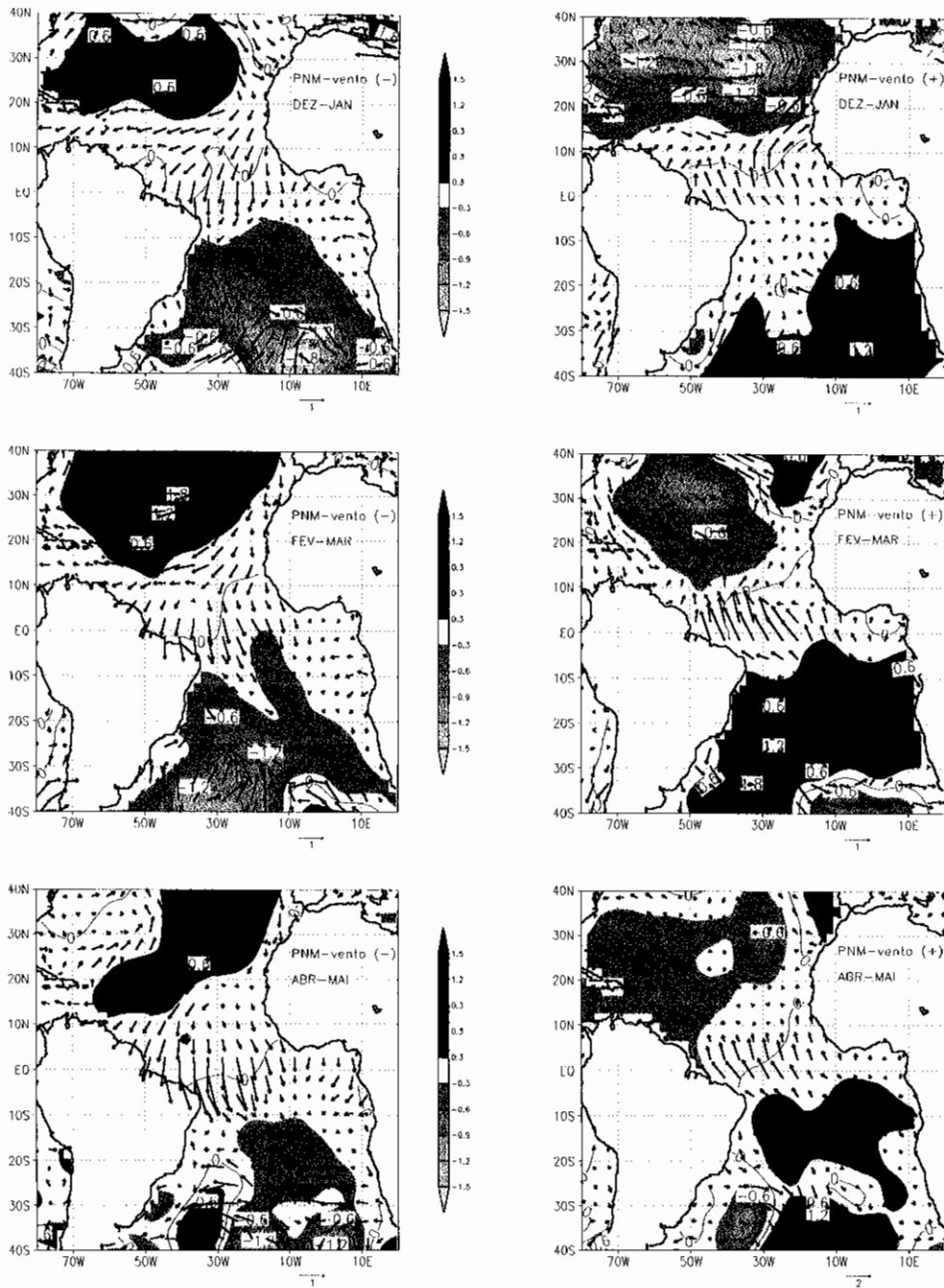


Fig. 4.13 - O mesmo que a Figura 4.12, porém para as anomalias de PNM (hachurados) e anomalias do vento (vetores). Os vetores no rodapé indicam a magnitude máxima do vento (m/s) e o intervalo entre as isóbaras é de 0,3hPa.

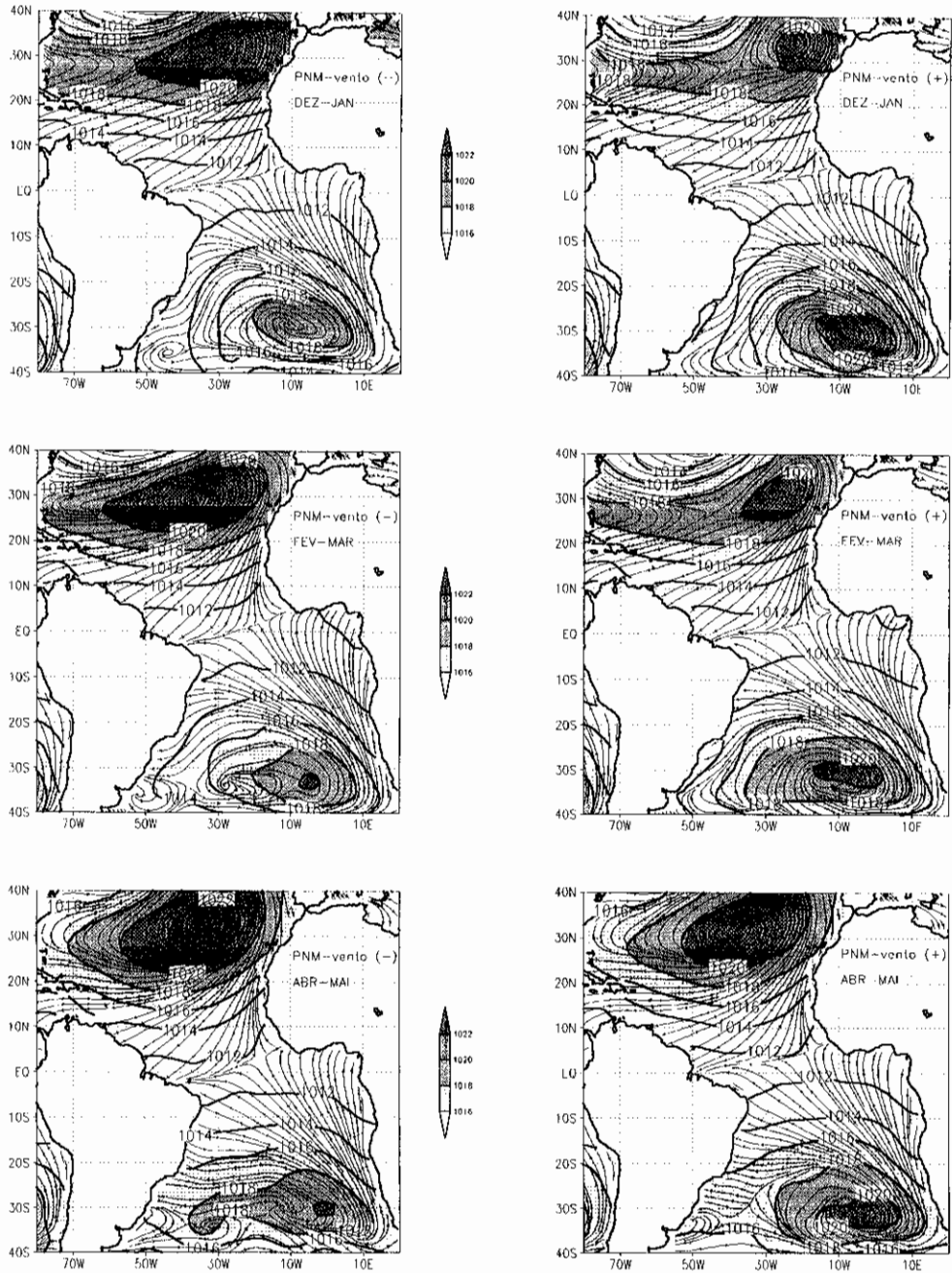


Fig. 4.14 - O mesmo que a Figura 4.12, porém para os campos de PNM (contornos hachurados) e linhas de corrente à superfície. O intervalo entre as isóbaras é de 2hPa.

c) Cobertura Fracional de Nuvens e Precipitação

As Figuras 4.15 e 4.16 mostram os campos compostos das anomalias de cobertura fracional de nuvens e anomalias de precipitação, respectivamente.

Observa-se notadamente sobre a faixa equatorial do Atlântico o estabelecimento de uma estreita relação com os campos de TSM, PNM e vento (Figuras 4.12, 4.13 e 4.14), funcionando da seguinte maneira:

Durante a fase positiva do Padrão de Dipolo observa-se que os padrões de águas superficiais mais quentes e pressões mais baixas do que o normal sobre o Atlântico Norte, aliados à ocorrência de fortes ventos alísios de sudeste e confluência-convergência do vento à superfície posicionado ao norte do equador, são condições dinâmicas e termodinâmicas favoráveis para o posicionamento e manutenção da ZCIT também ao norte do equador (note as anomalias positivas de nebulosidade e precipitação nas Figuras 4.15 e 4.16).

Portanto, em grande parte do setor sul do Atlântico Equatorial tem-se a presença de anomalias negativas de cobertura de nuvens e de precipitação que atingem principalmente o litoral nordeste da América do Sul.

Durante a fase negativa o padrão é essencialmente inverso, ou seja, as anomalias positivas de nebulosidade e precipitação associados à atuação da ZCIT configuram-se ao sul do Atlântico Equatorial (em associação a manifestação

de águas superficiais mais quentes, pressões baixas, alísios de nordeste e confluência-convergência do vento posicionados ao sul do equador).

Esses resultados foram também detectados por Nobre (1993) e Nobre e Shukla (1996).

Outra característica interessante observável na Figura 4.15, durante os meses de dezembro a março, em ambas as fases do Dipolo, é a manifestação de anomalias positivas (negativas) de cobertura de nuvens justamente sobre as regiões extra-equatoriais do Oceano Atlântico Tropical (isto é, acima de 10° de latitude de ambos os hemisférios) onde tem-se a presença de anomalias negativas (positivas) de TSM.

Esses núcleos de nebulosidade estão relacionados aos processos evaporativos da água oceânica, os quais são regulados pela intensidade e direção predominante do vento superficial (posteriormente será feita uma explicação mais detalhada sobre os possíveis mecanismos responsáveis pela formação desses núcleos de nebulosidade nessas áreas do Oceano Atlântico).

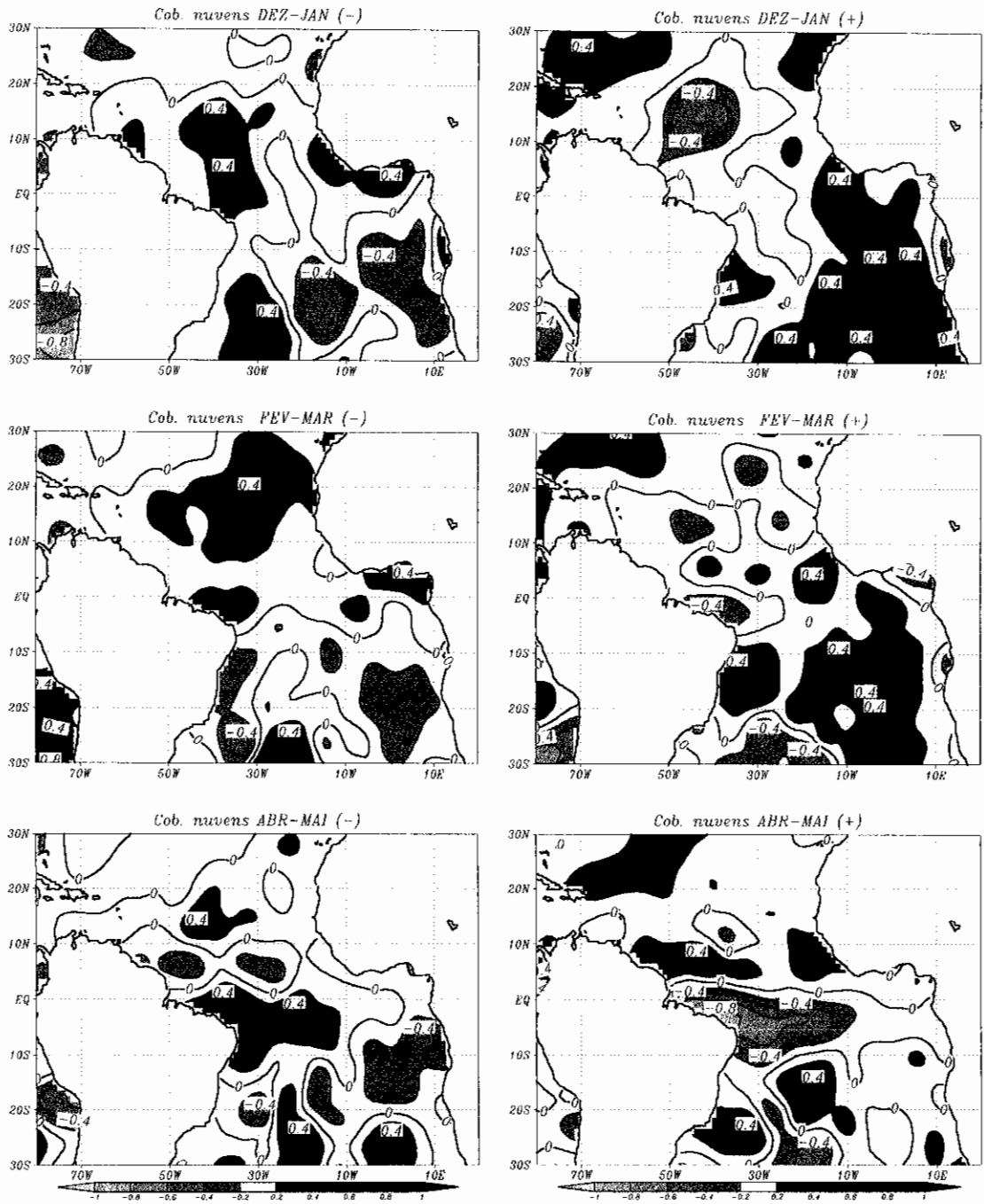


Fig. 4.15 - O mesmo que a Figura 4.12, porém para as anomalias de cobertura fracional de nuvens. O intervalo entre as isolinhas é de 0,2%.

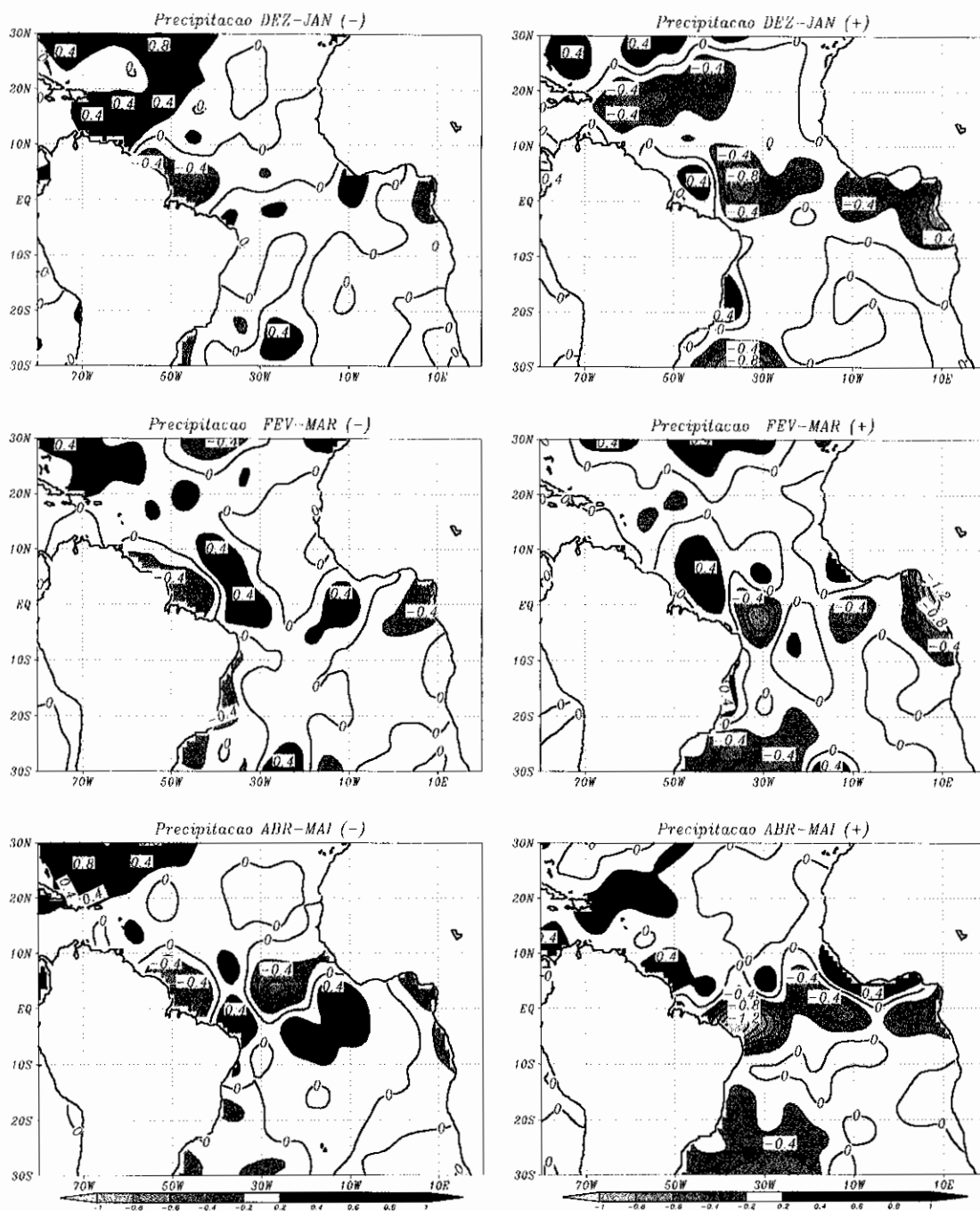


Fig. 4.16 - O mesmo que a Figura 4.12, porém para as anomalias de precipitação. O intervalo entre as isolinhas é de 0,2mm.

d) Fluxos de Calor Latente

Os compostos das anomalias do fluxo de calor latente são mostrados na Figura 4.17.

As anomalias positivas do fluxo de calor latente indicam a ocorrência do processo de evaporação da água oceânica. A energia (calor latente) necessária para a ocorrência do processo de evaporação é retirada do próprio oceano, resfriando, portanto, as águas superficiais.

A configuração dos campos compostos das anomalias do fluxo de calor latente é dependente da intensidade e direção dos ventos superficiais, de maneira que:

Durante a fase negativa do Padrão de Dipolo, a manifestação dos fortes ventos alísios soprando do quadrante nordeste (Figura 4.13) intensificam o processo evaporativo das águas superficiais localizadas sobre a Bacia do Atlântico Norte. Portanto, o processo de evaporação intensificado nessas áreas, contribui diretamente para o resfriamento das águas oceânicas (note as anomalias negativas de TSM na Figura 4.12) observado sobre o Atlântico Norte, uma vez que é feita a retirada de energia (note as anomalias positivas do fluxo de calor latente na Figura 4.17) do próprio oceano.

Por outro lado, sobre a Bacia do Atlântico Sul, a presença de alísios de nordeste enfraquecidos (Figura 4.13) reduziram a evaporação da água oceânica e o fluxo de calor latente associado (note as anomalias negativas do fluxo de calor latente na Figura 4.17), favorecendo,

conseqüentemente, ao aquecimento observado das águas superficiais no Atlântico Sul (note as anomalias positivas de TSM na Figura 4.12).

Durante a fase positiva do Padrão de Dipolo, os padrões dos fluxos de calor latente são essencialmente inversos à fase negativa.

O papel dos fluxos de calor latente (relacionados aos processos evaporativos das águas oceânicas superficiais do Atlântico Tropical) durante os eventos do Dipolo, contribuem para a manutenção do padrão inverso de anomalias de TSM associado ao modo do Dipolo. Esse importante resultado observacional também foi abordado por Wagner (1996).

Através da Figura 4.17 verificou-se o possível mecanismo responsável pelo aparecimento das anomalias de cobertura de nuvens nas áreas extra-equatoriais do Atlântico (Figura 4.15):

A intensificação da evaporação nas áreas contendo TSM anormalmente negativas, instabilizaram a atmosfera e originaram a formação de nuvens provavelmente do tipo estratiforme (note as anomalias positivas de cobertura de nuvens na Figura 4.15), isto é nuvens baixas, já que esses núcleos de nebulosidade não estão associados com a ocorrência de precipitações.

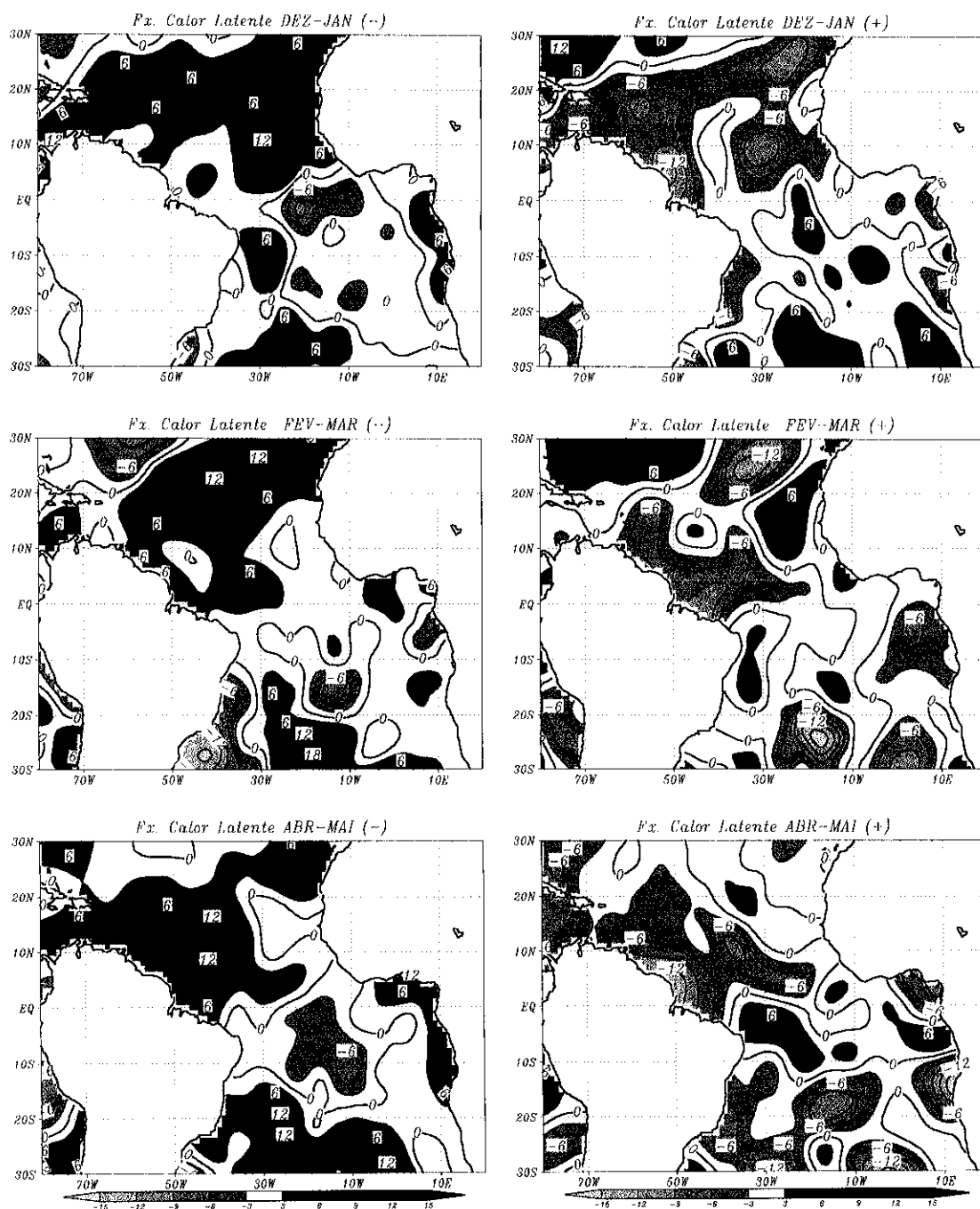


Fig. 4.17 - O mesmo que a Figura 4.12, porém para as anomalias do fluxo de calor latente. O intervalo entre as isolinhas é de $3W/m^2$.

e) Saldo das Radiações de Onda Curta e Onda Longa

Os campos compostos das anomalias do saldo das radiações de onda curta e onda longa encontram-se ilustradas nas Figuras 4.18 e 4.19, respectivamente.

Ressalta-se novamente que, por definição, as anomalias positivas (negativas) do saldo de radiação indicam a predominância de incidência (emissão/reflexão) de radiação na (pela) superfície do oceano.

A característica mais notória observável nas Figuras 4.18 e 4.19 são as relações entre as configurações espaciais do saldo de radiação de onda curta e onda longa com os compostos de cobertura fracional de nuvens (Figura 4.15), a qual funciona como uma possível variável reguladora das quantidades de radiação que chega na superfície oceânica.

Em ambas as fases do Padrão de Dipolo, observa-se que as regiões sobre o Oceano Atlântico Equatorial onde tem-se a presença de anomalias positivas de nebulosidade, estão associadas com a manifestação simultânea de anomalias negativas de radiação de onda curta e onda longa à superfície. Essa característica é perceptível nas latitudes extra-equatoriais durante a fase de desenvolvimento dos eventos do Dipolo (nos meses de dezembro a março), enquanto que nos meses de ABR-MAI ocorrem notadamente no Atlântico Equatorial.

Esse resultado sugere a existência do seguinte mecanismo físico:

Durante a fase de desenvolvimento do Padrão de Dipolo, isto é, nos meses de dezembro a março, de um lado da Bacia do Atlântico, sobre as áreas extra-equatoriais, onde presencia-se TSM anormalmente negativas e anomalias positivas de evaporação (anomalias positivas do fluxo de calor latente), a formação dos núcleos de nebulosidade diminuem as quantidades de radiação de onda curta sobre a superfície do oceano e ao mesmo tempo inibem a emissão de radiação de onda longa da superfície para a atmosfera (note as anomalias negativas do saldo de radiação de onda curta e onda longa nas Figuras 4.18 e 4.19). Estes fatos colaboram para manter as águas superficiais mais frias.

De forma inversa e ao mesmo tempo, sobre o outra Bacia do Atlântico, nas regiões extra-equatoriais, onde tem-se a manifestação de TSM anormalmente positiva e inibição dos processo evaporativos (em virtude dos fracos ventos alísios de nordeste), a falta de nebulosidade fazem com que a superfície oceânica receba mais radiação de onda curta e, conseqüentemente, o oceano emite mais radiação de onda longa para a atmosfera (note as anomalias positivas do saldo de radiação de onda curta e onda longa nas Figuras 4.18 e 4.19). Este fato colabora para manter a água oceânica mais aquecida.

Em suma, os balanços de radiação de onda curta e onda longa nas regiões extra-equatoriais do Atlântico, durante a fase de desenvolvimento do Padrão de Dipolo, agem cooperativamente para a manutenção do padrão inverso de anomalias de TSM associado ao modo do Dipolo sobre a Bacia do Atlântico Tropical.

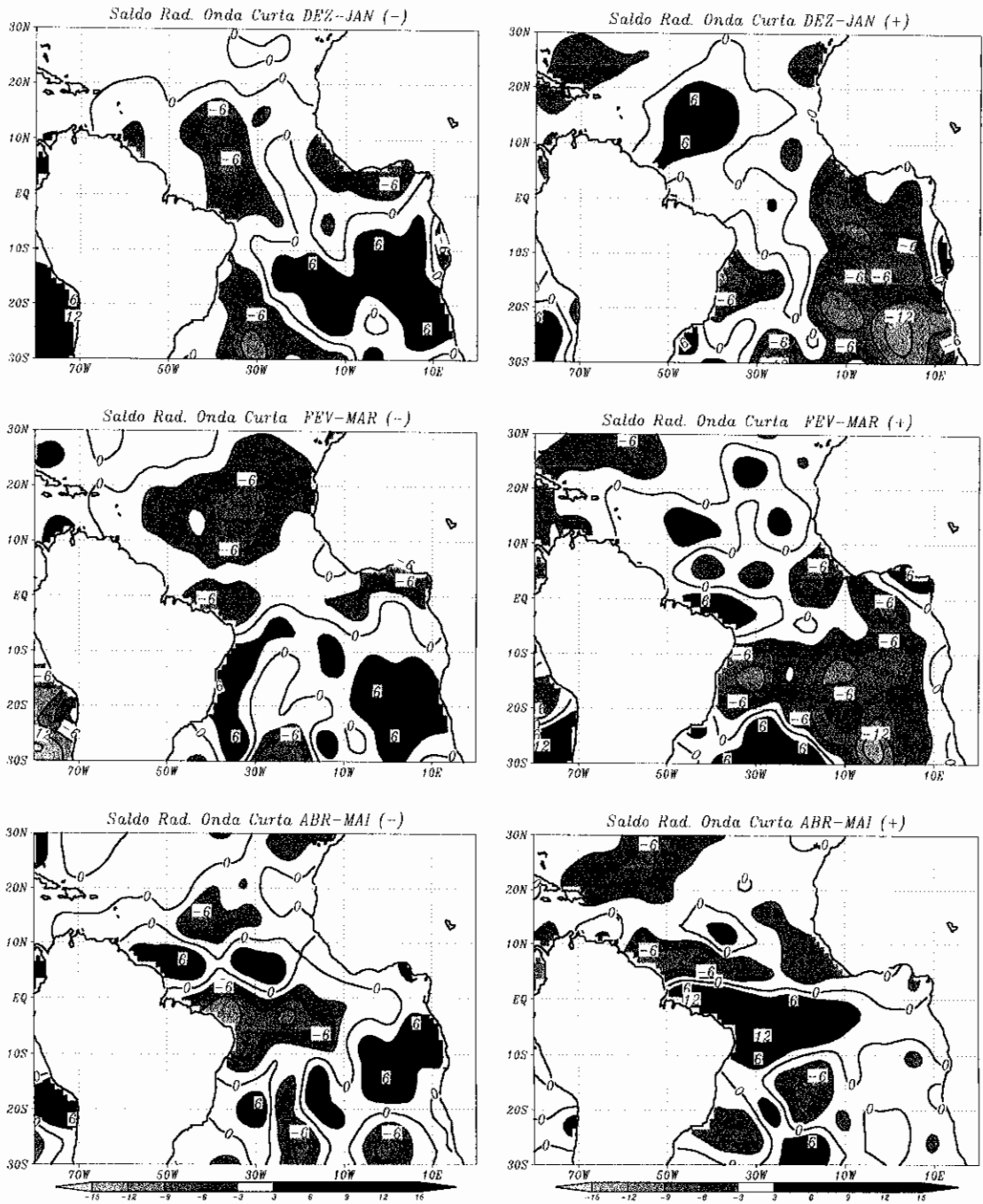


Fig. 4.18 - O mesmo que a Figura 4.12, porém para as anomalias do saldo de radiação de onda curta. O intervalo entre as isolinhas é de $3W/m^2$.

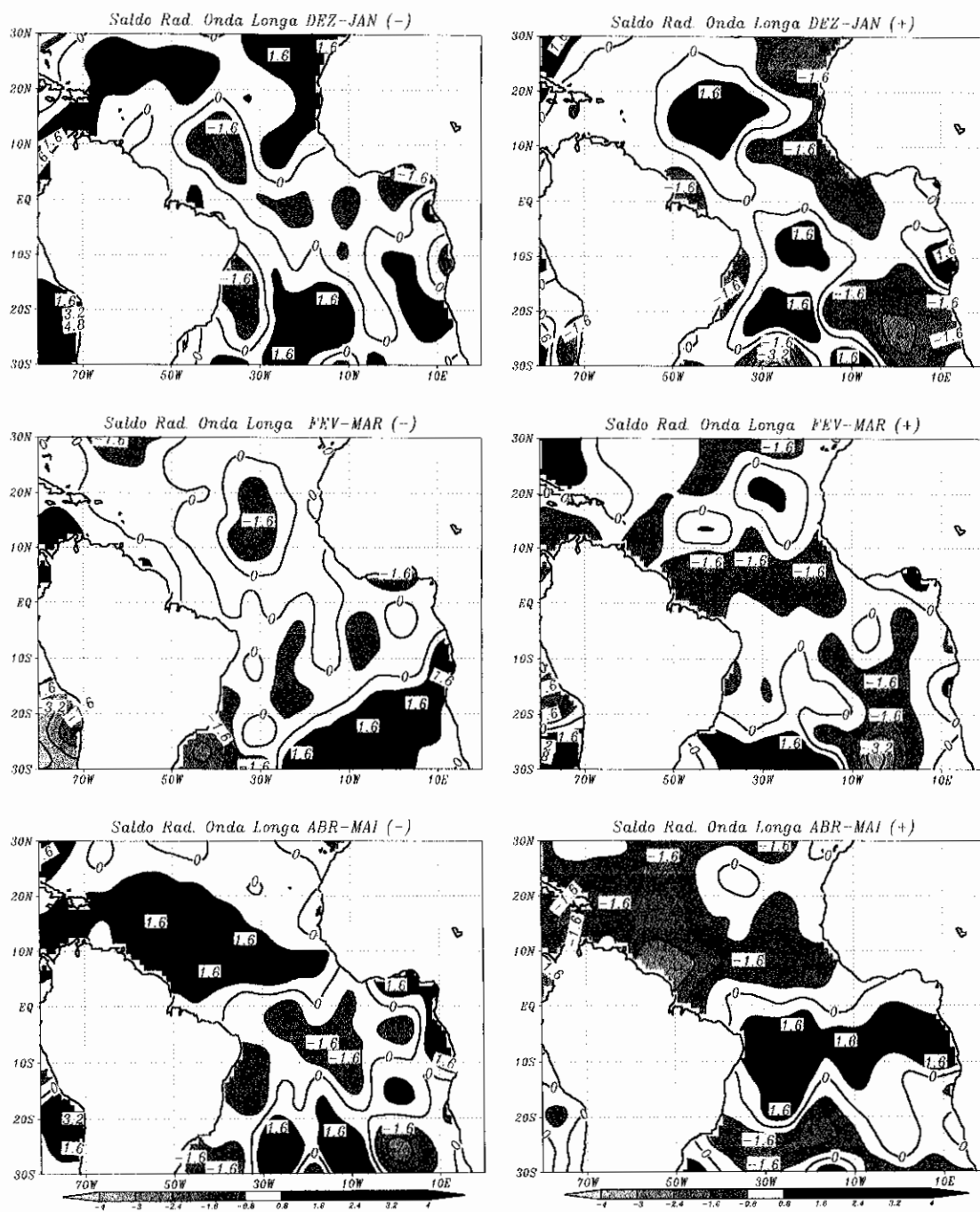


Fig. 4.19 - O mesmo que a Figura 4.12, porém para as anomalias do saldo de radiação de onda longa. O intervalo entre as isolinhas é de $0,8W/m^2$.

f) Umidade Específica e Fluxos Horizontais de Calor e de Umidade à superfície

As Figuras 4.20, 4.21 e 4.22 mostram os campos compostos das anomalias de umidade específica, divergência dos fluxos horizontais de umidade e de calor, respectivamente.

Observa-se que em ambas as fases, as anomalias de umidade específica são diretamente proporcionais às anomalias de TSM (Figura 4.13), ou seja, as regiões onde predominam a ocorrência de TSM anormalmente positiva (negativa) estão associadas com o conteúdo de umidade específica acima (abaixo) do normal.

Durante a fase negativa do Dipolo, em associação aos fortes ventos soprando anormalmente do quadrante norte/nordeste, os quais resultaram no posicionamento da zona de confluência dos ventos superficiais deslocado ao sul do equador, observou-se a ocorrência de convergência do fluxo horizontal de umidade e calor também ao sul do equador sobre o Atlântico Equatorial. Por outro lado, sobre o Atlântico Norte, tem-se a manifestação de divergência do fluxo horizontal de umidade e calor.

Durante a fase positiva do Dipolo, observou-se a ocorrência de um padrão aproximadamente inverso com relação a divergência dos fluxos horizontais de calor e umidade (Figuras 4.21 e 4.22).

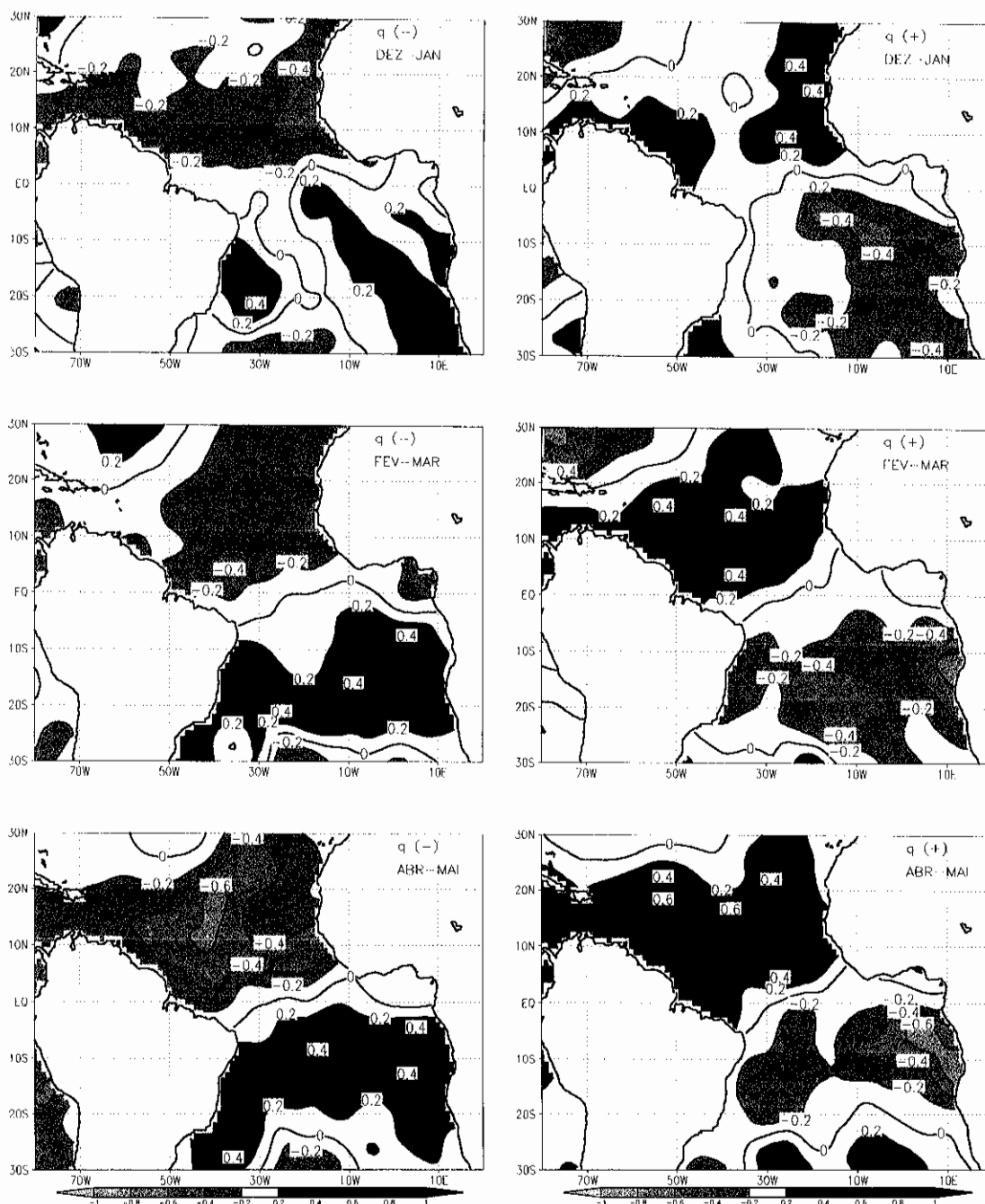


Fig. 4.20 - O mesmo que a Figura 4.12, porém para as anomalias de umidade específica. o intervalo entre as isolinhas é de 0,1g/Kg.

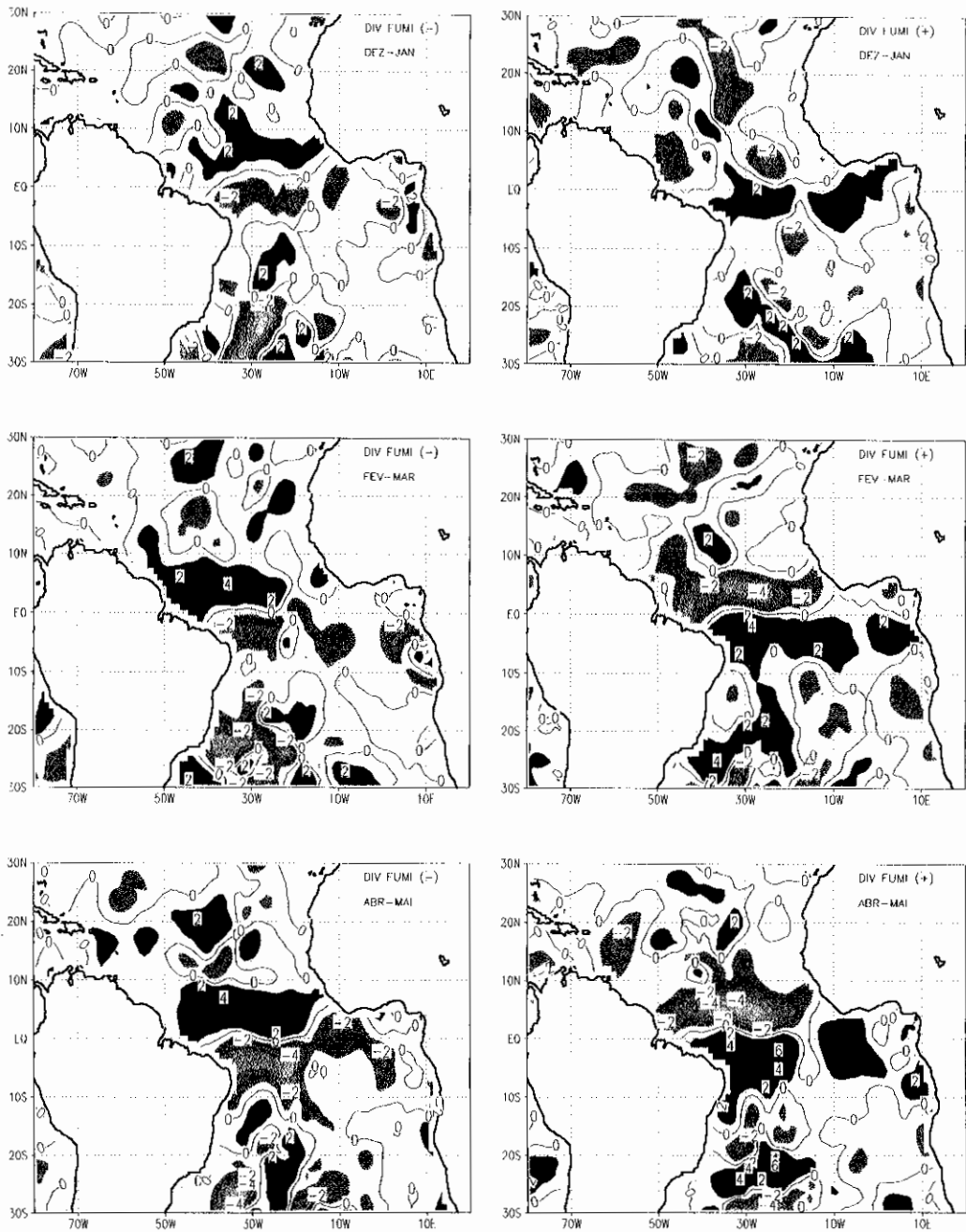


Fig. 4.21 - O mesmo que a Figura 4.12, porém para as anomalias da divergência do fluxo horizontal de umidade. O intervalo entre as isolinhas é de $1 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$.

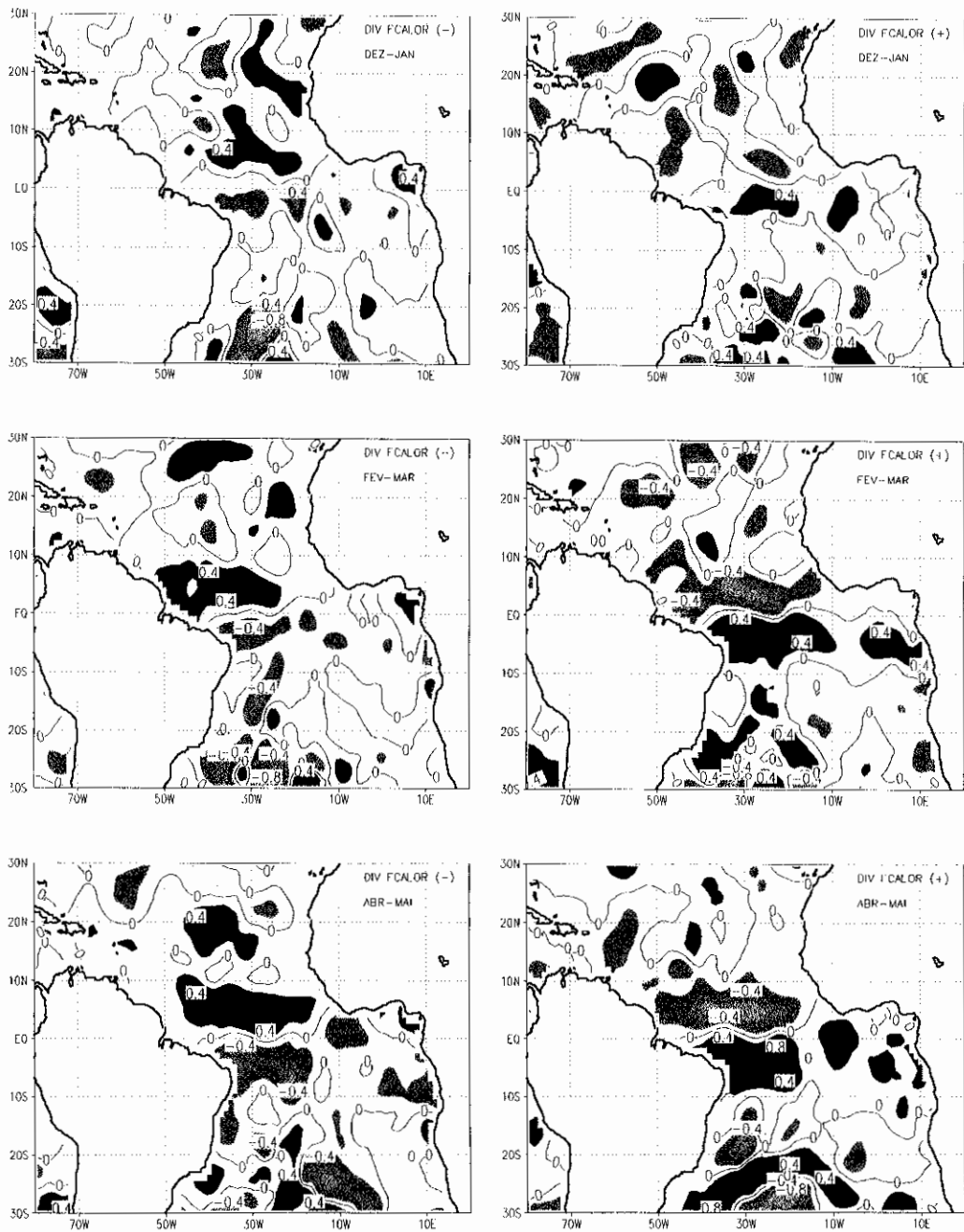


Fig. 4.22 - O mesmo que a Figura 4.12, porém para as anomalias da divergência do fluxo horizontal de calor. O intervalo entre as isolinhas é de $2 \times 10^3 \text{K/s}$.

4.2.2 - Análise da Circulação Atmosférica nos Baixos, Médios e Altos Níveis Troposféricos na Bacia do Atlântico Tropical

Os campos compostos das variáveis que representam as características da circulação atmosférica em altitude, durante as fases positiva e negativa do Padrão de Dipolo no Atlântico Tropical, foram gerados considerando-se somente os anos de 1980, 1981 e 1992 (fase positiva) e 1985, 1986 e 1989 (fase negativa), em virtude da limitação dos dados disponíveis, sendo que também, computou-se somente a média entre os meses de abril e maio (período em que se observou a fase madura do Padrão de Dipolo e o gradiente térmico norte-sul a superfície é máximo).

A Figura 4.23 mostra os compostos das anomalias do vento horizontal para os níveis de 1000, 850, 700, 500, 300 e 200 hPa, representativos das fases positiva e negativa do Dipolo.

Durante a fase negativa do Dipolo, observa-se, notadamente na faixa equatorial do Atlântico, no nível de 1000 hPa, a predominância de ventos soprando anormalmente do quadrante norte/noroeste, enquanto que nos níveis mais superiores (850 e 700 hPa) as anomalias passam a apresentar a direção totalmente de oeste. A partir de 500 até 200 hPa os ventos possuem a direção oposta, isto é, de leste.

Durante a fase positiva do Dipolo, o padrão de anomalias dos ventos é essencialmente inverso à fase negativa, ou seja, tem-se sobre o Atlântico Equatorial a presença de ventos predominantemente de sudeste (em 1000

hPa), invertendo para a direção leste nos níveis de 850 a 700 hPa e a partir deste nível (500 a 200 hPa) observam-se ventos de oeste.

Ressalta-se o aumento nas magnitudes dos ventos dos baixos para os altos níveis da atmosfera, em ambas as fases do Dipolo.

Outra característica importante observável nos compostos das anomalias do vento horizontal em altitude (Figura 4.23) é a estrutura equivalente barotrópica da circulação atmosférica predominante sobre o Atlântico Tropical Norte, em ambas as fases do Padrão de Dipolo.

Por outro lado, sobre o Atlântico Tropical Sul predomina a manifestação de uma estrutura tipicamente baroclínica, notadamente para a fase positiva do Dipolo.

Verificou-se também, através da Figura 4.23, notadamente na fase positiva do Padrão de Dipolo, a manifestação de dois pares de ciclones sobre as Bacias Norte e Sul do Atlântico, os quais podem estar relacionados ao aquecimento das águas, tanto no Pacífico Equatorial, quanto no Atlântico Norte. O centro de circulação ciclônica no Atlântico Sul associa-se com precipitações abaixo do normal no NEB (Hastenrath e Greischar, 1993).

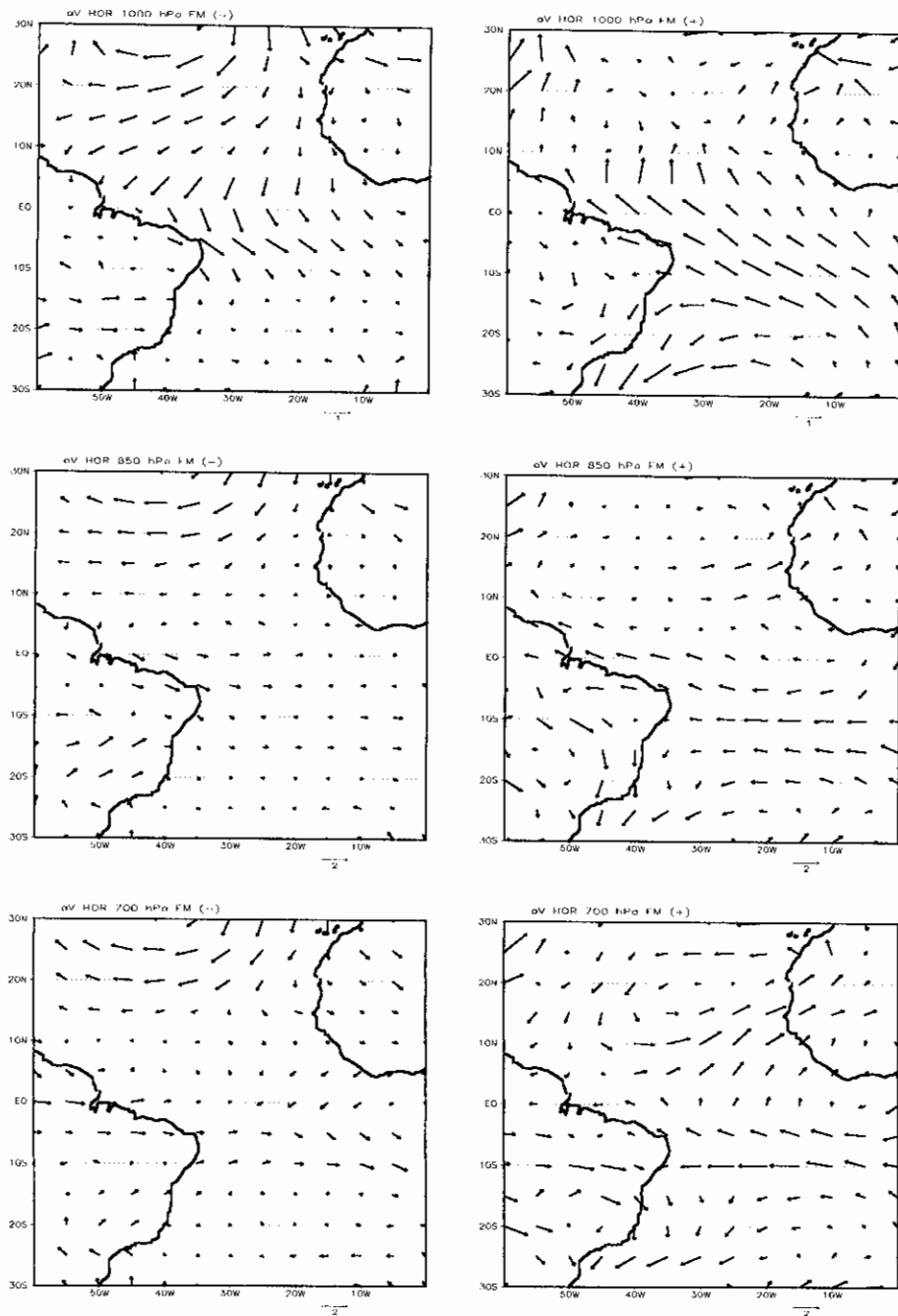


Fig. 4.23 - Compostos das anomalias do vento nos níveis de 1000, 850, 700, 500, 300 e 200 hPa, para as Fases Negativa (à esquerda) e Positiva (à direita) do Dipolo. Os vetores no rodapé indicam a magnitude máxima do vento (m/s).

(continua)

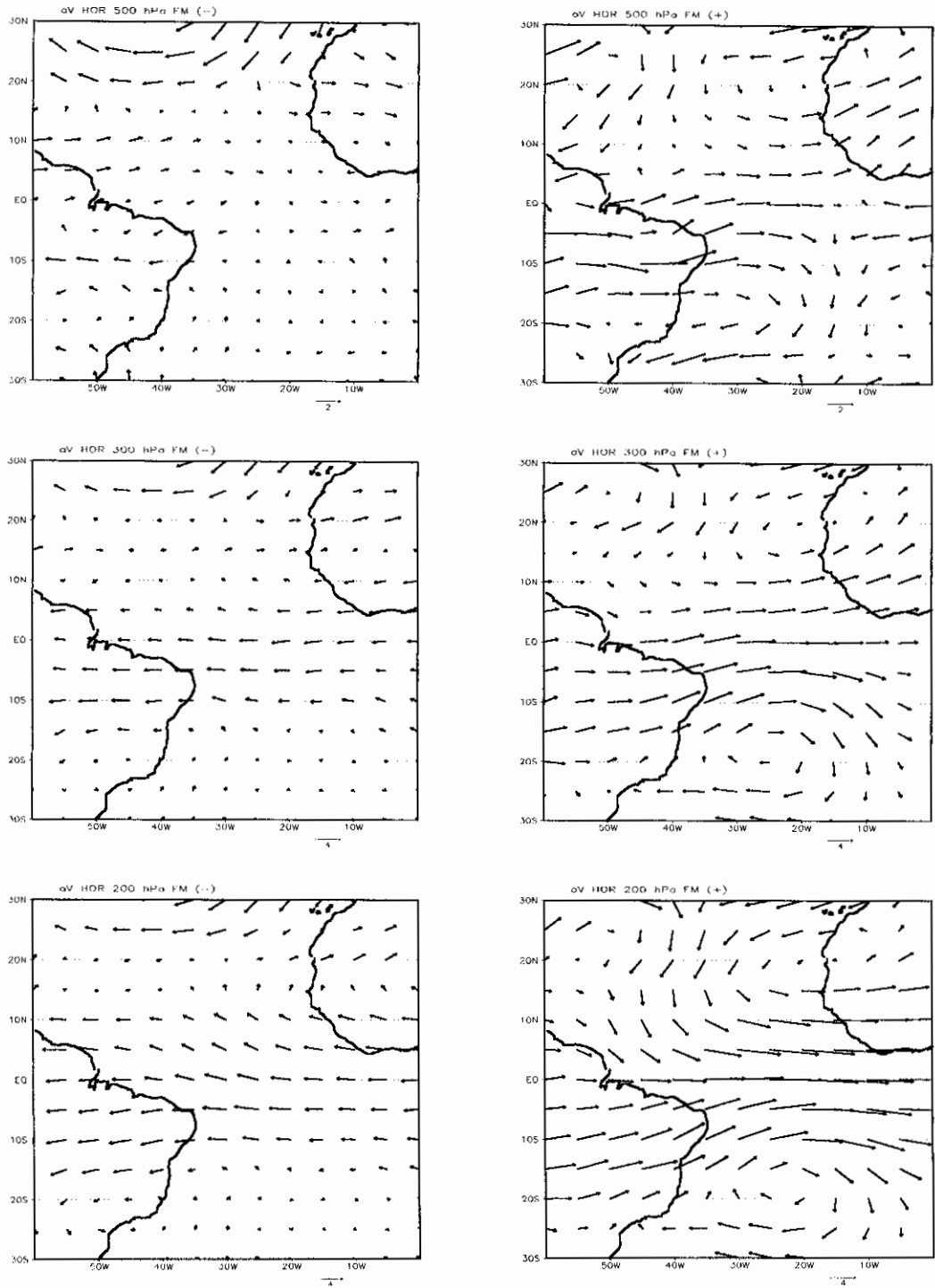


Fig. 4.23 - Conclusão.

As Figuras 4.24, 4.25 e 4.26 ilustram as secções verticais (latitude x altura) para a divergência horizontal, vorticidade relativa (calculadas com as componentes zonal e meridional do vento) e componente vertical do vento (ω), respectivamente, nos níveis atmosféricos de 1000, 850, 700, 500, 300 e 200 hPa, durante as fases positiva e negativa do Dipolo. Estas secções foram mediadas entre as longitudes de 20°W a 30°W.

A análise em conjunto dessas figuras revelaram os seguintes resultados:

Durante a fase negativa do Dipolo, associado à atuação de fortes ventos alísios do quadrante norte/nordeste, TSM positiva e pressões baixas no lado sul do Atlântico (Figuras 4.12, 4.13 e 4.14), observou-se a manifestação de convergência horizontal do vento (valores negativos na Figura 4.24a) e vorticidade negativa (Figura 4.25a) sobre a coluna atmosférica que se estende desde a superfície até aproximadamente 700 hPa no Atlântico Equatorial Sul (entre equador e 20°S). Esse resultado originou a ocorrência de movimento vertical ascendente (valores negativos na Figura 4.26a) em toda a camada troposférica (da superfície até 200 hPa) situada ao sul do Atlântico (do equador até 25°S). Esse ramo de ar ascendente se configurou em toda a faixa equatorial sul do Atlântico, incluindo a Região do NEB (como pode ser observado nos compostos espaciais das anomalias de ω mostrada na Figura 4.27a).

Por outro lado, no setor norte do Atlântico, percebeu-se um padrão oposto, ou seja, divergência

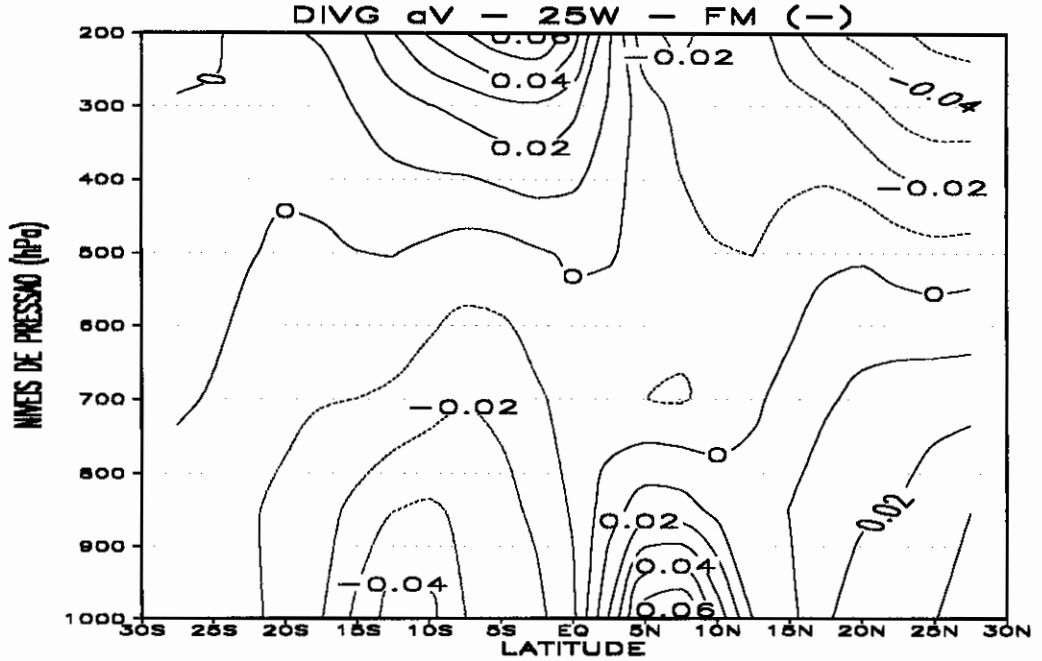
horizontal do vento (valores positivos na Figura 4.24a) e vorticidade positiva (Figura 4.25a) com movimento subsidente (omega positivo na Figura 4.26a) sobre a coluna atmosférica (da superfície até 200 hPa) e atingiram toda a faixa equatorial norte do Atlântico e também a Região do Sahel na África (Figura 4.27a).

Durante a fase positiva do Dipolo, verificou-se um padrão essencialmente oposto à fase negativa. No norte do Atlântico, observou-se a presença de convergência horizontal do vento (Figura 4.24b) e vorticidade positiva (Figura 4.25b) em toda a camada atmosférica (da superfície até em torno de 800 hPa) com a predominância de movimento ascendente (Figura 4.26b) desde a superfície até 200 hPa, a qual atingiu toda a faixa equatorial norte do Atlântico, e ainda, a região do Sahel na África (Figura 4.27b).

Em contrapartida, sobre o sul do Atlântico, observou-se a ocorrência de divergência (valores positivos na Figura 4.24b) e vorticidade negativa (Figura 4.25b) nos baixos e médios níveis da atmosfera (da superfície até 700 hPa) com a manifestação de movimento subsidente (omega positivo na Figura 4.26b) que englobou toda a faixa equatorial sul do Atlântico e, ainda, a Região do NEB (Figura 4.27b).

Esses resultados observacionais concordaram com as simulações numéricas da circulação em altitude, obtidas por Moura e Shukla (1981), através de um MCGA forçado com o campo de TSM em configuração de Dipolo sobre o Atlântico Tropical.

(a)



(b)

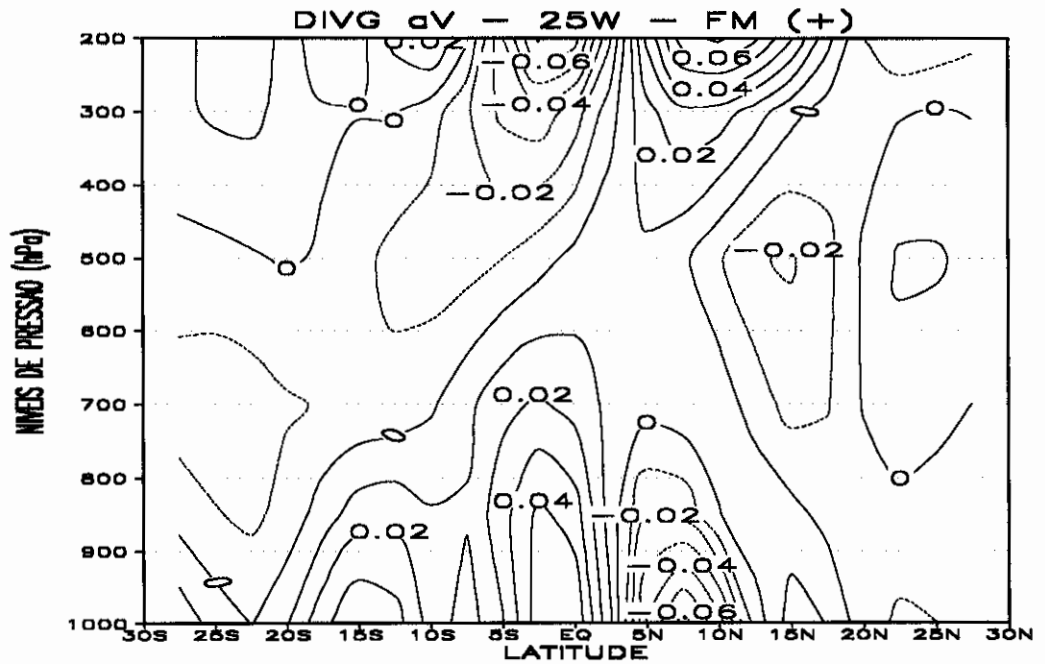
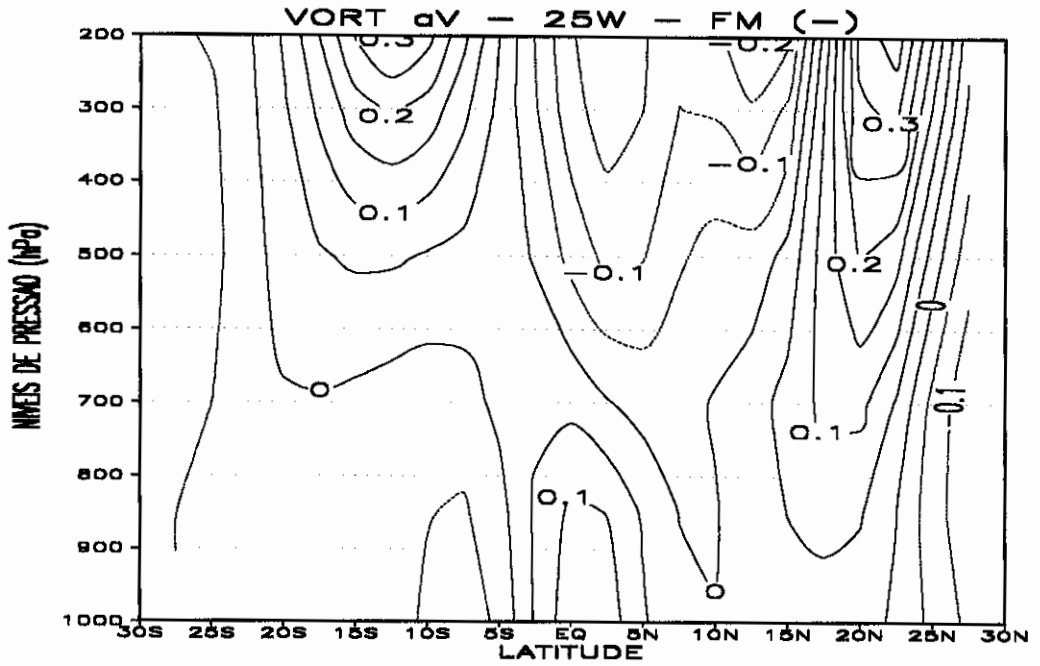


Fig. 4.24 - Secções verticais da divergência horizontal do vento (anomalias), para (a) fase negativa e (b) positiva do Dipolo. O intervalo entre as isolinhas é de $0.01 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$.

(a)



(b)

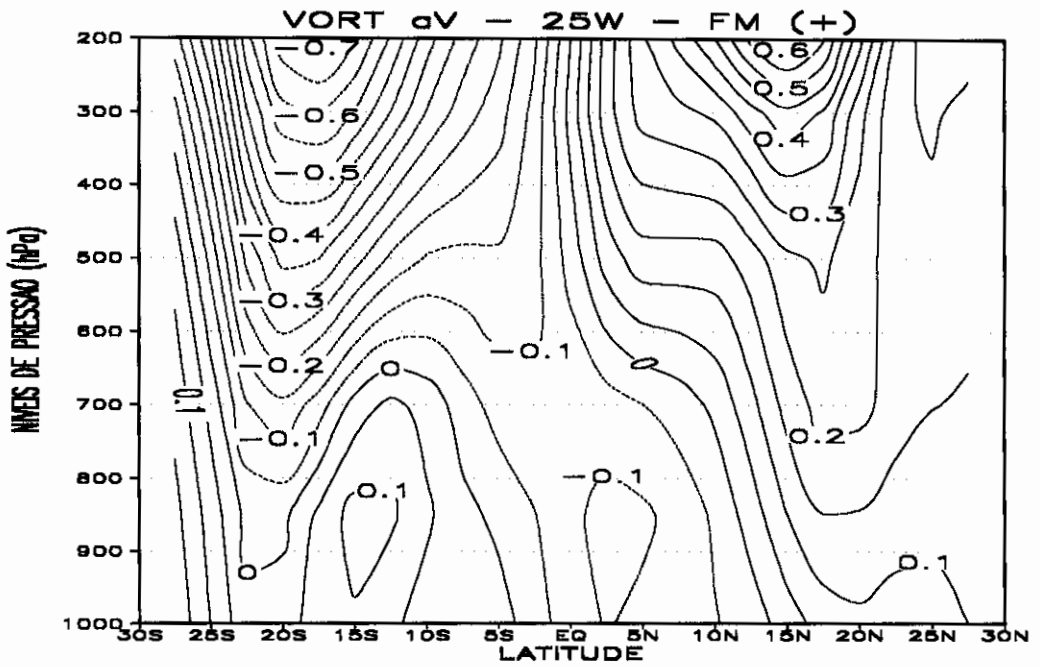
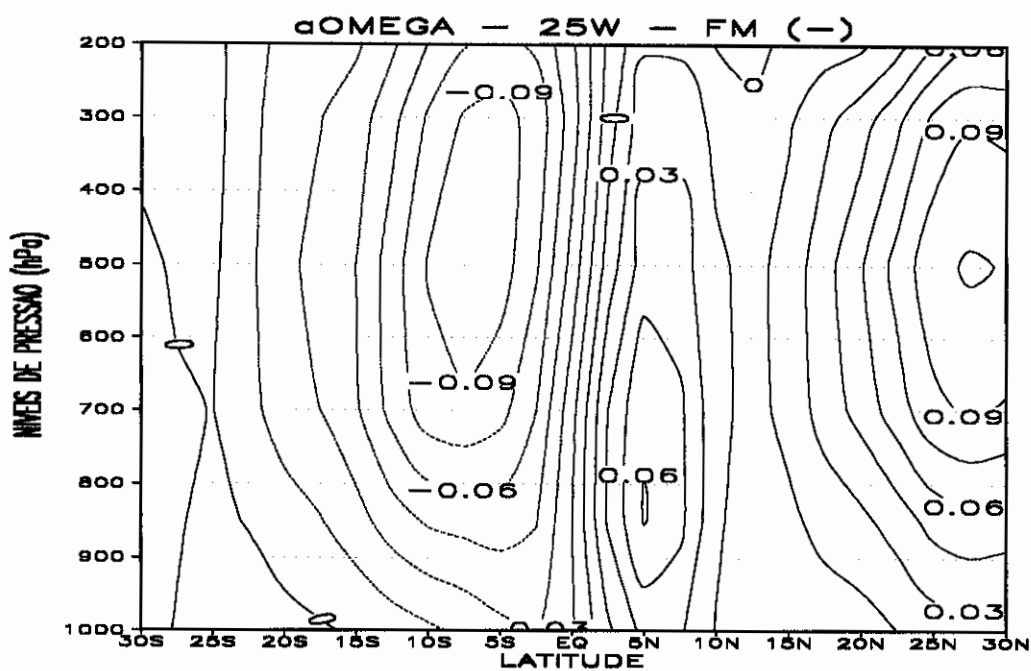


Fig. 4.25 - O mesmo que a Figura 4.24, porém para a vorticidade relativa. O intervalo entre as isolinhas é de $0.005 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$.

(a)



(b)

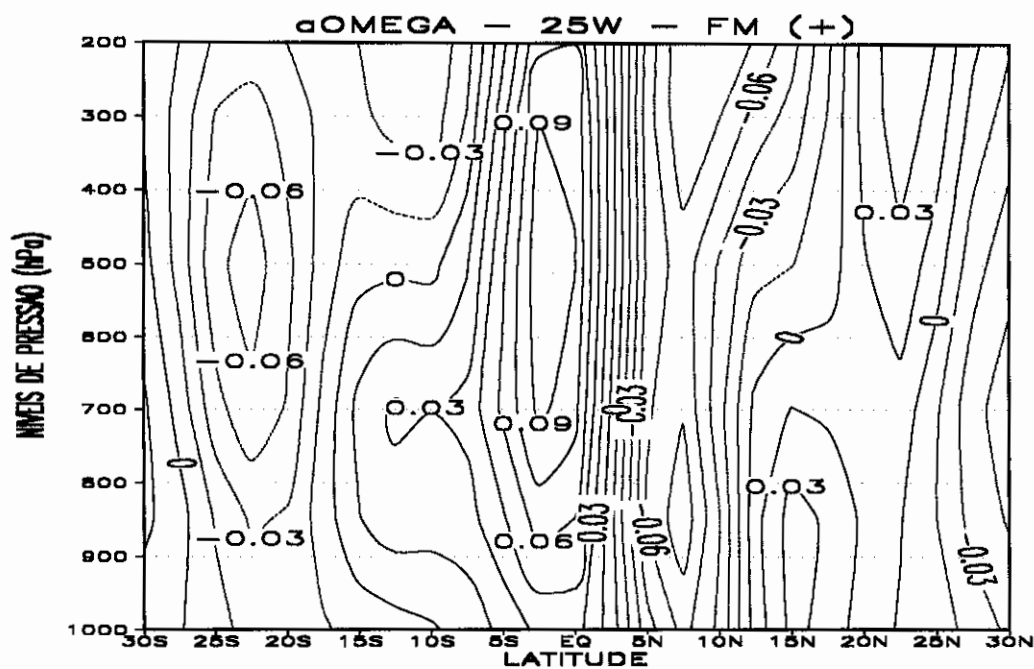
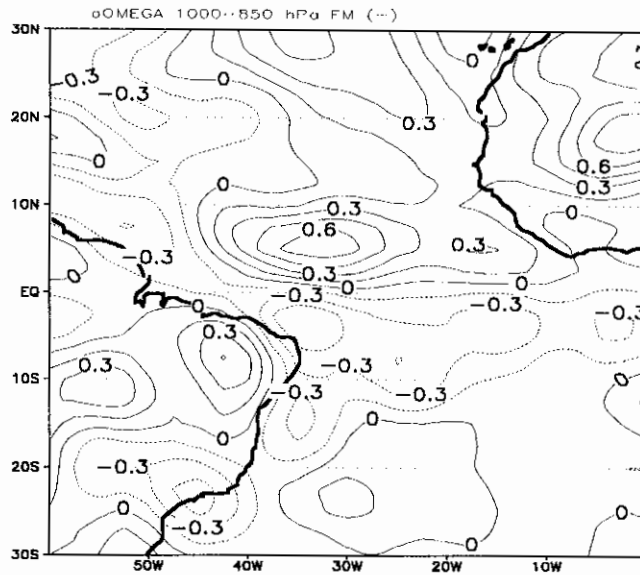


Fig. 4.26 - O mesmo que a Figura 4.24, porém para as anomalias de omega. O intervalo entre as isolinhas é de 0.015 hPa/s.

(a)



(b)

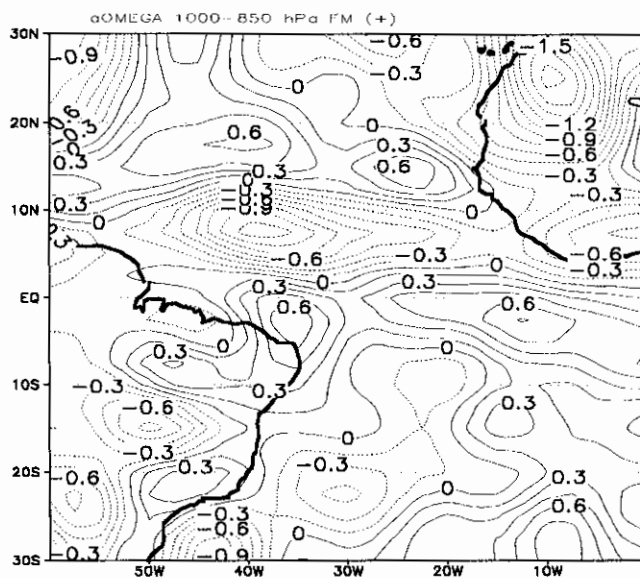


Fig. 4.27 - Compostos das anomalias de omega sobre os baixos níveis troposféricos (1000 e 850 hPa) do Atlântico, para (a) fase negativa e (b) fase positiva do Dipolo. O intervalo entre as isolinhas é de 0,015 hPa/s.

4.3 - A Variabilidade Espacial da Precipitação sobre o Norte do Nordeste Brasileiro Associada aos Eventos do Padrão de Dipolo

As análises observacionais das características atmosféricas e oceânicas à superfície e em altitude associadas aos eventos do Dipolo observados no Atlântico Tropical (ver secções anteriores) revelaram que os padrões anômalos de TSM, PNM e vento (durante a manifestação do Dipolo) interferem diretamente na posição e intensidade da ZCIT, quando do seu deslocamento em direção ao HS, durante o outono austral.

A ZCIT constitui-se no principal fenômeno indutor de chuvas que determina a qualidade da estação chuvosa (fevereiro a maio) do norte do NEB (Moura e Shukla, 1981; Hastenrath, 1984).

Portanto, as condições oceânicas e atmosféricas dominantes no Atlântico, em particular, àquelas associadas aos eventos do modo do Dipolo são extremamente importantes no regime de chuvas do NEB.

Nesta secção analisa-se a variabilidade espacial da precipitação no setor norte do NEB, durante os meses da pré-estação (novembro a janeiro) e da estação chuvosa (fevereiro a maio), em associação aos eventos do Dipolo observados no Atlântico Tropical.

A Figura 4.28 mostra os índices normalizados de TSM calculados para as áreas chaves (associadas ao Dipolo) localizadas ao norte ($5^{\circ}\text{N}-25^{\circ}\text{N}/50^{\circ}\text{W}-20^{\circ}\text{W}$) e ao sul ($2^{\circ}\text{S}-$

22°S/25°W-5°E) do Atlântico Tropical (ver Figura 3.1), e também dos índices normalizados de precipitação sobre o norte do NEB.

Observa-se que os anos de 1951, 1953, 1956, 1958, 1966, 1970, 1979, 1980, 1981, denominados de fase positiva do Dipolo, cuja configuração se apresenta com TSM anormalmente positiva (índice positivo) ao norte e TSM anormalmente negativa (índice negativo) ao sul do equador sobre o Atlântico Tropical, estão relacionados com a ocorrência simultânea de anomalias negativas (índices negativos) de precipitação (secas) no setor norte do NEB.

Por outro lado, os anos de 1964, 1965, 1971, 1973, 1974, 1977, 1985, 1986 e 1989, denominados de fase negativa do Dipolo, configurando-se com anomalias negativas de TSM (índice negativos) ao norte e anomalias positivas (índices positivos) ao sul do Atlântico, estão associados simultaneamente com a manifestação de anomalias positivas (índices positivos) de precipitação, isto é, enchentes no norte da Região NEB.

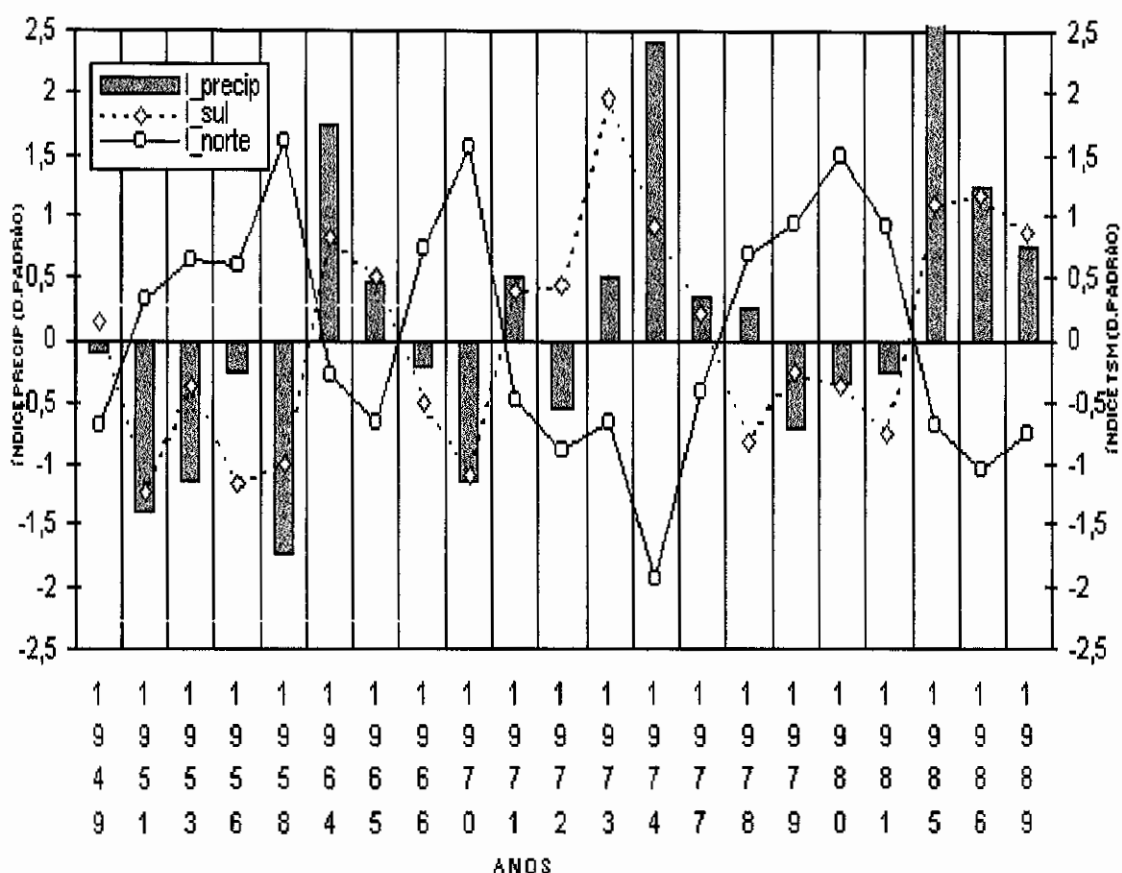


Fig.4.28 - Série temporal dos desvios normalizados (desvio padrão) da precipitação no norte do NEB (barras verticais) e das anomalias de TSM nas Bacias Norte (linha sólida) e Sul (linha pontilhada) do Atlântico. Os índices de precipitação foram calculados para os meses de fevereiro a maio e os de TSM para os meses de janeiro a maio.

As Figuras 4.29 e 4.30 ilustram os respectivos compostos mensais das anomalias de precipitação, correspondentes aos meses da pré-estação (novembro a janeiro) e da estação chuvosa (fevereiro a maio) no setor

norte do NEB, durante os anos em que se observaram as fases positiva e negativa do Dipolo no Atlântico Tropical.

Em concordância com os índices mostrados na Figura 4.28, verificou-se que durante os anos que se observam a fase positiva (negativa) do Dipolo, estão associados com a ocorrência simultânea de anomalias negativas (positivas) em praticamente todos os estados que compõem a Região do NEB.

Ressalta-se os meses de março e abril, cujas configurações espaciais das anomalias de precipitação se apresentaram com as maiores magnitudes (tanto positiva como negativa) ao longo do setor norte do NEB.

Estes resultados também foram encontrados nos estudos de Hastenrath e Heller (1977); Moura e Shukla (1981); Nobre (1993) entre outros.

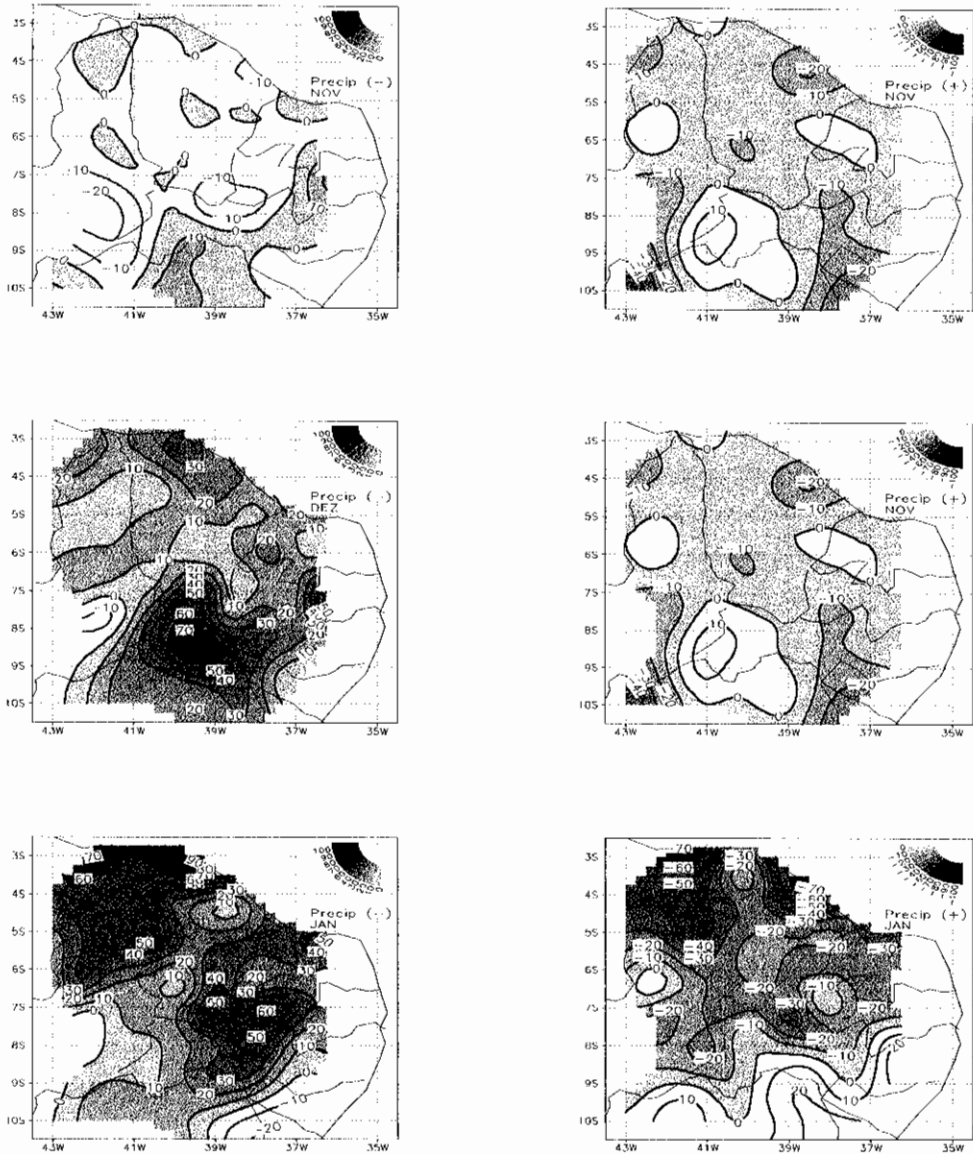


Fig. 4.29 - Compostos mensais das anomalias de precipitação na pré-estação chuvosa do norte do NEB, durante as fases negativa (à esquerda) e positiva (à direita) do Padrão de Dipolo. O intervalo entre as isoietas é de 10mm.

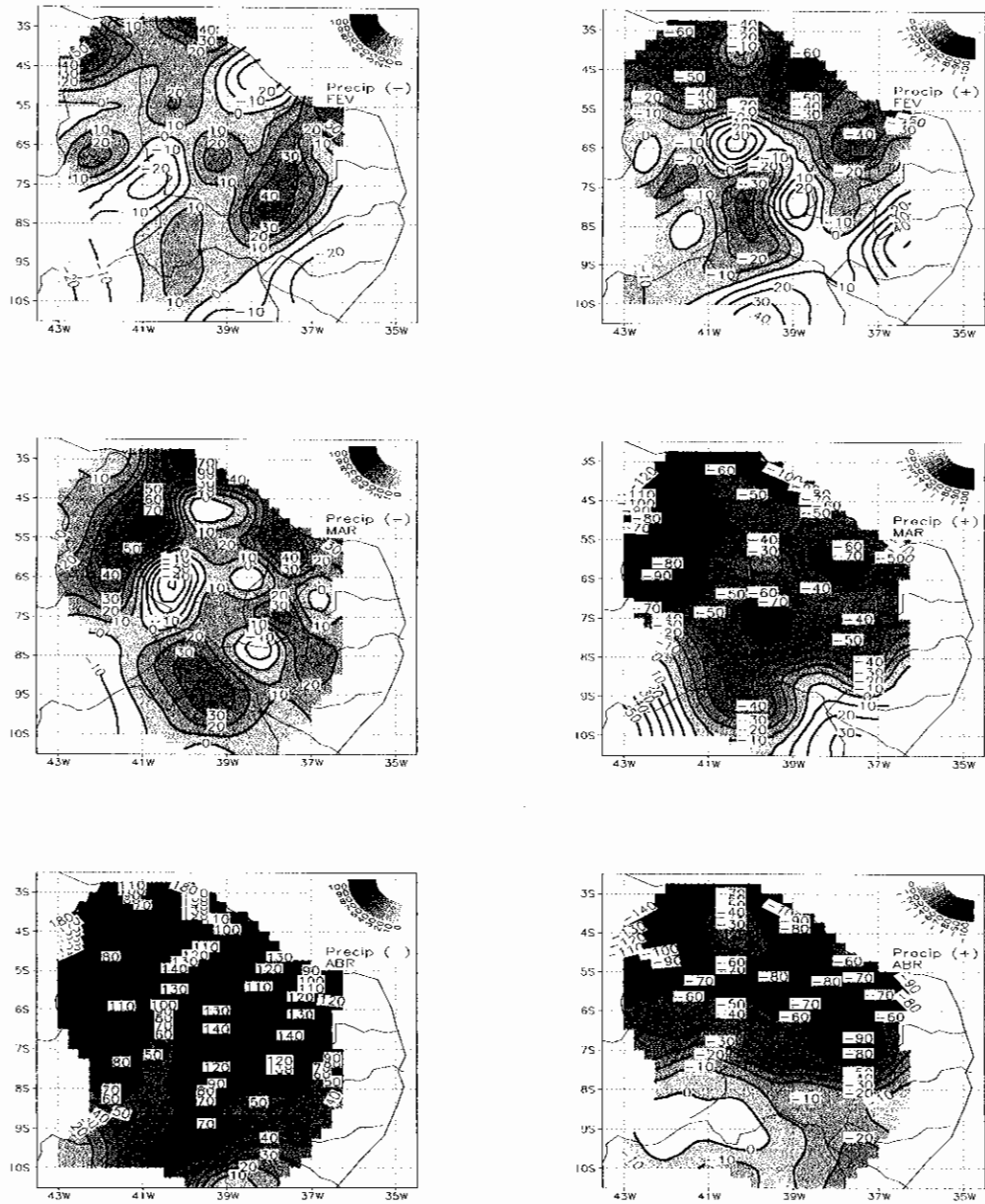


Fig. 4.30 - Compostos mensais das anomalias de precipitação na estação chuvosa do norte do NEB, para as fases negativa (à esquerda) e positiva (à direita) do Padrão de Dipolo. O intervalo entre as isoietas é de 10mm.

(continua)

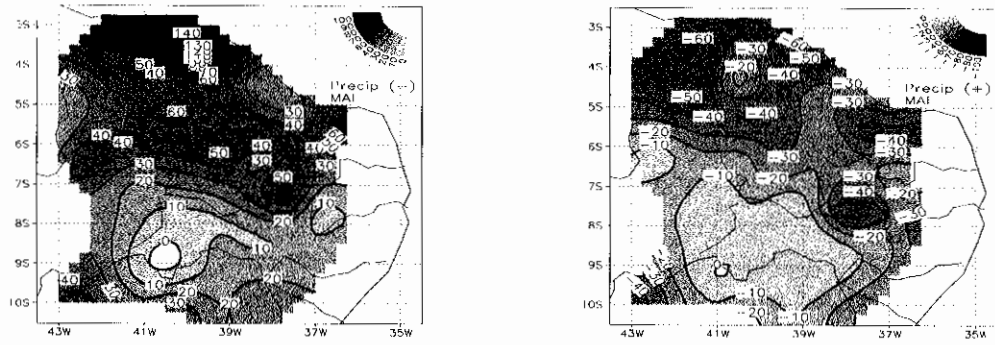


Fig. 4.30 - Conclusão.

4.4 - Estudo de Casos

Esta secção tem como objetivo principal mostrar o registro de alguns casos isolados, em que observaram-se a típica configuração espacial das anomalias de TSM associada ao modo do Padrão de Dipolo sobre a Bacia do Atlântico Tropical, bem como as condições atmosféricas associadas (interações entre as variáveis oceânicas e atmosféricas associadas ao Dipolo, abordadas na secções anteriores deste trabalho).

Foram escolhidos os eventos ocorridos durante os anos 1986 e 1958, caracterizados como as fases negativa e positiva do Dipolo, respectivamente, os quais são analisados a seguir:

Nas Figuras 4.31 a 4.35, mostram-se as configurações espaciais representativas aos meses de março, abril e maio dos anos de 1986 (fase negativa do Dipolo) e de 1958 (fase positiva do Dipolo) para algumas variáveis atmosféricas e oceânicas: anomalias de TSM, PNM, vento à superfície, cobertura fracional de nuvens e precipitação observadas sobre a Bacia do Atlântico Tropical, e ainda, da precipitação sobre o setor norte da Região do NEB.

A análise em conjunto dessas variáveis atmosféricas e oceânicas revelaram que, ambos os eventos do Padrão de Dipolo observados durante os anos de 1958 e 1986, configuram-se de maneira bem semelhante aos padrões espaciais médios obtidos através da análise de casos compostos abordada nas secções anteriores.

O episódio ocorrido durante o ano de 1986 (fase negativa) apresentou um padrão de anomalias de TSM bem configurado e intenso com anomalias negativas ao norte e positivas ao sul do Equador sobre o Atlântico Tropical.

Associado com a atuação de TSM anormalmente negativas ao norte, o Centro de Alta Pressão do Atlântico Norte apresentou-se relativamente mais intenso (anomalias positivas de PNM) e, conseqüentemente, os ventos alísios do quadrante norte-nordeste manifestaram-se anormalmente mais intensos do que o normal, fazendo com que o posicionamento da ZCIT e zona de confluência e convergência dos ventos superficiais se mantivessem levemente deslocada para o lado sul do equador.

Essas condições de grande escala provocaram, conseqüentemente, a ocorrência de anomalias positivas de precipitação (isto é, chuvas acima do normal) na maior parte dos estados que compõem o setor norte da Região do NEB.

O ano de 1958 (epísódo da fase positiva do Padrão de Dipolo) caracterizou-se pela manifestação de anomalias de TSM positiva (negativa) ao sul (norte) do Atlântico, em associação com a presença de PNM altas (baixas).

Essas condições intensificaram os ventos alísios de sudeste e resultaram no posicionamento da banda de nebulosidade e precipitação associada à ZCIT sobre a faixa equatorial norte do Atlântico.

Essas configurações de grande escala, resultaram no aparecimento de anomalias negativas de precipitação sobre o norte do NEB.

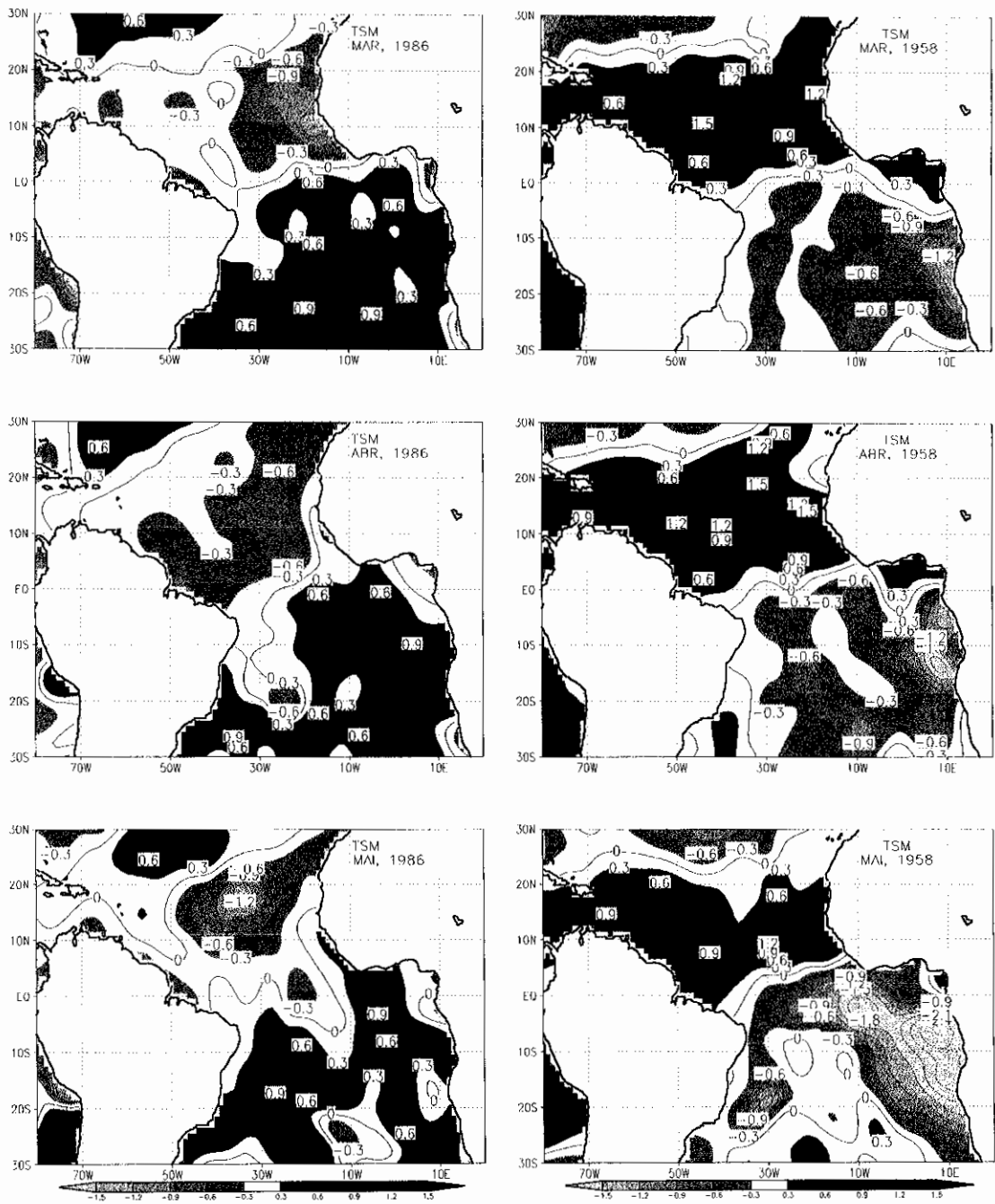


Fig. 4.31 - Anomalias mensais de TSM para os anos de 1986 (à esquerda) e 1958 (à direita) no Atlântico. O intervalo entre as isotermas é 0,3°C.

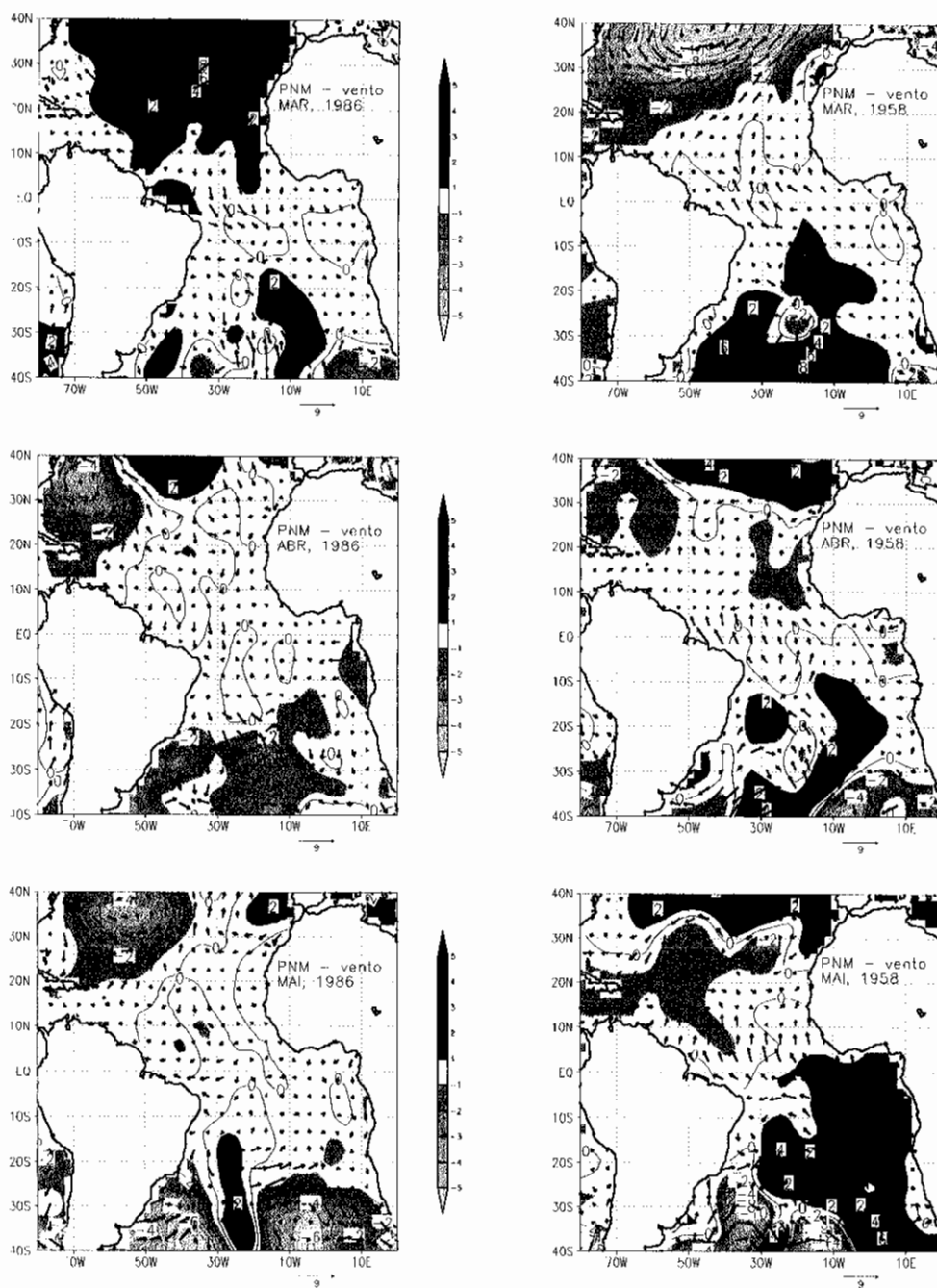


Fig. 4.32 - O mesmo que a Figura 4.31, porém para as anomalias de PNM (contornos) e anomalias do vento (vetores). Os vetores no rodapé indicam a magnitude máxima do vento (m/s) e o intervalo entre os contornos é de 1hPa.

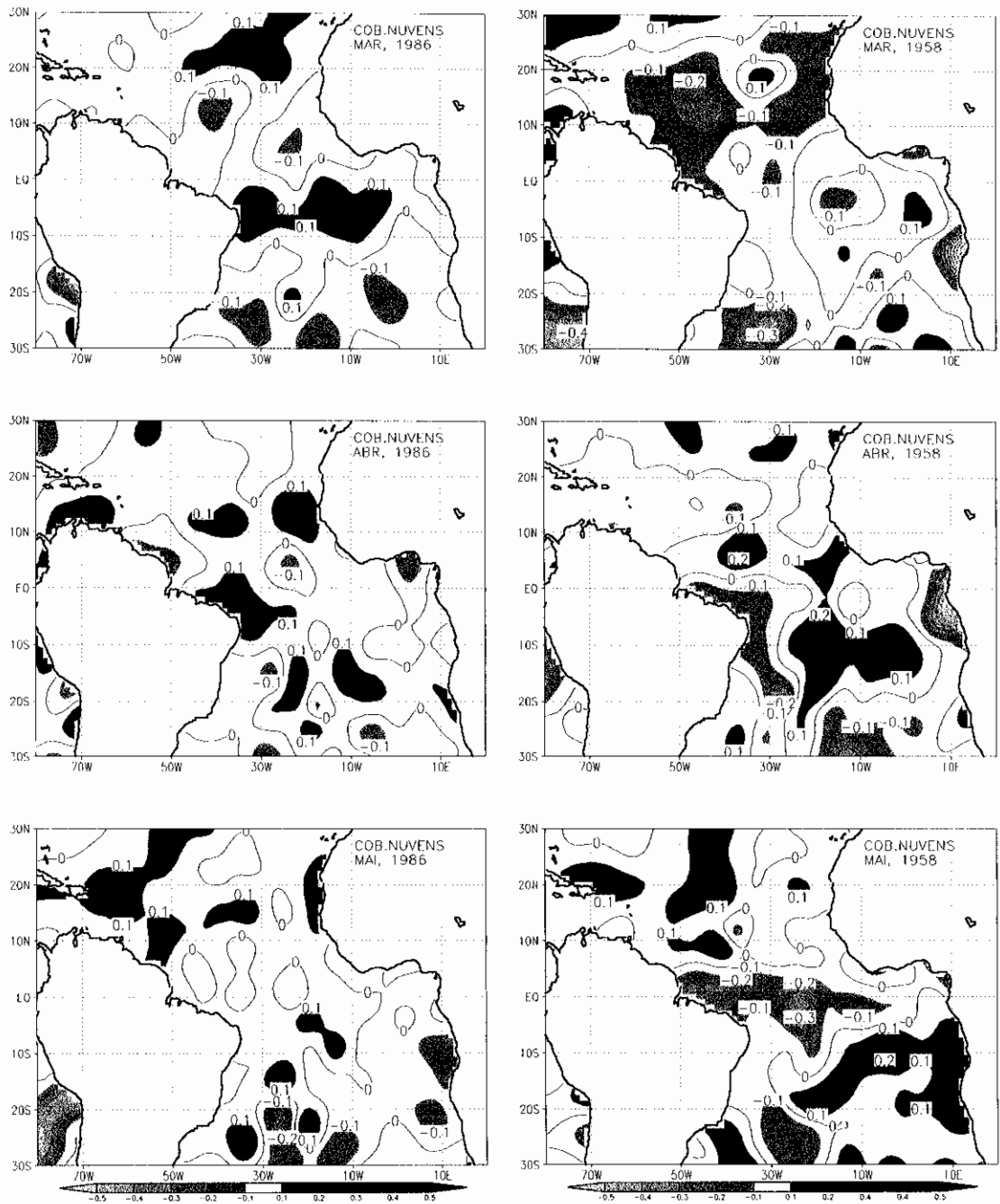


Fig. 4.33 - O mesmo que a Figura 4.31, porém para as anomalias de cobertura fracional de nuvens. O intervalo entre os contornos é de 0,1%.

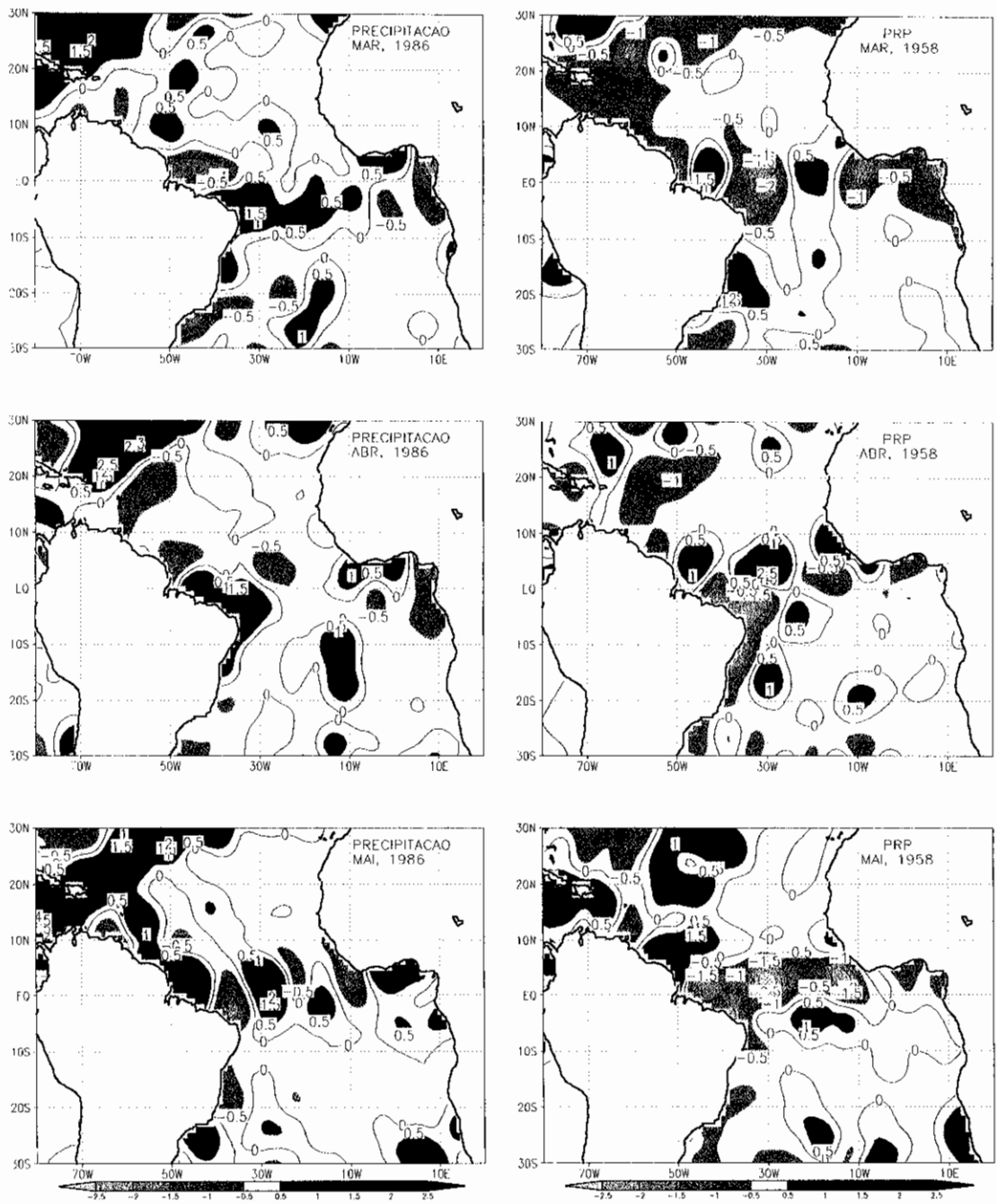


Fig. 4.34 - O mesmo que a Figura 4.31, porém para as anomalias de precipitação. O intervalo entre as isolinhas é de 0,5mm.

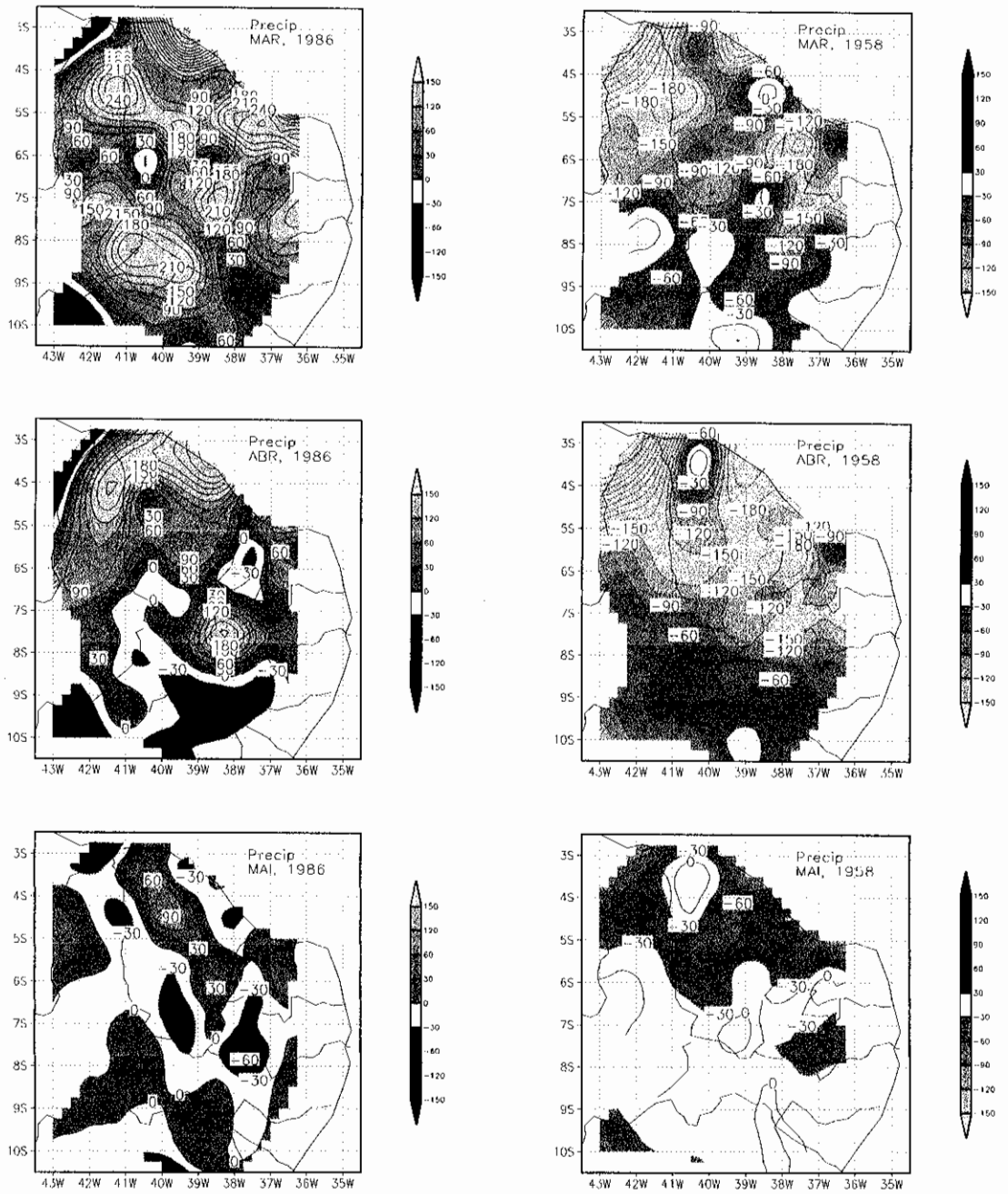


Fig. 4.35 - O mesmo que a Figura 4.31, porém para as anomalias de precipitação sobre o norte do Nordeste Brasileiro. O intervalo entre as isoietas é de 30mm.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES E DISCUSSÕES FINAIS

Neste trabalho investigou-se, sob o ponto de vista essencialmente observacional, as características atmosféricas e oceânicas de grande escala ao nível da superfície, bem como da circulação atmosférica nos baixos, médios e altos níveis troposféricos, em associação aos eventos do Padrão de Dipolo criteriosamente selecionados sobre a Bacia do Atlântico Tropical.

As análises dos campos compostos considerando-se um total de onze casos para cada fase positiva e negativa do Padrão de Dipolo, permitiram identificar a existência de diversas interações entre as variáveis oceânicas e atmosféricas durante a manifestação do Padrão de Dipolo sobre o Atlântico Tropical, as quais são sumariadas a seguir.

Em ambas as fases do Dipolo, o resfriamento anômalo das águas superficiais associam-se com a manifestação de PNM anormalmente altas e Alta Subtropical intensificada, a qual ocasiona a impulsão dos ventos alísios na superfície do oceano.

De maneira inversa, o aparecimento das águas superficiais mais aquecidas do que o normal relacionam-se com a ocorrência de PNM irregularmente baixas e enfraquecimento relativo da Alta Subtropical, a qual resultam no relaxamento dos ventos alísios sobre a superfície do oceano.

Estas relações entre as variáveis oceânicas e atmosféricas na superfície do Atlântico, concordaram com os achados de Hastenrath e Heller (1977); Nobre (1993) e Nobre e Shukla (1996).

Sobre a Bacia do Atlântico onde presenciou-se as anomalias positivas de TSM (como um indicativo de fonte de calor à superfície) originou-se o aparecimento de convergência do vento nos baixos níveis da troposfera e, conseqüentemente, movimento ascendente em toda a coluna atmosférica sobre essas regiões contendo águas mais quentes do que o normal.

Por outro lado, sobre a Bacia do Atlântico onde tem-se a atuação de anomalias negativas de TSM (como um indicativo de sumidouro de calor à superfície) verificou-se a manifestação de divergência do vento e movimento subsidente em toda a coluna atmosférica sobre esta Bacia do Atlântico.

Portanto, as análises observacionais da circulação atmosférica em altitude, evidenciaram a formação da circulação meridional anômala e termicamente direta, durante os eventos do Padrão de Dipolo. Esses resultados também foram encontrados por Hastenrath e Greischar (1993) e também nas simulações numéricas conduzidas por Moura e Shukla (1981).

Os padrões oceânicos e atmosféricos na superfície e da circulação de ar superior sobre o Atlântico, observadas durante os eventos do Dipolo, influenciaram diretamente o posicionamento da ZCIT, quando do seu

deslocamento em direção ao HS, isto é, no final do verão e início do outono austral e, portanto, modularam as anomalias de precipitação do setor norte do Nordeste Brasileiro, durante os meses da pré-estação (período de novembro a janeiro) e da estação chuvosa propriamente dita (meses de fevereiro a maio).

Outro resultado interessante, detectado através das análises observacionais dos campos compostos, sobre as regiões extra-equatoriais do Oceano Atlântico (acima 10° de latitude de ambos os hemisférios) foram as contribuições dos fluxos de calor latente (relacionados com o processo de evaporação da água oceânica) e também dos fluxos radiativos de onda curta e onda longa, na gênese e desenvolvimento das anomalias de TSM associada aos eventos do Padrão de Dipolo, como descrito a seguir:

A intensificação dos processos evaporativos da água oceânica (regulados pela atuação das anomalias dos ventos superficiais), instabilizaram a atmosfera e originaram a formação de nuvens do tipo estratiforme (nuvens baixas que não provocam a ocorrência de precipitações). A presença desses núcleos de nebulosidade diminuíram a incidência da radiação de onda curta na superfície oceânica e ao mesmo tempo inibiram a emissão de onda longa da superfície para a atmosfera. Estes resultados colaboraram para a manutenção das anomalias negativas de TSM, uma vez que para a ocorrência do processo de evaporação das águas superficiais, é necessário a retirada de energia (calor latente) do próprio oceano. E ao mesmo tempo, a cobertura de nuvens resultou no saldo negativo do balanço radiativo na superfície, contribuindo também para o resfriamento das águas.

Por outro lado, a inibição da evaporação das águas oceânicas (devido a atuação dos fracos ventos alísios) e também a falta de nebulosidade nas regiões extra-equatoriais, se relacionaram com o aumento da incidência da radiação de onda curta e também da emissão da radiação de onda longa da superfície para a atmosfera. Esses resultados colaboraram para a permanência das águas superficiais mais quentes do que o normal.

Em suma, apesar da variação das TSM por processos evaporativos seja mais importante do que por processos radiativos sobre a Bacia do Atlântico Tropical, o balanço de radiação de onda curta e onda longa, observado durante os eventos do Dipolo, age cooperativamente com o fluxo de calor latente para gerar e manter o padrão inverso de anomalias de TSM, durante os meses representativos à fase de desenvolvimento do Padrão de Dipolo no Atlântico Tropical.

Esta última evidência observacional, mencionada acima, foram os resultados mais importantes encontrados neste trabalho.

A Figura 5.1 ilustra os padrões oceânicos e atmosféricos na superfície e a esquematização da circulação atmosférica em altitude associada aos eventos do Padrão de Dipolo observados sobre a Bacia do Atlântico Tropical.

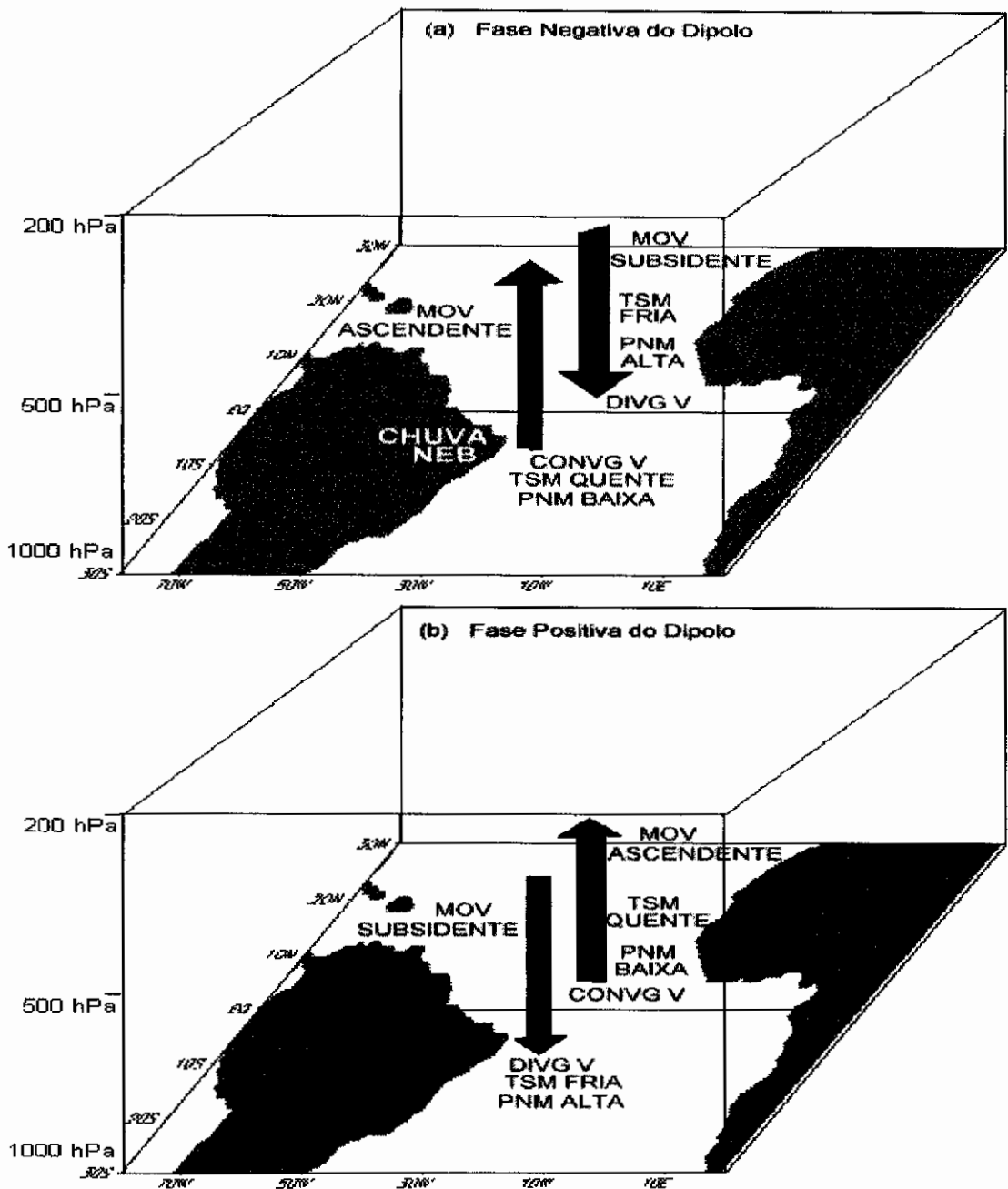


Fig. 5.1 - Esquematização dos padrões oceânicos e atmosféricos na superfície e da circulação atmosférica em altitude associada às fases (a) negativa e (b) positiva dos eventos do Padrão de Dipolo observados sobre a Bacia do Atlântico Tropical.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aceituno, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. **Monthly Weather Review**, 116: 505-524, Mar. 1988.
- Alves, J.M.B.; Repelli, C.A. A variabilidade pluviométrica no setor norte do nordeste e os eventos El Niño/Oscilação Sul (ENOS). **Revista Brasileira de Meteorologia**, 7(2): 583-592, 1992.
- Alves, J.M.B.; Repelli, C.A. As chuvas na Bacia Amazônica e a temperatura dos oceanos adjacentes. In: VIII Congresso Brasileiro e I II Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorologia, Belo Horizonte, outubro, 1994. **Anais**. Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1994. Vol.2, p. 114-118.
- Alves, J.M.B.; Repelli, C.A. e Mello, N.G. A pré-estação chuvosa do setor norte do Nordeste Brasileiro e sua relação com a temperatura dos oceanos adjacentes. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 8(1): 22-30, 1993.
- Ankoman, O.Y.; Cordery, I. Atlantic sea surface temperatures and rainfall variability in Ghana. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 7: 551-558, Jan. 1994.

Brito, J.I.B. **Variações interanuais da circulação geral do Hemisfério Norte e suas possíveis conexões com o clima do Nordeste Brasileiro.** (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1984.

Brito, J.I.B.; Nobre, C.A.; Zaranza, A.R. A precipitação da pré-estação e a previsibilidade da estação chuvosa do norte do Nordeste. **Climanálise**, 6(6): 39-41, 1991.

Cane, M.A. Tropical Pacific ENSO modes: ENSO as a mode of coupled system. In: Trenberth, K.E. ed. **Climate System Modelling.** Cambridge University Press, Cambridge, 1992. p.583-614.

Carton, J.A., Cao, X., Giese, B.S.; Da Silva, A.M. Decadal and interannual SST variability in the Tropical Atlantic. Aceito para publicação no **Journal of Physical Oceanography.** 1995 In press.

Covey, D.L.; Hastenrath, S. The Pacific el-niño phenomenon and the atlantic circulation. **Monthly Weather Review**, 106: 1280-1287, Sept. 1978.

Da Silva, A.M.; Young, C.C.; Levitus, S. **Atlas of surface marine data 1994. Vol.1: Algorithms and procedures.** NOAA ATLAS NESDIS 6, Washington, 1994. 83 pp.

Dey, C.H. The evolution of objective analysis methodology at the National Meteorological Center. **Weather and Forecast**, 4: 297-312, July 1989.

- Diaz, A.; Studzinski, C.D.S. Rainfall anomalies in the Uruguay-Southern Brazil region related to SST Pacific and Atlantic Oceans using canonical correlation analysis. In: VIII Congresso Brasileiro e I II Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorologia, Belo Horizonte, outubro, 1994. **Anais**. Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1994. Vol.2, p. 42-45.
- Folland, C.; Palmer, T.; Parker, D. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures 1901-85. **Nature**, 320: 602-606, 1986.
- Hameed, S; Sperber, K.R.; Meinster, A. Teleconnections of the Southern Oscillation in the tropical Atlantic sector in the OSU coupled upper ocean-atmosphere GCM. **Journal of Climate**, 6: 487-498, Mar. 1993.
- Hastenrath, S.; Greischar, L. Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Geophysical Research**, 98(D3): 5093-5102, Mar. 1993.
- Hastenrath, S.; Heller, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, 103: 77-92, Jan. 1977.
- Hastenrath, S. **Climate and Circulation of the Tropics**. Atmospheric Sciences Library. Dordrecht, D. Reidel, 1985.

- Hastenrath, S. Interannual variability and annual cycle: Mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic sector. **Monthly Weather Review**, 112: 1097-1107, June 1984.
- Hastenrath, S. On modes of tropical circulation climate anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 35: 2222-2231, Aug., 1978.
- Hastenrath, S. Prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Climate**, 3: 893-904, Dec. 1990.
- Hastenrath, S. Variations in low-latitude circulation and extreme climatic events in the tropical Americas. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 33: 202-215, Feb. 1976.
- Hirst, A.; Hastenrath, S. Atmosphere-ocean climate anomalies in the Angola-tropical Atlantic sector. **Journal of Physical Oceanography**, 13: 1146-1157, July 1983.
- Huang, B.; Shukla, J. **Characteristics of the interannual and decadal variability in a General Circulation Model of the Tropical Atlantic Ocean**. Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies - COLA. Report No. 30. Maryland, 1996. 57 p.
- Janowiak, J.E.; Kousky, V.E.; Arkin, P.A. **The effects of changes in observation and data assimilation systems on CAC climate data sets**. In: Proceedings of the 12th Annual Climate Diagnostics Workshop, Salt Lake City, UT, 1987. p. 292-298.

- Kanamitsu, M. Description of the NMC global data assimilation and forecast system. **Weather and Forecast**, 4: 335-342, Mar. 1989.
- Kousky, V. E. Frontal influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review** 107(9): 1140-1153, 1979.
- Kousky, V. E.; Gan, M. A. Upper tropospheric cyclone vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, 33: 538-551, Dec. 1981.
- Kousky, V.E.; Kayano, M.T.; Cavalcanti, I.F.A. A Review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, 36A: 490-504, Jan. 1984.
- Kutzbach, J.E. Empirical eigenvectors of sea-level pressure surface temperature and precipitation complexes over North America. **Journal of Applied Meteorology**, 6: 791-802, June 1967.
- Lough, J.M. Tropical Atlantic sea surface temperature and rainfall variations in Subsaharan Africa. **Monthly Weather Review**, 114: 561-570, Jan. 1986.
- Magalhães, A.R.; Glantz, M.H. **Socioeconomics impacts of climate variations and policy responses in Brazil**. Fortaleza-CE. United Nations Environment Program, Secretariat for Planning and Coordination State of Ceara, Esquel Brazil Foundation, 1992. 155 p.

- Markham, C.G.; McLain, D.R. Sea surface temperature related to rain in Ceara, northeastern Brazil. **Nature**, 265: 320-325, Jan. 1977.
- Mechoso, C.R.; Lyons, S.W.; Spahr, J.A. The impact of sea surface temperature anomalies on the rainfall over northeast Brazil. **Journal of Climate**, 3: 812-825, Aug. 1990.
- Molion, L.C.B. Amazonian rainfall and its variability. **Hydrology and Water Management in the Humid Tropics**. Cambridge, Cambridge University Press, 1993. p. 99-111.
- Molion, L.C.B. Climatologia dinâmica da Região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2(1): 107-117, 1987.
- Moura, A.D.; Shukla, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 38: 2653-2675, Dec. 1981.
- Moura, A.D. Prospects for seasonal to interannual climate prediction and applications for sustainable development. **World Meteorological Organization Bulletin**, 43(3):207-215, 1994.
- Moura, A.D. **The ocean and the dynamics of the tropical atmosphere; its possible predictability**. São José dos Campos, INPE, 1984. (INPE-2998-PRE/450).

- Namias, J. Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil. **Tellus**, 24(4): 336-342, 1972.
- Niiler, P.P. The ocean circulation. In: Trenberth, K.E. ed. **Climate system modelling**. Cambridge University Press, Cambridge, 1992. p.583-614.
- Nobre, P.; Shukla, J. **Interannual variability of SST and wind stress over the tropical Atlantic and rainfall over Amazon and northeast Brazil**. In: Conference on Climate Variations 15., Denver, American Meteorological Society, Dec. 1991. p. 464-467.
- Nobre, P. **On the genesis of anomalous SST and rainfall patterns over the tropical Atlantic Basin**. (Ph.D. Thesis) - University of Maryland at College Park, Maryland, Maryland, 1993. 151p.
- Nobre, P.; Shukla, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, 10: 2464-2479, Oct. 1996.
- Palmer, T.N. Influence of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans on Sahel rainfall. **Nature**, 322: 251-253, 1986.
- Parker, D.E.; Folland, C.K.; Ward, M.N. Sea surface temperature anomaly patterns and prediction of seasonal rainfall in the Sahel region of Africa. **Nature**, 310: 483-485, 1988.

- Philander, S.G.H. **El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation**. Academic Press, 1990. 293 p.
- Philander, S.G.H. Ocean-atmosphere interactions in the tropics: A review of recent theories and models. **Journal of Applied Meteorology**, 31: 938-945, Oct. 1992a.
- Philander, S.G.H. El Niño. **Oceanus**, 33(2):56-61, summer 1992b.
- Philander, S.G.H. Ocean-Atmosphere interactions in the tropics: A review of recent theories and models. **Journal of Applied Meteorology**, 31: 938-945, Apr. 1992b.
- Philander, S.G.H. Unusual conditions in the tropical Atlantic in 1984. **Nature**, 322(2): 236-238, 1986.
- Rao, V.B.; Lima, M.C.; Franchito, S.H. Seasonal and interannual variations of rainfall over eastern Northeast Brazil. **Journal of Climate**, 6: 1754-1763, Sept. 1993.
- Ropelewski, C.F.; Halpert, M.S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, 115: 1606-1626, Aug. 1987.
- Ropelewski, C.F.; Halpert, M.S. Precipitation patterns associated with the high index phase of the southern oscillation. **Journal of Climate**, 2: 268-284, June 1989.

- Ropelewski, C.F.; Halpert, M.S. Quantifying southern oscillation - precipitation relationships. **Journal of Climate**, 9: 1043-1059, May 1996.
- 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): 14,181-14,191, 1986.
- Servain, J. Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. **Journal of Geophysical Research**, 96(C8): 137-146, 1991.
- Servain, J.; Picaut, J.; Merle, J. Evidence of remote forcing in the equatorial Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, 12: 457-463, Jan. 1982.
- Shaeffer, J.D. **Tropical cyclone activity as a diagnostic climate indicator**. In: Proceedings Annual Climate Diagnostics Workshop 20., Proceedings. Seattle, University of Washington, 1996. p. 23-27.
- Shukla, J. Predictability of the tropical atmosphere. **NASA Tech. Memo.** 83829, 1981. 51 p.
- Shukla, J.; Fennessy, M.J. Prediction of time-mean atmospheric circulation and rainfall: Influence of Pacific sea surface temperature anomaly. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 45: 9-28, Jan. 1988.

Slutz, R.J.; Lubker, S.J.; Hiscox, J.D.; Woodruff, R.L.; Jenne, D.H.; Joseph, P.M.; Steurer, P.M. Elms, J.J. **Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set**. Release 1. Boulder, University of Colorado, 80305, 1985.

Studzinski, C.D.S. **Um estudo da precipitação na Região Sul do Brasil e sua relação com os Oceanos Pacífico e Atlântico Tropical e Sul**. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) - São José dos Campos, INPE, 1995. (No prelo).

Uvo, C.R.B.; Repelli, C.A.; Zebiak, S.E.; Kushnir, Y. The influence of tropical pacific and atlantic sst on northeast Brazil monthly precipitation. Aceito para publicação no **Journal of Climate**, 1997. In press.

Wagner, R.G. Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. **Journal of Climate**, 9(7): 2010-2019, 1996.

Wagner, R.G.; Da Silva, A.M. Surface conditions associated with anomalous rainfall in the Guinea coastal region. Aceito para publicação no **International Journal of Climatology**, 1993. In press.

Wallace, J.M.; Gutzler, D.S. Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, 109: 784-812, Apr. 1981.

- Wallace, J.M.; Smith, C.; Jiang, Q. Spatial patterns of atmosphere-ocean interaction in the northern winter. **Journal of Climate**, 3: 990-998, Sept. 1990.
- Ward, M.N.; Folland, C.K. Prediction of seasonal rainfall in the north nordeste of Brazil using eigenvectors of sea-surface temperature. **International Journal of Climatology**, 11: 711-743, Jan. 1991.
- Weare, B.C. Empirical orthogonal analysis of Atlantic Ocean surface temperatures. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, 103: 467-478, Nov. 1977.
- Wolter, K. Modes of tropical circulation, Southern Oscillation, and Sahel rainfall anomalies. **Journal of Climate**, 8: 149-172, Jan. 1989.
- Woodruff, S.D.; Slutz, R.J.; Jenne, R.L.; Steurer, P.M. A comprehensive ocean-atmosphere data set. **Bulletin of American Meteorological Society**, 68: 1239-1250, Jan. 1987.
- Zebiak, S.E. Air-Sea interaction in the equatorial Atlantic region. **Journal of Climate**, 8: 1567-1586, Apr. 1993.
- Zebiak, S.E.; Cane, M.A. A model El Niño-Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, 115: 2262-2278, Aug. 1987.

APÊNDICE A

FÓRMULAS DAS VARIÁVEIS ESTIMADAS NO UWM/COADS

Neste apêndice apresentam-se as fórmulas representativas das variáveis estimadas no UWM/COADS, seguindo basicamente a descrição documentada por Da Silva et al. (1995).

As fórmulas utilizadas nas estimativas dos fluxos de calor latente (Q_L) e calor sensível (Q_S) são escritas respectivamente como:

$$Q_L = \rho L_E C_T W \Delta q, \text{ sendo que, } \Delta q = q_s - q \quad (A1)$$

$$Q_S = \rho c_p^{\text{air}} C_T W \Delta \theta, \text{ sendo que, } \Delta \theta = \theta_s - \theta_a \quad (A2)$$

Onde, ρ (Kg/m^3) é a densidade do ar, q (g/Kg) é a umidade específica, q_s (g/Kg) é a umidade específica de saturação, θ (K) é a temperatura potencial, W (m/s) é a magnitude do vetor vento horizontal, L_E (J/Kg) é o calor latente de evaporação, c_p^{air} (J/K.Kg) é o calor específico do ar à pressão constante e C_T (adimensional) é o número de Staton.

A radiação solar que chega no topo da atmosfera (R_s) é dada por:

$$R_s = R_{\text{clear}} (1 - 0.62 c + 0.0019 \beta) (1 - \alpha) \quad (A3)$$

Onde, a radiação incidente sob condições de céu claro (R_{clear}) é composta das componentes direta (R_{dir}) e difusa (R_{diff}) do saldo de radiação de ondas curtas, ou seja:

$$R_{\text{clear}} = R_{\text{dir}} - R_{\text{diff}} \quad (\text{A4})$$

As componentes direta e difusa do saldo de radiação de ondas curtas são dadas respectivamente como:

$$R_{\text{dir}} = Q_0 \tau_a^{\sec z} \quad (\text{A5})$$

$$R_{\text{diff}} = \frac{1}{2} \left[(1 - A_a) (Q_0 - R_{\text{dir}}) \right] \quad (\text{A5})$$

Onde, c (adimensional) é a cobertura fracional de nuvens, β (adimensional) é a altitude do sl ao meio dia, α (adimensional) é o albedo da superfície do oceano, Q_0 (W/m^2) é a radiação incidente no topo da atmosfera, A_a (adimensional) é o coeficiente do vapor d'água e ozônio, τ_a (adimensional) é o coeficiente de transmissão atmosférica e z (graus) é o ângulo zenital.

A fórmula empírica do saldo de radiação de onda longa, que leva em consideração o efeito da diferença de temperatura do ar e da água do oceano, é dada por:

$$R_L = \epsilon \sigma T_s^4 (0.39 - 0.05 \sqrt{e}) (1 - \chi c^2) + 4 \epsilon \sigma T_s^3 (T_s - T_a) \quad (\text{A7})$$

Onde, ε (adimensional) é a emissividade do oceano, σ ($\text{W/m}^2\text{K}^4$) é a constante de Stefan-Boltzmann, χ (adimensional) é o coeficiente de cobertura de nuvens, e (mb ou Pa) é a pressão de vapor da atmosfera e T_s (K) e T_a (K) são as temperaturas da superfície do mar e do ar, respectivamente.

APÊNDICE B

O ÍNDICE REGIONAL DOS DESVIOS NORMALIZADOS

O índice regional dos desvios normalizados é um método estatístico que serve basicamente para expressar a representatividade de uma determinada variável física em uma dada região de interesse.

O índice normalizado (\mathbf{I}_t) para cada observação no tempo de uma variável qualquer (\mathbf{X}_t) é obtido tomando-se a média espacial dos desvios ou anomalias (\mathbf{aX}_t) divididos (normalizados) pelos respectivos desvios padrões (σ_x) para cada ponto espacial da região de interesse, ou seja:

$$\mathbf{I}_t = \frac{1}{k} \left(\frac{\mathbf{aX}_t^1}{\sigma_x^1} + \frac{\mathbf{aX}_t^2}{\sigma_x^2} + \Lambda + \frac{\mathbf{aX}_t^k}{\sigma_x^k} \right) \quad (\text{B1})$$

Sendo que σ_x é dado pela expressão:

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (\mathbf{aX})^2} \quad (\text{B2})$$

Onde n é o número de observações temporais e $1, 2, \Lambda, k$ representam os pontos espaciais da região.