



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-9557-TDI/833

**VARIABILIDADE E PREVISIBILIDADE DA TEMPERATURA DA
SUPERFÍCIE DO MAR NO ATLÂNTICO TROPICAL**

Rita Valéria Andreoli

Tese de Doutorado em Meteorologia, orientada pelos Drs. Mary Tohie Kayano e Dr.
Cláudio Solano Pereira, aprovada em 02 de agosto de 2002.

551.583

ANDREOLI, R. V.

Variabilidade e previsibilidade da temperatura da superfície do mar no Atlântico Sul / R. V. Andreoli. – São José dos Campos: INPE, 2002.

224p. – (INPE-9557-TDI/833).

1.Temperatura da superfície do mar. 2.Oceano Atlântico. 3.Variabilidade. 4.Previsão. 5.Análise estatística multivariada. I.Título.

Aprovada pela Banca Examinadora em cumprimento a requisito exigido para a obtenção do Título de **Doutora em Meteorologia.**

Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao



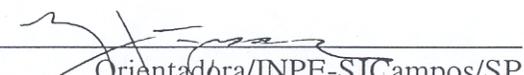
Presidente/INPE-SJCampos/SP

Dr. Cláudio Solano Pereira



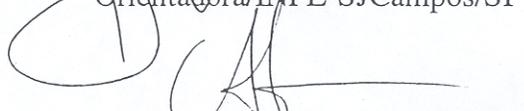
Orientador/INPE-SJCampos/SP

Dra. Mary Toshie Kayano



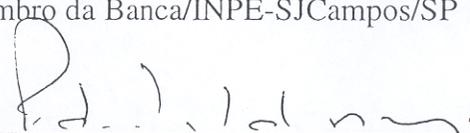
Orientadora/INPE-SJCampos/SP

Dr. Clóvis Angeli Sansigolo



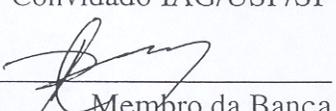
Membro da Banca/INPE-SJCampos/SP

Dr. Pedro Leite da Silva Dias



Membro da Banca
Convidado IAG/USP/SP

Dr. Edmo José Dias Campos



Membro da Banca
Convidado IO/USP/SP

Candidato (a): Rita Valéria Andreoli

São José dos Campos, 02 de agosto de 2002.

Dedico aos meus pais.

AGRADECIMENTOS

Dentre as pessoas que de alguma forma colaboraram para a execução e finalização desta Tese, quero agradecer:

Aos meus orientadores, Dra Mary Toshie Kayano e Dr. Cláudio Solano Pereira, pelo incentivo e orientação durante o desenvolvimento desta Tese, assim como os dados, artigos e programas que me forneceram;

Aos membros da banca examinadora, pela sugestões e críticas apresentadas;

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de bolsa de estudo;

Aos amigos Marcos Daisuke Oyama, Alexandre Mello Casseb do Carmo, Hélio Camargo Junior, Christopher A. Cunningham Castro, Clóvis Espírito Santo, pela imensa ajuda na parte computacional, discussões, idéias e observações durante a concepção deste trabalho;

Aos Drs. Emanuel Giarolla e Clóvis Angeli Sansigolo pelas valiosas sugestões e discussões;

À secretária Lilian Rezende Escobar e as estagiárias Andrielli e Laurenn pela atenção, auxílio e amizade;

Aos colegas de turma pelo carinho e pela amizade;

E, em especial, ao meu marido Rodrigo, pelo amor, companheirismo e incentivo, aos meus pais, Ozório e Oneide e meus irmãos, Paulo, Marcos, Renata, Rogério e Paula, pelo constante apoio e incentivo durante todos os anos de minha formação.

RESUMO

A variabilidade interanual e decadal da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e a circulação atmosférica associada no Atlântico Tropical (AT), para o período de 1945 a 1993 é estudada usando funções ortogonais empíricas e análises de compostos. Em adição, são construídos modelos estatísticos baseados em Análises de Correlações Canônicas para prever anomalias de TSM (ATSM) neste setor. Os padrões equatorial e dipolo são os modos dominantes nas escalas de tempo interanual e decadal. Para a escala de tempo interanual, o modo de dipolo é mais forte durante o período de 1945 a 1961 e o modo equatorial, durante os períodos de 1962 a 1976 e 1977 a 1989. Esses modos são diretamente forçados por flutuações do vento em superfície. Os modos equatorial e dipolo são relacionados um com o outro, tal que, um pode evoluir para o outro e vice-versa em escalas de tempo interanual e decadal. Como parte da evolução, ATSM na banda entre 15°N e 15°S exibem deslocamentos meridional, os quais são relacionados a duração e intensidade dos modos equatorial e dipolo. Ambos, os modos equatorial e dipolo mostram forte sazonalidade. O dipolo é mais freqüente durante o período de fevereiro a maio com máxima ocorrência em março e a localização e magnitude de seus centros mostram diferenças sazonais. A localização do modo equatorial é aproximadamente a mesma por todo o ano e este modo é mais freqüente durante o período de junho a novembro, com máxima ocorrência em julho. As previsões mensais de ATSM para o período de março a junho com os preditores do AT e Pacífico Equatorial (PE) e defasagens de 3 a 6 meses são melhores na região do Atlântico Norte (RAN) do que as das regiões do Atlântico Sul (RAS) e Atlântico Equatorial (RAE). Isto implica preditores dos meses de novembro a março. A previsão para as RAS e RAE não é melhorada com a inclusão dos preditores do PE além do AT. Isto pode refletir o fato que a variabilidade nessas regiões é relacionada a fatores locais.

VARIABILITY AND PREDICTABILITY OF THE SEA SURFACE TEMPERATURE IN THE TROPICAL ATLANTIC

ABSTRACT

The interannual and decadal variability of the sea surface temperature (SST) and the associated atmospheric circulation in the Tropical Atlantic (TA) for the 1945-1993 period is studied using the empirical orthogonal function and composite techniques. In addition, statistical models based on the canonical correlation analysis are constructed to forecast the SST anomalies (SSTA) in this sector. The equatorial and dipole patterns are the dominant modes at the interannual and decadal time scales. For the interannual time scale, the dipole mode is stronger during the 1949-1961 period and the equatorial mode, during the 1962-1977 and 1978-1989 periods. These modes are directly forced by fluctuations in the surface winds. The equatorial and dipole modes are related to each other, such that one can evolve into the other and vice-versa at interannual and decadal time scales. As part of the evolution, the SSTA in the band between 15°N and 15°S exhibit meridional displacements, which are, in turn, related to the duration and intensity of the equatorial and dipole modes. Both, the dipole and equatorial modes show strong seasonality. The dipole mode is more frequent during the February-May with maximum occurrence in March and the location and magnitude of its centers show seasonal differences. The location of equatorial mode is approximately the same throughout the year and this mode is more frequent during June-November period, with maximum in July. The monthly forecasts of the SST for March to June with the predictors of the TA and Equatorial Pacific (PE) and 3-6 month lags have better skill in the North Atlantic region (RAN) than in the South Atlantic (RAS) and Equatorial Atlantic (RAE) regions. This implies monthly predictors from November to March. The forecast skill for the RAS and RAE is not improved with the inclusion of the predictors of the PE besides the TA. This may reflect the fact that the SST variability in these regions is related to the local factors.

SUMÁRIO

	Pág.
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	27
1.1 - Introdução	27
1.2 - Objetivos	28
CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	31
2.1- Padrões de variabilidade dominantes no AT	31
2.2 - Previsões de ATSM no AT	38
CAPÍTULO 3 - DADOS E METODOLOGIA	41
3.1 - Fonte de dados e Área de estudo	41
3.2 - Metodologia	42
3.2.1 - Determinação dos padrões de variabilidade temporal e espacial no AT...	42
3.2.2 - Análise de Compostos	47
3.2.3 - Previsões de ATSM no AT com modelos estatísticos.	49
3.2.3a - Construção de modelos estatísticos usando ACC	50
3.2.3b - Estimativa do desempenho dos modelos estatísticos	54
3.2.4 – Simulações de ATSM utilizando um modelo numérico (MICOM)	56
3.3 - Terminologia adotada nos resultados	58

CAPÍTULO 4 - Resultados	59
4.1 - Análises de ATSM não filtradas	59
4.1.1 - Médias zonais	59
4.1.2 – EOF de ATSM não filtradas	61
4.1.2a - Variações de TSM: janeiro de 1945 a dezembro de 1993	61
4.1.2b - Variações de TSM: janeiro de 1946 a dezembro de 1961	64
4.1.2c - Variações de TSM: janeiro de 1962 a dezembro de 1977	67
4.1.2d - Variações de TSM: janeiro de 1978 a dezembro de 1993	68
4.2 - Variabilidade interanual	70
4.2.1 - Variabilidade interanual: janeiro de 1949 a dezembro de 1989	71
4.2.2 - Variabilidade interanual: janeiro de 1949 a dezembro de 1961	73
4.2.3 - Variabilidade interanual: janeiro de 1962 a dezembro de 1976	84
4.2.4 - Variabilidade interanual: janeiro de 1977 a dezembro de 1989	93
4.2.5 - Discussão	103
4.3 - Variabilidade decadal	108
4.3.1 - Variabilidade decadal: junho de 1952 a julho de 1986	108
4.3.2 - Variabilidade decadal: julho de 1970 a junho de 1986	111
4.3.3 - Variabilidade decadal: janeiro de 1871 a dezembro de 1976	115
4.3.4 - Discussão	122
4.4 - Análise de Compostos	124
4.4.1 - Características atmosféricas e oceânicas associadas aos padrões de dipolo	124
4.4.2 - Características sazonais associadas ao padrão de dipolo	128
4.4.3 - Discussão	135
4.4.4 - Características oceânicas e atmosféricas associadas ao padrão equatorial	136
4.4.5 - Características sazonais associadas ao padrão equatorial	141
4.4.6 - Discussão	146
4.5 - Previsões de ATSM	147
4.5.1 - Região do Atlântico Tropical	148
4.5.2 - Região do Atlântico Norte	152
4.5.3 - Região do Atlântico Sul	156

4.5.4 - Região do Padrão de Dipolo.....	160
4.5.5 - Região do Atlântico Equatorial.....	164
4.5.6 - Discussão.....	171
4.6 - Variabilidade da ATSM Simuladas no AT	173
4.6.1 - TSM simuladas: estado médio	173
4.6.2 - Variabilidade de ATSM simuladas	175
4.6.3 - Características sazonais associadas ao padrão de dipolo simulado.....	180
4.6.4 - Características sazonais associadas ao padrão equatorial simulado.....	182
4.6.5 - Discussão.....	184
CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES	187
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	193
APÊNDICE A - FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS	203
APÊNDICE B - FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS ESTENDIDAS	209
APÊNDICE C - ANÁLISE DE CORRELAÇÕES CANÔNICAS	211
APÊNDICE D - MODELO OCEÂNICO DINÂMICO	221

LISTA DE FIGURAS

3.1 -	Função resposta para filtro de Lanczos: (a) banda interanual e (b) banda decadal.....	43
3.2 -	Função resposta para o filtro de Lanczos.....	44
3.3 -	Esquema ilustrativo das etapas utilizadas para a previsão de ATSM, utilizando ACC.....	52
3.4 -	Esquema da defasagem para previsão.....	54
4.1 -	Média zonal de ATSM para o período de janeiro de 1945 a dezembro de 1993. Sombreados escuros (claros) indicam ATSM maiores (menores) que $0,1^{\circ}\text{C}$ ($-0,1^{\circ}\text{C}$).....	60
4.2 -	Padrões espaciais para os dois primeiros modos de EOF para ATSM no período de janeiro de 1945 a dezembro de 1993: (a) modo-1, (c) modo-2. Intervalo de contorno é de 0,1. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,2 ($-0,2$). Componentes principais correspondentes ao: (b) modo-1 e (d) modo-2.....	62
4.3 -	Padrões espaciais do modo-1 de EOF para ATSM para o período de janeiro de 1945 a dezembro de 1993: (a) ATN; (c) ATS. Intervalo de contorno é de 0,1. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,2 ($-0,2$). As componentes principais correspondentes a esses modos são mostradas em: (b) ATN e (d) ATS.....	64
4.4 -	Padrões espaciais para os dois primeiros modos de EOF para ATSM no período de janeiro de 1946 a dezembro de 1961: (a) modo-1, (c) modo-2. Intervalo de contorno é de 0,1. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,4 ($-0,4$). Componentes principais correspondentes ao: (b) modo-1 e (d) modo-2.....	66
4.5 -	Idem a Figura 4.4 , mas para o período de janeiro de 1962 a dezembro de 1977.....	68
4.6 -	Idem a Figura 4.4, mas para o período de janeiro de 1978 a dezembro de 1993.....	69

4.7 -	Padrões espaciais para os dois primeiros modos de EOF para ATSM filtradas no período de janeiro de 1949 a dezembro de 1989: (a) modo-1, (c) modo-2. Intervalo de contorno é de 0,1. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,2 (-0,2). Componentes principais correspondentes ao: (b) modo-1 e (d) modo-2.....	72
4.8 -	Padrões espaciais para os dois primeiros modos de EOF para ATSM filtradas no período de janeiro de 1949 a dezembro de 1961: (a) modo-1, (c) modo-2. Intervalo de contorno é de 0,1. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,4 (-0,4). Componentes principais correspondentes ao: (b) modo-1 e (d) modo-2.....	74
4.9 -	Padrões espaciais do modo-1 de EOF para ATSM filtradas para o período de janeiro de 1949 a dezembro de 1961: (a) ATN; (c) ATS. Intervalo de contorno é de 0,1. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,4 (-0,4). As componentes principais correspondentes a esses modos são mostradas em: (b) ATN e (d) ATS...	75
4.10 -	Componentes principais correspondentes ao modo-1 de EOF, para as regiões do AT, ATN e ATS, para o período de janeiro de 1949 a dezembro de 1961.....	76
4.11 -	Evolução dos padrões de ATSM correspondente ao período de janeiro de 1949 a dezembro de 1961, para o modo-1. Intervalo de contorno é de 0,2. Sombreados escuros (claros) indicam valores maiores que 0,4 (-0,4).....	77
4.12 -	Idem a Figura 4.11, exceto para PNM.....	80
4.13 -	Evolução dos padrões de correlação para o vento em superfície correspondente ao período de janeiro de 1949 a dezembro de 1961. Setas pretas (cinzas) correspondem a correlações significativas (não significativas).....	82
4.14 -	Diagramas tempo versus latitude das correlações médias entre 40,5°W e 0,5°W correspondente ao EEOF-1 para: (a) ATSM e (b) PNM. Intervalo de contorno é 0,1. Sombreados escuros (claros) correspondem a valores maiores (menores) que 0,4 (-0,4). O contorno zero não está incluído.....	84

4.15 -	Idem a Figura 4.8, exceto para o período de janeiro de 1962 a dezembro de 1976.....	85
4.16 -	Idem a Figura 4.9, exceto para o período de janeiro de 1962 a dezembro de 1976.....	86
4.17 -	Idem a Figura 4.11, exceto para o período de janeiro de 1962 a dezembro de 1976.....	88
4.18 -	Idem a Figura 4.12, exceto para o período de janeiro de 1962 a dezembro de 1976.....	90
4.19 -	Evolução dos padrões de correlação para o vento em superfície correspondente ao período de janeiro de 1962 a dezembro de 1976. Setas pretas (cinzas) correspondem a correlações significativas (não significativas).....	91
4.20 -	Diagramas tempo versus longitude das correlações médias entre 2,5°S e 9,5°N das EEOF-1, para: (a) ATSM e (b) PNM. Intervalo de contorno é de 0,1. Sombreados escuros (claros) correspondem a valores maiores (menores) que 0,4 (-0,4).....	92
4.21 -	Idem a Figura 4.8, exceto para o período de janeiro de 1977 a dezembro de 1989.....	94
4.22 -	Idem a Figura 4.9, exceto para o período de janeiro de 1977 a dezembro de 1989.....	95
4.23 -	Idem a Figura 4.10, exceto para o período de janeiro de 1977 a dezembro de 1989.....	95
4.24 -	Idem a Figura 4.11, exceto para o período de janeiro de 1977 a dezembro de 1989.....	97
4.25 -	Idem a Figura 4.12, exceto para o período de janeiro de 1977 a dezembro de 1989.....	100
4.26 -	Evolução dos padrões de correlação para o vento em superfície correspondente ao período de janeiro de 1978 a dezembro de 1989. Setas pretas (cinzas) correspondem a correlações significativas (não significativas).....	101

4.27 -	Diagramas tempo versus latitude das correlações médias entre 40,5°W e 0,5°W correspondente ao EEOF-1 para: (a) ATSM e (b) PNM. Intervalo de contorno é 0,1. Sombreados escuros (claros) correspondem a valores maiores (menores) que 0,4 (-0,4). O contorno zero não está incluído.....	102
4.28 -	Padrões espaciais para os dois primeiros modos de EOF para ATSM filtradas no período de julho de 1952 a junho de 1986: (a) modo-1, (c) modo-2. Intervalo de contorno é de 0,15. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,6 (-0,6). Componentes principais correspondente ao: (b) modo-1, (d) modo-2.....	109
4.29 -	Padrões espaciais do modo-1 de EOF para ATSM filtradas para o período de julho de 1952 a junho de 1986: (a) ATN; (c) ATS. Intervalo de contorno é de 0,15. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,6 (-0,6). As componentes principais correspondentes a esses modos são mostradas em: (b) ATN e (d) ATS.....	110
4.30 -	Padrões espaciais para os dois primeiros modos de EOF para ATSM filtradas no período de julho de 1970 a junho de 1986: (a) modo-1, (c) modo-2. Intervalo de contorno é de 0,15. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,75 (-0,75). Componentes principais correspondentes ao: (b) modo-1, (d) modo-2	112
4.31 -	Padrões espaciais do modo-1 de EOF para ATSM filtradas para o período de julho 1970 a junho de 1986: (a) ATN; (c) ATS. Intervalo de contorno é de 0,15. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,75 (-0,75). As componentes principais correspondentes a esses modos são mostradas em: (b) ATN e (d) ATS.....	114
4.32 -	CP para o AT, ATN e ATS para o período de julho de 1970 a dezembro de 1986.....	115
4.33 -	Padrões espaciais para os dois primeiros modos de EOF para ATSM filtradas no período de janeiro de 1871 a dezembro de 1976: (a) modo-1, (b) modo-2. Intervalo de contorno é de 0,1. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,4 (-0,4). Componentes principais correspondentes ao: (c) modo-1 e (d) modo-2.....	116

4.34 -	Evolução dos padrões de ATSM correspondente ao EEOF-1 para o período de janeiro de 1871 a dezembro de 1976. Intervalo de contorno é de 0,2. Contornos negativos são tracejados. Sombreados escuros (claros) correspondem a valores maiores (menores) que 0,4 (-0.4).....	118
4.35 -	Diagramas tempo versus latitude das correlações médias entre 42,5°W e 17,5°W correspondente ao EEOF-1 para ATSM. Intervalo de contorno é de 0,2. Contornos negativos são tracejados. Sombreados escuros (claros) correspondem a valores maiores (menores) que 0,4 (-0.4).	119
4.36 -	Idem a Figura 4.36, exceto para a evolução dos padrões de ATSM correspondente ao EEOF-3.....	120
4.37 -	Idem a Figura 4.37, exceto para o EEOF-3.....	121
4.38 -	Composições dos eventos de dipolo para o período de janeiro de 1945 a dezembro de 1993 para: (a) ATSM (°C), (b) APNM (hPa) e (c) vento em superfície (m/s). Contornos tracejados são negativos. Intervalo de contorno para ATSM é de 0,1°C, e para APNM é de 0,2hPa. Valores acima (abaixo) de 0,2 (-0,2) são sombreados.....	127
4.39 -	Composições dos eventos de dipolo para ATSM (°C) para: (a) MAM, (b) JJA, (c) SON, (d) DJF. Contornos negativos são tracejados. Intervalos de contornos de 0,1. Valores acima (abaixo) de 0,2 (-0,2) são sombreados.....	129
4.40 -	Composições dos eventos de dipolo para APNM (hPa) para: (a) MAM, (b) JJA, (c) SON, (d) DJF. Contornos negativos são tracejados. Intervalos de contornos de 0,5. Valores acima (abaixo) de 0,5 (-0,5) são sombreados.....	132
4.41 -	Composições dos eventos de dipolo para vento em superfície (m/s) para: (a) MAM, (b) JJA, (c) SON, (d) DJF.....	134
4.42 -	Composições dos eventos equatoriais para o período de janeiro de 1945 a dezembro de 1993 para : (a) ATSM (°C), (b) APNM (hPa) e (c) vento em superfície (m/s). Contornos tracejados são negativos. Intervalo de contorno para ATSM é de 0,1°C, e para APNM de 0,2 hPa. Valores acima (abaixo) de 0,2 (-0,2) são sombreados.....	140

4.43 -	Composições dos eventos equatoriais para ATSM (°C) para: (a) MAM, (b) JJA, (c) SON, (d) DJF. Contornos negativos são tracejados. Intervalos de contornos de 0,1. Valores acima (abaixo) de 0,1 (-0,1) são sombreados.....	141
4.44 -	Composições dos eventos de equatoriais para APNM (hPa) para: (a) MAM, (b) JJA, (c) SON, (d) DJF. Contornos negativos são tracejados. Intervalos de contornos de 0,2. Valores acima (abaixo) de 0,2 (-0,2) são sombreados.....	144
4.45 -	Composições dos eventos equatoriais para vento em superfície (m/s) para: (a) MAM, (b) JJA, (c) SON, (d) DJF.....	146
4.46 -	Correlações entre ATSM previstas pela ACC nos experimentos 1, 2 e 3 e observadas, e ATSM persistidas e observadas no AT, para defasagens de 1 a 6 meses. As linhas horizontais tracejadas com traços menores e maiores indicam valores limites para as correlações serem significativas nos níveis de confiança de 95% e 99%, respectivamente.....	150
4.47 -	Erro médio quadrático (°C) para ATSM previstas pela ACC para os experimentos 1, 2 e 3, e para ATSM persistidas no AT, para defasagens de 1 a 6 meses.....	151
4.48 -	Correlações entre ATSM previstas pela ACC nos experimentos 1, 2 e 3 e observadas, e ATSM persistidas e observadas na RAN, para defasagens de 1 a 6 meses. As linhas horizontais tracejadas com traços menores e maiores indicam valores limites para as correlações serem significativas nos níveis de confiança de 95% e 99%, respectivamente.....	154
4.49 -	Erro médio quadrático (°C) para ATSM previstas pela ACC para os experimentos 1, 2 e 3, e para ATSM persistidas na RAN, para defasagens de 1 a 6 meses.....	155

4.50 -	Correlações entre ATSM previstas pela ACC nos experimentos 1, 2 e 3 e observadas, e ATSM persistidas e observadas na RAS, para defasagens de 1 a 6 meses. As linhas horizontais tracejadas com traços menores e maiores indicam valores limites para as correlações serem significativas nos níveis de confiança de 95% e 99%, respectivamente.....	157
4.51 -	Erro médio quadrático (°C) para ATSM previstas pela ACC para os experimentos 1, 2 e 3, e para ATSM persistidas na RAS, para defasagens de 1 a 6 meses.....	159
4.52 -	Correlações entre ATSM previstas pela ACC nos experimentos 1, 2 e 3 e observadas, e ATSM persistidas e observadas na RPD, para defasagens de 1 a 6 meses. As linhas horizontais tracejadas com traços menores e maiores indicam valores limites para as correlações serem significativas nos níveis de confiança de 95% e 99%, respectivamente.....	162
4.53 -	Erro médio quadrático (°C) para ATSM previstas pela ACC para os experimentos 1, 2 e 3, e para ATSM persistidas na RPD, para defasagens de 1 a 6 meses.....	163
4.54 -	Correlações entre ATSM previstas pela ACC nos experimentos 1, 2 e 3 e observadas, e ATSM persistidas e observadas no RAE, para defasagens de 1 a 6 meses. As linhas horizontais tracejadas com traços menores e maiores indicam valores limites para as correlações serem significativas nos níveis de confiança de 95% e 99%, respectivamente.....	165
4.55 -	Erro médio quadrático (°C) para ATSM previstas pela ACC para os experimentos 1, 2 e 3, e para ATSM persistidas na RAE, para defasagens de 1 a 6 meses.....	167
4.56 -	ATSM observadas (°C) no AT em 1989 para os meses: (a) março, (b) abril, (c) maio, (d) junho, (e) julho e (f) agosto. Intervalo de contorno é de 0,2. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,2 (-0,2).....	168

4.57 -	ATSM previstas ($^{\circ}\text{C}$) pela ACC, considerando os modelos do exp2 e as previstas pela persistência, em 1989, com uma defasagem de 1 mês, para os meses de: (a) março, (b) abril, (c) maio, (d) junho, (e) julho e (f) agosto. Intervalo de contorno é de 0,2. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,2 (-0,2).	169
4.58 -	Idem a Figura 4.57, mas para uma defasagem de 3 meses.....	170
4.59 -	Idem a Figura 4.57, mas para uma defasagem de 5 meses.....	171
4.60 -	Campo médio anual de TSM no AT: (a) TSM simulada ($^{\circ}\text{C}$), (b) TSM observada ($^{\circ}\text{C}$) e (c) diferença entre os campos de TSM simulada e observada ($^{\circ}\text{C}$).....	174
4.61 -	Índices de ATSM simuladas (curva azul) e observadas (curva vermelha) em $^{\circ}\text{C}$ para: (a) padrão de dipolo e (b) padrão equatorial.....	178
4.62 -	Composições de campos de ATSM simuladas no AT, para o período de janeiro de 1950 a dezembro de 1988 para: (a) padrão de dipolo e (b) padrão equatorial. Intervalo de contorno de $0,2^{\circ}\text{C}$. Valores acima de 0,4 (0,2) e abaixo de $-0,4$ (-0,2) são sombreados para os padrões de equatorial e dipolo, respectivamente. Valores negativos são tracejados...	180
4.63 -	Composições dos eventos de dipolo para ATSM simuladas para o período de janeiro de 1950 a dezembro de 1988 para: (a) MAM, (b) JJA, (c) SON e (d) DJF. Intervalo de contorno é de $0,2^{\circ}\text{C}$. Valores acima (abaixo) de 0,2 (-0,2) são sombreados. O contorno zero não está incluído. Valores negativos são tracejados.....	181
4.64 -	Composições dos eventos equatoriais de ATSM simuladas para o período de janeiro de 1950 a dezembro de 1988 para: (a) MAM, (b) JJA, (c) SON e (d) DJF. Intervalo de contorno é de $0,2^{\circ}\text{C}$. Valores acima (abaixo) de 0,4 (-0,4) são sombreados. O contorno zero não está incluído. Valores negativos são tracejados.....	184
D.1 -	Grade “C” de Arakawa. As componentes zonal e meridional da velocidade (u, v) são consideradas em pontos de grade ao redor de pontos centrais com os valores das variáveis de massa (T, S, δP). δP representa as espessuras das camadas em unidade de pressão.....	223

LISTA DE TABELAS

3.1 -	Regiões e períodos das análises de EOF e EEOF.....	45
3.2 -	Número de graus de liberdade e coeficientes de correlação significativos no nível de confiança de 95% para cada período de análise.....	47
3.3 -	Áreas dos campos do preditor e preditando para os experimentos 1, 2 e 3, respectivamente.....	53
4.1 -	Porcentagens da variância total de TSM explicada pelos modos 1 e 2 e as áreas correspondentes.....	61
4.2 -	Porcentagens da variância total interanual de TSM explicada pelos modos 1 e 2 e as áreas correspondentes.....	71
4.3 -	Porcentagens da variância total decadal de TSM explicada pelos modos 1 e 2 e as áreas correspondentes.....	108
4.4 -	Coefficiente de correlação entre CP01 e CP02.....	113
4.5 -	Eventos de dipolo.....	125
4.6 -	Eventos equatoriais.....	138
4.7 -	Média anual do coeficiente de correlação médio no AT.....	148
4.8 -	Média anual do coeficiente de correlação médio na RAN.....	152
4.9 -	Média anual do coeficiente de correlação médio na RAS.....	156
4.10 -	Média anual do coeficiente de correlação médio na RPD.....	160
4.11 -	Média anual do coeficiente de correlação médio na RAE.....	164
4.12 -	Eventos de dipolos simulados. Períodos sombreados coincidem com períodos com eventos observados.....	176
4.13 -	Eventos equatoriais simulados. Períodos sombreados coincidem com períodos com eventos observados.....	177

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ACC	- Análise de Correlações Canônicas
AE	- Atlântico Equatorial
AT	- Atlântico Tropical
ATN	- Atlântico Tropical Norte
ATS	- Atlântico Tropical Sul
ATSM	- Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar
COADS	- “Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set”
CP	- Componentes Principais
DJF	- Dezembro - Janeiro - Fevereiro
EEOF	- Funções Ortogonais Empíricas Estendidas
ENOS	- El Niño - Oscilação Sul
EOF	- Funções Ortogonais Empíricas
JJA	- Junho - Julho - Agosto
MAM	- Março - Abril - Maio
MCGA	- Modelo de Circulação Geral Atmosférico
MCGO	- Modelo de Circulação Geral Oceânico
MICOM	- “Miami Isopycnic Coordinate Ocean Model”
NEB	- Nordeste do Brasil
PE	- Pacífico Equatorial
PNM	- Pressão ao Nível do Mar
RAE	- Região do Atlântico Equatorial
RAN	- Região do Atlântico Norte
RAS	- Região do Atlântico Sul
RPD	- Região do Padrão de dipolo
SON	- Setembro - Outubro - Novembro
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
ZCIT	- Zona de Convergência Intertropical

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

1.1 - INTRODUÇÃO

A variabilidade no Atlântico Tropical (AT) tem tido grande interesse devido a sua relação com anomalias climáticas. As variações em escalas interanuais e decadais no AT, são consideradas como um dos fatores mais importantes que causam anomalias climáticas regionais, e são detectadas principalmente a partir de dados de Temperatura da Superfície do Mar (TSM). Análises de TSM mostram dois modos de variabilidade. Um modo caracteriza-se com anomalias de mesmo sinal por toda a bacia, e representa um aquecimento (resfriamento) das águas superficiais no Atlântico Equatorial (modo equatorial). O outro tem uma estrutura espacial definida por um gradiente meridional de anomalias de TSM (ATSM) denominado modo de dipolo. Estudos observacionais e de modelagem mostram que esses dois modos explicam grande parte das variações interanuais e decadais, contudo, o modo equatorial é mais pronunciado em escalas de tempo interanual, enquanto o modo de dipolo predomina com características de variabilidade decadal.

Pesquisas recentes mostram um novo aspecto da variabilidade do AT, evidenciando que os modos equatorial e dipolo são relacionados em escalas de tempo interanual e decadal. Porém, os aspectos evolutivos e de propagação de ATSM envolvendo os dois modos de variabilidade para essas escalas de tempo até o momento não foram bem documentados. O melhor entendimento destes aspectos pode trazer importantes subsídios úteis para propósitos de monitoramento climático.

Uma outra característica notável da variabilidade de TSM no AT envolve aspectos sazonais. A máxima variância para TSM próxima ao equador na escala de tempo

interanual ocorre no verão boreal, enquanto que a variância ao norte do equador é máxima na primavera boreal. Devido a maior variância de TSM, nas regiões definidas como centro dos modos equatorial e dipolo, ocorrer em determinadas estações, grande parte dos estudos sobre a variabilidade de TSM no AT focalizam suas análises nesses períodos. Assim, o estudo da climatologia estatística dos padrões dominantes e suas características sazonais pode fornecer informações quantitativas sobre os períodos de ocorrência e o tempo de duração dos mesmos.

Além do melhor entendimento da variabilidade de TSM no AT, o estudo de sua previsibilidade é de grande interesse. No entanto, poucos trabalhos têm sido feitos com esse intuito. Dentre eles, o estudo de Penland e Matrosova (1998) mostrou que a influência remota do El Niño - Oscilação Sul (ENOS) aumenta a previsibilidade de TSM, particularmente na região ao norte do equador. No entanto, esse trabalho não identifica se esse impacto positivo é dependente da época do ano. A identificação das regiões e períodos com melhores previsões de ATSM pode contribuir para aumentar o entendimento da previsibilidade no AT. Em última instância, é esperado que previsões de TSM mais precisas contribuam para melhorar as previsões climáticas de longo prazo, pois de acordo com Shukla (1998), a alta previsibilidade da atmosfera tropical pode ocorrer somente se a TSM na região tropical for bem prognosticada.

1.2 - OBJETIVOS

Dentro deste contexto, o objetivo do trabalho é estudar os aspectos evolutivos e sazonais da variabilidade de TSM e da circulação atmosférica associada no AT em escalas de tempo interanual e decadal, bem como a previsibilidade de TSM neste setor. Para isso são utilizadas diferentes técnicas estatísticas nas análises de TSM e de variáveis que representam a circulação atmosférica associada. Além disso, como mencionado acima, a TSM sendo a principal variável oceânica capaz de afetar as condições climáticas em várias regiões do globo, a segunda etapa do trabalho objetiva o desenvolvimento de modelos estatísticos para prever as ATSM no AT. Finalmente,

numa terceira etapa são analisados os dados de TSM obtidos a partir de simulações numéricas objetivando investigar a capacidade do modelo oceânico utilizado, em simular a variabilidade observada de TSM. Neste caso, as simulações numéricas são realizadas com o modelo oceânico dinâmico desenvolvido pela Universidade de Miami, denominado "Miami Isopycnic Coordinate Ocean Model" (MICOM).

Especificamente detem-se a:

- determinar e analisar os padrões de variabilidade de TSM no AT e a evolução dos mesmos, em escalas de tempo interanual e decadal;
- determinar e analisar os padrões atmosféricos relacionados a evolução dos padrões de TSM;
- estabelecer uma climatologia estatística dos padrões dominantes e suas características sazonais;
- prever ATSM com modelos estatísticos e analisar os resultados comparando-os com dados observados;
- analisar como os principais padrões de variabilidade de TSM são reproduzidos pelo modelo numérico MICOM.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Embora as ATSM no AT sejam mais fracas do que as no Pacífico Tropical associadas ao ENOS, seus impactos climáticos sobre os continentes Americano e Africano podem ser consideráveis. Um exemplo clássico do efeito das variações de TSM no AT no clima regional são as bem conhecidas secas extremas do Nordeste do Brasil (NEB) (Hastenrath e Heller, 1977, Moura e Shukla, 1981, Enfield, 1996). Estes autores demonstraram que a variabilidade de precipitação no NEB é altamente correlacionada com ATSM no AT. Isto justifica um esforço adicional para melhorar o entendimento da variabilidade de baixa frequência no AT, bem como para prever esta variabilidade.

2.1 - PADRÕES DE VARIABILIDADE DOMINANTES NO AT

Existem mais de um modo de variabilidade de TSM no AT. O ciclo sazonal é o sinal mais forte da interação oceano-atmosfera nessa região. Sobreposto a este estão as flutuações em escalas de tempo interanual e decadal, as quais embora mais fracas, têm significantes impactos no clima regional das Américas e África. Nestas escalas de tempo, análises empíricas de TSM no AT mostram dois modos de variabilidade, um equatorial zonal e outro meridional (modo de dipolo) (Servain, 1991).

O modo de variabilidade equatorial é similar ao ENOS do Pacífico (Zebiak, 1993; Carton e Huang, 1994) e varia em escalas de tempo sazonal e interanual. Este modo caracteriza-se pela presença de ATSM extremas, definidas mais ou menos zonalmente no leste do Atlântico equatorial, que são acompanhadas por alterações nos alísios no Atlântico equatorial oeste tal que, os alísios são mais fracos (fortes) que o normal durante eventos quente (frios). O início de um evento equatorial quente ou frio pode ocorrer rapidamente em escalas de poucas semanas a meses, devido à excitação e propagação de ondas de Kelvin e Rossby equatorial, forçadas pelo vento (Zebiak,

1993). Os impactos climáticos relacionados a esse modo inclui um aumento de precipitação na região do Golfo da Guiné, durante o período de Junho a Agosto (Wagner e da Silva, 1994).

Carton e Huang (1994) encontraram evidências observacionais e de simulações numéricas que os eventos quentes observados sobre o leste do Atlântico, durante 1984 e 1988, foram acompanhados por mudanças nos ventos superficiais. Em 1984 e 1988, a relaxação dos alísios contribuiu para um aprofundamento de 10m na termoclina equatorial na parte leste, o que reduziu a ressurgência, conduzindo a um fortalecimento das ATSM. Consistentemente, Carton et al. (1996) notaram que a variabilidade interanual dominante na região equatorial em escalas de tempo de 2 a 5 anos origina-se a partir da dinâmica conduzida pelos ventos.

O modo meridional da variabilidade de TSM no AT conhecido na literatura como o padrão de dipolo, caracteriza-se por ATSM com sinais opostos sobre as Bacias Norte e Sul do AT. Isso gera um gradiente térmico norte-sul e inter-hemisférico nos baixos níveis da troposfera sobre o AT (Weare, 1977; Moura e Shukla, 1981; Servain, 1991; Servain et al. 1999; Huang e Shukla, 1997; Turre et al., 1999). Este modo envolve variações de TSM em ambos os hemisférios, em escalas de tempo sazonal, interanual e decadal. As ATSM são relacionadas a posição e intensidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e exercem considerável influência na precipitação do NEB e Sahel (Moura e Shukla, 1981; Folland et al., 1986).

Para identificar o padrão de dipolo no AT, Servain (1991) definiu um índice, que consiste na diferença entre as médias espaciais normalizadas pelos respectivos desvios padrões das ATSM observadas sobre as Bacias Norte e Sul do AT separadas pela latitude de 5°N. Seus resultados mostraram que o sinal de TSM inter-hemisférico é notado em todos os oceanos, sendo mais marcante no AT onde tem uma estreita relação com a posição latitudinal da ZCIT, que por sua vez, afeta o clima regional, causando

principalmente anomalias de precipitação. Servain (1991) observou que este índice apresenta uma variação temporal na escala de tempo decadal.

Com respeito a variabilidade em escala de tempo decadal, vários estudos observacionais e de modelagem tem sido direcionados aos mecanismos que forçam o modo de dipolo. Carton et al. (1996) indicaram a mudança na evaporação como o principal mecanismo responsável pelas variações na TSM do AT. Eles mostraram que padrões de variabilidades decadais de TSM são principalmente controlados pelas mudanças na velocidade do vento em superfície. Wagner (1996), confirmou através de análises observacionais, que as variações nos fluxos de calor latente na superfície induzidas pelo vento podem estar relacionadas à formação do padrão de dipolo de TSM.

Chang et al. (1997) usando um modelo empírico - dinâmico acoplado mostraram que existe uma interação mútua entre os fluxos de calor induzidos pelo vento e TSM, tal que as ATSM mantêm as anomalias do padrão de vento e portanto as anomalias nos fluxos de calor, enquanto os processos oceânicos tem uma variabilidade temporal lenta. Seus resultados mostraram que o regime de gradientes de TSM cruzando o equador oscila em escalas de tempo de aproximadamente 13 anos.

Embora os estudos de modelagem tenham sugerido que o "feedback" termodinâmico entre TSM, vento em superfície e fluxos de calor latente são importantes para os processos físicos responsáveis pelas variações de TSM no AT, outros processos podem contribuir. Li (2001) argumentou que as variações do vento induzindo evaporação pode não ser um mecanismo suficiente para gerar ou manter o padrão de dipolo tropical, e sugeriu que o fator de amortecimento térmico, devido a variações nos fluxos de calor sensível, pode ser importante, especialmente, quando as variações do vento são pequenas. Huang e Shukla (1997), utilizando simulações numéricas com um Modelo de Circulação Geral Oceânico (MCGO), estabeleceram que flutuações no conteúdo de calor na camada superior do oceano também ocorrem em escalas de tempo decadal e podem ter um papel importante na definição do padrão de dipolo.

Estudos recentes, baseados em simulações numéricas e observações de temperatura na camada superficial e sub-superficial, têm evidenciado que os modos de dipolo e equatorial parecem ser dinamicamente relacionados. Servain et al. (1999 e 2000) mostraram através de observações e simulações com um MCGO, durante 1979-1993, correlações entre os modos de dipolo e equatorial nas escalas de tempo interanual (1-2 anos) e decadal. Eles sugeriram que os dois modos são forçados pelo deslocamento meridional da ZCIT. Contudo, os autores argumentaram que para flutuações em torno de 2 a 4 anos, não há correlação significativa entre esses modos e variações da ZCIT, e sugeriram que nesta escala de variabilidade, o modo equatorial pode ser gerado por outros mecanismos, tais como os propostos por Zebiak (1993). Porém, Murtugudde et al. (2001), utilizando simulações com um MCGO, para o período de 1949 a 2000, mostraram que esses modos foram correlacionados para o período após 1976, e não encontraram correlações significativas quando consideraram o período de 1949 a 2000. Eles sugeriram que a correlação entre esses modos no período de 1976 a 2000 está relacionada a mudanças que ocorreram na profundidade da termoclina nos anos 70. Além disso, eles sugeriram que o modo dominante de variabilidade de TSM no AT mudou de configuração durante a década de 70, com a existência de um modo de dipolo antes de 1976 e o modo equatorial após 1976.

No entanto, a existência do dipolo como um modo dominante de variabilidade de TSM no AT tem sido questionada (Houghton e Tourre, 1992; Enfield e Mayer, 1997; Mehta, 1998; Enfield et al., 1999; e Dommenges e Latif, 2000 e 2002). Houghton e Tourre (1992) através de análises de EOF de ATSM para o período de 1960 a 1987 encontraram para o primeiro autovetor um padrão com mesmo sinal por todo o domínio e máximo na região equatorial, e para o segundo autovetor, uma estrutura de dipolo. Contudo, a separação entre os dois primeiros autovalores foi pequena, e a possibilidade de degeneração nos cálculos desses autovetores existia. Usando análise de EOF rotacionadas pelo método de máxima variância, e correlações entre ATSM ao norte e sul da ZCIT, eles mostraram que as ATSM ao norte e sul da ZCIT não são significativamente correlacionadas. Assim, os autores argumentaram que a estrutura de dipolo pode ser forçada pela imposição de ortogonalidade espacial das EOF. Portanto,

eles sugeriram que as variações de baixa frequência, com aparente escala de tempo decadal, observada durante o período de estudo não se caracterizava como um padrão de dipolo. Esses resultados foram confirmados por Dommenges e Latif (2000) através de análises de EOF e EOF rodadas para o período de 1903 a 1994.

Por outro lado, Nobre e Shukla (1996) analisaram a variabilidade no AT, para o mesmo período de Houghton e Tourre (1992). Eles encontraram como modo dominante o padrão de dipolo em suas análises de EOF combinada de TSM e componentes zonal e meridional do tensor de cisalhamento do vento, para escalas de tempo interanual e mais longas. Este modo sendo dominante, independe da restrição de ortogonalidade espacial e também é fisicamente consistente com o padrão de vento.

Além disso, Enfield e Mayer (1997) obtiveram em suas análises de EOF de TSM, para o período de 1950 a 1992, padrões com alta variância explicada concentrada ao sul (primeiro autovetor) ou ao norte (segundo autovetor) da ZCIT. Porém, os autores não obtiveram correlações significativas entre esses autovetores para defasagens entre ± 15 meses, mas para defasagens maiores. Em concordância Mehta e Delworth (1995) e Huang et al. (1995) encontraram a configuração de dipolo para escalas de tempo decadal ou mais longas. De fato, Mehta e Delworth (1995) analisaram ATSM observadas e simuladas para o período de 1889 a 1989 e mostraram que a variabilidade na escala de tempo de aproximadamente 12 a 20 anos consiste em um padrão de dipolo.

Em contraste, Rajagopalan et al. (1999) não encontraram correlações entre as ATSM ao norte e sul do equador para todas as escalas de tempo. Mehta (1998) reanalisando séries de 100 anos de ATSM observadas, utilizadas no estudo de Mehta e Delworth (1995), argumentou que variações decadais no índice de dipolo para ATSM (norte menos sul) podem ser realmente reflexos da variabilidade do gradiente meridional, e que não houve um modo de dipolo dinâmico - termodinâmico durante o período de estudo. Ele sugeriu que o modo de dipolo intrínseco à variabilidade de TSM não existe, embora, a configuração de dipolo possa ocorrer aleatoriamente. Em concordância, Enfield et al.

(1999), analisando ATSM para o período de 1856 a 1991, encontraram indicações de uma possível relação de TSM anti-simétricas cruzando a ZCIT, porém, essa variabilidade de dipolo não foi uma característica dominante das ATSM no AT.

Estes estudos consideraram o fato que a correlação entre as ATSM observadas ao norte e sul do equador não foram fortemente negativas para caracterizar um dipolo, mas próximas de zero. Deste ponto de vista, as ATSM inter-hemisféricas no AT podem ser independentes uma da outra e governadas por processos dinâmicos locais em cada hemisfério.

Liu e Wu (2000), analisando a variabilidade do AT simulada por um Modelo de Circulação Geral Acoplado, sugeriram que a existência de um modo de dipolo não necessariamente contradiz a fraca correlação entre índices de ATSM ao norte e ao sul da ZCIT. Eles argumentaram que a correlação negativa entre esses índices pode ser distorcida pela coexistência do modo equatorial obtido geralmente pelo modo-1 das análises de EOF (por exemplo, Houghton e Tourre, 1992). Esses autores também mostraram que os índices ao norte e sul da ZCIT foram positivamente correlacionados quando o modo equatorial foi dominante sobre o modo de dipolo. Desde que o modo equatorial é mais evidente em escalas de tempo interanual enquanto o modo de dipolo prevalece em escalas de tempo mais longas, a correlação negativa entre esses índices, foi evidenciada após a filtragem da variabilidade interanual. Além disso, eles sugeriram que análises de EOF rotacionadas podem distorcer o verdadeiro modo físico no caso de variabilidade no AT, quando o modo equatorial é mais forte que o modo de dipolo, e que a variabilidade do AT é melhor analisada com EOF padrão do que EOF rotacionadas.

Além disso, alguns estudos indicaram que as variações de baixa frequência nos campos de vento e TSM não parecem ser mantidos somente pelo acoplamento oceano-atmosfera no AT e sugerem que a variabilidade total de TSM é devido aos efeitos combinados do modo equatorial semelhante ao ENOS, outros modos dinâmicos e perturbações forçadas

externa ou remotamente (Zebiak, 1993). O ENOS no Pacífico é uma possível fonte de forçantes externas, em escalas de tempo interanual (Hameed et al., 1993; Delecluse et al., 1994; Enfield e Mayer, 1997; Saravanan e Chang, 2000; Mo e Hakkinen, 2001). Hameed et al. (1993) estudaram as teleconexões da Oscilação Sul (OS) no setor do AT, através de simulações com um Modelo de Circulação Geral Atmosférico (MCGA) envolvendo o acoplamento entre a camada superior do oceano e a atmosfera e mostraram que a OS influencia o padrão de TSM e ventos superficiais do AT. Eles sugeriram que os possíveis mecanismos associados com as anomalias nos processos oceânicos são as mudanças na circulação atmosférica sobre o AT acopladas a mudanças na circulação de Walker.

Delecluse et al. (1994) realizaram uma série de experimentos numéricos com MCGA e MCGO na tentativa de buscar as conexões entre o evento quente no Pacífico (1982/83) e o subsequente evento quente do Atlântico (1984). Seus resultados mostraram que condições anômalas no Pacífico durante 82-83 criaram condições favoráveis para o desenvolvimento de anomalias no Atlântico, através dos distúrbios na circulação atmosférica. Então, um outro modo de variabilidade climática que afeta a bacia do Atlântico, embora remotamente, é o ciclo ENOS.

No mesmo contexto, Enfield e Mayer (1997) analisaram as estruturas espacial e temporal da variabilidade de TSM no AT procurando relacioná-las com a variabilidade de TSM no Pacífico Equatorial. Seus resultados mostraram que, na escala de tempo interanual, a variabilidade de TSM no Pacífico Equatorial é mais fortemente correlacionada com a variabilidade das TSM do Atlântico Tropical Norte (ATN), ao longo da região de 10°N-20°N, com o aquecimento nesta região ocorrendo 4-5 meses após a fase madura do evento quente no Pacífico. Por outro lado, a variabilidade de TSM do Pacífico Equatorial não produz fortes mudanças locais nas TSM do Atlântico Tropical Sul (ATS). Isso mostra que não há a formação de dipolo meridional de TSM dominante na variabilidade de TSM em escala de tempo interanual nessa região, confirmando os resultados obtidos por Houghton e Tourre, (1992). Mais recentemente,

Saravanan e Chang (2000), estudando a interação entre a variabilidade do AT e Pacífico, através de simulações numéricas com um MCGA, encontraram resultados consistentes. Eles mostraram que a influência do ENOS é mais significativa durante a primavera boreal e está associada a anomalias na circulação de Walker.

Mo e Hakkinen (2001), utilizando dados filtrados em escala de tempo interanual (flutuações menores que 60 meses) observaram que as ATSM, tanto no ATN como no ATS estão associadas ao ENOS. Contudo, essa relação ocorreu em escalas de tempo distintas. No ATS, as ATSM foram associadas com a componente quase bienal do ENOS, com variabilidade em torno de 22-32 meses. No ATN, as ATSM foram influenciadas por oscilações em torno de 36-48 meses. Além disso, as maiores influências ocorreram na primavera de cada hemisfério. Desde que as variações no ATN e ATS foram relacionadas as diferentes modos de variabilidade do ENOS, não houve significantes correlações entre elas na banda interanual, o que é consistente com os resultados de Enfield e Mayer (1997) e Enfield (1999).

Sumariando, o estudo de variabilidade climática no AT têm tido grande interesse nos últimos 20 anos. Como discutido por Dommenges e Latif (2002), esses estudos focalizam principalmente modos estacionários da variabilidade no AT e os processos físicos relacionados. No entanto, estudos dos modos evolutivos e da propagação associada de ATSM no AT são ainda necessários. Para estudos da propagação de sinal métodos como análises de EOF Estendidas (EEOF) podem ser usadas (Chen e Harr, 1993). Outro aspecto de interesse é investigar as possíveis conexões entre os modos dominantes de variabilidade.

2.2 - PREVISÕES DE ATSM NO AT

Vários estudos mostraram que a variabilidade sazonal de precipitação sobre o NEB é previsível com alguns meses de antecedência, usando uma combinação de anomalias de TSM das regiões do Pacífico e AT (Hastenrath, 1990; Hastenrath e Greishar, 1993). No

entanto, esses estudos mostraram que o desempenho dos modelos parece ser mais dependente das ATSM no AT, do que das do Pacífico, confirmando a importância da ATSM do AT na variabilidade climática do NEB. Apesar dessa importância, pouca atenção tem sido dada à previsão de ATSM no AT.

Recentes experimentos de previsão usando um modelo acoplado oceano-atmosfera dinâmico e um modelo estatístico mostraram resultados promissores para previsões de TSM no AT (Chang et al. 1997; Penland e Matrosova, 1998; Repelli e Nobre, 1998). Simulações numéricas indicaram que o modelo acoplado de Chang et al. (1997) foi capaz de reproduzir características importantes da variabilidade decadal de TSM no AT e pode ser usado para prever ATSM no AT.

Carton et al. (1996) e Huang e Shukla (1997) utilizando modelagem numérica oceânica, com finalidade de estudar a variabilidade de TSM em escalas de tempo interanual e decadal no AT, tentaram reproduzir ATSM nessa região. Eles notaram que as ATSM foram melhor reproduzidas fora da região equatorial, e sugeriram que essa diferença é pelo fato das flutuações de TSM nas regiões equatoriais e fora desta serem causadas por mecanismos diferentes. No equador, as variações de TSM resultaram de anomalias dos ventos, enquanto fora do equador, as mudanças na evaporação foi o mecanismo mais importante.

Previsões de ATSM no AT, têm também sido feitas através dos modelos estatísticos. Esses modelos relacionam as variações de TSM do AT com as do Pacífico (Penland e Matrosova, 1998; Repelli e Nobre, 1998). Penland e Matrosova (1998) usaram análise dos Padrões de Oscilação Principal (POP) para prever ATSM e mostraram que a previsibilidade de ATSM no ATN, para períodos de alguns meses a um ano, aumenta com os preditores sendo as ATSM da região tropical global em vez de ATSM somente do Atlântico. Esta melhor previsibilidade não foi notada sobre as regiões equatorial e do ATN, onde a persistência foi um bom preditor.

Esses resultados concordam com os de Repelli e Nobre (1996 e 1998) que utilizaram um modelo estatístico baseado em ACC, com uma pré-filtragem dos dados com EOF. Eles mostraram que o modelo tem um bom desempenho para prever ATSM do AT para o período de Março a Maio (MAM), com os preditores dos meses de setembro a fevereiro. O melhor desempenho do modelo estatístico para prever ATSM no ATN enquanto para o ATS, a persistência teve melhor desempenho. O modelo apresentou melhor desempenho para o ATS do que os campos persistidos somente para previsões com as condições iniciais de setembro.

As contribuições de forçantes externas ao AT na previsibilidade de TSM desta bacia foram estudadas por Ruiz de Elvira et al. (2000) com um modelo de previsão de TSM baseado na teoria Bayesiana de previsão. Eles aplicaram o modelo para prever ATSM na região do Golfo da Guiné e do ATN. Os preditores foram ATSM das regiões do Pacífico (Niño 3) e Oceano Índico Tropical. Este modelo teve bom desempenho para previsões do ATN, para defasagens maiores que 4 meses com o preditor da região do Pacífico. Uma boa previsão para a região do Golfo da Guiné foi obtida com a inclusão dos preditores das regiões do Oceano Índico Equatorial e Pacífico.

Finalmente, Landman e Mason (2001) utilizando um modelo baseado em ACC, não obtiveram boas previsões de TSM no Atlântico Equatorial, enquanto, as previsões realizadas a partir de anomalias persistidas foram melhores em muitos casos.

Poucos trabalhos têm sido feitos relativos a previsões de ATSM no AT. Neste estudo, o desempenho de modelos estatísticos lineares para previsão de ATSM é investigado considerando um período de 48 anos, comparando as previsões com as observações e com ATSM persistidas. São usados modelos mensais ao invés de um modelo considerando todos os meses do ano, e preditores de diferentes regiões com intuito de contribuir para aumentar o entendimento da previsibilidade no AT.

CAPÍTULO 3

DADOS E METODOLOGIA

3.1 - FONTE DE DADOS E ÁREA DE ESTUDO

No presente estudo são utilizados dados de TSM, Pressão ao Nível do Mar (PNM) e componentes zonal e meridional do vento em superfície, do "Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set" (COADS). Esse conjunto de dados foi gerado através de um projeto entre a "University of Wisconsin-Milwaukee" e o "National Oceanographic Data Center", da "National Oceanic and Atmospheric Administration", e encontra-se documentado em da Silva et al. (1994). Os dados consistem de campos globais médios mensais com uma resolução horizontal de 1° em latitude por 1° em longitude, para o período de janeiro de 1945 a dezembro de 1993.

São também utilizadas séries de ATSM para o período de 1856 a 1991 obtidas por Kaplan et al. (1997) em uma resolução horizontal de 5° em latitude por 5° em longitude. Essencialmente, a reconstrução dos dados por Kaplan et al. (1997) envolve cálculos de Funções Ortogonais Empíricas (EOF) dos dados de TSM mais recentes e de alta qualidade do "U. K. Meteorological Office Global Ocean Surface Temperature Atlas". Esses dados incorporam correções para "bias" existentes nas séries, decorrentes de erros sistemáticos, como descrito por Folland e Parker (1995). EOF são então usadas para ajustar um modelo linear de primeira ordem para transições no tempo. A estimativa ótima é obtida usando uma projeção das EOF do campo analisado para obter um "espaço reduzido". A partir da estimativa dos padrões de covariância dos dados disponíveis, o método preenche as falhas, corrige erros de amostragem e produz conjuntos de dados temporal e espacialmente coerentes. No caso de TSM para o AT, as análises são testadas retendo uma parte significativa dos dados e provam ser eficazes e em concordância com suas próprias estimativas do erro, são também consistentes com a análise de interpolação ótima produzida no NCEP por Reynolds e Smith (1994).

A área de estudo, a região do Atlântico entre 29,5°N e 30,5°S e entre as longitudes de 60,5°W e 19,5°E, é referida como AT. Os setores norte e sul do AT limitados pela latitude 3,5°N são referidos como ATN e ATS. A escolha de 3,5°N leva em conta, a extensão horizontal dos padrões dominantes de anomalias de TSM, obtidos por Enfield e Mayer (1997), que contém maior variância local explicada em duas regiões distintas, uma ao sul da ZCIT (incluindo as regiões do Golfo da Guiné e equador), e outra ao norte desta.

3.2 - METODOLOGIA

3.2.1 - Determinação dos Padrões de Variabilidade Temporal e Espacial no Atlântico Tropical

Inicialmente, são calculadas as anomalias mensais das variáveis, com a finalidade de remover o ciclo anual. A climatologia mensal é obtida usando-se os dados de todo o período disponível (49 anos).

Para isolar flutuações em escala de tempo interanual é usado um filtro de Lanczos (Duchon, 1979) passa banda com 97 pesos e frequências de corte de 1/12 e 1/84 mês^{-1} . A resposta do filtro é apresentada na Figura 3.1a. As séries resultantes de anomalias filtradas das variáveis, compreendem o período de janeiro de 1949 a dezembro de 1989. As flutuações decadais são isoladas considerando o filtro passa baixa, com 181 pesos e frequência de corte de 1/84 mês^{-1} . A resposta do filtro é apresentada na Figura 3.1b. A série resultante de anomalias filtradas das variáveis, nessa escala de tempo, compreende o período de julho de 1952 a junho de 1986.

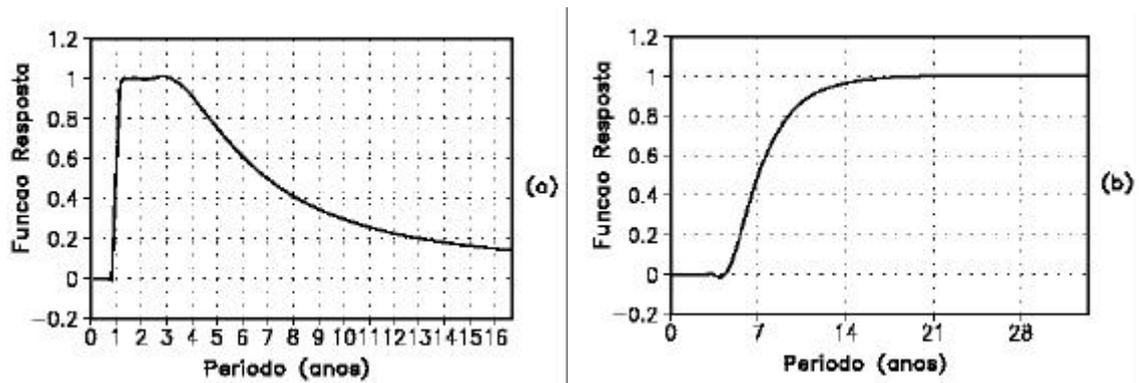


Fig. 3.1 - Função resposta para filtro de Lanczos: (a) banda interanual e (b) banda decadal.

A metodologia da análise das séries de ATSM escolhida é a das EOF, detalhada no Apêndice A. Essa técnica é usada para identificar os modos dominantes de variabilidade temporal e espacial de TSM no AT, considerando as ATSM não filtradas, e filtradas em escalas de tempo interanual e decadal, para diferentes períodos. Análises de EOF de ATSM do ATN e ATS também são realizadas separadamente. Estas últimas análises eliminam o problema de correlação interhemisférica artificial que as análises de EOF sobre o AT podem forçar (Houghton e Toure, 1992; Dommengot e Latif, 2000). Para essas análises, as séries de anomalias são selecionadas para uma resolução de 2° em latitude e 2° em longitude, o que não compromete a representação dos padrões oceânicos de grande escala.

Além disso, para obter a evolução temporal dos padrões espaciais de ATSM encontrados (somente para a série filtrada), utiliza-se a técnica de análise de EEOF, que é uma extensão das EOF. Este método, detalhado no Apêndice B, é apropriado para investigar aspectos cíclicos da evolução dos padrões anômalos. As EEOF levam em consideração que os campos além de serem altamente correlacionados no espaço como no caso de EOF, têm significantes correlações no tempo. As análises de EEOF, para ATSM filtradas em escalas interanuais são realizadas para 10 passos de tempo com

defasagem de 3 meses. Na escala de tempo decadal, são utilizados 10 passos de tempo com defasagem de 12 meses.

Para a escala de tempo decadal, a análise de EEOF é realizada considerando a série de ATSM para o período mais longo (1856 a 1991). Nesse caso, as oscilações decadais são isoladas aplicando um filtro de Lanczos passa banda com 361 pesos e frequências de corte de $1/84 \text{ mês}^{-1}$ e $1/240 \text{ mês}^{-1}$. A resposta do filtro é apresentada na Figura 3.2. A série resultante das ATSM corresponde ao período de janeiro de 1871 a dezembro de 1976.

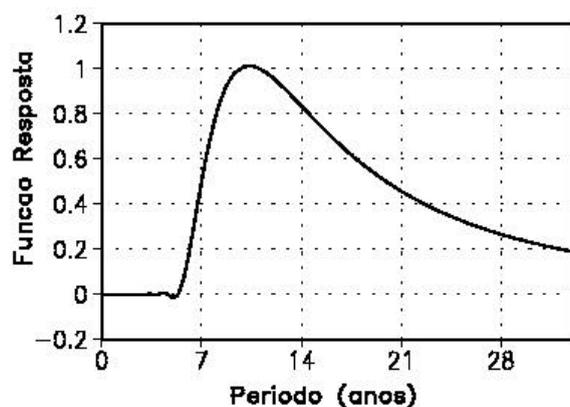


Fig. 3.2 - Função resposta para filtro de Lanczos.

A Tabela 3.1 mostra os diferentes períodos e regiões utilizadas nas análises de EOF e EEOF, para ATSM não filtradas, filtradas em escalas de tempo interanual e decadal.

TABELA 3.1 - REGIÕES E PERÍODOS DAS ANÁLISES DE EOF E EEOF

	EOF (ATSM)			EEOF (ATSM)	
	Séries não filtradas	Séries filtradas (interanual)	Séries filtradas (decadal)	Séries filtradas (interanual)	Séries filtradas (decadal)
Período	Regiões Analisadas	Regiões Analisadas	Regiões Analisadas	Regiões Analisadas	Regiões Analisadas
1945-93	AT,ATN,ATS				
1945-61	AT				
1962-77	AT				
1978-93	AT				
1949-89		AT,ATN,ATS			
1949-61		AT,ATN,ATS		AT	
1962-76		AT,ATN,ATS		AT	
1977-89		AT,ATN,ATS		AT	
1952-86			AT,ATN,ATS		
1970-86			AT,ATN,ATS		
1871-1976			AT		AT

Para obter a relação entre os padrões de evolução de ATSM e as características da circulação atmosférica, as componentes principais (CP) obtidas nas análises de EEOF são correlacionadas com as séries de anomalias filtradas de PNM e componentes zonal e meridional do vento em superfície, em cada ponto de grade. Os padrões espaciais para PNM e vento em superfície são também estendidos incluindo os 10 diferentes tempos. Este método é similar ao usado por Wallace et al. (1990) para obter padrões associados às componentes principais obtidas em análises de EOF, exceto que é aplicado para determinar padrões associados a análises de EEOF. Além disso, diagramas tempo

versus latitude são construídos, considerando os padrões de correlação das EEOF de TSM e PNM, mediados sobre faixas longitudinais.

Os cálculos de EOF e de EEOF são baseados na matriz de correlação. Os autovetores, correspondentes às análises de EOF e EEOF são apresentados como padrões de correlação. Para as discussões de EEOF, assume-se amplitudes positivas para os modos, de forma que o sinal das correlações correspondem ao sinal das anomalias.

Um ponto importante a ser considerado nas análises de EOF é identificar os modos independentes. De acordo com North et al. (1982), um modo n pode ser selecionado como um modo físico independente dos demais, se o autovalor associado λ_n é bem separado dos autovalores subsequentes, isto é, $\delta\lambda_{n-1} < \Delta\lambda_{n-1}$ e $\delta\lambda_n < \Delta\lambda_n$, onde $\delta\lambda_n$ ($\sim\lambda_n$ $(2/N)^{1/2}$) é o erro devido a incertezas estatísticas de λ_n , N é o número de graus de liberdade e $\Delta\lambda_n$ ($=\lambda_n - \lambda_{n-1}$), é o espaçamento entre os autovalores.

Além disso, como os resultados são baseados em padrões de correlação, realiza-se uma análise de significância estatística dos mesmos. No entanto, para identificar os modos independentes e a significância estatística dos padrões é necessário obter o número de graus de liberdade das séries. Isso é feito obtendo inicialmente o tempo necessário para ocorrer dois eventos independentes, que é a defasagem necessária para a autocorrelação de uma série ser próxima de zero. Os cálculos de autocorrelação das séries de ATSM filtradas (escala interanual) e não filtradas, mostram que, para defasagens de 6 meses, a variância média sobre a região do AT devido a autocorrelação nas séries é em torno de 4%. Assim, assume-se eventos independentes a cada 6 meses. Para a série filtrada em escala de tempo decadal, eventos independentes são assumidos a cada 40 meses. Os graus de liberdade são obtidos dividindo o comprimento total das séries de ATSM pelo período de tempo necessário para obter duas realizações independentes. O mesmo procedimento foi utilizado por Servain et al. (2000). A Tabela (3.2), apresenta o número de graus de liberdade e os coeficientes de correlação significantes no nível de confiança de 95%, obtidos pelo teste t-Student, para os diferentes períodos de análises.

TABELA 3.2 - NÚMERO DE GRAUS DE LIBERDADE E COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO SIGNIFICATIVOS NO NÍVEL DE CONFIANÇA DE 95% PARA CADA PERÍODO DE ANÁLISE

Período	Número de Graus de Liberdade			Coeficiente Correlação
	Séries não filtradas	Séries filtradas (interanual)	Séries filtradas (decadal)	
1945-93	98			0,2
1945-61	32			0,35
1962-77	32			0,35
1978-93	32			0,35
1949-89		82		0,22
1949-61		26		0,38
1962-76		30		0,35
1977-89		26		0,38
1952-86			10	0,6
1970-86			5	0,75
1871-1976			32	0,35

3.2.2 - Análise de Compostos

As análises de EOF descritas anteriormente definem os principais padrões de variabilidade interanual e decadal na região do AT. No entanto, para essas análises considera-se séries de ATSM contendo todos os meses do ano. Isto dificulta a definição dos períodos do ano com dominância de um determinado padrão e de sua evolução sazonal. Desta maneira, a climatologia estatística dos padrões dominantes é

determinada, utilizando a técnica de composições. Esta técnica é uma ferramenta bastante usada e efetivamente útil na análise e identificação dos padrões médios e variações associadas a um determinado fenômeno. Entretanto, a validação da análise depende fundamentalmente do critério de seleção dos eventos a serem estudados, que no caso são os padrões equatorial e dipolo no AT.

Os critérios de seleção dos eventos são definidos considerando os resultados das análises de EOF e seguindo alguns passos:

1 - são construídas séries temporais de ATSM mensais, médias sobre as regiões obtidas pelas análises de EOF como os centros dos padrões equatorial e dipolo. Assim, no ATN a região limita-se entre 5,5°N, 21,5°N, 50°W e 20°W, no ATS entre 20,5°S, 4,5°S, 20°W e 10°E, e no Atlântico Equatorial (AE) entre 2,5°S, 3,5°N, 40°W e 0°. As regiões selecionadas nos ATN e ATS correspondem aproximadamente às regiões utilizadas por Enfield et al. (1999) na construção de índices para o ATN e ATS, exceto pelo fato que esses autores consideraram a região do ATS estendendo-se até o equador. A região no AE inclui a região encontrada por Zebiak (1993) com as maiores variações de TSM para o modo equatorial (3°S-3°N e 20°W-0). Essas séries temporais definem índices mensais do ATN (IN), do ATS (IS) e equatorial (IE), para o período de 1945 a 1993.

2 - A partir desses índices são selecionados os meses em que ocorreram os padrões equatorial e dipolo. No caso do padrão equatorial o critério de seleção é que o IE do mês apresente valor superior ao desvio padrão da série total ($\sigma = 0,35^{\circ}\text{C}$). No caso do padrão de dipolo, o critério é a ocorrência simultânea de IN e IS com magnitude superior a $0,2^{\circ}\text{C}$ e sinais contrários. O valor de $0,2^{\circ}\text{C}$ é o mesmo definido por Souza et al. (2000).

Os compostos são feitos para os índices do modo equatorial e de dipolo, considerando em uma primeira análise, todos os eventos encontrados. Além disso, faz-se uma análise sazonal para identificar as principais características dos modos para cada estação. Finalmente, são feitas as diferenças de composições do padrão positivo menos padrão

negativo. As composições são para TSM e vento em superfície, para a região do AT, e PNM para regiões do Atlântico entre 60°S a 60°N. A resolução espacial usada nas composições é 2° em latitude por 2° em longitude, exceto para PNM que é 4° em latitude por 4° em longitude.

3.2.3 - Previsões de ATSM no AT com Modelos Estatísticos

Modelos de previsão de ATSM são construídos utilizando a técnica de ACC, freqüentemente usada como uma técnica de previsão (Barnett e Preisendofer, 1987; Graham et al., 1987a, b; Barnston e Ropelewski, 1992; Landman e Mason, 1999 e 2001). A ACC é uma metodologia de estatística multivariada para determinar, a partir de dois conjuntos de dados, combinações lineares, chamadas “variáveis canônicas”, de forma que a correlação entre estas variáveis seja maximizada. A teoria de ACC encontra-se extensivamente descrita na literatura e ocupa o topo da hierarquia dos modelos de regressão múltipla (Barnett e Preisendofer, 1987). Uma breve descrição da técnica de ACC pode ser vista no Apêndice C.

A técnica de ACC pode ser entendida fazendo-se analogias à análise de EOF. Esta última é baseada em autovalores/autovetores da matriz de correlação de um único conjunto de dados e define um novo sistema de coordenadas que descreve a variância explicada. A ACC define um sistema de coordenadas que descreve a correlação cruzada entre dois conjuntos de dados. Da mesma forma, esse sistema é expresso como um problema de autovalor, sendo a autoestrutura obtida a partir do produto da matriz de correlação cruzada entre dois conjuntos de dados e suas transpostas. Os autovalores nas análises de EOF representam a variância explicada associada a cada modo (dimensão) no novo sistema de coordenadas. Na ACC, os autovalores resultantes são chamados de coeficientes de correlação canônico e representam as correlações entre os padrões dos preditores e preditandos.

Uma vantagem da ACC é a possibilidade de se utilizar campos completos de informação e objetivamente definir a mais alta relação entre preditores e predictandos. Incluindo as informações espacial e temporal no campo preditor é então possível definir ambas evoluções espacial e temporal do preditor que melhor prevêm um padrão de variabilidade associado. Neste trabalho, são construídos modelos simples, onde o campo preditor não incluiu a evolução temporal dos padrões.

Uma desvantagem da ACC é quando se tem o número de realizações no tempo muito menor que o número de observações (pontos no espaço). Neste caso, a estimativa da matriz inversa necessária em ACC pode ser impossível. Uma maneira de resolver o problema é a ortogonalização dos campos do preditor e predictando, com pré-filtragem, para serem utilizados em ACC (Barnett e Preisendofer, 1987).

3.2.3a – Construção de Modelos Estatísticos usando ACC

As ATSM na região do AT, campos do predictando (Z), são previstas utilizando a técnica de ACC. Os campos do preditor (Y) são de ATSM em regiões selecionadas do Atlântico e Pacífico. Ambos os campos de Y e Z estão em uma resolução espacial de 4° em latitude por 4° em longitude, o que não compromete a representação dos padrões oceânicos de grande escala.

O primeiro passo é a pré-filtragem dos campos Y e Z calculando-se as EOF destes campos separadamente. O modelo é construído usando um número de autovetores que retêm em torno de 80% da variância original de cada campo e que varia de 7 a 13, dependendo da área considerada e do experimento. Essa pré-filtragem faz com que a ACC focalize-se nos modos de variabilidade dominantes dentro de cada conjunto de dados de entrada, e em princípio os ruídos de pequena escala são filtrados. Este procedimento é o mesmo utilizado por Repelli e Nobre (1998).

Em seguida, constroi-se uma matriz de correlação cruzada entre as séries de componentes principais de Y e Z. As dimensões dessa matriz são então reduzidas ao número de modos retidos pelo preditor e preeditando. Da transposta desta matriz, são obtidos os autovetores e autovalores canônicos para o Y e Z.

A função temporal canônica do preditor é encontrada através de combinações lineares entre os autovetores canônicos e a série de componentes principais do preditor (utilizada na construção da matriz) para cada modo. O número de modos utilizados neste caso, é o menor número de modos do preditor e preeditando, fornecidos pela EOF. O último passo, é derivar a equação de regressão expressando os modos canônicos em termos de variáveis originais. Assim, define-se um coeficiente de regressão para converter função temporal canônica do preditor, em uma função temporal canônica do preeditando. Finalmente, uma equação preditiva que relaciona os campos do preditor e preeditando é construída e a previsão pode ser realizada. A Figura (3.3) ilustra esquematicamente as diversas etapas para previsão de ATSM.

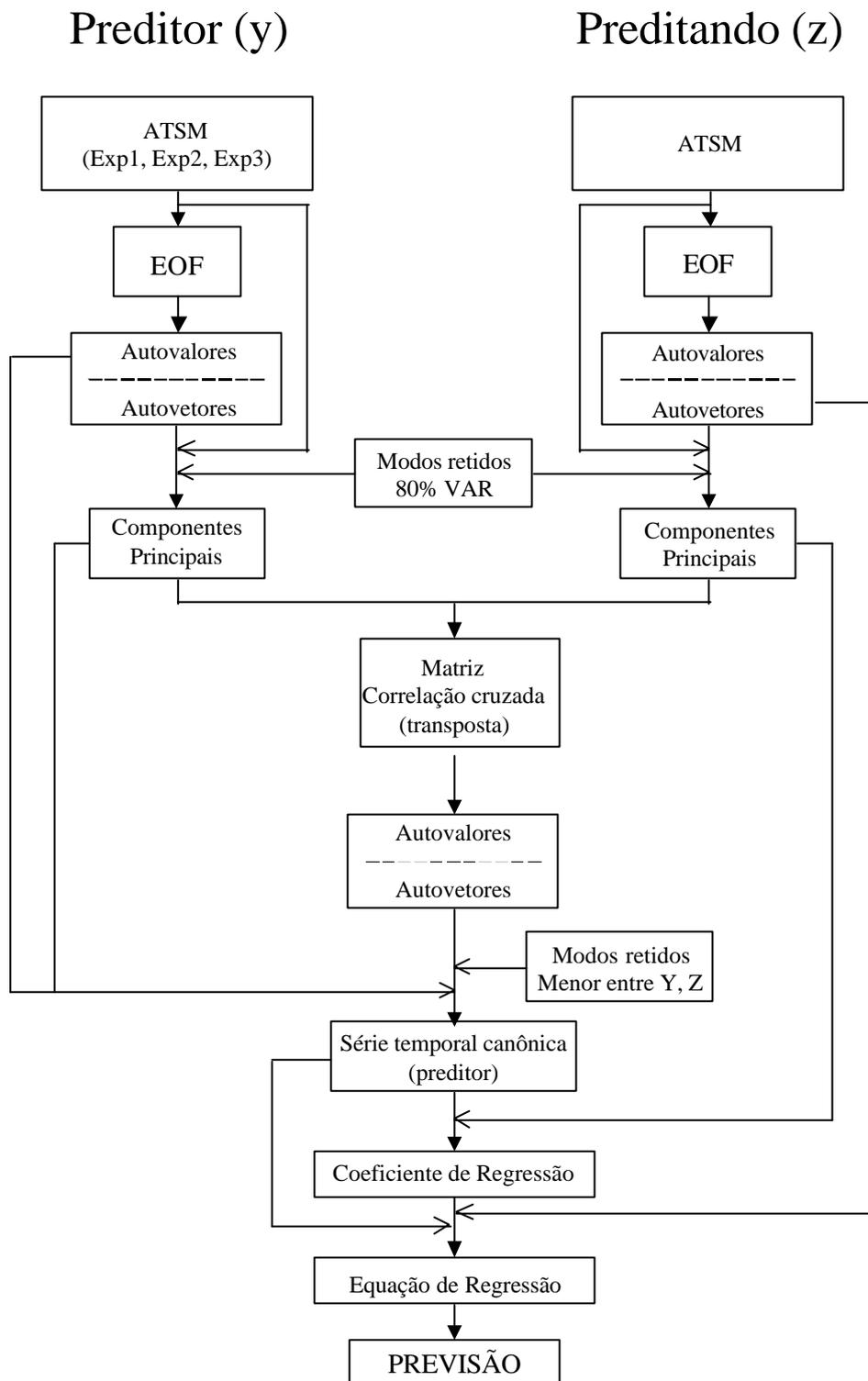


Figura 3.3 - Esquema ilustrativo das etapas utilizadas para a previsão de ATSM, utilizando ACC.

Como o interesse do trabalho é prever ATSM na região do AT, os campos de Z são desta variável. Para os campos de Y, inicialmente, são usadas as ATSM, na mesma área definida para o preditando. Num segundo experimento, o preditor Y, corresponde a ATSM do AT e do Pacífico Equatorial (PE) (157,5°E - 84,5°W; 5,5°N - 6,5°S), e num terceiro experimento, Y corresponde aos campos de ATSM somente da região do PE. O uso de diferentes áreas como preditores permite investigar a importância das influências remotas (principalmente devido ao ENOS) e influências locais na previsibilidade das ATSM na região do AT. A Tabela (3.3) sumaria estes experimentos e fornece, para os preditores e preditandos, suas dimensões espaciais.

TABELA 3.3 - ÁREAS DOS CAMPOS DO PREDITOR E PREDITANDO, PARA OS EXPERIMENTOS 1, 2 E 3, RESPECTIVAMENTE

	Preditor	Observações	Preditando	Observações
Exp1	AT	218	AT	218
Exp2	PE e AT	340	AT	218
Exp3	PE	120	AT	218

Para cada experimento são considerados os campos de ATSM dos meses de janeiro a dezembro, individualmente, como preditores e a partir destes os campos dos preditandos são selecionados até os seis (6) meses seguintes. Isso permite identificar a(s) melhor(es) área(s) preditora(s) e a máxima antecedência com a qual pode-se conseguir as melhores previsões com os modelos estatísticos. A definição da defasagem deste trabalho é exemplificada na Figura 3.4 para previsão de março de 1986. Nesta figura, os meses sublinhados representam os meses escolhidos como preditor e preditando.

Preditor		Preditando	
1985	1986	1986	Defasagem
set out nov dez	Jan <u>fev</u>	<u>mar</u>	1 mês
set out nov dez	<u>Jan</u> fev	<u>mar</u>	2 mês
set out nov <u>dez</u>	Jan fev	<u>mar</u>	3 meses
set out <u>nov</u> dez	Jan fev	<u>mar</u>	4 meses
set <u>out</u> nov dez	Jan fev	<u>mar</u>	5 meses
<u>set</u> out nov dez	Jan fev	<u>mar</u>	6 meses

Figura 3.4 - Esquema da defasagem para previsão.

3.2.3b – Estimativa do Desempenho dos Modelos Estatísticos

O procedimento escolhido para testar o desempenho dos modelos estatísticos é o método de validação cruzada (Barnett e Preisendorfer, 1987; Landman e Mason, 1999). Para cada tempo η , onde $1 \leq \eta \leq n$, o η -ésimo par de campos do preditor e preeditando é excluído, e os $n-1$ campos restantes, são usados para construir um modelo. A previsão do preeditando no tempo η é então realizada com este modelo. Este procedimento é repetido n vezes, seqüencialmente omitindo-se um único par de campos do preditor e preeditando. Isto resulta em séries de n previsões. No caso em questão, com 49 anos de observações, de 1945 a 1993, o ano de 1946 é excluído e a ACC é usada para desenvolver um modelo de previsão com os 48 anos restantes. Assim, sucessivamente, são construídos 48 modelos. O modelo excluindo-se o primeiro ano não é construído tendo em vista as defasagens usadas nas previsões. Os dados do preditor, previamente reconstruídos com base nos autovetores retidos para a construção de cada modelo, para cada ano excluído, são então utilizados para gerar os campos dos preeditandos para os respectivos anos excluídos.

Essas previsões podem ser diretamente comparadas com os campos observados. Vale salientar que os campos previstos pelo modelo representam 80% da variância total dos

dados e que nenhum fator de ajuste é utilizado para a correção da magnitude das anomalias previstas. Assim, opta-se em fazer a comparação considerando os campos observados reconstruídos a partir dos autovetores e autovalores utilizados na construção dos modelos. Para o conjunto de 48 previsões de um certo mês, para cada preditor e preditando, a verificação é feita calculando-se o coeficiente de correlação linear entre a série observada reconstruída e a prevista pelo modelo para cada ponto de observação. Os resultados são apresentados como médias do coeficiente de correlação e do erro quadrático médio sobre toda a área prevista.

No entanto, o coeficiente de correlação mediado sobre toda a região do AT (218 pontos de grade), é um teste rigoroso, já que engloba áreas onde os modelos têm um bom desempenho e regiões onde as previsões são pouco representativas. Assim, novos cálculos são realizados para as regiões identificadas nas análises de EOF com padrões dominantes da variabilidade no AT, como os padrões de dipolo e equatorial. As regiões do ATN (RAN) e ATS (RAS), com 45 pontos de grade cada uma, são selecionadas e correspondem as mesmas utilizadas para a obtenção dos índices IN, IS, utilizados nas análises de composições. A região equatorial (RAE) corresponde a área entre $50^{\circ}\text{W} - 0$ e $5,5^{\circ}\text{N} - 5,5^{\circ}\text{S}$ e é definida por 60 pontos de grade.

Um teste de significância estatística de hipótese nula (t-student) é aplicado para calcular o nível de significância dos coeficientes de correlação encontrados. Nestes experimentos, o grau de liberdade é o número de anos utilizados para verificação (48 anos). Assim, somente correlações superiores a 0,3 e 0,4 são significantes ao nível de 95% e 99%, respectivamente.

Para finalizar, as previsões obtidas com os modelos estatísticos são comparadas com previsões obtidas pela persistência das ATSM no AT.

3.2.4 - Simulação de ATSM com Modelo Numérico (MICOM)

O modelo oceânico dinâmico utilizado para simular ATSM na região do AT é o “Miami Isopycnic Coordinate Ocean Model - MICOM” (Bleck et al., 1989 e Bleck et al., 1992), cujas características estão sumariadas no Apendice D.

As simulações são realizadas para a região entre 70°W-20°E e 60°N - 50°S, em uma grade com resolução espacial de 2° na direção zonal e variável na direção meridional conforme a expressão $2\cos\phi$, onde ϕ é a latitude. O modelo é iniciado do estado de repouso, com as profundidades iniciais da camada oceânica prescritas de acordo com a distribuição média zonal de densidades da climatologia de Levitus (1982). Todas as camadas assumem salinidade 35,00 psu e as temperaturas são calculadas com este valor e com os valores de densidade de cada camada, com uma equação de estado inversa ($T = T(\rho, s)$). O modelo requer como forçantes superficiais a tensão de cisalhamento do vento, o balanço radiativo e os fluxos turbulentos de calor sensível e latente. Assim, as variáveis utilizadas para forçar o modelo são: quantidade de precipitação, razão de mistura, velocidade vertical, componentes zonal e meridional do tensor de cisalhamento do vento, temperatura do ar, radiação de onda longa, radiação de onda curta e PNM para o período de 1945 a 1989, obtidas do COADS, e descritas em da Silva et al. (1994).

Inicialmente, sob forçantes climatológicas o modelo é integrado até atingir o estado de equilíbrio, que ocorre em aproximadamente 20 anos. Uma vez que o modelo atinge o estado de equilíbrio, uma nova integração é processada para um período de 50 anos, considerando o estado final da integração anterior como as novas condições iniciais, mas com as mesmas forçantes climatológicas. Esta nova integração é realizada para testar o modelo quanto a seu desempenho em reproduzir a climatologia do campo de TSM para a região do AT. Os arquivos de TSM são salvos a cada 30 dias, obtendo-se assim séries mensais de 50 anos de dados de TSM simulados. A partir daí são calculadas as médias mensais referentes ao modelo, ou seja, a climatologia simulada.

Para estudar a variabilidade de TSM simulada pelo modelo, uma nova integração é realizada partindo das mesmas condições iniciais consideradas na integração anterior, ou seja, com o modelo em estado de equilíbrio, mas agora forçando-o com dados observados para o período de janeiro de 1946 a dezembro de 1988. Novamente são salvos arquivos de TSM simuladas a cada 30 dias. As séries de ATSM simuladas pelo modelo referente a este período de 43 anos são obtidas pela diferença entre os campos simulados sob forçantes observacionais e a climatologia simulada. No entanto, os primeiros quatro anos são eliminados para as análises, devido ao fato que nesse período o modelo ajusta-se a novas forçantes. Assim, as análises são efetivamente realizadas para o período de 1950 a 1988.

As variações interanual e decadal das ATSM no AT reproduzidas pelo modelo são examinadas através de dois índices definidos como nas análises de compostos para ATSM observadas, e com os mesmos critérios de seleção de casos. No entanto, antes de selecionar os eventos de dipolo e equatorial, os índices obtidos para as ATSM simuladas são normalizados seguindo a expressão (3.1):

$$\mathbf{m}_{mod}^* = \frac{\sigma_{obs}}{\sigma_{mod}} (\mathbf{m}_{mod} - \bar{\mathbf{m}}_{mod}) + \bar{\mathbf{m}}_{obs} \quad (3.1)$$

onde, σ_{obs} e σ_{mod} , correspondem ao desvio padrão do índice observado e simulado, respectivamente, \mathbf{m}_{mod} ao valor mensal do índice simulado e $\bar{\mathbf{m}}_{mod}$ e $\bar{\mathbf{m}}_{obs}$ as médias dos índices simulado e observado. Os desvios padrão e as médias são calculadas considerando o período total.

Esses índices representam os dois modos dominantes de variabilidade encontrados nas análises observacionais e são usados para cálculos das mesmas composições feitas para TSM observadas.

3.3 - TERMINOLOGIA ADOTADA NOS RESULTADOS

- Padrão de dipolo positivo (negativo) corresponde ao padrão com o centro positivo (negativo) no ATN e negativo (positivo) no ATS.
- Padrão equatorial positivo (negativo) corresponde a um padrão com centro positivo (negativo) na região equatorial.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

4.1 - ANÁLISES DE ATSM NÃO FILTRADAS

4.1.1 - Médias Zonais

A Figura 4.1 mostra a média zonal das ATSM do AT, do período de janeiro de 1945 a dezembro de 1993. É notável a predominância de ATSM negativas (positivas) nos primeiros (últimos) 16 anos, e uma alternância de ATSM positivas e negativas no período intermediário. Sobreposta a essa variabilidade de TSM mais longa, na região do ATN, são observadas variabilidades em escalas de tempo mais curta do que no ATS, exceto para o período de 1972 a 1983. Assim, ATSM no AT tem distribuições espacial e temporal diferentes dependendo do período e da área considerada. As diferenças nos períodos de oscilação do ATN e ATS, podem gerar flutuações independentes que podem estar em fase ou não. Para investigar essas suposições, decide-se estudar a variabilidade de TSM no AT para diferentes períodos e para as regiões do AT, ATN e ATS, separadamente.

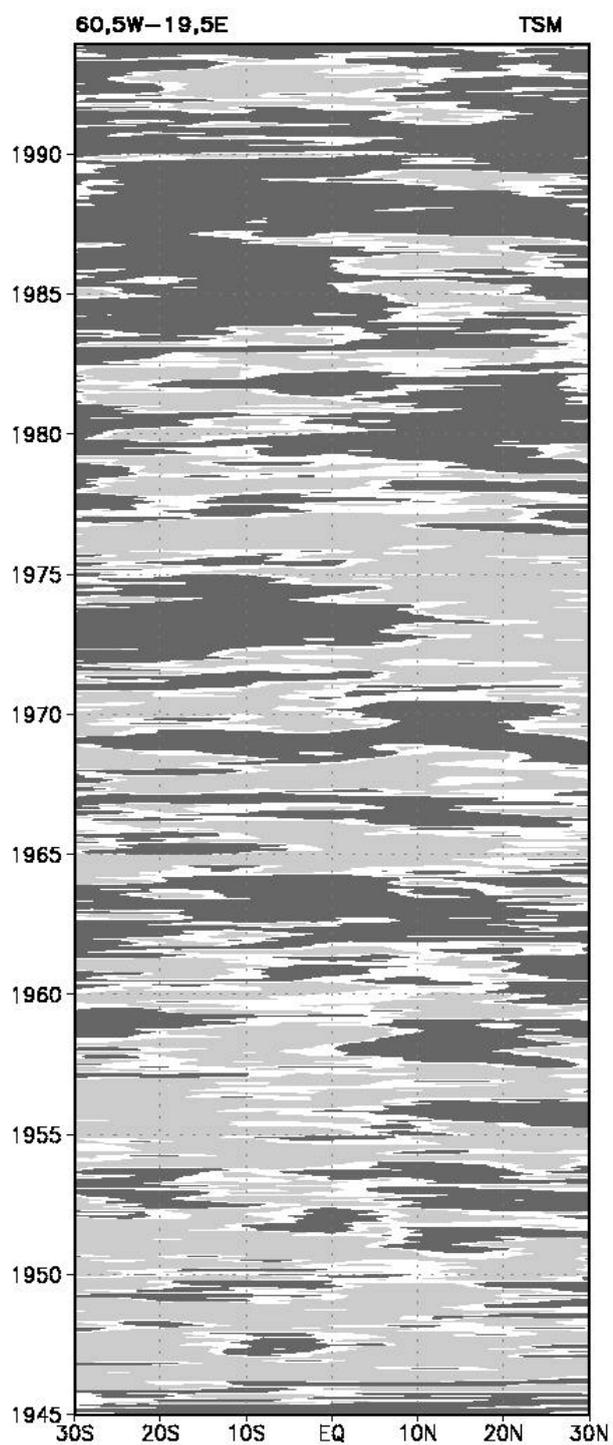


Fig. 4.1 - Média zonal de ATSM para o período de janeiro de 1945 a dezembro de 1993. Sombreados escuros (claros) indicam ATSM maiores (menores) que $0,1^{\circ}\text{C}$ ($-0,1^{\circ}\text{C}$).

4.1.2 – EOF de TSM não Filtradas

Nesta seção são apresentadas as análises de EOF de ATSM não filtradas. A Tabela 4.1 mostra áreas e períodos analisados e as correspondentes porcentagens da variância total de TSM explicadas pelos primeiros dois modos da análise de EOF. O asterisco (*) no primeiro modo significa que este modo é separado dos correspondentes modos mais altos, segundo o critério de North et al. (1982).

TABELA 4.1 - PORCENTAGENS DA VARIÂNCIA TOTAL DE TSM EXPLICADA PELOS MODOS 1 E 2 E AS ÁREAS CORRESPONDENTES

Período e Área considerada	EOF01	EOF02
1945-1993		
AT	21,6	13,5
ATN	34,4 *	13,5
ATS	31,3 *	9,6
1946-1961		
AT	14,4	13,0
1962-1977		
AT	23,7	16,3
1978-1993		
AT	19,8	16,2

4.1.2a - Variações de TSM: Janeiro de 1945 a Dezembro de 1993

Os dois primeiros modos para ATSM do AT são apresentados nas Figuras 4.2a e c. O modo-1 mostra correlações positivas em todo o domínio, com os maiores valores na região do cavado equatorial e no leste do ATS, que localmente explicam em torno de 40-50% da variância. Um segundo centro positivo é encontrado na parte oeste do ATN entre 25°N e 15°N. A CP01 deste modo (Figura 4.2b) tem uma oscilação de longo prazo superposta a flutuações interanuais. No caso da flutuação de longo prazo, três períodos distintos se destacam: de 1946 a 1961 com dominância de valores negativos, de 1962 a 1977 em que os sinais das amplitudes se alternam, e de 1978 a 1993, com dominância

de valores positivos. Para as amplitudes positivas (negativas), o AT é dominado por ATSM positivas (negativas), ou seja, ocorre um aquecimento (resfriamento) anômalo na região.

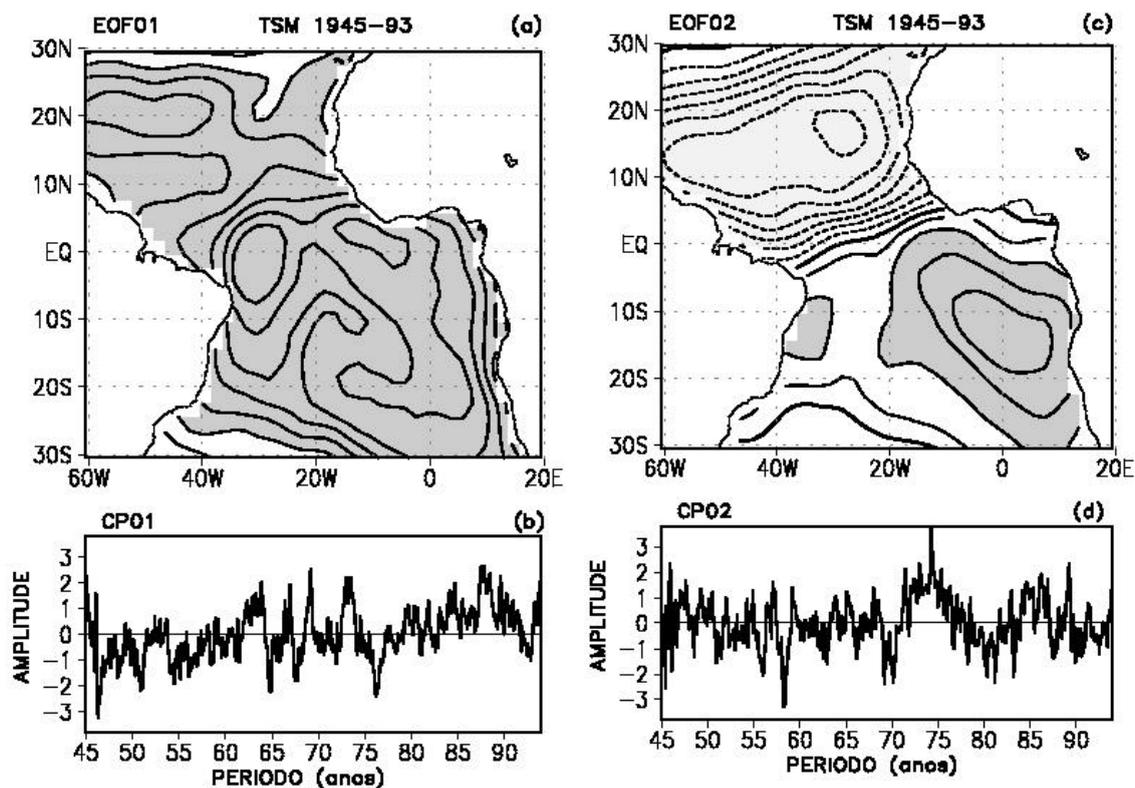


Fig. 4.2 - Padrões espaciais para os dois primeiros modos de EOF para ATSM no período de janeiro de 1945 a de dezembro de 1993: (a) modo-1, (c) modo-2. Intervalo de contorno é de 0,1. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,2 (-0,2). Componentes principais correspondentes ao: (b) modo-1 e (d) modo-2.

O modo-2 é caracterizado por sinais opostos ao norte e sul da ZCIT, com centros de ação na região dos alísios. O centro positivo, entre 2°N e 30°S no ATS leste e alongado na direção sudeste – noroeste na parte leste da bacia, tem máximo de 0,4, o que resulta em uma variância local máxima explicada de aproximadamente 16%. O centro negativo

estende-se zonalmente, sobre toda a área ao norte do equador, com valores extremos de -0.7 entre 10°N e 20°N. Isso indica que localmente este modo explica 49% da variância. A correspondente CP02 (Figura 4.2d) exibe flutuações em escala de tempo interanual, exceto no período de 1970 a 1983 quando variações mais longas são notáveis. Portanto, este modo é relacionado a fenômenos com escalas de tempo interanual e mais longas. Para amplitudes positivas (negativas) ocorre um padrão de dipolo de ATSM negativo (positivo) na região do AT.

O modo-1 é definido por variações que ocorrem principalmente na região equatorial e no ATS, enquanto o modo-2, por variações principalmente na região do ATN. Esses resultados são confirmados nas análises setoriais (ATN e ATS).

O modo-1 de cada setor do AT, é bem separado dos correspondentes modos mais altos. Assim, somente o modo-1 de cada análise é apresentado. Para o modo-1 de ATSM do ATN correlações negativas são encontradas sobre quase toda a região com os maiores valores em um centro bem definido entre 10°N e 20°N (Figura 4.3a). Este modo representa a parte norte do padrão de dipolo tropical, do modo-2 da análise anterior para o AT. De fato, as flutuações temporais da CP01 para esse sub - setor (Figura 4.3b) e CP02 para o AT (Figura 4.2d) são muito similares. Isto sugere que as variações temporais do padrão de dipolo da análise anterior refletem essencialmente as variações temporais de ATSM do centro do ATN.

O modo-1 de ATSM do ATS (Figura 4.3c) mostra correlações positivas sobre toda a região do ATS, com os maiores valores na área equatorial próximo à costa nordeste da América do Sul e ao longo da parte leste do sub - setor. Este modo representa a parte sul do modo-1 da análise do AT. De fato, as oscilações temporais da CP01 para ATS (Figura 4.3d) e CP01 para o AT (Figura 4.2b) são muito similares. Assim, as variações temporais do padrão do modo-1 da análise anterior envolvendo todo o AT refletem predominantemente as variações temporais das ATSM do ATS.

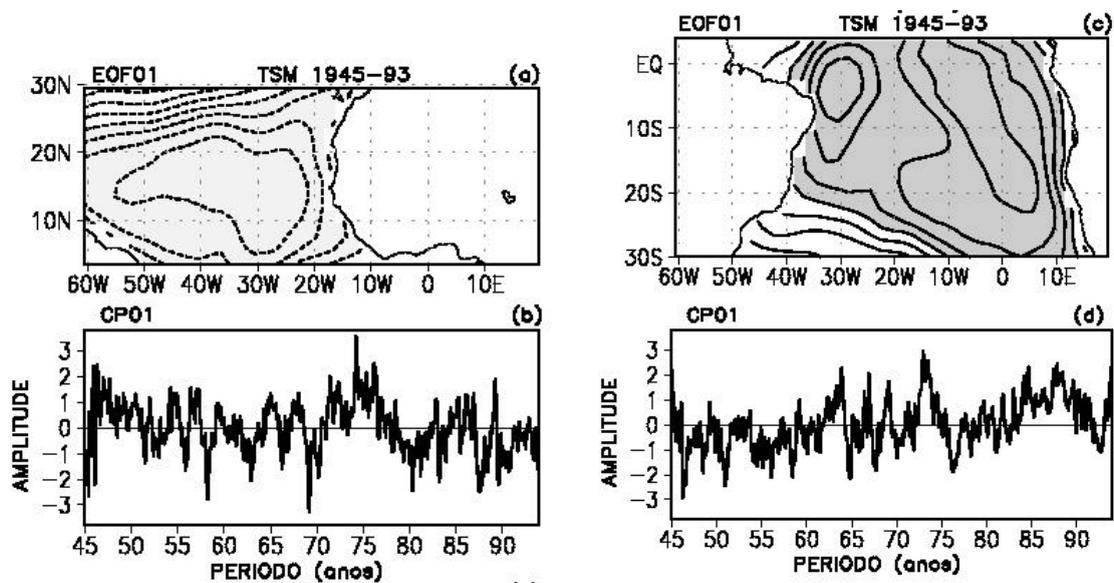


Fig. 4.3 - Padrões espaciais do modo-1 de EOF para ATSM para o período de janeiro de 1945 a dezembro de 1993: (a) ATN; (c) ATS. Intervalo de contorno é de 0,1. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,2 (−0,2). As componentes principais correspondentes a esses modos são mostradas em: (b) ATN e (d) ATS.

Esses resultados mostram que os dois primeiros modos de EOF para ATSM no AT contêm ambas escalas de variabilidade interanual e mais longas, e parecem ser definidos por padrões hemisféricos. Isso reforça a idéia inicial indicada pela Figura 4.1 que a variabilidade de TSM pode ser dependente do período e região considerados. Assim, a série total de dados foi dividida em três períodos distintos, definidos pela CP01 do AT.

4.1.2b - Variações de TSM: Janeiro de 1946 a Dezembro de 1961

As Figuras 4.4a e 4.4c ilustram os modos 1 e 2 de ATSM para o AT do período de 1946 a 1961. O modo-1 apresenta correlações positivas com os maiores valores na região equatorial, no leste do ATS e ao norte de 20°N no noroeste do ATN. Correlações

negativas estendem-se na faixa entre 5°N e 15°N e na parte sudoeste do ATS, porém não são significativas. A CP01 (Figura 4.4b) mostra oscilações em escala de tempo interanual não evidentes no modo-1 da análise do AT do período total. Isso se deve ao fato de se ter recalculado as anomalias para um período menor (aproximadamente 16 anos). Desse modo, as variações em escalas de tempo mais curtas tornam-se evidentes.

O modo-2 caracteriza-se por um padrão de dipolo, com o centro de correlações positivas no ATN, mais intenso em relação ao centro de correlações negativas do ATS. A CP02 (Figura 4.4d), mostra oscilações com períodos de 2 a 3 anos e valores extremos entre meados de 1957 a 1959.

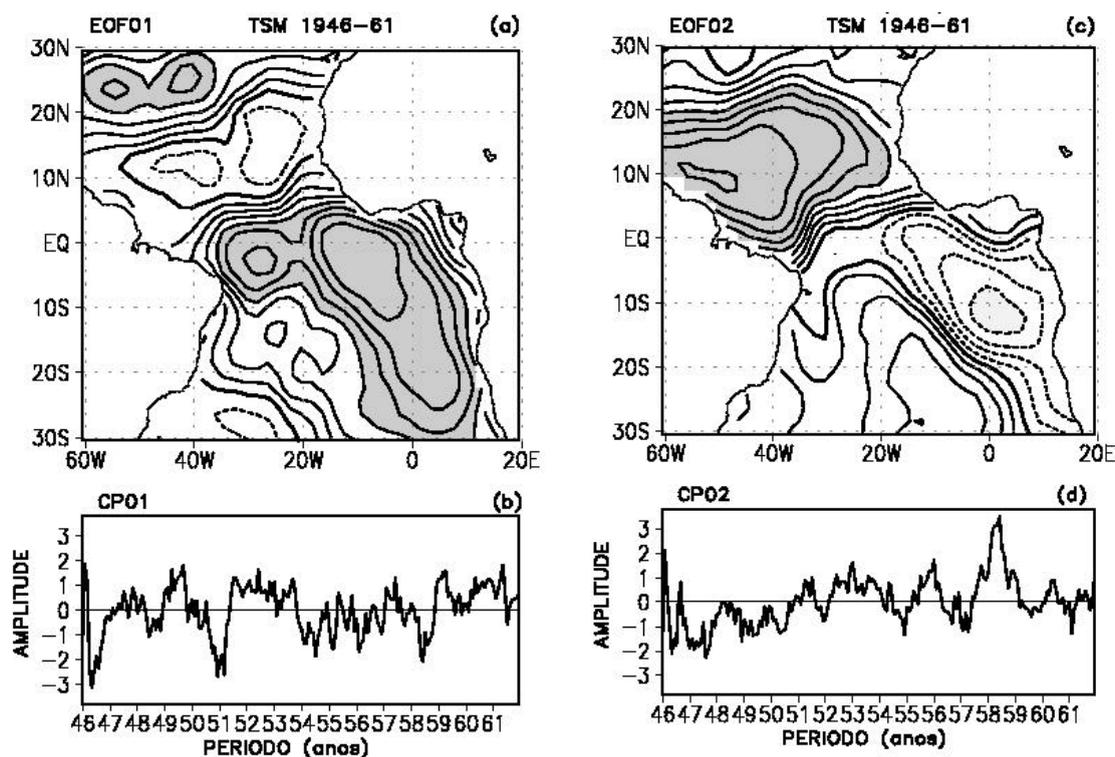


Fig. 4.4 - Padrões espaciais para os dois primeiros modos de EOF para ATSM no período de janeiro de 1946 a dezembro de 1961: (a) modo-1, (c) modo-2. Intervalo de contorno é de 0,1. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,4 (-0,4). Componentes principais correspondentes ao: (b) modo-1 e (d) modo-2.

Comparando esses resultados com os da análise para o período total, nota-se que o período de 1946 a 1961 define em grande parte o padrão na região equatorial e principalmente no leste do ATS ilustrado pelo modo-1 da primeira análise. O modo-2, embora com configuração de dipolo, o centro de máximas correlações no ATN não tem a mesma localização daquelas do modo-2 da análise do período total. O centro de máxima correlação do período de 1946 a 1961 está deslocado para sudoeste em relação as máximas correlações no leste do ATN, da análise do período todo.

4.1.2c - Variações de TSM: Janeiro de 1962 a Dezembro de 1977

Os dois primeiros modos para a ATSM do AT são apresentados nas Figuras 4.5a e c. O modo-1 caracteriza-se por correlações negativas em toda a região, com os maiores valores entre 5°N e 10°S. O modo-2 mostra um padrão de dipolo positivo no AT, com as maiores correlações positivas (negativas) centradas em 25°W e 18°N (0°W e 15°S). Nota-se que a variância local explicada no ATN de 64% é aproximadamente 1,5 vezes maior que a no ATS (25%).

A CP01 mostra flutuações na escala de tempo interanual, e na CP02, é notável a predominância de amplitudes negativas de 1971 a meados de 1976 (Figuras 4.5b e 4.5d). Estas flutuações temporais são similares aquelas das CP01 e CP02 da análise do período total de dados para o período correspondente. Isso se deve ao fato que o período de 1962 a 1977 corresponde ao período em que o sinal das amplitudes se alterna na CP01 da análise do período total de dados. Assim as flutuações temporais dos dois primeiros modos das duas análises têm as mesmas escalas porque em média, as climatologias total e do período de 1962 a 1977 são aproximadamente as mesmas.

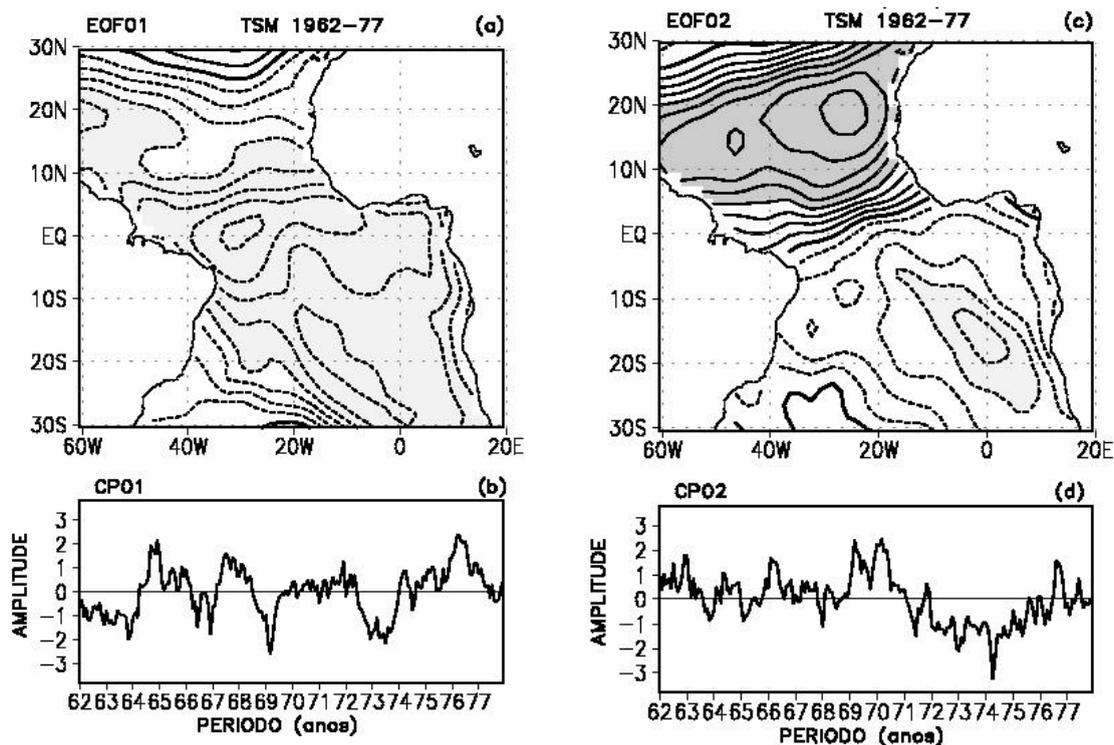


Fig. 4.5 - Idem a Figura 4.4 , mas para o período de janeiro de 1962 a dezembro de 1977.

No entanto, os padrões espaciais para o modo-1 das duas análises diferem, principalmente na região do ATS. Nesse período, não é observado o centro com extensão meridional no leste do ATS como notado na análise do período total. Os padrões do modo-2 das duas análises são similares, tanto nas localizações como intensidade dos centros do padrão de dipolo.

4.1.2d - Variações de TSM: Janeiro de 1978 a Dezembro de 1993

As Figuras 4.6a e 4.6c apresentam os modos 1 e 2 para ATSM do AT para o período de janeiro de 1978 a dezembro de 1993. Esses modos são caracterizados por padrões hemisféricos. O modo-1 mostra máximas correlações negativas no ATS, e correlações

não significativas no ATN. Para o modo-2, correlações negativas aparecem no ATN, com valores extremos na parte central, e correlações não significativas no ATS. Estes resultados sugerem que para esse período, as variações de TSM ao norte e sul do equador não são correlacionadas simultaneamente.

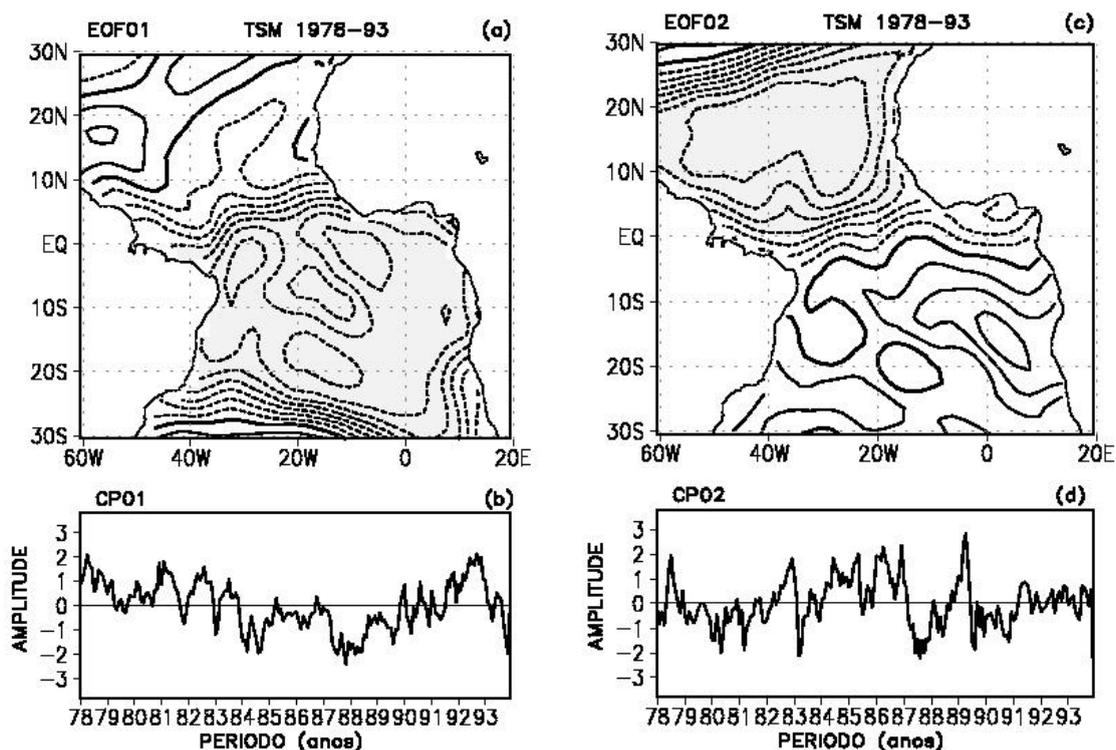


Fig. 4.6 - Idem a Figura 4.4, mas para o período de janeiro de 1978 a dezembro de 1993.

A CP01 (Figura 4.6b), mostra predominâncias de amplitudes positivas nos primeiros 6 anos, negativas nos 6 anos subsequentes sobrepostas as oscilações interanuais e mais curtas. A CP02 (Fig. 4.6d), apresenta oscilações em escalas de tempo menores, com as maiores amplitudes para o período de 1986 a 1989.

Os resultados para esse período são os que mais diferem daqueles obtidos na análise para o período todo. Em vez do padrão equatorial do modo-1 da análise total, o modo-1

nesse período mostra as maiores correlações ao sul do equador em diversos núcleos. Para o modo-2, as maiores diferenças ocorrem no ATS, onde o padrão de correlação embora fraco, possui uma característica mais zonal em relação ao modo-2 da análise total.

Sumariando, as análises realizadas com as séries particionadas por períodos reforçam algumas características da análise do período todo. O modo dominante de TSM para cada período descreve variações de ATSM na região ao sul de 5°N. Para o primeiro período, um centro de correlações positivas no ATS estende-se meridionalmente, na parte leste da bacia, não evidente nos outros períodos, mas notável na análise do período todo. O modo-2 de cada análise mostra maior variabilidade no ATN e com um padrão quase zonal. Assim, pode-se dizer que os padrões dominantes de ATSM no AT são hemisféricos. Isso concorda com os trabalhos de Enfield e Mayer (1997), que encontraram modos dominantes de variabilidade no AT, com alta variância local explicada ao sul (primeiro modo) e norte (segundo modo) da ZCIT. A anti-simetria meridional do modo-2 de cada análise é fraca. De fato, as maiores correlações no ATS estão em pequenas regiões e explicam em torno de 10-20% de variância local.

4.2 - VARIABILIDADE INTERANUAL

As porcentagens da variância total interanual para ATSM explicadas pelos dois primeiros modos de cada análise estão listadas na Tabela 4.2. O * no primeiro modo significa que este modo é separado dos correspondentes modos mais altos, segundo o critério de North et al. (1982).

TABELA 4.2 - PORCENTAGENS DA VARIÂNCIA TOTAL INTERANUAL DE TSM EXPLICADA PELOS MODOS 1 E 2 E AS ÁREAS CORRESPONDENTES

Período e Área considerada	EOF01	EOF02
1949-1989 AT	26,3*	17,4
1949-1961 AT	25,1	16,3
ATN	38,7	24,5
ATS	32,5	18,7
1962-1976 AT	34,6 *	15,9
ATN	45,7 *	18,6
ATS	43,3 *	13,3
1977-1989 AT	27,3	17,3
ATN	47,8 *	15,8
ATS	31,2	18,3

4.2.1 - Variabilidade Interanual: Janeiro de 1949 a Dezembro de 1989

Os padrões de EOF para ATSM filtradas em escala de tempo interanual para o período de 1949 a 1989 são apresentados na Figura 4.7. O modo-1 (Figura 4.7a) mostra correlações positivas sobre quase todo o domínio com os maiores valores ao longo do cavado equatorial (padrão equatorial). A correspondente CP01 (Figura 4.7b) exhibe variações temporais com períodos de aproximadamente 2 a 3 anos. As maiores amplitudes da CP01 ocorrem durante o período de 1962 a 1976, quando a TSM no AT contém forte componente interanual como mostrada na análise para séries não filtradas.

O modo-2 (Figura 4.7c) ilustra um padrão de dipolo com a linha de zero ao longo do cavado equatorial separando os centros de sinais opostos, com correlações absolutas acima de 0,8 (0,7) no ATN (ATS). Dois centros secundários são notados nos setores noroeste (positivo) e sudoeste (negativo) da área de estudo. O padrão de dipolo é bem definido e mais intenso do que para a série não filtrada. Localmente, a porcentagem da variância explicada no centro do ATN de aproximadamente 64% é maior do que a no

centro do ATS de 49%. A CP02 (Figura 4.7d) exibe flutuações interanuais com períodos de 2,5 a 3 anos e maiores amplitudes durante 1955 a 1960 e 1969 a 1970. Os dois modos dominantes de variabilidade interanuais (equatorial e dipolo) para TSM são relativamente mais fortes para períodos determinados e com pouca sobreposição entre si. Esses resultados sugerem que a partição temporal dos dados pode isolar os modos equatorial e dipolo um do outro.

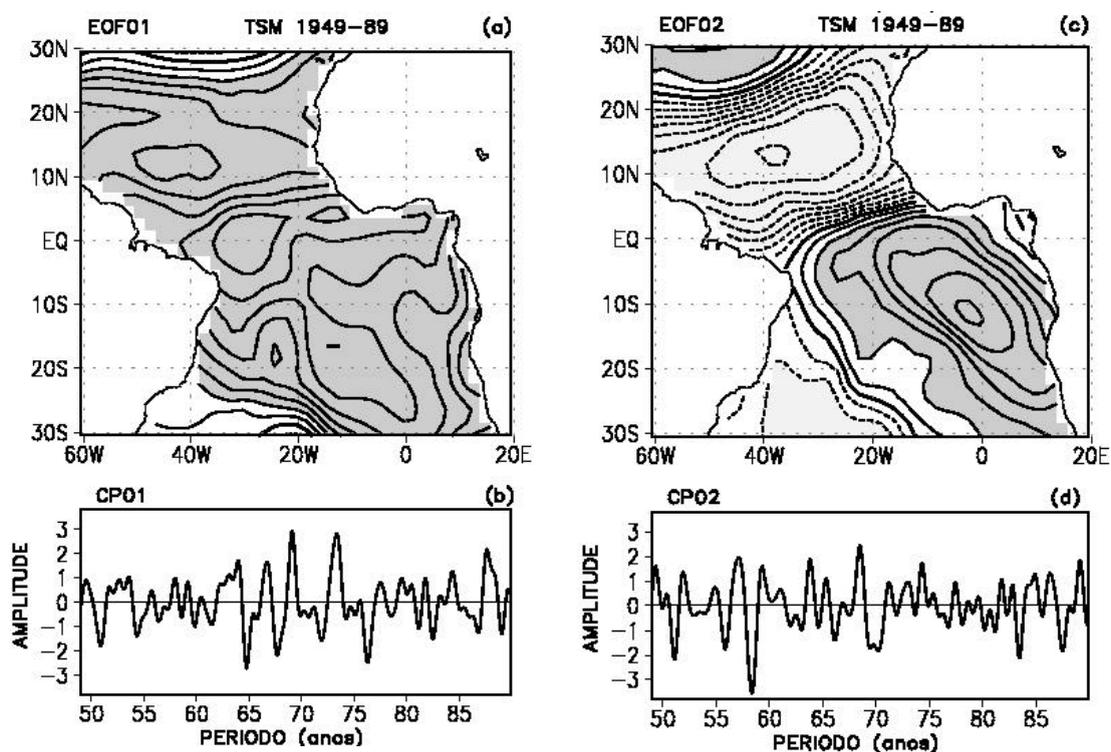


Fig. 4.7 - Padrões espaciais para os dois primeiros modos de EOF para ATSM filtradas no período de janeiro de 1949 a dezembro de 1989: (a) modo-1, (c) modo-2. Intervalo de contorno é de 0,1. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,2 (-0,2). Componentes principais correspondentes ao: (b) modo-1 e (d) modo-2.

As análises independentes feitas para ATSM filtrada do ATN e ATS, fornecem resultados similares aos encontrados para as análises de ATSM não filtradas. Assim, estes resultados não são apresentados.

4.2.2 - Variabilidade Interanual: Janeiro de 1949 a Dezembro de 1961

O modo-1 de EOF para ATSM filtrada para o período de 1949 a 1961 mostra um padrão de dipolo negativo (Figura 4.8a) similar aquele do modo-2 da análise de ATSM filtrada do período total. Correlações de sinais opostos estão aproximadamente balanceadas entre o ATN e o ATS. Correlações negativas (menores que -0.6) são encontradas em grandes áreas do ATN e correlações positivas (acima de 0,7) confinam-se no leste do ATS entre 2°N e 20°S. Dois centros secundários são observados no noroeste e sudoeste do domínio de estudo. A correspondente CP01 (Figura 4.8b) mostra oscilações interanuais com períodos variando de 2 a 3 anos, com máximas amplitudes nos períodos 1949 a 1953 e 1956 a 1959.

Para o modo-2 (Figura 4.8c), correlações negativas aparecem em quase toda a região com maiores valores ao norte de 10°S, principalmente no centro - oeste do ATN. Uma região de fracas anomalias positivas é notável entre 10°S e 20°S. Como este modo não está bem separado do modo-1, ele representa também um padrão de dipolo para TSM defasado em relação aquele do modo-1. A CP02 (Figura 4.8d) mostra oscilações em torno de 2 a 3 anos.

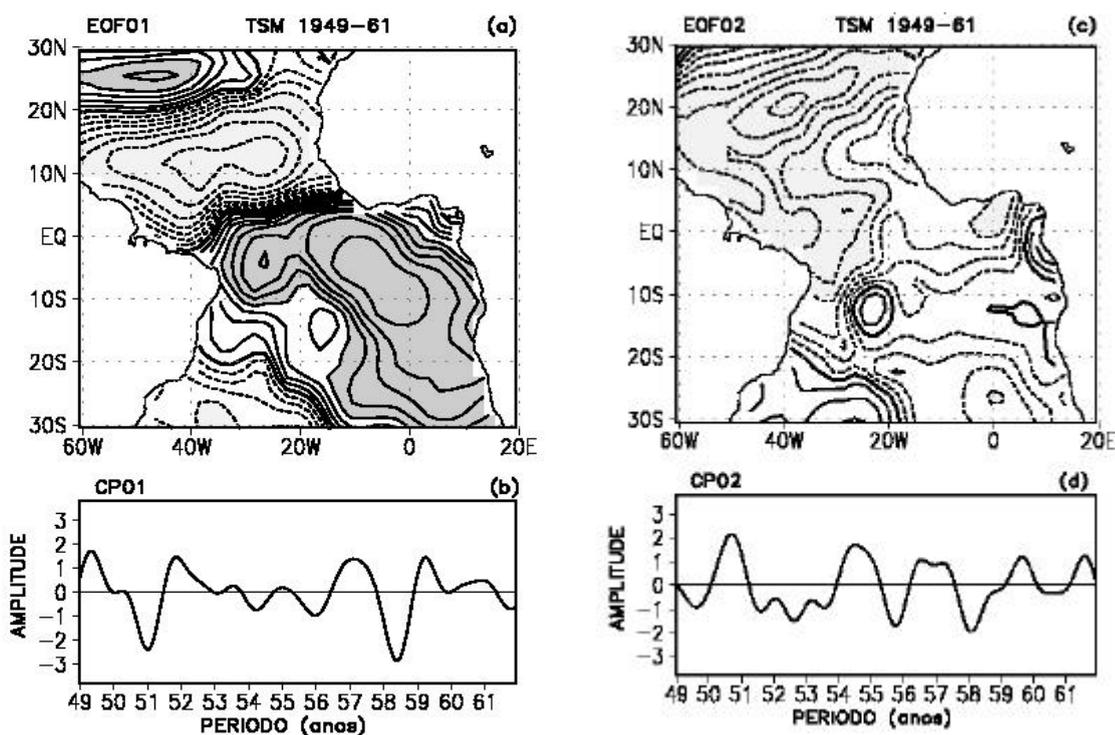


Fig. 4.8 - Padrões espaciais para os dois primeiros modos de EOF para ATSM filtradas no período de janeiro de 1949 a dezembro de 1961: (a) modo-1, (c) modo-2. Intervalo de contorno é de 0,1. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,4 (-0,4). Componentes principais correspondentes ao: (b) modo-1 e (d) modo-2.

O modo-1 das análises de EOF para ATSM filtrada independentes nos sub - setores ATN e ATS são apresentadas nas Figuras 4.9a e c. O modo-1 para cada sub - setor reproduz o correspondente centro hemisférico do padrão de dipolo da análise de ATSM filtrada no AT. A CP01 (Figura 4.9b) para o ATN oscila com períodos de 2 a 3 anos e parece estar em fase com a Figura 4.8d, enquanto, a CP01 (Figura 4.9d) para o ATS exhibe flutuações com períodos de 2 anos, em fase com aquelas da Figura 4.8b. Como os modos 1 e 2 para o AT não são separados e representam o dipolo de TSM, o modo-1 para ATS tem relação direta com o padrão de dipolo para TSM e o modo-1 para ATN, também se relaciona com um dipolo mas com defasagem no tempo. Assim, quando as oscilações para o ATN e ATS estiverem em fase sob condições anti - simétricas, o

padrão de dipolo é estabelecido. Isso é notável, analisando as CP01 do ATN, ATS e AT, apresentadas numa mesma figura (Figura 4.10). No período de 1956 a 1959, ocorrem máximas amplitudes de CP01 do ATN e de CP01 do ATS que estão em fase. Neste período a CP01 do AT também apresenta máximas amplitudes, indicando que o padrão de dipolo está bem estabelecido. Nos períodos em que CP01 do ATN e ATS estão fora de fase, por exemplo de 1952 a 1956, a CP01 do AT é pequena indicando que o padrão de dipolo é fraco.

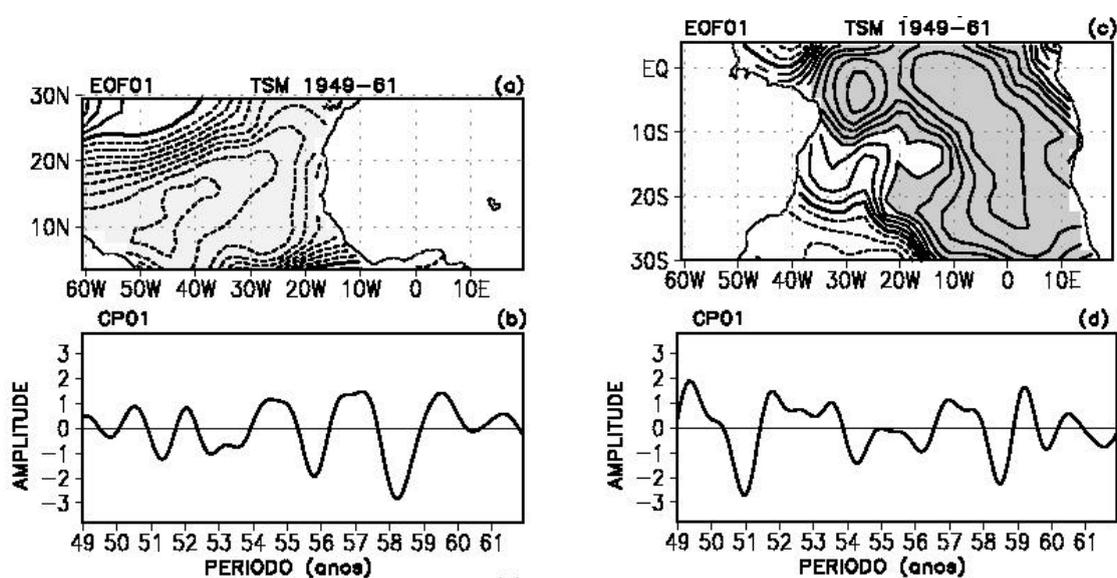


Fig. 4.9 - Padrões espaciais do modo-1 de EOF para ATSM filtradas para o período de janeiro de 1949 a dezembro de 1961: (a) ATN; (c) ATS. Intervalo de contorno é de 0,1. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,4 (-0,4). As componentes principais correspondentes a esses modos são mostradas em: (b) ATN e (d) ATS.

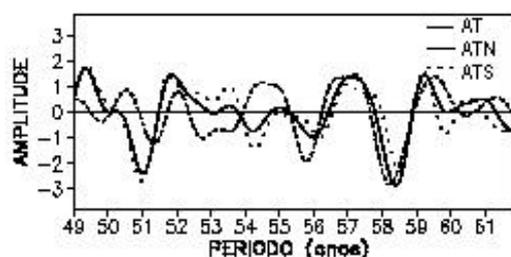


Fig. 4.10 - Componentes principais correspondentes ao modo-1 de EOF, para as regiões do AT, ATN e ATS, para o período de janeiro de 1949 a dezembro de 1961.

Os aspectos envolvendo a evolução do padrão de dipolo para ATSM e sua relação com padrões atmosféricos são mostrados nas Figuras 4.11 a 4.13. Os EEOF1 e 2 para ATSM, do período de 1949-61, formam um par consistindo de padrões espaciais que mostram, exceto por uma defasagem evolução temporal similar. Juntamente, estes modos explicam 25,7% da variância total interanual de TSM para o AT e período de análise. Por brevidade somente o primeiro modo é apresentado.

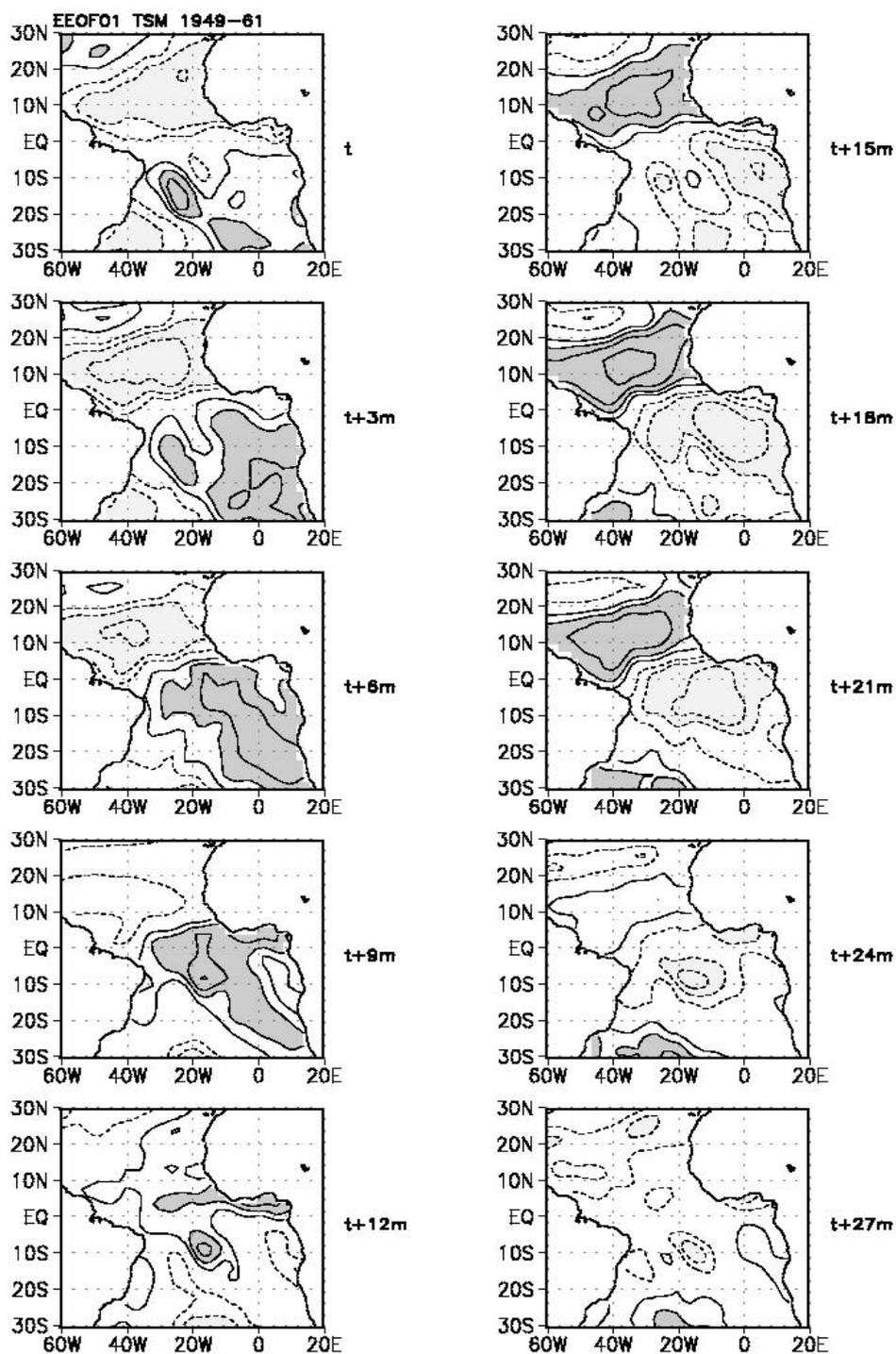


Fig. 4.11 - Evolução dos padrões de ATSM correspondente ao período de janeiro de 1949 a dezembro de 1961, para o modo-1. Intervalo de contorno é de 0,2. Sombreados escuros (claros) indicam valores maiores que 0,4 (-0,4). O contorno zero não está incluído.

O EEOF-1 para ATSM reproduz o padrão de dipolo em certos tempos (Figura 4.11). Os padrões para $t+3m$ e $t+15m$ são aproximadamente opostos, indicando uma oscilação com períodos de aproximadamente 2 anos, que é consistente com o período de oscilação do padrão de dipolo obtido através da análise de EOF. É também notável que o centro norte do dipolo tem uma extensão horizontal mais zonal em contraste com o centro do hemisfério sul, que apresenta uma característica mais meridional.

Os centros positivo e negativo do padrão de dipolo tropical nos tempos $t+6m$ e $t+21m$ são balanceados, explicando localmente em torno de 36% da variância interanual total. No tempo t , as características dominantes são ATSM negativas na maior parte do ATN e no sudoeste do ATS, e ATSM positivas no restante do AT, em particular numa pequena região no ATS, entre $10^{\circ}S$, $20^{\circ}S$, $30^{\circ}W$ e $20^{\circ}W$, explicando localmente 36% da variância interanual total. A máxima intensificação do centro negativo no ATN ocorre no tempo $t+3m$ quando se estende zonalmente entre $20^{\circ}N$ e equador. No ATS, as ATSM se organizam na parte leste da bacia, ao sul de $5^{\circ}S$, neste mesmo tempo. As ATSM positivas no ATS intensificam e expandem-se em direção ao equador, atingindo $2^{\circ}N$, enquanto o centro no ATN, enfraquece ligeiramente e desloca-se para oeste no tempo $t+6m$. Simultaneamente, as ATSM negativas centradas em $40^{\circ}W$ e $28^{\circ}S$, no tempo t , deslocam-se para sudeste alcançando $20^{\circ}W$. Assim, o dipolo de centros balanceados do tempo $t+6m$ ocorre 3 meses após a máxima intensificação do centro no ATN. A quebra do padrão de dipolo ocorre com o enfraquecimento e deslocamento para oeste, do centro no ATN e o confinamento das ATSM positivas do ATS entre as latitudes $5^{\circ}N$ e $10^{\circ}S$, no tempo $t+9m$. Um pequeno deslocamento para norte das ATSM positivas entre $2^{\circ}N$ e $8^{\circ}N$, é notável do tempo $t+9m$ ao $t+12m$.

O padrão de dipolo desaparece completamente no tempo $t+12m$. As ATSM negativas próximas à costa da África entre $5^{\circ}S$ e $20^{\circ}S$ fortalecem-se no tempo $t+15m$, quando o centro positivo se forma no ATN. Nos tempos $t+18m$ e $t+21m$, o padrão de dipolo volta a se estabelecer, porém com o sinal contrário ao dos tempos $t+3m$ e $t+6m$. A descrição da evolução das ATSM nos tempos seguintes é similar aquela do tempo $t+9m$ a $t+12m$.

O EEOF-1 para a série filtrada de PNM no AT para esse mesmo período (Figura 4.12) mostra uma configuração com sinais opostos em relação ao equador nos tempos t a $t+6m$ e $t+15m$ a $t+21m$. Os padrões aproximadamente invertidos nos tempos $t+3m$ e $t+15m$ indicam um período de oscilação de aproximadamente 2 anos, consistente com o período obtido pelo EEOF-1 para TSM. Uma característica notável no EEOF-1 de PNM, é a maior extensão horizontal do centro de anomalias de PNM no ATN em relação ao do ATS. O padrão de dipolo para PNM está melhor definido no tempos em que o padrão de dipolo para TSM também está definido. Isto ocorre nos tempos $t+6m$, $t+18m$ e $t+21m$, indicando consistência física dos padrões de PNM e TSM.

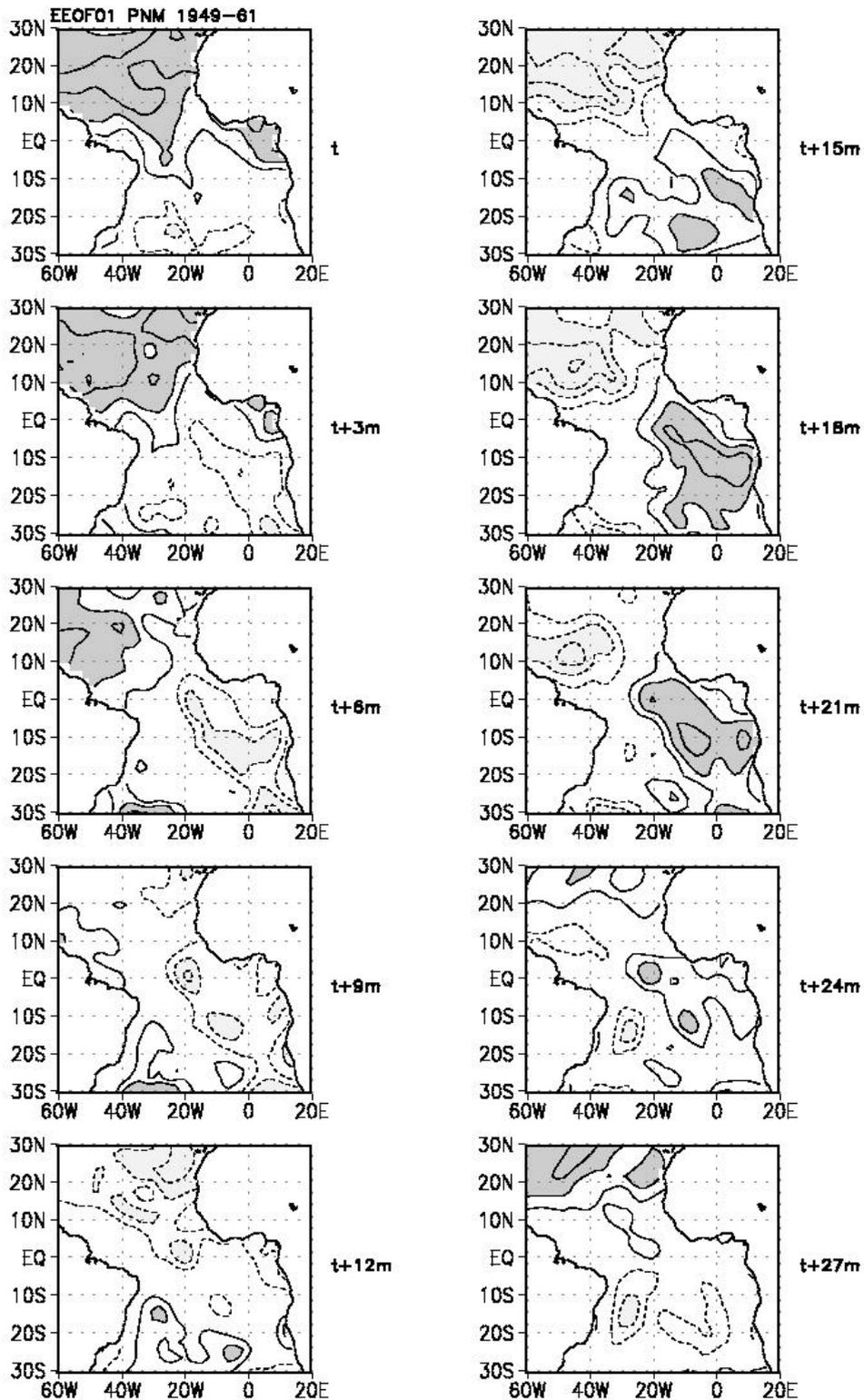


Fig. 4.12 - Idem a Figura 4.11, exceto para PNM.

O EEOF-1 das anomalias filtradas de vento em superfície para o mesmo período (Figura 4.13) é consistente com o EEOF-1 de PNM. As correlações significativas para o campo de vento em superfície são mais evidentes no ATN. As anomalias positivas de PNM, no tempo t , são acompanhadas por uma circulação anticiclônica no ATN, indicada pelos ventos de nordeste ao longo da costa da África e ventos de oeste dominantes entre 20°N e 5°N . Isso implica no fortalecimento da alta subtropical do ATN. Nesse passo de tempo, os fortes ventos de noroeste observados no ATS são coerentes com o enfraquecimento da alta subtropical neste setor do AT. O deslocamento para oeste do centro positivo de PNM é acompanhado pelo fortalecimento e mudanças na direção do vento no oeste do ATN, no tempo $t+3\text{m}$. Nesse passo de tempo, os alísios de nordeste são mais intensos no ATN e cruzam o equador curvando-se no sentido anti-horário, e no leste do ATS os ventos se enfraquecem. A circulação anticiclônica no ATN enfraquece no tempo $t+6\text{m}$, consistente com o enfraquecimento do centro positivo de PNM e praticamente desaparece no tempo $t+9\text{m}$. Simultaneamente, no ATS os ventos de noroeste se tornam de sudeste e se intensificam. A circulação ciclônica no ATN acompanha a intensificação de anomalias negativas de PNM no ATN, no tempo $t+12\text{m}$. O fortalecimento desta circulação é consistente com a presença de anomalias negativas de PNM no ATN, no tempo $t+15\text{m}$. Neste mesmo tempo os ventos curvam-se no sentido horário a leste de 20°W no ATN e oeste da África. Estes ventos podem estar relacionados ao aparecimento de ATSM positivas próximas à costa da África. Também no tempo $t+15\text{m}$ e $t+18\text{m}$ é notável o estabelecimento da circulação anticiclônica no ATS, consistente com a presença de anomalias positivas de PNM nesta região, que indicam alta subtropical fortalecida. Nos passos de tempo seguintes, a evolução é similar a descrita para os tempos $t+3\text{m}$ a $t+12\text{m}$, porém com sinal contrário.

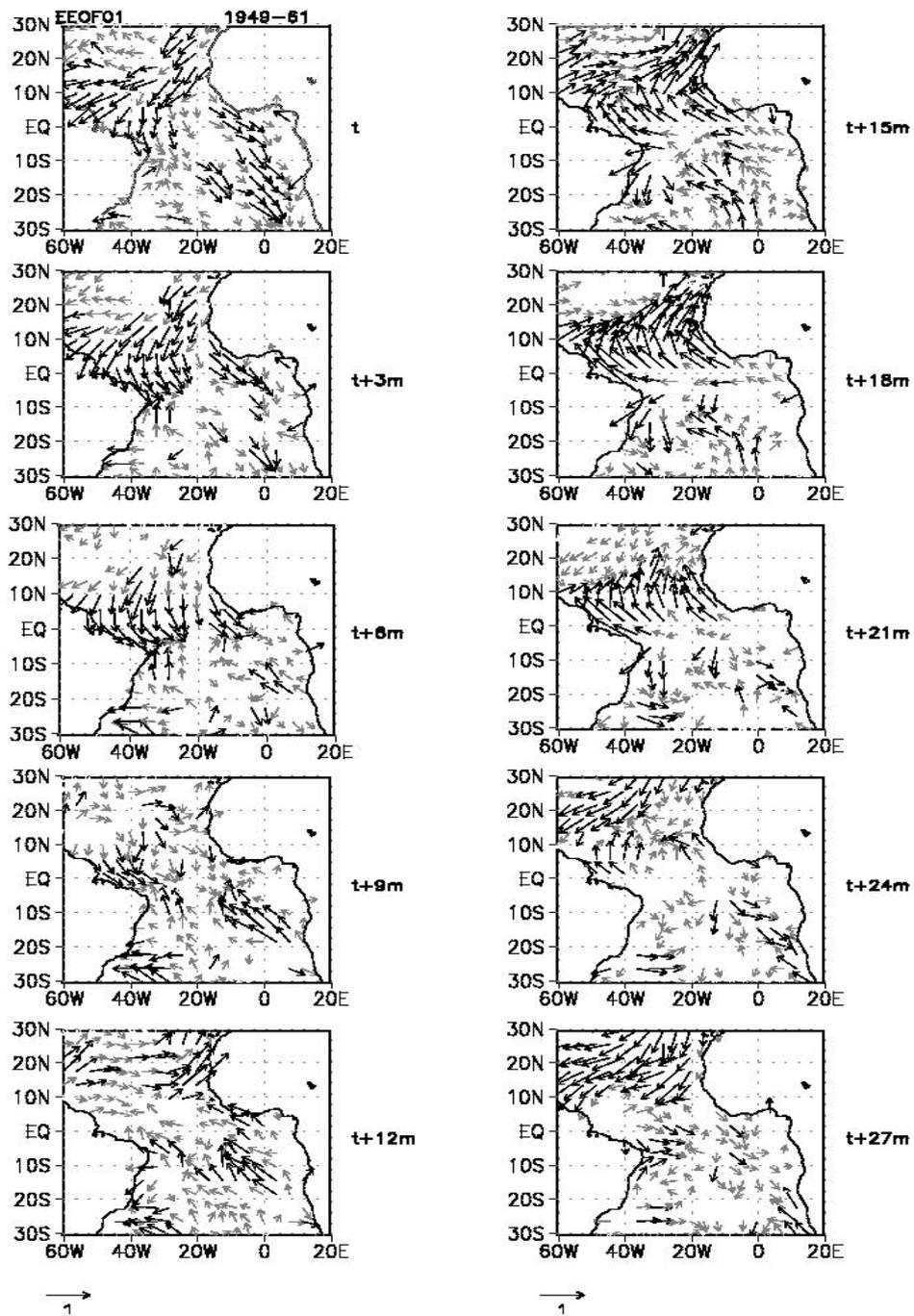


Fig. 4.13 - Evolução dos padrões de correlação para o vento em superfície correspondente ao período de janeiro de 1949 a dezembro de 1961. Setas pretas (cinzas) correspondem a correlações significativas (não significativas).

Diagramas tempo versus latitude foram construídos para TSM e PNM, das correlações destas variáveis nas correspondentes EEOF mediadas entre $40,5^{\circ}\text{W}$ e $0,5^{\circ}\text{W}$ para o AT. A Figura 4.14a mostra que ATSM positivas no ATS intensificam e expandem-se em direção ao equador a partir do tempo $t+3\text{m}$ atingindo o equador em $t+9\text{m}$. Uma propagação para norte de ATSM positivas do ATS é observada do tempo $t+9\text{m}$ a $t+15\text{m}$. É notável também uma defasagem de 3 meses na ocorrência de centros de máximas ATSM de sinais opostos ao norte e sul do equador. Considerando o diagrama para PNM (Figura 4.14b) é evidente que o centro norte do dipolo para PNM localiza-se em torno de 10° ao norte do centro norte do dipolo de TSM. Estes centros estabelecem-se com uma defasagem de 3 meses, com o centro de PNM ocorrendo antes e com anomalias positivas (negativas) de PNM associadas a anomalias negativas (positivas) de TSM. Isto é mais evidente entre os tempos $t+9\text{m}$ a $t+21\text{m}$, e indica que as variações de TSM na região do ATN, podem ser geradas devido a forçantes atmosféricas. Para o ATS, essa relação não é tão evidente, apesar de anomalias negativas (positivas) de TSM coincidirem com anomalias positivas (negativas) de PNM. Uma característica evidente nestas figuras é um deslocamento para norte das anomalias de TSM e PNM entre 15°S e 10°N .

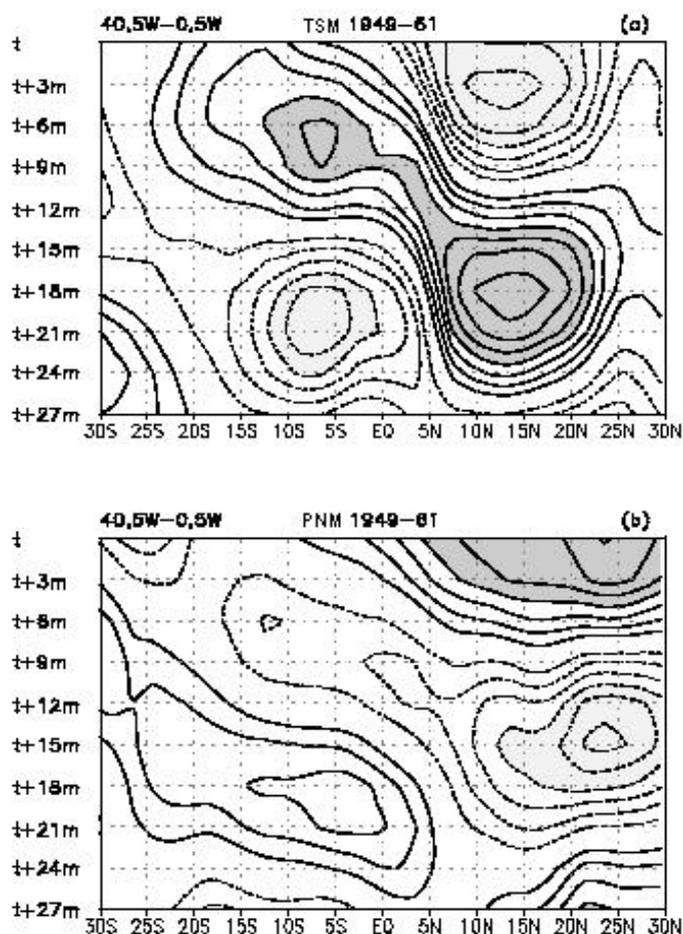


Fig. 4.14 - Diagramas tempo versus latitude das correlações médias entre $40,5^{\circ}\text{W}$ e $0,5^{\circ}\text{W}$ correspondente ao EEOF-1 para: (a) ATSM e (b) PNM. Intervalo de contorno é 0,1. Sombreados escuros (claros) correspondem a valores maiores (menores) que 0,4 ($-0,4$). O contorno zero não está incluído.

4.2.3 - Variabilidade Interanual: Janeiro de 1962 a Dezembro de 1976

Os dois primeiros modos de EOF para ATSM no AT para o período de 1962 a 1976 no AT são apresentados na Figura 4.15. O modo-1 (Figura 4.15a) reproduz o padrão equatorial do modo-1 da análise da série filtrada para o período todo. Correlações positivas são observadas sobre quase todo o AT com os maiores valores ao longo do cavado equatorial e áreas vizinhas. A correspondente CP01 exhibe oscilações com

períodos de 2,5 a 3 anos (Figura 4.15b). Este resultado reforça que o padrão equatorial é o modo interanual dominante durante o período de 1962 a 1976.

O modo-2 mostra correlações com sinais opostos ao norte e sul do equador. Localmente, o centro do ATN explica 49% da variância interanual que é quase o dobro da porcentagem explicada pelo centro do ATS, de aproximadamente 25% e que ocorre em uma pequena área na parte leste da bacia. A CP02, mostra oscilações com períodos de 2 a 3 anos e tem máximas amplitudes durante 1968 a 1971.

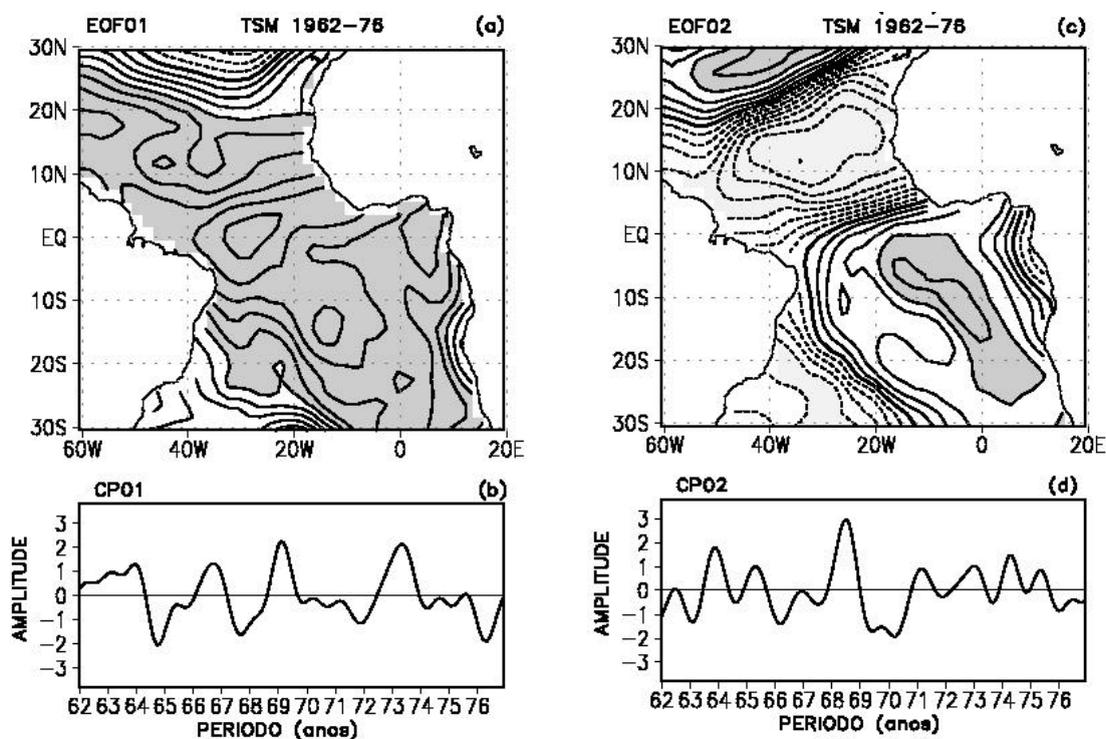


Fig. 4.15 - Idem a Figura 4.8, exceto para o período de janeiro de 1962 a dezembro de 1976.

As análises independentes para o ATN e ATS, para esse período, reproduzem no modo-1 de cada sub - setor a correspondente parte do padrão equatorial obtido para o AT (Figura 4.15a). O primeiro modo para o ATN (Figura 4.16a) mostra, exceto no extremo

norte, correlações positivas em quase toda a região com máximos ao sul de 20°N. Para o ATS (Figura 4,16c), correlações positivas aparecem em toda a região com máximos ao longo da região equatorial e central desta bacia. As correspondentes CP01 (Figuras 4.16b e d) mostram períodos de oscilação variando de 2 a 3 anos, aproximadamente em fase. Comparando as CP01 para o AT, ATN e ATS, nota-se que, a definição do padrão equatorial está relacionada aos períodos quando as CP01 para o ATN e ATS, coincidem. No entanto, a definição deste padrão é mais dependente da variabilidade do ATS. De fato, o coeficiente de correlação entre as CP01 do AT e ATS é de 0,94, enquanto que entre as CP01 para o AT e ATN é de 0,77.

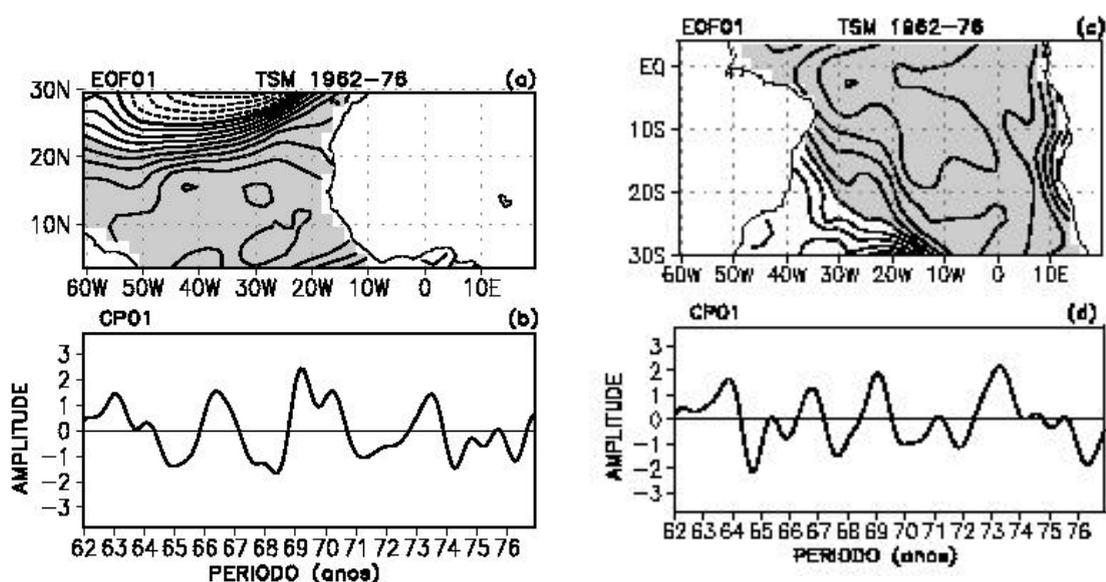


Fig. 4.16 - Idem a Figura 4.9, exceto para o período de janeiro de 1962 a dezembro de 1976.

A evolução do padrão equatorial de ATSM é ilustrada pelo EEOF-1 (Figura 4.17). Os primeiros dois modos de EEOF para ATSM mostram evolução temporal similar e juntos explicam 31,73% da variância interanual total de TSM no AT para o período de estudo.

O padrão equatorial tem sinais inversos nos tempos $t+6m$ e $t+21m$ indicando um regime oscilatório com um período de aproximadamente 2,5 anos consistente com o obtido a partir das análises de EOF. O padrão equatorial é bem estabelecido nos tempos $t+3m$, $t+6m$, $t+18m$ e $t+21m$.

As ATSM positivas sobre grande parte do AT, com os maiores valores ao longo do cavado equatorial, leste do ATS e oeste do ATN são notáveis no tempo t . Pequenas áreas com ATSM negativas nos extremos norte e sul do AT são observadas neste tempo. Gradualmente, as ATSM positivas ao longo do cavado equatorial expandem-se longitudinalmente e se confinam entre $10^{\circ}S$ e $10^{\circ}N$, definindo o padrão equatorial positivo no tempo $t+6m$. Simultaneamente, as ATSM negativas observadas no extremo norte do AT deslocam-se para sul. Este deslocamento para sul das anomalias negativas continua enquanto, as ATSM positivas ao sul de $20^{\circ}S$ se enfraquecem do tempo $t+6m$ a $t+9m$, definindo um centro de ATSM negativas nessa região. Estes processos continuam até que o modo equatorial positivo enfraquece no tempo $t+12m$, quando as ATSM negativas se fortalecem ao norte de $20^{\circ}N$ e ao sul de $10^{\circ}S$. As ATSM negativas ao sul de $10^{\circ}S$ expandem-se por todo o ATS até atingirem a região equatorial do tempo $t+12m$ a $t+15m$. Nesse passo de tempo, o padrão equatorial positivo desaparece completamente. As ATSM negativas na região equatorial intensificam do tempo $t+15m$ ao tempo $t+18m$, e o padrão equatorial negativo é estabelecido no tempo $t+21m$. Como os padrões nos tempos $t+6m$ e $t+21m$ são aproximadamente invertidos, a evolução das ATSM, para os dois tempos seguintes, é aproximadamente igual a descrita a partir do tempo t a $t+9m$, mas com sinal das anomalias invertido.

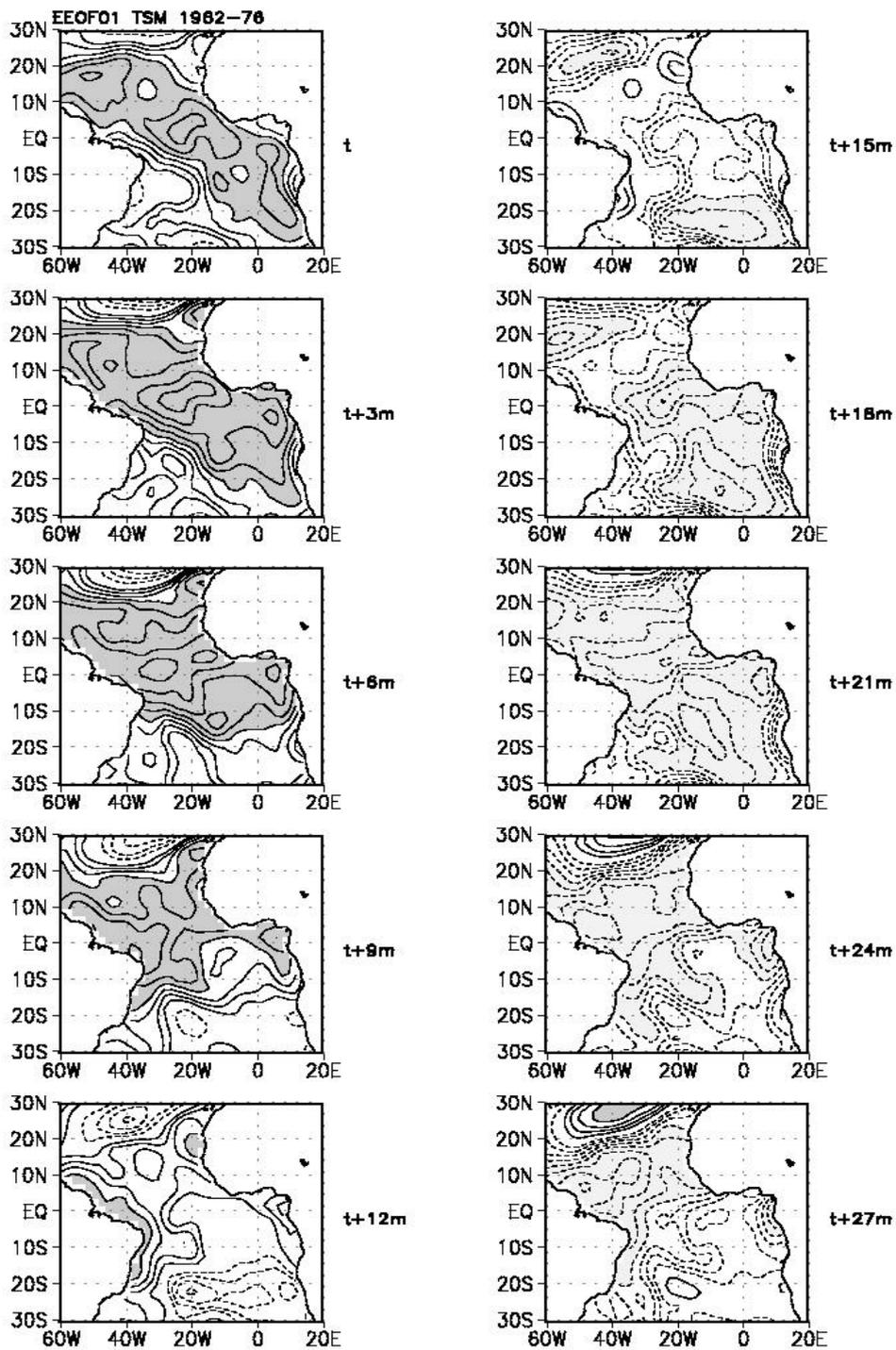


Fig. 4.17 - Idem a Figura 4.11, exceto para o período de janeiro de 1962 a dezembro de 1976.

As evoluções dos padrões de PNM e vento em superfície, associadas a evolução de ATSM são apresentadas nas Figuras 4.18 e 4.19, respectivamente. Os padrões do EEOF-1 para PNM filtrada no AT, durante o período de janeiro de 1962 a dezembro de 1976, apesar de apresentar consistência física do sinal com os padrões de ATSM não configuram um padrão equatorial bem definido. A relação entre os padrões de PNM e TSM é consideravelmente fraca.

O EEOF-1 do vento em superfície, mostra variações importantes ocorrendo na região do ATS, (Figura 4.19). Fortes ventos de sul são notados entre 10°S e o equador, na parte oeste da bacia, acompanhados por uma circulação ciclônica a sudeste, no tempo t . No ATN, ventos de sudoeste e de oeste são notados entre 20°N e 30°N no leste da bacia, associados a circulação ciclônica. Gradualmente, as circulações ciclônicas no ATS e ATN, e os ventos entre o equador e 10°S se enfraquecem (tempo $t+3\text{m}$ a $t+9\text{m}$) até um padrão com sinal aproximadamente invertido se estabelecer no tempo $t+12\text{m}$. Fortes ventos de sudeste surgem entre as latitudes de 10°S e 20°S nos tempos $t+15$ e $t+18\text{m}$. No ATN os ventos mudam de direção definindo no tempo $t+18\text{m}$ uma circulação anticiclônica ao norte de 10°N . Esses períodos coincidem com aqueles, nos quais, as ATSM negativas no ATS se fortalecem. Nos tempos seguintes, há um enfraquecimento dos ventos.

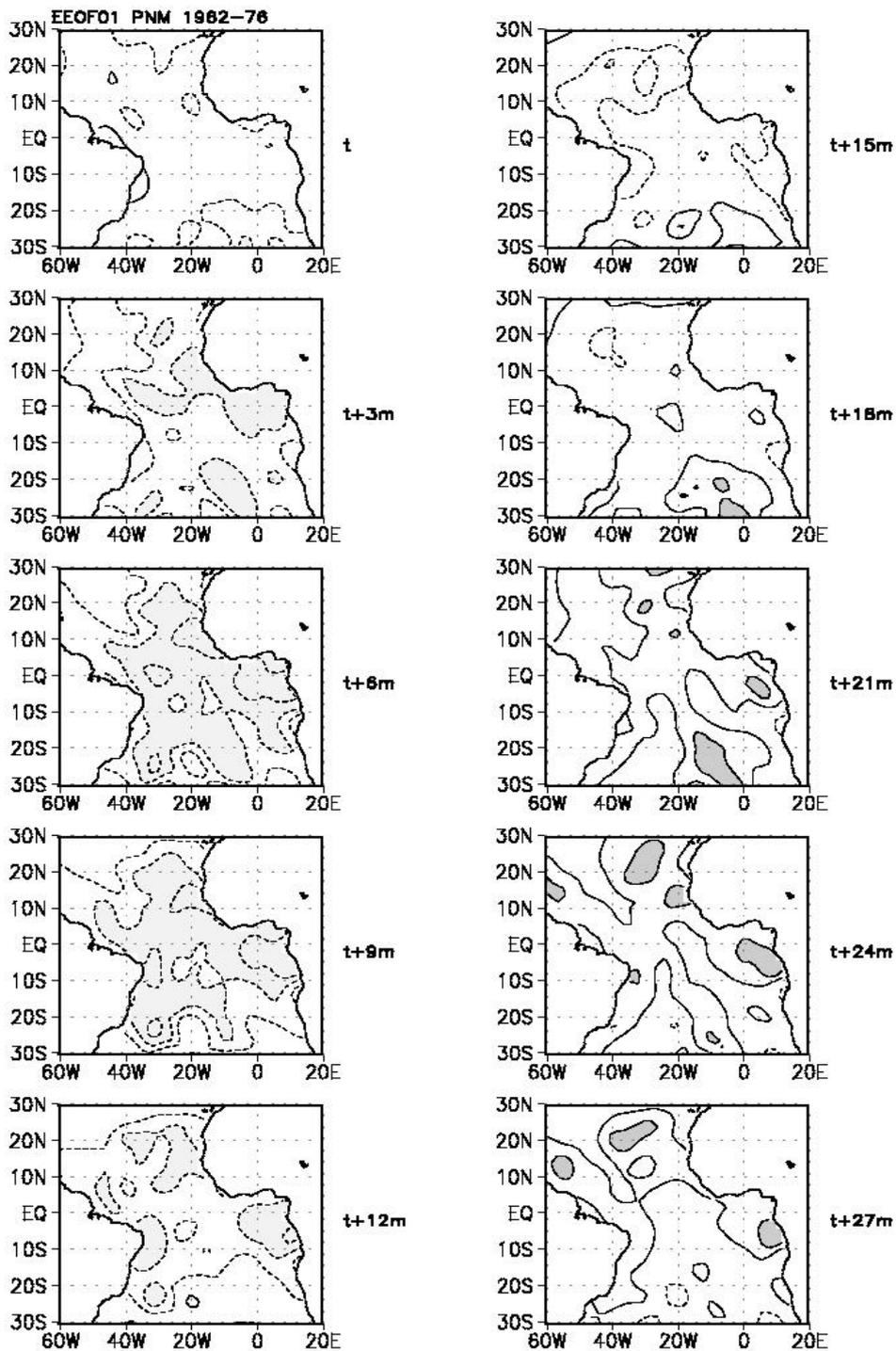


Fig. 4.18 - Idem a Figura 4.12, exceto para o período de janeiro de 1962 a dezembro de 1976.

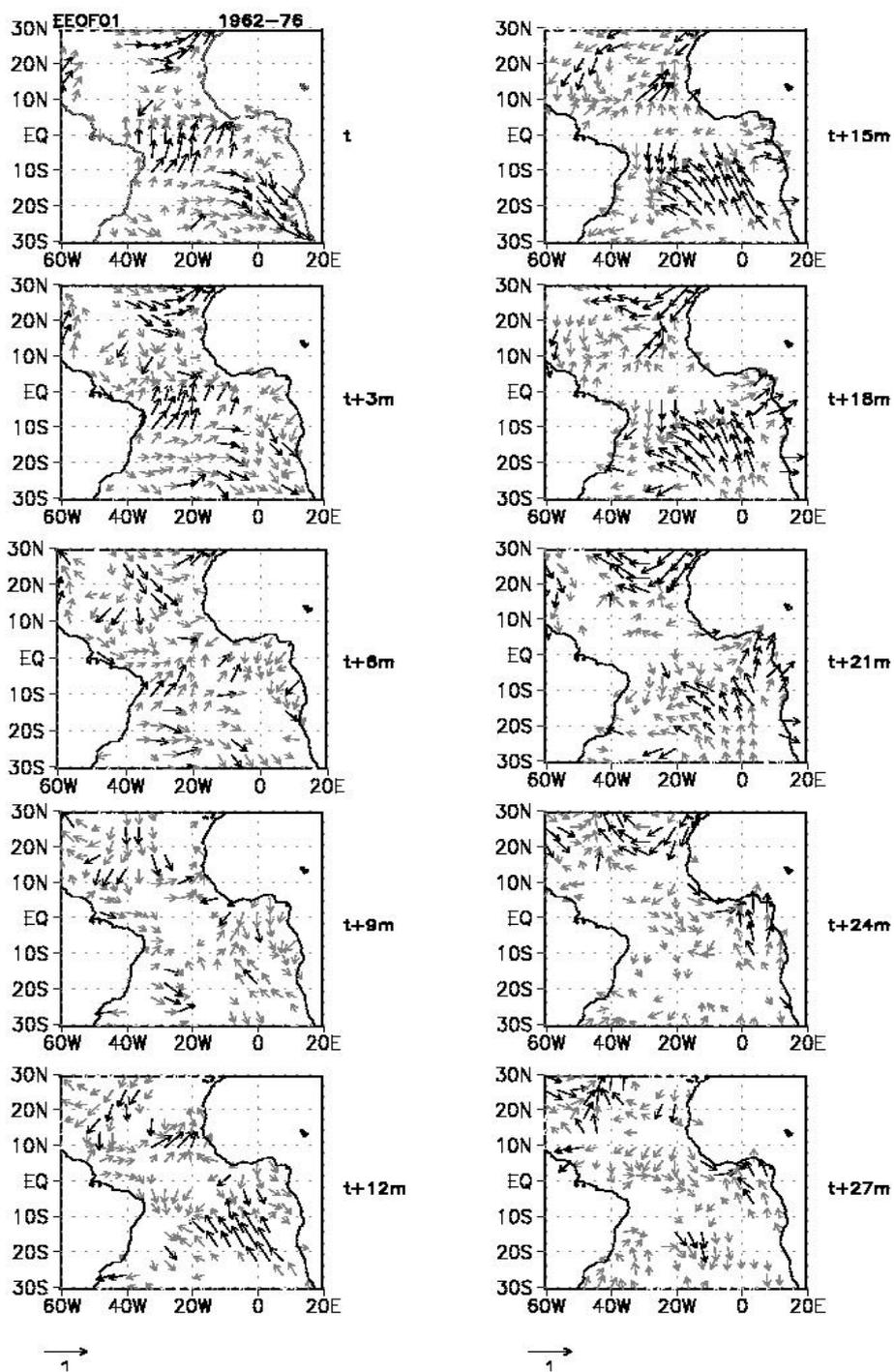


Fig. 4.19 - Evolução dos padrões de correlação para o vento em superfície correspondente ao período de janeiro de 1962 a dezembro de 1976. Setas pretas (cinzas) correspondem a correlações significativas (não significativas).

Diagramas tempo versus longitude foram construídos para TSM e PNM das correlações destas variáveis nas correspondentes EEOF, mediadas entre 2,5°S e 9,5°N. A expansão longitudinal e o deslocamento das anomalias de TSM e PNM são ilustradas na Figuras 4.20a e b. A seção tempo versus longitude exhibe um ligeiro deslocamento para oeste de ATSM que atingem máximos valores primeiro na parte leste da bacia (~20,5°W) e em seguida na parte oeste (~50,5°W), mais notável a partir do tempo t+18m. O modo equatorial positivo é bem estabelecido do tempo t+3m a t+9m e enfraquece do tempo t+12m a t+18m. As mesmas relações são encontradas para as anomalias de PNM, apresentadas nas Figuras (4.20b).

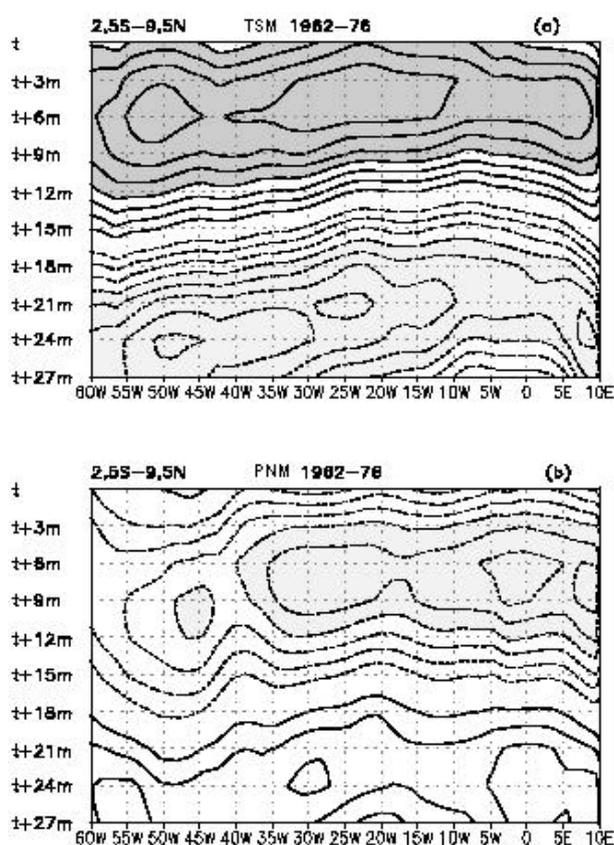


Fig. 4.20 – Diagramas tempo versus longitude das correlações médias entre 2,5°S e 9,5°N das EEOF-1, para: (a) ATSM e (b) PNM. Intervalo de contorno é de 0,1. Sombreados escuros (claros) correspondem a valores maiores (menores) que 0,4 (-0,4). O contorno zero não está incluído.

4.2.4 - Variabilidade Interanual: Janeiro de 1977 a Dezembro de 1989

Os primeiros dois modos para ATSM filtrada para o período de 1977 a 1989 são apresentados na Figura 4.21. O modo-1 (Figura 4.21a) exibe correlações negativas por quase toda a região do AT, exceto, em uma pequena região orientada de noroeste para sudeste, na parte leste do ATS. Os máximos valores encontram-se na parte central do ATN, próximos à costa do Brasil entre as latitudes 10°S e 20°S e entre 20°W e 0°W e 15°S e 25°S . A CP01 (Figura 4.21b) mostra oscilações com períodos de 2,5 a 3 anos, com máximas amplitudes após 1986.

O modo-2 (Figura 4.21c), apresenta sinais opostos em relação ao equador. Porém, a porcentagem da variância explicada na região do ATS chega a atingir 80%, enquanto no ATN, a máxima porcentagem da variância explicada é de 20%. A CP02 apresenta oscilações com períodos de 2 anos e máxima amplitude durante o ano de 1984.

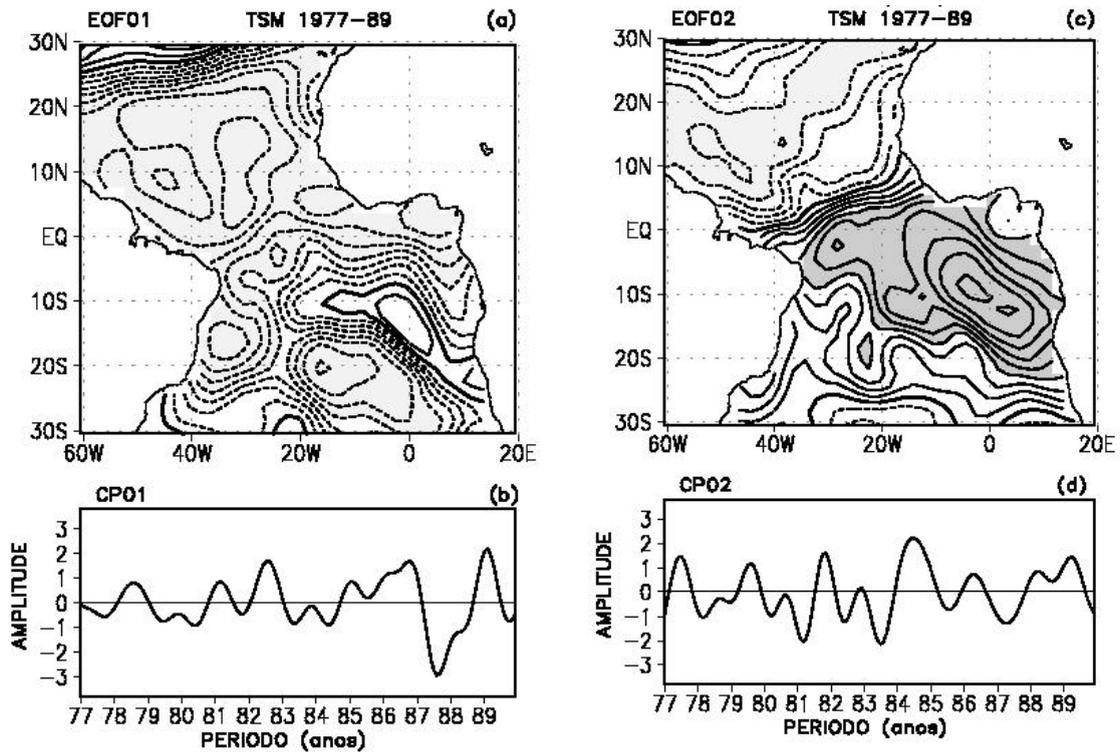


Fig. 4.21 - Idem a Figura 4.8, exceto para o período de janeiro de 1977 a dezembro de 1989.

Considerando as análises para o ATN e ATS, o modo-1 de cada análise (Figuras 4.22a e b) reproduz a correspondente parte do padrão do modo-1 da análise para o AT. As CP01 para o ATN e ATS (Figuras 4.22c e d) e a CP01 (Figura 4.21c) para o AT mostram oscilações similares com períodos de aproximadamente 2,5 anos. Os períodos em que as CP01 para o ATN e ATS oscilam em fase, coincidem com ocorrência de maiores amplitudes para as CP01 do AT. Isso é ilustrado na Figura 4.23, na qual as CP01, para o AT, ATN e ATS estão mostradas juntas.

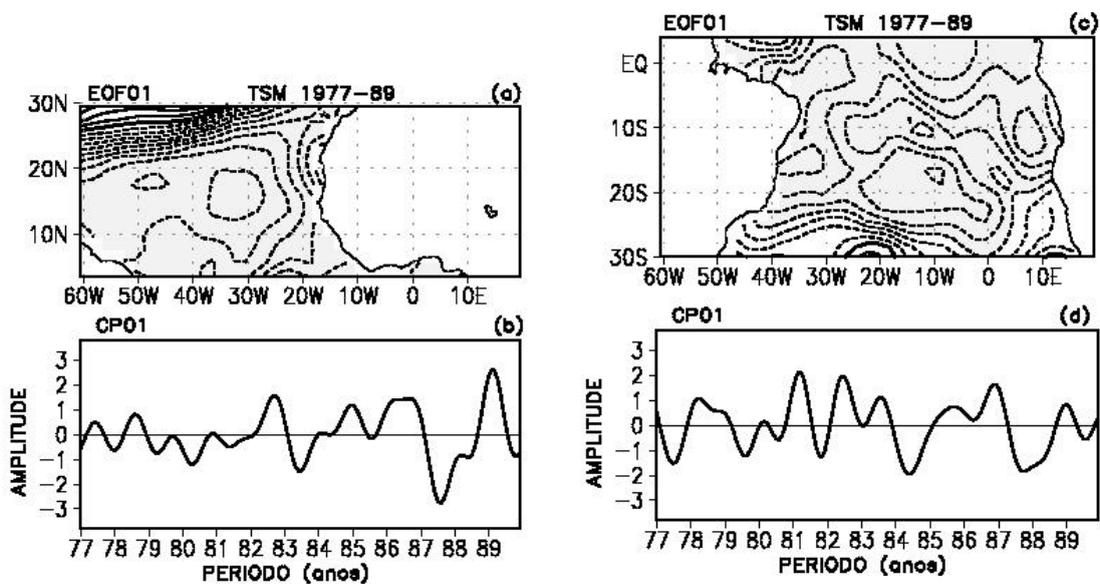


Fig. 4.22 - Idem a Figura 4.9, exceto para o período de janeiro de 1977 a dezembro de 1989.

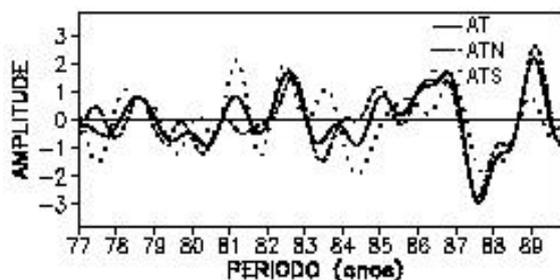


Fig. 4.23 - Idem a Figura 4. 10, exceto para o período de janeiro de 1977 a dezembro de 1989.

Os dois primeiros modos estendidos para TSM formam juntos um par de padrões espaciais que mostram evolução temporal similar. Esses dois modos explicam 27,44% da variância interanual de TSM para o AT e para o período de análise (Figura 4.24). O padrão dominante, em alguns tempos mostra centros quase zonais com alternância de sinais na direção norte e sul sobre o domínio de estudo. Os padrões nos tempos $t+3m$ e

t+18m são aproximadamente inversos, indicando uma oscilação com período em torno de 2,5 anos, consistente com o período obtido a partir da análise de EOF.

ATSM positivas são encontradas entre o equador e 10°S, cercadas por ATSM negativas ao norte e sul, no tempo t. Os centros de ATSM negativas tem extensão longitudinal com os máximos valores entre o equador e 10°N e ao sul de 15°S, entre 40°W-0°. As ATSM negativas do ATN se fortalecem, o centro de ATSM negativas no ATS propaga-se para noroeste, e o centro de ATSM positivas confinam-se longitudinalmente, no tempo t+3m.

As ATSM negativas no ATN organizam-se em um centro que se estende longitudinalmente até 20°W, e se expandem para sul, na região do Golfo da Guiné, no tempo t+6m. Simultaneamente, as ATSM negativas no ATS, próximas à costa do Brasil, deslocam-se para norte, até atingirem 10°S. O centro de ATSM negativas no ATN se enfraquece nos próximos passos de tempo até desaparecer em t+15m. Por outro lado, ATSM negativas continuam-se expandindo para sul, na região do Golfo da Guiné, do tempo t+6m a t+9m. As ATSM negativas próximas às costas do Brasil e África juntam-se num centro que cruza a bacia, no tempo t+12m. Esse centro de ATSM negativas estabelece um padrão equatorial com valores máximos ao sul do equador entre 10°W e 0°, no tempo t+15m. Estas ATSM negativas se enfraquecem, e as ATSM positivas ao norte e sul se fortalecem, do tempo t+15m a t+21m, formando no tempo t+18m um padrão de dipolo para ATSM entre 15°N e 15°S. O padrão no tempo t+21m tem sinal invertido daquele do tempo t+3m. A evolução das ATSM nos passos de tempo seguintes é similar à descrita do tempo t+6m a t+9m, porém com sinais opostos.

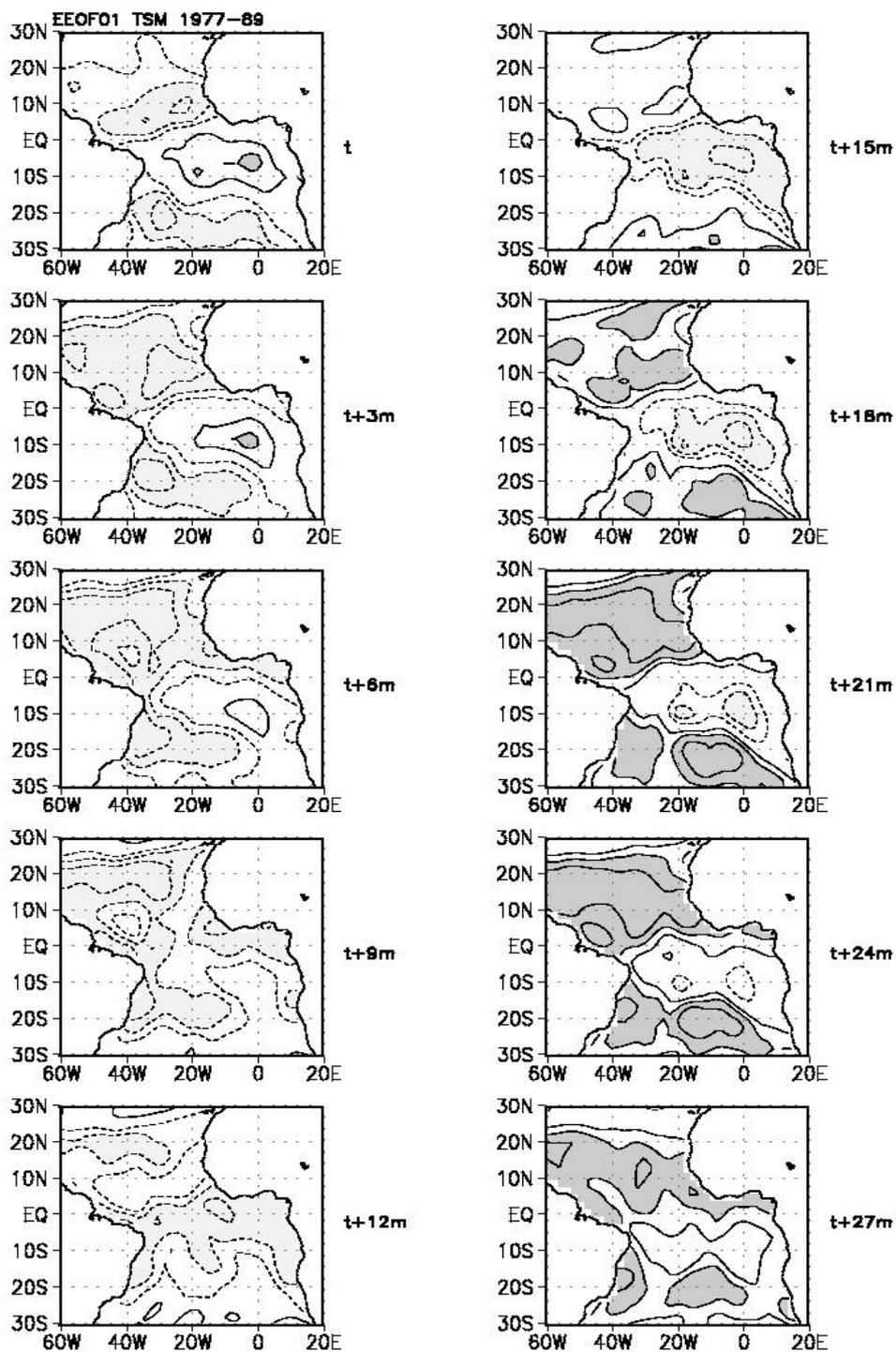


Fig. 4.24 - Idem a Figura 4.11, exceto para o período de janeiro de 1977 a dezembro de 1989.

As evoluções dos parâmetros atmosféricos são mostradas nas Figuras 4.26 e 4.27. O EEOF-1 para PNM (Figura 4.26) mostra padrões aproximadamente invertidos nos tempos $t+3m$ e $t+21m$, consistente com o período de oscilação para TSM. Anomalias positivas de PNM encontram-se em um pequeno centro no extremo noroeste da área de estudo e anomalias negativas estendem-se na região equatorial e no leste do ATS, onde se organizam pequenos centros no tempo t . As anomalias positivas de PNM, são acompanhadas por uma circulação anticiclônica no noroeste do ATN, ao norte de $15^{\circ}N$ no tempo t . É notável também no ATN, uma intensificação dos alísios de nordeste, que chegam a cruzar o equador, no tempo t .

Gradualmente, as anomalias positivas de PNM no ATN deslocam-se para sudeste, atingindo $10^{\circ}N$, no tempo $t+3m$. Simultaneamente, as anomalias negativas no leste do ATS e na região equatorial se enfraquecem, e pequenos centros de anomalias positivas surgem ao sul de $20^{\circ}S$, entre as longitudes de $40^{\circ}W$ e $0^{\circ}W$. As anomalias positivas no ATN continuam deslocando-se para sudeste, do tempo $t+3m$ ao tempo $t+9m$. Simultaneamente, as anomalias positivas de PNM no ATS, se fortalecem e expandem-se em direção ao equador, atingindo $10^{\circ}S$ no tempo $t+9m$. Nesse mesmo período, ocorre um enfraquecimento da circulação anticiclônica no ATN, acompanhado pelo enfraquecimento dos alísios de nordeste. O padrão de circulação anticiclônica no ATN desaparece e ventos de sudeste surgem próximos à costa do Brasil, no tempo $t+9m$.

As anomalias positivas de PNM, no ATS e ATN, juntam-se num único centro que se estende em particular no leste da bacia, no tempo $t+12m$. Nesse passo de tempo, surge um pequeno centro de anomalias de PNM negativas, no extremo sul em $40^{\circ}W$. No campo de vento, é observada a intensificação dos alísios de sudeste. Este passo de tempo precede em 3 meses a ocorrência do padrão equatorial de TSM ao sul do equador no AT.

As maiores anomalias positivas de PNM mantêm-se confinadas no leste do ATS, no tempo $t+15m$. As anomalias negativas de PNM nos extremos noroeste e sudoeste do AT

começam a deslocar para sudeste e nordeste, respectivamente, estabelecendo no tempo $t+18m$, um padrão inverso ao do tempo t . O deslocamento em direção ao equador de anomalias negativas de PNM, é acompanhado por uma circulação ciclônica no ATN, enquanto na região equatorial o fortalecimento dos alísios de sudeste é notável. A evolução do tempo $t+18m$ a $t+27m$ é similar a evolução do tempo t ao tempo $t+9m$, porém com sinais contrários.

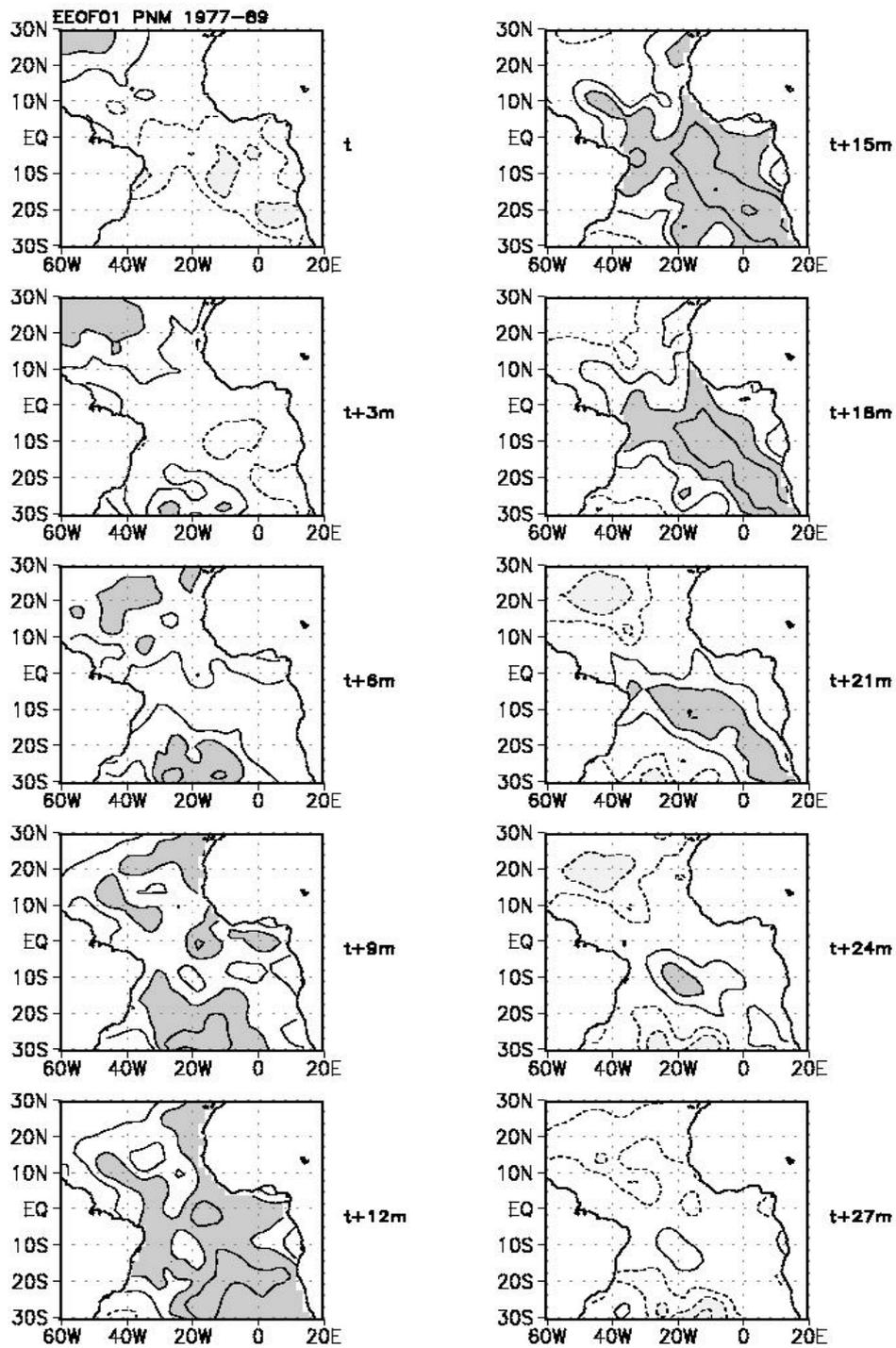


Fig. 4.25 - Idem a Figura 4.12, exceto para o período de janeiro de 1977 a dezembro de 1989.

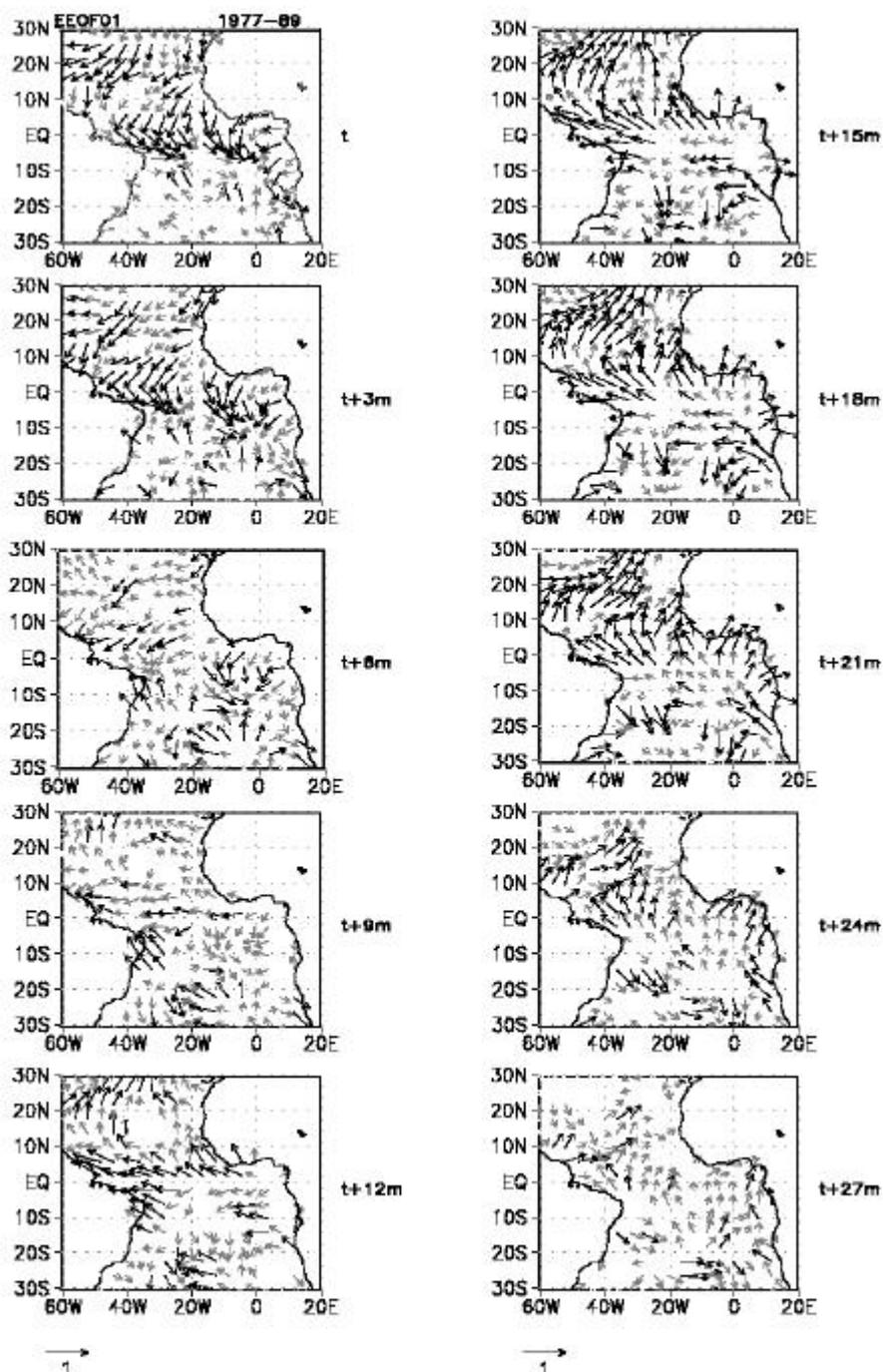


Fig. 4.26 - Evolução dos padrões de correlação para o vento em superfície correspondente ao período de janeiro de 1977 a dezembro de 1989. Setas pretas (cinzas) correspondem a correlações significativas (não significativas).

Os diagramas tempo versus latitude das correlações médias entre $40,5^{\circ}\text{W}$ e $0,5^{\circ}\text{W}$ correspondentes ao EEOF-1 para TSM e PNM são mostrados nas Figuras 4.25a e b. As ATSM negativas localizadas entre 8°N e 5°N deslocam-se para sul do tempo $t+3\text{m}$ ao tempo $t+9\text{m}$ e atingem 10°S no tempo $t+18\text{m}$. As ATSM negativas no ATS ao sul de 18°S no tempo t , deslocam-se para norte, atingindo 15°S , no tempo $t+9\text{m}$. Um padrão equatorial é estabelecido do tempo $t+12\text{m}$ ao tempo $t+15\text{m}$. Para PNM é notado um deslocamento para norte das anomalias positivas de PNM de 30°S no tempo $t+6\text{m}$, atingindo 12°S no tempo $t+21\text{m}$. Essas anomalias juntam-se com anomalias positivas de PNM que deslocam-se para sul entre $2,5^{\circ}\text{N}$ e 5°S , do tempo $t+15\text{m}$ a $t+21\text{m}$. Esses deslocamento das anomalias positivas de PNM para sul na região equatorial faz com que o padrão equatorial enfraqueça e uma configuração de dipolo entre 15°N e 15°S surge do tempo $t+18\text{m}$ a $t+21\text{m}$.

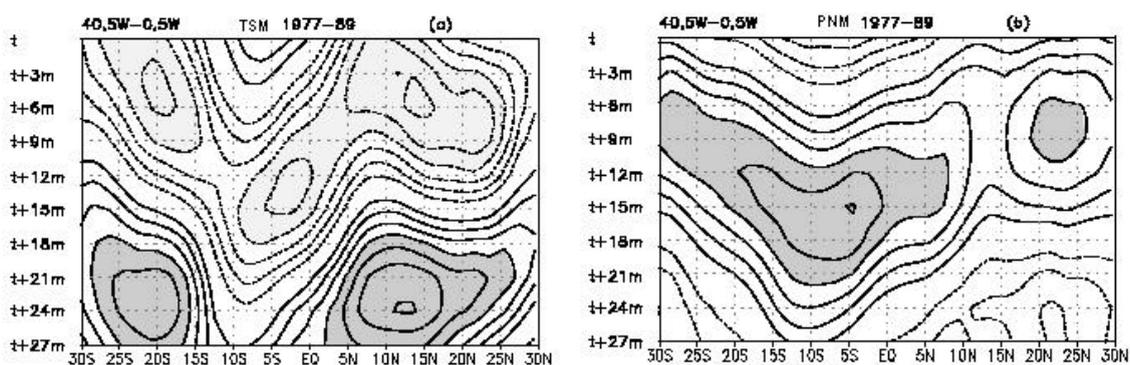


Fig. 4.27 - Diagramas tempo versus latitude das correlações médias entre $40,5^{\circ}\text{W}$ e $0,5^{\circ}\text{W}$ correspondente ao EEOF-1 para: (a) ATSM e (b) PNM. Intervalo de contorno é 0,1. Sombreados escuros (claros) correspondem a valores maiores (menores) que 0,4 ($-0,4$). O contorno zero não está incluído.

4.2.5 - Discussão

A análise de ATSM média zonal no AT mostra diferentes distribuições espacial e temporal dependendo do período e área considerada (Figura 4.1). Para o ATS, é notado uma variabilidade de TSM mais longa em relação ao ATN sugerindo que as diferenças nos períodos de oscilação dos ATS e ATN, podem gerar flutuações independentes em fase ou não.

Esses resultados são confirmados pela análise de EOF para ATSM não filtradas para o período de 1945 a 1993. As análises de EOF mostram que os dois primeiros modos de variabilidade de ATSM no AT definidos por padrões hemisféricos contém ambas escalas de tempo interanual e mais longa. Essa variabilidade mais longa é definida por águas superficiais no AT mais frias (quentes) que o normal durante o período de 1946 a 1961 (1978 a 1993) e alternância entre quentes e frias no período de 1962 a 1977.

As análises para as séries não filtradas particionadas por períodos reforçam algumas características gerais da análise para o período total. A variabilidade dominante de TSM para cada período é devido a variações na região ao sul de 5°N, enquanto que o modo-2 de variabilidade é relacionado as variações no ATN. Assim, pode-se dizer que os padrões dominantes de ATSM no AT para cada período são hemisféricos. Isso concorda com o trabalho de Enfield e Mayer (1997), que encontraram modos dominantes de variabilidade no AT com máxima variância ao sul da ZCIT (modo-1) e ao norte desta (modo-2).

No entanto, é notável para o modo-2 de cada análise, uma fraca anti-simetria meridional sugerindo um padrão de dipolo com o centro do ATN mais intenso do que o do ATS, que explica localmente uma variância de 16%. Consistentemente, Enfield et al. (1999) encontraram uma possível relação de TSM anti - simétricas cruzando a ZCIT, porém a variabilidade de dipolo não foi uma característica dominante das ATSM no AT. Eles mostraram que a frequência de configurações de dipolo é de 15%.

As EOF das séries filtradas em escalas de tempo interanual, para o período total, mostram dois modos dominantes de variabilidade: um equatorial (modo-1) e outro com configuração de dipolo (modo-2). O padrão equatorial tem um período de oscilação de 2-3 anos que é consistente com os resultados de trabalhos anteriores (Servain, 1991 e Carton et al., 1996). O padrão de dipolo, com centros de ação nas regiões dos alísios, oscilam com períodos de 2,5-3 anos. Esses dois modos de variabilidade são mais intensos em determinados tempos, sendo o modo-1 relativamente forte durante o período de 1962 a 1976, e o modo-2, nos períodos de 1955 a 1960 e 1968 a 1971. Esses resultados sugerem que a partição temporal dos dados pode isolar os padrões equatorial e dipolo um do outro. Isso é feito considerando os seguintes períodos: 1949 a 1961, 1962 a 1976 e 1977 a 1986.

O padrão dominante para o período de 1949-61 é o padrão de dipolo com máxima amplitude no final da década de 50. Consistentemente, Enfield et al. (1999) mostraram que na década de 50 as duas regiões apresentavam claramente padrões anti-simétricos. Os modo-1 para cada sub-setor reproduz o correspondente centro hemisférico que oscilam com períodos de 2 a 3 anos para o ATN e de 2 anos para o ATS. Esta diferença no período de oscilação entre o padrão do ATN e ATS parece ser um ponto importante para definir o padrão de dipolo. Comparando as amplitudes e períodos das CP correspondentes aos padrões dominantes do AT, ATN e ATS, pode-se inferir que somente quando as oscilações do ATN e ATS entram em fase, sob condições anti-simétricas o padrão de dipolo é estabelecido.

As diferenças no período de oscilação dos padrões do ATN e ATS provavelmente explicam alguns resultados anteriores. Enfield e Mayer (1997) mostraram uma independência estatística das séries temporais os sub-setores do ATN e ATS, em escalas de tempo interanual. Eles notaram que o padrão de dipolo foi forte durante períodos nos quais as ATSM anti-simétricas no ATS e ATN estavam em fase. Portanto, há indicações que o padrão de dipolo resulta de oscilações independentes das ATSM no ATN e ATS. A fraca correlação entre os índices do ATN e ATS encontrada

por Enfield et al. (1999), para o período de 1856 a 1991, pode ter ocorrido pelo fato que o padrão de dipolo predomina sobre certos períodos.

A evolução do padrão de dipolo para ATSM mostra que sua duração é de 3 a 6 meses. Estes padrões evolutivos também indicam uma defasagem de 3 meses entre as máximas intensificações dos centros ao norte e sul que podem ser devido a oscilações independentes nestes dois setores do AT. Uma outra hipótese é que o centro do ATS pode ser gerado em resposta às anomalias atmosféricas induzidas pelo centro no ATN.

Os associados padrões evolutivos da circulação atmosférica indicam que as variações de TSM no ATN podem ser geradas devido a forçantes atmosféricas, como notado por Curtis e Hastenrath (1995). Alísios de nordeste intensificados (enfraquecidos) no ATN no tempo t ($t+15m$) precedem as ATSM negativas (positivas) que se formam próximas à costa da África no ATN no tempo $t+3m$ ($t+18m$). O que sugere que o vento aumenta (diminui) a ressurgência local. Este resfriamento (aquecimento) próximo à costa da África deve estar relacionado a intensificação (enfraquecimento) da ressurgência local (Nykjaer e Van Camp, 1994), e o resfriamento (aquecimento) no interior da bacia deve ser causado principalmente pelo aumento (redução) da evaporação devido ao fortalecimento (enfraquecimento) dos alísios de nordeste no ATN. A aparente expansão para oeste das ATSM no ATN pode ser explicada por efeitos combinados da ressurgência e evaporação. Estes resultados são consistentes com os de Curtis e Hastenrath (1995) que associaram a formação de ATSM positivas no ATN, durante um evento quente no Pacífico, ao enfraquecimento dos alísios de nordeste. Resultados similares foram obtidos por Nobre e Shukla (1996).

As ATSM no ATS originam-se no leste da bacia, e subsequentemente, intensificam-se e expandem-se em direção ao equador formando o ramo sul do dipolo. O fato que as ATSM que formam o centro sul do dipolo evoluem a partir da costa da Angola (tempos $t+3m$ e $t+12m$) indica que as anomalias nas correntes locais (por ex. corrente equatorial sul) pode ter um papel predominante. Consistente com esses resultados Markham e

Mclain (1977) sugeriram que a evolução de ATSM no ATS pode ser devido a mudanças na corrente equatorial sul. Por outro lado, Sutton et al. (2000) estudando as influências do El Niño no AT, mostraram que os eventos de El Niño não forçam um padrão de dipolo de TSM no AT diretamente, mas sim, um aquecimento ao norte do equador, cuja resposta atmosférica faz com que a ZCIT desloque-se para norte gerando um resfriamento ao sul, com uma defasagem no tempo.

Um aspecto evidente nesse período é a evolução de um padrão de dipolo para um padrão equatorial, acompanhado pelo deslocamento para norte das ATSM. A EEOF mostra um padrão de dipolo definido nos tempos $t+3m$ e $t+6m$ que evolui para um padrão equatorial fraco no tempo $t+12m$, dentro do regime oscilatório de 2 anos. Como parte desta evolução é notável uma expansão das ATSM positivas do ATS em direção ao equador, seguida por uma propagação para oeste ao longo do equador e em direção ao norte ao longo da costa da África. Esse deslocamento para norte de ATSM positivas entre $15^{\circ}S$ e $10^{\circ}N$ é acompanhado pelo deslocamento para norte das anomalias negativas de PNM entre as mesmas latitudes.

O padrão dominante de variabilidade interanual para o período de 1962 a 1976 é o modo equatorial, com períodos de oscilação de 2,5 a 3 anos e duração de 6 meses aproximadamente. As análises hemisféricas reproduzem o padrão equatorial que oscilam com períodos de 2 a 3 anos. No entanto, o estabelecimento do padrão está mais relacionado à variabilidade do ATS.

O padrão equatorial resulta do confinamento das ATSM do ATS na região equatorial, seguido por um ligeiro deslocamento para oeste, e é associado a mudanças no campo de vento. O enfraquecimento (intensificação) da circulação anticiclônica simultaneamente nos dois hemisférios e a confluência (difluência) dos ventos próximos ao equador, principalmente na parte oeste da bacia, são os padrões de circulação associados ao estabelecimento do padrão equatorial positivo (negativo). Uma explicação plausível é que o enfraquecimento (fortalecimento) da circulação anticiclônica pode favorecer a

diminuição (o aumento) da ressurgência e conseqüentemente aumentar o transporte de águas quentes (frias) para a região equatorial, como sugerido por Hameed et al. (1993), que relacionaram as anomalias nos processos oceânicos à circulação atmosférica. Restringindo-se a região equatorial, a relação entre TSM e o campo de vento também foi encontrada por Tseng e Mecho so (2001), que sugeriram ser a oscilação quase bienal observada no Atlântico equatorial gerada por interações locais oceano - atmosfera.

O período de 1977 a 1989 envolve dois eventos quentes no Atlântico equatorial leste, o de 1984 e 1988 (Carton e Huang, 1994). A análise de EOF de ATSM no AT reproduz estes eventos nos dois primeiros modos. As CP01 mostra maiores amplitudes para o período que engloba o evento de 1988, e a CP02 durante o ano de 1984. Estes dois modos não são separados e, portanto, descrevem o mesmo mecanismo físico.

O estabelecimento do padrão equatorial é associado à mudanças nos ventos em superfície. O padrão equatorial negativo no tempo $t+15m$ (Figura 4.24) é precedido pelo fortalecimento dos alísios de sudeste no tempo $t+12m$ (Figura 4.26), na parte oeste da bacia. Segundo Carton e Huang (1994), a relaxação dos alísios de sudeste contribuiu para um aprofundamento da termoclina no leste da bacia, que reduziu a ressurgência e conduziu ao fortalecimento da ATSM.

Um outro aspecto notável no padrão de evolução para ATSM é a relação entre os padrões equatorial e dipolo. A evolução mostra um padrão equatorial negativo forte com duração de aproximadamente 6 meses evoluindo para um padrão de dipolo positivo entre as latitudes de $15^{\circ}N$ e $15^{\circ}S$ menos intenso, com duração de aproximadamente 3 meses. Como parte desta evolução há uma propagação para sul das ATSM negativas entre $10^{\circ}N$ e $10^{\circ}S$. Essa propagação para sul de ATSM negativas é acompanhada por um deslocamento para sul de anomalias PNM positivas entre $2^{\circ}N$ e $5^{\circ}S$. Esse cenário pode explicar a relação entre os modos equatorial e dipolo em escalas de tempo de 1-2 anos como mostrada por Servain et al. (1999).

4.3 - VARIABILIDADE DECADAL

As porcentagens da variância decadal total para ATSM explicadas pelos dois primeiros modos de cada análise estão listadas na Tabela 4.3. O * no primeiro modo significa que este modo é separado dos correspondentes modos mais altos, segundo o critério de North et al. (1982).

TABELA 4.3 - PORCENTAGENS DA VARIÂNCIA TOTAL DECADAL DE TSM EXPLICADA PELOS MODOS 1 E 2 E AS ÁREAS CORRESPONDENTES

Período e Área considerada	EOF01	EOF02
1952-1986		
AT	43,4	27,4
ATN	61,9 *	12,7
ATS	60,7 *	14,8
1970-1986		
AT	49,9	34,5
ATN	76,2 *	16,4
ATS	67,2 *	16,6

4.3.1 - Variabilidade Decadal: Junho de 1952 a Julho de 1986

O modo-1 de ATSM no AT para o período de 1952 a 1986 (Figura 4.28a) caracteriza-se por um padrão de dipolo positivo com máximos superiores a 0,6 num centro orientado de sudoeste para nordeste entre o equador e 20°N e extremos negativos de -0,9 ao longo da costa leste do Brasil e no ATS central entre 5°S e 20°S. A CP01 (Figura 4.28b) mostra flutuações com períodos de aproximadamente 12 anos, exceto para o período de 1960 a 1970 quando ocorrem flutuações em escala de tempo menor.

O modo-2 (Figura 4.28c) mostra um padrão de correlações negativas em quase toda a região, com valores significativos ao norte de 15°N cruzando a bacia, e na parte leste

entre o equador e 15°N. A CP02 (Figura 4.28d) mostra oscilações com períodos de 10 a 13 anos.

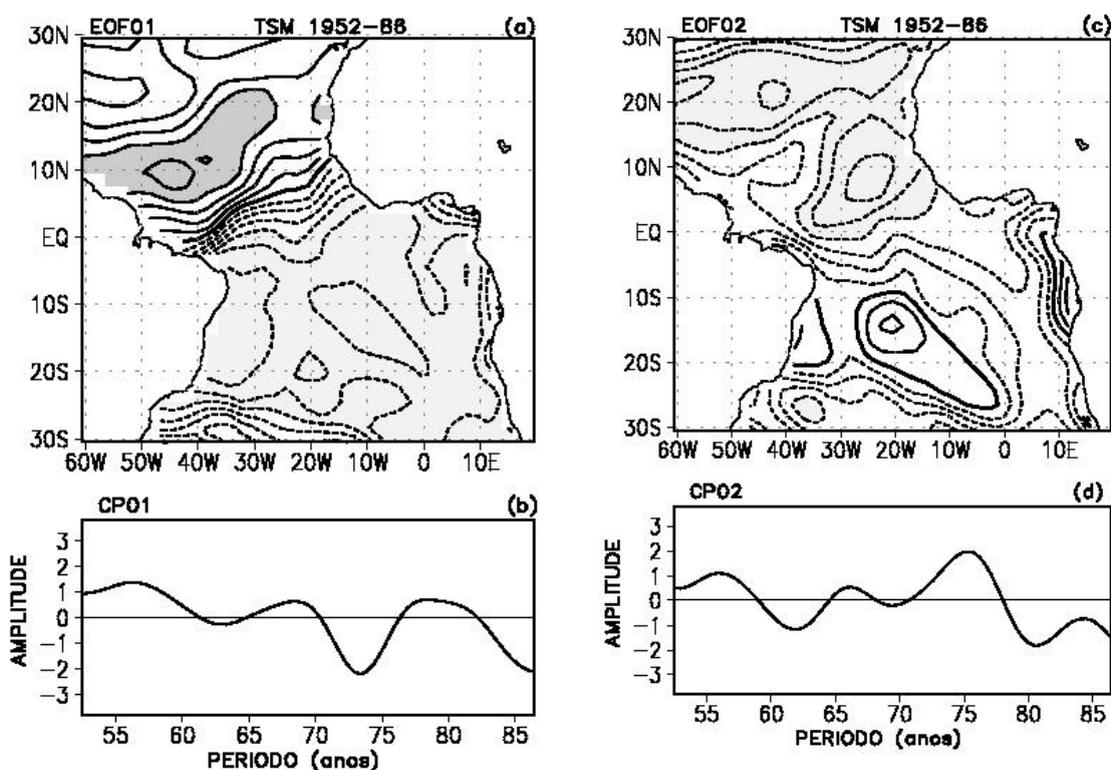


Fig. 4.28 - Padrões espaciais para os dois primeiros modos de EOF para ATSM filtradas no período de julho de 1952 a junho de 1986: (a) modo-1, (c) modo-2. Intervalo de contorno é de 0,15. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,6 (-0,6). Componentes principais correspondentes ao: (b) modo-1 e (d) modo-2.

O modo-1 da análise independente para o ATN (Figura 4.29a) caracteriza-se por correlações negativas sobre todo o sub - setor com valores absolutos excedendo 0,9 em um centro bem definido na parte central- leste do ATN. Este padrão é forte (fraco) durante o período de 1970 a 1986 (1952 a 1969) e oscila com período de 14 (6 a 7) anos, como mostrado pela correspondente CP01 (Figura 4.29b).

O modo-1 do ATS (Figura 4.29c) mostra correlações positivas sobre todo o sub – setor, com os maiores valores próximos à costa nordeste da América do Sul e ao longo da parte central – leste do sub – setor. A CP01 (Figura 4.29d) exibe um período de oscilação de aproximadamente 10 anos e as menores amplitudes durante os anos de 1960 a 1970.

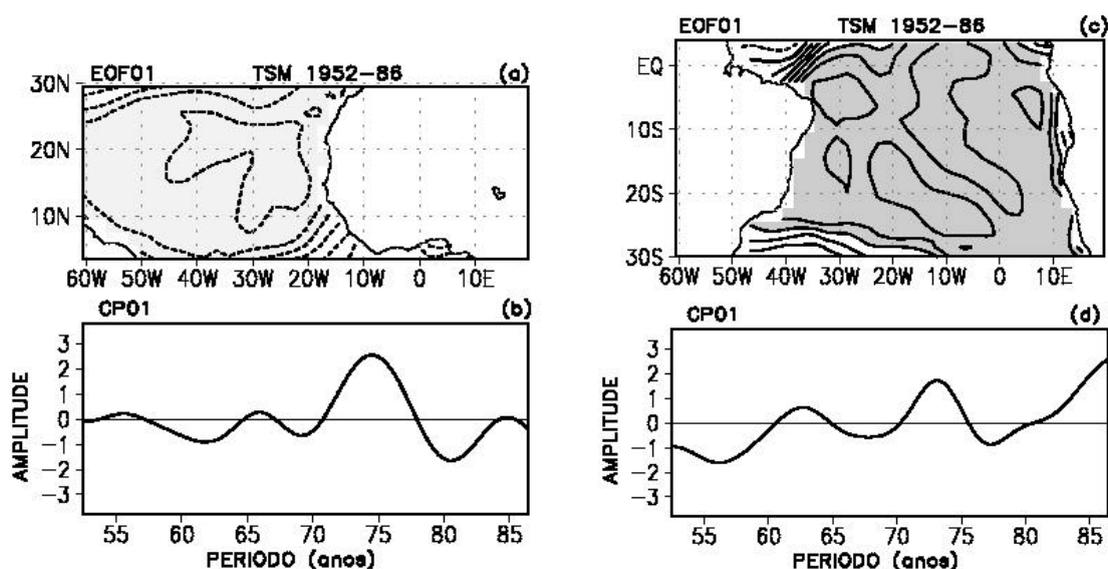


Fig. 4.29 - Padrões espaciais do modo-1 de EOF para ATSM filtradas para o período de julho de 1952 a junho de 1986: (a) ATN; (c) ATS. Intervalo de contorno é de 0,15. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,6 (-0,6). As componentes principais correspondentes a esses modos são mostradas em: (b) ATN e (d) ATS.

Os padrões do ATN e ATS são derivados de amostras independentes, contudo, apresentam variações temporais similares. Como nas análises para o AT, o modo-1 do ATN e o modo-1 do ATS são relativamente fortes durante o período de 1970 a 1986, quando a escala de variabilidade decadal é mais notável. Assim, para investigar as possíveis conexões entre esses modos, análises foram realizadas, independentemente, para o AT, ATN e ATS usando dados de TSM filtrados somente desse período.

4.3.2 - Variabilidade Decadal: Julho de 1970 a Junho de 1986

O modo-1 para ATSM no AT para o período de 1970 a 1986 (Figura 4.30a) mostra um dipolo negativo, com anomalias positivas em uma área alongada para sudoeste no ATS central e entre 10°S e 27°S (máximo de 0,9) e anomalias negativas em uma área orientada na direção sudoeste para nordeste entre 10°N e 30°N (extremos de $-0,75$). Este modo descreve oscilações com períodos de 10 a 14 anos do padrão de dipolo como mostrado pela correspondente CP01 (Figura 4.30b).

O modo-2 (Figura 4.30c) fornece um padrão similar ao do modo equatorial acoplado, com correlações positivas extremas de 0,9 ao longo da banda equatorial. A CP02 (Figura 4.30d) mostra flutuações em escala de tempo de aproximadamente 12 anos.

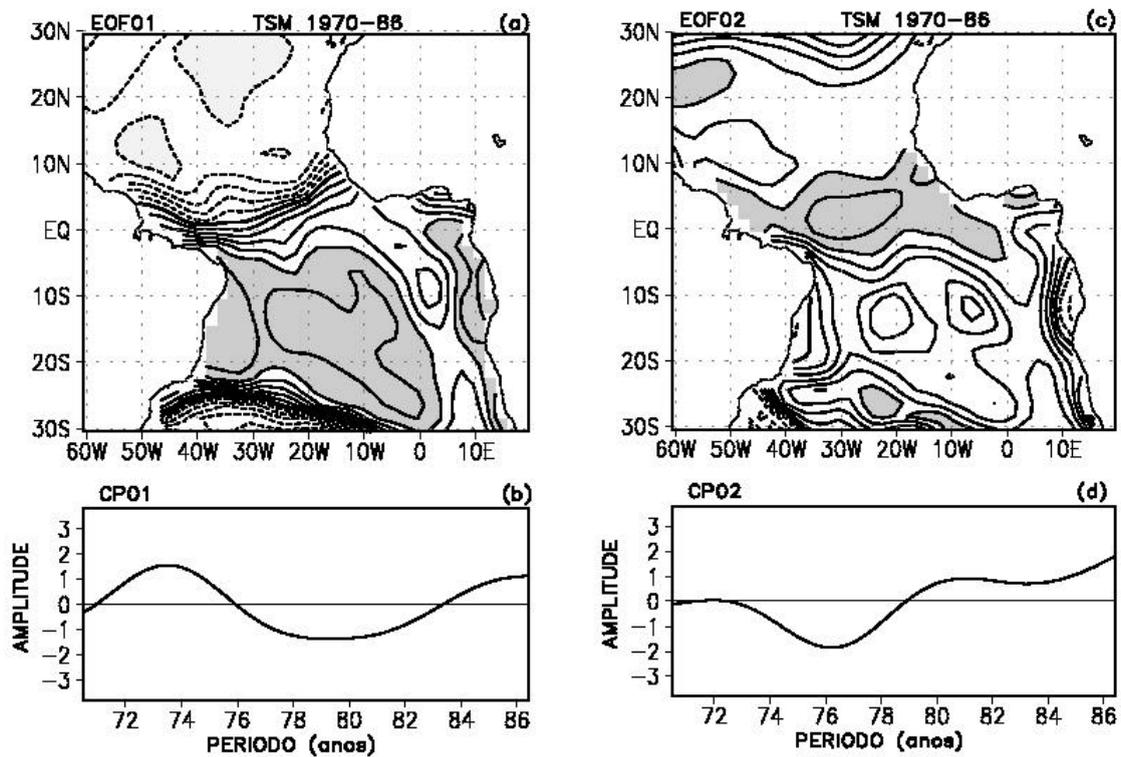


Fig. 4.30 - Padrões espaciais para os dois primeiros modos de EOF para ATSM filtradas no período de julho de 1970 a junho de 1986: (a) modo-1, (c) modo-2. Intervalo de contorno é de 0,15. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,75 (-0,75). Componentes principais correspondentes ao: (b) modo-1 e (d) modo-2.

A relação entre esses dois primeiros modos é investigada calculando correlações cruzadas entre suas CP (Tabela 4.4). As CP01 e CP02 são negativamente correlacionadas com um pico em 36 meses quando CP01 precede CP02 por 24 a 48 meses. Por outro lado, a CP01 e CP02 são positivamente correlacionadas com um pico em 48 meses quando CP02 precede CP01 por 36 a 60 meses. A interpretação é que um padrão de dipolo negativo (positivo) para TSM evolui para um padrão equatorial negativo (positivo) após 24 a 48 meses. Inversamente, um padrão equatorial positivo (negativo) para TSM evolui para um padrão de dipolo negativo (positivo) após 36 a 60 meses.

TABELA 4.4 - COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO ENTRE CP01 E CP02

Defasagem (meses)	CP01 vs CP02	CP02 vs CP01
0	0	0
6	-0,20	0,14
12	-0,41	0,28
18	-0,60	0,43
24	-0,75	0,55
30	-0,85	0,67
36	-0,88	0,76
42	-0,86	0,84
48	-0,79	0,87
54	-0,69	0,85
60	-0,58	0,75
66	-0,47	0,57

Considerando as análises para o ATN e ATS para o mesmo período (1970 a 1986) (Figura 4.31a e b) nota-se que esses modos reproduzem os centros hemisféricos do padrão de dipolo mostrado para a análise do AT. A CP01 (Figura 4.31c) para o ATN têm um período variando de 12 a 14 anos e CP01 para o ATS (Figura 4.31d) exibe períodos de oscilação variando de 8 a 15 anos.

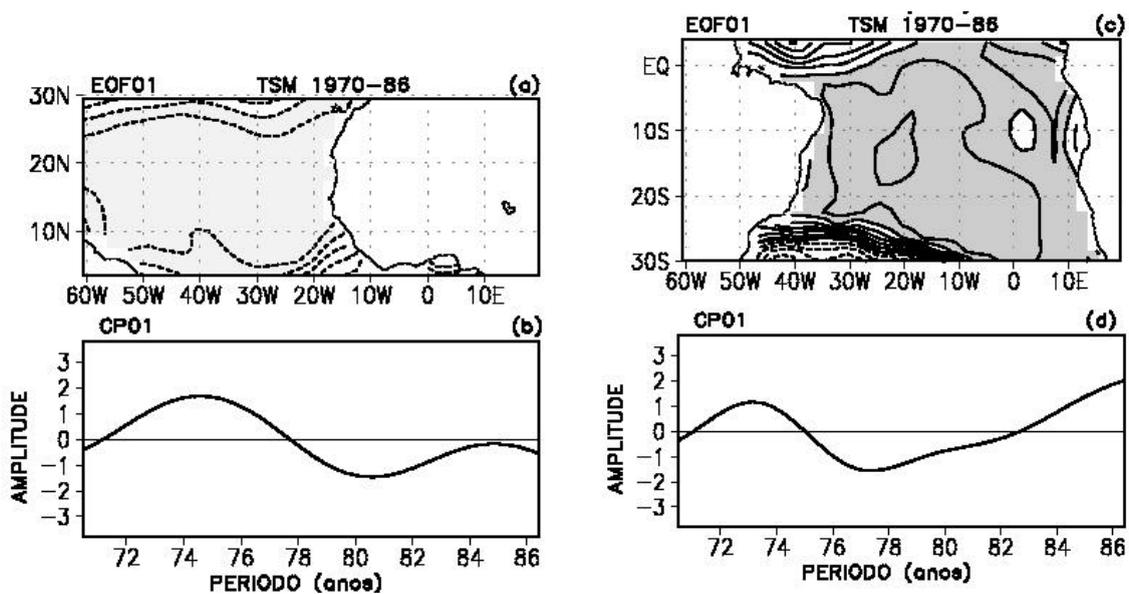


Fig. 4.31 - Padrões espaciais do modo-1 de EOF para ATSM filtradas para o período de julho de 1970 a junho de 1986: (a) ATN; (c) ATS. Intervalo de contorno é de 0,15. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,75 (-0,75). As componentes principais correspondentes a esses modos são mostradas em: (b) ATN e (d) ATS.

Para facilitar comparações, as CP01 para o AT, ATN e ATS, foram apresentadas numa mesma figura (Figura 4.32). A amplitude da CP01 para o AT é sempre a amplitude média da CP01 do ATN e CP01 do ATS, mas assemelha-se mais ao do ATS. Quando a CP01 do AT oscila com períodos de 10 (14) anos, a CP01 do ATN exibe um período de 14 (12) anos e a CP01 para ATS um período de 8 (15) anos. Estes resultados sugerem que o padrão de dipolo está mais relacionado ao padrão do ATS do que ao do ATN e se estabelece quando oscilações anti-simétricas de ATSM nesses dois hemisférios entram em fase. Em concordância, Mehta e Delworth (1995) encontraram a variabilidade decadal no ATS mais forte em relação ao ATN. Por outro lado, as diferenças no período de oscilação entre CP01 para o ATS e CP01 para o ATN reforçam a idéia de que processos dinâmicos independentes atuam para estabelecer os padrões de TSM no ATS

e ATN (Mehta, 1998). Esta relação é mais evidente analisando os aspectos de evolução do padrão de dipolo.

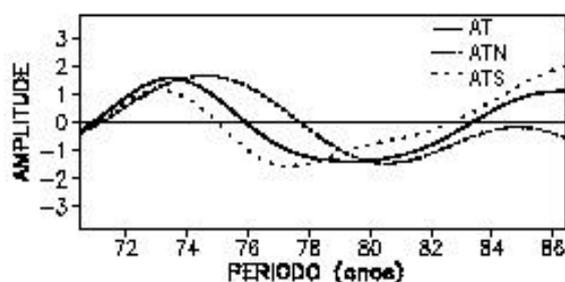


Fig. 4.32 - CP para o AT, ATN e ATS para o período de julho de 1970 a junho de 1986.

4.3.3 - Variabilidade Decadal: Janeiro de 1871 a Dezembro de 1976

A análise anterior mostra a relação entre os modos equatorial e dipolo para a escala de tempo decadal. Porém, não é possível analisar os aspectos de evolução pelo fato de se considerar um período curto para as análises. Desta forma, séries de ATSM do AT mais longas (1871 a 1976) são analisadas a fim de investigar se a relação entre os modos de dipolo e equatorial encontrada na análise anterior é uma característica do período analisado ou estende-se para outros períodos.

A porcentagem da variância decadal total de ATSM explicada pelos dois primeiros modos de EOF para o período de 1871 a 1976 são de 34,4% e 24,3%, respectivamente. O modo-1 mostra um padrão de dipolo com correlações anti-simétricas centradas em aproximadamente 15°N e 15°S (Figura 4.33a). O modo-2 (Figura 4.33b) caracteriza-se por um padrão com correlações máximas na região equatorial. A CP01 (Figura 4.33c) descreve oscilações do padrão de dipolo com períodos variando de 9 a 12 anos. A CP02 (Figura 4.33d) mostra flutuações com períodos variando de 8 a 12 anos, exceto durante 1896-1910 quando oscilações mais longas (~14 anos) são evidentes. De acordo com North et al. (1982), estes modos não são separados, e representam, exceto por um

deslocamento de fase, um mecanismo físico similar. Assim, a relação entre eles é investigada analisando os aspectos de evolução.

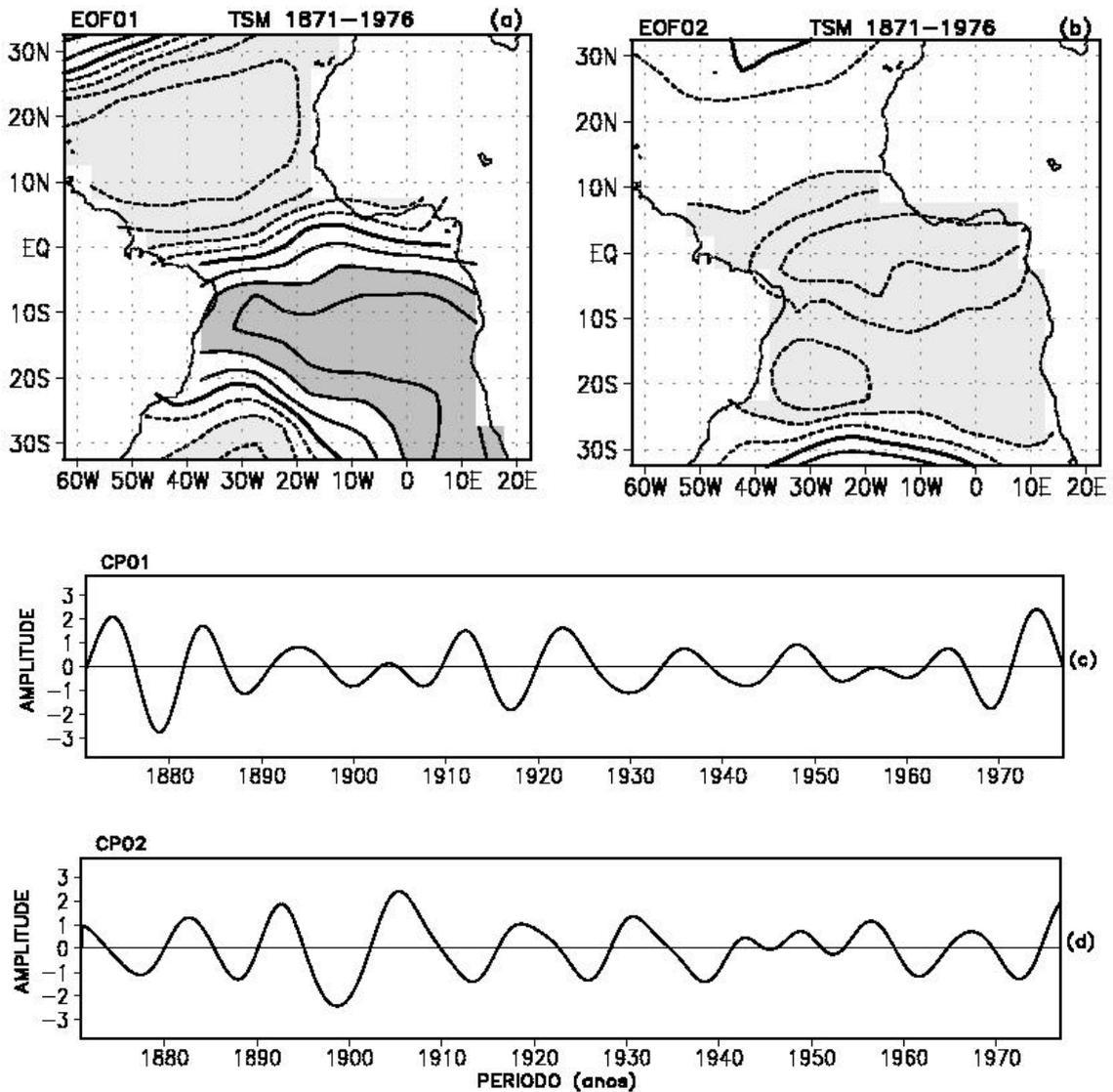


Fig. 4.33 - Padrões espaciais para os dois primeiros modos de EOF para ATSM filtradas no período de janeiro de 1871 a dezembro de 1976: (a) modo-1, (b) modo-2. Intervalo de contorno é de 0,1. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,4 (-0,4). Componentes principais correspondentes ao: (c) modo-1 e (d) modo-2.

A porcentagem da variância total em escala de tempo decadal da ATSM no AT contida nos primeiros quatro modos de EEOF são 20,3%, 18,4%, 10,9% e 8,8%, respectivamente. De acordo com o critério proposto por North et al. (1982), os dois primeiros modos e os dois seguintes formam pares que mostram evolução temporal similar. Então somente os EEOF-1 e EEOF-3 são discutidos.

A característica mais marcante do EEOF-1 para ATSM (Figura 4.34) é a evolução do padrão de dipolo para um padrão equatorial e vice-versa. Os padrões inversos dos tempos $t+12m$ e $t+84m$ indicam um período de oscilação de 12 anos. O dipolo negativo (positivo) é estabelecido dos tempos t a $t+24m$ ($t+72m$ a $t+96m$), o que indica que o padrão de dipolo mantém-se por aproximadamente dois anos. ATSM negativas são notáveis por todo o ATN enquanto ATSM positivas menos intensas ocupam a maior parte do ATS, com os maiores valores entre $5^{\circ}S$ e $15^{\circ}S$, no tempo t . ATSM negativas no ATN enfraquecem ligeiramente do tempo t ao $t+12m$, enquanto as ATSM positivas no ATS se fortalecem, definindo no tempo $t+12m$ um padrão de dipolo com centros praticamente balanceados. Este processo continua até o tempo $t+24m$, quando ATSM no ATS atingem máxima intensificação. A partir do tempo $t+36m$ as ATSM negativas praticamente desaparecem no ATN e ATSM positivas no ATS se enfraquecem ao mesmo tempo que se deslocam para norte atingindo $10^{\circ}N$, no tempo $t+48m$. Nesse passo de tempo é notado um padrão equatorial, relativamente fraco. Esse padrão desaparece quando as ATSM positivas no ATN se fortalecem no tempo $t+60m$. As ATSM positivas no ATN atingem máxima intensificação no tempo $t+72m$, quando ATSM negativas no ATS começam a aparecer. Os padrões nos tempos $t+12m$ e $t+84m$ são similares, porém com o sinal das ATSM contrários. Assim, a evolução nos tempos seguintes é similar aquela descrita do tempo $t+12m$ a $t+36m$, exceto com o sinal invertidos. Esses resultados indicam a duração de dois anos para o padrão de dipolo intenso e aproximadamente um ano para o padrão equatorial menos intenso na evolução decadal.

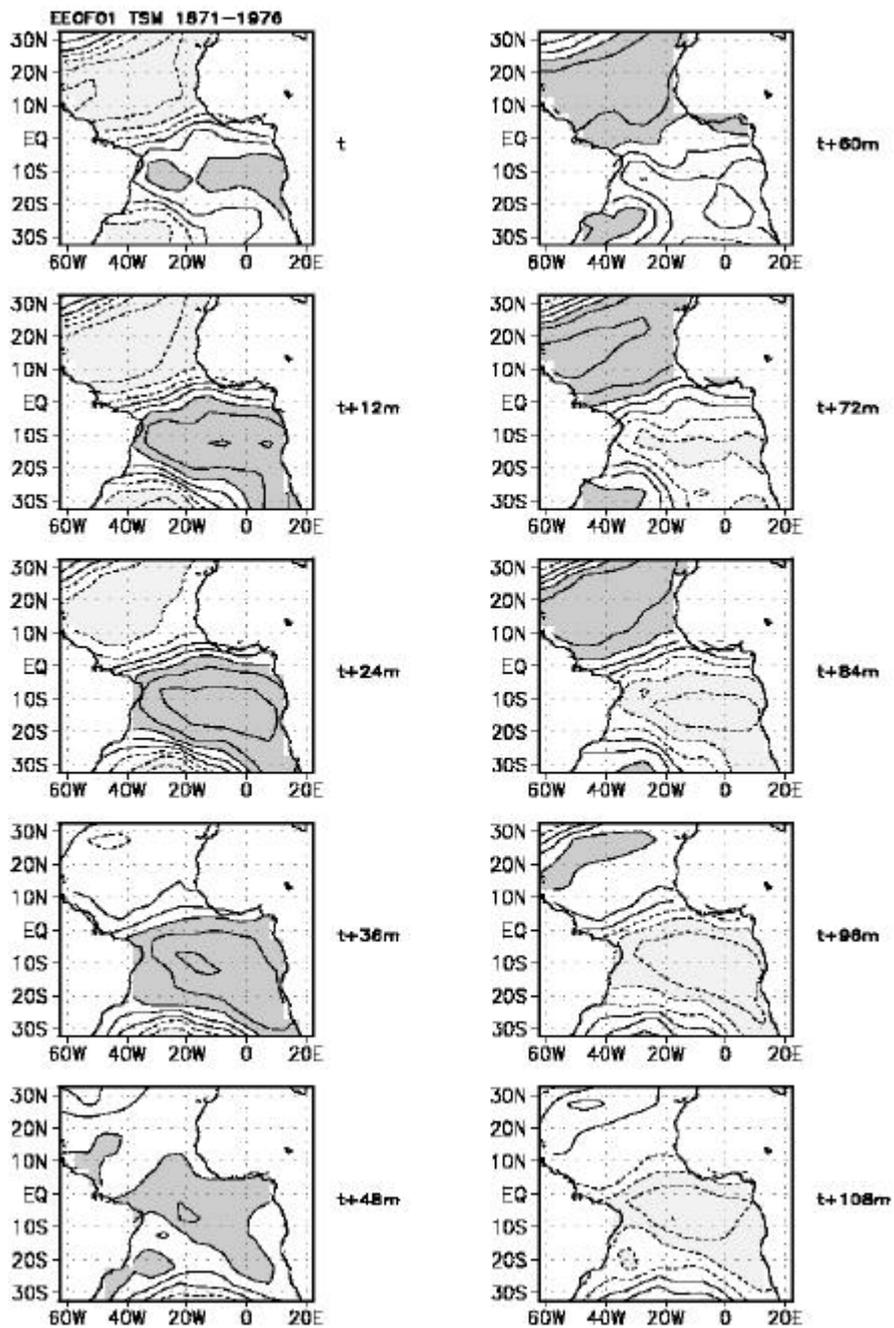


Fig. 4.34 - Evolução dos padrões de ATSM correspondente ao EEOF-1 para o período de janeiro de 1871 a dezembro de 1976. Intervalo de contorno é de 0,2. Contornos negativos são tracejados. Sombreados escuros (claros) correspondem a valores maiores (menores) que 0,4 (-0.4).

O diagrama tempo versus latitude das correlações médias entre 42,5°W e 17,5°W correspondente ao EEOF-1 para ATSM é apresentado na Figura 4.35. É notável nesta figura o deslocamento para norte das correlações, particularmente entre 15°S e 15°N do tempo t+12m ao tempo t+72m. Assim, a evolução do padrão de dipolo intenso em um padrão equatorial fraco e vice-versa está relacionada ao deslocamento para norte das ATSM na faixa latitudinal entre 15°S e 15°N.

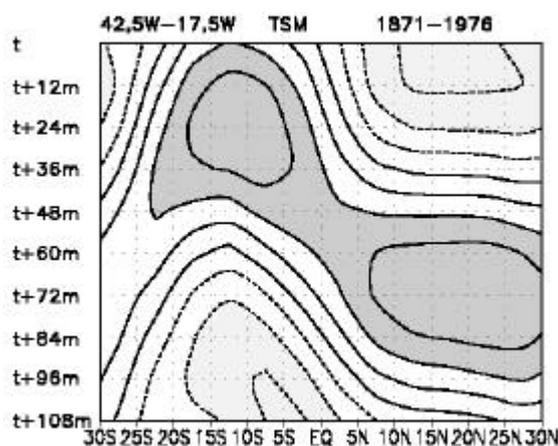


Fig. 4.35 - Diagramas tempo versus latitude das correlações médias entre 42,5°W e 17,5°W correspondente ao EEOF-1 para ATSM. Intervalo de contorno é de 0,2. Contornos negativos são tracejados. Sombreados escuros (claros) correspondem a valores maiores (menores) que 0,4 (-0,4).

O EEOF-3 para ATSM para o período de 1871 a 1976 (Figura 4.36) também mostra a evolução do padrão equatorial em um padrão de dipolo e vice-versa, embora algumas características sejam bastante diferentes daquelas mostradas na evolução decadal para o EEOF-1. O EEOF-3 mostra padrões inversos para os tempo t+12m e t+72m, indicando um período de oscilação de 10 anos. O padrão equatorial negativo é notado a partir do tempo t ao tempo t+24m e o positivo, a partir do tempo t+60m a t+84m. Isto mostra que a duração do padrão equatorial do EEOF-3 é de aproximadamente 2 anos. É também interessante notar que o padrão é confinado no lado leste da bacia.

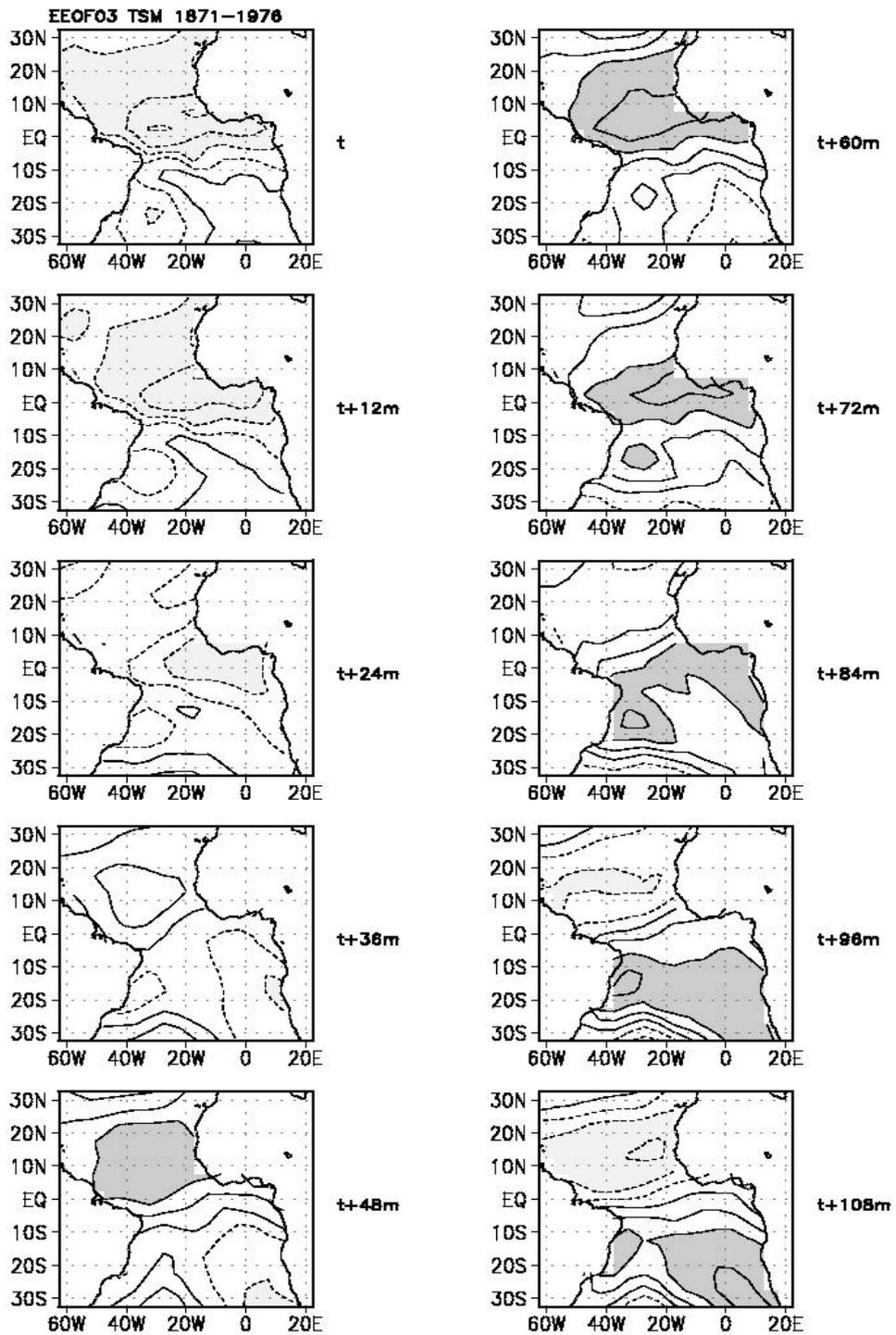


Fig. 4.36 – Idem a Figura 4.36, exceto para a evolução dos padrões de ATSM correspondente ao EEOF-3.

A evolução dos padrões mostra ATSM negativas ao norte de 10°S , com os maiores valores absolutos entre 10°N e 5°S no tempo t . Essas ATSM negativas mantêm o padrão equatorial definido até o tempo $t+24\text{m}$. ATSM positivas começam a se fortalecer no ATN, enquanto no ATS as ATSM negativas confinam-se na parte leste da bacia do tempo $t+36\text{m}$ a $t+48\text{m}$. Nesse passo de tempo é notado um padrão de dipolo, porém o centro sul do dipolo localiza-se no sudeste do ATS entre 20°S e 30°S . O fortalecimento das ATSM positivas no ATN é acompanhado pelo deslocamento para sul das mesmas e das ATSM negativas no ATS do tempo $t+48\text{m}$ a $t+72\text{m}$, quando o padrão equatorial positivo é bem estabelecido. A evolução para os passos de tempo seguintes é similar a evolução do tempo $t+12\text{m}$ a $t+48\text{m}$, exceto pelo sinal contrário.

O deslocamento para sul das correlações particularmente entre 15°N e 15°S é notável na Figura 4.37. O diagrama tempo versus latitude das correlações médias entre $42,5^{\circ}\text{W}$ e $17,5^{\circ}\text{W}$ ilustra uma propagação para sul das correlações do tempo $t+48\text{m}$ ao tempo $t+108\text{m}$. Assim, a evolução de um padrão equatorial intenso em um padrão de dipolo fraco e vice-versa está relacionada ao deslocamento para sul de ATSM.

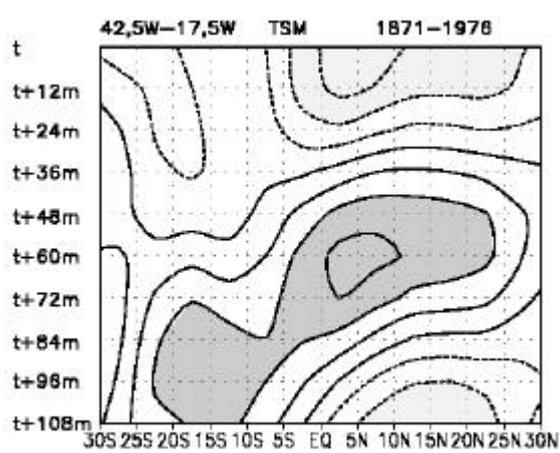


Fig. 4.37 – Idem a Figura 4.35, exceto para o EEOF-3.

4.3.4 - Discussão

As análises de EOF de ATSM em escalas de tempo decadal para o período de 1952 a 1986 definem um padrão de dipolo com máximas amplitudes após 1970. Análises hemisféricas reproduzem os centros desse padrão de dipolo para o mesmo período. Os dados para esse período mais curto são então considerados para análises mais detalhadas.

O padrão de dipolo prevalece para TSM no AT para o período de 1970 a 1986, consistente com os resultados de Servain (1991) e Nobre e Shukla (1996). A máxima amplitude do padrão de dipolo é encontrada na parte central do ATS entre 10°S e 27°S e na área do ATN orientada na direção sudeste - nordeste ao norte de 10°N . Este modo descreve variações de TSM no AT em escalas de tempo variando de 10 a 14 anos. O segundo modo de variabilidade de TSM no AT mostra máximas amplitudes na região equatorial, caracterizando um padrão equatorial. Esse modo exhibe flutuações em escalas de tempo de aproximadamente 12 anos.

As análises independentes para o ATN e ATS para o mesmo período, reproduzem os correspondentes centros do padrão de dipolo e exibem oscilações em escalas de tempo de 12 a 14 anos para o ATN e 8 a 15 anos para o ATS. Comparando as amplitudes e períodos das CP correspondentes aos padrões dominantes no AT, ATN e ATS, pode-se inferir suas relações. A amplitude da CP01 para o AT é sempre a amplitude média da CP01 para o ATN e CP01 para o ATS. O período da CP01 para AT é entre o período da CP01 para o ATN e CP01 para o ATS, mas mais próximo daquele do ATS. Então, variações de TSM no ATS podem ser relativamente mais importantes do que as do ATN no estabelecimento do padrão de dipolo resultante de oscilações independentes nos ATN e ATS que entram em fase. Em concordância, Mehta e Delworth (1995) encontraram forte variabilidade no ATS e ATN. Por outro lado, as diferenças nos períodos entre as CP01 para o ATN e CP01 para o ATS, reforçam resultados anteriores que sugerem uma independência física das ATSM entre esses dois sub - setores do AT (Mehta, 1998).

Um outro ponto a ser considerado é que os dois primeiros modos da análise para o AT não são separados e portanto eles descrevem um mesmo mecanismo físico. Este aspecto é confirmado pelo cálculo das correlações entre as correspondentes CP. As correlações revelam que um padrão de dipolo negativo (positivo) para TSM evolui para um padrão equatorial negativo (positivo) após 24 a 48 meses. Inversamente, um padrão equatorial positivo (negativo) para TSM evolui para um padrão de dipolo negativo (positivo) para TSM após 30 a 48 meses. Esses resultados são consistente com os encontrados por Servain et al. (1999) e Murtugudde et al. (2001) que encontraram uma relação entre os padrões de dipolo e equatorial para períodos após 1970. Estes autores sugeriram que os dois padrões estão relacionados com o deslocamento da ZCIT.

A análise para um período mais longo revela outros aspectos da evolução dos modos equatorial e dipolo. O EEOF-1 mostra um padrão de dipolo forte durante dois anos com centros em 15°N e 15°S evoluindo para um padrão equatorial fraco e vice-versa, dentro de um regime oscilatório com período de aproximadamente 12 anos. Como parte desta evolução, as ATSM entre 15°N e 15°S exibem um deslocamento para norte. O EEOF-3 também mostra um regime oscilatório, mas com um período de 10 anos e um padrão equatorial relativamente forte com duração de 2 anos evoluindo para um padrão de dipolo fraco com duração de um ano e vice-versa. Diferentemente do EEOF-1, o EEOF-3 mostra um deslocamento das ATSM para sul na faixa latitudinal entre 15°N e 15°S.

Chang et al. (1997) encontraram, a partir de simulações, um padrão de dipolo com máximas amplitudes entre 15°N e 15°S e período dominante de 13 anos. Eles também encontraram que a verdadeira estrutura de padrão mantém-se por dois anos. As características do EEOF-1 reforçam seus resultados. O padrão de dipolo com uma duração de dois anos para o EEOF-1 e um ano para o EEOF-3 explicam a fraca correlação encontrada em trabalhos anteriores entre ATSM no ATN e ATS para escala de tempo decadal (Houghton e Tourre, 1992; Rajagopalan et al. 1998). Seus resultados são baseados em correlações entre índices para o ATN e ATS, que são seqüenciais no tempo e, portanto, incluem períodos intermediários quando o padrão de dipolo não está estabelecido. Por outro lado, a variabilidade independente no ATN e ATS em escalas de

tempo de 8 a 11 anos encontrada em Mehta e Delworth (1995) pode refletir as diferentes fases da evolução decadal mostradas no EEOF-1 para os tempos $t+36m$ e $t+60m$.

4.4 - ANÁLISES DE COMPOSTOS

4.4.1- Características Atmosféricas e Oceânicas associadas aos Padrões de Dipolo

Na Tabela 4.5 estão marcados os meses em que se observou os padrões de dipolo para ATSM, usando-se a convenção que, o sinal positivo (negativo) refere-se a padrões positivos (negativos). É notável o maior número de dipolos no período de fevereiro a maio, com o máximo em março. Outra característica observada nesta tabela, é a duração do padrão que varia de 2 a 6 meses. Quanto à escala temporal do dipolo, nota-se a partir da década de 70 uma variabilidade decadal, quando se considera os meses de janeiro a maio, com predominância de dipolos negativos no início da década de 70 e 80, e dipolos positivos no final da década de 70. Essa variabilidade é similar à encontrada por Servain (1991) e Nobre (1993). Para o período de 1945-70 não há uma escala de variabilidade definida e o padrão ocorre predominantemente no final da década de 50. Esses resultados são consistentes com as análises de EOF, as quais definiram um padrão de dipolo no final da década de 50 e a tendência para variabilidade decadal a partir do anos 70.

TABELA - 4.5 - EVENTOS DE DIPOLO

	jan.	fev.	Mar.	Abr.	Maió	Jun.	jul.	ago.	set.	out.	nov.	dez.
1945												
1946												
1947												
1948												
1949				—		—						
1950			—									+
1951				+		+						
1952												
1953		+										
1954												
1955									+	+	+	+
1956	+	+										
1957		—							+	+	+	+
1958			+	+	+	+	+	+			+	
1959			—	—								
1960												
1961												
1962							+					
1963												
1964												
1965			—	—	—							
1966		+	+									
1967												
1968	—											
1969							+		+			+
1970	+	+	+	+		+						
1971					—	—						
1972		—				—	—	—	—			—
1973	—	—	—							—		
1974				—	—	—	—	—			—	
1975						—						
1976									+	+		
1977		—										
1978		+	+	+								
1979			+									
1980	+	+										
1981			+	+	+							
1982												
1983	—						+					
1984											—	—
1985			—		—							
1986	—	—	—	—	—							—
1987												
1988												
1989			—	—	—							+
1990												
1991												
1992					+		+					
1993												
Total de eventos	7	11	13	11	9	8	7	3	5	4	6	8

As Figuras 4.38a, b e c mostram os campos compostos de anomalias de TSM, PNM e ventos em baixos níveis, para um padrão de dipolo positivo para o período de 1945 a 1993. Nesses compostos são considerados todos os eventos identificados na Tabela 4.5, e são apresentadas as diferenças de dipolos positivos menos negativos. Em geral, a presença de ATSM positivas (negativas) estão associadas à PNM mais baixas (altas) que o normal o que reflete em um relativo enfraquecimento (fortalecimento) da alta subtropical climatológica. A intensidade das altas subtropicais, por sua vez, influenciam na direção e magnitude dos ventos alísios sobre a superfície do oceano. Assim, o padrão de dipolo positivo para ATSM é acompanhado por anomalias negativas de PNM e alísios de sudeste mais forte que o normal, parte da circulação ciclônica anômala no ATN e anomalias positivas de PNM e alísios de sudeste mais fortes que o normal, parte da circulação anticiclônica intensificada no ATS.

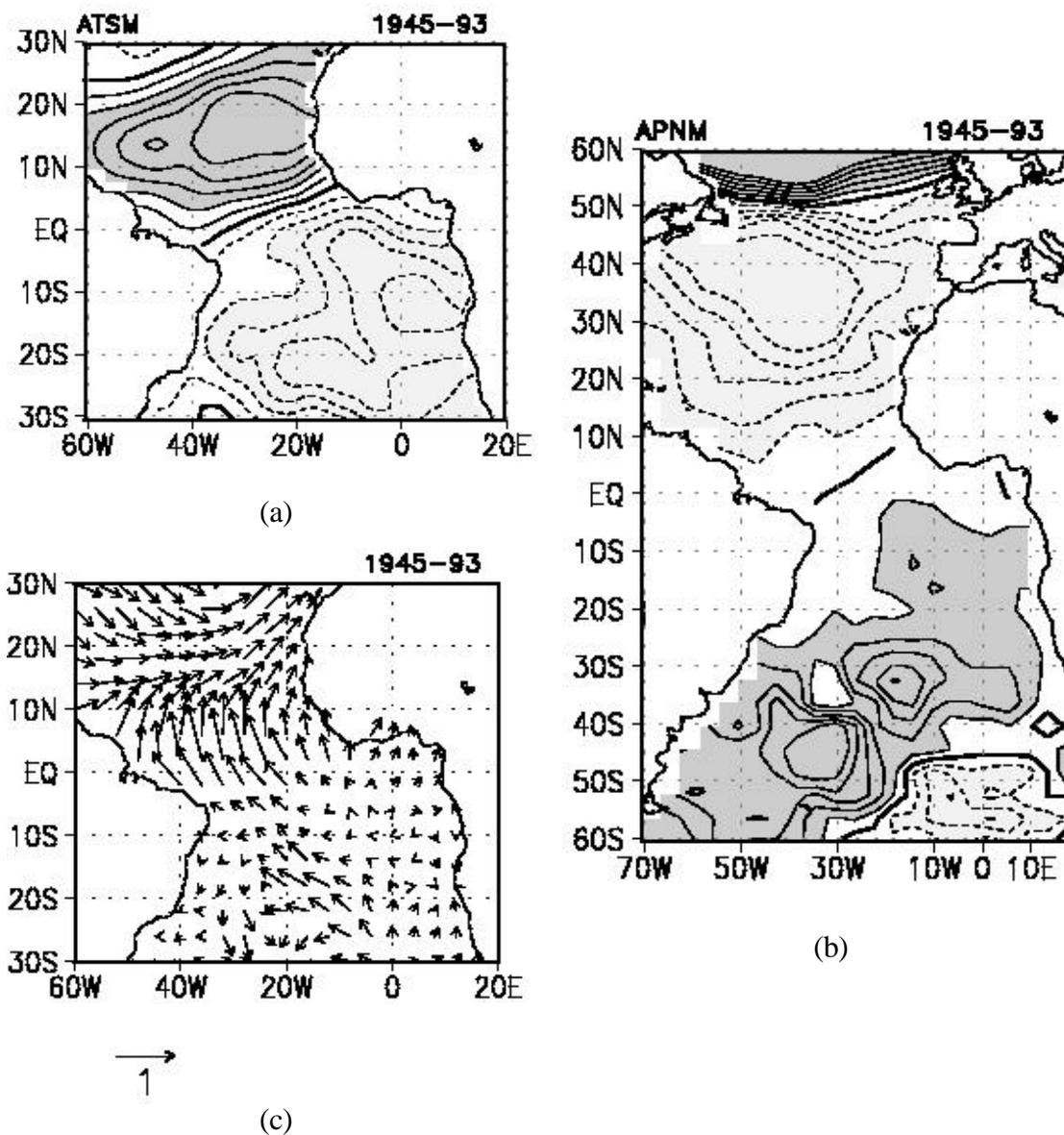


Fig. 4.38 - Composições dos eventos de dipolo para o período de janeiro de 1945 a dezembro de 1993 para : (a) ATSM ($^{\circ}\text{C}$), (b) APNM (hPa) e (c) vento em superfície (m/s). Contornos tracejados são negativos. Intervalo de contorno para ATSM é de $0,1^{\circ}\text{C}$, e para APNM é de $0,2\text{hPa}$. Valores acima (abaixo) de $0,2$ ($-0,2$) são sombreados.

Considerando as composições para cada variável, algumas características são destacadas. As ATSM positivas estendem-se quase zonalmente entre 20°N e 10°N , com

as máximas anomalias na parte leste da bacia. Para o ATS, as máximas ATSM negativas também ocorrem na parte leste da bacia entre o equador e 25°S. Este padrão é semelhante ao encontrado nas análises de EOF.

As anomalias de PNM (APNM), configuram um padrão de dipolo na bacia do Atlântico, com APNM negativas num centro bem definido no Atlântico Norte (AN) e as APNM positivas no Atlântico Sul (AS). As APNM negativas na região entre 50°N e 5°N, com máximos valores entre 50°N e 20°N, indicam um enfraquecimento da Alta Subtropical no AN. Por outro lado, no AS, o centro de APNM positivas localizado na parte central da bacia entre 20°W e 10°W e 30°S e 40°S indica fortalecimento da alta subtropical do AS. Um outro centro positivo localiza-se mais para sudoeste. É também evidente maior extensão latitudinal das APNM positivas do AS do que as APNM negativas do AN. A localização dos centros de máximas APNM ocorre em latitudes mais altas do que as dos centros do padrão de dipolo para ATSM. Centros secundários de APNM positivas e negativas são encontrados ao norte de 50°N e no sudeste do AS ao sul de 50°S, respectivamente.

No campo de vento em superfície no ATN é notável a maior intensificação da componente zonal entre as latitudes de 20°N e 10°N, e na região equatorial, anomalias na componente meridional do vento são mais evidentes.

4.4.2 - Características Sazonais associadas ao Padrão de Dipolo

As Figuras 4.39a, b, c e d mostram os campos compostos de ATSM para os períodos de Março – Abril – Maio (MAM), Junho – Julho – Agosto (JJA), Setembro – Outubro – Novembro (SON) e Dezembro – Janeiro – Fevereiro (DJF), respectivamente.

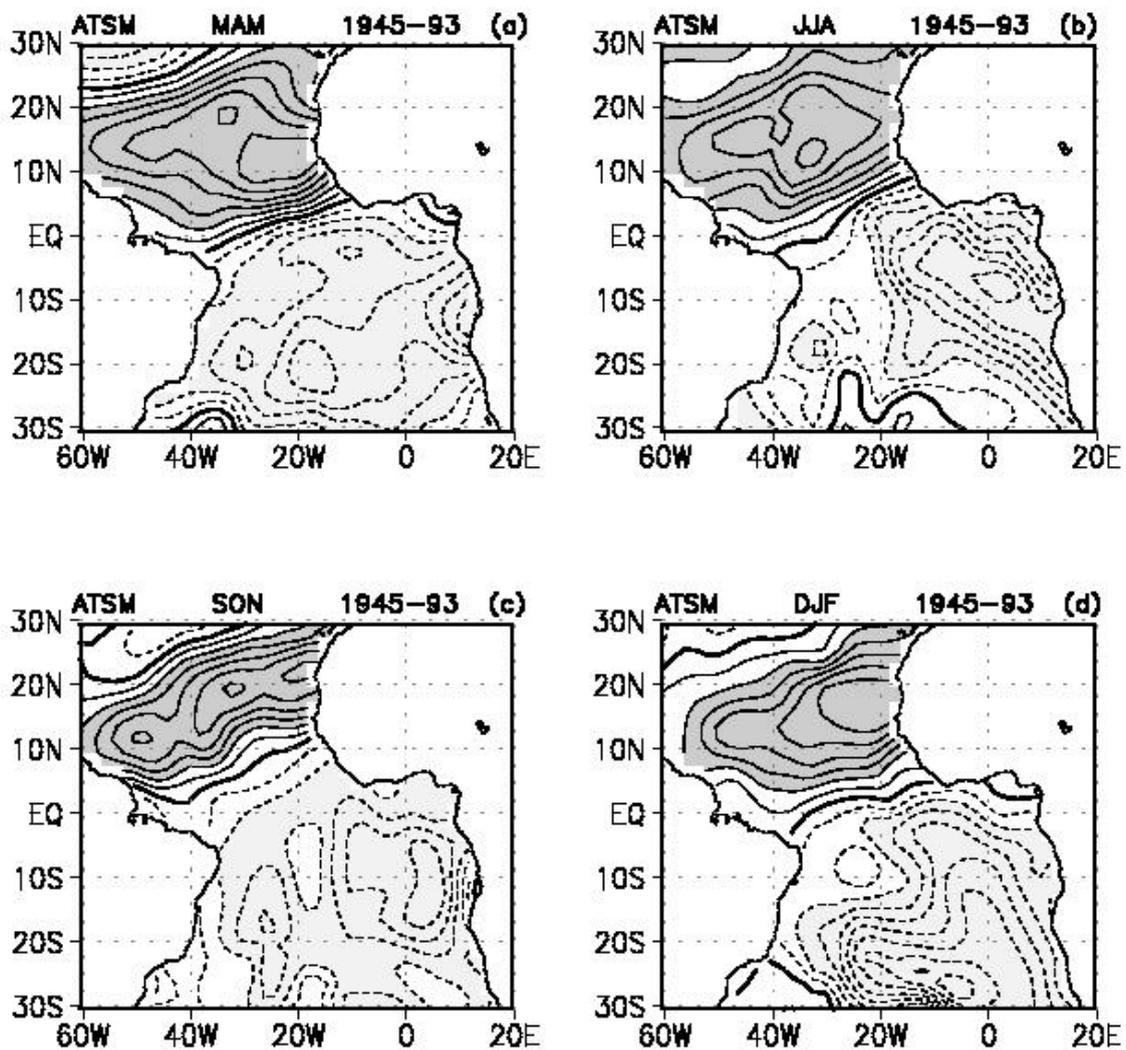


Fig. 4.39 - Composições dos eventos de dipolo para ATSM ($^{\circ}\text{C}$) para: (a) MAM, (b) JJA, (c) SON, (d) DJF. Contornos negativos são tracejados. Intervalos de contornos de 0,1. Valores acima (abaixo) de 0,2 (-0,2) são sombreados.

São notáveis nestas figuras, algumas diferenças nas configurações do padrão de dipolo. As composições sazonais para eventos de dipolo apresentam diferenças quanto a posição e magnitude dos centros de ATSM no ATN e ATS, em relação à composição de todos os eventos (composição anual). O centro positivo do ATN das composições sazonais apresenta-se deslocado longitudinalmente em relação ao da composição anual. O máximo é notado no período de MAM quando as ATSM positivas tem a maior

extensão do que as das demais estações. A posição do centro negativo varia latitudinalmente e meridionalmente de uma estação a outra, e os valores extremos ocorrem em DJF, na parte sul da bacia e em JJA entre equador e 20°S.

O padrão de MAM apresenta valores positivos na região do ATN com máximos entre 15°N e 10°N próximos à costa da África e dois centros de anomalias negativas no ATS, um próximo à costa da África entre 5°S e 15°S e o outro centrado em 20°S e 18°W. Esse padrão de dipolo é similar ao encontrado considerando a composição de todos os eventos.

O dipolo de JJA é caracterizado por ATSM positivas na parte central do ATN e ATSM negativas no leste do ATS. O centro de ATSM negativas no ATS orienta-se de sudeste para noroeste e atinge latitudes equatoriais. O centro positivo no ATN está deslocado para oeste em relação ao centro positivo da composição anual. No ATS, a configuração do centro das ATSM negativas é a que mais assemelha-se àquela da composição anual.

O dipolo de SON mostra ATSM positivas estendendo-se de sudoeste para nordeste no ATN, e ATSM negativas máximas ocorrem no leste do ATS entre equador e 20°S. Neste período o centro negativo apresenta uma estrutura mais meridional.

O dipolo de DJF mostra o centro de ATSM positivas no leste do ATN entre 10°N e 20°N e o centro de ATSM negativas no ATS com valores extremos ao sul de 20°S entre 20°W e 0°. Em relação à composição anual a maior diferença ocorre no ATS, onde o centro de máximas anomalias localiza-se no sul da bacia.

As variações sazonais de APNM associadas ao dipolo, são mostradas nas Figuras 4.40a, b, c e d. Os padrões sazonais das APNM mostram diferenças nas localizações dos centros de máximas anomalias. Máximas APNM negativas no AN ocorrem no período de DJF, enquanto no AS as máximas APNM ocorrem no período de JJA. É importante

notar que os maiores valores negativos de APNM no AN ocorrem no período anterior à ocorrência de máxima ATSM positiva no ATN.

O padrão de MAM mostra um dipolo com APNM negativas centradas no AN entre 20°N e 40°N e APNM positivas estendendo-se por quase todo o AS com máximos valores ao sul de 30°S. Estas localizações são aproximadamente as mesmas encontradas nas composições para todos os eventos.

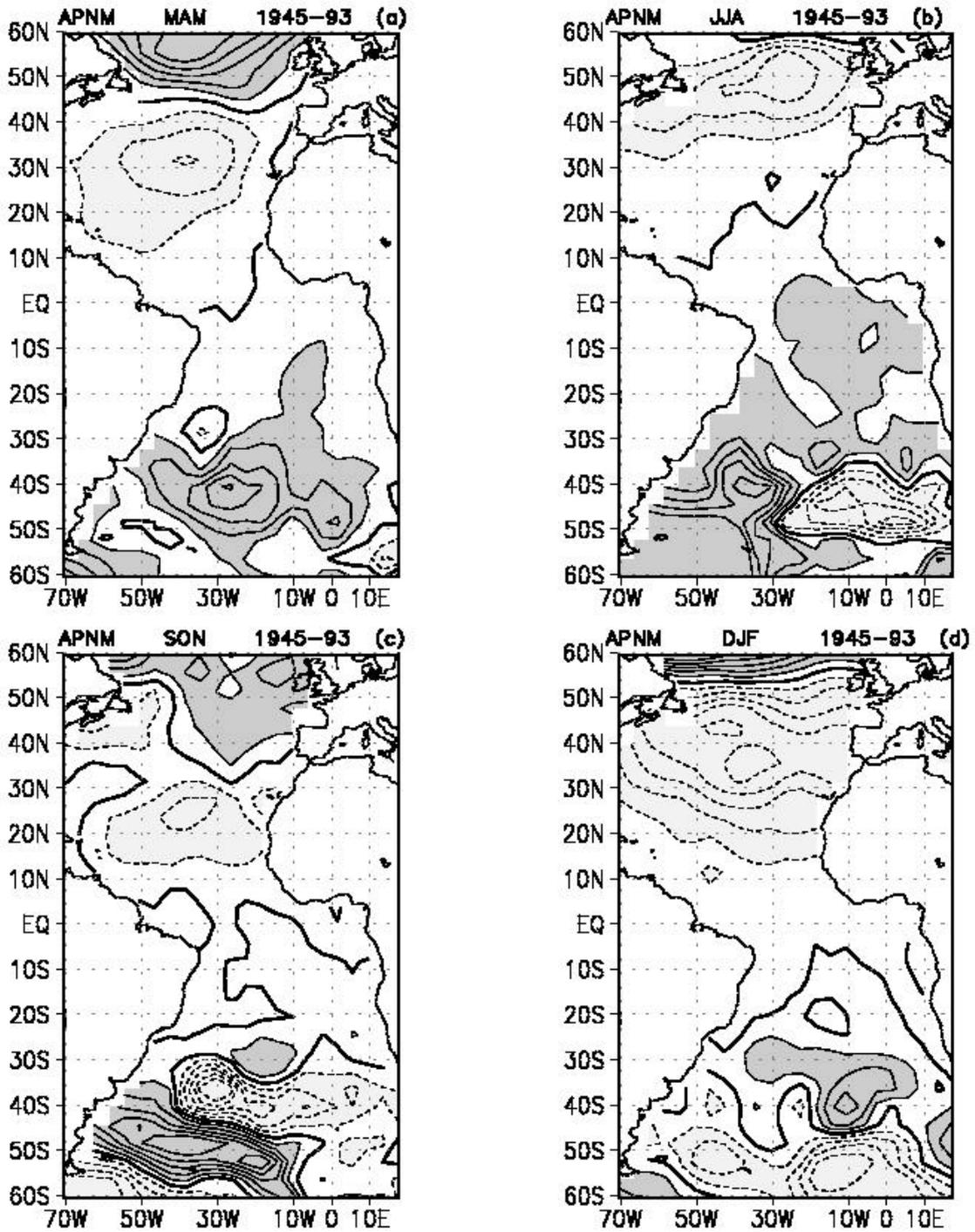


Fig. 4.40 - Composições dos eventos de dipolo para APNM (hPa) para: (a) MAM, (b) JJA, (c) SON, (d) DJF. Contornos negativos são tracejados. Intervalos de contornos de 0,5. Valores acima (abaixo) de 0,5 (-0,5) são sombreados.

Em JJA são observados dois centros negativos, um ao norte de 30°N e o outro no leste do AS entre 40°S e 50°S , e APNM positivas no AS, com máximos valores no sudoeste desta bacia.

O padrão de APNM de SON difere consideravelmente da composição anual. Neste período no AS as APNM de mesmo sinal estão em faixas quase zonais na área entre 30°S e 60°S e fracas ao norte desta faixa. No ATN um pequeno centro de APNM negativas está centrado entre 20°N e 30°N e 30°W e 40°W .

O padrão obtido nas composições para o período de DJF é um dipolo caracterizado por máximas APNM negativas entre as 50°N e 30°N cruzando toda a bacia e um pequeno centro de APNM positivas entre 30°S e 45°S no leste do AS. A maior diferença entre esse padrão e o obtido pela composição de todos os eventos é notada no AS. O centro de máximas APNM positivas observado na composição anual ao sul de 30°S no oeste da bacia praticamente desaparece.

As composições sazonais para o campo de vento em superfície são apresentadas na Figuras 4.41a, b, c e d. As características mais evidentes nas composições sazonais do vento em superfície são: a predominância de anomalias da componente zonal do vento em DJF no ATN, a predominância da componente meridional na região entre 10°N e equador em MAM e JJA e a forte circulação ciclônica no ATN com intensos ventos de nordeste no oeste desta bacia durante SON. No ATS, as maiores anomalias no campo de vento ocorrem na parte central e oeste da bacia com ventos de sudeste em JJA.

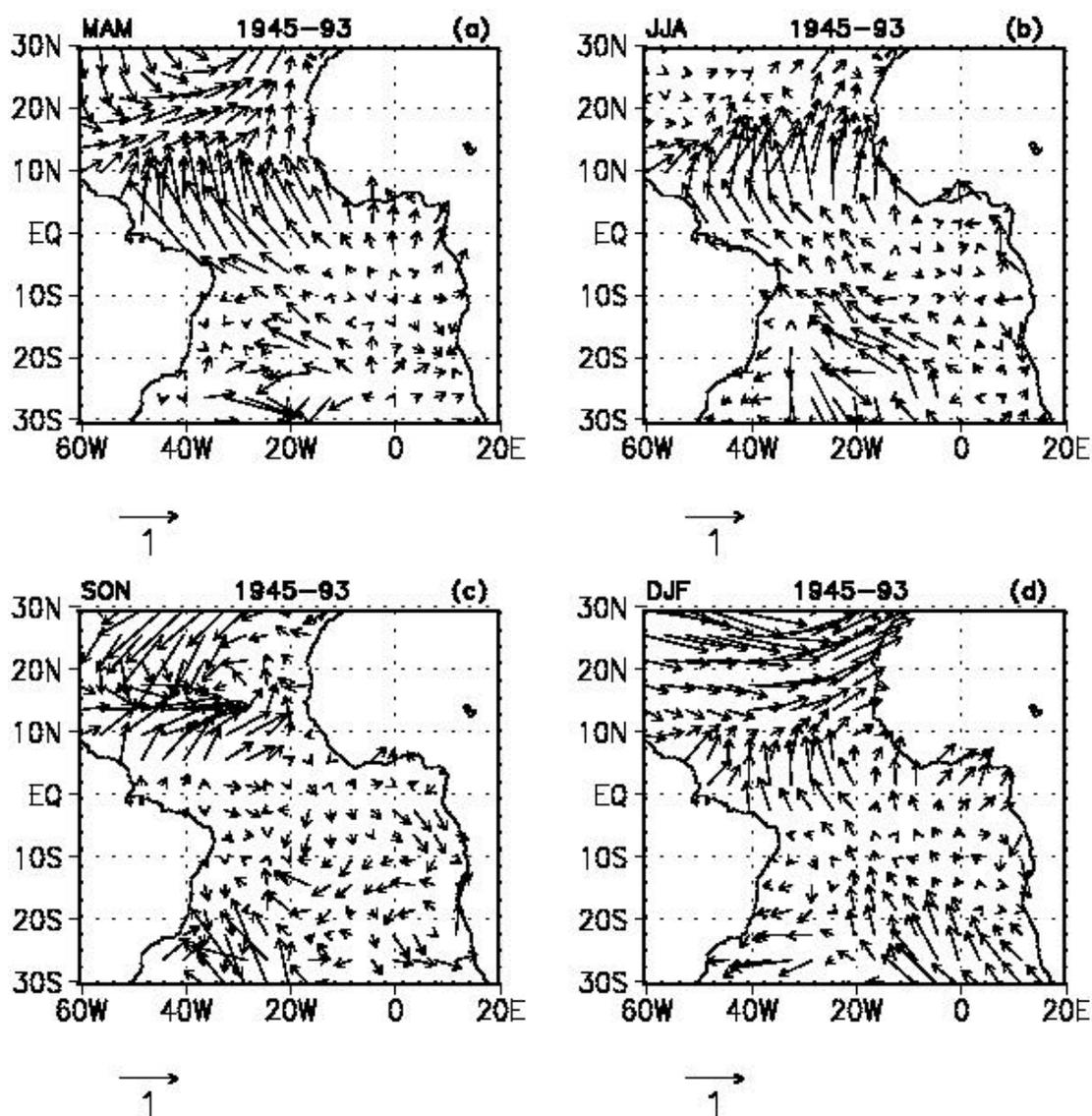


Fig. 4.41 - Composições dos eventos de dipolo para vento em superfície (m/s) para: (a) MAM, (b) JJA, (c) SON, (d) DJF.

Fortes ventos de sudeste entre 10°N e 10°S, em particular na parte oeste desta banda, cruzando a região equatorial, se contrapõem a circulação ciclônica ao norte de 10°N no período de MAM. No ATS, ventos de sudeste mais intensos são notados na parte central da bacia. As anomalias mais intensas do vento em superfície localizam-se na parte equatorial com as anomalias na componente meridional sendo predominantemente

maior que as na componente zonal. Coincidentemente, MAM é o período quando o padrão de dipolo de ATSM está mais forte.

A composição do vento para o período de JJA, mostra ventos de sudeste fortes na parte central do ATS, cruzando o equador e atingindo valores máximos de anomalias com dominância da componente meridional entre 5°N e 10°N. Comparando com a composição anual, a circulação ciclônica ao norte de 10°N encontrada naquela composição não aparece em JJA.

A composição do campo de vento em superfície para SON caracteriza-se por uma circulação ciclônica fechada em torno de 15°N e 30°W no ATN mais ao sul em relação a circulação ciclônica definida pela composição anual, e no ATS, os ventos são mais fracos.

A composição do campo de vento para DJF se caracteriza por uma circulação ciclônica no ATN e ventos de sudeste mais fortes ao sul de 15°S no leste do ATS. Para esse período é notável que a componente zonal do vento é forte entre 10°N e 20°N, enquanto que a componente meridional é relativamente mais forte na região equatorial. As máximas anomalias na componente zonal durante DJF ocorrem no trimestre anterior daquele em que as ATSM apresentam as máximas anomalias e com maior extensão.

4.4.3 - Discussão

O maior número de dipolos ocorre no período de fevereiro a maio, com o máximo em março, e duração de 2 a 6 meses. Não há uma escala de variabilidade definida quando se analisa o período de 1945-70, porém a partir dos anos 70 há uma tendência para uma escala de variabilidade decadal, quando se considera os meses de janeiro a maio. Esses resultados concordam com as análises de EOF e com resultados anteriores (Enfield et al., 1999) sugerindo que o padrão de dipolo não é uma característica dominante da

variabilidade do AT, porém pode se estabelecer em determinados períodos. A fraca correlação entre os índices do ATN e ATS, encontrada por Enfield e Mayer (1997) pode ser atribuída à pouca ocorrência de eventos de dipolo dentro do período total de estudo.

As variações sazonais estão associadas a posição e magnitude dos centros de ATSM no ATN e ATS. O centro do ATN desloca-se longitudinalmente dependendo da estação, e a máxima intensificação é notada no período de MAM. A posição do centro do ATS varia meridionalmente e latitudinalmente, de uma estação a outra, e os valores extremos ocorrem em DJF, na parte sul da bacia e em JJA entre equador e 20°S.

A máxima intensificação das ATSM positivas em MAM ocorre três meses após a máxima intensificação de APNM negativas no AN e o enfraquecimento dos alísios de nordeste (DJF). Sutton et al. (2000) sugeriram que grande parte da variabilidade da circulação atmosférica no ATN durante o período de DJF é associada aos eventos de ENOS. A máxima intensificação de ATSM negativas no ATS ocorre em JJA quando APNM positivas no AS atingem regiões equatoriais. O padrão de vento em superfície em MAM, como em DJF, mostra os alísios de nordeste mais fracos e um fortalecimento dos alísios de sudeste entre o 10°N e 10°S, gerando um fluxo que cruza o equador, e que está associado ao deslocamento para norte da ZCIT. Este fortalecimento do fluxo que cruza o equador pode ser uma resposta local a pressões mais baixas observadas no ATN, parte do padrão de dipolo em MAM.

Esses resultados sugerem que o centro do ATN pode ser forçado por variações na circulação atmosférica, como visto nas análises de EOF, e uma resposta atmosférica a esse aquecimento pode forçar uma anomalia no ATS.

4.4.4 - Características Atmosféricas e Oceânicas associadas ao Padrão Equatorial

A Tabela 4.6 identifica os meses de ocorrência do padrão equatorial para o período de 1945 a 1993. Nota-se a predominância do padrão equatorial negativo (positivo) para o

período de 1945 a 1961 (1978 a 1993) e alternância de sinal para o período de 1962 a 1977, consistente com as análises de EOF. Uma outra característica, é o maior número de eventos no período de junho a novembro, com a máxima ocorrência em julho. O padrão equatorial persiste por vários meses (3 a 9 meses) em muitos casos, e atinge um período de duração de doze meses em alguns anos, como 1963, 1973, 1976/77 e 1987/88.

TABELA - 4.6 - EVENTOS EQUATORIAIS

	jan.	fev.	Mar.	abr.	maio	jun.	jul.	ago.	Set.	out.	nov.	dez.
1945		+	+									
1946		+		—	—	—	—	—	—			
1947												
1948					—	—	—					
1949												
1950								—	—	—	—	—
1951	—	—	—	—								+
1952												
1953												
1954		—		—	—	—	—	—				
1955							—	—				
1956		—	—		—	—						—
1957	—	—					—					
1958					—	—	—	—	—	—	—	
1959												
1960												
1961					+		—					
1962	+										+	
1963	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
1964	+		+					—	—	—	—	—
1965	—	—				—	—	—		—	—	
1966						+	+					
1967						—	—	—	—	—	—	—
1968	—	—				+	+					
1969	+	+	+	+								
1970												
1971											—	—
1972			—								+	+
1973	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
1974							+					
1975									—			
1976			—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1977	—	—										
1978												
1979								+	+			
1980												
1981								+	+	+	+	+
1982	+		+									
1983												
1984			+				+	+	+	+	+	
1985							+	+				
1986						+	+		+			
1987						+	+	+	+	+	+	+
1988	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
1989						+	+	+	+	+		
1990										+		
1991						+	+					
1992					—	—					—	
1993										+	+	+
Total de eventos	12	13	12	8	11	18	22	18	16	15	17	13

A composição de ATSM obtida a partir dos eventos positivos menos negativos é apresentada na Figura 4.42a. A característica mais notável neste padrão é a região com as maiores anomalias localizada no Atlântico equatorial leste. O padrão não é completamente simétrico em relação ao equador. De fato, máximas anomalias estão centradas entre 0°W e 20°W , e em $2,5^{\circ}\text{S}$. Além disso, anomalias menos intensas estendem-se nas direções sudeste e noroeste. Este padrão é similar ao padrão encontrado por Wagner e da Silva (1994).

Os padrões atmosféricos associados são apresentados nas Figuras 4.42b e 4.42c. A composição de APNM no AT mostra uma região de APNM negativas no ATS entre 5°N e 30°S , com maiores valores na parte central do ATS e entre o equador e 15°S . Isso é consistente com a presença de ATSM positivas no ATS. Um pequeno centro de anomalias positivas é encontrado na região central do ATN. Para o campo de vento, o padrão de anomalias mostra no ATN a intensificação dos alísios de nordeste associados a circulação anticiclônica que é consistente com o padrão de APNM. No ATS, é notável a intensificação dos ventos de sul na parte oeste da bacia próximo à costa da América do Sul. Além disso, é evidente a confluência dos ventos na região equatorial, onde máximas ATSM positivas são evidentes.

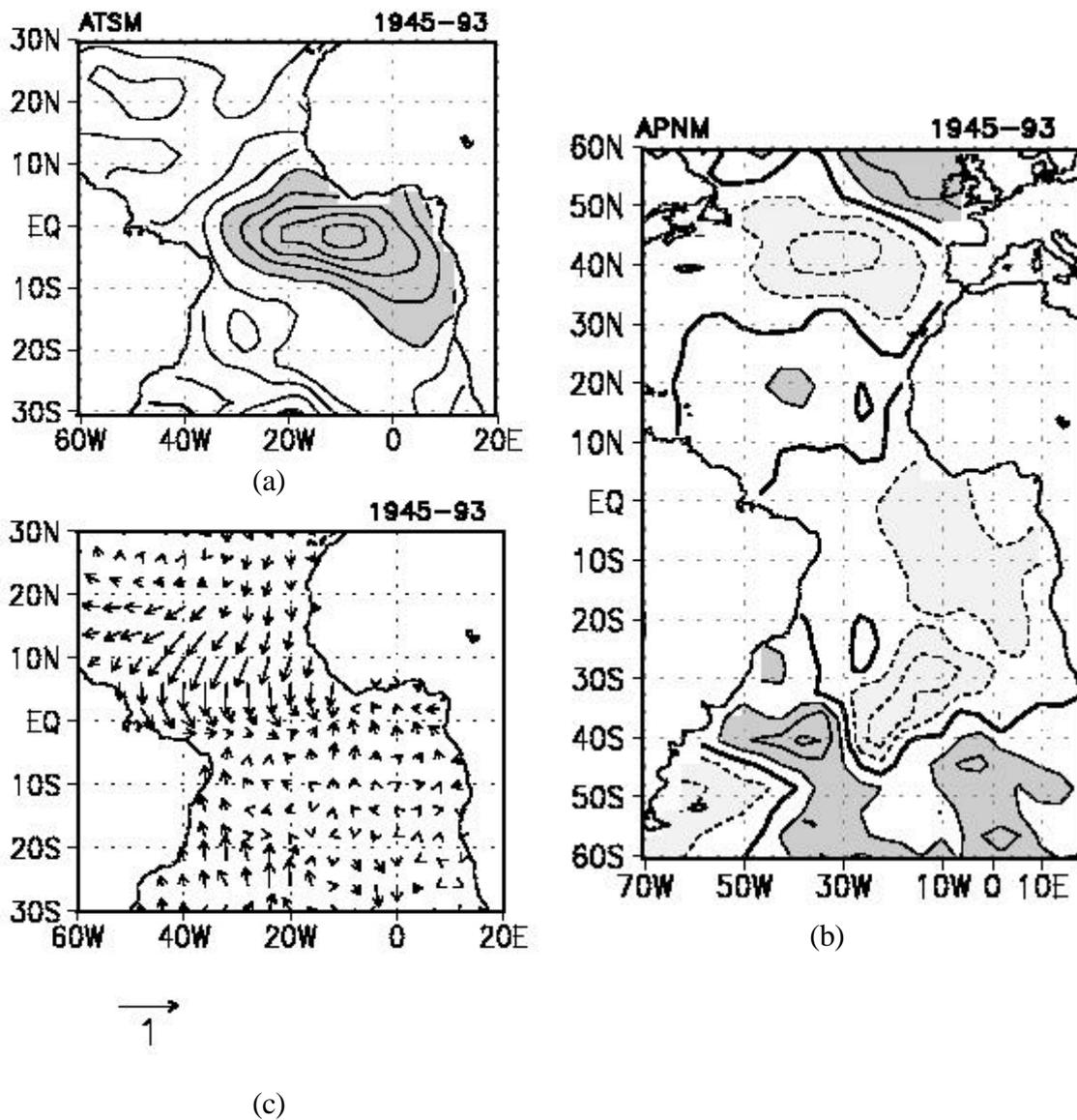


Fig. 4.42 - Composições dos eventos equatoriais para o período de janeiro de 1945 a dezembro de 1993 para : (a) ATSM ($^{\circ}\text{C}$), (b) APNM (hPa) e (c) vento em superfície (m/s). Contornos tracejados são negativos. Intervalo de contorno para ATSM é de $0,1^{\circ}\text{C}$, e para APNM de $0,2$ hPa. Valores acima (abaixo) de $0,2$ ($-0,2$) são sombreados.

4.4.5 - Características Sazonais associadas ao Padrão Equatorial.

As composições de ATSM correspondentes aos períodos de MAM, JJA, SON e DJF são apresentadas nas Figuras 4.43a, b, c e d. Em todos os períodos, a região de maiores anomalias é aproximadamente a mesma, no oeste do Golfo da Guiné, centrada em 3°S e 10°W. No entanto, o padrão equatorial é melhor definido em JJA, quando as ATSM atingem máximos valores superiores a 0,9°C.

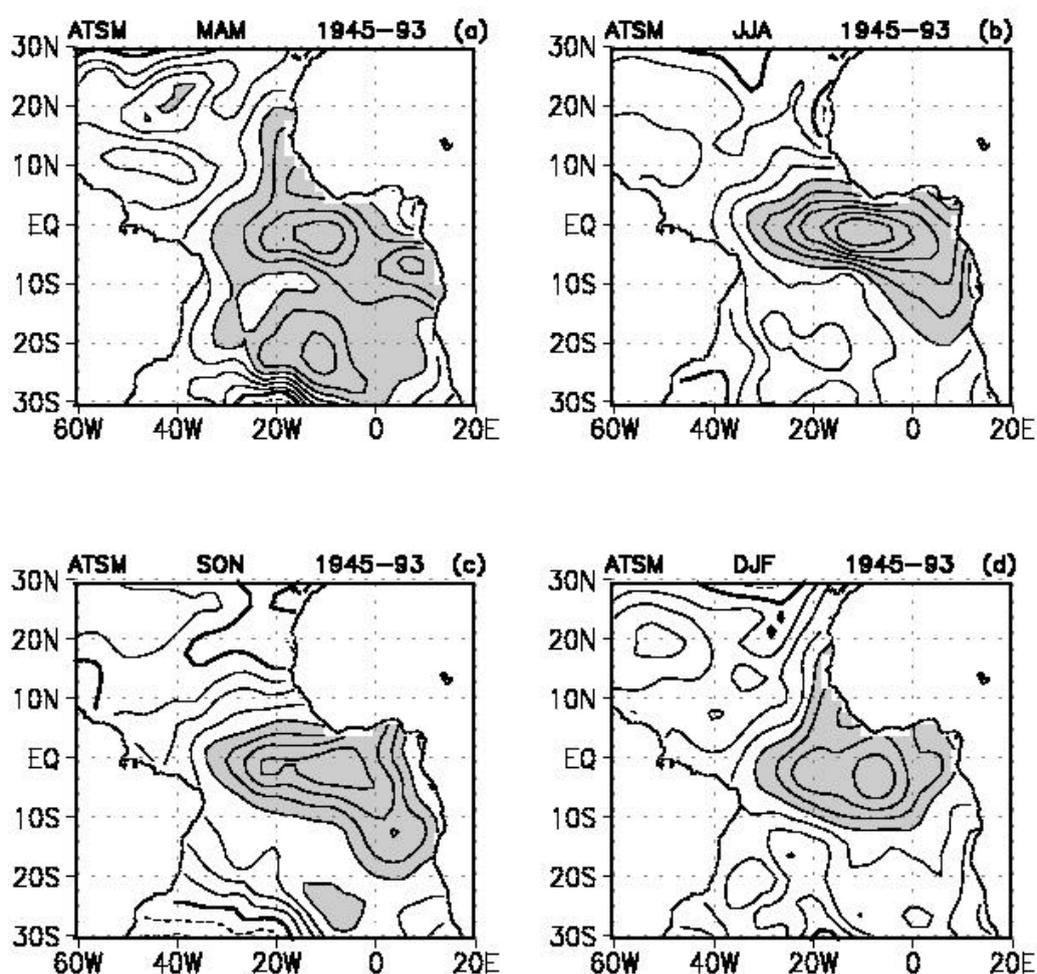


Fig. 4.43 - Composições dos eventos equatoriais para ATSM (°C) para: (a) MAM, (b) JJA, (c) SON, (d) DJF. Contornos negativos são tracejados. Intervalos de contornos de 0,1. Valores acima (abaixo) de 0,4 (-0,4) são sombreados.

Em MAM três centros de máximas anomalias são observados, um na região equatorial entre 20°W - 10°W, outro entre 5°S e 10°S próximo à costa da África e o terceiro ao sul de 20°S entre as longitudes de 20°W e Greenwich. Em relação à composição anual, as maiores diferenças ocorrem ao sul de 15°S, onde um centro com anomalias de 0,6°C é notável. A composição dos eventos equatoriais para o período de JJA, mostra um padrão de ATSM confinado entre 5°N e 20°S no leste da bacia, similar ao encontrado para a composição anual.

Semelhante ao padrão de JJA, o padrão equatorial em SON é confinado entre as latitudes de 5°N e 20°S, porém com máximo valor de ATSM de 0,7°C. O padrão de ATSM para DJF, tem uma estrutura mais zonal e uma maior extensão para norte ao longo da costa da África.

Como o padrão equatorial pode persistir por alguns meses ou um ano, para os eventos que duram 12 meses pode-se considerar a evolução sazonal do padrão seguindo os períodos de MAM, JJA, SON e DJF. Esta seqüência indica uma propagação de anomalias no Atlântico sudeste em direção ao equador e um subsequente deslocamento para oeste. A propagação é na direção das correntes superficiais. Esta evolução sazonal é similar a notada nas análises de Wright (1987), e implica que uma componente da variação de TSM no AT envolve a propagação de anomalias.

Os padrões sazonais para APNM (Figura 4.44) mostram APNM negativas na região de máximas ATSM positivas, em todos os períodos. Consistente com os padrões sazonais de ATSM as APNM na região do Golfo da Guiné são mais forte em JJA, enquanto anomalias mais fracas restritas a uma pequena área ocorrem em DJF. Nota-se ainda, que em todos os períodos, as regiões de máximas APNM estão fora da região tropical e parecem ser independentes das anomalias dessa região. A composição de APNM mostra um dipolo positivo para PNM na região tropical, com anomalias positivas (negativas) no oeste do ATN (leste do ATS), em MAM. Esse padrão é similar ao encontrado na composição anual, exceto pelo centro de ATN que está deslocado para oeste. Em JJA as

máximas APNM negativas ocorrem no leste do ATS, enquanto no AN APNM são muito fracas. As composições de APNM de SON e DJF se caracterizam por um padrão de dipolo para APNM. Em DJF o centro de APNM positivas no ATN estende-se meridionalmente até 50°N. Como em MAM, as máximas anomalias para esses períodos estão fora da região tropical.

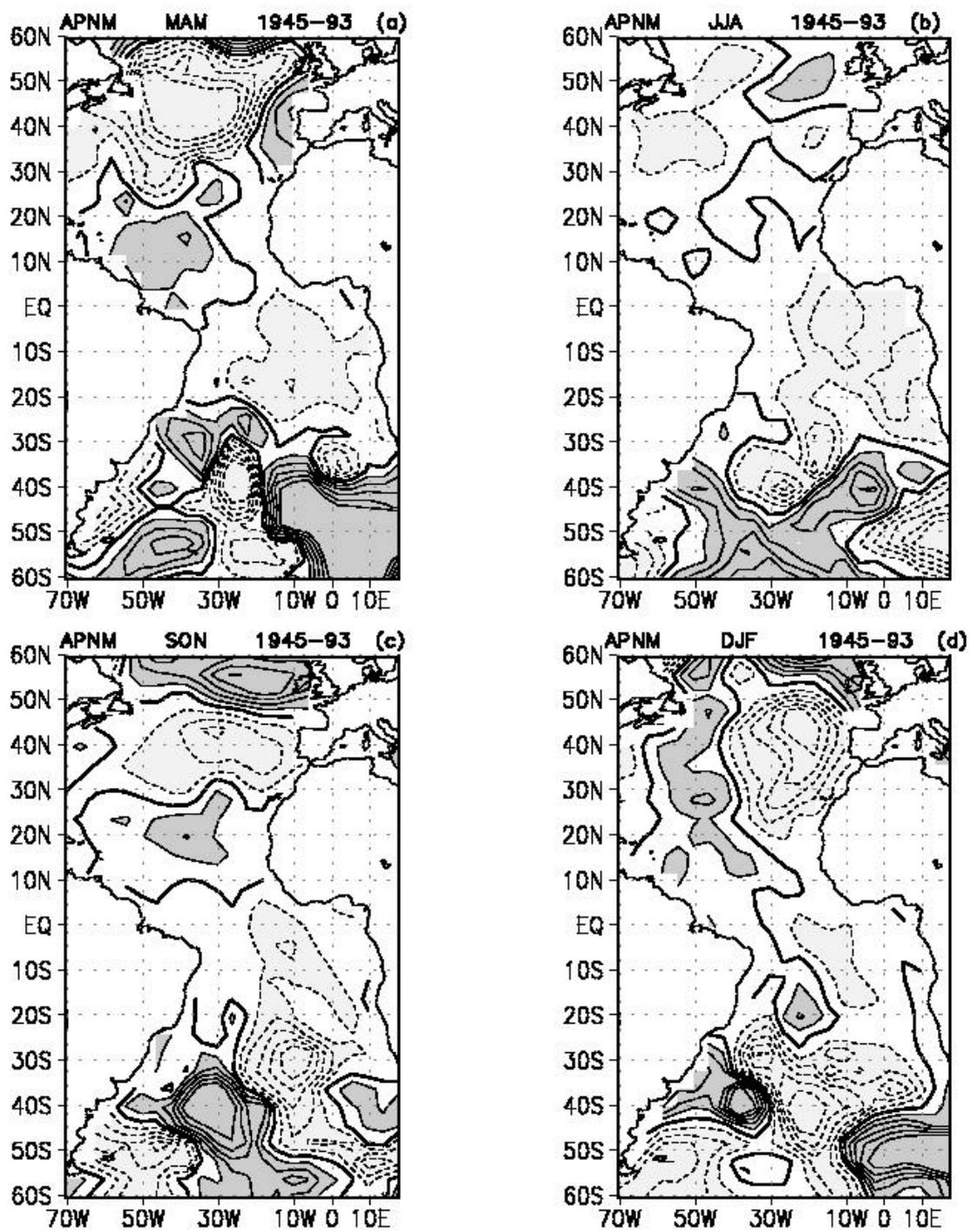


Fig. 4.44 - Composições dos eventos de dipolo para APNM (hPa) para: (a) MAM, (b) JJA, (c) SON, (d) DJF. Contornos negativos são tracejados. Intervalos de contornos de 0,2. Valores acima (abaixo) de 0,2 (-0,2) são sombreados.

Na região de águas mais quentes o aquecimento da baixa troposfera gera instabilidade o que aumenta a convecção e liberação de calor latente, diminuindo a densidade do ar por toda a atmosfera e então diminuindo a pressão em superfície. Estes padrões são acompanhados por convergência dos ventos na região de máximo aquecimento, implicando em anomalias no campo de vento em superfície em áreas vizinhas.

Nas composições do campo de vento (Figura 4.45) é notável que as anomalias positivas na componente zonal do vento na região do Atlântico equatorial oeste atingem máximos valores em MAM. Ventos de sul mais intensos também aparecem no oeste do ATS ao sul de 20°S, neste período. As anomalias na região do Atlântico equatorial oeste sugerem que o enfraquecimento dos alísios nessa região precede a ocorrência de máximas ATSM positivas de JJA.

As composições dos campos de vento para JJA e SON, mostram um fortalecimento dos alísios de nordeste, e convergência dos ventos na região de máximas ATSM para esses períodos. Em DJF, as composições do campo de vento em superfície mostram um enfraquecimento dos alísios de nordeste.

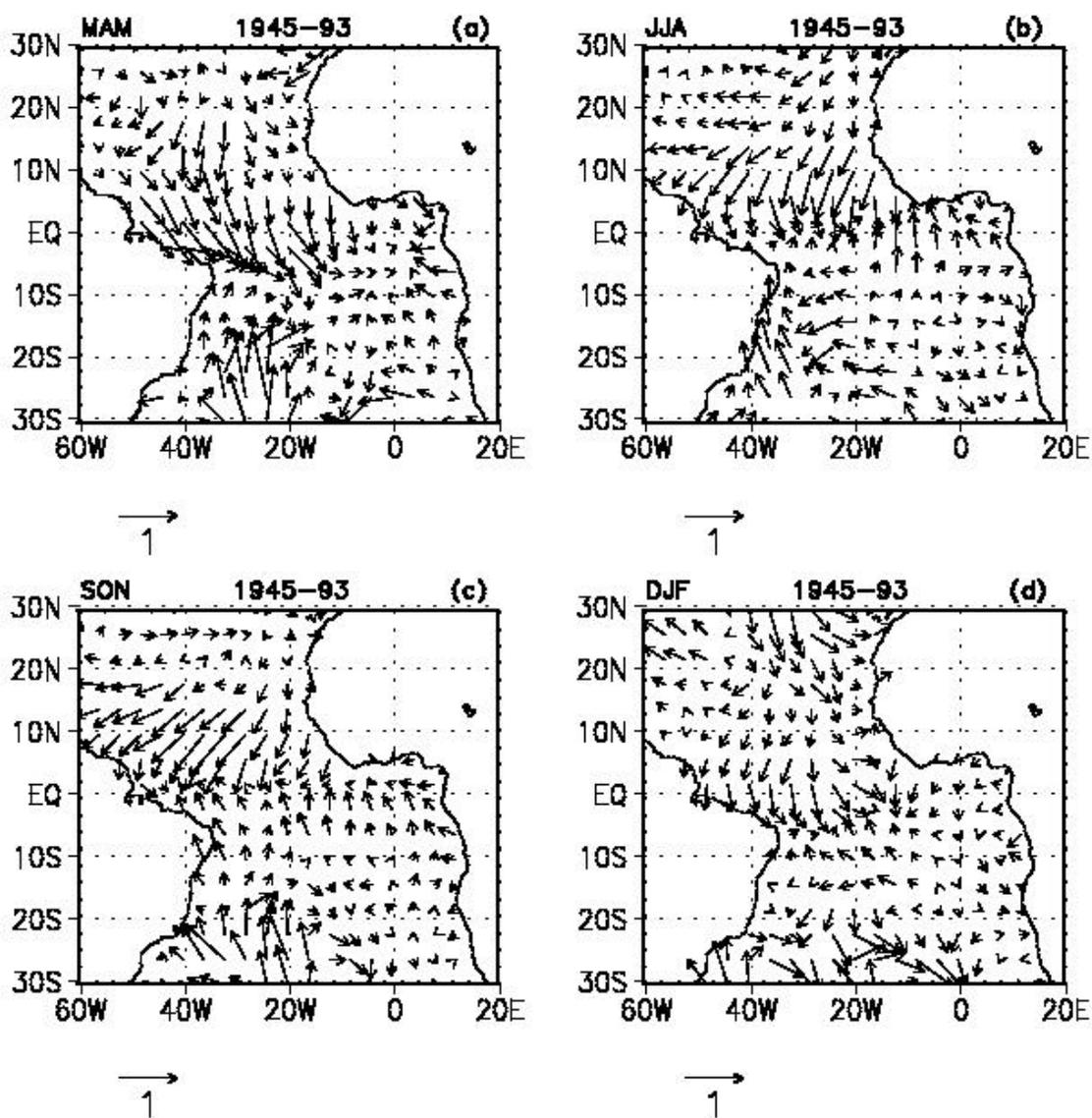


Fig. 4.45 - Composições dos eventos equatoriais para vento em superfície (m/s) para: (a) MAM, (b) JJA, (c) SON, (d) DJF.

4.4.6 - Discussão

As ATSM relacionadas ao padrão equatorial são espacialmente coerentes e exibem em alguns períodos uma persistência anual, mas são mais intensas em JJA. Quando as ATSM persistem por longos períodos, há indicação de uma propagação de ATSM em

direção ao equador na parte leste do ATS, seguida por um ligeiro deslocamento para oeste. Segundo Markham e Mclain (1977) esta propagação pode ocorrer devido a mudanças que ocorrem na corrente equatorial sul.

A origem da variabilidade interanual de TSM na região equatorial pode estar relacionada as variações sazonais dos alísios no Atlântico equatorial oeste. O ciclo anual de TSM no Atlântico equatorial leste reflete o ajustamento do oceano à rápida intensificação dos alísios a oeste, em maio e junho, quando a ZCIT desloca-se para o norte, gerando TSM mais baixas em julho e agosto (Philander e Pacanowski, 1986). As ATSM na região equatorial leste podem ser geradas devido à variações dos alísios. Servain et al. (1982) sugeriram que o enfraquecimento dos alísios de sudeste próximos à costa norte do Brasil é seguido por um aquecimento na região do Atlântico equatorial leste aproximadamente um mês após. Consistentemente, nossos resultados mostram que um enfraquecimento dos alísios de sudeste, principalmente em MAM, precede a ocorrência de máximas ATSM positivas em JJA.

4.5 - PREVISÕES DE ATSM

Os resultados da validação cruzada para previsão de ATSM na região do AT, considerando diferentes áreas predictoras (exp1, exp2 e exp3) são mostrados nas figuras abaixo. Os coeficientes de correlação e os erros médios quadráticos são calculados para cada ponto de grade entre as ATSM previstas pelos modelos estatísticos e ATSM observadas, bem como entre ATSM persistidas e ATSM observadas para defasagens de 1 a 6 meses. Os valores apresentados são correlações e erros médio quadrático médios em área para: AT, RAN, RAS, RAE e simultaneamente para as RAN e RAS, que representa a região do padrão de dipolo RPD.

4.5.1 - Região do Atlântico Tropical

Os coeficientes de correlação mensal médios para a região do AT dos exp1, exp2 e exp3 e persistência para defasagem de 1 a 6 meses são apresentados na Figura 4.46, e os valores médios anuais, na Tabela 4.7. Os valores médios anuais, do exp1 são maiores que os do exp2 para defasagens 1 a 3 meses. Para defasagens maiores, a inclusão do preditor do PE (exp2) melhora ligeiramente a previsão. Para o exp3, os valores médios anuais não são significativos. É também notável que as previsões dos modelos dos exp1 e exp2 são, em média, comparáveis com a persistência.

**TABELA 4.7 - MÉDIA ANUAL DO COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO
MÉDIO NO AT**

Defasagem (mês)	1	2	3	4	5	6
Exp1	0,64	0,49	0,42	0,34	0,29	0,27
Exp2	0,56	0,45	0,40	0,36	0,34	0,32
Exp3	0,12	0,13	0,15	0,17	0,17	0,18
Per	0,60	0,49	0,41	0,35	0,30	0,37

Nas previsões mensais com defasagem de 1 mês, os coeficientes de correlação são em geral relativamente altos, variando de 0,52 a 0,74 para o exp1, e de 0,47 a 0,67 para o exp2. A melhor previsão com esta defasagem é a de abril nos exp1 e exp2. Para defasagens maiores, há reduções dos coeficientes de correlação médios sobre o AT. Ainda é notável que, a inclusão do preditor do PE além do preditor AT (exp2) tem um impacto positivo em relação às previsões somente com o preditor do AT (exp1), para os meses de março a maio e defasagens de 3 a 6 meses. O preditor somente do PE (exp3) fornece correlações abaixo do valor significativo no nível de confiança de 95%. As previsões de março, abril e maio feitas com o exp2 são melhores que a persistência para todas as defasagens, exceto para maio e defasagem de 1 mês. Para os outros meses, a persistência tem bom desempenho.

Os erros médios quadráticos para o AT e defasagem de 1 mês variam de 0,3°C a 0,4°C, para o exp1, exp2 e persistência, e de 0,4°C a 0,5°C, para o exp3 (Figura 4.47). Para defasagens maiores, há um aumento dos erros médios sobre o AT. Ainda é notável que as diferenças entre os erros dos modelos do exp3 e dos modelos do exp1 e exp2 diminuem para defasagens maiores que 3 meses. Para essas defasagens os erros da persistência são em geral maiores que os dos outros experimentos.

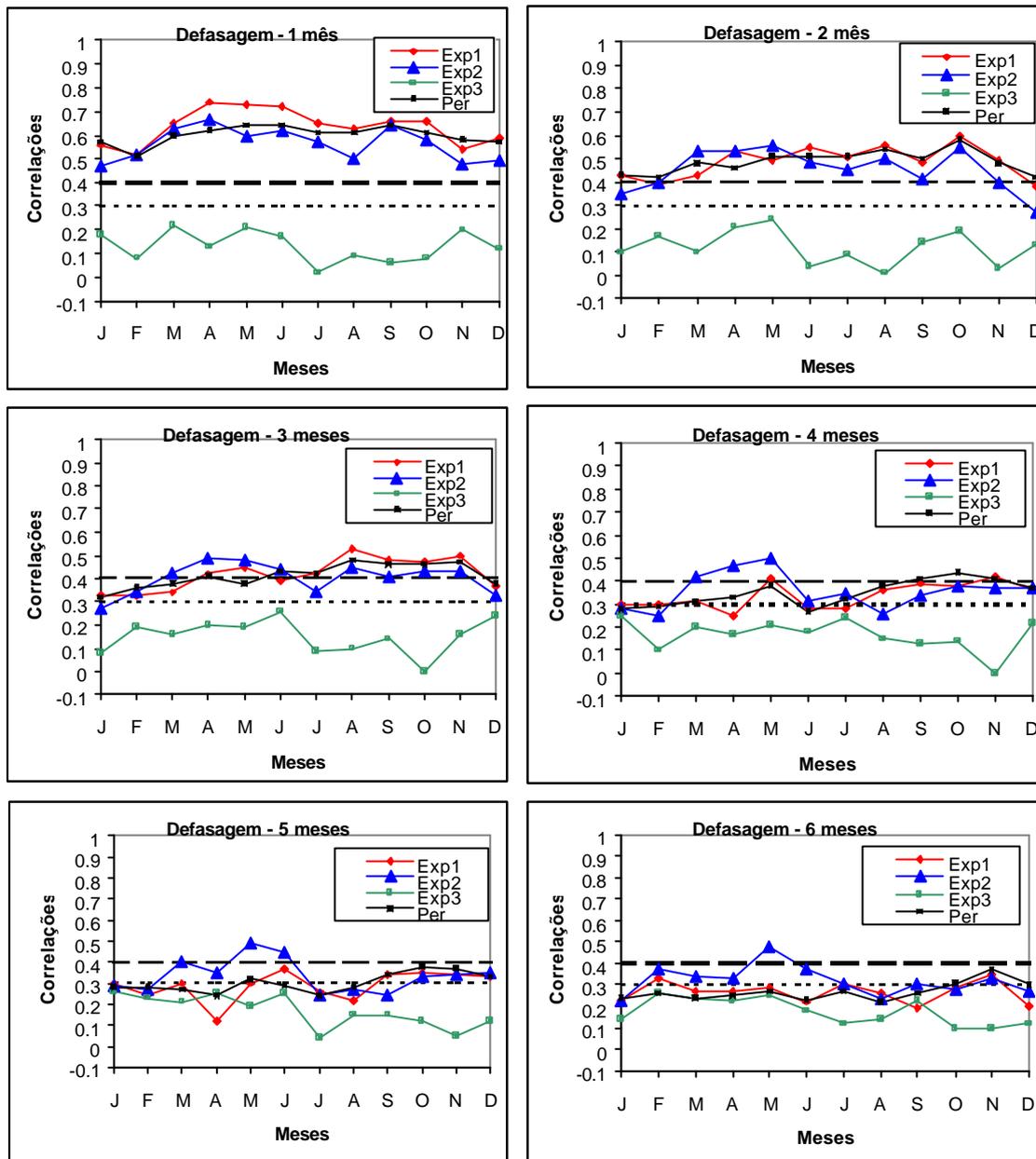


Fig. 4.46 – Correlações entre ATSM previstas pela ACC nos experimentos 1, 2 e 3 e observadas, e ATSM persistidas e observadas no AT, para defasagens de 1 a 6 meses. As linhas horizontais tracejadas com traços menores e maiores indicam os valores limites para as correlações serem significativas nos níveis de confiança de 95% e 99%, respectivamente.

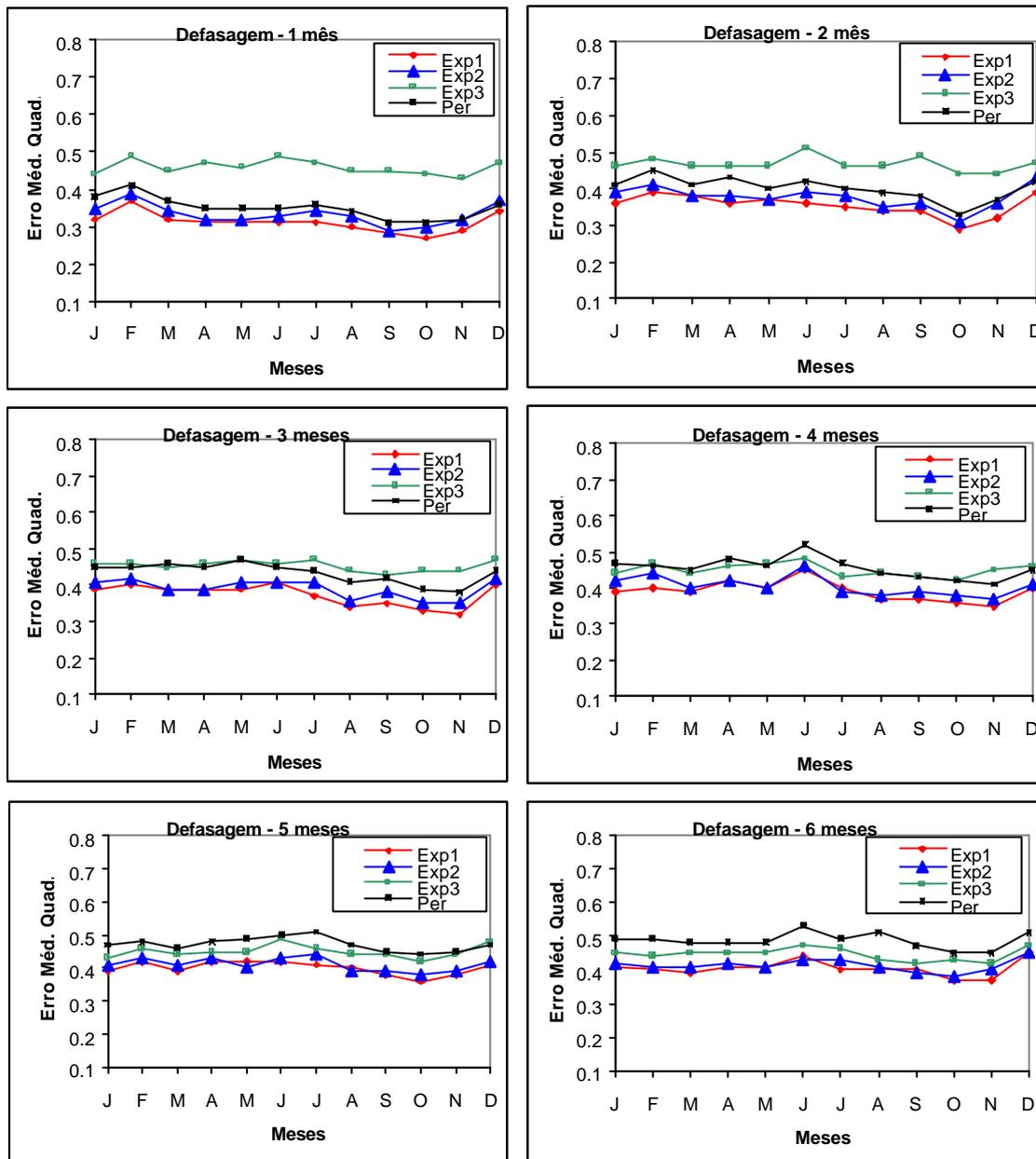


Fig. 4.47 – Erro médio quadrático ($^{\circ}\text{C}$) para ATSM previstas pela ACC para os experimentos 1, 2 e 3, e para ATSM persistidas no AT, para defasagens de 1 a 6 meses.

4.5.2 - Região do Atlântico Norte

Para a RAN, o exp2 fornece maiores coeficientes de correlação médios anuais do que o exp1 para defasagens de 3 a 6 meses (Tabela 4.8). Para defasagens de 1 a 3 meses a persistência tem bom desempenho, quando se considera a média anual. Em relação ao exp3, os coeficientes de correlação não são significativos.

TABELA 4.8 - MÉDIA ANUAL DO COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO MÉDIO NA RAN

Defasagem (mês)	1	2	3	4	5	6
Exp1	0,66	0,50	0,39	0,30	0,25	0,23
Exp2	0,63	0,49	0,43	0,39	0,37	0,35
Exp3	0,20	0,22	0,26	0,25	0,26	0,24
Per	0,65	0,53	0,44	0,36	0,30	0,28

As previsões mensais do exp2 são melhores do que as do exp1 para os meses de março a junho e defasagens maiores que 2 meses, com máximas correlações em abril ou maio, dependendo da defasagem (Figura 4.48). Para abril e maio, é notável o melhor desempenho dos modelos do exp2 do que a persistência, para defasagens de 2 meses ou maiores. Por outro lado, os modelos do exp1 têm desempenho pior que a persistência em março e abril para defasagens maiores que 3 meses. As melhores previsões de março a junho indicam que os preditores de novembro a março são bons. Boas previsões de abril a junho também são obtidas no exp1 com o preditor de março. Por outro lado, as piores previsões no exp2 não ocorrem em um período definido mas com o preditor de outubro e preditandos de novembro, dezembro, janeiro e fevereiro. Para o exp1, as piores previsões ocorrem com o preditor de dezembro e defasagens de 2 a 4 meses. Neste caso, os menores valores de correlação são de fevereiro a abril. A importância da região do PE na previsibilidade do ATN é confirmada quando se utiliza o preditor

somente do PE. Os coeficientes de correlação significativos do exp3 são encontrados nas previsões de março a junho, exceto para defasagem de 2 meses.

Os erros médios quadráticos na RAN dos exp1, exp2 e persistência e defasagem de 1 mês são comparáveis, com os menores erros ($\sim 0,27^{\circ}\text{C}$) nos meses de abril e maio (Figura 4.49). Os erros dos modelos do exp3 para esta defasagem são consideravelmente maiores do que os dos outros experimentos. Para defasagens maiores que 2 meses, há um ligeiro aumento dos valores dos erros, para os exp1, exp2 e persistência, enquanto, para o exp3 os erros mantêm-se nos mesmos limites. É notável também o aumento do erro da persistência para defasagens maiores que 3 meses.

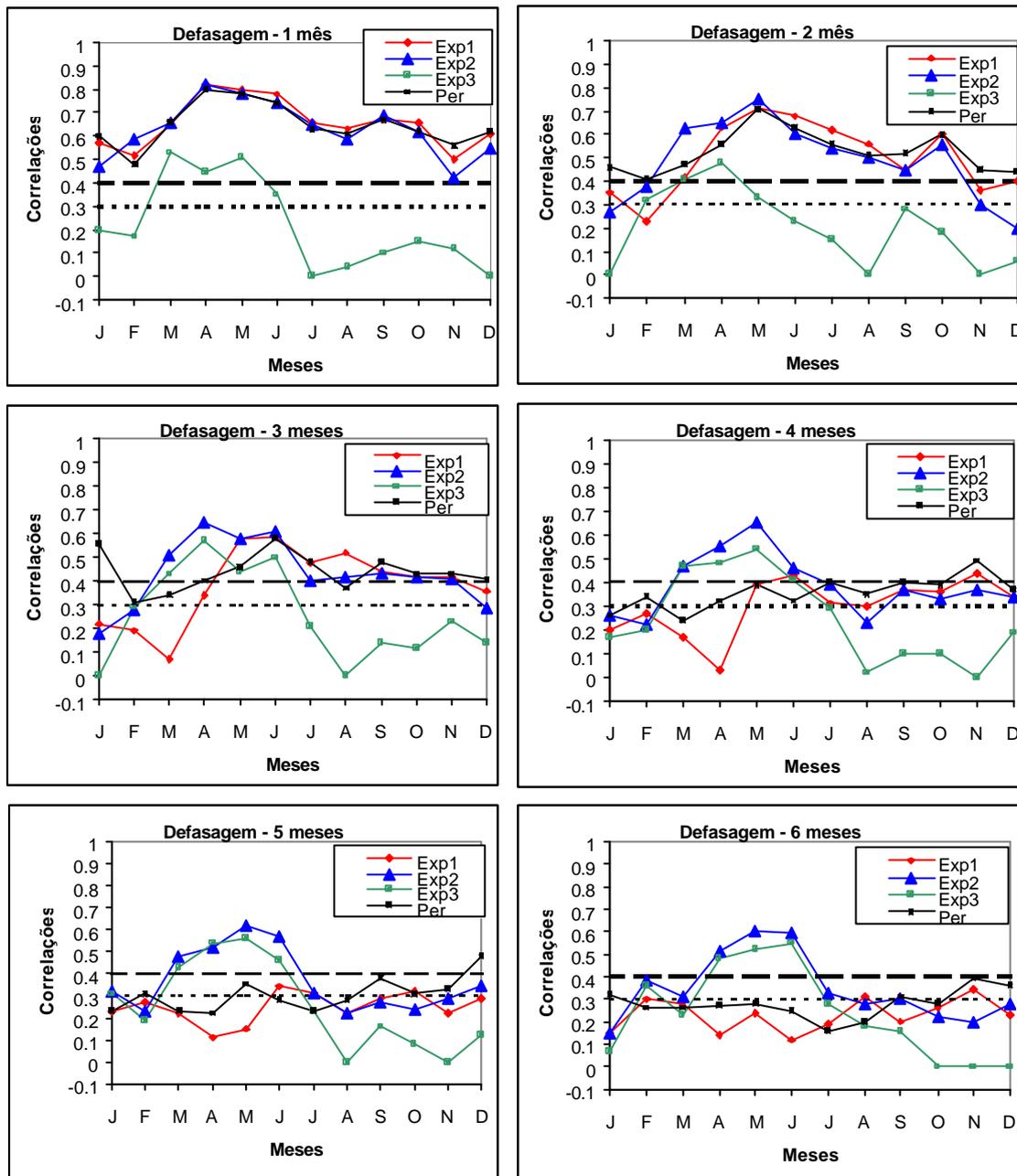


Fig. 4.48 – Correlações entre ATSM previstas pela ACC nos experimentos 1, 2 e 3 e observadas, e ATSM persistidas e observadas na RAN, para defasagens de 0 a 5 meses. As linhas horizontais tracejadas com traços menores e maiores indicam os valores limites para as correlações serem significativas nos níveis de confiança de 95% e 99%, respectivamente.

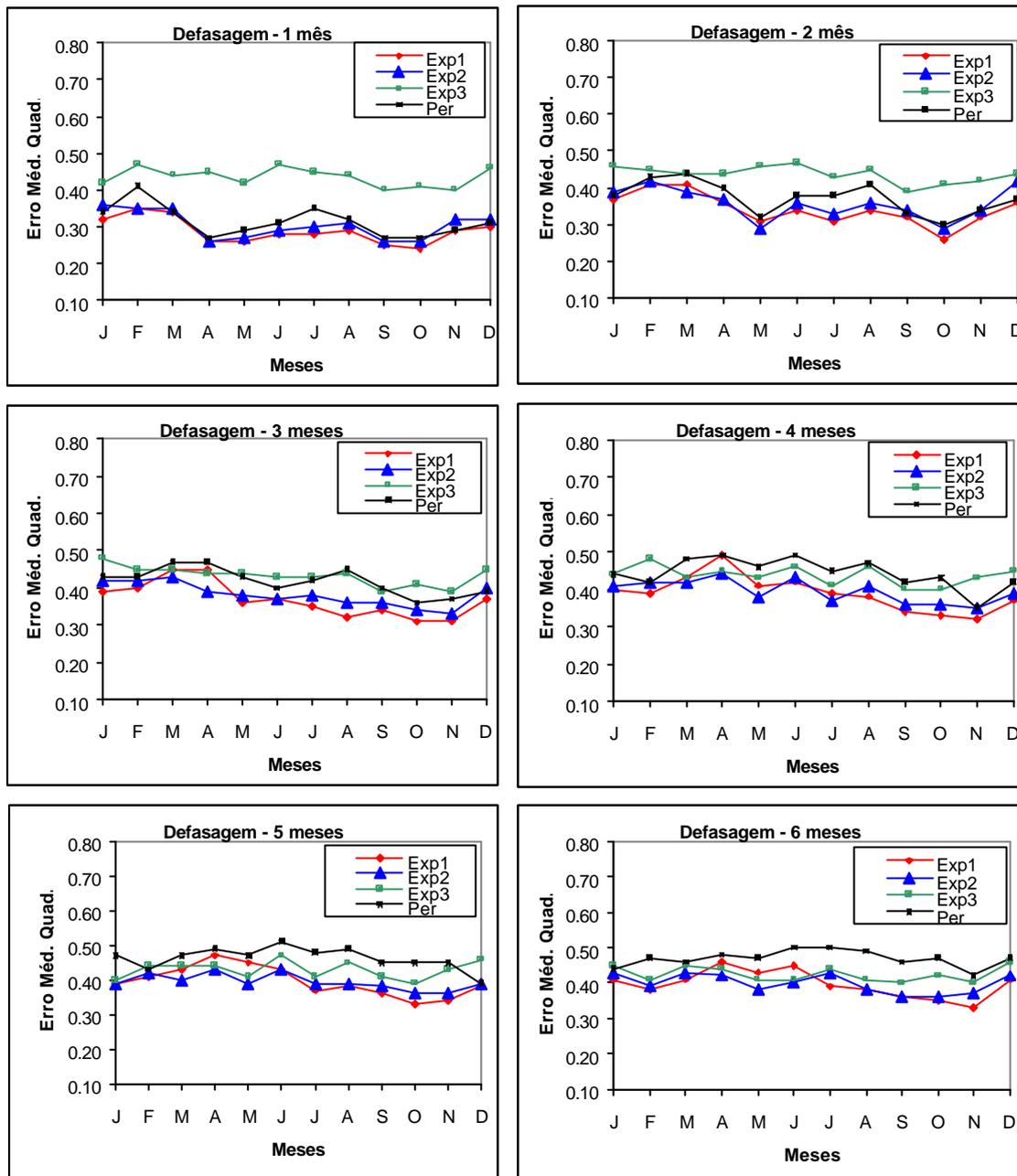


Fig. 4.49 – Erro médio quadrático ($^{\circ}\text{C}$) para ATSM previstas pela ACC para os experimentos 1, 2 e 3, e para ATSM persistidas na RAN, para defasagens de 1 a 6 meses.

4.5.3 - Região do Atlântico Sul

Os coeficientes de correlação anuais médios para o RAS dos modelos estatísticos dos exp1, exp2 são comparáveis para defasagens de 4 a 6 meses (Tabela 4.9). Para defasagens menores, o exp1 apresenta melhor desempenho do que o exp2. Em relação à persistência, os modelos do exp1, são ligeiramente melhores para defasagens de 1 a 3 meses.

TABELA 4.9 - MÉDIA ANUAL DO COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO MÉDIO NA RAS

Defasagem (mês)	1	2	3	4	5	6
Exp1	0,66	0,56	0,48	0,39	0,32	0,28
Exp2	0,64	0,52	0,44	0,39	0,32	0,28
Exp3	0,08	0,07	0,09	0,13	0,11	0,11
Per	0,64	0,54	0,46	0,38	0,32	0,29

Os coeficientes de correlação mensais médios para o RAS para os exp1, exp2, exp3 e da persistência são apresentados na Figura 4.50. As maiores correlações ocorrem para defasagem de 1 mês com máximos de 0,77 e 0,74 em maio para os exp1 e exp2, respectivamente. Para defasagens maiores há uma redução nos valores das correlações. Em geral, as correlações do exp1 são maiores que as do exp2, para todas as defasagens. Em relação à persistência, os modelos do exp1 são ligeiramente melhores em alguns casos. As correlações do exp3 não são significativas. Esses resultados indicam que a previsibilidade do ATS pode estar relacionada mais com efeitos locais do que com influências remotas.

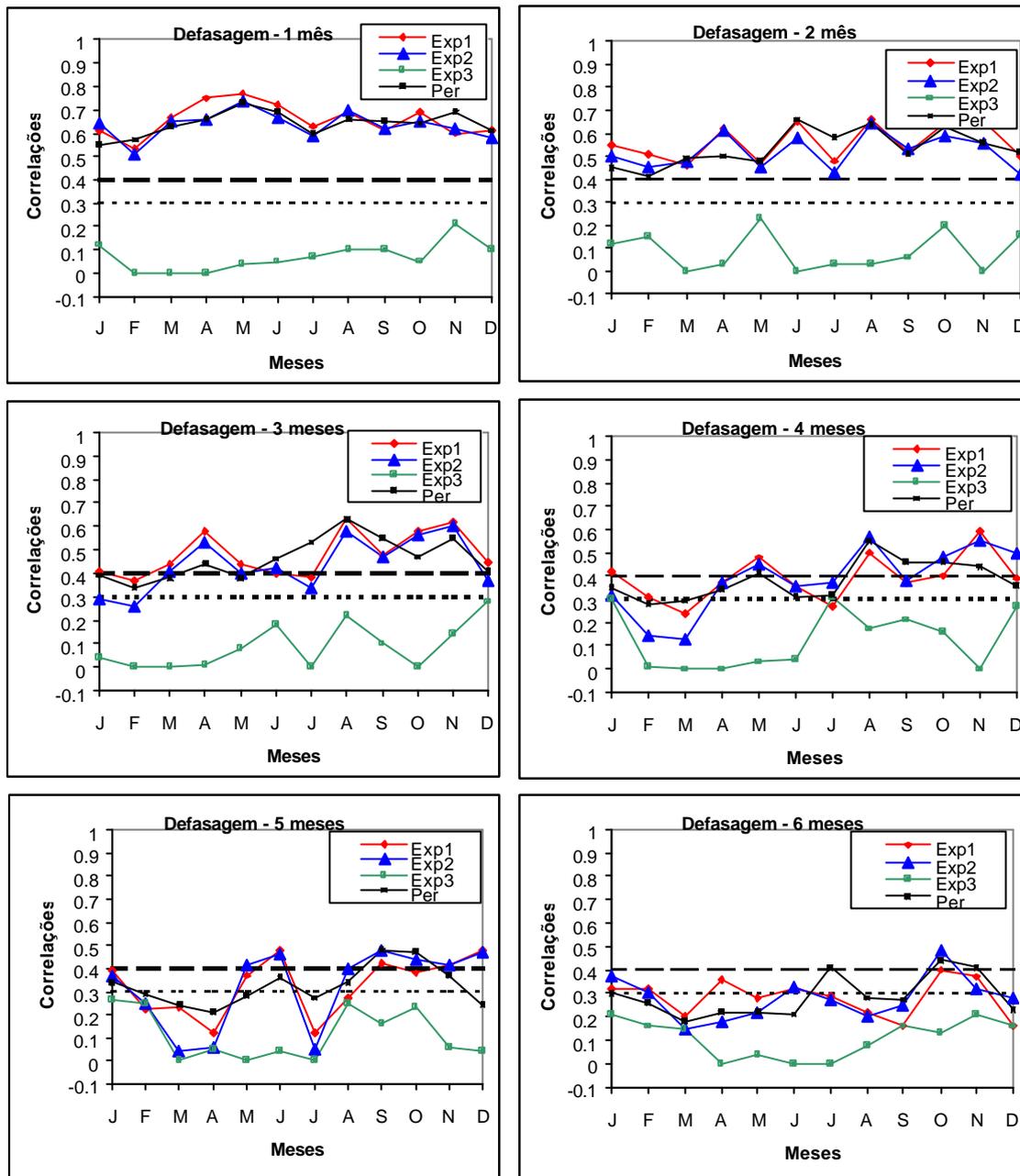


Fig. 4.50 – Correlações entre ATSM previstas pela ACC nos experimentos 1, 2 e 3 e observadas, e ATSM persistidas e observadas na RAS, para defasagens de 1 a 6 meses. As linhas horizontais tracejadas com traços menores e maiores indicam os valores limites para as correlações serem significativas nos níveis de confiança de 95% e 99%, respectivamente.

Nas previsões mensais para o ATS, (Figura 4.51), os erros médios quadráticos são menores para a defasagem de 1 mês, e aumentam para defasagens maiores. Em geral, os erros dos modelos do exp1 são menores ou comparáveis aos dos exp2 para todas as defasagens. Em relação à persistência, os modelos dos exp1 e exp2 apresentam menores erros para defasagens acima de 3 meses em todos os casos. Os erros do exp3 somente são menores que os da persistência para defasagens acima de 4 meses.

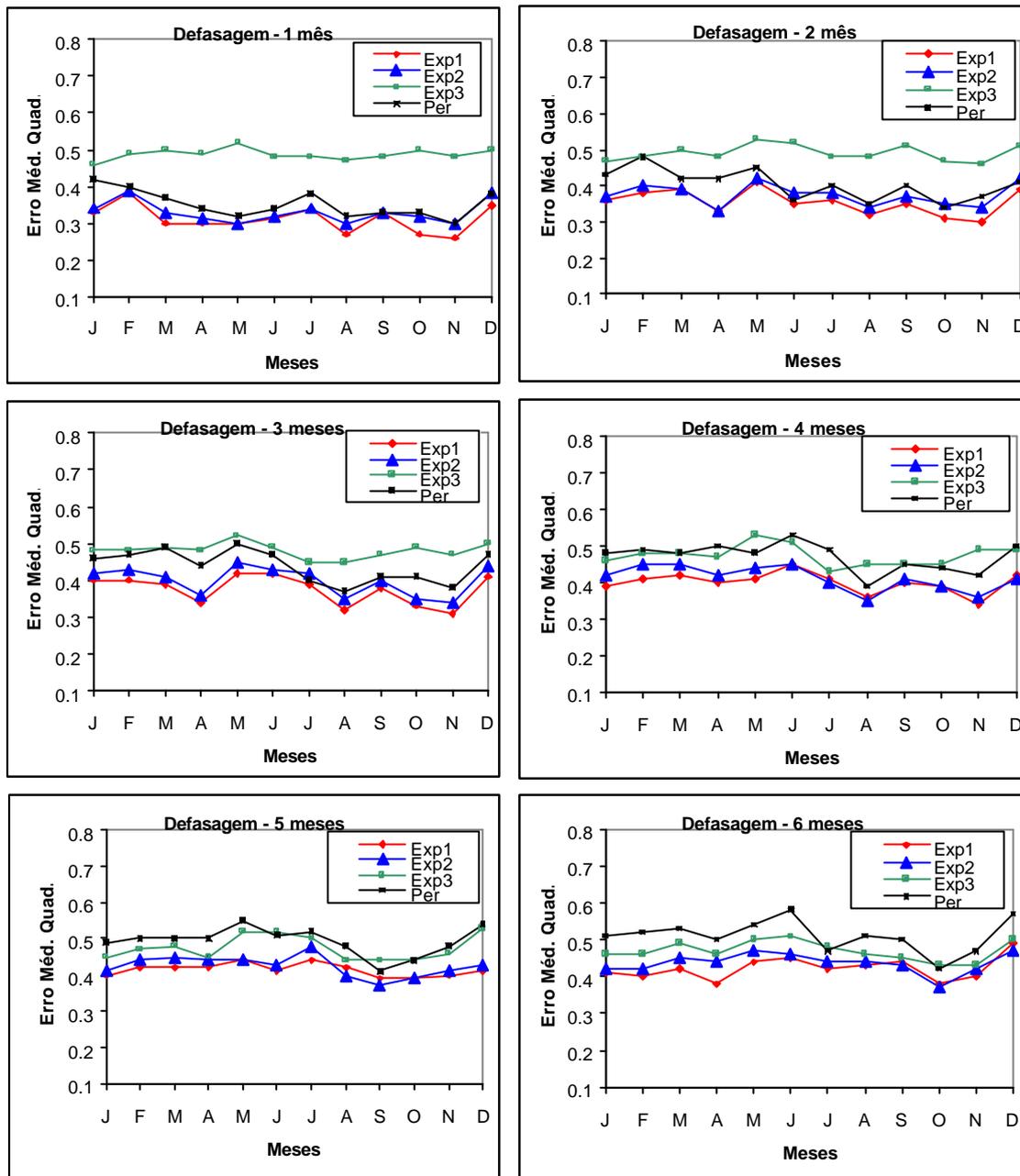


Fig. 4.51 – Erro médio quadrático ($^{\circ}\text{C}$) para ATSM previstas pela ACC para os experimentos 1, 2 e 3, e para ATSM persistidas na RAS, para defasagens de 1 a 6 meses.

4.5.4 - Região do Padrão de Dipolo

Os coeficientes de correlação anuais médios para a RPD dos modelos dos exp1, exp2, exp3 e persistência são apresentados na Tabela 4.10. As correlações do exp1 são maiores do que as do exp2 para defasagens de 1 a 3 meses. Para defasagens maiores os coeficientes de correlação do exp2 são ligeiramente maiores do que os do exp1. Os coeficientes de correlação do exp3 estão abaixo do valor significativo para o nível de confiança de 95%. Em relação à persistência, as previsões com os modelos do exp1 e exp2 são comparáveis.

TABELA 4.10 - MÉDIA ANUAL DO COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO MÉDIO NA RPD

Defasagem (mês)	1	2	3	4	5	6
Exp1	0,66	0,53	0,43	0,35	0,29	0,26
Exp2	0,63	0,50	0,43	0,39	0,34	0,31
Exp3	0,14	0,14	0,17	0,19	0,18	0,17
Per	0,64	0,53	0,45	0,37	0,31	0,28

As correlações mensais e os erros médios quadráticos para a RDP são apresentados nas Figuras 4.52 e 4.53, respectivamente. As correlações na RPD embora maiores que as do AT, seguem a mesma tendência entre os experimentos. Os modelos do exp2 têm melhor desempenho do que os dos demais experimentos e persistência para as previsões de abril a junho e defasagens maiores que 3 meses, o que pode ser em grande parte devido aos coeficientes de correlação na RAN. As piores previsões do exp2 ocorrem com o preditor de outubro e preditando de novembro, dezembro, janeiro e fevereiro. Para julho a dezembro a persistência tem melhor desempenho ou comparável ao dos modelos dos exp1 e exp2 em muitos casos e para todas as defasagens. As correlações para o exp3 em geral não são significativas ($< 0,3$). Isto se deve ao fato da RAS não ser significativamente afetada pelo PE, o que faz com que o valor médio diminua.

Os erros médios quadráticos na RPD, para defasagem de 1 mês, para os exp1, exp2 e persistência variam de $0,3^{\circ}\text{C}$ a $0,4^{\circ}\text{C}$, e para o exp3 os erros são ligeiramente maiores atingindo valores de $0,5^{\circ}\text{C}$. Para defasagens maiores, há um aumento dos erros médios sobre a RPD, para os modelos do exp1, exp2 e persistência. Ainda, a diferença entre os erros dos modelos do exp3 e os dos modelos dos experimentos 1 e 2 diminui para defasagens maiores que 3 meses. Para essas defasagens os erros da persistência são maiores que os dos outros experimentos.

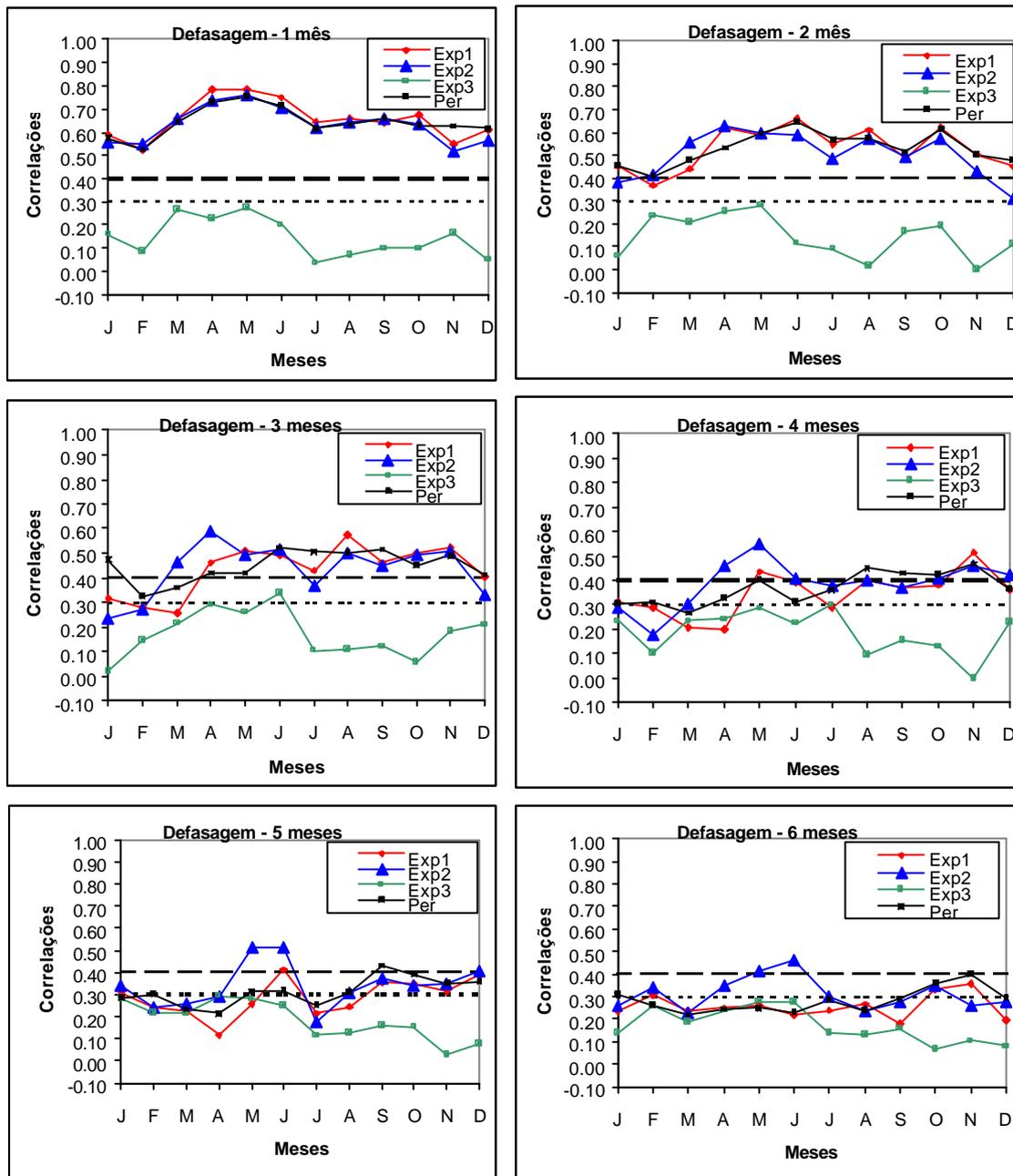


Fig. 4.52 – Correlações entre ATSM previstas pela ACC nos experimentos 1, 2 e 3 e observadas, e ATSM persistidas e observadas para a RPD, para defasagens de 1 a 6 meses. As linhas horizontais tracejadas com traços menores e maiores indicam os valores limites para as correlações serem significativas nos níveis de confiança de 95% e 99%, respectivamente.

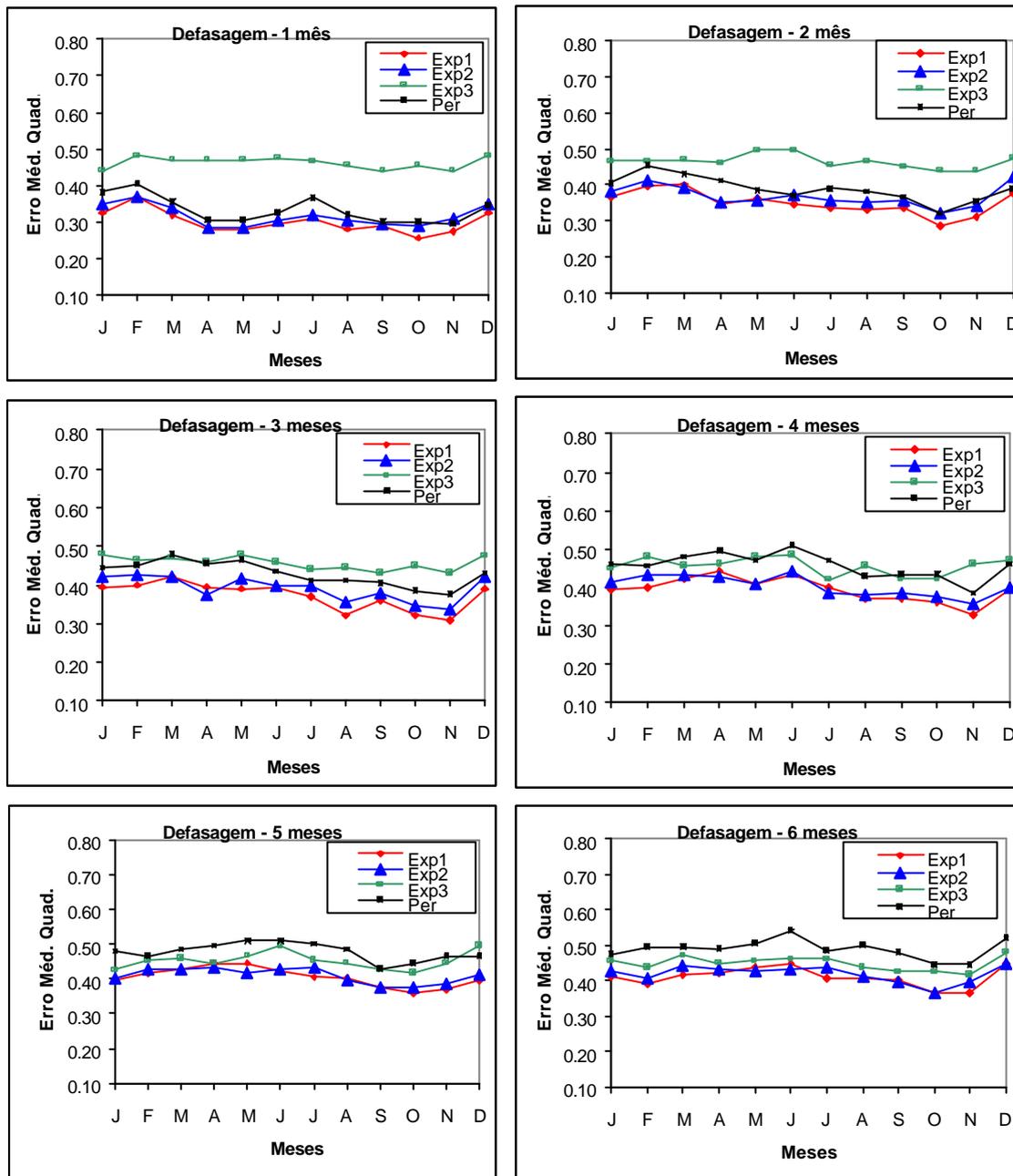


Fig. 4.53 – Erro médio quadrático ($^{\circ}\text{C}$) para ATSM previstas pela ACC para os experimentos 1, 2 e 3, e para ATSM persistidas na RPD, para defasagens de 1 a 6 meses.

4.5.5 - Região do Atlântico Equatorial

Uma outra área importante é a RAE, visto que para certos períodos o padrão dominante é o equatorial. A Tabela 4.11 apresenta os coeficientes de correlação anuais médios para esta área. As correlações para os modelos do exp2 são maiores do que as dos modelos do exp1 e persistência, para todas as defasagens. Os modelos do exp1 apresentam melhores desempenho do que a persistência.

TABELA 4.11 - MÉDIA ANUAL DO COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO MÉDIO NA RAE

Defasagem (mês)	1	2	3	4	5	6
Exp1	0,67	0,59	0,50	0,41	0,34	0,33
Exp2	0,69	0,61	0,54	0,48	0,42	0,37
Exp3	0,14	0,15	0,16	0,19	0,16	0,18
Per	0,65	0,55	0,46	0,40	0,33	0,29

Para as previsões mensais (Figura 4.54) e defasagem de 1 mês, os coeficientes de correlação do exp1 atingem valores maiores que 0,6, exceto em fevereiro, e as melhores previsões ocorrem nos meses de abril a julho. Para essa mesma defasagem, as correlações médias para as previsões de junho a dezembro do exp2 são maiores do que as do exp1. Para defasagens maiores, os coeficientes de correlação dos modelos do exp2 são maiores que os do exp1 em muitos casos. Em relação à persistência, os modelos dos exp1 e 2 apresentam melhor desempenho em muitos casos. Como para a RAS, os coeficientes de correlação para o exp3 não são significativos em todas as defasagens.

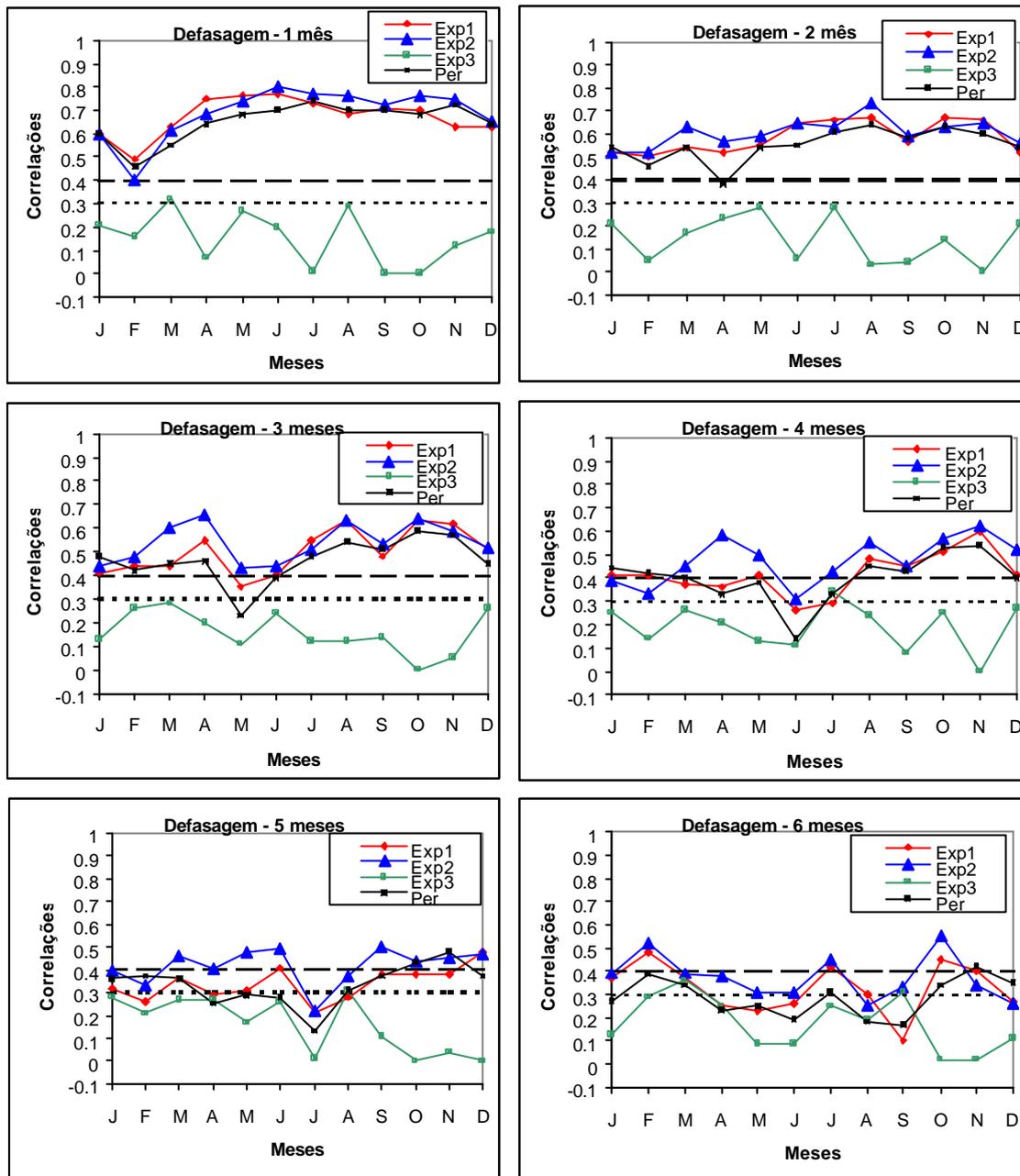


Fig. 4.54 – Correlações entre ATSM previstas pela ACC nos experimentos 1, 2 e 3 e observadas, e ATSM persistidas e observadas no RAE, para defasagens de 1 a 6 meses. As linhas horizontais tracejadas com traços menores e maiores indicam os valores limites para as correlações serem significativas nos níveis de confiança de 95% e 99%, respectivamente.

Os erros médios quadráticos para a RAE (Figura 4.55) do exp1, exp2 e persistência e defasagem de 1 mês são da ordem de $0,3^{\circ}\text{C}$, exceto em fevereiro quando os erros atingem valores de $0,4^{\circ}\text{C}$. Para o exp3, os erros são relativamente maiores para todos os meses. Para defasagens maiores que 2 meses, os modelos do exp1 e exp2 apresentam maiores erros de maio a julho. Os modelos do exp1 e exp2 tem erros menores que a persistência para todas as defasagens. No caso do exp3, os erros são menores que os da persistência somente para defasagens maiores que 4 meses e para alguns casos.

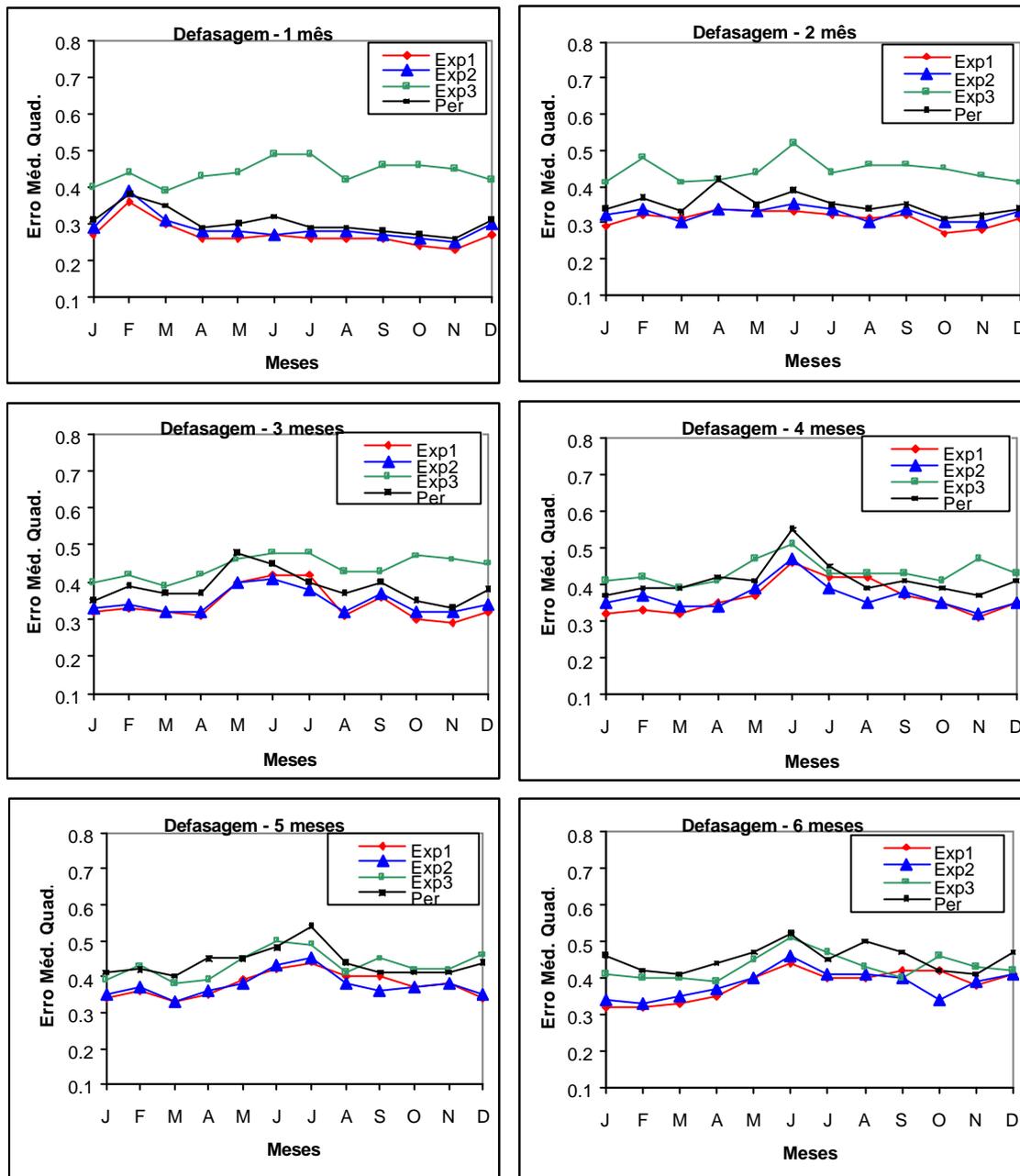


Fig. 4.55 – Erro médio quadrático ($^{\circ}\text{C}$) para ATSM previstas pela ACC para os experimentos 1, 2 e 3, e para ATSM persistidas na RAE, para defasagens de 1 a 6 meses.

Exemplos de previsões do ano de 1989 são usadas para investigar a capacidade dos modelos estatísticos para detectar mudanças dos padrões. Esse ano foi escolhido pois foi observado de março a agosto uma evolução do padrão de dipolo para um padrão equatorial (Figura 4.56). O padrão de dipolo é evidente nos meses de março a maio e evolui para um padrão de ATSM com mesmo sinal nos três meses subsequentes. As previsões para esse meses são apresentadas considerando modelos estatísticos do exp2 e a persistência para defasagens de 1, 3 e 5 meses.

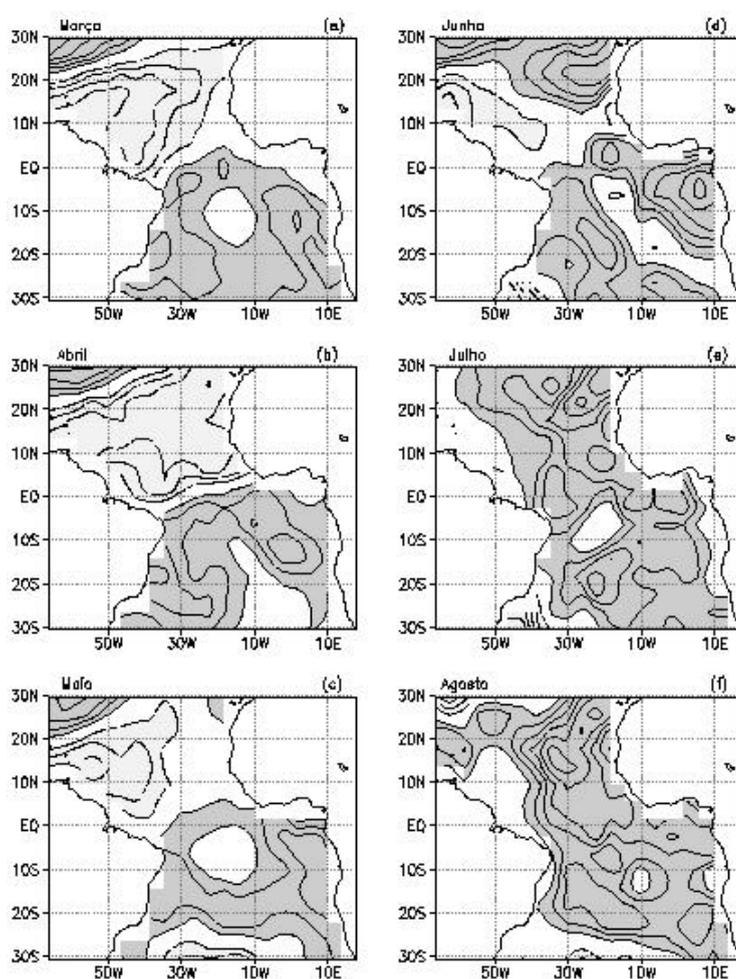


Fig. 4.56 – ATSM observadas no AT em 1989 para os meses: (a) março, (b) abril, (c) maio, (d) junho, (e) julho e (f) agosto. Intervalo de contorno é de 0,2. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,2 (-0,2).

A Figura 4.57 mostra as previsões para os meses de março a agosto de 1989, utilizando os modelos estatísticos do exp2 e a persistência, para a defasagem de 1 mês. Tanto os modelos estatísticos como a persistência reproduzem razoavelmente os campos observados de março a junho. Para os meses de julho e agosto, as previsões apresentam melhor desempenho nas regiões ao sul do equador. No entanto, é notável para a defasagem de um mês que as mudanças de padrões são detectadas com os modelos estatísticos e com a persistência.

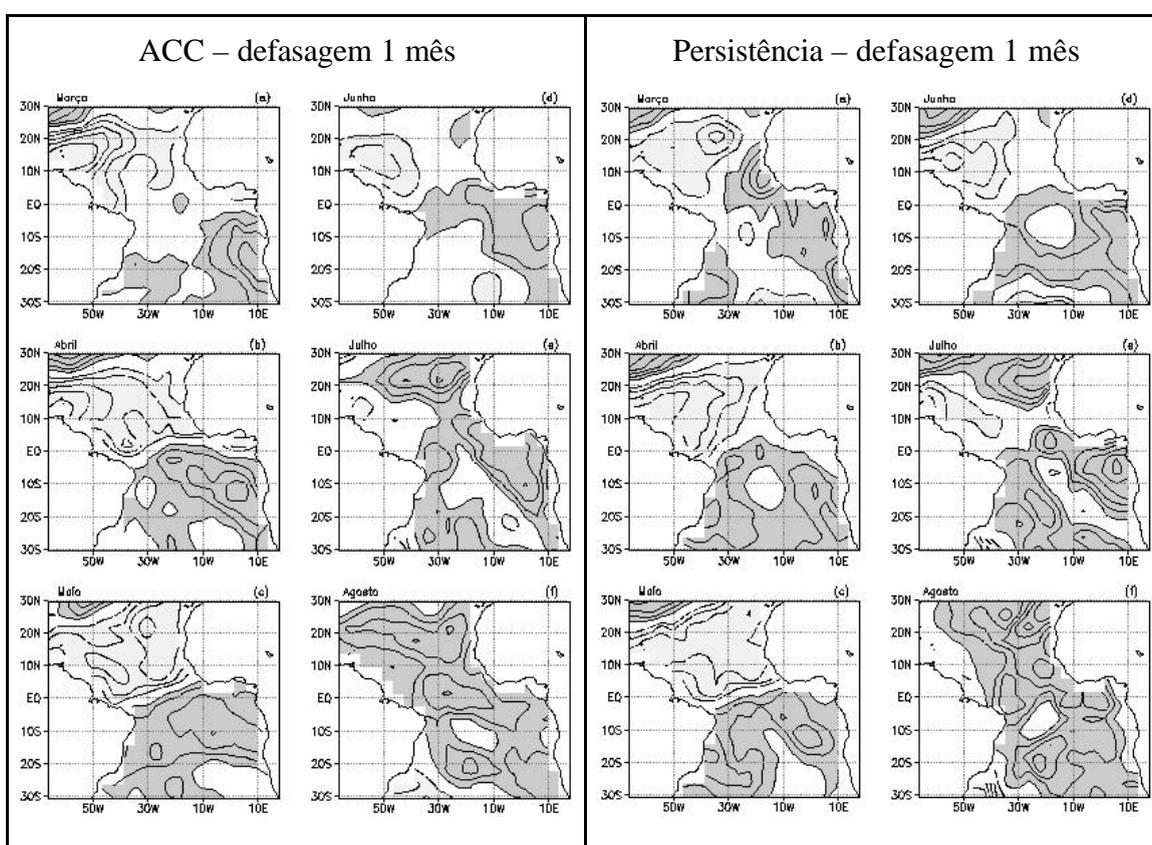


Fig. 4.57 – ATSM ($^{\circ}$ C) previstas pela ACC, considerando os modelos do exp2 e as previstas pela persistência, em 1989, com uma defasagem de um mês, para os meses de: (a) março, (b) abril, (c) maio, (d) junho, (e) julho e (f) agosto. Intervalo de contorno é de 0,2. Sombreado escuro (claro) indica valores maiores (menores) que 0,2 (-0,2).

Para uma defasagem de 3 meses (Figura 4.58), é evidente o melhor desempenho dos modelos estatísticos em relação à persistência para os meses de março a junho. Novamente os meses de julho e agosto não são bem previstos. Uma melhor previsão com os modelos estatísticos em relação à persistência também é obtida para defasagens maiores. Para defasagem de 5 meses (Figura 4.59), o modelo estatístico reproduz o padrão de ATSM na região do ATN em março e abril, o que não é notado para os campos persistidos. Esses resultados confirmam a tendência da região do ATN ser melhor prevista para os períodos de março a junho, quando consideramos defasagens maiores que dois meses e os preditores nas regiões do AT e PE.

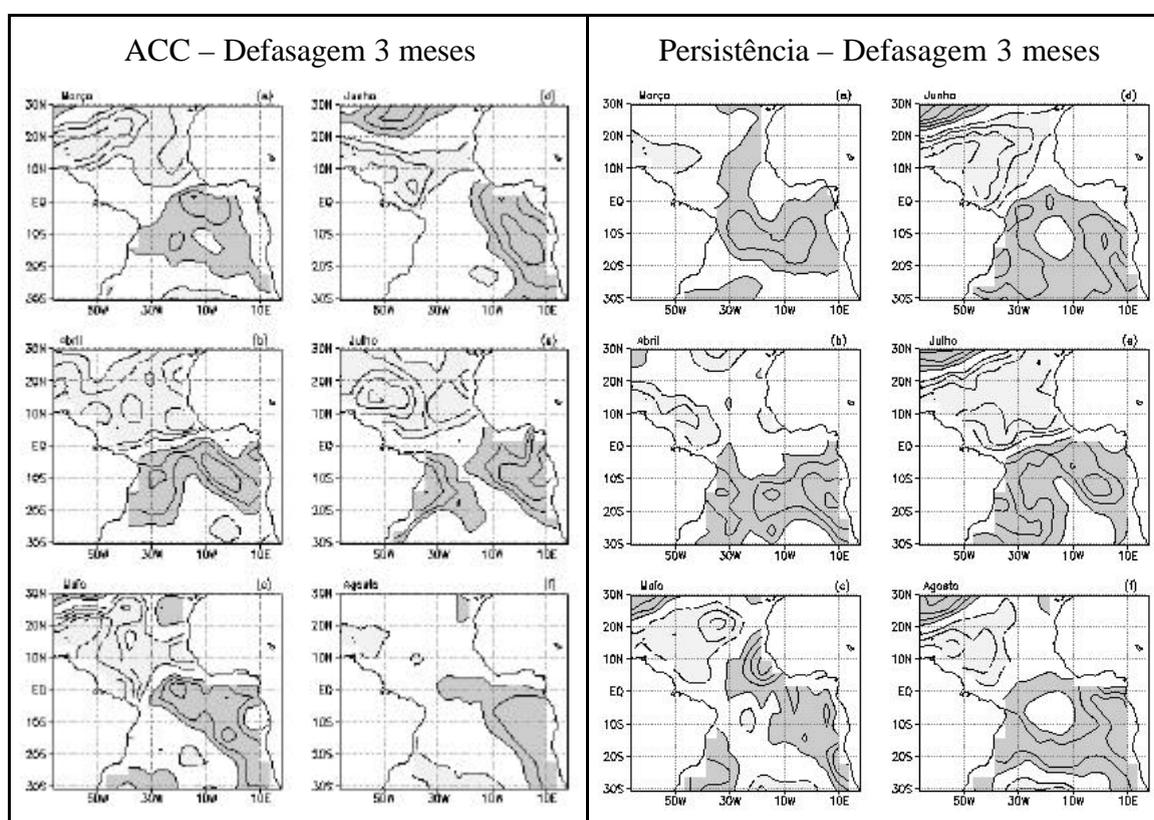


Fig. 4.58 – Idem a Figura 4.57, mas para uma defasagem de 3 meses.

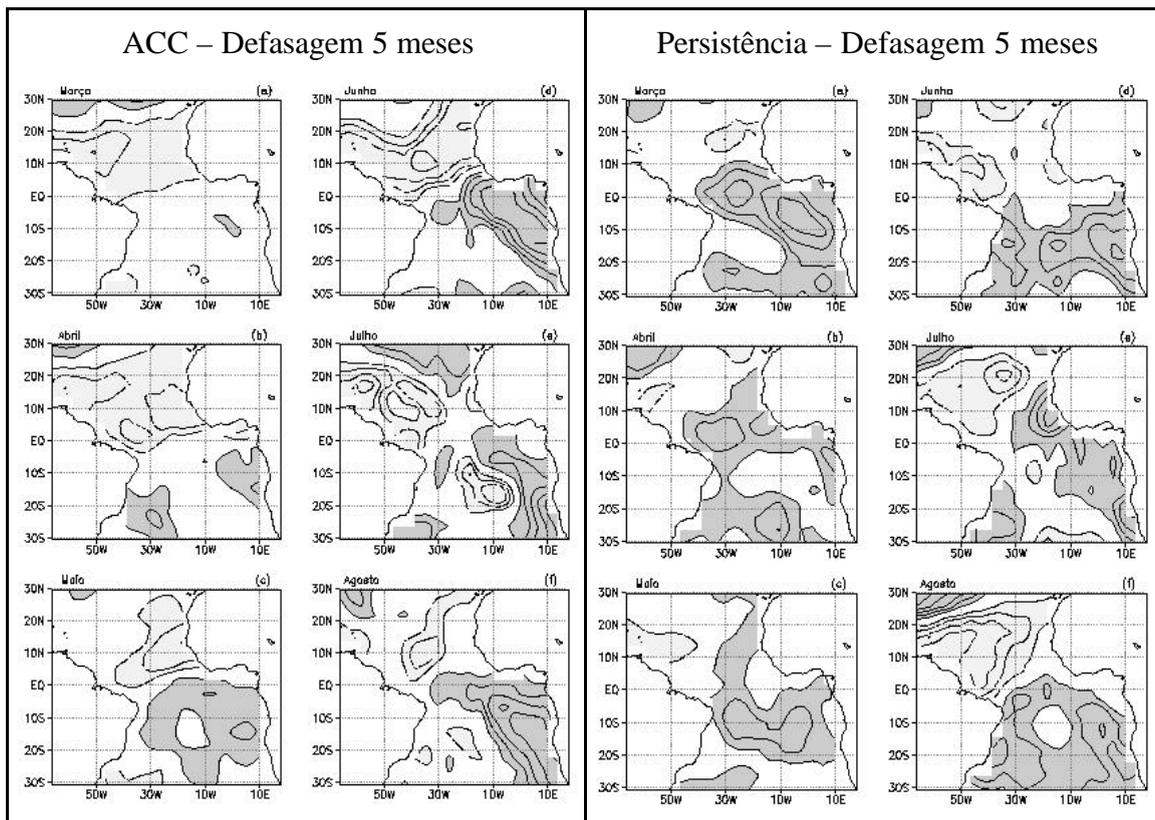


Fig. 4.59 – Idem a Figura 4.57, mas para uma defasagem de 5 meses.

4.5.6 - Discussão

Na média anual, as previsões com os modelos do exp1 e persistência para todas as defasagens são melhores para a RAE seguida pela RAS e RAN. Os coeficientes de correlação da persistência são ligeiramente menores do que os do exp1 para a RAE. Para a RAN as correlações da persistência são maiores que as do exp1 para defasagens maiores que 1 mês, e para a RAS as correlações da persistência são menores ou comparáveis às do exp1. As previsões com o exp2, para todas as defasagens são melhores para a RAE do que para a RAS e a RAN. Para defasagens maiores que 4 meses e o exp2, a RAN é melhor prevista que a RAS. Em relação à persistência, o exp2 é relativamente melhor para defasagens maiores que 3 meses para a RAN e para a RAS

a persistência é melhor em alguns casos. Assim, a RAE é a região que apresenta a melhor previsibilidade média anual, para os experimentos 1 e 2.

No caso das previsões mensais, a RAN apresenta melhor previsibilidade com os modelos do exp2. Para alguns meses de antecedência, as correlações entre as previsões e observações para a RAN são maiores do que as para a RAS e RAE quando são usados os modelos do exp2, e os meses de março a junho. Esse resultado reforça a importância de se usar os preditores do PE além do AT. Nesta análise não é considerada a natureza da influência do PE, entretanto, esse resultado é consistente com trabalhos anteriores. De fato, a tendência da RAN ser melhor prevista ao se incluir os preditores do PE além do AT (exp2), também foi notada por Penland e Matrosova (1998) e Ruiz de Elvira et al. (2000). Isso sugere que os fenômenos como o ENOS que modulam as variações de TSM do PE têm maior influência nas variações da TSM da RAN do que nas RAE e RAS.

Por outro lado, a melhor previsibilidade da RAN de março a junho e defasagens de 3 a 6 meses, significa que os preditores são de novembro a março, que corresponde ao período em que geralmente ocorre a fase madura dos extremos do ENOS no PE. Isso confirma que o ENOS tem um papel importante nas variações de ATSM do RAN. A inclusão do preditor do PE não melhora o desempenho dos modelos para previsões dos meses de julho a janeiro.

Para a RAS e RAE as maiores correlações ocorrem para defasagem de 1 mês para os experimentos 1 e 2. No caso da RAS, em geral as correlações do exp1 (preditor no AT) são maiores do que as do exp2 (preditores no AT e PE), para todas as defasagens. Isso sugere que a variabilidade na RAS está relacionada principalmente às variações atmosféricas e oceânicas locais. Em relação à persistência, o exp1 é melhor para os meses de março a agosto na RAS, para defasagem de 1 mês. Para defasagens maiores, o desempenho da persistência é comparável ou melhor do que o dos modelos do exp1. Por

outro lado, para o RAE em geral, as correlações do exp2 são maiores que as do exp1 e as da persistência, para todas as defasagens.

Com relação ao exp3, as piores previsões ocorrem para a RAE e RAS. Para a RAN correlações significativas para os meses de abril, maio e junho e para defasagens de 3 a 6 meses são encontradas com o preditor no PE.

Os resultados acima indicam que as ATSM podem ser melhores previstas na RAN e com uma antecedência maior que aquela das RAS e RAE somente para o período de março a junho e quando se utiliza o preditor no PE além do AT (exp2).

4.6 - VARIABILIDADE DA ATSM SIMULADAS NO AT

4.6.1 - TSM Simuladas: Estado Médio

O campo médio anual de TSM simuladas no AT (Figura 4.60a) mostra um cinturão zonal com altas temperaturas ao norte do equador que se estende em torno de 10° de latitude da posição média da ZCIT. Neste cinturão, as águas mais quentes estão localizadas no oeste do ATN (TSM > 28°C) e no Golfo da Guiné (TSM ~ 30°C). Fora do cinturão equatorial, as TSM geralmente diminuem com o aumento da latitude em ambos os hemisférios.

Em geral, as características do campo médio anual de TSM simulada são consistentes com as observações sobre o AT (Figura 4.60b). As maiores diferenças ocorrem na faixa equatorial e ao longo da costa da África. As TSM climatológicas simuladas são cerca de 1° a 1,5°C maior que as observadas na região ao longo do equador (Figura 4.60c). Próximo à costa da África o modelo superestima em 2°C a 2,5°C as temperaturas observadas. Em outras regiões, as TSM simuladas tendem a ser mais altas que as observadas, mas as diferenças não ultrapassam 1°C.

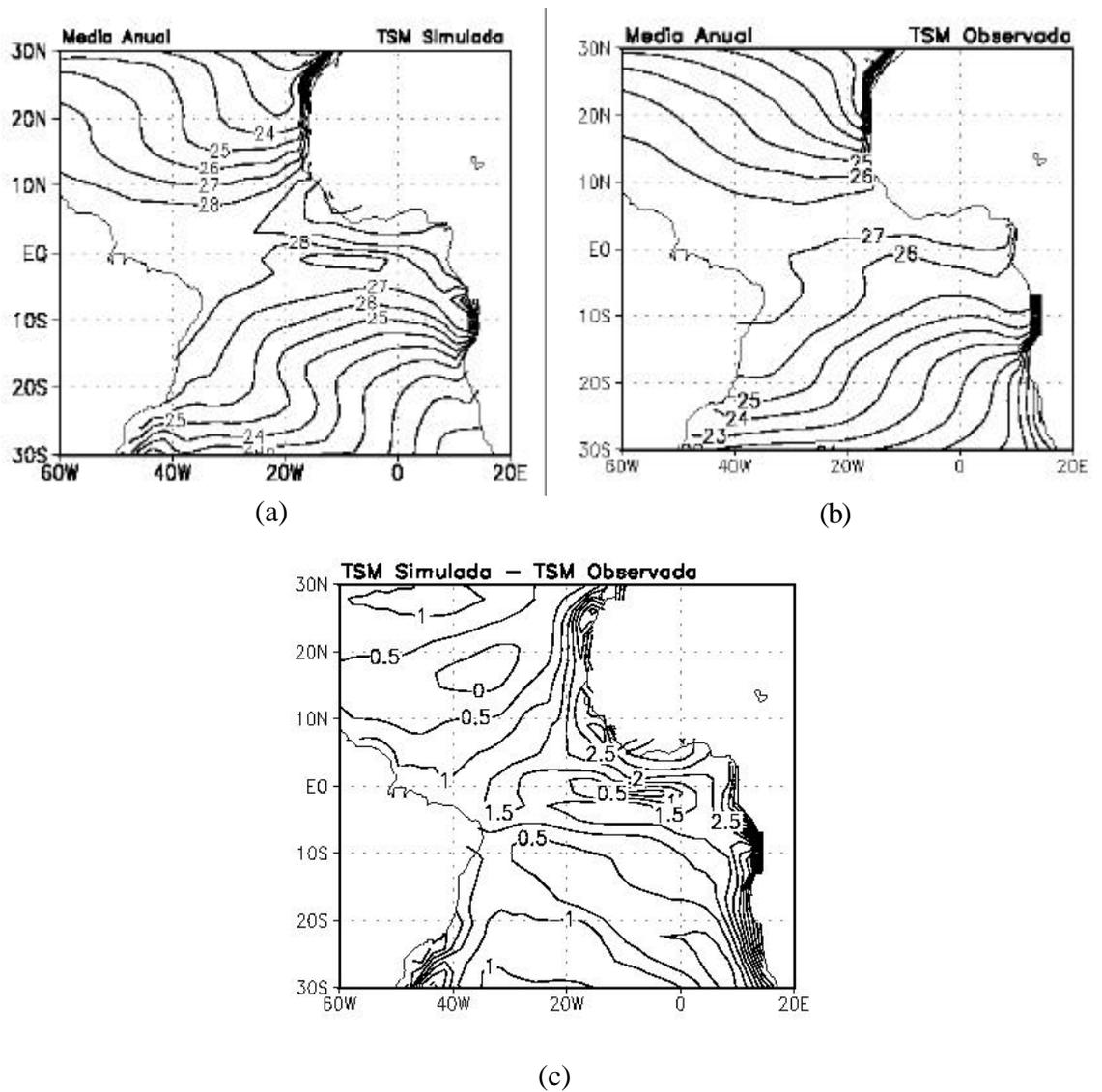


Fig. 4.60 – Campo médio anual de TSM (°C) no AT: (a) TSM simulada, (b) TSM observada e (c) diferença entre os campos de TSM simulada e observada.

4.6.2 - Variabilidade de ATSM Simuladas

Nas Tabelas 4.12 e 4.13 estão indicados os meses com ocorrência de padrões de dipolo e equatorial simulados, respectivamente, usando a convenção que, o sinal positivo (negativo) refere-se a padrões positivos (negativos). Para o padrão de dipolo (Tabela 4.12) é notável um maior número de eventos a partir de dezembro a junho, com máximo em junho. Como para a série observada, a duração dos padrões varia de 2 a 6 meses. É também notável a predominância de eventos positivos nos primeiros 20 anos, e predominância de eventos negativos a partir dos anos 70.

No caso do padrão equatorial simulado (Tabela 4.13), a maior ocorrência do padrão é no período fevereiro a julho, com máximas em março e abril. Em contraste, o período de máxima ocorrência de eventos observados é de junho a novembro, com o máximo em julho. O padrão equatorial persiste por 3 a 9 meses, em muitos casos e atinge um período maior em alguns anos. Os eventos ocorridos em 1963, 1973, 1976-77 são reproduzidos pelo modelo.

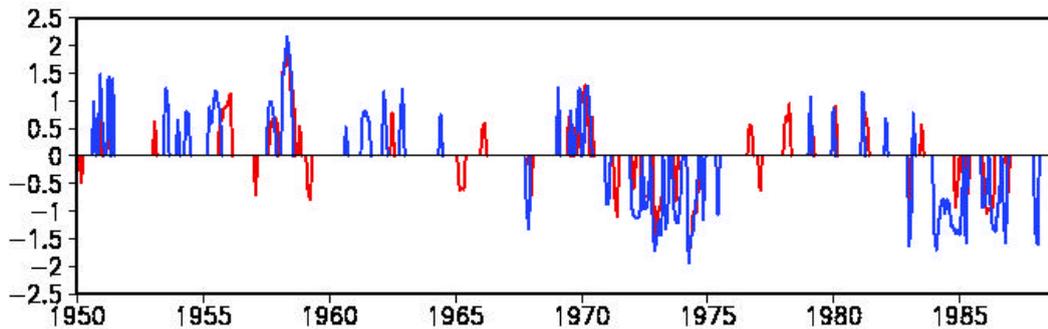
**TABELA 4.12 - EVENTOS DE DIPOLO SIMULADOS. PERÍODOS
SOMBREADOS COINCIDEM COM PERÍODOS COM EVENTOS OBSERVADOS**

	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Maió	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
1950									+			+
1951	+			+		+						
1952												
1953						+	+					
1954	+				+	+						
1955				+	+	+	+	+	+			
1956												
1957								+	+	+	+	
1958			+	+	+	+	+					
1959												
1960									+			
1961					+	+	+	+				
1962			+	+							+	+
1963												
1964						+						
1965												
1966												
1967											-	-
1968												
1969		+						+			+	+
1970			+	+	+							
1971	-	-										
1972	-	-	-	-	-		-	-	-			-
1973	-	-	-		-	-			-	-	-	-
1974				-	-	-	-	-			-	
1975						-						
1976												
1977												
1978												
1979		+										
1980	+											
1981			+									
1982		+										
1983	-	-	-									
1984	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1985	-	-	-	-	-							-
1886	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-
1987												
1988	-	-									-	-
Total de eventos	11	11	10	10	11	12	8	8	7	4	9	10

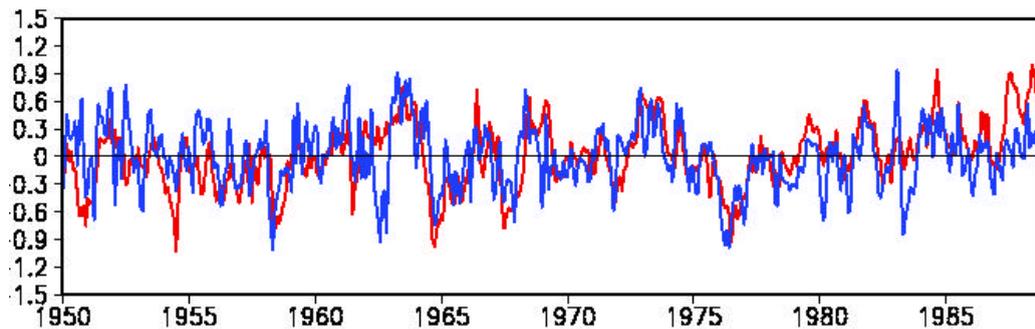
**TABELA 4.13 - EVENTOS EQUATORIAIS SIMULADOS. PERÍODOS
SOMBREADOS COINCIDEM COM PERÍODOS COM EVENTOS OBSERVADOS**

	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Maió	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
1950	-		+				+			+		-
1951				-		+	+	+			+	
1952		-				+	+	+				
1953		-	-			+	+					
1954							-					
1955			-		+	+				+	+	
1956				-	-			+				-
1957						-						
1958		+	-	-	-	-	-	-				
1959		-	+		+				+			
1960										+		
1961			+	+	+					+		
1962				+		-	-	-	-	-	-	
1963	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
1964			+	+		+			-	-	-	-
1965	-	-					-			-		
1966			-									
1967		-	-				-				-	-
1968					+	+						
1969	-		+	-								
1970												
1971						+					-	-
1972										+	+	+
1973				+	+			+	+			
1974					+		+				-	
1975		-	-									
1976		-	-	-	-	-	-	-		-		-
1977	-	-										
1978				-	-						-	
1979												
1980		-	-	-							-	
1981		-	-	-						+	+	
1982					-	-						
1983	+	+		-	-	-	-		-	-		
1984	+	+	+		+	+			+		+	
1985							+					
1886		-										-
1987												
1988				+							+	+
Total de eventos	7	15	16	16	14	15	14	8	7	12	14	10

Os índices: dipolo (IDS) e equatorial (IES) para ATSM simuladas são apresentados juntamente com os correspondentes índices para ATSM observadas (Figura 4.61a e b). Estes índices quantificam as flutuações temporais dos dois padrões de ATSM.



(a)



(b)

Fig. 4.61 – Índices de ATSM simuladas (curva azul) e observadas (curva vermelha) em $^{\circ}\text{C}$ para: (a) padrão de dipolo e (b) padrão equatorial.

O IDS (curva azul) reproduz uma porção significativa das flutuações observadas (curva vermelha) para os eventos de dipolo com um coeficiente de correlação de 0,54, significativo no nível de confiança de 99%. Este coeficiente de correlação, relativamente alto, reflete principalmente a consistência entre as simulações e observações em escalas de tempo

decadal, a partir de 1970, com valores negativos (padrão de dipolo negativo) por volta de 1972 a 1975 e após 1984 e valores positivos (padrão de dipolo positivo) durante 1978 a 1982. Há também uma boa concordância durante o período de 1957 a 1958, quando o padrão de dipolo positivo é bem reproduzido.

Por outro lado, os índices simulado e observado para o padrão equatorial definem flutuações em escala de tempo interanual sobreposta a escala de tempo decadal. O coeficiente de correlação entre esses índices é de 0,5. Uma consistência entre as simulações e observações é notada a partir de meados dos anos 60 até início dos anos 80.

As comparações dos índices de dipolo e equatorial, observados e simulados, sugerem que o modelo é capaz de reproduzir flutuações de baixa frequência do padrão de dipolo. Além disso, apesar do modelo não ser capaz de simular com precisão o modo equatorial, algumas de suas características, tal como a escala de tempo dominante é reproduzida nas simulações.

As Figuras 4.62a e b mostram as composições para os padrões de dipolo e equatorial simulados, respectivamente. O padrão de dipolo mostra máximas ATSM positivas na região do ATN, com os maiores no leste da bacia. ATSM negativas ocupam quase todo o ATS, com os valores extremos entre 5°S e 25°S, estendendo-se zonalmente da costa da África para oeste até 20°W. O centro norte do padrão de dipolo é similar ao obtido nas análises observacionais, porém com valores de ATSM superiores aos observados. Para a parte sul, o centro de ATSM possui uma estrutura mais zonal e com anomalias mais intensas, em relação ao observado.

O modo equatorial é caracterizado por máximas ATSM na parte central e leste do Atlântico equatorial. Esse padrão é similar ao encontrado nas análises observacionais, exceto pela

maior extensão longitudinal do centro de máxima anomalia. Nota-se também que as ATSM do padrão equatorial simulado ($\sim 1.0^{\circ}\text{C}$) são maiores que as do padrão observado ($\sim 0,8^{\circ}\text{C}$).

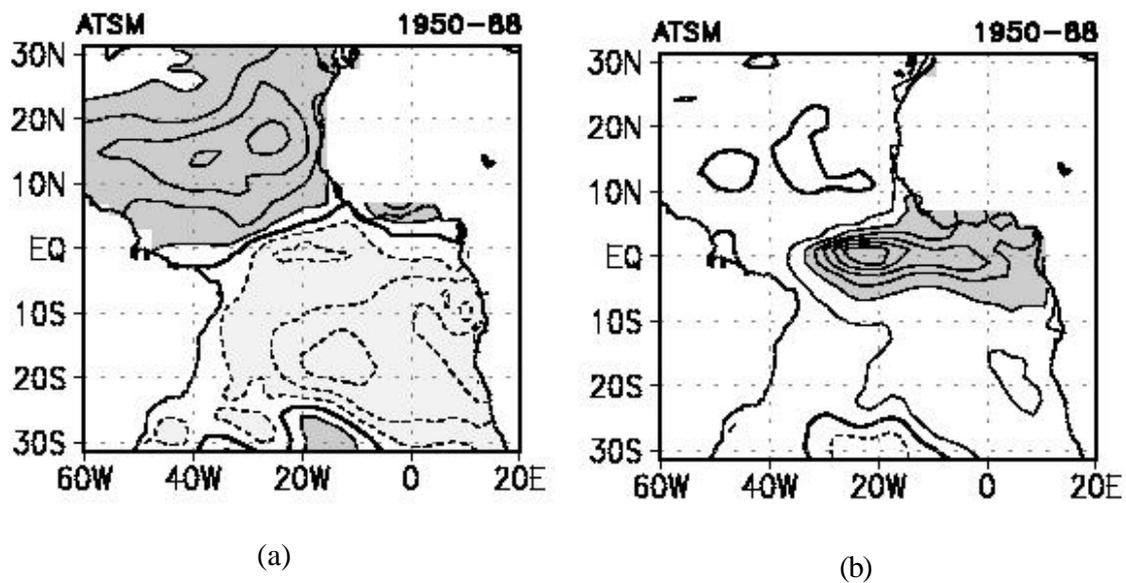


Fig. 4.62 – Composições de campos de ATSM simuladas no AT, para o período de 1950 a 1988 para: (a) padrão de dipolo e (b) padrão equatorial. Intervalo de contorno de $0,2^{\circ}\text{C}$. Valores acima de $0,4$ ($0,2$) e abaixo de $-0,4$ ($-0,2$) são sombreados para os padrões equatorial e dipolo, respectivamente. Valores negativos são tracejados.

4.6.3 – Características Sazonais associadas ao Padrão de Dipolo Simulado

As Figuras 4.63a, b, c e d mostram os compostos de ATSM simuladas para os períodos de MAM, JJA, SON e DJF, respectivamente. São notáveis nestas figuras, algumas diferenças sazonais nas configurações de dipolo, quanto a posição e magnitude dos centros de ATSM no ATN e ATS. Para o ATN os centros de ATSM têm variação longitudinal com máxima

intensificação em MAM quando as ATSM positivas têm a maior extensão do que nas demais estações. Para o ATS, a máxima intensificação ocorre em DJF.

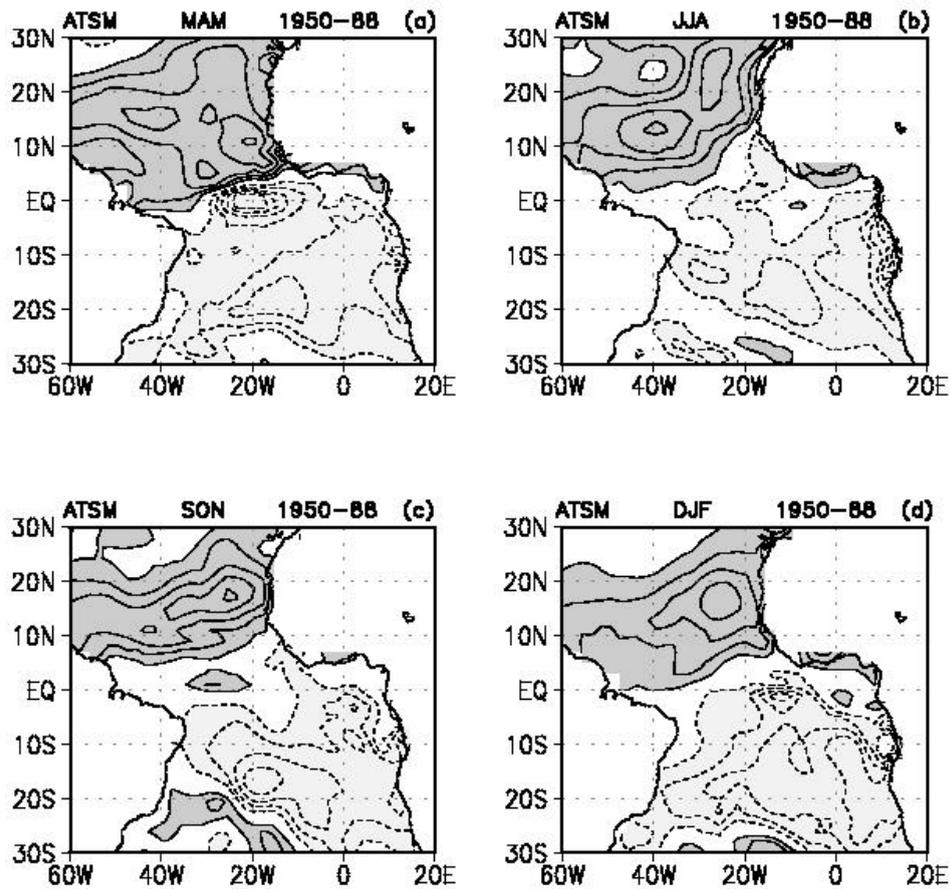


Fig. 4.63 - Composições dos eventos de dipolo para ATSM simuladas para o período de 1950 a 1988 para: (a) MAM, (b) JJA, (c) SON e (d) DJF. Intervalo de contorno é de 0,2°C. Valores acima (abaixo) de 0,2 (-0,2) são sombreados. O contorno zero não está incluído. Valores negativos são tracejados.

O padrão de dipolo em MAM é definido por ATSM positivas no ATN, com máximos no leste da bacia. No ATS, ATSM negativas definem dois centros: um estendendo-se da costa

da África para sudoeste, com máxima ATSM entre 10°W e 20°W , similar à composição anual e o outro na região equatorial e 20°W . Esse padrão é similar ao observado, exceto pelo centro de ATSM negativas na região equatorial.

Para JJA, o padrão de dipolo positivo para ATSM é caracterizado por ATSM positivas no ATN, estendendo-se de sudoeste para nordeste ao norte de 10°N . No ATS, as ATSM negativas definem um centro entre 10°S e 20°S e 0° e 20°W , além de extremos valores negativos próximos à costa da África entre equador e 20°S . Em relação ao padrão observado, as maiores diferenças ocorrem no leste do ATS, devido ao centro de máximas ATSM negativas que se estende meridionalmente até a região equatorial.

Em SON, o centro de ATSM no ATN possui uma característica mais zonal. O centro do ATS localiza-se ao sul de 5°S com centro bem definido entre 15°S e 20°S e em 20°W , em contraste ao padrão observado que define máximas ATSM negativas entre equador e 20°S , no leste da bacia.

O padrão de dipolo para DJF é caracterizado por anomalias positivas estendendo-se zonalmente, com máximos valores no leste do ATN entre 20°N e 10°N . As anomalias negativas abrangem quase todo o ATS com máximos valores no leste da bacia entre 10°S e 30°S . Esse padrão de dipolo é similar ao encontrado nas análises observacionais.

4.6.4 – Características Sazonais associadas ao Padrão Equatorial Simulado

As Figuras 4.64a, b, c e d mostram os campos compostos referentes ao padrão equatorial para ATSM simuladas para os períodos de MAM, JJA, SON e DJF, respectivamente. É notável em todos os períodos que as máximas ATSM encontram-se na região equatorial. No entanto, o padrão equatorial é melhor definido em MAM, com máximas anomalias

($\sim 1,2^{\circ}\text{C}$) entre 30°W e 10°W . Esse padrão é similar ao encontrado na composição anual. Os centros de máximas anomalias dos padrões observados e simulados coincidem em localização, porém, o centro simulado é mais intenso.

A composição dos eventos equatoriais para o período de JJA mostra um padrão confinado entre 5°N e 10°S no lado leste da bacia. A extensão para sul próxima à costa da África também é notada na análise observacional. As localizações dos centros de máximas anomalias dos padrões observado e simulado não coincidem.

O padrão de SON é caracterizado por ATSM positivas em toda a região do ATS, com máximos valores no Atlântico equatorial leste e ao longo da costa da África até 20°S . Neste período as ATSM são menos intensas. Esse padrão é similar ao encontrado nas análises observacionais.

O padrão para DJF é definido entre 35°W e 0°W e tem uma estrutura horizontal com maior extensão para sul. Um segundo centro de ATSM positiva é encontrado ao sul de 20°S . Em contraste, o centro de ATSM positivas na região equatorial do padrão observado tem maior extensão para norte próximo à costa da África.

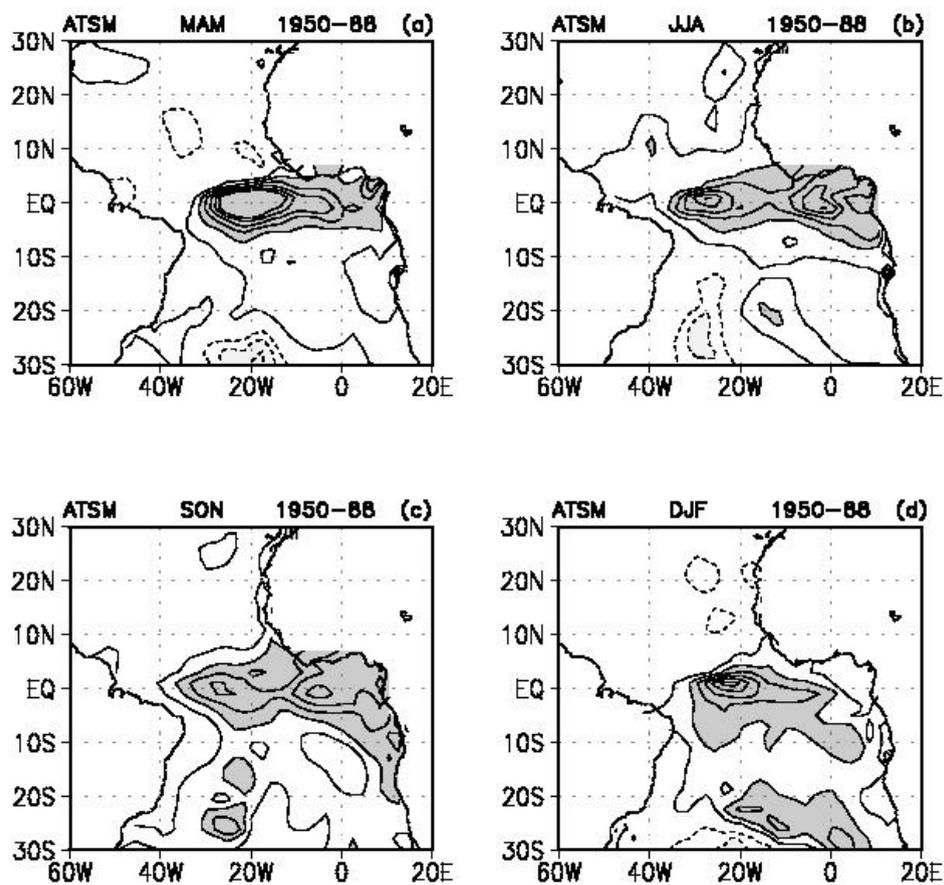


Fig. 4.64 – Composições dos eventos equatoriais de ATSM simuladas para o período de 1950 a 1988 para: (a) MAM, (b) JJA, (c) SON e (d) DJF. Intervalo de contorno é de $0,2^{\circ}\text{C}$. Valores acima (abaixo) de $0,4$ ($-0,4$) são sombreados. O contorno zero não está incluído. Valores negativos são tracejados.

4.6.5 - Discussão

O modelo consegue reproduzir as características de variabilidade decadal, tal como flutuações do padrão de dipolo para o período de estudo. A simulação, semelhante a

observação também gera variações de TSM em escala de tempo interanual quando se considera o padrão equatorial.

As características sazonais do padrão de dipolo estão relacionadas à posição e magnitudes dos centros no ATN e ATS. A localização do centro do ATN varia com a estação do ano e as máximas anomalias ocorrem em MAM, consistente com os padrões observados. Para o ATS, as ATSM extremas ocorrem em DJF. Similar à observação as ATSM extremas do centro sul do dipolo que ocorrem em DJF estão associadas a variações de TSM em latitudes ao sul de 10°S.

O padrão equatorial caracteriza-se por máximas ATSM na região equatorial para todas as estações. O padrão equatorial simulado é mais intenso em MAM, com máximas anomalias (~1,2°C) entre 30°W e 10°W. Em contraste, as máximas anomalias observadas são encontradas em JJA e entre 0° e 15°W. Essa diferença pode indicar uma deficiência do modelo em reproduzir os aspectos sazonais da variabilidade de TSM na região equatorial.

Assim, os resultados sugerem que o modelo é mais eficiente para reproduzir a variabilidade de TSM em regiões do Atlântico externas à equatorial, consistente com Carton et al. (1996) e Huang e Shukla (1997) que utilizando outros MCGO também notaram este aspecto. Eles sugeriram que a diferença em reproduzir a TSM na região equatorial e fora desta são devido às possíveis distintas causas de flutuações nas duas regiões. No equador, as variações de TSM resultam de anomalias dos ventos, enquanto fora do equador, as mudanças na evaporação são os mecanismos mais importantes.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Os aspectos evolutivos e sazonais da variabilidade de TSM e da circulação atmosférica associada no AT em escalas de tempo interanual e decadal, durante o período de 1945 a 1993 foram estudados usando técnicas estatísticas das EOF, EEOF e método de compostos. Os resultados da análise de EOF, consistente com os de trabalhos anteriores, mostraram dois modos interanuais de variabilidade um, equatorial e outro com configuração de dipolo. Esses modos têm dependência temporal, sendo o modo equatorial dominante durante o período de 1962 a 1976, e o padrão de dipolo, nos períodos de 1955 a 1960 e 1969 a 1970. Este resultado indicou que uma partição temporal dos dados poderia isolar os padrões equatorial e dipolo um do outro. Assim, foram realizadas análises independentes nos períodos de 1949 a 1961, 1962 a 1976, 1977 a 1989. Essas análises mostraram que o padrão de dipolo foi o modo dominante no primeiro destes períodos, e o modo equatorial nos demais períodos. O padrão de dipolo apresentou oscilações com períodos de 2 a 3 anos e o padrão equatorial oscilou com períodos de 2,5 a 3 anos.

A análise de EEOF de ATSM mostra que o dipolo aparece no modo dominante em alguns passos de tempo, tem duração de 3 a 6 meses, e ocorre uma defasagem de 3 meses entre os máximos dos centros do norte e sul indicando que estes podem decorrer de oscilações independentes nestes dois setores do AT, ou devido à resposta defasada do ATS ao centro estabelecido no ATN. Os padrões evolutivos da circulação atmosférica associada apresentaram alísios de nordeste intensificados (enfraquecidos) no ATN precedendo em 3 meses as ATSM negativas (positivas) no ATN. Consistentemente, Curtis e Hastenrath (1995) associaram a formação de ATSM positivas no ATN, durante um evento de El Niño, ao enfraquecimento dos alísios de nordeste. Assim, as ATSM negativas (positivas) ao norte do equador estão associadas ao fortalecimento

(enfraquecimento) dos alísios de nordeste. Por outro lado, ocorrendo simultaneamente um enfraquecimento (fortalecimento) dos alísios de sudeste, induziria a formação do centro de ATSM positivas (negativas) no ATS, com uma defasagem no tempo. Uma outra hipótese é que a formação do centro de ATSM no ATS pode estar associada a mudanças na corrente equatorial sul, como proposto por Markham e McLain (1977).

A evolução do padrão equatorial do período de 1962 a 1976 mostrou que sua duração foi de 6 meses e a formação do padrão negativo (positivo) esteve associada à intensificação (enfraquecimento) da circulação anticiclônica ao sul de 10°S e ao norte de 10°N , e difluência (confluência) dos alísios de sudeste, na região equatorial. Uma explicação plausível é que o enfraquecimento (fortalecimento) da circulação anticiclônica pode favorecer a diminuição (aumento) da ressurgência e conseqüentemente aumentar o transporte de águas quentes (frias) para a região equatorial, como sugerido por Hameed et al. (1993). Para o período de 1977 a 1989, o padrão equatorial positivo (negativo) foi precedido pelo enfraquecimento (fortalecimento) dos alísios de sudeste na parte oeste da bacia. Segundo Carton e Huang (1994) a relaxação dos alísios de sudeste contribui para o aprofundamento da termoclina no leste da bacia, o que reduz a ressurgência e conduz ao fortalecimento da ATSM.

Os dois modos interanuais dominantes evoluíram de um para outro com algumas características de evolução de ATSM dependentes do período analisado. Um dipolo forte com duração de 6 meses evoluiu para um padrão equatorial com duração de 3 meses durante o período de 1949 a 1961. Como parte desta evolução as ATSM do ATS expandiram-se em direção ao equador, e em seguida propagaram-se para oeste ao longo do equador e para norte ao longo da costa da África. Por outro lado, um padrão equatorial forte com duração de 6 meses evoluiu para um dipolo fraco entre 15°N e 15°S com duração de 3 meses no período de 1977 a 1989. Nesse período ocorreram deslocamentos das ATSM de 10°N para 10°S . Esses resultados mostram uma relação entre os modos equatorial e dipolo consistente com Servain et al. (1999). Esses autores sugerem que o mecanismo físico associado à relação entre esses modos é o

deslocamento da ZCIT que seguindo para o sul deixa ao norte uma região de ventos mais fortes e induz um enfraquecimento dos ventos equatoriais o que ocasiona o maior aprofundamento da termoclina na parte leste da bacia. Estes ventos induzem ATSM negativas ao norte do equador (maior evaporação), ATSM positivas na região equatorial, especialmente na região do Golfo da Guiné, e ao sul do equador (menos evaporação), associando um padrão equatorial positivo com um padrão de dipolo negativo. Os resultados do presente trabalho indicam que a duração e intensidade dos modos equatorial e dipolo em escalas de tempo interanual são relacionados ao deslocamento meridional das ATSM entre 10°N e 10°S que pode ou não estar relacionado com o deslocamento da ZCIT.

Evidências foram encontradas que esses dois modos estão relacionados na escala de tempo decadal. Um padrão de dipolo forte com duração de 2 anos com centros em 15°N e 15°S evoluiu para um padrão equatorial fraco e vice-versa, dentro de um regime oscilatório com período de aproximadamente 12 anos. Como parte desta evolução, ATSM entre 15°N e 15°S deslocaram para norte. Em outra situação, num regime oscilatório com um período de 10 anos, um padrão equatorial relativamente forte com duração de 2 anos evoluiu para um padrão de dipolo fraco com duração de 1 ano e vice-versa. Nessa evolução as ATSM deslocaram para sul entre 15°N e 15°S . Novamente, os aspectos de evolução indicam que a duração e intensidade dos modos equatorial e dipolo na escala decadal estão relacionados ao deslocamento de ATSM na banda de 15°N e 15°S . Este é um aspecto novo que não foi observado em trabalhos anteriores.

Consistente com estes resultados Chang et al. (1997) encontraram um padrão de dipolo com máximas amplitudes entre 15°N e 15°S e um período de 13 anos, cuja estrutura de dipolo se manteve por 2 anos. Esses autores sugeriram que os possíveis processos físicos relacionados à oscilação do padrão de dipolo incluem um “feedback” positivo entre fluxos de calor e ATSM e um “feedback” negativo devido à advecção de calor pelas correntes oceânicas. No caso do “feedback” negativo e com as ATSM positivas no ATN e as negativas no ATS, as correntes oceânicas de contorno oeste intensificadas,

tais como as correntes norte e sul do Brasil, transportam águas mais frias (quentes) para o Hemisfério Norte (Sul), o que ocasiona o resfriamento (aquecimento) atmosférico no Hemisférios Norte (Sul). Os resultados do presente trabalho reforçam as hipóteses de Chang et al. (1997) mostrando que o deslocamento horizontal das ATSM está intimamente relacionado com a mudança do padrão de dipolo para equatorial e vice-versa, na escala de tempo decadal.

Os resultados da análise de EEOF confirmaram a existência do padrão de dipolo e podem explicar as fracas correlações entre os índices representando as ATSM do ATN e ATS nas escalas de tempo interanual e decadal. A fraca correlação entre esses índices encontrada por Enfield e Mayer (1997) pode ser atribuída à baixa ocorrência do padrão de dipolo dentro do período total de estudo, como mostrada na análise de EOF, associada ao tempo de duração de 3 a 6 meses. No caso da variabilidade decadal, a duração máxima de 2 anos do padrão de dipolo associada a um regime oscilatório de aproximadamente 12 anos pode explicar a fraca correlação entre o ATN e ATS encontrada por Houghton e Toure (1992).

Este estudo mostrou diferentes aspectos evolutivos da variabilidade de TSM no AT, indicando que a duração e intensidade dos modos equatorial e dipolo são associadas ao deslocamento meridional de ATSM na banda entre 15°N e 15°S, tanto para a escala de tempo interanual quanto decadal. Estes resultados podem ser úteis para propósitos de monitoramento climático.

Um outro aspecto mostrado no presente trabalho foi que os modos dominantes de TSM no AT apresentaram forte sazonalidade, sendo o padrão de dipolo mais freqüente no período de fevereiro a maio, com máximo número de eventos em março, e o padrão equatorial no período de junho a novembro com máximo em julho, consistente com trabalhos anteriores. Curtis e Hastenrath (1995) e Sutton et al. (2000) mostraram que a máxima ocorrência do padrão de dipolo em MAM é atribuída ao máximo enfraquecimento dos alísios de nordeste em DJF devido ao El Niño. A máxima

ocorrência do padrão equatorial está relacionada às variações sazonais dos alísios no Atlântico equatorial oeste (Philander e Pacanowski, 1986).

As diferenças sazonais do padrão de dipolo foram notadas na posição e magnitude dos centros de ATSM no ATN e ATS. O centro do ATN tem uma posição longitudinal distinta dependendo da estação, e a máxima intensificação é no período de MAM, precedida pela máxima intensificação das anomalias de PNM e da componente zonal do vento em superfície. A posição do centro do ATS varia latitudinal e meridionalmente de uma estação a outra, e os valores extremos ocorrem em DJF, na parte sul da bacia e em JJA entre equador e 20°S. Associados à máxima intensificação das ATSM no ATS em JJA há máxima intensificação das APNM e no campo de vento em superfície.

A região de maiores anomalias do padrão equatorial é aproximadamente a mesma para todas as estações do ano, no oeste do Golfo da Guiné, centrada em 3°S e 10°W. Embora o padrão equatorial seja melhor definido em JJA. A relação entre as anomalias dos alísios de sudeste e da TSM da região do Atlântico equatorial como sugerida por Servain et al. (1982) foi mais evidente para o período de MAM, quando ocorreu o máximo enfraquecimento dos alísios de sudeste precedendo a ocorrência de máximas ATSM positivas em JJA.

Nas simulações com o modelo oceânico MICOM a variabilidade decadal do padrão de dipolo e seus aspectos sazonais foram reproduzidos. Quanto ao modo equatorial, embora as simulações tenham gerado variações em escalas de tempo interanual, o modelo não conseguiu reproduzir seus aspectos sazonais.

A análise da previsibilidade da TSM no AT indicou que as previsões de TSM de março a junho na RAN foram melhores do que as obtidas para o RAS e RAE, com os preditores do AT e PE. A tendência para a RAN ser melhor prevista ao se incluir os preditores do PE além do AT também foi notada em trabalhos anteriores (Penland e Matrosova, 1998). Isso sugere que o ENOS no Pacífico tem maior influência nas ATSM

do ATN. Por outro lado, esse trabalho mostrou que a previsibilidade da RAN aumenta quando se considera os preditandos de março a junho e defasagens de 3 a 6 meses. Isso implica que os preditores são dos meses de novembro a março. Para as previsões feitas para os preditandos de julho a janeiro a inclusão do PE não melhorou o desempenho dos modelos. Assim, a inclusão dos preditores do PE além do AT pode ser restrita aos meses de novembro a março, considerando defasagens de 1 a 6 meses. Para os demais meses, pode ser considerado somente o preditor no AT.

Para o RAS e RAE as maiores correlações ocorreram para defasagem de 1 mês. A contribuição dos preditores do PE nas previsões de ATSM nessas duas regiões foi pequena o que parece refletir o fato que a variabilidade no ATS e AE está relacionada principalmente à variações atmosféricas locais ou à dinâmica oceânica sazonal conforme indicado pelas análises observacionais. Assim, pode-se inferir que as ATSM podem ser melhores previstas na RAN e com uma antecedência maior que aquela das RAS e RAE somente para o período de março a junho quando se utiliza os preditores do PE além do AT. Para os outros meses as previsões não são influenciadas pelo preditor do PE e os modelos estatísticos utilizando somente os preditores do AT prevêm razoavelmente os campos de ATSM. Isso sugere que a os aspectos sazonais na previsibilidade do AT estão relacionados a influência remotas.

Para pesquisas futuras, um dos mais importantes aspectos a se investigar refere-se aos mecanismos físicos associados ao deslocamento meridional de ATSM no AT em escalas de tempo interanual e decadal. Para isso seria necessário analisar diversos parâmetros atmosféricos e oceânicos, que poderiam ser obtidos através de simulações numéricas para períodos longos (> 100 anos) com Modelos de Circulação Geral Acoplados. Finalmente, quanto à previsibilidade de TSM no AT, novos estudos podem ser realizados incluindo as informações espacial e temporal no campo preditor a fim de definir as evoluções espacial e temporal que melhor prevêm o campo de ATSM no AT. Além disso, pode-se considerar variáveis atmosféricas, ou uma combinação dessas com as ATSM, como campos preditores.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arakawa, A.; Lam V. R. Computational design of the basic processes of the UCLA General Circulation Model. **Methods Computational Physical**, v. 17, p. 174-265, 1977.
- Barnett, T. P.; Preisendofer, R. Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for United States surface air temperatures determined by canonical correlation analysis. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 9, p. 1825-1850, Sept.1987.
- Barnston, A. G.; Ropelewski, C. F. Prediction of ENSO episodes using canonical correlation analysis. **Journal of Climate**, v. 5, n. 11, p. 1316-1345, Nov. 1992.
- Bleck, R.; Boudra, D. Wind-driven spin-up in eddy resolving ocean models formulated in isopycnic and isobaric coordinates. **Journal of Geophysical Research**, v. 91,n. C6, p.7611-7621, June 1986
- Bleck, R.; Hanson, H. P.; Kraus, E. B. Mixed-layer - thermocline interaction in a three-dimensional isopycnic coordinate model. **Journal of Physical Oceanography**, v. 19, n. 10, p. 1417-1439, Oct. 1989.
- Bleck, R.; Rooth, C.; Hu, D. Smith, L. Salinity-driven thermocline transients in a wind and thermocline forced isopycnic coordinate model of the North Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 22, n. 12, p. 1486-1505, Dec. 1992.
- Bleck, R.; Smith, L. A wind-driven isopycnic coordinate model of North and equatorial Atlantic ocean. 1. Model development and supporting experiments. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. C3, p. 3273-3285, Mar. 1990.

- Carton, J.A.; Cao X.; Giese B. S.; da Silva A. M. Decadal and interannual SST variability in the tropical Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 26, n. 7, p. 1165-1175, July 1996.
- Carton, X.A.; Huang B. Warm events in the tropical Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 24, n. 5, p. 888-903, May 1994.
- Chang, P.; Ji L.; Li H. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. **Nature**, v. 385, n. 6, p. 516-518, Feb. 1997.
- Chen J-M.; Harr P. A. Interpretation of extended empirical orthogonal function (EEOF) analysis. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 9, p. 2631-2636, Sept. 1993.
- Curtis, S. Hastenrath, S. Forcing of anomalous sea surface temperature evolution in the tropical Atlantic during Pacific warm events. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. C8, p. 15,835-15,847, Aug. 1995.
- da Silva, A M.; Young, C. C.; Levitus, S. **Atlas on Surface Marine Data. Vol. 1: Algorithms and Procedure**. Nesdis: NOAA, 1994. 83 p. (NOAA Atlas NESDIS 6).
- Delecluse, P.; Servain J.; Levy C.; Arpe K.; Bengtsson L. On the connection between the 1984 Atlantic warm event and the 1982-83 ENSO. **Tellus A**, v. 46, n. 4, p. 448-464, Aug.1994.
- Dommenget, D.; Latif M. Interannual to Decadal variability in the Tropical Atlantic. **Journal of Climate**, v. 13, n. 4, p. 777-792, Feb. 2000.

Dommenget, D.; Latif M. A cautionary note on the interpretation of EOF's. **Journal of Climate**, v. 15, n. 1, p. 216-225, Jan. 2002.

Duchon, C. E. Lanczos filtering in one and two dimensions. **Journal of Applied Meteorology**, v.18, n. 8, p. 1016-1022, Aug. 1979.

Enfield, D.B. Relationships of inter-American rainfall to tropical Atlantic and Pacific SST variability. **Geophysical of Research Letters**, v. 23, n. 23, p. 3305-3308, Nov. 1996.

Enfield, D. B.; Mayer D. A. Tropical Atlantic SST variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. C1, p. 929-945, Jan. 1997.

Enfield, D. B.; Mestas-Nuñez A. M.; Mayer D. A.; Cid-Serrano L. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperature? **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. C4, p. 7841-7848, Apr. 1999.

Folland, C. K.; Palmer, T. N.; Parker, D. E. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-85. **Nature**, v. 320, n. 6063, p. 602-607, Apr. 1986.

Folland, C. K.; Parker, D. E. Correction of instrumental biases in historical sea surface temperature data. **Quartely Journal of the Royal Meteorological Society - Part B**, v. 121, n. 522, p. 319-367, Jan. 1995.

Glahn H. R. Canonical correlation analysis and its relationship to discriminant analysis and multiple regression. **Journal of Atmosphere Science**, v. 25, n. 1, p. 23-31, Jan. 1968.

Graham, N. E.; Michaelsen, J.; Barnett, T. P. An investigation of El Niño - Oscillation Cycle with statistical models 1. Predictor field characteristics. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. C13, p. 14,251-14,270, Dec. 1987a.

Graham, N. E.; Michaelsen, J.; Barnett, T. P. An investigation of El Niño - Oscillation Cycle with statistical models 2. Model results. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. C13, p. 14,271-14,289, Dec. 1987b.

Hameed, S.; Sperber K. R.; Meinster A. Teleconnections for the Southern Oscillation in the tropical Atlantic sector in the OSU coupled ocean-atmosphere GCM. **Journal of Climate**, v. 6,n. 3, p. 487-498, Mar. 1993.

Hastenrath, S. Prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Climate**, v. 3, n. 8, p. 893-904, Aug. 1990.

Hastenrath, S.; Greischar, L. Further work on the prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Climate**, v. 6, n. 4, p. 743-758, Apr.1993.

Hastenrath, S.; Heller L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435, p. 77-92, 1977.

Houghton, R.W.; Toure Y. M. Characteristics of low-frequency sea surface temperature fluctuations in the tropical Atlantic. **Journal of Climate**, v. 5, n.7, p. 765-771, July 1992.

Huang, B.; Carton, J. A; Shukla, J. A numerical simulation of the variability in the Tropical Atlantic Ocean, 1980-88. **Journal of Physical Oceanography**, v. 25, n. 5, p. 835-854, May 1995.

- Huang, B.; Shukla, J. Characteristics of the interannual and decadal variability in a general circulation model of the Tropical Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 27, n. 8, p. 1693-1712, Aug. 1997.
- Kaplan, A.; Cane, M. A.; Kushnir, Y.; Clement, A. C.; Blumenthal, M. B.; Rajagopalan, B. Analysis of global sea surface temperature 1856-1991. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. C13, p. 27,835-27,860, Dec. 1997.
- Kutzbach, J. E. Empirical eigenvectors of sea-level-pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America. **Journal of Applied Meteorology**, v. 6, n. 10, p. 791-802, Oct. 1967.
- Landman, W. A; Mason, S. J. Operational long-lead prediction of south African rainfall using canonical correlation analysis. **International Journal of Climatology**, v. 19, n. 10, p. 1073-1090, Aug. 1999.
- Landman, W. A; Mason, S. J. Forecasts of near-global sea surface temperature using canonical correlation analysis. **Journal of Climate**, v. 15, n. 18, p. 3819-3833, Sept. 2001.
- Levitus, S. **Climatological atlas of the World Ocean**. Rockville, Md.: NOAA, Dec. 1982. 173 p. (NOAA professional Paper 13).
- Li, Z. X. Thermodynamics air-sea interactions and tropical Atlantic SST dipole pattern. **Physics and Chemistry of the Earth Part B - Hydrology Oceans and Atmosphere**, v. 26, n. 2, p. 155-157, Feb. 2001.
- Liu Z.; Wu L. Tropical Atlantic variability in a coupled GCM. **Atmospheric Sciences Letters**, v. 1, n. 1, p.26-36, Jan. 2000.

- Markham, C. G.; McLain, D. R. Sea surface temperature related to rain in Ceará, north-eastern Brazil. **Nature**, v. 265, n. 5592, p. 320-323, Jan. 1977.
- Mehta V. Variability of the ocean surface temperatures at decadal - multidecadal timescales. Part I: The Atlantic ocean. **Journal of Climate**, v. 11, n. 17, p. 2351-2375, Sept. 1998.
- Mehta V.; Delworth T. Decadal variability of the Tropical Atlantic ocean surface temperature in shipboard measurements and in a global ocean-atmosphere model. **Journal of Climate**, v. 8, n. 3, p. 172-190, Feb. 1995.
- Mo, K. C.; Hakkinen, S. Interannual variability in the Tropical Atlantic and linkages to the Pacific. **Journal of Climate**, v. 14, n. 12, p. 2740-2762, June 2001.
- Moura, A.; Shukla J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory, and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of Atmosphere Science**, v. 38, n. 12, p. 2653-2675, Dec. 1981.
- Murtugudde, R. G.; Ballabrera-Poy, J.; Beauchamp, J.; Busalacchi, A. J.; Relationship between zonal and meridional modes in the tropical Atlantic. **Geophysical of Research Letters**, v. 28, n. 23, p.4463-4466, Dec. 2001.
- Nobre, P. **On the genesis of anomalous SST and rainfall patterns over the Tropical Atlantic basin**. University of Maryland, 151p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - University of Maryland at College Park, 1993.
- Nobre, P.; Shukla, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n.19, p. 2464-2479, Oct. 1996.

North, G. R.; Bell, T. L.; Cahalan, R. F.; Moeng, F. Sampling errors in the estimation of Empirical Orthogonal Functions. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 13, p. 699-706, July 1982.

Nykjaer, L.; Van Camp, L. Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991. **Journal of Geophysical Research**, v.99, n.C7, p.14,197-14,207, July 1994.

Penland C.; Matrosova L. Prediction of Tropical Atlantic sea surface temperatures using linear inverse modeling. **Journal of Climate**, v. 11, n. 5, p. 483-496, Mar. 1998.

Philander, S. G.; Pacanowshi, R. C. A model of the seasonal cycle in the tropical Atlantic ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, n. 12, p. 14,192-14,206, Dec. 1986.

Rajagopalan B.; Kushnir Y.; Tourre Y. M. Observed decadal midlatitude and tropical Atlantic climate variability. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 21, p. 3967-3970, Nov. 1998.

Repelli, C. A.; Nobre, P. Modelagem estatística das anomalias de temperatura da superfície do mar do oceano Atlântico Tropical. **Climanálise Edição Especial de Outubro/96**, 6, CPTEC/INPE, 1996.

Repelli, C. A.; Nobre, P. Statistical prediction of sea surface temperature over the Tropical Atlantic. [CD ROM]. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 10.; Congresso da Flismet, 8., Brasília, 1998. **Anais**. Rio de Janeiro: Mundo Virtual, 1998. Seção de Climatologia.

- Reynolds, R. W.; Smith, T. M. Improved global sea surface temperature analysis using optimal interpolation. **Journal of Climate**, v. 7, n. 6, p. 929-948, June 1994.
- Ruiz de Elvira, A; Ortiz Beviá, M. J.; Narvaez, W. C. Empirical forecasts of Tropical Atlantic sea surface temperature anomalies. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society - Part B**, v. 126, n. 567, p. 2199-2210, July 2000.
- Saravanan, R.; Chang, P. Interaction between Tropical Atlantic Variability and El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 13, n. 13, p. 2177-2194, July 2000.
- Servain, J. Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. C8 ,p. 15,137-15,146, Aug. 1991.
- Servain, J.; Picaut, J.; Merle, J. Evidence of remote forcing in the Equatorial Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v.12, n. 5, p. 457-463, May 1982.
- Servain, J.; Wainer, I.; Ayina, H. L.; Roquet, H. The relationship between the simulated climatic variability modes of the Tropical Atlantic. **International Journal of Climatology**, v. 20, n. 9, p. 939-953, July 2000.
- Servain, J.; Wainer, I.; McCreary, J. P.; Dessier A. Relationship between the equatorial and meridional modes of climatic variability in the Tropical Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 4, p. 485-488, Feb. 1999.
- Shukla, J. Predictability in the midst of chaos: A scientific basis for climate forecasting. **Science**, v. 282, n. 5389, p. 728-731, Oct. 1998.

- Souza, E. B.; Kayano, M. T.; Tota, J.; Pezzi, L.; Fisch, G.; Nobre, C. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazonica**, v. 30, n. 2, p. 305-318, 2000.
- Sutton, R. T.; Jewson, S. P.; Rowell, D. P. The elements of climate variability in the Tropical Atlantic region. **Journal of Climate**, v. 13, n. 18, p. 3261-3284, Sept. 2000.
- Tourre, Y. M.; Rajagopalan B.; Kushnir Y. Dominant patterns of climate variability in the Atlantic Ocean during the last 136 years. **Journal of Climate**, v. 12, n.15, p. 2285-2299, Aug. 1999.
- Tseng, L. Mechoso, C. R. A quasi-bienal oscillation in the equatorial Atlantic Ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 1, p. 187-190, Jan. 2001.
- Wagner, R. G. Decadal-scale trends in mechanisms controlling meridional sea surface temperature gradients in the tropical Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. C7, p. 16,683-16,694, July 1996.
- Wagner, R.G.; da Silva A. Surface conditions associated with anomalous rainfall in the Guinea coastal region. **International Journal of Climatology**, v. 14, n. 2, p. 179-199, Mar. 1994.
- Wallace, J. M.; Smith, C.; Jiang, Q. Spatial patterns of atmosphere-ocean interaction in the northern winter. **Journal of Climate**, v. 3, n. 9, p. 990-998, Sept. 1990.
- Weare, B. C. Empirical orthogonal analysis of Atlantic Ocean surface temperatures. **Quartely Journal of the Royal Meteorological Society**. v. 103, n. 437, p. 467-478, July 1977.

Weare, B. C.; Nasstrom J. S. Examples of extended empirical orthogonal function analyses. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 6, p.481-485, June 1982.

Wright, P. B. **Variations in the tropical Atlantic sea surface temperatures and their global relationships**. Hamburg: Max-Planck Institut für Meteorologie, Dec. 1987. 54 p. (Report 12).

Zebiak, S.E.: Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. **Journal of Climate**, v.6, n.8, p.1567-1586, Aug. 1993.

APÊNDICE A

FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS

Vários métodos estatísticos tem sido usados para identificar a natureza temporal e espacial da variabilidade climática, como um meio de se interpretar fisicamente campos meteorológicos. A decomposição em EOF é uma técnica estatística multivariada usada tanto para se conhecer as dependências existentes entre um conjunto de dados como também para estruturar tal conjunto a fim de se reduzir o número de variáveis interrelacionadas para um conjunto menor de componentes, que são combinações lineares das variáveis originais. As dimensões do espaço vetorial ortogonal pode normalmente ser reduzido desde que uma grande fração da variância total é explicada por uma pequena fração dos M autovetores. Por esta razão as combinações lineares dos autovetores no espaço vetorial reduzido aproximam-se dos vetores originais.

Este método é bastante usado em meteorologia e tem duas vantagens básicas. Permite que a descrição de um campo seja feita por um número relativamente pequeno de funções e coeficientes temporais associados, que explicam uma fração maior da variância total do que qualquer outra transformação. Também permite investigar processos geofísicos complexos, tais como variações oceânicas ou alterações climáticas a curto prazo.

A formulação matemática da técnica está baseada em Kutzback (1967). Seja \mathbf{F} um campo geofísico qualquer definido em M posições e N observações. Os elementos de \mathbf{F} são desvios dos valores médios das observações, os quais são normalizados, isto é, em cada posição a série tem média zero e variância igual a um. Procura-se uma transformada \mathbf{E} de \mathbf{F} que retenha a variância máxima de todas as combinações lineares, ou seja,

$$\text{var}(\mathbf{FE}) = \text{máx} \quad (\text{A.1})$$

obtendo-se assim um outro sistema de variáveis \mathbf{Z} , tal que $\mathbf{Z} = \mathbf{F}_{N \times M} \mathbf{E}_{M \times N}$, que é o sistema das componentes principais cujo interesse é determiná-las.

As hipóteses básicas do método de componentes principais são que:

1. as variáveis \mathbf{Z} tenham máxima variância.
2. elas sejam ortogonais entre si.

Da primeira hipótese temos:

$$\text{var}(\mathbf{Z}) = \frac{1}{N-1} \mathbf{Z}^T \mathbf{Z} = \frac{1}{N-1} (\mathbf{FE})^T (\mathbf{FE}) = \frac{1}{N-1} \mathbf{E}^T \mathbf{F}^T \mathbf{FE} \quad (\text{A.2})$$

onde o sobrescrito (T) indica a matriz transposta. Porém,

$$\frac{1}{N-1} \mathbf{F}^T \mathbf{F} = \mathbf{R} \quad (\text{A.3})$$

onde \mathbf{R} é a matriz de covariância. \mathbf{R} é simétrica de ordem M e na sua diagonal encontram-se as variâncias, ou seja:

$$r_{ij} = \sqrt{\sum_{k=1}^M (f_{ik} f_{kj}) / N - 1}$$

onde r_{ij} , são os elementos da matriz covariância.

Portanto (A.2) fica:

$$\text{var}(\mathbf{Z}) = \mathbf{E}^T \mathbf{R} \mathbf{E} = \mathbf{L} \quad (\text{A.4})$$

A coluna de \mathbf{E} são vetores característicos e pela imposição da segunda hipótese, a matriz variância de \mathbf{Z} reduz-se a matriz diagonal \mathbf{L} com $I_{ij} = 0$ para $i \neq j$ e $I_{ii} \geq 0$.

A variância total dos elementos de \mathbf{F} é dada pelo traço de \mathbf{R} . A variância total será preservada pela transformação \mathbf{E} , uma vez que se assume a hipótese de ortogonalidade. Pode-se mostrar então que a imposição destas duas hipóteses traduz-se num sistema linear homogêneo de m -equações e a m -incógnitas do tipo problema de autovalores:

$$(\mathbf{R} - \mathbf{L}\mathbf{I})\mathbf{E} = 0 \quad (\text{A.5})$$

onde \mathbf{I} é a matriz identidade. Esta equação combinada com a hipótese de ortogonalidade, permite mostrar que as variâncias das componentes principais \mathbf{Z} são dadas pelos autovalores \mathbf{L} da equação acima.

Para que a equação (A.5) tenha soluções não-triviais é necessário e suficiente que o determinante da matriz de coeficientes seja nulo:

$$\det(\mathbf{R} - \mathbf{L}\mathbf{I}) = 0 \quad (\text{A.6})$$

A expansão deste sistema dá origem a chamada equação característica para os autovalores λ , isto é, uma equação algébrica de ordem- m admitindo m raízes λ . As m soluções $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_m$ são reais e positivas pois \mathbf{R} é simétrica e positivamente definida.

Os parâmetros λ_m são conhecidos como os autovalores associados da matriz simétrica \mathbf{R} . Desde que \mathbf{R} é simétrica, seu traço é:

$$\sum_1^m r_{ij} = \sum_1^m I_i$$

onde cada λ_i explica uma fração da variância total

$$\frac{I_i}{\sum_1^m I_m}$$

para cada λ_m tem-se um autovetor associado. A primeira componente principal é aquela que tem a maior variância, sendo portanto dada pelo autovetor de coeficientes \mathbf{E}_{ij} que corresponde ao maior autovalor dentre os λ_i ; a segunda componente principal corresponde à segunda maior variância, portanto ao segundo maior autovalor, e assim por diante.

Sendo \mathbf{E} a matriz de autovetores que nos dá os padrões espaciais, para observar a variação de tais padrões no tempo uma solução natural é escrever

$$\mathbf{F}_{(x,t)} = \mathbf{E}_{(x,m)} \mathbf{C}_{(m,t)} \quad (\text{A.7})$$

onde $x = 1,2,\dots,M$; $t = 1,2,\dots,N$ e m o número de modos retidos. A matriz das séries temporais, pode ser obtida de:

$$\mathbf{C} = \mathbf{E}^T \mathbf{F}^T \quad (\text{A.8})$$

onde as linhas de C são as componentes principais (CP) associadas aos autovetores.

Cada CP pode ser interpretada como uma série temporal explicando uma porção da variância, e são também mutuamente ortogonais. É importante ressaltar que com isto pode-se calcular a matriz original dos dados.

$$\mathbf{F}^T = \mathbf{C} \mathbf{E} \quad (\text{A.9})$$

Como a variância é maximizada ocorre que um pequeno número destas componentes explica a maior parte da variância do conjunto de dados originais. Portanto, é possível ter-se uma boa estimativa dos principais padrões de variabilidade usando um pequeno número de componentes e com isso torna-se possível reexpressar as variáveis originais. Os primeiros autovetores da matriz simétrica R terão a mais alta semelhança do campo observado. O uso dos desvios normalizados assegura que cada desvio em cada ponto de observação dentro da área de estudo é de igual importância na determinação da forma da representação procurada. Assim, a análise por EOF oferece três resultados : 1) componentes principais; são séries temporais normalizadas; 2) autovalores ou porções da variância explicada da componente principal; 3) autovetores; padrões espaciais associados com cada componente principal.

APÊNDICE B

FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS ESTENDIDAS (EEOF)

As EEOF são obtidas procedendo-se ao cálculo das EOF combinadas para séries temporais defasadas em tempo (Weare e Nasstrom, 1982). Uma discussão ilustrativa das potencialidades do uso da técnica de EEOF é feita por Chen e Harr (1993).

Seja uma matriz $\mathbf{F}_{(N \times M)}$ com M variáveis e N observações. As EEOF são calculadas rearranjando a matriz de tal forma que k séries temporais sejam associadas a matriz \mathbf{F} . Estas séries temporais são obtidas deslocando-se a série original por um número t de incremento no tempo.

Em outras palavras a matriz rearranjada terá $(M \times k)$ variáveis, e cada uma dessas variáveis terá $(N - (k-t)t)$ elementos na sua série temporal. Por exemplo para $k=3$ e $t=1$, tem-se:

$$F_{(N-2, M \times 3)} = \{ \{ F_{N_1, M} \} \{ F_{N_2, M} \} \{ F_{N_3, M} \} \} \quad (\text{B.1})$$

onde :

$$N_1 = 1, \dots, N-2;$$
$$N_2 = 2, \dots, N-1$$
$$N_3 = 3, \dots, N$$

Posteriormente é encontrada a matriz de correlação \mathbf{R} da matriz \mathbf{F} rearranjada, e os autovalores e autovetores são calculados através do mesmo procedimento descrito para as EOF. Na análise de EEOF, um padrão oscilatório é representado por um par de modos que descrevem evoluções similares, e os correspondentes autovetores são

ortogonais entre si. Na análise de EOF, a cada modo corresponde um padrão, enquanto na análise de EEOF um modo é representado por uma seqüência temporal de k padrões correspondentes aos k passos de tempo

APÊNDICE C

ANÁLISE DE CORRELAÇÕES CANÔNICAS

Análise de Correlações Canônicas (ACC) é o topo da hierarquia dos modelos de regressão múltipla. Por exemplo, o mais simples modelo estatístico construído é quando faz-se regressão de uma única variável sobre a outra. Um passo adiante na hierarquia de modelos é a análise por regressão múltipla que relaciona um vetor de dados usados como preditores sobre uma única variável preditando. A seguir, a regressão multivariada trata de selecionar, de um grande conjunto de diferentes variáveis, os mais importantes preditores de uma única variável (preditando). ACC é a generalização de todas essas aproximações. É encontrada uma combinação linear ótima do vetor de dados preditor que explicará a maior variância no vetor de dados preditando. Ambos os campos, preditor e preditando, são campos completos de informação (Barnett e Preisendorfer, 1987).

A ACC é uma ferramenta eficaz para descrição de dados, verificação de modelos numéricos e construção de modelos estatísticos de previsão, propiciando o conhecimento de quais configurações tendem a ocorrer simultaneamente entre dois ou mais campos distintos e qual o grau de conexão entre eles.

Embora tenha sido introduzida por Hotelling em 1936, o método foi usado muito esporadicamente no passado. Glahn (1968) foi quem primeiramente mostrou a aplicação de ACC em campos meteorológicos. Recentemente, a aplicação de ACC em investigação climática tem recebido maior atenção (Graham et al., 1987; Barnett e Preisendorfer, 1987). Usado hoje operacionalmente pelo CPTEC, Repelli e Nobre 1996, construíram um modelo estatístico com ACC para prever anomalias de TSM no Atlântico Tropical. Esta técnica também foi usada por Barnston e Ropelewski (1992) para prever anomalias de TSM no Pacífico Equatorial.

A descrição detalhada da técnica pode ser encontrada em Barnett e Preisendorfer (1987). Aqui é apresentada uma compilação do exposto por esses autores.

Suponha que existem dois conjuntos de dados $\mathbf{Y}_{(y,t)}$ e $\mathbf{Z}_{(z,t)}$ onde os subscritos y e z indicam espaço e t indica tempo, ou seja

$$y = 1, NY$$

$$z = 1, NZ$$

$$t = 1, NT$$

Note que NY , NZ não necessitam serem iguais porém NT tem que ter as mesmas dimensões em ambos os conjuntos de dados. O objetivo de ACC é encontrar pares de séries temporais \mathbf{U} para \mathbf{Y} , tal que $(\mathbf{u}(t) = \mathbf{Y}\mathbf{r})$ e \mathbf{V} para \mathbf{Z} tal que $(\mathbf{v}(t) = \mathbf{Z}\mathbf{q})$, que são combinações lineares, e que a correlação entre eles seja máxima, isto é,

$$\frac{\sum uv}{(\sum u^2 \sum v^2)^{1/2}} = \max \quad (\text{C.1})$$

Supondo que \mathbf{Y} e \mathbf{Z} tenham média temporal \mathbf{Y}_m e \mathbf{Z}_m , as matrizes de covariâncias ficam:

$$\mathbf{S}_{zz} = \{(\mathbf{Z} - \mathbf{Z}_m)(\mathbf{Z} - \mathbf{Z}_m)^T\}/NT \quad (\text{C.2a})$$

$$\mathbf{S}_{yy} = \{(\mathbf{Y} - \mathbf{Y}_m)(\mathbf{Y} - \mathbf{Y}_m)^T\}/NT \quad (\text{C.2b})$$

$$\mathbf{S}_{yz} = (\mathbf{S}_{zy})^T = \{(\mathbf{Z} - \mathbf{Z}_m)(\mathbf{Y} - \mathbf{Y}_m)^T\}/NT \quad (\text{C.2c})$$

As séries temporais u e v são obtidas das matrizes de covariâncias (\mathbf{S}_{yy} , \mathbf{S}_{zz}) e da matriz de covariância cruzada (\mathbf{S}_{yz}), isto é:

$$\sum u^2 = \mathbf{r}^t \mathbf{S}_{yy} \mathbf{r} \quad (\text{C.3a})$$

$$\sum v^2 = q^t S_{zz} q \quad (\text{C.3b})$$

$$\sum uv = r^t S_{yz} q \quad (\text{C.3c})$$

onde o sobrescrito (^t) indica matriz transposta.

A correlação entre u e v torna-se:

$$r_{uv} = (r^t S_{yz} q) / [(r^t S_{yy} r)(q^t S_{zz} q)]^{1/2} \quad (\text{C.4})$$

Adicionada a limitação que:

$$r^t S_{yy} r = q^t S_{zz} q = 1 \quad (\text{C.5})$$

Então, o que se precisa fazer é maximizar $r^t S_{yz} q$, para que a correlação seja máxima.

Isso pode ser feito introduzindo multiplicadores lagrangeanos $\lambda/2$ e $\mu/2$, na função a ser maximizada na forma:

$$F_{(r,q)} = r^t S_{yz} q - \frac{\lambda}{2} (r^t S_{zz} r - 1) - \frac{\mu}{2} (q^t S_{yy} q - 1) \quad (\text{C.6})$$

Tomando-se as derivadas parciais de $F_{(r,q)}$ com respeito a r e q^t e fazendo-as iguais a vetor nulo, tem-se:

$$\frac{\partial F}{\partial r} = S_{yz} q - \lambda S_{yy} r = \vec{0} \quad (\text{C.7})$$

$$\frac{\partial F}{\partial q^T} = r^T S_{yz} - \mathbf{m}q^T S_{zz} = \vec{0} \quad (\text{C.8})$$

Multiplicando (C.7) por r^T e (C.8) por q , tem-se:

$$r^T S_{yz} q = \mathbf{1} (r^T S_{yy} r) = \mathbf{m} (q^T S_{zz} q) \quad (\text{C.9})$$

e como

$$r^T S_{yy} r = q^T S_{zz} q = 1 \quad (\text{C.10})$$

então $r^T S_{zy} q = \mathbf{1} = \mathbf{m}$ (máxima correlação).

Desde que $\lambda = \mu$, de (C.7) obtém-se:

$$S_{yz} q = \mathbf{m} S_{yy} r \quad (\text{C.11})$$

De (C.8) e usando $(r^T S_{yz})^T = S_{zy} r$ tem-se:

$$S_{zy} = \mathbf{m} S_{zz} q \quad (\text{C.12})$$

ou

$$q = \frac{1}{\mathbf{m}} S_{zy} r S_{zz}^{-1} \quad (\text{C.13})$$

Substituindo em (C.13) em (C.11), obtém-se:

$$S_{yz} \left(\frac{1}{\mathbf{m}} S_{yz} r S_{zz}^{-1} \right) = \mathbf{m} S_{yy} r \quad (\text{C.14})$$

Multiplicando (C.14) por $\mathbf{m} S_{yy}^{-1}$ e rearranjando os termos :

$$\left(S_{yy}^{-1} S_{yz} S_{zz}^{-1} S_{zy} - \mathbf{m}^2 I \right) r = 0 \quad (\text{C.15})$$

onde I é a matriz identidade e o sobrescrito (¹) indica matriz inversa. Solucionando o problema de autovalor de (C.15), obtém-se os autovalores μ^2 os quais representam as correlações canônicas quadradas entre u e v, e os autovetores $r_{(NY,NM)}$ dão os pesos para a transformação $Y \rightarrow u$. Similarmente os pesos de (q) da transformação de Z em q podem ser encontrado. Assim poderemos encontrar séries temporais desses padrões espaciais canônicos r e q:

$$u_{(NT,NM)} = Y_{(NT,NY)} r_{(NY,NM)} \quad (\text{C.16})$$

$$v_{(NT,NM)} = Z_{(NT,NZ)} q_{(NZ,NM)} \quad (\text{C.17})$$

O par u_1 e v_1 , denominado primeiros vetores de correlação canônica, tem a correlação λ_1 que é a maior possível para qualquer outro par de vetores. Também, um segundo par tem a segunda maior correlação λ_2 e assim por diante, sendo cada par composto de uma combinação linear das variáveis originais e cada um sendo não correlacionado com ambos vetores do primeiro par.

Quando o número de realizações (NT) é muito menor que o número de observações (NY ou NZ) a estimativa das matrizes inversas S_{yy}^{-1} e S_{zz}^{-1} , necessária em ACC pode não ser possível. Para evitar a degeneração das matrizes de autocovariância é

aconselhável reduzir-se os graus de liberdade espacialmente, antes da aplicação de ACC. Pode-se, por exemplo, projetar os dados em suas EOF e reter somente um número limitado de modos que explicam a maior fração da variância possível, fazendo assim uma pré-filtragem dos dados. Expressando os dados de entrada por EOF, as dimensões espaciais são transformadas em um número de modos retidos. Geralmente, o número de modos é pequeno, ainda que para campos com muitos números de pontos, é sempre menor do que NT.

A versão da técnica que combina EOF com ACC foi primeiramente descrita por Barnett e Preisendorfer (1987) e Graham et al. (1987).

Assume-se que as EOF, do conjunto de dados iniciais Y (preditor) e Z (preditando) já está calculada, e quantos modos são retidos. Os dois campos iniciais podem ser expressos como;

$$Y = \mathbf{a}_{(nt,na)} E_{(ny,na)}^T \quad (C.18)$$

$$Z = \mathbf{b}_{(nt,nb)} D_{(nz,nb)}^T \quad (C.19)$$

onde \mathbf{E} e \mathbf{D} são matrizes dos autovetores (padrões espaciais) de \mathbf{Y} e \mathbf{Z} , respectivamente e $\alpha_{(nt,n\alpha)}$, $\beta_{(nt,n\beta)}$ são as componentes principais. Primeiro, forma-se a matriz de correlação cruzada das amplitudes temporais (α e β) das EOF

$$\mathbf{C} = \Gamma_k^{-1/2} \alpha \beta^T \Gamma_\lambda^{-1/2} \quad (C.20)$$

onde $\Gamma_k^{-1/2}$ e $\Gamma_\lambda^{-1/2}$ representam as matrizes que contém as inversas das raízes quadradas dos autovalores das EOF de Y e Z , respectivamente. A matriz \mathbf{C} representa a correlação entre as CP normalizadas do lado do preditor e predictando. As dimensões de \mathbf{C} são

reduzidas para o número de modos retidos do preditor (r) e o número de modos retidos do preditando (q), então:

$$\mathbf{C}^* = \mathbf{C} \mathbf{C}^T \quad (\text{C.21})$$

Com (C.21), obtém-se uma equação análoga a (C.15). O problema de autovalor agora fica:

$$(\mathbf{C}^* - \mathbf{m}^2 \mathbf{I})\mathbf{r} = 0 \quad (\text{C.22})$$

Como em (C.15) os autovalores obtidos de (C.22) representam as correlações quadradas entre as amplitudes temporais dos modos canônicos, e a matriz de autovetores \mathbf{r} associada dá os pesos para as EOF. Para encontrarmos a função temporal canônica, temos:

$$\mathbf{u} = \mathbf{a} \mathbf{\Gamma}_k^{-1/2} \mathbf{r}_{(N \mathbf{a}, NM)} \quad (\text{C.23})$$

onde a matriz $\mathbf{\Gamma}_k^{-1/2}$ normaliza as amplitudes da EOF para unidades de variância. Portanto, normaliza a matriz \mathbf{u} também. Assim como as séries temporais canônicas são combinações das amplitudes das EOF, os padrões espaciais canônicos são combinações lineares das amplitudes espaciais, isto é

$$\mathbf{g} = \mathbf{E} \mathbf{\Gamma}_k^{-1/2} \mathbf{r}_{(N \mathbf{a}, NM)} \quad (\text{C.24})$$

tal que

$$\hat{\mathbf{Y}} \mathbf{g} = \mathbf{u} \quad (\text{C.25})$$

\hat{Y} é a matriz \mathbf{Y} reconstruída. Em outras palavras, g representa as correlações entre as séries temporais de Y em cada ponto de observação e os diversos modos canônicos de u . Se a porcentagem da variância contida pelo modo (i) da EOF são armazenados em P_i , então, a fração da variância de Y contida por cada modo canônico particular é:

$$P_m^y = \sum_{i=1}^{Na} r_{i,m}^2 P_i \quad (C.26)$$

Para o preditando, por analogia tem-se as expressões temporais (v) e espaciais (h) e a variância.

$$v = \mathbf{bG}_k^{-1/2} q \quad (C.27)$$

$$h = \mathbf{DG}_k^{-1/2} q_{(Nb, NM)} \quad (C.28)$$

$$P_m^z = \sum_{j=1}^{Nb} q_{j,m}^2 P_j \quad (C.29)$$

Os mapas g e h (um par para cada modo) são chamados padrões canônicos, ou mapas canônicos, e são de suma importância porque suas correlações, se significantes, mostram os padrões mais relevantes de variabilidade que ocorrem ao mesmo tempo para ambos os campos. O último passo é derivar a equação de regressão expressando os modos canônicos em termos das variáveis originais. Definindo um coeficiente de regressão (S) para converter o preditor canônico u em preditandos das EOF (β). Pelo fato que u são ortogonais, estes coeficientes são:

$$S_{m,j} = \langle u_m \mathbf{b}_j \rangle \quad (C.30)$$

tal que

$$\hat{\mathbf{b}} = u\mathbf{S} \tag{C.31}$$

Multiplicando (C.31) por \mathbf{D}^T , e usando a identidade $\hat{\mathbf{Z}} = \hat{\mathbf{b}}\mathbf{D}^T$ obtemos a relação entre u e Z:

$$\hat{\mathbf{Z}} = u\mathbf{S}\mathbf{D}^T \tag{C.32}$$

Substituindo (C.23) em (C.32), e usando a identidade $\mathbf{a} = \mathbf{Y}\mathbf{E}$, temos; $\hat{\mathbf{Z}} = \mathbf{Y}\mathbf{g}\mathbf{S}\mathbf{D}^T$, que é o campo reconstruído de Z.

APÊNDICE D

MODELO OCEÂNICO DINÂMICO

O modelo numérico de coordenadas isopícnais foi desenvolvido na Universidade de Miami por Bleck e Boudra (1986). Amplamente aceito pela comunidade científica, o modelo de coordenadas isopícnais da Universidade de Miami (MICOM) representa o “estado da arte” da modelagem oceânica. A principal característica desse modelo é a substituição, na vertical, das coordenadas cartesianas usuais por coordenadas isopícnais, ou seja, superfícies de densidade constantes. Dentro dessa representação o oceano é visto como um empilhamento de camadas, sendo cada uma delas caracterizada por um valor constante de densidade e governada por equações dinâmicas similares às equações de água rasa.

Porém, no intuito de representar numericamente a variedade de processos físicos ocorrendo na camada de mistura dos oceanos, a primeira camada no modelo isopícnal é usualmente definida como uma camada não isopícnal onde é permitido as variabilidades termodinâmicas evoluírem continuamente no domínio x , y e t . A profundidade da camada de mistura é tipicamente determinada pela imposição de que fontes e sumidouros de energia cinética turbulenta, forçante vento, mudanças de flutuabilidade na superfície e o entranhamento de águas mais densas, estão em balanço durante toda a integração.

A transferência de calor entre o oceano e a atmosfera possui um considerável efeito na flutuabilidade, desta forma a profundidade da camada de mistura apresenta variações sazonais bem marcadas ao longo do ano. Conseqüentemente, a camada de mistura poderá trocar massa com outras camadas isopícnais. Esse processo é denominado entranhamento/desentranhamento da camada de mistura. Detalhes numéricos, parametrizações e algoritmos de troca de massa, momentum e calor da camada de

mistura para as demais camadas do MICOM podem ser encontradas em Bleck et al. (1989); Bleck et al. (1992).

D.1 - Equações Governantes

MICOM é um modelo baseado nas equações primitivas, contendo cinco equações prognósticas: uma para cada componente horizontal da velocidade, uma equação da continuidade da massa (ou equação de tendência da espessura da camada) e equações de conservação para duas variáveis termodinâmicas (densidade e salinidade na camada de mistura, e temperatura e salinidade nas camadas isopícnais). Essas equações são complementadas por equações diagnósticas incluindo a equação hidrostática, uma equação de estado, e uma equação de balanço da energia cinética turbulenta, associada à profundidade da camada de mistura.

D.2 - O Esquema de Diferenciação no Tempo

Em contraste a alguns modelos oceânicos que filtram ondas de gravidade utilizando uma “tampa rígida” na superfície do oceano, o MICOM utiliza um esquema “explícito-dividido” para calcular separadamente as componentes barotrópicas e baroclínicas do campo das variáveis prognósticas (Bleck e Smith, 1990). A componente barotrópica da solução avança no tempo com um esquema avançado-atrasado, partindo do campo de massa ‘velho’ para resolver a equação da continuidade e então usando o “novo” campo de pressão nas equações de momentum. Um passo de tempo substancialmente maior é utilizado em esquema “leap-frog” avançando a parte baroclínica da solução. Os dois esquemas interagem a cada passo de tempo baroclínico.

Integração explícita do modo barotrópico tem a vantagem de permitir o cálculo do campo de elevação de superfície, uma variável importante para comparações diretas com valores medidos ou dados altimétricos.

D.3 - A Grade de Diferenças Finitas

As equações são resolvidas em uma grade horizontal regular em projeção Mercator. Dessa forma, uma grade com tamanho de n graus de longitude terá um tamanho na direção meridional na latitude ϕ ($n \cos \phi$) graus. As variáveis do campo de massa e velocidade são representadas de tal forma que os pontos de grade para as velocidade u e v são colocados a meio caminho dos pontos de grade para o campo de massa, nas direções x e y respectivamente (Figura D.1). Esse tipo de grade, conhecida como grade “C” de Arakawa (Arakawa e Lamb, 1977), é mais adequada por representar melhores resultados em simulações com alta resolução.

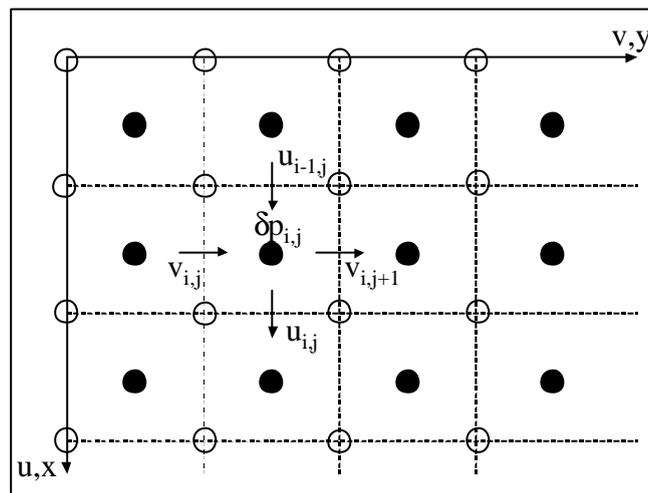


Figura D.1 - Grade “C” de Arakawa. As componentes zonal e meridional da velocidade (u, v) são consideradas em pontos de grade ao redor de pontos centrais com os valores das variáveis de massa ($T, S, \delta P$). δP representa as espessuras das camadas em unidade de pressão.

As variáveis termodinâmicas e o vetor velocidade v são tratados como variáveis de camada, pois apresentam-se verticalmente constantes dentro de cada camada mas

sofrem mudanças descontínuas através das interfaces entre as camadas. Por outro lado, p , z e dp/ds são variáveis definidas nas interfaces.

D.4 - Forçantes Atmosféricas

O modelo requer como forçantes superficiais a tensão de cisalhamento do vento a 10m da superfície do mar, balanço radiativo, os fluxos turbulentos de calor sensível e latente. Como esses fluxos turbulentos de calor são expressos em função de diferença de temperatura entre o ar e mar, é necessário fornecer ao modelo os valores de temperatura e da razão de mistura do ar tomados ambos, ao nível do mar (Bleck et al., 1989).