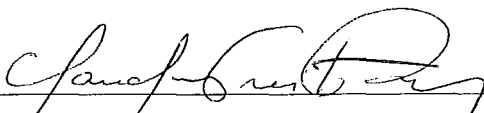


ESTUDO NUMÉRICO SOBRE TELE-CONEXÃO ATMOSFÉRICA ENTRE
FENÔMENOS OCEÂNICOS DO PACÍFICO EQUATORIAL E DO ATLÂNTICO
SUL

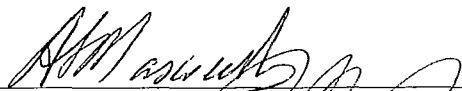
Audalio Rebelo Torres Junior

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS
PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE
FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS
NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS
EM ENGENHARIA OCEÂNICA .

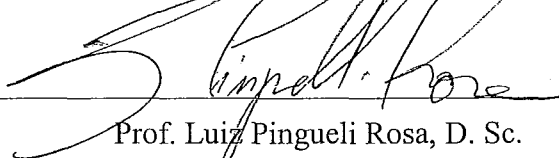
Aprovada por:



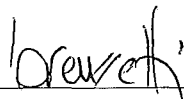
Prof. Claudio Freitas Neves, Ph. D.



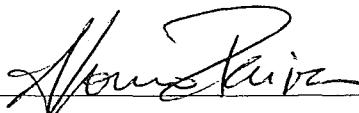
Prof. Affonso da Silveira Mascarenhas Júnior, Ph. D.



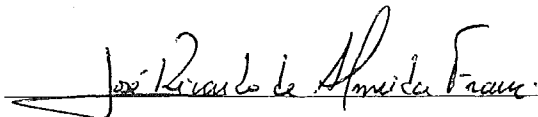
Prof. Luiz Pinguelli Rosa, D. Sc.



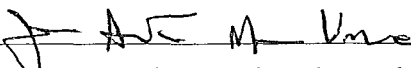
Prof. João Antônio Lorenzetti, Ph. D.



Prof. Afonso de Moraes Paiva, Ph. D.



Prof. José Ricardo de Almeida França, D. Sc.



José Antônio Moreira Lima, Ph. D.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

JUNHO DE 2005

TORRES JUNIOR, AUDALIO REBELO

Estudo numérico sobre tele-conexão
atmosférica entre fenômenos oceânicos
do Pacífico Equatorial e do Atlântico Sul
[Rio de Janeiro] 2005

XIII, 147 p. 27.9 cm (COPPE/UFRJ, C. Sc.,
Engenharia Oceânica, 2005)

Tese – Universidade Federal do Rio de
Janeiro, COPPE.

1. Modelagem Atmosférica, 2. Modelagem
Oceânica, 2. Circulação Oceânica do Atlântico
Sul, 3. Circulação Atmosférica do Atlântico
Sul, 5. El Niño

I. COPPE/UFRJ II. Título (série)

Eu guardo em mim
Dois corações
Um que é do mar
.....

Danilo Caymmi

AGRADECIMENTOS

Aos Doutores Claudio Freitas Neves, Affonso da Silveira Mascarenhas e Julio Buchmann por sua valiosa orientação e boa vontade durante a execução deste trabalho.

Aos professores, colegas e funcionários da COPPE, especialmente a Glace Farias da Costa.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

ESTUDO NUMÉRICO SOBRE TELE-CONEXÃO ATMOSFÉRICA ENTRE
FENÔMENOS OCEÂNICOS DO PACÍFICO EQUATORIAL E DO ATLÂNTICO
SUL

Audalio Rebelo Torres Junior

Junho/2005

Orientadores: Claudio Freitas Neves

Affonso da Silveira Mascarenhas Jr

Programa: Engenharia Oceânica

Neste trabalho é demonstrado como, nas escalas sazonal e interanual, a Alta Subtropical do Atlântico Sul em resposta às anomalias de temperatura da superfície do mar no Pacífico equatorial e via circulação de Walker e Hadley, influencia a profundidade e conseqüentemente a disponibilidade da Água Central do Atlântico Sul ao bombeamento de Ekman, na bacia sudoeste do Atlântico Sul. Foram utilizados dados das reanálises do National Center for Environmental Prediction e do experimento de assimilação de dados do Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, bem como realizadas simulações da atmosfera em escala global, aplicando o Community Climate Model do National Center for Atmospheric Research e, simulações oceânicas em escala de bacia com o Princeton Ocean Model.

Os resultados dos modelos mostraram alterações no padrão de circulação das células de Hadley e Walker, implicando no comportamento da Alta Subtropical do Atlântico. O Oceano respondeu com aumento do transporte da Corrente do Brasil e intensificação da corrente das Malvinas. A ACAS ficou mais rasa respondendo à variação do balanço de Sverdrup.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D. Sc.)

NUMERICAL STUDY ON ATMOSPHERIC TELECONNECTION BETWEEN
EQUATORIAL PACIFIC OCEANIC PHENOMENA AND THE SOUTH
ATLANTIC

Audalio Rebelo Torres Junior

June/2005

Advisors: Claudio Freitas Neves

Affonso da Silveira Mascarenhas Jr

Department: Ocean Engineering

In this study it is demonstrated how the South Atlantic Subtropical High, in response to the equatorial Pacific sea surface temperature anomalies, via Walker and Hadley circulations, influences the depth and consequently the availability of the South Atlantic Central Water to Ekman pumping in the South Atlantic southwestern basin at seasonal and interannual scales. The National Center for Environmental Prediction Reanalysis data and the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory oceanic data assimilation experiment were analyzed, as well as the global scale atmospheric computational simulations, using the Community Climate Model of the National Center for Atmospheric Research, also basin scale oceanic simulations were performed using the Princeton Ocean Model.

The models results had shown alterations in the circulation pattern of the Hadley and Walker cells, implying in the behavior of the Atlantic Subtropical High. The Ocean answered with increase of the transport of the Brazil current and intensification of the Falklands current. The ACAS was shallowest in response to the Sverdrup balance variation.

ÍNDICE DO TEXTO

1. INTRODUÇÃO	1
2. METODOLOGIA	7
2.2. OS DADOS DO PROJETO DAS REANÁLISES NCEP	12
2.3. OS DADOS DO MODULAR OCEAN MODEL	13
2.4. O COMMUNITY CLIMATE MODEL (CCM).....	16
2.4.1. <i>Equações fundamentais</i>	17
2.4.2. <i>Solução numérica</i>	20
2.4.3. <i>O modelo de solo (Land Surface Model –LSM)</i>	23
2.5. O PRINCETON OCEAN MODEL	25
3. RESULTADOS	29
3.1. A RESSURGÊNCIA DE CABO FRIO.....	29
3.2. ANÁLISE DOS DADOS DO NCEP	31
3.3. ANÁLISE DOS DADOS DO MODULAR OCEAN MODEL	39
3.4. APLICAÇÃO DO COMMUNITY CLIMATE MODEL (CCM)	56
3.5. APLICAÇÃO DO PRINCETON OCEAN MODEL	95
4. DISCUSSÃO E CONCLUSÃO	116
5. REFERÊNCIAS	124
APÊNDICE A	139
APÊNDICE B	147

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 2.1.1 ÍNDICE DE RESSURGÊNCIA CALCULADO PARA O CAMPO MÉDIO DE TENSÃO DO VENTO OBTIDO DAS REANÁLISES DO NCEP (1948-1999) PARA O MÊS DE JANEIRO	10
FIGURA 2.1.2 AMPLIAÇÃO DA FIGURA DO ÍNDICE DE RESSURGÊNCIA CALCULADO PARA O CAMPO MÉDIO DE TENSÃO DO VENTO OBTIDO DAS REANÁLISES DO NCEP (1948-1999) PARA O MÊS DE JANEIRO	11
FIGURA 2.1.3 AMPLIAÇÃO DA FIGURA DO ÍNDICE DE RESSURGÊNCIA CALCULADO PARA O CAMPO MÉDIO DE TENSÃO DO VENTO OBTIDO DAS REANÁLISES DO NCEP (1948-1999) PARA O MÊS DE JULHO	11
FIGURA 2.2.1 TEMPERATURA VIRTUAL (KELVIN) AO NÍVEL DE 1000 HPA, PROMEDIADA SOBRE O PACÍFICO EQUATORIAL, ILUSTRANDO O SALTO PROVOCADO PELA INCLUSÃO DE NOVAS METODOLOGIAS NO GDAS. (EXTRAÍDO DE [KISTLER ET AL., 2001]	12
FIGURA 2.3.1.1 GRADE E ÁREA DO EXPERIMENTO COM O MOM/ODA [SCHNEIDER ET AL., 2003]	14
FIGURA 2.4.1.1 DISCRETIZAÇÃO VERTICAL DO CCM (EXTRAÍDO DE KIEHL ET AL., 1996).	17
FIGURA 2.4.2.1 TRUNCAMENTO PENTAGONAL (DISTRIBUIÇÃO DOS PARÂMETROS) EXTRAÍDO DE KIEHL ET ALI, 1996)	21
FIGURA 2.5.1 SISTEMA DE COORDENADAS SIGMA – EXTRAÍDO DE MELLOR, [MELLOR, 2003]	28
FIGURA 3.1.1 SÉRIE DE MÉDIAS MENSAIS DE TEMPERATURA PARA A REGIÃO DE ARRAIAL DO CABO (RJ)	30
FIGURA 3.1.2 SÉRIE DE ANOMALIAS DAS MÉDIAS MENSAIS DE TEMPERATURA PARA A REGIÃO DE ARRAIAL DO CABO (RJ)	30
FIGURA 3.2.5 VORTICIDADE MÉDIA DO VENTO À SUPERFÍCIE PARA O PERÍODO DE 1948 A 1999 EM S^{-1}	34
FIGURA 3.2.6 VORTICIDADE MÉDIA DO VENTO À SUPERFÍCIE NA ÁREA COMPREENDIDA ENTRE AS LATITUDES DE 30 E 20 GRAUS SUL E 50 E 38 GRAUS OESTE, PARA CADA MÊS DO ANO EM S^{-1}	35
FIGURA 3.2.7 ANOMALIA DO ROTACIONAL DO VENTO À SUPERFÍCIE PARA DEZEMBRO DE 1972 EM S^{-1}	36
FIGURA 3.2.8 ANOMALIA DO ROTACIONAL DO VENTO À SUPERFÍCIE PARA DEZEMBRO DE 1982 EM S^{-1}	37
FIGURA 3.2.9 ANOMALIA DO ROTACIONAL DO VENTO À SUPERFÍCIE PARA DEZEMBRO DE 1985 EM S^{-1}	37
FIGURA 3.2.10 ANOMALIA DA TSM (CELSIUS) NO PACÍFICO EQUATORIAL VERSUS A ANOMALIA DO ROTACIONAL (S^{-1}) NA REGIÃO DE INTERESSE. OS MESES INCIAM EM SETEMBRO DE 81, O DÉCIMO SEXTO MÊS EQUIVALE A DEZEMBRO DE 82 (EL NIÑO).	38
FIGURA 3.3.1 DIFERENÇA ENTRE A TSM MÉDIA DE JANEIRO DE 1982 E MÉDIA – (ODA/GFDL/MOM)	39

FIGURA 3.3.2 CAMPO DE ANOMALIA DE TSM REPRESENTANDO O EL NIÑO DE 1982 (DEZEMBRO) OBTIDA DA NASA/JPL	40
FIGURA 3.3.3 CAMPO DE CORRENTE MÉDIA DE JANEIRO DE 85 DA CAMADA SUPERFICIAL (CM/S) ODA/GFDL/MOM	40
FIGURA 3.3.5 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO ANOMALIA DA COMPONENTE MERIDIONAL DAS CORRENTES (CM/S) NA LATITUDE DE 20 GRAUS SUL. PROFUNDIDADES EM METROS. ODA/GFDL/MOM.	43
FIGURA 3.3.6 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO ANOMALIA DA COMPONENTE MERIDIONAL DAS CORRENTES (CM/S) NA LATITUDE DE 20 GRAUS SUL. PROFUNDIDADES EM METROS. ODA/GFDL/MOM.	43
FIGURA 3.3.7 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO ANOMALIA DA COMPONENTE MERIDIONAL DAS CORRENTES (CM/S) NA LATITUDE DE 20 GRAUS SUL. PROFUNDIDADES EM METROS. ODA/GFDL/MOM.	44
FIGURA 3.3.8 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO ANOMALIA DA COMPONENTE MERIDIONAL DAS CORRENTES (CM/S) NA LATITUDE DE 27 GRAUS SUL. PROFUNDIDADES EM METROS. ODA/GFDL/MOM.	44
FIGURA 3.3.9 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO ANOMALIA DA COMPONENTE MERIDIONAL DAS CORRENTES (CM/S) NA LATITUDE DE 27 GRAUS SUL. PROFUNDIDADES EM METROS. ODA/GFDL/MOM.	45
FIGURA 3.3.10 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO ANOMALIA DA COMPONENTE MERIDIONAL DAS CORRENTES (CM/S) NA LATITUDE DE 27 GRAUS SUL. PROFUNDIDADES EM METROS. ODA/GFDL/MOM.	45
FIGURA 3.3.11 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A ANOMALIA DA COMPONENTE ZONAL DAS CORRENTES (CM/S) NA LONGITUDE DE 30 GRAUS OESTE EM DEZEMBRO DE 1982. PROFUNDIDADES EM METROS. ODA/GFDL/MOM.	46
FIGURA 3.3.12 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A ANOMALIA DA COMPONENTE ZONAL DAS CORRENTES (CM/S) NA LONGITUDE DE 35 GRAUS OESTE EM DEZEMBRO DE 1982. PROFUNDIDADES EM METROS. ODA/GFDL/MOM.	47
FIGURA 3.3.13 ANOMALIA DO CAMPO DE VELOCIDADE À SUPERFÍCIE, NA REGIÃO EQUATORIAL, PARA O MÊS DE JANEIRO DE 1982. ODA/GFDL/MOM.	48
FIGURA 3.3.14 ANOMALIA DO CAMPO DE VELOCIDADE À SUPERFÍCIE, NA REGIÃO EQUATORIAL, PARA O MÊS DE JULHO DE 1982. ODA/GFDL/MOM.	48
FIGURA 3.3.15 ANOMALIA DO CAMPO DE VELOCIDADE À SUPERFÍCIE, NA REGIÃO EQUATORIAL, PARA O MÊS DE DEZEMBRO DE 1982. ODA/GFDL/MOM.	49
FIGURA 3.3.16 SEQUÊNCIA DE MÉDIAS MENSIS DE ANOMALIA DO CAMPO DE VELOCIDADE A SUPERFÍCIE, NA REGIÃO DO BORDO OESTE DA BACIA DO ATLÂNTICO SUL. ODA/GFDL/MOM.....	50
FIGURA 3.3.20 ANOMALIA DO CAMPO DE VELOCIDADE À SUPERFÍCIE, PARA O MÊS DE JANEIRO DE 1982. ODA/GFDL/MOM.	52
FIGURA 3.4.1 NÚMERO DE REALIZAÇÕES NECESSÁRIAS PARA ESTIMAR UMA MÉDIA SAZONAL COM TEMPERATURAS DO AR COM ERRO DE 0.5 K COM 95 % DE CONFIANÇA – ADAPTADO DE [WEHNER, 1998; WEHNER, 2000].	57
FIGURA 3.4.2 NÚMERO DE REALIZAÇÕES NECESSÁRIAS PARA ESTIMAR UMA MÉDIA SAZONAL DE PRESSÃO AO NÍVEL DO MAR COM ERRO DE 1.0 HPA COM 95 % DE CONFIANÇA – ADAPTADO DE [WEHNER, 1998; WEHNER, 2000].	57
FIGURA 3.4.3 NÚMERO DE REALIZAÇÕES NECESSÁRIAS PARA ESTIMAR UMA MÉDIA SAZONAL DE PRECIPITAÇÃO COM ERRO DE 10 % COM 95 % DE CONFIANÇA – ADAPTADO DE [WEHNER, 1998; WEHNER, 2000].	58
FIGURA 3.4.4 NÚMERO DE REALIZAÇÕES NECESSÁRIAS PARA ESTIMAR UMA MÉDIA SAZONAL ZONAL COM TEMPERATURAS DO AR COM ERRO DE 0.5 K COM 95 % DE	

CONFIANÇA. AS UNIDADES DO EIXO VERTICAL É HPA – ADAPTADO DE [WEHNER, 1998; WEHNER, 2000].	58
FIGURA 3.4.5 PERFIL MÉDIO DAS CLIMATOLOGIAS DE OZÔNIO MEDIADAS ZONALMENTE DE DUTSCH [DUTSCH, 1978], UTILIZADA NO CCM, E A DE SUNY (ALBANY) À DIREITA ADALPTADO DE DOYLE – [BOYLE, 1997].	59
FIGURA 3.4.6 DIFERENÇA ENTRE O CAMPO DE PRESSÃO À SUPERFÍCIE (HPA), PARA O MÊS DE SETEMBRO, DO ANO 3 E DO ANO 2 RELATIVA AO ANO 2.	61
FIGURA 3.4.7 DIFERENÇA ENTRE O CAMPO COMPONENTE ZONAL DO VENTO (M/S) AO NÍVEL DE 850 HPA, PARA O MÊS DE SETEMBRO, DO ANO 3 E DO ANO 2, RELATIVA AO ANO 2.	62
FIGURA 3.4.8 SÉRIE TEMPORAL (3 ANOS) DE TEMPERATURA (K) EM ALTITUDE (HPA) NO PONTO DE COORDENADAS -23 GRAUS DE LATITUDE E -40 GRAUS DE LONGITUDE.	62
FIGURA 3.4.9 SÉRIE TEMPORAL (3 ANOS) DE TEMPERATURA (K) À SUPERFÍCIE NO PONTO DE COORDENADAS -23 GRAUS DE LATITUDE E -40 GRAUS DE LONGITUDE.	63
FIGURA 3.4.10 TEMPERATURA DO AR PRÓXIMA À SUPERFÍCIE DO MAR, CLIMATOLOGIA DO COADS PARA JANEIRO, MEDIADO PARA OS ANOS DE 1946 A 1989.	64
FIGURA 3.4.11 TEMPERATURA DO AR (CELSIUS) PRÓXIMA À SUPERFÍCIE DO MAR, CLIMATOLOGIA DO CCM PARA JANEIRO.	64
FIGURA 3.4.12 CLIMATOLOGIA DO PSEUDO-STRESS DE HELLERMAN & ROSENSTEIN PARA O PERÍODO DE VERÃO (EXTRAÍDO DE MASCARENHAS [MASCARENHAS JR ET AL., 2001]).	65
FIGURA 3.4.13 CLIMATOLOGIA DE VENTOS AO NÍVEL DE 1000 HPA PRODUZIDA COM OS DADOS DAS REANÁLISES DO NCEP, PARA JANEIRO EM M/S.	66
FIGURA 3.4.15 CLIMATOLOGIA DO PSEUDO-STRESS DE HELLERMAN & ROSENSTEIN PARA O PERÍODO DE INVERNO (EXTRAÍDO DE MASCARENHAS [MASCARENHAS JR ET AL., 2001]).	67
FIGURA 3.4.17 CLIMATOLOGIA DE VENTOS EM 992.5 HPA PRODUZIDA COM O CCM PARA JULHO EM M/S.	68
FIGURA3.4.18 FUNÇÃO PESO TEMPORAL, APLICADA AO PULSO DE TSM PARA PRODUZIR DIFERENTES INICIALIZAÇÕES PARA O CCM.	69
FIGURA 3.4.19 ERRO PERCENTUAL ENTRE OS COMPONENTES DA MÉDIA POR CONJUNTO EM RELAÇÃO À MAGNITUDE DA VELOCIDADE AO NÍVEL DE 992.5 HPA.	70
FIGURA 3.4.20 DESVIO PADRÃO (HPA) DA MÉDIA DOS 32 MODELOS RELATIVOS À PRESSÃO A SUPERFÍCIE EM DEZEMBRO JANEIRO E FEVEREIRO DOS ANOS DE 1979 A 1988.	71
FIGURA 3.4.21 COMPARAÇÃO ENTRE OS 32 MODELOS ATMOSFÉRICOS GLOBAIS INCLUÍDOS NO PROJETO AMIP. OS GRÁFICOS REPRESENTAM MÉDIAS ZONAIS PARA O PERÍODO DE 1979 A 1988. A ESQUERDA TEMOS A PRESSÃO MÉDIA À SUPERFÍCIE E A ESQUERDA A TEMPERATURA MÉDIA DO AR À SUPERFÍCIE.	71
TABELA 3.4.1 MODELOS UTILIZADOS NO PROJETO DE INTERCOMPARAÇÃO DE MODELOS ATMOSFÉRICOS [GATES ET AL., 1998]	71
FIGURA 3.4 22 EVOLUÇÃO DA ANOMALIA DE TSM NO PACÍFICO EQUATORIA EM 1982, FONTE NASA/JPL	73
FIGURA 3.4 23 EVOLUÇÃO DA ANOMALIA DE TSM NO PACÍFICO EQUATORIA EM 1983, FONTE NASA/JPL	73
FIGURA 3.4 24 DISTRIBUIÇÕES GAUSSIANAS, QUE COMBINADAS FORNECEM A FUNÇÃO TEÓRICA PARA FORÇAR O CCM COM UM EVENTO EL NIÑO. O EIXO VERTICAL DA DISTRIBUIÇÃO NO ESPAÇO SÃO LATITUDES.	75
FIGURA 3.4.25 CAMPOS DE ANOMALIA DE TSM TEÓRICA E DA RESPOSTA DA ATMOSFERA MODELADA EM BAIXOS NÍVEIS (992 HPA) NO 16 ^o MÊS DE INTEGRAÇÃO.	76

FIGURA 3.4.26 CAMPOS DE –OMEGA EM 500 HPA, PARA O CASO CONTROLE E PARA O CAMPO DE ANOMALIA NO 16 ^o MÊS DE INTEGRAÇÃO.	77
FIGURA 3.4.27 CAMPOS DE –OMEGA, PARA O CASO CONTROLE E PARA O CAMPO DE ANOMALIA, NA VERTICAL, NA LATITUDE DE -4 GRAUS SUL NO 16 ^o MÊS DE INTEGRAÇÃO.	78
FIGURA 3.4.28 CAMPOS DE –OMEGA, PARA O CASO DE PERTURBADO E PARA O CAMPO ANOMALIA DE TEMPERATURA, NA VERTICAL, NA LATITUDE DE -4 GRAUS SUL, COM SUPERPOSIÇÃO DE VETORES INDICATIVOS DA DIREÇÃO DO ESCOAMENTO EM 16 MESES DE INTEGRAÇÃO.	79
FIGURA 3.4.29 PERFIL VERTICAL DE DA COMPONENTE ZONAL ANÔMALA NA LONGITUDE DE 0 GRAUS EM 16 MESES DE INTEGRAÇÃO.	80
FIGURA 3.4.30 PERFIL VERTICAL DE DA COMPONENTE ZONAL ANÔMALA NA LONGITUDE DE 30 GRAUS OESTE EM 16 MESES DE INTEGRAÇÃO.	81
FIGURA 3.4.31 PERFIL VERTICAL DE DA COMPONENTE MERIDIONAL ANÔMALA NA LATITUDE DE 20 GRAUS SUL EM 16 MESES DE INTEGRAÇÃO.	82
FIGURA 3.4.32 ANOMALIA DE –OMEGA, NO NÍVEL DE 700 HPA EM 16 MESES DE INTEGRAÇÃO.	83
FIGURA 3.4.33 ANOMALIA DE –OMEGA, NA VERTICAL, NA LATITUDE DE 7 GRAUS SUL, EM 16 MESES DE INTEGRAÇÃO.	84
FIGURA 3.4.34 CORTE VERTICAL NA LATITUDE DE -4 GRAUS SUL, DA COMPONENTE ZONAL ANÔMALA.	85
FIGURA 3.4.35 CORTE ZONAL NA LATITUDE DE 25 SUL (PRÓXIMO AO CENTRO DO ASAS), MOSTRANDO A COMPONENTE MERIDIONAL DO VENTO EM DEZEMBRO (16 ^o MÊS DE INTEGRAÇÃO).	86
FIGURA 3.4.36 CORTE ZONAL NA LATITUDE DE 32 SUL PRÓXIMO AO CENTRO DO ASAS), MOSTRANDO A COMPONENTE MERIDIONAL ANÔMALA DO VENTO EM DEZEMBRO (16 ^o MÊS DE INTEGRAÇÃO).	87
FIGURA 3.4.37 CORTE VERTICAL MERIDIONAL NA LONGITUDE DE 40 OESTE, DA COMPONENTE ZONAL (M/S) DO CASO CONTROLE.	88
FIGURA 3.4.38 CORTE VERTICAL MERIDIONA NA LONGITUDE DE 40 OESTE, L DA COMPONENTE ZONAL (M/S) DO CASO PERTURBADO – EL NIÑO.	88
FIGURA 3.4.39 CORTE MERIDIONAL NA LONGITUDE DE 40 OESTE, MOSTRANDO A COMPONENTE ZONAL ANÔMALA DO VENTO EM DEZEMBRO (16 ^o MÊS DE INTEGRAÇÃO).	89
FIGURA 3.4.40 PERFÍLS VERTICAIS TRANSPORTE MERIDIONAL MÉDIO ENTRE AS LONGITUDES DE 40 ^o OESTE E 15 ^o OESTE, E ENTRE AS LATITUDES DE 20 ^o SUL E 10 ^o SUL, EM DEZEMBRO (16 ^o MÊS DE INTEGRAÇÃO). A LINHA NEGRA COM CÍRCULOS NÃO PREENCHIDOS É O PERFIL DO CASO CONTROLE, O PERFIL VERDE COM CÍRCULOS PREENCHIDOS É O DO CASO PERTURBADO (EL NIÑO) E O PERFIL AMARELO É A ANOMALIA.	90
FIGURA 3.4.41 PERFÍLS VERTICAIS TRANSPORTE ZONAL MÉDIO ENTRE AS LATITUDE DE 20 ^o SUL E 20 ^o NORTE E AS LONGITUDES DE 30 ^o OESTE E 20 ^o OESTE, EM DEZEMBRO (16 ^o MÊS DE INTEGRAÇÃO). A LINHA NEGRA COM CÍRCULOS NÃO PREENCHIDOS É O PERFIL DO CASO CONTROLE, O PERFIL VERDE COM CÍRCULOS PREENCHIDOS É O DO CASO PERTURBADO (EL NIÑO) E O PERFIL AMARELO É A ANOMALIA.	91
FIGURA 3.4.42 ANOMALIA DE VORTICIDADE DO VENTO, EM 992 HPA, MODELADA PARA O OUTUBRO/NOVEMBRO.	92
FIGURA 3.4.43 ANOMALIA DE VORTICIDADE DO VENTO , EM 992 HPA, MODELADA PARA O NOVEMBRO/DEZEMBRO.	92
FIGURA 3.4.44 ANOMALIA DE VORTICIDADE DO VENTO , EM 992 HPA, MODELADA PARA O DEZEMBRO/JANEIRO.	93

FIGURA 3.4.45 ANOMALIA DE VORTICIDADE VENTO , EM 992 HPA, MODELADA PARA O JANEIRO/FEVEREIRO.	93
FIGURA 3.4.46 ANOMALIA DE VORTICIDADE VENTO , EM 992 HPA, MODELADA PARA O FEVEREIRO/MARÇO.	94
FIGURA 3.4.47 RELAÇÃO ENTRE A FUNÇÃO FORÇANTE DO MODELO ATMOSFÉRICO E O ROTACIONAL DO VENTO NA REGIÃO DE INTERESSE.	94
FIGURA 3.5.1 : TOPOGRAFIA DE FUNDO DA BACIA APLICADO AO POM	95
FIGURA 3.5.2 PESO APLICADO AO ROTACIONAL DO VENTO NA REGIÃO DE INTERESSE. ..	98
FIGURA 3.5.3 CORRENTE À SUPERFÍCIE (M/S) PARA O CASO CONTROLE, OBTIDAS COM O POM, PARA O MÊS DE DEZEMBRO.	98
FIGURA 3.5.4 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A COMPONENTE MERIDIONAL DAS CORRENTES (CM/S) NA LATITUDE DE 25 GRAUS SUL.....	99
FIGURA 3.5.5 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A COMPONENTE ZONAL DAS CORRENTES (CM/S) NA LONGITUDE DE 38 GRAUS OESTE.	99
FIGURA 3.5.6 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A ANOMALIA DE TEMPERATURA NA LATITUDE DE 20 GRAUS SUL.	100
FIGURA 3.5.7 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A ANOMALIA DE TEMPERATURA NA LATITUDE DE 23 GRAUS SUL.	100
FIGURA 3.5.8 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A ANOMALIA DE TEMPERATURA NA LATITUDE DE 25 GRAUS SUL.	101
FIGURA 3.5.9 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A ANOMALIA DE TEMPERATURA NA LATITUDE DE 27 GRAUS SUL.	101
FIGURA 3.5.10 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A ANOMALIA DE TEMPERATURA NA LONGITUDE DE 25 GRAUS OESTE.	102
FIGURA 3.5.11 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A ANOMALIA DE TEMPERATURA NA LONGITUDE DE 35 GRAUS OESTE.	102
FIGURA 3.5.12 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A ANOMALIA DE TEMPERATURA NA LONGITUDE DE 40 GRAUS OESTE.	103
FIGURA 3.5.13 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A ANOMALIA DE TEMPERATURA NA LONGITUDE DE 45 GRAUS OESTE.....	103
FIGURA 3.5.14 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A ANOMALIA DE TEMPERATURA NA LONGITUDE DE 50 GRAUS OESTE.	104
FIGURA 3.5.15 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A ANOMALIA DE SALINIDADE NA LATITUDE DE 20 GRAUS SUL.	104
FIGURA 3.5.16 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A ANOMALIA DE SALINIDADE NA LATITUDE DE 23 GRAUS SUL.	105
FIGURA 3.5.17 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A ANOMALIA DE SALINIDADE NA LATITUDE DE 25 GRAUS SUL.	105
FIGURA 3.5.18 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A ANOMALIA DE SALINIDADE NA LATITUDE DE 27 GRAUS SUL..	106
FIGURA 3.5.19 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A ANOMALIA DE SALINIDADE NA LONGITUDE DE 35 GRAUS OESTE.	107
FIGURA 3.5.20 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A ANOMALIA DE SALINIDADE NA LONGITUDE DE 40 GRAUS OESTE.	107
FIGURA 3.5.21 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A ANOMALIA DE SALINIDADE NA LONGITUDE DE 40 GRAUS OESTE.....	108
FIGURA 3.5.22 CORTE VERTICAL REPRESENTANDO A ANOMALIA DE SALINIDADE NA LONGITUDE DE 50 GRAUS OESTE.	108

FIGURA 3.5.23 ANOMALIA DA COMPONENTE ZONAL (M/S) NA LONGITUDE DE 35 GRAUS OESTE, NO 16^o MÊS DE INTEGRAÇÃO (DEZEMBRO). **109**

FIGURA 3.5.24 CAMPO DE CORRENTES A 300 M (M/S) NO 16^o MÊS DE INTEGRAÇÃO (DEZEMBRO). **110**

FIGURA 3.5.25 ANOMALIA DO CAMPO DE CORRENTES A 300 M (M/S) NO 16^o MÊS DE INTEGRAÇÃO (DEZEMBRO). **110**

FIGURA 3.5.26 ANOMALIA DO CAMPO DE CORRENTES A 200 M (M/S) NO 16^o MÊS DE INTEGRAÇÃO (DEZEMBRO). **111**

FIGURA 3.5.27 PERFIS VERTICAIS DE TEMPERATURA (CELSIUS) DO CASO MÉDIO, EM PRETO, E DO CASO EL NIÑO, EM VERDE. **112**

FIGURA 3.5.28 PERFIS VERTICAIS DE SALINIDADE (PSU) DO CASO MÉDIO, EM PRETO, E DO CASO EL NIÑO, EM VERDE. **113**

FIGURA 3.5.29 ANOMALIA DA PROFUNDIDADE (METROS) DO TOPO DA ACAS, PARA DEZEMBRO. **114**

FIGURA 3.5.30 ANOMALIA DA PROFUNDIDADE INTEGRADA (METROS) DO TOPO DA ACAS, PARA DEZEMBRO. **114**

1. Introdução

O Oceano e a Atmosfera partilham uma fronteira onde se realizam os processos de troca de energia e matéria entre os dois fluidos, esse sistema acoplado (oceano e atmosfera) interage de maneira tão complexa que algumas vezes as relações de causa e efeito não podem ser distinguidas. Esses processos são de fundamental importância para a manutenção das circulações atmosféricas e oceânicas [Perry e Walker, 1977].

Outro papel importante que esta fronteira ou camada tem, diz respeito ao tempo e ao clima. O oceano, fluindo através desta camada ganha a maior parte de seu *momentum*, calor sensível e latente, e, por ela perde também água, variando sua salinidade e, por conseguinte a densidade. Essas variações de *momentum* e densidade são responsáveis pela circulação nos oceanos. Por outro lado, a circulação oceânica redistribui o calor, água e dióxido de carbono que armazena por todo o planeta, tendo papel comparável ao da atmosfera no clima [Kraus, 1972].

Os gregos antigos já observavam processos de interação entre o oceano e atmosfera. Aristóteles (384-322 aC), no seu tratado *Meteorológica*, postulou que “a água é evaporada da superfície do mar pela ação dos raios solares”, reiterando a hipótese de Anaxágoras de Clazomenae (500-428 aC), que dizia que “o vapor d’água sobe na atmosfera onde é resfriado e condensado e então cai na forma de chuva”. Aristóteles escreveu ainda que sempre vemos a água que foi carregada para cima retornar. Com este postulado o ciclo hidrológico foi reconhecido [Perry e Walker, 1977].

As interações entre o oceano e a atmosfera são a chave para conhecer e prognosticar o clima e suas variações [Kushnir et al., 2002].

Atualmente é sabido que o tempo na América do Sul, além da circulação atmosférica global, sofre efeitos determinantes das fontes de umidade e calor oceânicas [Aceituno, 1988; Buchmann et al., 1989; Buchmann et al., 1990; Diaz e Studzinski, 1994; Ropelewsky e Halpert, 1987].

Estudos recentes demonstram a influência das anomalias de temperatura em regiões determinadas do Atlântico Sul, no clima da América do Sul e da África [Buchmann, 1981; Buchmann et al., 1995; Buchmann et al., 1989; Buchmann et al., 1990; Fu et al., 2001; Giannini et al., 2001; Grimm, 2003; Moura e Shukla, 1981;

Paegle e Mo, 2002; Robertson et al., 2003; Semazzi et al., 1996; Venegas et al., 1997; Wang, 2002a].

Análises estatísticas recentes, utilizando dados do Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS) gerados pela National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) mostram sinais dos efeitos do El Niño no clima do Atlântico Sul [*Venegas et al., 1997*].

Evidências observacionais, teóricas e resultados de Modelos Atmosféricos de Circulação Global (Atmospheric Global Circulation Models - AGCM's) evidenciam a influência que condições atmosféricas e oceânicas dos oceanos tropicais exercem na variabilidade interanual do clima sobre a América do Sul, particularmente sobre a Amazônia, Nordeste e Sul do Brasil [*Buchmann et al., 1995; Buchmann et al., 1990; Diaz e Studzinski, 1994; Diaz et al., 1998; Fu et al., 2001; Nobre, 1996; Roucou et al., 1996*].

Experimentos recentes com modelos atmosféricos de circulação global comprovam a presença de sinais de El Niño sobre a parte sul do continente africano e sobre a região do Sahel [*Semazzi et al., 1996*] e ainda sobre a América do Sul [*Buchmann et al., 1995; Carton et al., 1996; Paegle e Mo, 2002*].

Análise de longas séries de dados de precipitação comprovam os experimentos com GCM's [*Kane, 1997*]; os efeitos das anomalias globais de TSM nas regiões de latitudes médias foram simulados com GCM [*Lau, 1997*]; a variabilidade de baixa frequência dos campos de pressão ao nível do mar no hemisfério sul também apresentam resposta positiva às anomalias de TSM [*Sinclair et al., 1997*] e encontra-se na literatura uma série de artigos evidenciando os efeitos do El Niño no Brasil [*Buchmann, 1981; Buchmann et al., 1995; Buchmann et al., 1989; Cavalcante, 1996; Diaz e Studzinski, 1994; Martin et al., 1988*].

O bloqueio dos vórtices ciclônicos extratropicais e dos sistemas frontais pelo jato subtropical [*Kousky et al., 1984*], responsáveis pela geração de ondas oceânicas de gravidade de superfície (marulho ou swell) que atingem a costa sul e sudeste do Brasil, também têm seu comportamento climatológico afetado [*Chen et al., 2002; Solman e G.Menedez, 2002; Wiedemann et al., 2002*].

A posição e as anomalias de temperatura da Corrente das Malvinas/Falklands e Corrente do Brasil [*Schmitz, 1996*] também cumprem um papel importante no controle de processos atmosféricos oceânicos e continentais [*Campos e Miller, 1995*;

Castro e de Miranda, 1998; Lino, 1985; Lino e Mascarenhas Jr, 1985; Matano, 1993; Vivier et al., 2001; Wainer et al., 2000].

Mesmo a ressurgência costeira de Cabo Frio sofre as influências dos processos climáticos de grande escala [Martin et al., 1988]. Também a circulação de brisa, que exerce uma grande influência sobre as condições de tempo e clima nas áreas litorâneas [Cai e Steyn, 2000; Cavalcante e Kousky, 1982; Franchito et al., 1996], influenciando tanto na circulação atmosférica local quanto no regime de precipitação, bem como na dispersão ou confinamento de poluentes, pode sofrer os efeitos dos processos climáticos de grande escala.

A literatura meteorológica, desde meados dos anos setenta, contém trabalhos demonstrando como conexões atmosféricas associadas a fenômenos oceânicos localizados influenciam paragens remotas em escalas diversas [Cavalcante e Oliveira, 1996; Hisard, 1979], por exemplo, anomalias de temperatura do oceano Atlântico Norte, próximo a Terra Nova, e as secas no Nordeste Brasileiro [Buchmann, 1981; Moura e Shukla, 1981; Namias, 1972], bem como sua relação com o aquecimento anômalo do Pacífico Equatorial e mesmo as chuvas anômalas no sul do Brasil com o El Niño [Diaz e Studzinski, 1994; Diaz et al., 1998].

Estudos observacionais e experimentos numéricos estabeleceram conexões claras das anomalias de temperatura da superfície do oceano Pacífico equatorial com o Atlântico Norte e o Índico [Alexander et al., 2002; Cavalcante, 1996; Covey e Hastenrath, 1978; Enfield e Mayer, 1997; Kane, 1997; Kushnir et al., 2002; Ropelewsky e Halpert, 1987; Su e Neelin, 2002].

Esse tipo de conexão é estabelecido via pontes atmosféricas, que ocorrem basicamente através de mudanças nas células de Hadley e Walker, nas ondas de Rossby e interações entre fluxos quasi-estacionários e as trajetórias das tempestades [Alexander et al., 2002; Klein et al., 1999; Lau e Nath, 1996; Mo e Hakkinen, 2001; Trenberth et al., 1998].

Essa ponte pode ser iniciada pelos fluxos de calor da superfície do oceano e é capaz de afetar a profundidade da camada de mistura, a salinidade e a evolução sazonal da temperatura das camadas superiores do oceano [Alexander et al., 2002].

Nas três últimas décadas os mecanismos globais de circulação que estabelecem essas conexões vêm sendo elucidados [Hastenrath, 2002], ou seja, as pontes atmosféricas teleconectando anomalias de temperatura no Pacífico (ENSO) com outras regiões do oceano global estão sendo mapeadas [Alexander et al., 2002].

Novos índices correlacionando processos remotos vêm sendo estabelecidos [Schwing *et al.*, 2002].

Por outro lado, não foi ainda estabelecida uma explicação para a física que conecta algumas feições do oceano Atlântico Sul, ou mesmo de alguns dos seus processos oceanográficos mais conhecidos, às anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) no oceano Pacífico.

Conhecer a reação da atmosfera a um forçamento em grande escala, dado que os processos de conexão que possam ser utilizados como preceptores de feições oceanográficas no Atlântico Sul sejam conhecidos, permitirá a realização de prognósticos de tempo e clima mais seguros e com maior antecedência, possibilitando que a sociedade tenha mais tempo para planejar ações capazes de fazer frente a eventos meteorológicos anômalos.

Esta busca não constitui novidade, existem exemplos clássicos na literatura tais como o esforço de Sir Gilbert Walker [Walker, 1936] em entender a falha na monção indiana nos anos de 1877 e 1899 [Philander, 1990], ou mesmo Namias [Namias, 1959; Namias, 1972] que buscou correlações entre a circulação atmosférica e as secas no nordeste brasileiro.

Na costa brasileira, um dos fenômenos oceanográficos mais interessantes é a ressurgência costeira que ocorre desde o sul da Bahia passando por de Cabo Frio, no Rio de Janeiro e as vezes ocorrendo até a região do litoral sul de São Paulo [Castro e de Miranda, 1998; Franchito *et al.*, 1996; Mascarenhas Jr *et al.*, 1971; Miranda, 1982; Torres Jr, 1995].

Fenômenos como a ressurgência costeira, que provocam anomalias negativas de temperatura da superfície do mar, causam uma intensificação da circulação de brisa marítima e terrestre [Franchito *et al.*, 1996].

Moreira da Silva [Silva, 1973; Silva, 1977; Silva e Rodrigues, 1966], observou que a ressurgência de Cabo Frio apresenta um tempo de resposta da ordem de grandeza dos eventos meteorológicos de escala sinótica, caracterizando uma alta correlação com as passagens de frentes frias na região de Arraial do Cabo.

Moreira e Mendonça [Silva e Mendonça, 1977] demonstram que a origem das águas que ressurgem em Cabo Frio é a ACAS (Água Central do Atlântico Sul) segundo classificação de massas d'água de Sverdrup e colaboradores [Emilson, 1961; Sverdrup *et al.*, 1944; Thomsen, 1962].

Esses trabalhos do Almirante Paulo Moreira [*Silva, 1973; Silva, 1977; Silva e Mendonça, 1977; Silva e Rodrigues, 1966*] confirmam o caráter sazonal da ressurgência, o que implica que a ACAS, na região, responde ao ciclo do anticiclone subtropical do Atlântico Sul.

Dessa forma é razoável supor que mesmo a ressurgência costeira de Cabo Frio sofra as influências dos processos climáticos de grande escala, havendo mesmo evidências de correlação com eventos de El Niño [*Martin et al., 1988*].

A disponibilidade da ACAS é uma discussão importante nos sintomas de águas frias detectadas à superfície na região de Cabo Frio (ressurgência). Estudos de modelagens da ressurgência costeira de Cabo Frio impondo duas profundidades para a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), ou seja, uma condição de disponibilidade com a ACAS mais rasa e outra de não disponibilidade com a ACAS mais profunda, baseado na sazonalidade da ACAS mostram que quando a ACAS, ainda que presente, esteja profunda, não ressurgirá [*Torres Jr, 1995*].

Existem na literatura evidências que processos de ressurgência, ou melhor, suas características associadas às escalas espaço-temporal, podem estar relacionadas com processos atmosféricos de grande escala temporal, e controladas em escala sazonal, interanual e mesmo episódicos como o El Niño [*Bakun, 1990; Weingartner e Weisberg, 1991*].

Neste trabalho busca-se obter conhecimento sobre processos de conexão atmosférica que possam ser utilizados como preceptores do comportamento de feições oceanográficas no Atlântico Sul e conseqüentemente como indicadores do clima em algumas regiões do Brasil.

Pretende-se encontrar uma conexão, via circulação atmosférica de grande escala, entre aquecimentos anômalos do Pacífico Equatorial Leste e alguns aspectos da circulação forçada pelo vento na bacia sudoeste do Atlântico Sul, mais especificamente entre o fenômeno El Niño e o rotacional da tensão de cisalhamento do vento sobre o oceano Atlântico, considerando que aspectos fenomenológicos dinâmicos descritos na literatura possibilitam tal teleconexão.

A tese proposta é que a disponibilidade da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), nas escalas sazonal e interanual, ao processo de bombeamento de Ekman na bacia sudoeste do Atlântico Sul (região oceânica adjacente entre a cadeia Vitória-Trindade e a latitude de Itajaí a 27 graus sul) associada aos sinais de temperatura da superfície do mar e ressurgência costeira na região de Cabo Frio, relaciona-se com a

variabilidade anual e interanual do rotacional da tensão de cisalhamento do vento à superfície, que por sua vez está associado às anomalias de TSM do Pacífico equatorial.

Supõe-se que a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), em resposta às anomalias de TSM no Pacífico equatorial via circulação de Walker e Hadley, influencia a profundidade e conseqüentemente a disponibilidade da ACAS ao bombeamento de Ekman, na bacia sudoeste do Atlântico Sul na escala sazonal e interanual.

Dessa forma pretende-se identificar sinais que relacionem anomalias de TSM do Pacífico Equatorial, via conexão atmosférica, com a disponibilidade da ACAS ao processo de bombeamento de Ekman na bacia sudoeste do Atlântico Sul em escala sazonal e interanual.

Serão apresentados, nas seções subseqüentes, os objetivos, a metodologia empregada e discutidos os resultados obtidos.

Nos anexos constam discussões breves sobre o rotacional do vento sobre os oceanos e a circulação gerada pelo vento e a Ressurgência costeira de Cabo Frio.

2. Metodologia

Serão apresentadas neste capítulo: uma rápida discussão sobre o rotacional do vento e a ressurgência, baseado nas análises dos dados do National Center for Environmental Prediction (NCEP) e do Modular Ocean Model (MOM) do Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), o Community Climate Model (CCM) do National Center for Atmospheric Research (NCAR) e o Princeton Ocean Model (POM), do GFDL, aplicado à bacia do Atlântico.

Foram utilizados os dados das reanálises do NCEP [Kalnay *et al.*, 1996; Kistler *et al.*, 2001], do período de 1948 a 1999, de forma a identificar a variação sazonal e interanual dos ventos e seu rotacional na região da bacia sudoeste do Atlântico Sul.

Um conjunto de dados do estado do oceano, produzidos por um experimento de assimilação de dados [Derber e Rosati, 1989; Rosati *et al.*, 1995; Schneider *et al.*, 2003], realizado com o Modular Ocean Model (MOM) desenvolvido no Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) do United States National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), localizado no campus da Princeton University, foi analisado de forma a identificar alguma relação de feições da circulação oceânica gerada pelo vento no Atlântico Sul com eventos do tipo El Niño.

Uma pequena discussão sobre a questão do rotacional do vento e a divergência da camada de Ekman de superfície é apresentada.

Uma outra questão é como o rotacional do vento se associa, ou responde, às anomalias de TSM do Pacífico equatorial. Para identificar as relações de causa e efeito entre essas duas variáveis e para entender a dinâmica da atmosfera sobre o Atlântico sul em resposta às anomalias de TSM do Pacífico, simulações foram realizadas com o CCM do NCAR [Acker *et al.*, 1996; Bonan, 1995a; Bonan, 1995b; Bonan, 1996; Hack, 1993; Kasahara e Washington, 1967; Kiehl *et al.*, 1998; Kiehl *et al.*, 1996].

Finalmente foi aplicado um modelo de oceano, o POM [Blumberg e Mellor, 1983; Blumberg e Mellor, 1987a; Blumberg e Mellor, 1987b] do GFDL, para verificar a resposta da ACAS aos ventos do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS).

Resumindo, o que se fez foi analisar dois conjuntos de dados globais, um da atmosfera e outro do oceano, buscando indícios que pudessem apoiar a tese proposta e, aplicar dois modelos, um da atmosfera global e outro para o Atlântico Sul, para tentar comprovar as relações de causa e efeito buscadas.

2.1. O rotacional do vento e a Ressurgência

O bombeamento de Ekman resulta da divergência do transporte na camada de Ekman de superfície provocada pela variação espacial do campo de tensão de cisalhamento do vento [Gill, 1982]. Aplicando princípios de conservação de massa e quantidade de movimento, a velocidade vertical na base da camada de Ekman no oceano ($\bar{w}$) resultante dos esforços da fricção do vento pode ser obtida via a integração vertical da equação da continuidade na camada de Ekman.

$$\bar{w} = \bar{k} \cdot \left(\nabla \times \frac{\bar{\tau}}{f\rho} \right),$$

onde:

$\bar{k}$ é o vetor unitário na vertical,

$\bar{\tau}$ é tensão de cisalhamento do vento,

f é o parâmetro de Coriolis e

ρ é a densidade da água do mar.

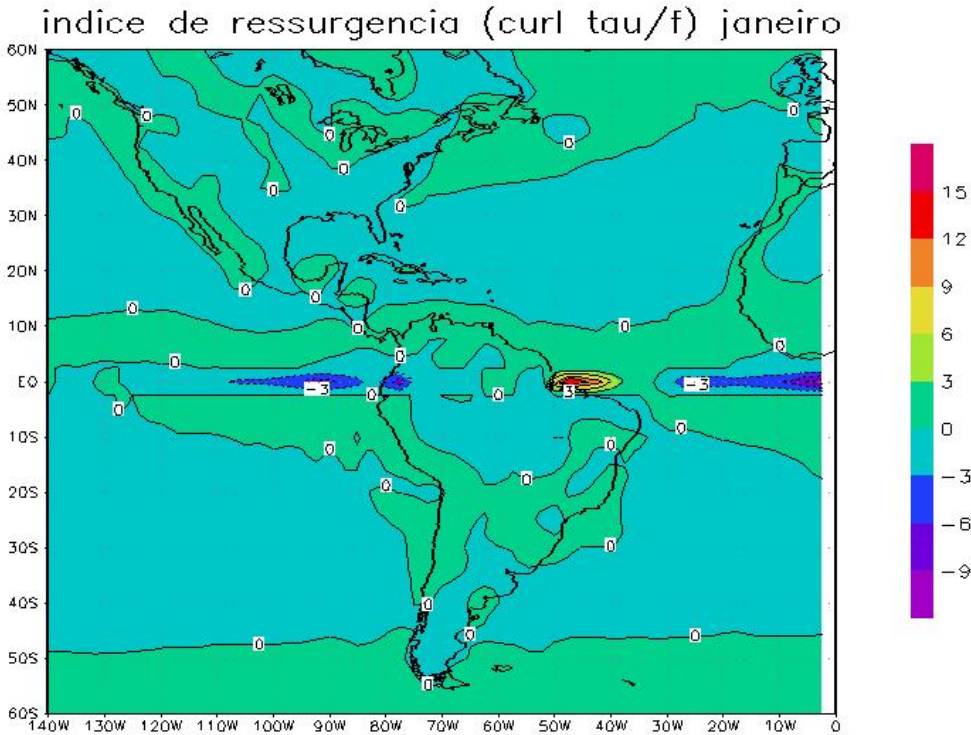
Ou seja, as velocidades verticais no oceano são proporcionais ao rotacional da tensão de cisalhamento do vento sobre o mar e inversamente proporcional ao produto da vorticidade planetária local pela densidade (detalhes no apêndice A). Dessa forma, a variável escolhida para analisar foi a vorticidade do vento a 10 metros de altitude.

Essa formulação é aplicada por alguns autores como um índice de ressurgência [Bakun, 1990; Enriquez e Friehe, 1995], como os apresentados nas figuras a 2.1.1, 2.1.2 e 2.1.3, calculado com os dados das Reanálises do NCEP, para a média dos meses de janeiro e julho

Notam-se valores positivos do índice nas regiões de ressurgência nas costas da América do Norte e do Sul no Pacífico e também no litoral sudeste do Brasil (o índice foi estimado com a média temporal de 1948 a 1999 para o mês de janeiro). Interessante notar que o índice estimado para o mês de julho não apresenta valores negativos (subsidentes) para a região marítima ao largo da costa sudeste do Brasil.

Outra feição notável são os altos valores na foz do Rio Amazonas, provavelmente associados à baixa densidade das águas costeiras em função da descarga do rio.

Nas figuras apresentadas no capítulo 4.1.2 sobre as análises dos dados das Reanálises do NCEP, são tratados apenas o rotacional da tensão do vento e pode-se observar que, a menos da ordem de grandeza e das escalas, as regiões associadas à



GrADS: COLA/IGES

2004-12-24-14:39

processos de variação de velocidade vertical no oceano são as mesmas que aparecem quando se trata do índice de ressurgência. Portanto não há perda de informação relevante ao tratar de sua análise em vez de abordar o índice de ressurgência.

Figura 2.1.1 índice de ressurgência calculado para o campo médio de tensão do vento obtido das Reanálises do NCEP (1948-1999) para o mês de janeiro

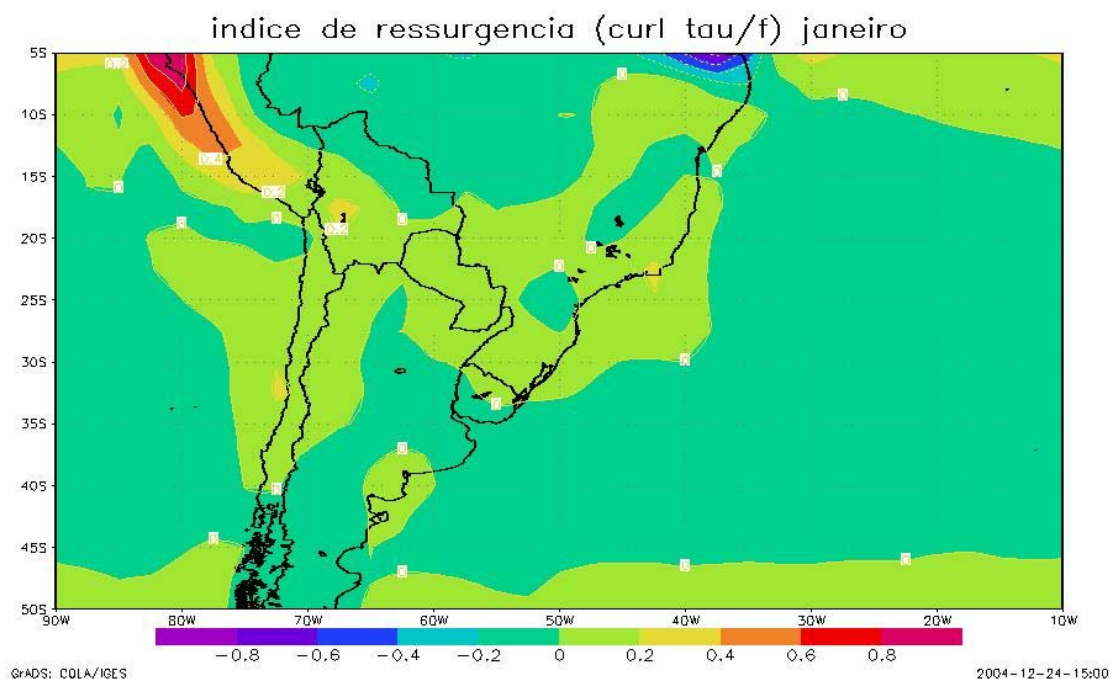


Figura 2.1.2 ampliação da figura do índice de ressurgência calculado para o campo médio de tensão do vento obtido das Reanálises do NCEP (1948-1999) para o mês de janeiro

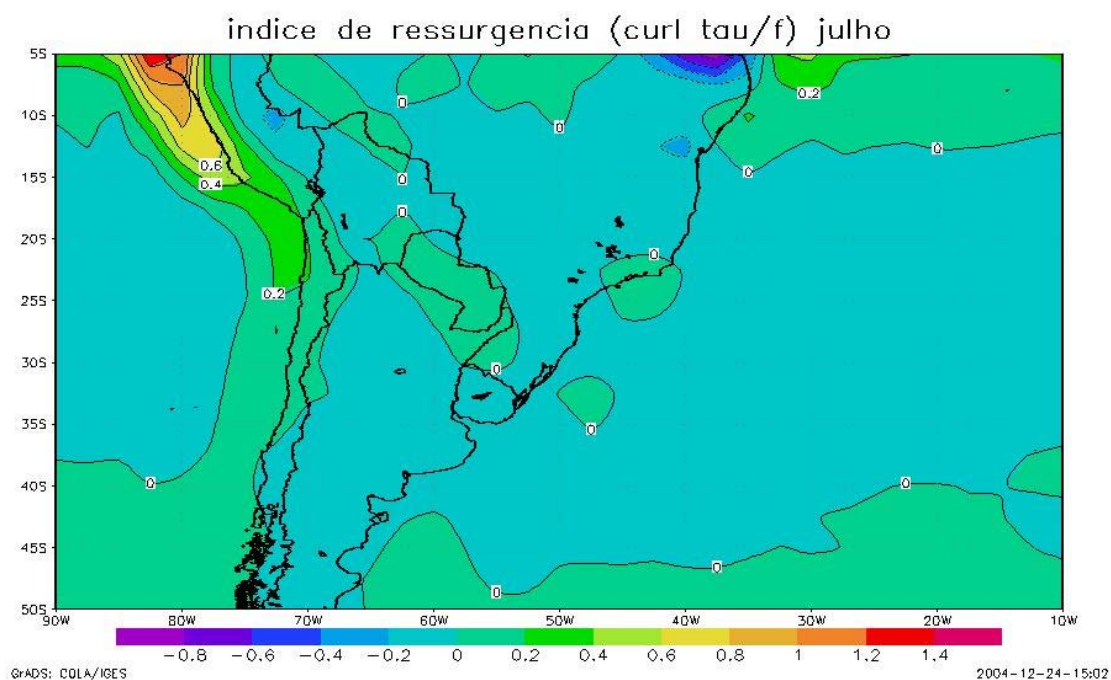


Figura 2.1.3 ampliação da figura do índice de ressurgência calculado para o campo médio de tensão do vento obtido das Reanálises do NCEP (1948-1999) para o mês de julho

2.2. Os dados do projeto das Reanálises NCEP

Foram analisados os campos do rotacional do vento, a 10 metros de altitude, do período de 1948 a 1999, obtido do Projeto das Reanálises do NCEP [Kalnay *et al.*, 1996; Kistler *et al.*, 2001].

O projeto das Reanálises se iniciou em 1991, de uma cooperação entre o NCEP e o NCAR para produzir dados globais de campos de variáveis atmosféricas para apoiar a comunidade de pesquisadores em meteorologia e monitorar o clima da Terra. Basicamente foi uma evolução do projeto do sistema de assimilação de dados climáticos (Climatic Data Assimilation System – CDAS) do então National Meteorological Center (NMC), atual National Center for Environmental Prediction (NCEP).

A motivação básica do projeto CDAS foi a de verificar mudanças climáticas introduzidas por alterações metodológicas no Global Data Assimilation System (GDAS) do então NMC. Essas alterações metodológicas provocaram ruídos e/ou saltos nas séries de dados temporais das variações climáticas interanuais. Esses efeitos podem ser observados na figura 2.2.1.

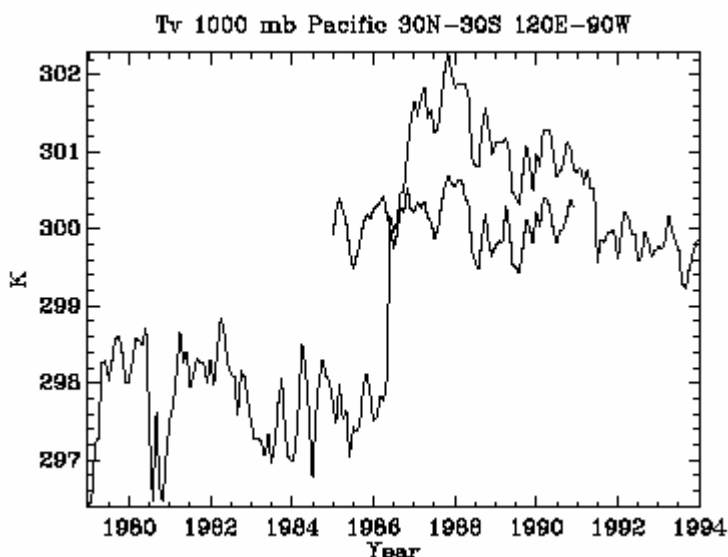


Figura 2.2.1 Temperatura virtual (Kelvin) ao nível de 1000 hPa, promediada sobre o Pacífico Equatorial, ilustrando o salto provocado pela inclusão de novas metodologias no GDAS. (Extraído de [Kistler *et al.*, 2001])

2.3. Os dados do Modular Ocean Model

Um conjunto de dados do oceano global, com características similares aos aplicados pelo projeto Reanálises do NCEP, foi produzido pelo GFDL. Esse experimento é conhecido como ODA/GFDL/MOM (Ocean Data Assimilation).

Esse experimento teve o intuito de reproduzir a circulação oceânica aplicando técnicas de assimilação de dados [Schneider *et al.*, 2003].

Esses dados estão disponíveis no GFDL e permitem realizar uma análise da circulação global, em baixa frequência, do período de 1980 a 2000.

Dessa forma utilizou-se este conjunto de dados de forma a identificar a fenomenologia oceânica que desse suporte a nossa hipótese.

Em junho de 1999 um grupo de pesquisadores formado com pessoal do Center for Ocean-Land-Atmosphere studies (COLA), Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), International Research Institute for Climate Prediction (IRI) e National Center for Atmospheric Research (NCAR), projetou um experimento para avaliar a sensibilidade de modelos atmosféricos acoplados a modelos de oceano, que comporiam um ensemble de modelos, de forma a prognosticar eventos El Niño-Southern Oscillation (ENSO). Pretendia-se avaliar a habilidade do ensemble em prever a variabilidade do ENSO [Schneider *et al.*, 2003]. O grupo escolheu uma configuração do MOM como modelo de circulação geral do oceano a ser acoplado aos seus modelos atmosféricos.

O MOM é um modelo numérico computacional que resolve as equações primitivas em diferenças finitas em coordenadas esféricas e z na vertical. Ele utiliza as aproximações de Boussinesq e hidrostática e possui superfície livre que foi implementada no MOM em 1991 [Killworth *et al.*, 1991]. A versão do MOM, utilizada no experimento de assimilação de dados foi a #3 [Griffies, 2003; Griffies *et al.*, 2000; Pacanowski e Griffies, 1999; Schneider *et al.*, 2003].

O MOM é a evolução da primeira implementação numérica das equações primitivas para o oceano, realizada por Bryan [Bryan, 1968; Bryan, 1969] e desenvolvida por Cox [Cox, 1984], no Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL).

O modelo oceânico foi inicializado com dados do experimento de assimilação de dados oceanográficos do GFDL, o ODA (Ocean Data Assimilation). A resolução escolhida foi de $1^\circ \times 1^\circ$ grau com resolução de $1/3$ de grau entre as latitudes de -10 a 10 graus, e quarenta níveis na vertical com resolução de 10 metros até a profundidade de 225 metros e então aumentando até 5000 metros.

Seu domínio vai de 74° Sul a 65° Norte, com linha de costa e topografia aproximada às observadas e a profundidade mínima é de 100 metros.

A área e a grade horizontal podem ser observadas na figura 2.3.1.1, a seguir.

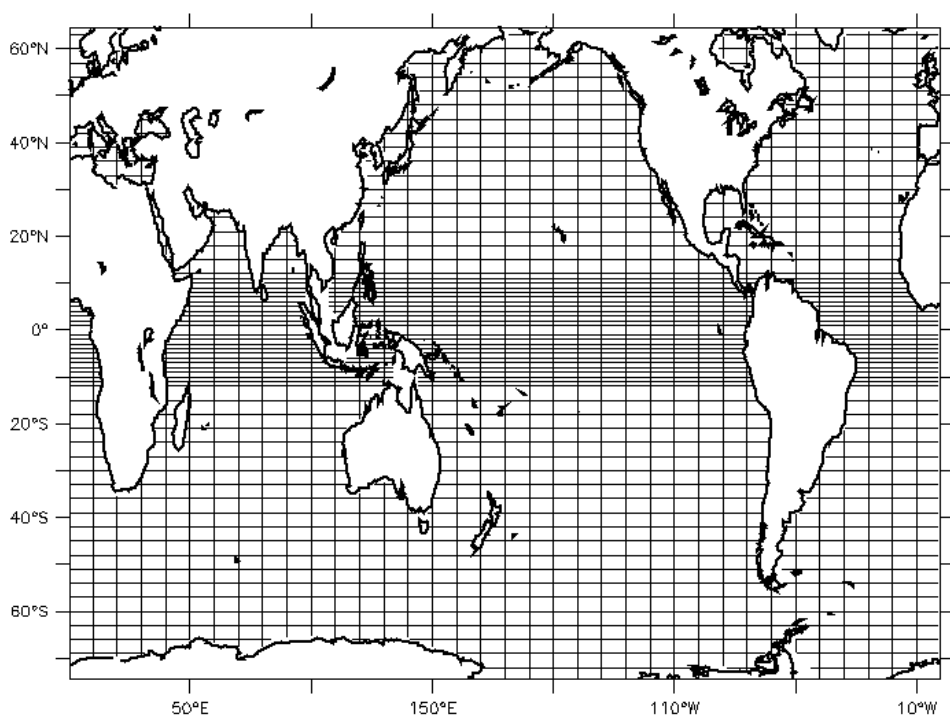


Figura 2.3.1.1 Grade e área do experimento com o MOM/ODA [Schneider *et al.*, 2003]

O período de aquecimento do modelo foi de 20 anos utilizando condições de contorno climatológicas após o que foi forçado com as condições observadas do período de 1980 a 2000 , e assimilando dados segundo a metodologia proposta por Derber [Derber e Rosati, 1989] e por Rosati [Rosati *et al.*, 1995].

As condições de contorno aplicadas na simulação foram a climatologia da tensão de cisalhamento do vento da obtido da National Aeronautic and Space Agency – Data Assimilation Office (NASA/DAO) do período de 1987 a 1996, fluxo diário de calor, e fluxos de água doce das Reanálises do NCEP. O interior foi induzido por relaxação Newtoniana para o Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) do NOAA/CDC (Climate Diagnostics Center) e salinidade do Atlas Levitus [da Silva *et al.*, 1995; Levitus, 1982].

Para o período de 1980 a 2000 foram aplicadas as forçantes climatológicas da NASA/DAO SSM/I associadas às anomalias obtidas das Reanálises do NCEP. A razão da escolha dos dados da NASA/DAO SSM/I foi sua capacidade em modelar bem a termoclina equatorial, particularmente no Pacífico.

2.4. O Community Climate Model (CCM)

O modelo que empregamos neste estudo é o Community Climate Model (CCM) versão #3 do NCAR. Como nosso foco foi a modelagem atmosférica, resolvemos, antes de abordar maiores detalhes sobre o CCM, desenvolver alguns tópicos sobre a modelagem atmosférica em escala global.

O CCM é um modelo atmosférico de escala global desenvolvido pelo National Center for Atmospheric Research (NCAR) e distribuído livremente para a comunidade científica internacional.

O CCM vem sendo aplicado com sucesso em estudos da dinâmica e do clima há mais de 20 anos e vem sendo aperfeiçoado desde sua criação. Trata-se de um modelo de escala global que resolve as equações de momentum e inclui os processos físicos de mudanças de fase da água.

Possui como condições de contorno um modelo de superfície terrestre que inclui vegetação, oceano, cobertura de gelo e radiação solar especificados [Acker *et al.*, 1996; Kiehl *et al.*, 1998; Kiehl *et al.*, 1996].

As equações governantes, parametrizações físicas e algoritmos numéricos que definem o CCM3 são apresentados no trabalho de Kiehl [Kiehl *et al.*, 1996].

O Guia do Usuário do CCM3 [Acker *et al.*, 1996] provê detalhes da lógica do código, fluxo e estruturas de dados, e explica como modificar e rodar o CCM3. Uma descrição completa do Modelo de Superfície de Solo pode ser encontrado na documentação de LSM e o guia de usuário [Bonan, 1996].

Uma das mais importantes implementações do ponto de vista computacional é a inclusão da possibilidade de configuração para passagem de mensagem (*message-passing*) que permite que o modelo seja executado como tarefa paralela em ambientes de memória distribuída.

2.4.1. Equações fundamentais

No CCM é empregado um sistema de discretização híbrido na vertical, junto à superfície é σ_z (segue as irregularidades do terreno) e relaxa para σ_p (segue os níveis de pressão) a medida que se afasta da superfície (figura 2.4.1.1).

Um operador é aplicado para transformar a vertical z em σ , seguindo Philips [Phillips, 1957]

$$\frac{\partial \varphi}{\partial c} \Big|_{\sigma} = \frac{\partial \varphi}{\partial c} \Big|_z + \frac{\partial \varphi}{\partial z} \frac{\partial \varphi}{\partial c} \Big|_{\sigma} \frac{\partial \varphi}{\partial \sigma}$$

onde c representa uma coordenada espacial e φ uma variável qualquer.

Para obter as equações governantes no sistema de coordenada generalizada na vertical $\eta(p, p_s)$, com uma transformação da coordenada vertical z , que é monotônica na pressão p e depende da pressão à superfície (não), seguindo Kiehl [Kiehl et al., 1998] temos que:

$$\eta(p_s, p_s) = 1 ; \eta(0, p_s) = 0 \text{ e } \eta(p_t, p_s) = \eta_t$$

onde p_t é a pressão no topo do modelo, ou seja, o topo é uma superfície de pressão.

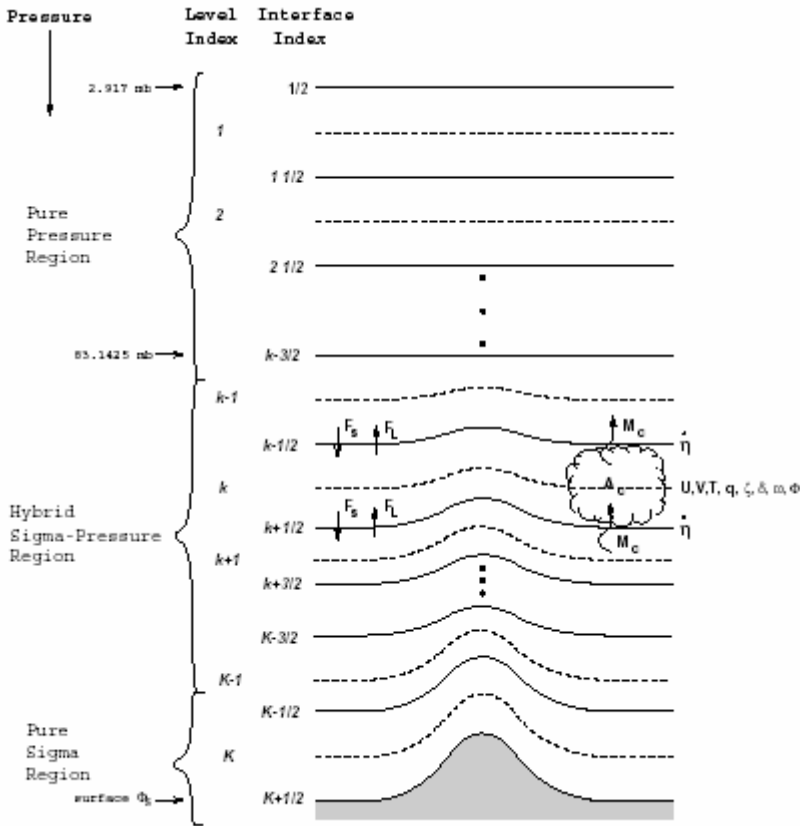


Figura 2.4.1.1 discretização vertical do CCM (extraído de Kiehl et al., 1996)

As condições de contorno para fechar o sistema impõem que não haja fluxo de massa no topo e no fundo do modelo, a saber:

$$\frac{\partial}{\partial t}\eta(p_s, p_s) = 0$$

$$\frac{\partial}{\partial t}\eta(p_t, p_s) = \omega(p_t) = 0$$

Onde η é a superfície livre, os, p_t e ω são as pressões na superfície, no topo e a velocidade vertical, respectivamente.

As equações prognósticas em coordenadas esféricas generalizadas, incluindo $\vec{n} = (n_U, n_V)$, com as notações usuais são:

$$\text{Vorticidade: } \frac{\partial \zeta}{\partial t} = \vec{k} \cdot \vec{\nabla} \times \left(\frac{\vec{n}}{\cos \phi} \right) + F_{\zeta H}$$

$$\text{Divergência: } \frac{\partial \zeta}{\partial t} = \vec{\nabla} \cdot \left(\frac{\vec{n}}{\cos \phi} \right) - \nabla^2 (E + \Phi) + F_{\delta H}$$

$$\text{Termodinâmica: } \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{-1}{a \cos^2 \phi} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} (UT) + \cos \phi \frac{\partial}{\partial \phi} (VT) \right] + T \delta - \frac{\partial \eta}{\partial t} \frac{\partial T}{\partial \eta} + \frac{R}{C_p^*} T_v \frac{\omega}{p} + Q + F_{TH} + F_{FH}$$

$$\text{Conservação de vapor d'água: } \frac{\partial q}{\partial t} = \frac{-1}{a \cos^2 \phi} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} (Uq) + \cos \phi \frac{\partial}{\partial \phi} (Vq) \right] + q \delta - \frac{\partial \eta}{\partial t} \frac{\partial q}{\partial \eta} + S$$

$$\text{Tendência da pressão: } \frac{\partial \pi}{\partial t} = \int_1^{\eta} \vec{\nabla} \cdot \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \vec{V} \right) d\eta$$

Movimento zonal: $n_U = (\zeta + f)V - \frac{\partial \eta}{\partial t} \frac{\partial U}{\partial \eta} - R \frac{T_v}{p} \frac{1}{a} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + F_U$

Movimento meridional: $n_V = (\zeta + f)U - \frac{\partial \eta}{\partial t} \frac{\partial V}{\partial \eta} - R \frac{T_v}{p} \frac{\cos \phi}{a} \frac{\partial p}{\partial \phi} + F_V$

Energia cinética : $E = \frac{U^2 + V^2}{2 \cos^2 \phi}$

$$(U, V) = (u, v) \cos(\phi)$$

Temperatura virtual: $T_v = \left[1 = \left(\frac{R_v}{R} - 1 \right) q \right] T$

Calor específico à pressão constante: $C_p^* = \left[1 = \left(\frac{c_{pv}}{c_p} - 1 \right) q \right] c_p$

Os termos F_U, F_V, Q e S são termos fonte e sumidouro das parametrizações de quantidade de movimento zonal e meridional, calor e umidade respectivamente.

Os termos $F_{\zeta H}$ e $F_{\delta H}$ representam os termos fonte de difusão horizontal de momentum.

Os termos F_{TH} e F_{FH} representam os termos fonte de difusão horizontal de temperatura e da contribuição do termo de aquecimento por fricção.

Ainda há três equações diagnósticas que completam o conjunto de equações a ser resolvidas no CCM:

Aproximação hidrostática: $\Phi = \Phi_s + R \int_{p(\eta)}^{p(l)} T_v d \ln p$

Equação da continuidade: $\frac{\partial \eta}{\partial t} \frac{\partial p}{\partial \eta} = - \frac{\partial p}{\partial t} - \int_{\eta}^{\eta} \bar{\nabla} \cdot \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \bar{V} \right) d \eta$

Velocidade vertical em coordenada p: $\omega = \bar{V} \cdot \nabla p - \int_{\eta}^{\eta} \bar{\nabla} \cdot \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \bar{V} \right) d \eta$

2.4.2. Solução numérica

O CCM é um modelo resolvido na vertical e no tempo em diferenças finitas e horizontalmente o método da transformada espectral é empregado.

As variáveis prognósticas são representadas em termos de coeficientes de séries de funções esféricas harmônicas e quando necessária sua relação com outras variáveis são representadas em uma grade Gaussiana

(pontos de grade). As variáveis físicas parametrizadas e as operações não lineares são representadas em espaço de ponto de grade.

Os resultados, tanto em relação aos dados necessários a inicialização e condições de contorno, quanto aos resultados produzidos pelo modelo, são representados em domínio discreto.

A filosofia e a álgebra envolvidas na técnica da representação espectral está detalhada nos artigos de [Bourke et al., 1977b; Daley et al., 1976; Krishnamurti et al., 1998; Machnauer, 1979; Washington e Parkinson, 1986].

A idéia básica do método é representar uma variável como uma série de funções esféricas harmônicas truncadas da seguinte forma

$$\psi = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^{\aleph(m)} \psi_n^m P_n^m(\mu) e^{im\lambda}$$

onde:

ψ é um escalar genérico

P é o polinômio associado de Legendre

$\mu = \sin \phi$, e ϕ é a latitude

M é o maior número de onda da representação leste-oeste e

$\aleph(m)$ é o maior grau do polinômio associado de Legendre para o número de onda longitudinal m e representa também um limite ao número de onda n e para o truncamento pentagonal, descrito a seguir, e $\aleph(m) = \min(N + |m|, K)$

O modelo é codificado com um truncamento pentagonal, definido pelos parâmetros M, K e N, onde K é o maior grau dos polinômios associados de Legendre e N é o maior grau do polinômio associado de Legendre para m=0.

Os outros tipos de truncamento são subconjuntos do pentagonal (ilustrado na figura 2.4.2.1), a saber:

- Triangular : $M = N = K$
- Romboidal : $K = N + M$
- Trapezoidal : $N = K > M$.

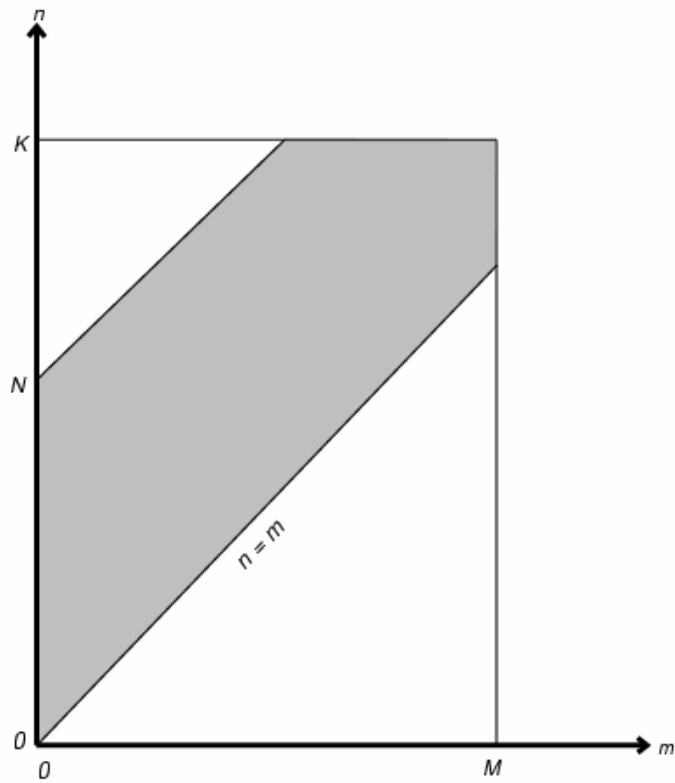


Figura 2.4.2.1 Truncamento pentagonal (distribuição dos parâmetros) extraído de Kiehl et alli, 1996)

No CCM os polinômios associados de Legendre são normalizados da seguinte maneira:

$$\int_{-1}^1 \left[P_n^m(\mu) \right]^2 d\mu = 1$$

Os coeficientes da representação espectral são dados por

$$\psi_n^m = \int_{-1}^1 \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \psi(\lambda, \mu) e^{-im\lambda} d\lambda P_n^m(\mu) d\mu \quad \text{onde}$$

$$\psi^m(\mu) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \psi(\lambda, \mu) e^{-im\lambda} d\lambda$$

a integral acima representa uma transformada de Fourier que é processada via FFT (Fast Fourier Transform) e a outra integral é calculada via quadratura Gaussiana, a saber:

$$\psi_n^m = \sum_{j=1}^J \psi^m(\mu_j) P_n^m(\mu_j) w_j$$

onde μ_j denota os pontos na grade Gaussiana na direção dos pólos e são obtidos a partir das raízes do polinômio de Legendre $P_j(\mu)$ e o peso correspondente é dado por

$$w_j = \frac{2(1 - \mu_j^2)}{[JP_{j-1}(\mu_j)]^2}$$

2.4.3. O modelo de solo (Land Surface Model –LSM)

Uma descrição detalhada do LSM pode ser encontrada em [Bonan, 1996]. O LSM é um modelo unidimensional de balanço de energia, momentum, água e CO₂ entre a atmosfera e o solo.

O modelo considera as interações entre diferentes tipos de vegetação, características hidráulicas e propriedades térmicas entre diferentes tipos de solo e considera uma multiplicidade de tipos de superfícies, como por exemplo, lagos e terras alagadas.

Os efeitos de vegetação incluídos no modelo consideram 12 tipos de plantas, incluindo tipo de folhas, cobertura dossel, raízes, dimensão de folhas, propriedades óticas, fisiologia estomatal, rugosidade e biomassa. Permite a definição de 28 diferentes tipos de superfície vegetada, cada uma composta de múltiplos tipos de plantas, solo desnudo, combinações solo recoberto de grandes folhas caídas, vegetação sempre verdejante e outras combinações.

Na representação do solo são consideradas suas propriedades térmicas (capacidade calorífica, condutividade térmica) e propriedades hidráulicas (porosidade, condutividade hidráulica, potencial de saturação e curva de retenção de água) e incluídos também a coloração do solo, uma vez que afetam o albedo.

O modelo considera ainda a variação no espaço e no tempo da folhagem e áreas cobertas, absorção, reflexão e transmitância da radiação solar, considerando as propriedades óticas da vegetação, solo, água, neve e gelo. Considera também a absorção e emissão de ondas longas, calor latente e sensível, incluindo a fração da evapotranspiração, evaporação pelo solo e muitas outras propriedades detalhadas em Bonan [Bonan, 1996]. O calor latente é particionado com a evaporação pelas plantas, evaporação pelo solo e transpiração; o modelo considera o transporte turbulento acima e entre o dossel das plantas; modela o balanço de energia (radiação líquida, calor sensível e latente e calor no solo) com a vegetação e temperaturas do solo; considera a fisiologia estomatal das plantas e os fluxos de CO₂; modela os efeitos de interceptação de energia pelos troncos de árvores, hidrologia associada à neve, infiltração e runoff; modela temperaturas em seis camadas de solo utilizando uma formulação para difusão que contabiliza as mudanças de fase; contabiliza a água no solo nas mesmas seis camadas considerando infiltração e drenagem por gravidade, perdas por

evapotranspiração; e, no caso dos lagos, modela a temperatura em seis camadas contabilizando difusão e mistura por convecção.

O acoplamento dos modelos passa, a cada passo de tempo, as seguintes variáveis do LSM para o modelo da atmosfera: albedos da superfície, radiação de onda longa, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente, fluxo de vapor d'água, e tensão a superfície. O modelo atmosférico passa para o modelo de solo (LSM), a cada passo de tempo, as seguintes variáveis: radiação solar incidente e radiação de onda longa, precipitação convectiva e de grande escala e ao nível da superfície, temperatura, vento, umidade específica e pressão.

O LSM foi muito aplicado para estudos de trocas de CO₂ entre solo e atmosfera [Bonan, 1995a; Dickinson e Henderson-Sellers, 1993; Dickinson e Shaikh, 1998], dos efeitos de lagos e terras alagadas no clima [Bonan, 1995b] e sensibilidade do clima a efeitos subgrade de infiltração de água e runoff.

2.5. O Princeton Ocean Model

Os impactos dos campos de vento e seu rotacional na disponibilidade da ACAS na bacia sudoeste do Atlântico Sul (região oceânica adjacente entre a cadeia Vitória-Trindade e a latitude de Itajaí a 27 graus sul), associada aos sinais de temperatura da superfície do mar e ressurgência costeira na região de Cabo Frio, foram investigados através da aplicação do modelo oceânico conhecido como POM (Princeton Ocean Model), um modelo numérico hidrodinâmico não-linear, de equações primitivas, com superfície livre, pseudo-tridimensional (integrado em camadas na vertical), em diferenças finitas [Blumberg e Mellor, 1983; Blumberg e Mellor, 1987a; Blumberg e Mellor, 1987b].

As equações governantes do modelo consistem em duas equações de momentum horizontal, a aproximação hidrostática na vertical, equação de continuidade (condição de incompressibilidade na vertical), uma equação de estado e equações de conservação para salinidade e temperatura. É empregado um sistema de coordenadas cartesianas ortogonais com o eixo x orientado para E, y orientado para N e z para cima. O conjunto de equações pode ser integrado lateralmente para incluir efeitos de canais (rios) e a seguir transformado para o conhecido sistema de coordenadas sigma [Phillips, 1957], que acompanha as variações batimétricas ou topográficas, substituindo a cartesiana vertical z.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \left\{ \frac{\partial(uu)}{\partial x} + \frac{\partial(uv)}{\partial y} + \frac{\partial(uw)}{\partial z} \right\} = -\alpha_o \frac{\partial P}{\partial x} + f v +$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(2A_h \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ A_h \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \beta a \left\{ \frac{\partial(vu)}{\partial x} + \frac{\partial(vv)}{\partial y} + \frac{\partial(vw)}{\partial z} \right\} = -\alpha_o \frac{\partial P}{\partial y} - fu +$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(2A_h \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ A_h \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v \frac{\partial v}{\partial z} \right)$$

onde

u, v e w são as componentes da velocidade do fluido na direção x, y e z ;

α_o é o volume específico de referência;

P é a pressão;

f é o parâmetro de Coriolis;

A_h, A_v são as difusividades horizontal e vertical, respectivamente e;

A aproximação hidrostática para a equação de momentum vertical é

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g$$

onde ρ é a densidade da água e g é a aceleração gravitacional.

Uma aproximação para a continuidade ou conservação de massa:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

Uma equação de estado para a água do mar:

$$\rho = \rho_o \{1 + F_\rho(S, T)\}$$

onde

ρ_o é uma densidade de referência ,

S é a salinidade e

T é a temperatura (em Celsius).

Equações de conservação para sais dissolvidos (salinidade) e calor (temperatura):

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(uS - D_h \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(vS - D_h \frac{\partial S}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(wS - D_v \frac{\partial S}{\partial z} \right) = 0$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(uT - D_h \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(vT - D_h \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(wT - D_v \frac{\partial T}{\partial z} \right) = R$$

onde:

S é a salinidade,

T é a temperatura,

D_h e D_v são as difusividades horizontal e vertical, respectivamente, e

R é um termo de aquecimento interno.

É usada a técnica de separação em modos nas equações da velocidade, as quais são separadas em modo externo ou barotrópico e modo interno ou baroclínico. O modo externo é simplesmente o resultado da promediação na vertical da velocidade, que é então subtraída das equações totais de velocidade para obter-se o modo interno. Como os critérios de estabilidade para o modo interno são menos rigorosos, ou seja, o modo baroclínico é mais estável, o mesmo pode ser integrado no tempo com um passo maior que o utilizado para o modo externo, economizando de forma significativa o tempo de processamento.

As equações são decompostas nos modos externo (barotrópico) e interno (baroclínico). O modo externo é a promediação do fluxo na vertical local (profundidade), definido como:

$$\bar{u} = \int_{-1}^0 u dq \quad \text{e} \quad \bar{v} = \int_{-1}^0 v dq$$

As velocidades no modo interno são definidas como:

$$u' = u - \bar{u}$$

$$v' = v - \bar{v}$$

As equações são passadas para o sistema de coordenadas sigma Phillips (1957), onde na superfície, sigma vale 0 e no fundo vale -1. Os valores intermediários são interpolados em função do número de níveis do modelo.

Ou seja, é aplicada a seguinte transformação:

$$\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}$$

na figura 2.5.1, a seguir, está ilustrado o esquema de interpolação em sigma.

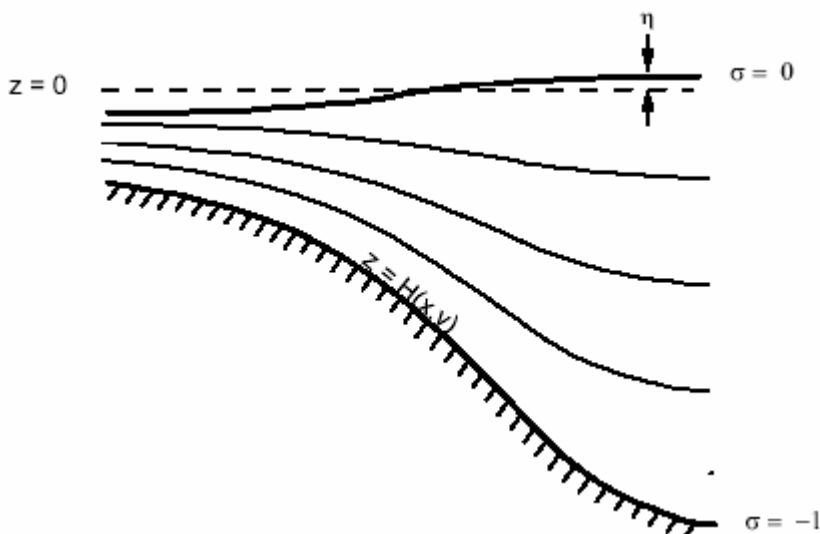


Figura 2.5.1 Sistema de coordenadas sigma – extraído de Mellor, [Mellor, 2003]

Os dados batimétricos foram filtrados de forma a suavizar os gradientes horizontais de topografia. A razão para isso é que o POM, como os modelos em coordenadas sigma, têm inconsistência hidrostática [Haney, 1991; Marsaleix, 1993; Torres Jr, 1995], que advém da representação do gradiente horizontal de pressão em coordenadas sigma..

3. Resultados

3.1. A Ressurgência de Cabo Frio

Um dos processos mais importantes associado à circulação marinha é a ressurgência. Sua dinâmica é capaz de gerar mudanças drásticas nas regiões onde ocorre, alterando a biota marinha e o clima local. O termo Ressurgência é utilizado pelos oceanógrafos para designar o movimento ascendente de águas das camadas inferiores, capaz de carrear nutrientes para a zona eufótica e assim propiciar o início da cadeia trófica marinha [Sverdrup et al., 1944].

Na região de Arraial do Cabo, no estado do Rio de Janeiro, ocorre uma ressurgência com as seguintes características gerais: é costeira, estende-se sobre a plataforma continental desde a Ilha de Cabo Frio até a Baía de Guanabara e tem frequência episódica.

Outra característica da região é a inflexão da orientação geográfica da linha de costa, com a Ilha de Cabo Frio como ponto crítico. O alinhamento geral da costa brasileira do Rio Grande do Sul até Pernambuco é Nordeste-Sudoeste, enquanto o litoral entre a cidade do Rio de Janeiro e Arraial do Cabo tem alinhamento Leste-Oeste [Muehe, 1979]. É também, o único trecho de costa com escala de comprimento da ordem de dezenas de quilômetros, voltada para Sul.

A ressurgência costeira na região de Cabo Frio apresenta ainda um comportamento sazonal, sendo mais intensa no verão e mais fraca no inverno, como pode ser observado na figura 3.1.1, onde são apresentados dados de temperatura média mensal da água do mar, do período de 1970 a 1980, coletados em um local chamado Ponta da Cabeça, em Arraial do Cabo, Rio de Janeiro. As medidas foram feitas a partir de um sensor instalado em um ponto de coleta de água do mar para aplicação industrial da então Companhia Nacional de Álcalis.

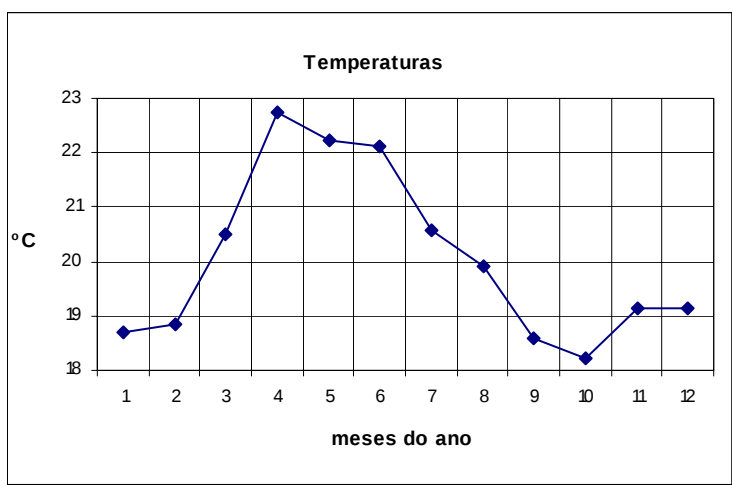


Figura 3.1.1 série de médias mensais de temperatura para a região de Arraial do Cabo (RJ)

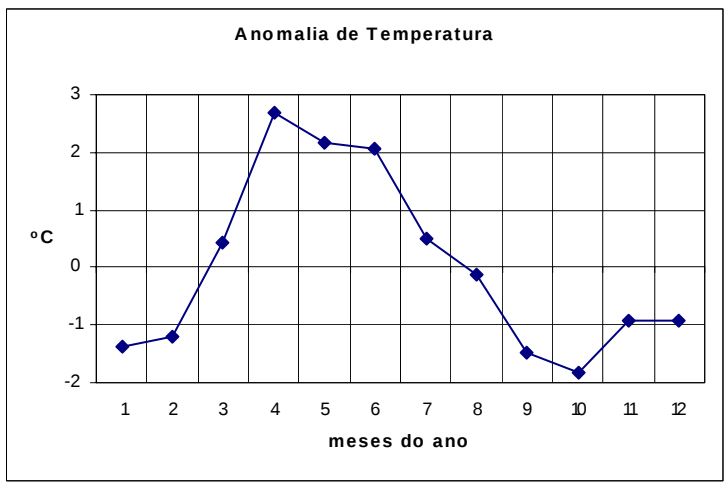


Figura 3.1.2 série de anomalias das médias mensais de temperatura para a região de Arraial do Cabo (RJ)

O padrão sazonal da ressurgência de Cabo Frio pode ser observado na figura 3.1.2, onde está representada a distribuição anual das anomalias de temperatura da água do mar, em relação à média anual, os períodos onde as anomalias são negativas, a partir de agosto/setembro, indicam a temporada das ressurgências, e, a partir de março, tornam-se positivas, indicando o período de menor ocorrência das ressurgências.

3.2. Análise dos dados do NCEP

Nessa seção, serão apresentadas as análises realizadas com os dados das Reanálises do NCEP.

Primeiramente foi definida a área de interesse ou a escala espacial onde seria investigado o rotacional do vento. A seguir foram estimados os valores médios de vorticidade do vento à superfície por área ao longo do tempo em anos de El Niño e anos normais, esses valores se constituem em um índice de vorticidade representativo da área escolhida. Finalmente são produzidas séries temporais desse índice.

As figuras 3.2.1 e 3.2.1, contêm a representação do campo de vorticidade média do vento à superfície para os meses de janeiro e julho. Pode-se notar valores negativos localizados nas principais regiões de ressurgência costeira ao sul do Equador. É visível sua localização em uma faixa costeira próxima a borda dos grandes giros atmosféricos, os centros de alta pressão.

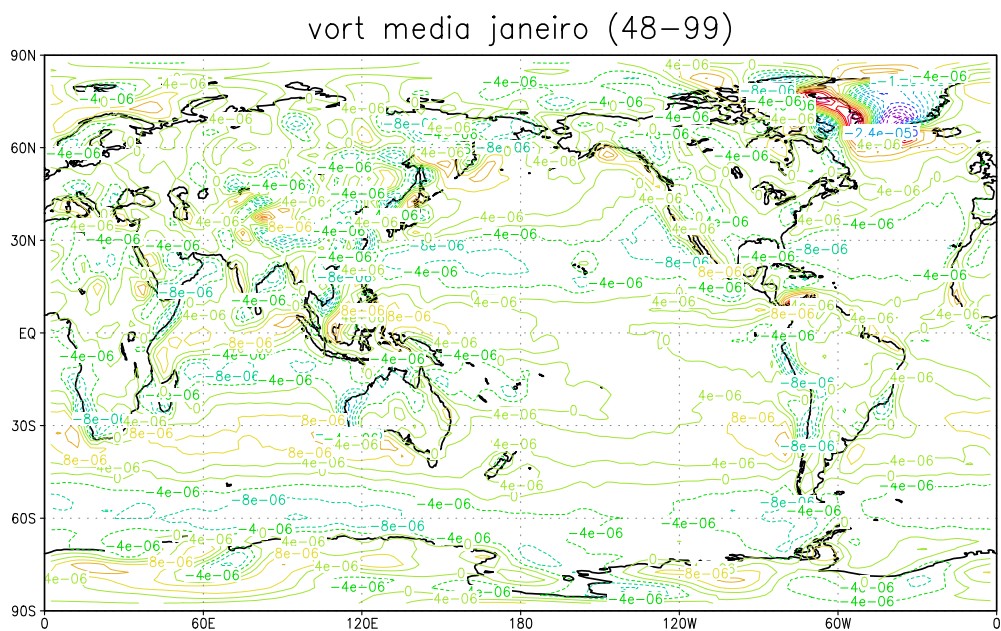


Figura 3.2.1 Vorticidade média do vento à superfície (1949-1999) janeiro, valores negativos em linhas tracejadas e valores positivos em linhas contínuas em s^{-1} .

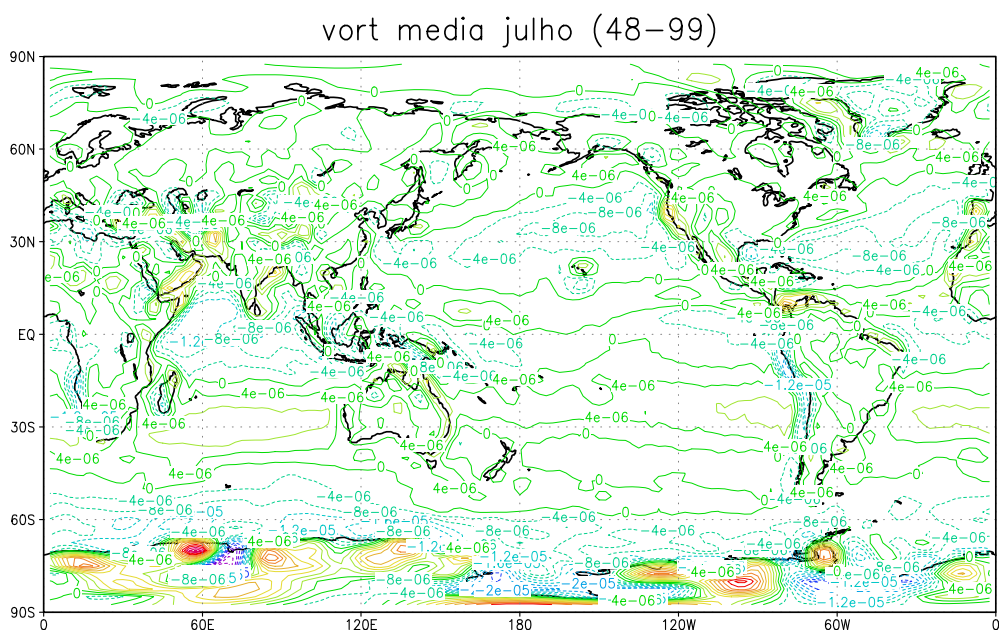


Figura 3.2.2 Vorticidade média do vento à superfície (1949-1999) julho, valores negativos em linhas tracejadas e valores positivos em linhas contínuas em s^{-1} .

Nas figuras 3.2.3 e 3.2.4, onde estão representados os campos de vorticidade média para os meses de Janeiro e Julho calculados para o período de 1948 a 1999, são representados maiores detalhes de alguns dos resultados encontrados.

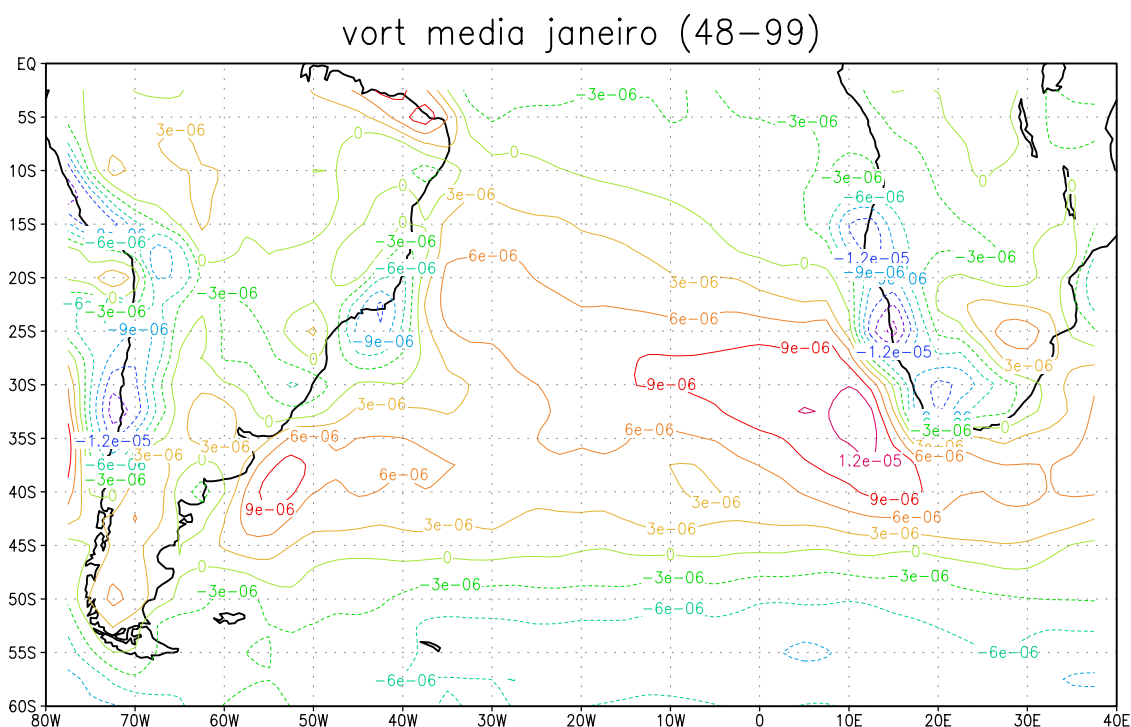


Figura 3.2.3 Rotacional médio do vento à superfície para o mês de janeiro do período de 1948 a 1999 em s^{-1} .

Nota-se na figura 3.2.3 que o rotacional do vento a 10 metros é negativo e da ordem $6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ na região desde a cadeia Vitória Trindade ao largo de Itajaí (27 sul de latitude) para a média do mês de janeiro. Também é notável o rotacional negativo nas áreas de ressurgência costeira na costa da África e do Peru. Para o Mês de julho, na figura 3.2.4, a seguir, nota-se que a vorticidade média é quase nula na região da bacia sudoeste. Interessante notar que nas áreas da costa da África e do Peru os valores de vorticidade negativa se mantêm. Cabe observar que a região de Cabo Frio está associada a uma ressurgência costeira atípica, isto é, não fica no bordo leste dos oceanos.

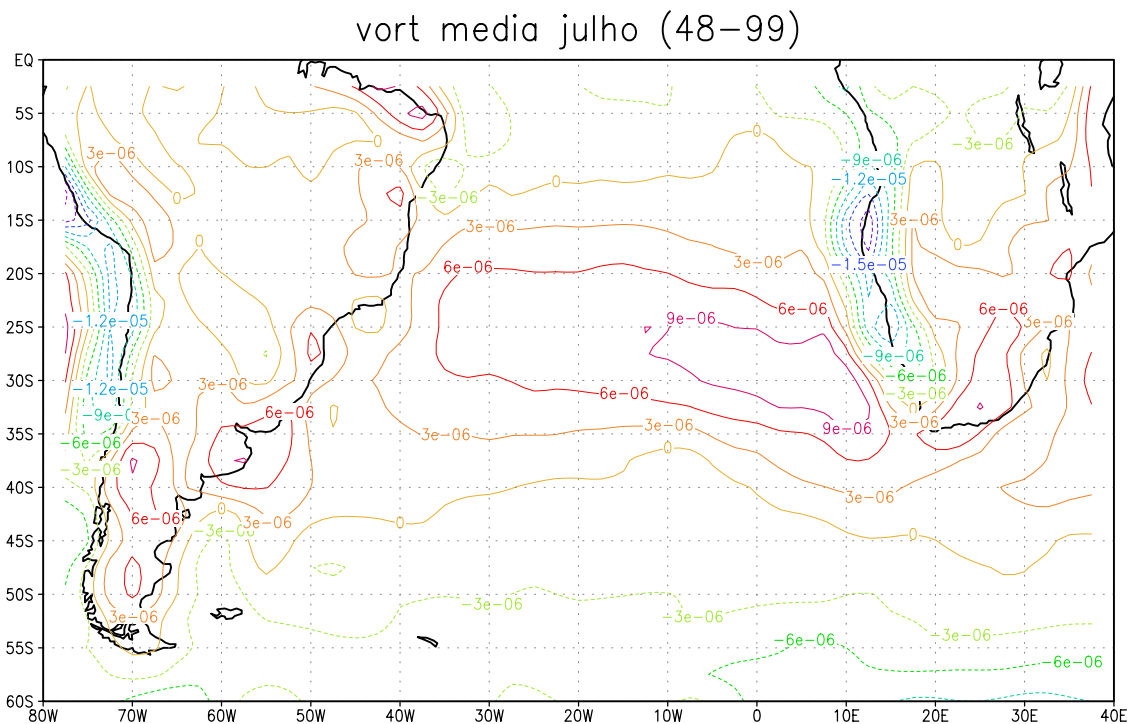


Figura 3.2.4 Rotacional médio do vento à superfície para o mês de julho do período de 1948 a 1999 em s^{-1} .

Utilizando a média do período de 1948 a 1999, dos campos de rotacional da velocidade do vento, selecionou-se a área de interesse via delimitação pelo limiar entre a vorticidade negativa e a positiva na região. O campo médio da vorticidade está ilustrado na figura 3.2.5.

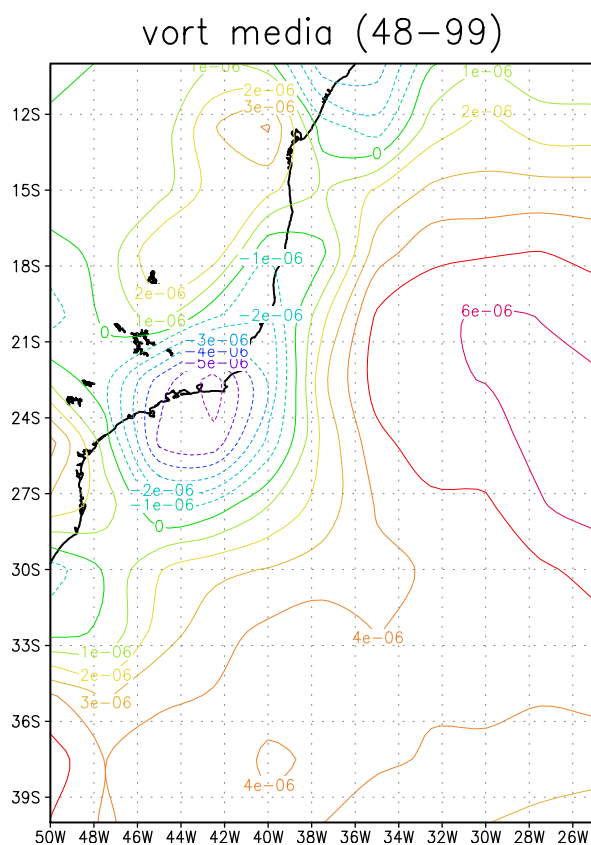


Figura 3.2.5 Vorticidade média do vento à superfície para o período de 1948 a 1999 em s^{-1} .

Baseado então nas médias mensais, os limites do espaço de interesse foram estimados para a região localizada entre as longitudes de -50 a -38 graus e latitudes de -30 e -20 graus. Foi então calculada a média mensal para a área considerada e a curva obtida está na figura 3.2.6.

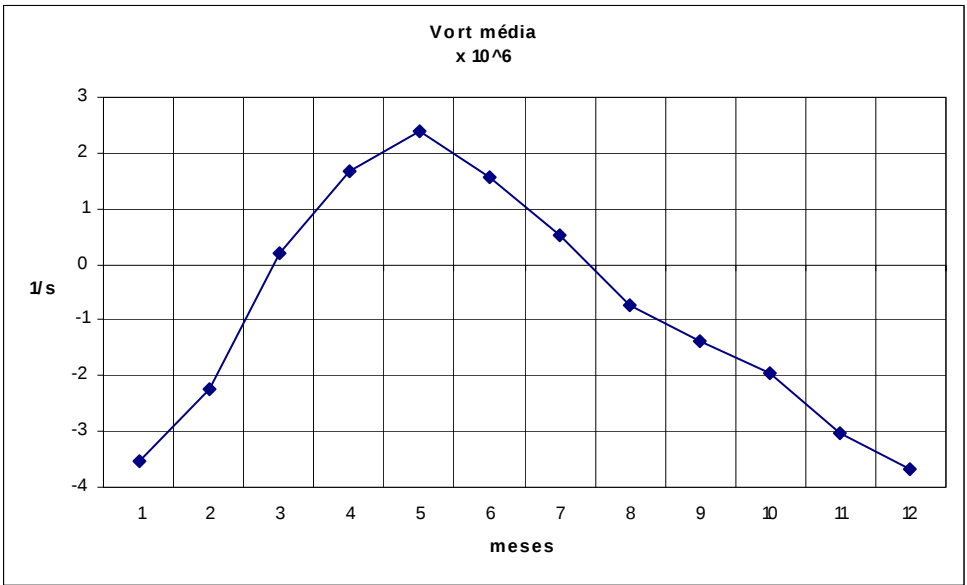


Figura 3.2.6 vorticidade média do vento à superfície na área compreendida entre as latitudes de 30 e 20 graus Sul e 50 e 38 graus Oeste, para cada mês do ano em s^{-1} .

Na figura 3.2.6 pode-se notar claramente que a vorticidade na região de interesse torna-se negativa entre julho e agosto e volta a ser positiva em março.

A seguir, estão algumas figuras representando anomalias de vorticidade para dois anos de El Niño (1972 e 1982) e um ano médio (1985). As anomalias são calculadas pela diferença entre a média do mês no ano, e a médias dos meses no período de 1949 a 1999 para dezembro, o pico da anomalia da TSM no Pacífico Equatorial.

Observa-se nas anomalias de vorticidade dos anos de 1972 e 1982, anos de ElNiño, nas figuras 3.2.7 e 3.2.8, a intensificação da vorticidade negativa na região oceânica ao largo do litoral do sul e leste brasileiro.

No ano de 1985 (figura 3.2.9) nota-se o aumento de vorticidade positiva.

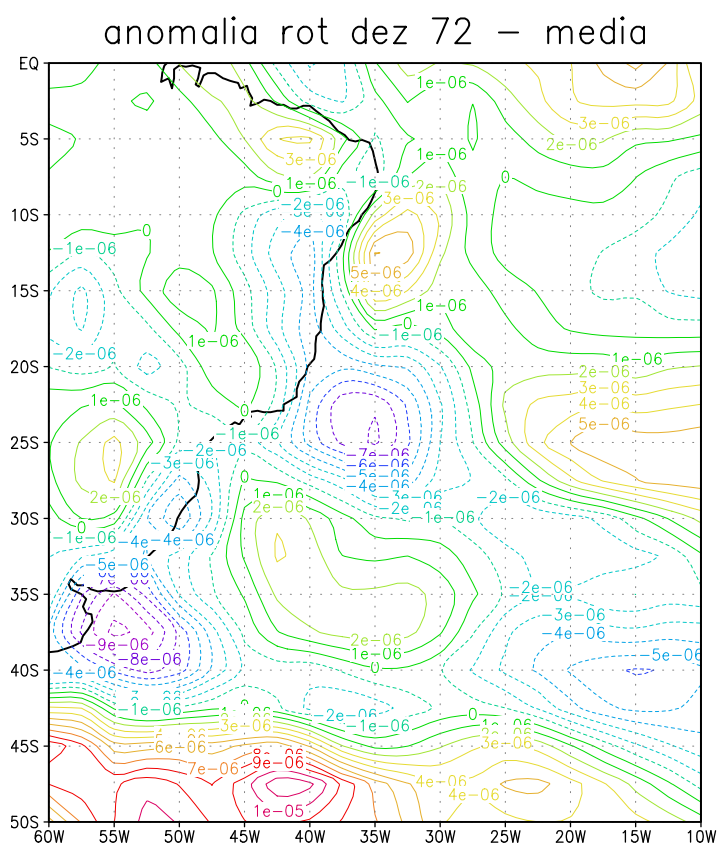


Figura 3.2.7 anomalia do rotacional do vento à superfície para dezembro de 1972 em s^{-1} .

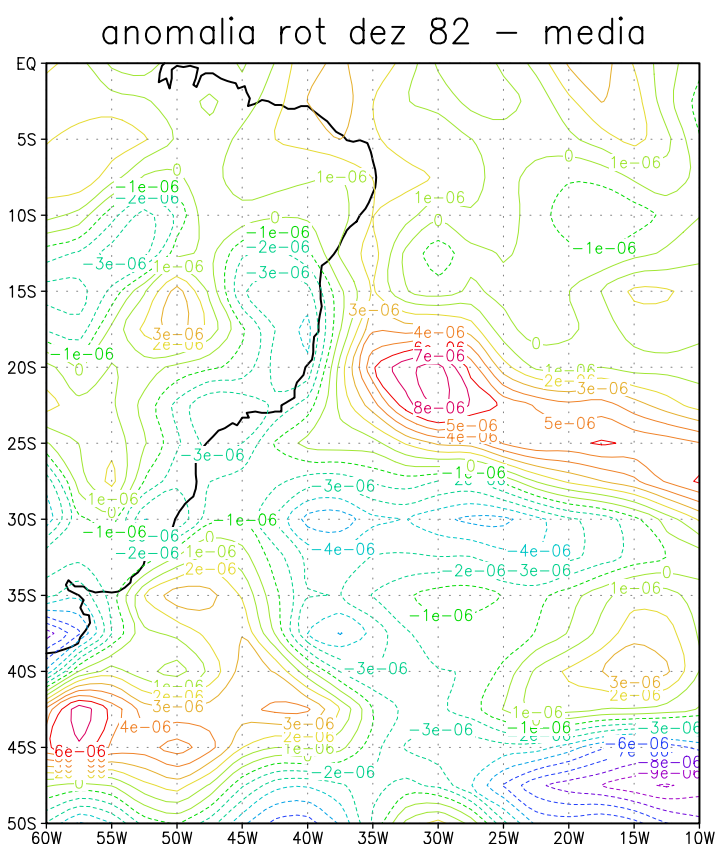


Figura 3.2.8 anomalia do rotacional do vento à superfície para dezembro de 1982 em s^{-1} .

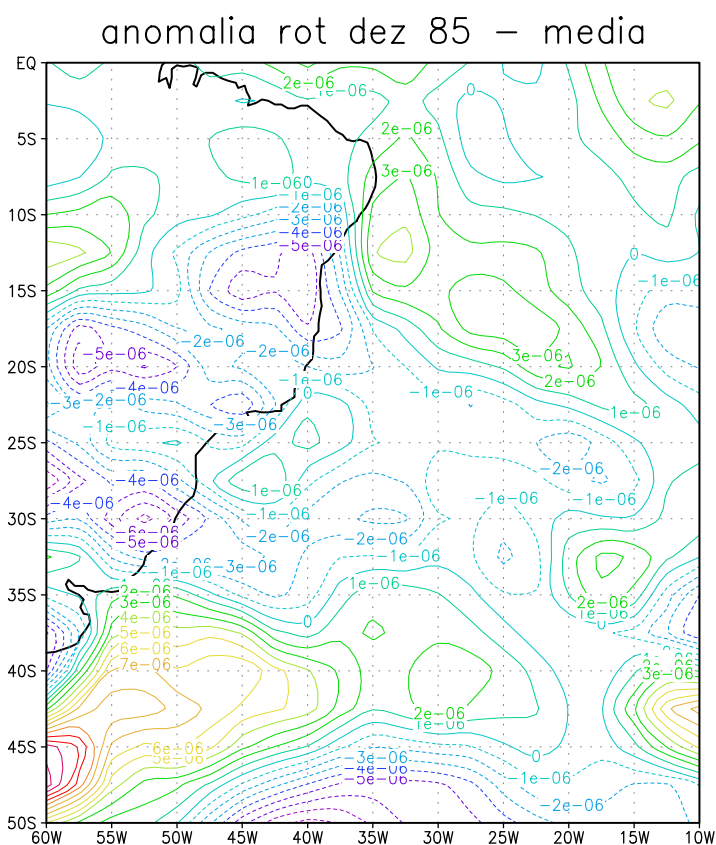


Figura 3.2.9 anomalia do rotacional do vento à superfície para dezembro de 1985 em s^{-1} .

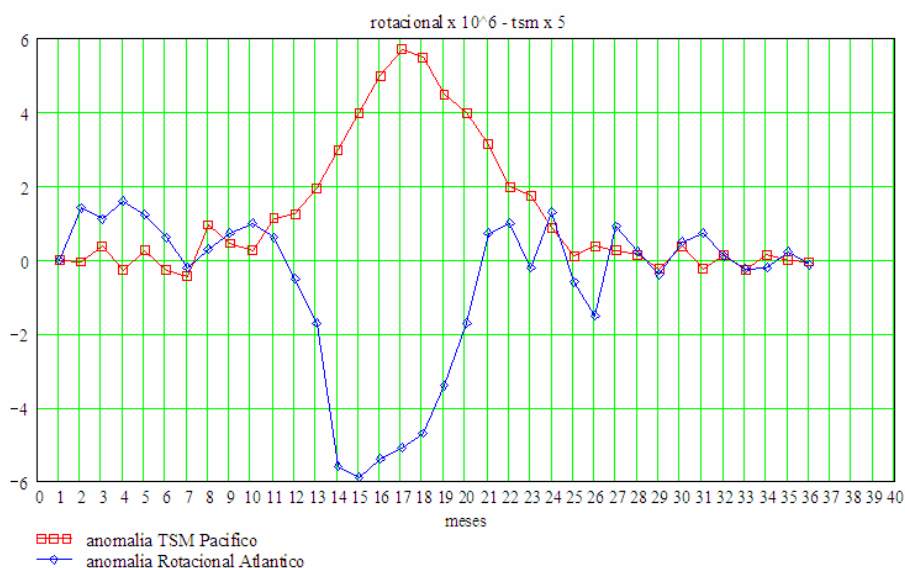


Figura 3.2.10 anomalia da TSM (Celsius) no Pacífico equatorial versus a anomalia do rotacional (s^{-1}) na região de interesse. Os meses iniciam em setembro de 81, o décimo sexto mês equivale a dezembro de 82 (El Niño).

Na figura 3.2.10 nota-se, pelo comportamento da curva, há uma boa relação entre o El Niño e o rotacional do vento na região de interesse no Atlântico Sul para o evento de 1982. O coeficiente de correlação entre esses valores obtém-se é de -0.8, e, aplicando o teste de Student, podemos, a um nível de confiança de 95 por cento, dizer que a relação existe.

Um aspecto que chama atenção é que os picos maior anomalia do rotacional do vento parece estar adiantado em relação ao pico da anomalia de TSM. De fato, esses índices foram tomados em áreas do Pacífico (anomalia de TSM) e do Atlântico (anomalia de vorticidade do vento à superfície) definidas empiricamente. Poder-se-ia aplicar métodos estatísticos para definir o melhor setor para delimitar a obtenção dos índices. Porém, deve-se notar que a anomalia positiva de anomalia de TSM inicia antes da anomalia negativa da vorticidade, ou seja, o oceano injeta energia na atmosfera que reage. O fato da resposta da atmosfera responder mais rapidamente merece ser investigado. Pode-se especular sobre a resposta à impulso associada à taxa de aporte de energia advinda do oceano. Além disso trata-se de um sistema não linear retroalimentado.

3.3. Análise dos dados do Modular Ocean Model

Na figura 3.3.1 está representada a diferença entre a temperatura da superfície do mar média em dezembro de 1982 e a média dos 20 anos (1981 a 2000) de simulação. O ano de 1982 foi escolhido para análise por que nesse ano aconteceu um dos eventos El Niño mais impactantes registrados até hoje. Nota-se claramente a pluma de águas quentes anômalas no Pacífico Equatorial leste central com valores máximos da ordem de 5 graus Celsius.

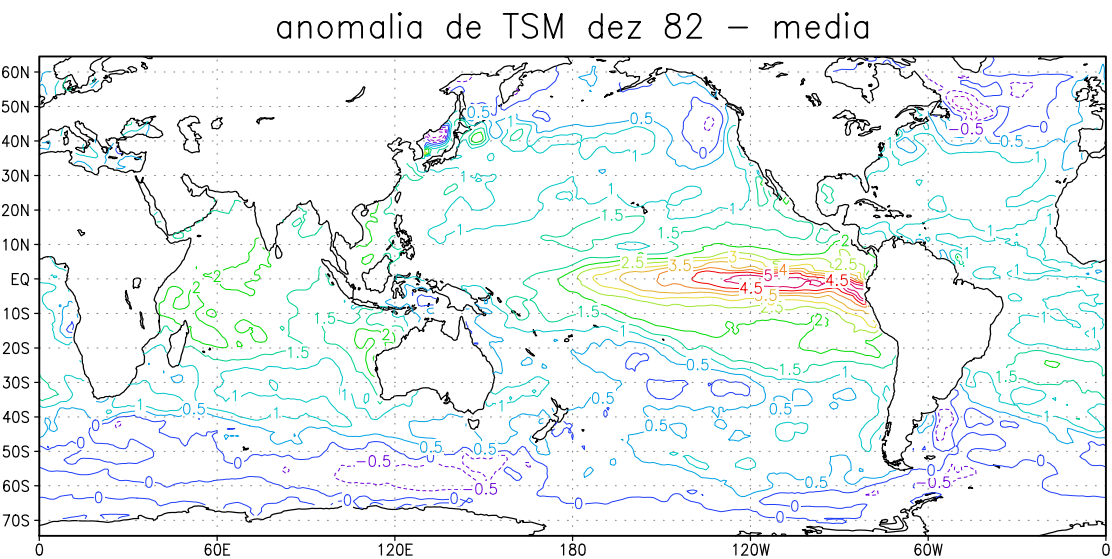


Figura 3.3.1 Diferença entre a TSM média de janeiro de 1982 e média –(ODA/GFDL/MOM)

Na figura 3.3.2 está representado o campo de anomalia de temperatura da superfície do mar para o mês de dezembro de 1982, em função da climatologia de TSM da NASA/JPL.

Cabe observar a fidedignidade do resultado do ODA/GFDL/MOM em reproduzir o evento El Niño de 1982. Ressaltamos o mês de dezembro, porque a anomalia de temperatura da superfície do mar estava próxima de seus maiores valores. Nota-se não só a representatividade da forma mas também da ordem de grandeza dos valores.

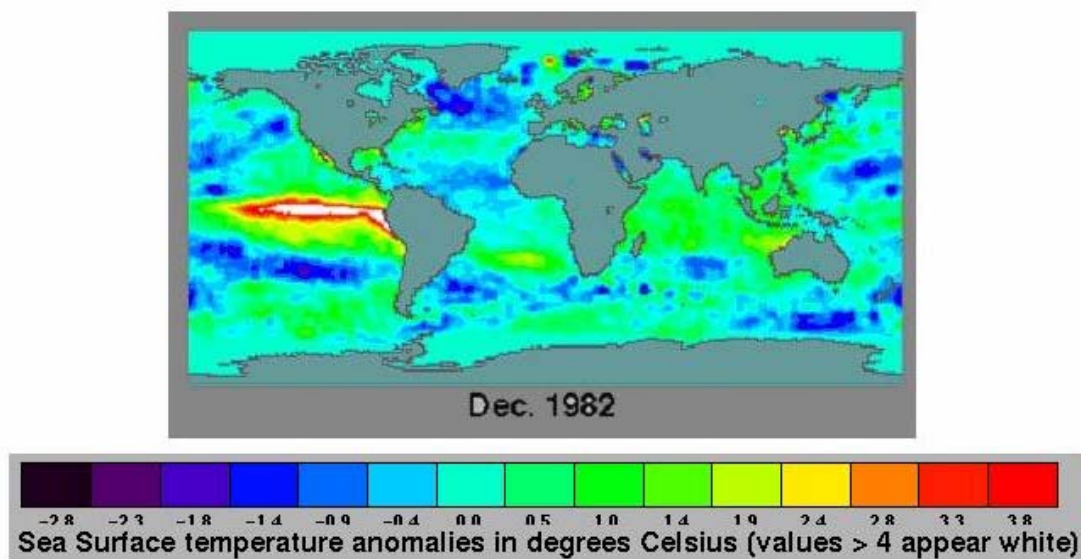


Figura 3.3.2 campo de anomalia de TSM representando o El Niño de 1982 (dezembro) obtida da NASA/JPL

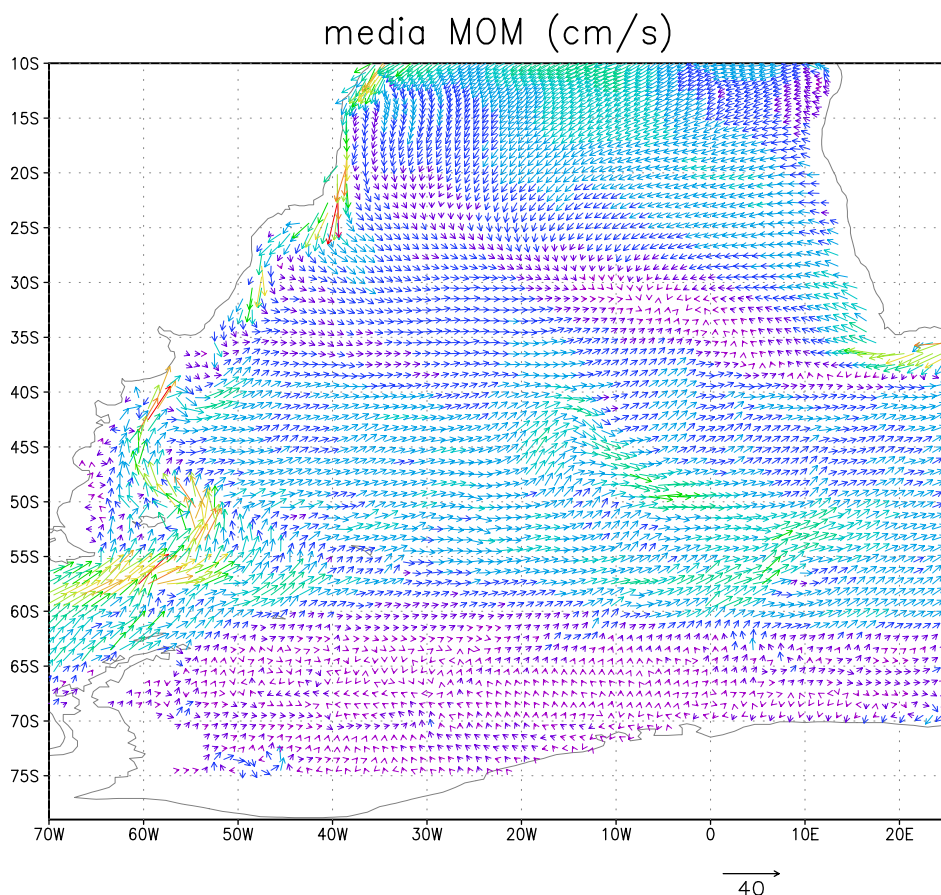


Figura 3.3.3 Campo de corrente média de janeiro de 85 da camada superficial (cm/s) ODA/GFDL/MOM

Na figura 3.3.3, obtida do experimento ODA/GFDL/MOM, onde representa-se a média de janeiro de 85 do experimento ODA/GFDL/MOM, pode-se observar que o modelo reproduz as feições da circulação oceânica de superfície, representadas na figura 3.3.4, obtida de Peterson e Stramma [*Peterson e Stramma*, 1991] tais como: a corrente das Agulhas, passando o Cabo da Boa Esperança rumo ao Atlântico, fluindo como a Corrente de Benguela e se juntando à corrente Sul Equatorial; tem-se o giro subtropical do Atlântico e a corrente do Brasil, se formando em torno cinco graus sul e fluindo para o Norte junto à costa [*Silveira et al.*, 2001; *Stramma e England*, 1999; *Stramma e Peterson*, 1990] até descolar da costa rumo a África [*Matano*, 1993; *Peterson e Stramma*, 1991; *Silveira et al.*, 2001; *Stramma e England*, 1999; *Sverdrup et al.*, 1944].

O modelo também representa a corrente das Falklands/Malvinas, ramo da Circumpolar Antártica fluindo para sul junto à costa [*Lino*, 1985; *Lino e Mascarenhas Jr*, 1985; *Vivier et al.*, 2001; *Wainer et al.*, 2000].

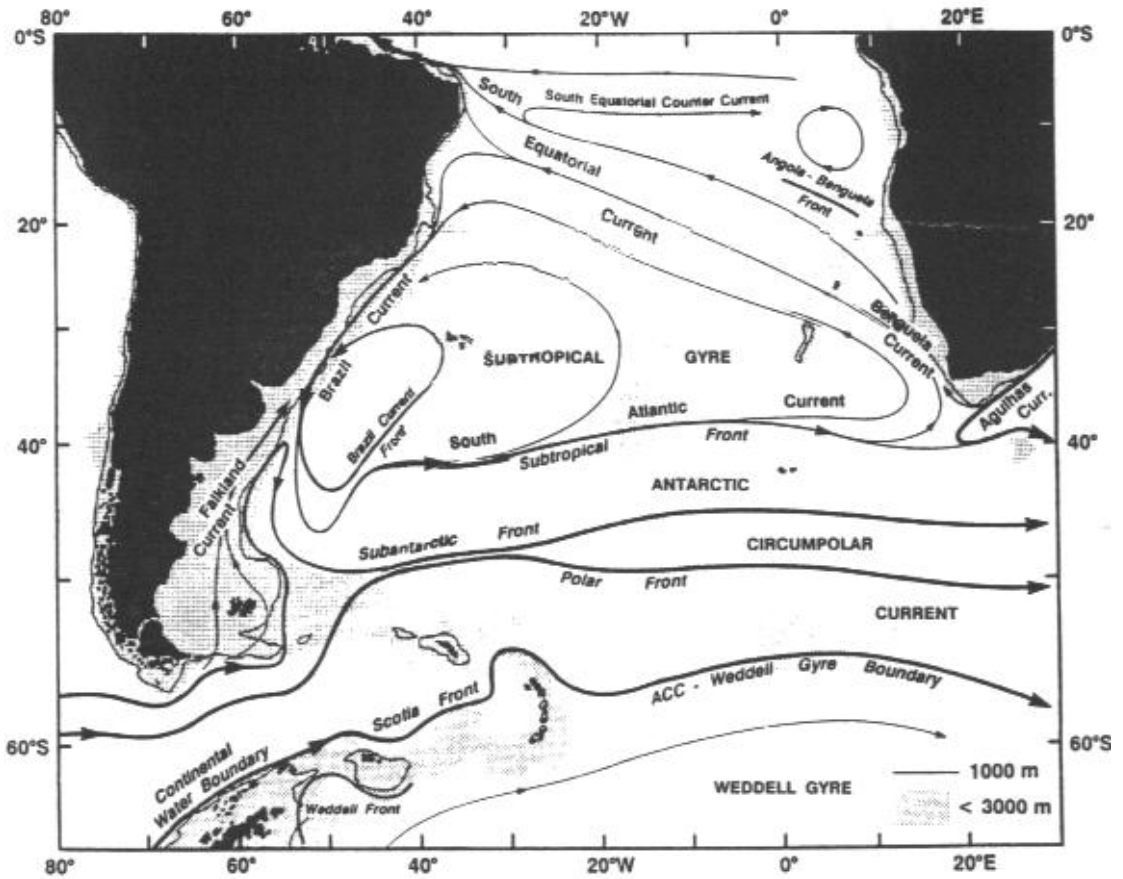


Figura 3.3.4 Adaptado de Stramma [Peterson e Stramma, 1991].

Nas figuras 3.3.5, 3.3.6 e 3.3.7 está representada a diferença entre a média da componente meridional da corrente dos meses de janeiro, julho e dezembro de 1982, que foi um ano de El Niño, e a média para cada mês. Nota-se a intensificação da corrente do Brasil junto à costa na latitude de 20 graus sul e longitude de 39 graus oeste, nos três meses, também é notável um enfraquecimento da componente meridional, mais a leste, do escoamento em direção ao sul. Nos gráficos das figuras 3.3.8, 3.3.9 e 3.3.10, representando a mesma grandeza na latitude de 27 sul, pode-se notar um comportamento similar.

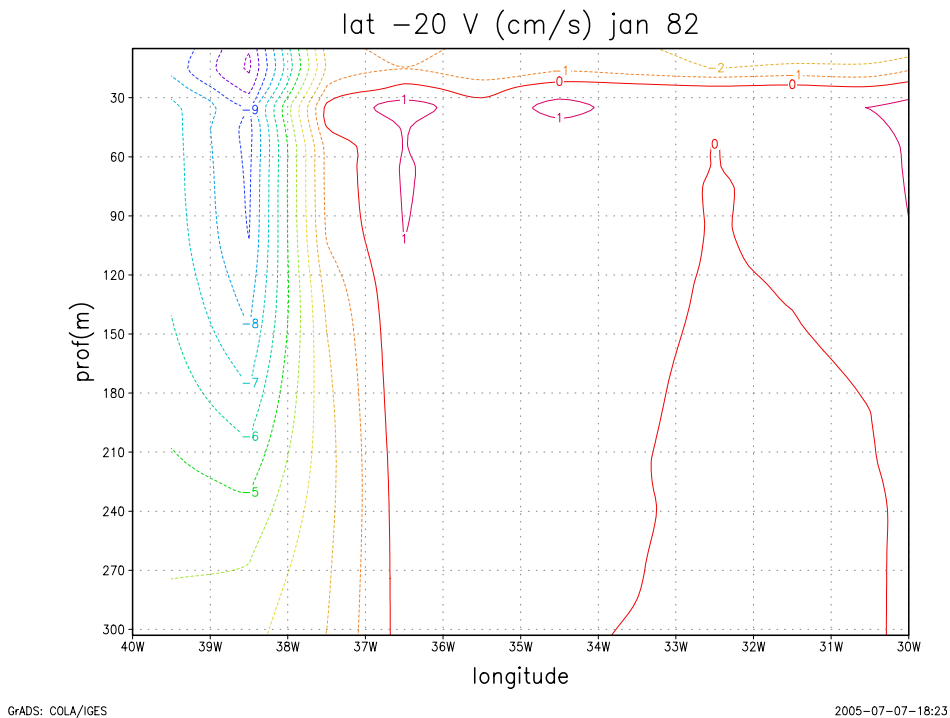


Figura 3.3.5 Corte vertical representando anomalia da componente meridional das correntes (cm/s) na latitude de 20 graus sul. Profundidades em metros. ODA/GFDL/MOM.

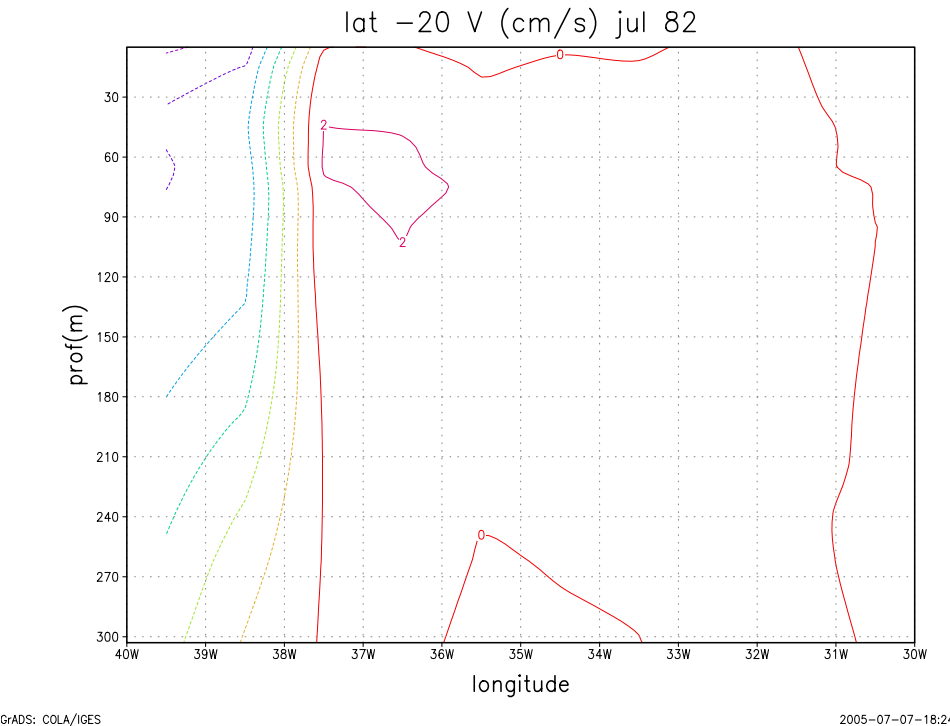
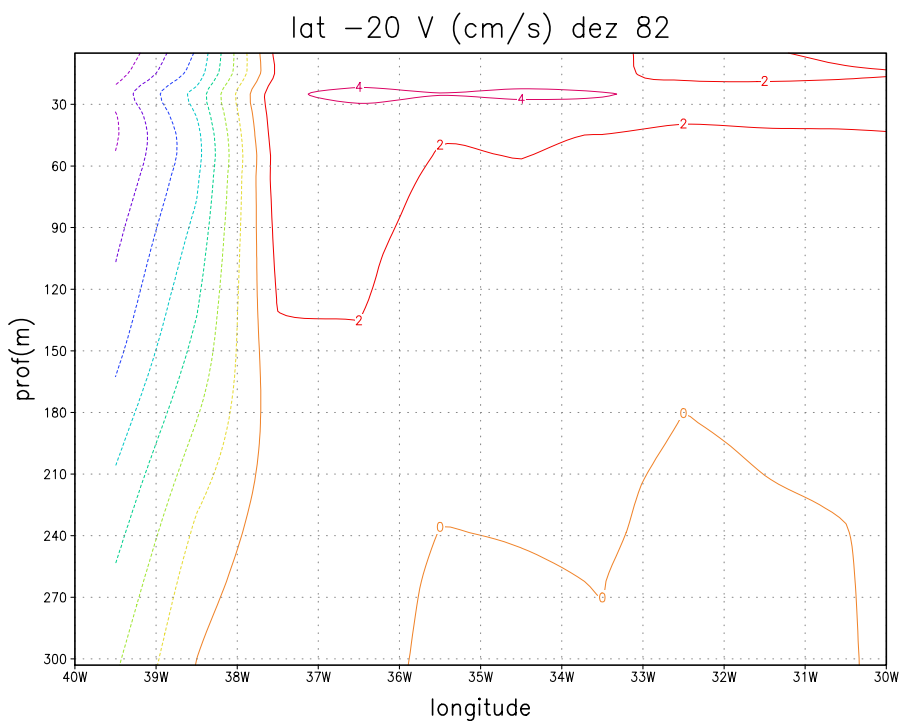


Figura 3.3.6 Corte vertical representando anomalia da componente meridional das correntes (cm/s) na latitude de 20 graus sul. Profundidades em metros. ODA/GFDL/MOM.



GrADS: COLA/IGES

2005-07-07-18:27

Figura 3.3.7 Corte vertical representando anomalia da componente meridional das correntes (cm/s) na latitude de 20 graus sul. Profundidades em metros. ODA/GFDL/MOM.

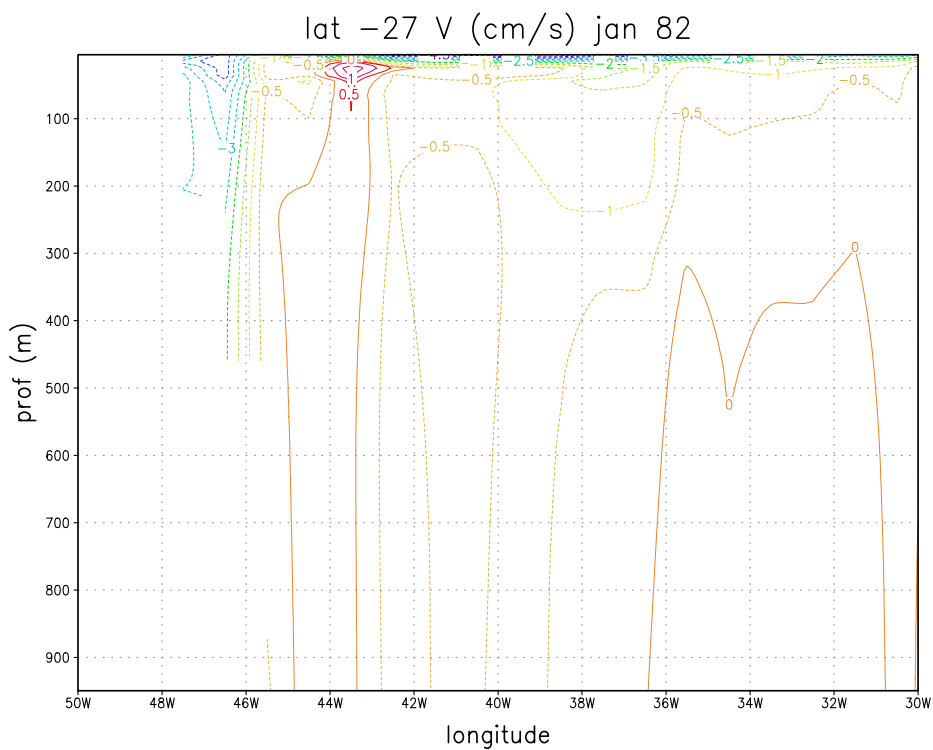


Figura 3.3.8 Corte vertical representando anomalia da componente meridional das correntes (cm/s) na latitude de 27 graus sul. Profundidades em metros. ODA/GFDL/MOM.

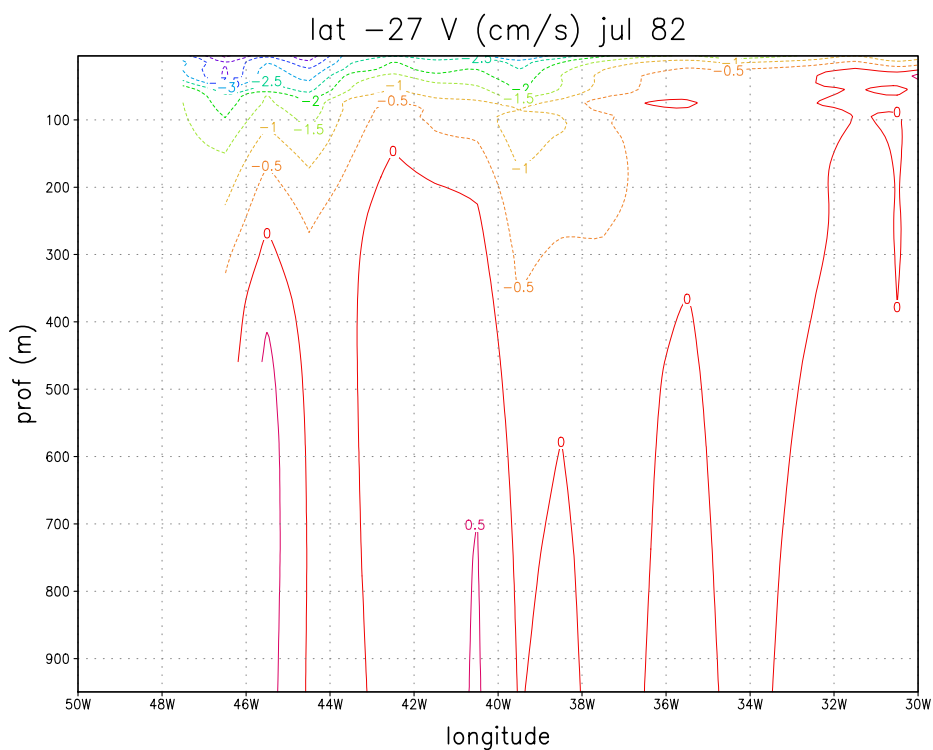


Figura 3.3.9 Corte vertical representando anomalia da componente meridional das correntes (cm/s) na latitude de 27 graus sul. Profundidades em metros. ODA/GFDL/MOM.

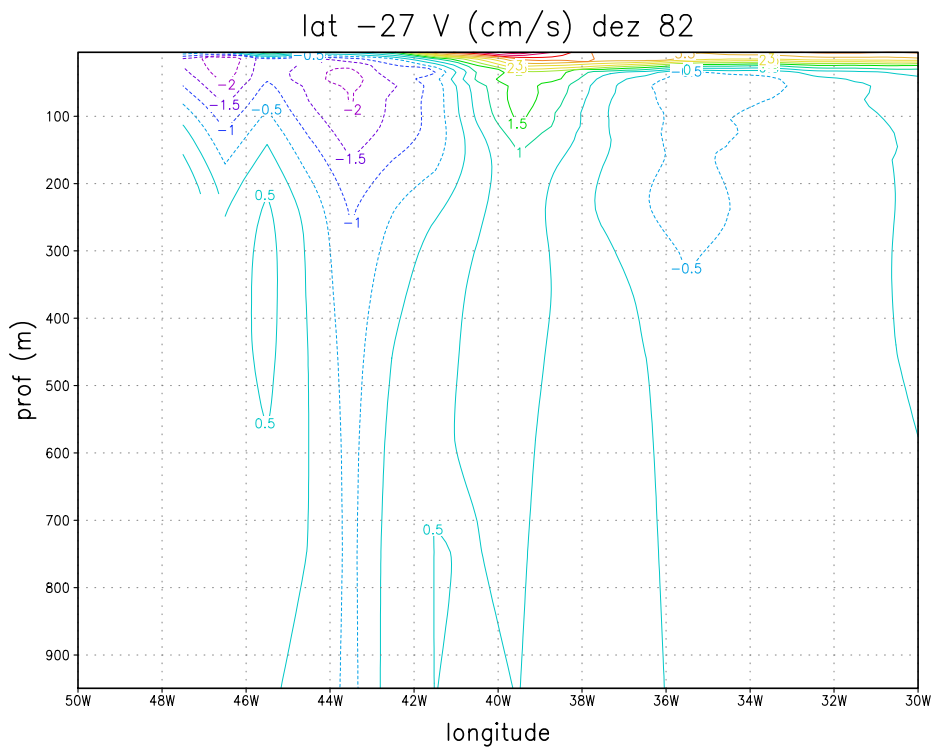


Figura 3.3.10 Corte vertical representando anomalia da componente meridional das correntes (cm/s) na latitude de 27 graus sul. Profundidades em metros. ODA/GFDL/MOM.

Na figuras 3.3.11 e 3.3.12, estão representados cortes verticais do campo de anomalia da componente zonal das correntes, no Atlântico Sul, nas longitudes de 30 e 35 Oeste, respectivamente, para o mês de dezembro. Nota-se o enfraquecimento do ramo da corrente do Atlantico Sul (ramo rumo a leste do giro subtropical) entre as latitudes de 50 e 40 sul, associado ao ramo da célula de circulação atmosférica da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), o mesmo ocorrendo na região entre 30 e 20 graus de latitude sul, indicando um possível enfraquecimento do ramo mais a norte do ASAS por efeito da célula de Walker.

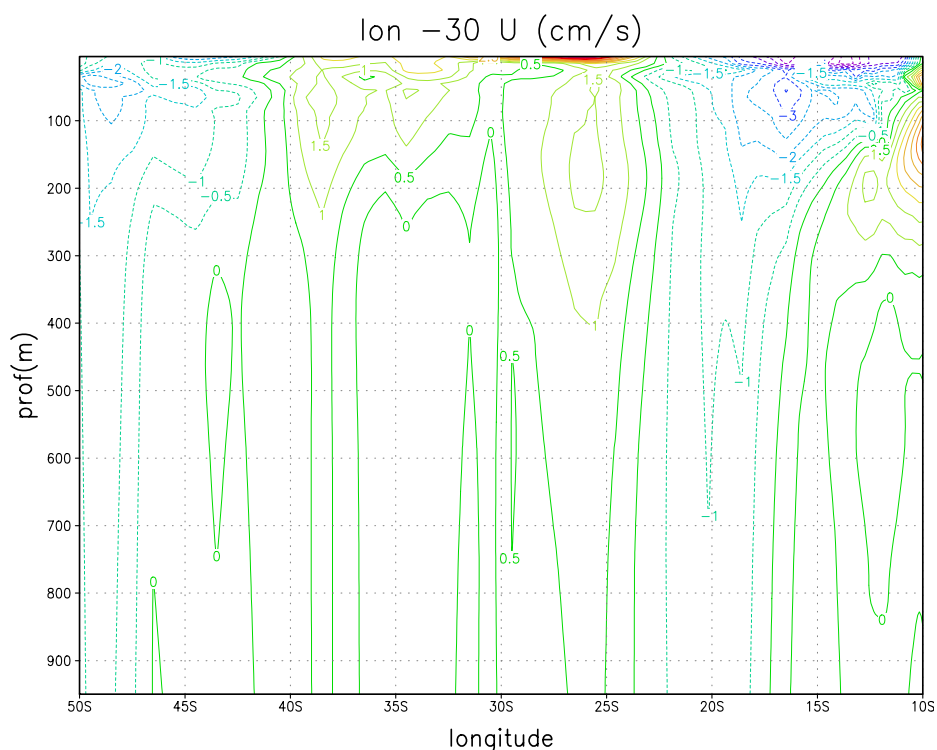


Figura 3.3.11 Corte vertical representando a anomalia da componente zonal das correntes (cm/s) na longitude de 30 graus oeste em dezembro de 1982. Profundidades em metros. ODA/GFDL/MOM.

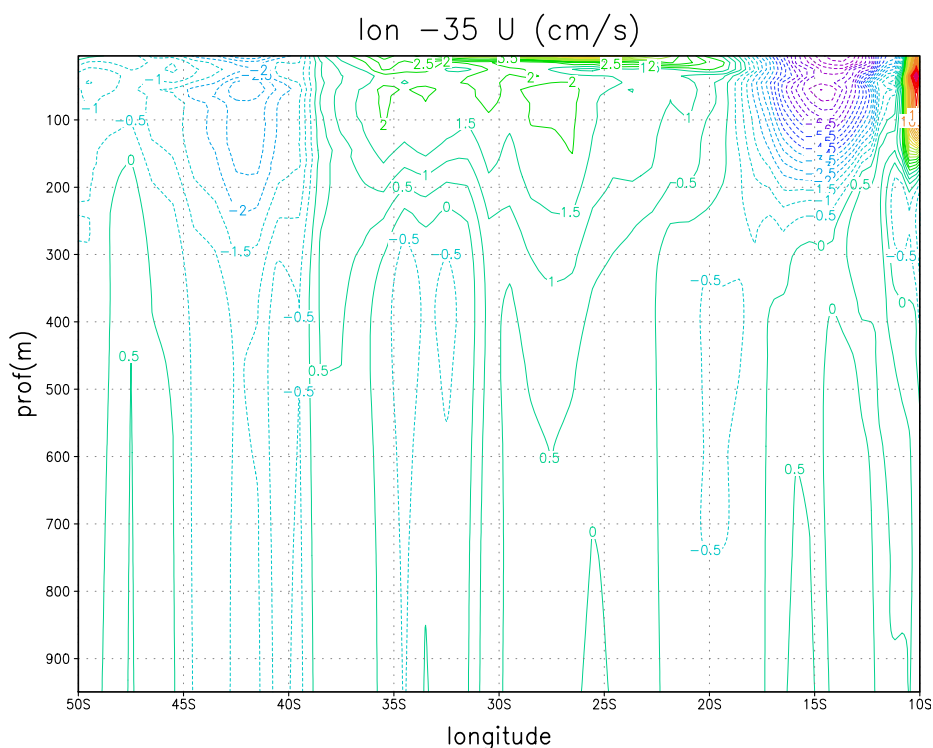


Figura 3.3.12 Corte vertical representando a anomalia da componente zonal das correntes (cm/s) na longitude de 35 graus oeste em dezembro de 1982. Profundidades em metros. ODA/GFDL/MOM.

Nas figuras 3.3.13, 3.3.14 e 3.3.15 estão representados os campos da anomalia de velocidade à superfície na região equatorial para o meses da janeiro, julho e dezembro de 1982 (El Niño) em relação à média. Em janeiro, nota-se um aumento da intensidade do ramo mais a sul da corrente sul equatorial que ruma para oeste acerca de 6° sul e da contra corrente norte equatorial que ruma para leste acerca de 8° norte [Lumpkin e L.Garzoli, 2005]. Nota-se também uma maior velocidade da corrente do Brasil, formada pela bifurcação da corrente sul equatorial (figuras 3.3.11 e 3.3.12). Em julho, o padrão de anomalias migra para o hemisfério norte, porém inicia-se um enfraquecimento do ramo mais a sul da Corrente Sul Equatorial que fica mais intenso em dezembro. Nota-se o enfraquecimento da Corrente Norte do Brasil, que pode ter contribuído para o padrão observado para o ramo mais a sul da Corrente Sul Equatorial. O mais interessante é que em todos os meses pode-se observar um maior transporte junto à costa para sul a partir do litoral da Bahia.

O comportamento ao longo do ano da circulação rumo ao sul junto à costa brasileira pode ser observado na figura 3.3.16.

anomia de vel a sfc (cm/s) jan 82

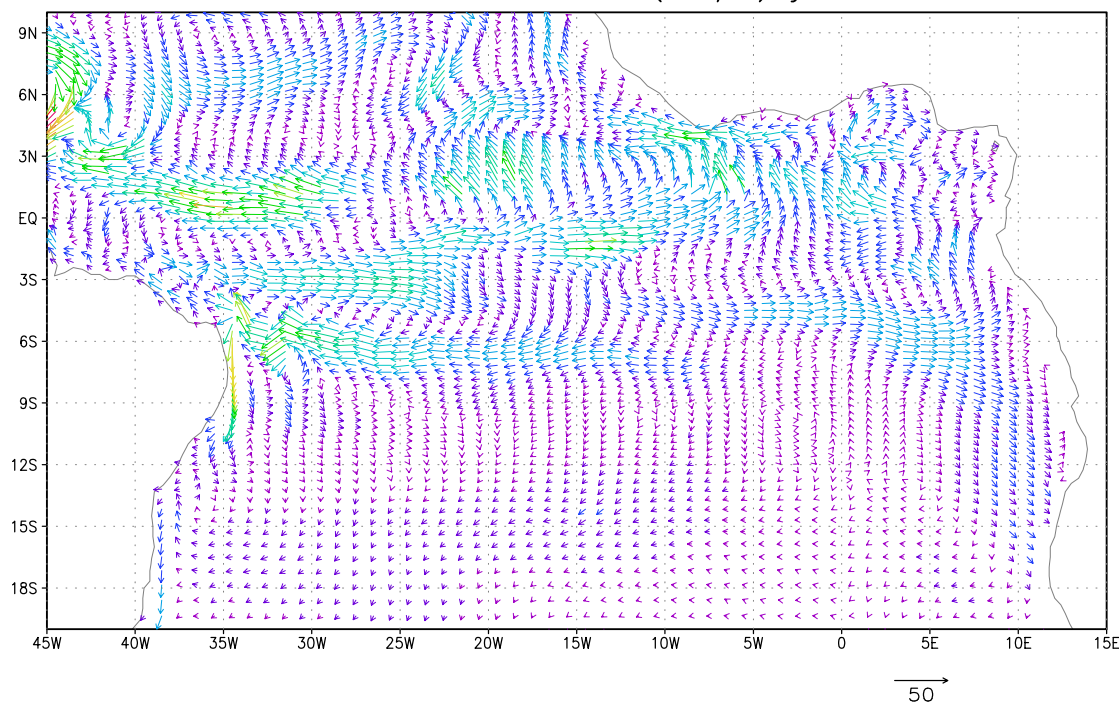


Figura 3.3.13 Anomalia do campo de velocidade à superfície, na região equatorial, para o mês de janeiro de 1982. ODA/GFDL/MOM.

anomia de vel a sfc (cm/s) jul 82

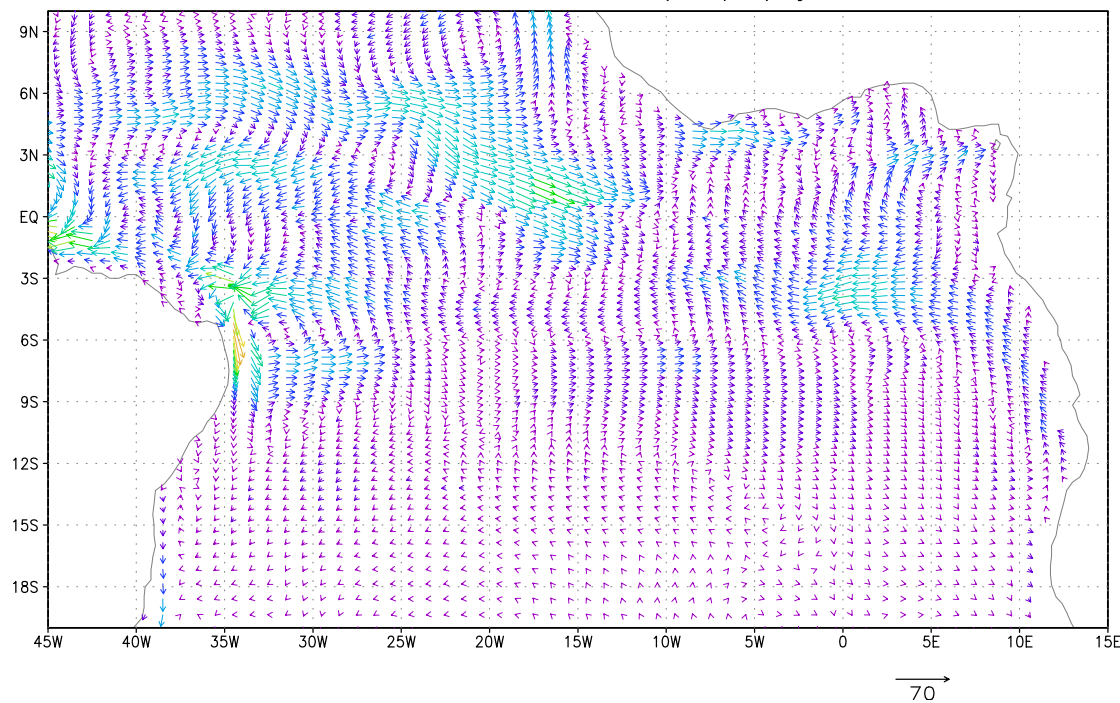


Figura 3.3.14 Anomalia do campo de velocidade à superfície, na região equatorial, para o mês de julho de 1982. ODA/GFDL/MOM.

anomalia de vel a sfc (cm/s) dez 82

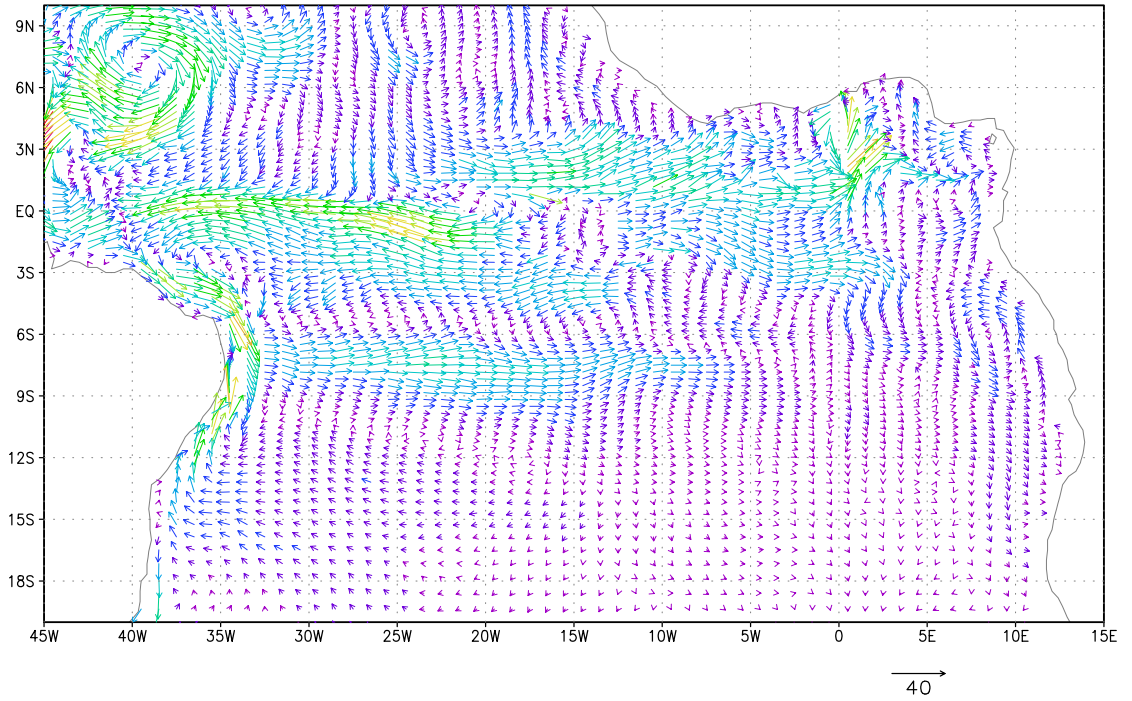


Figura 3.3.15 Anomalia do campo de velocidade à superfície, na região equatorial, para o mês de dezembro de 1982. ODA/GFDL/MOM.

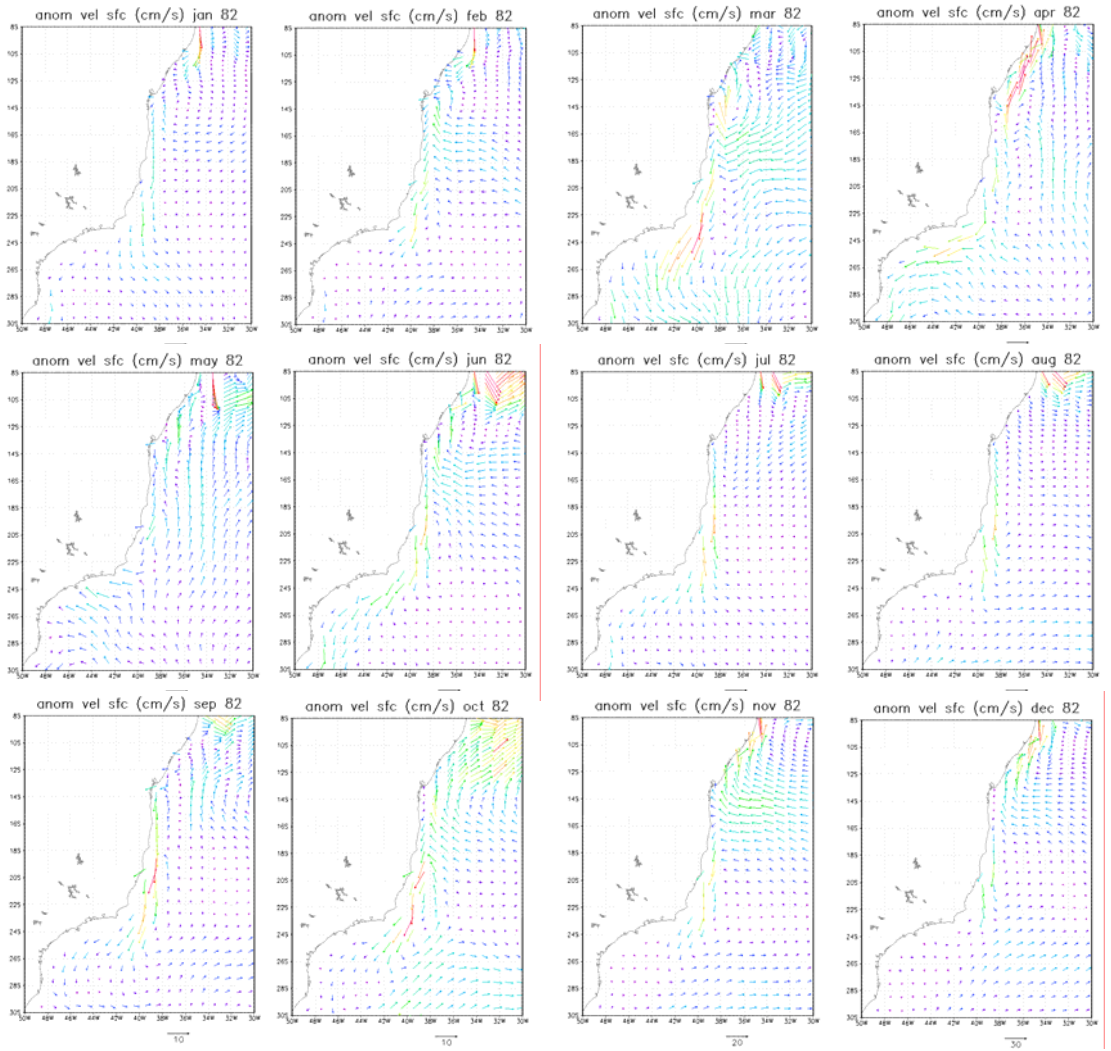


Figura 3.3.16 Sequência de médias mensais de anomalia do campo de velocidade a superfície, na região do bordo oeste da bacia do Atlântico Sul. ODA/GFDL/MOM.

Cortes verticais do campo de anomalia da componente zonal de velocidade para os meses de janeiro, julho e dezembro, na longitude de 30 graus, entre as latitudes de 10 graus sul a 10 graus norte, estão representados nas figuras 3.3.17, 3.3.18 e 3.3.19. Observa-se o padrão superficial, também visível nas figuras 3.3.13, 3.3.14 e 3.3.15, com o aumento da intensidade da corrente sul equatorial (rumo a oeste) na região de latitudes próximas de 6 graus sul, e aumento também da contra corrente sul equatorial (rumo a leste) mais ao norte.

Nas mesmas figuras (3.3.17, 3.3.18 e 3.3.19) observa-se, entre as latitudes de 4 graus sul e 2 graus norte, e profundidades de até cerca de 400 metros, o aumento de transporte rumo a oeste.

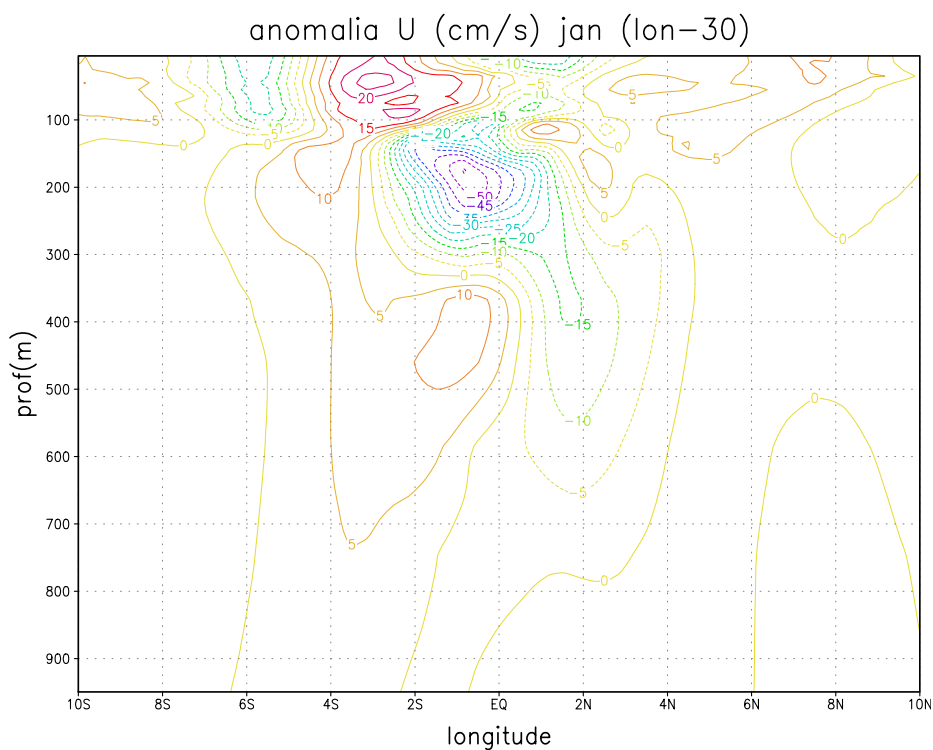


Figura 3.3.17 perfil vertical da anomalia da componente zonal das correntes em profundidade, na longitude 30 graus, janeiro de 1982. ODA/GFDL/MOM.

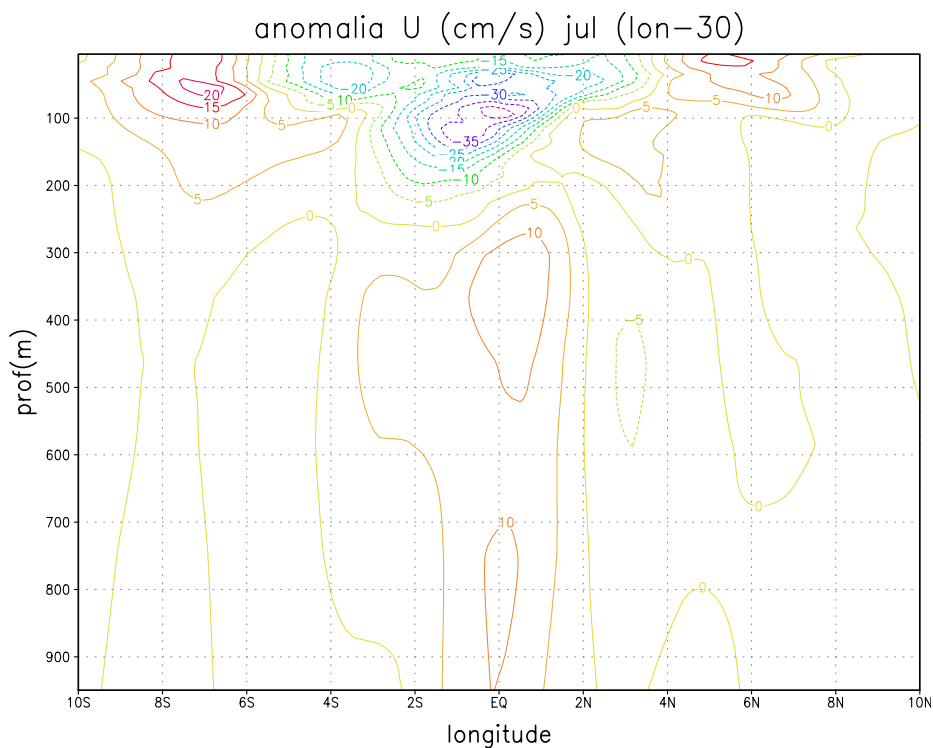


Figura 3.3.18 perfil vertical da anomalia da componente zonal das correntes em profundidade, na longitude 30 graus, julho de 1982. ODA/GFDL/MOM.

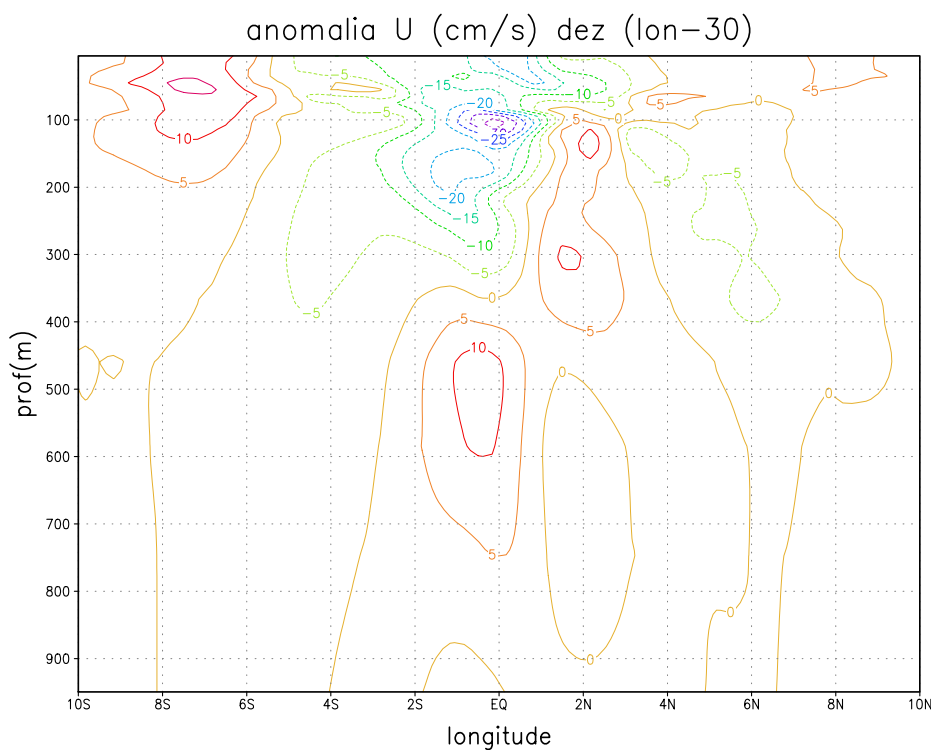


Figura 3.3.19 perfil vertical da anomalia da componente zonal das correntes em profundidade, na longitude 30 graus, dezembro de 1982. ODA/GFDL/MOM.

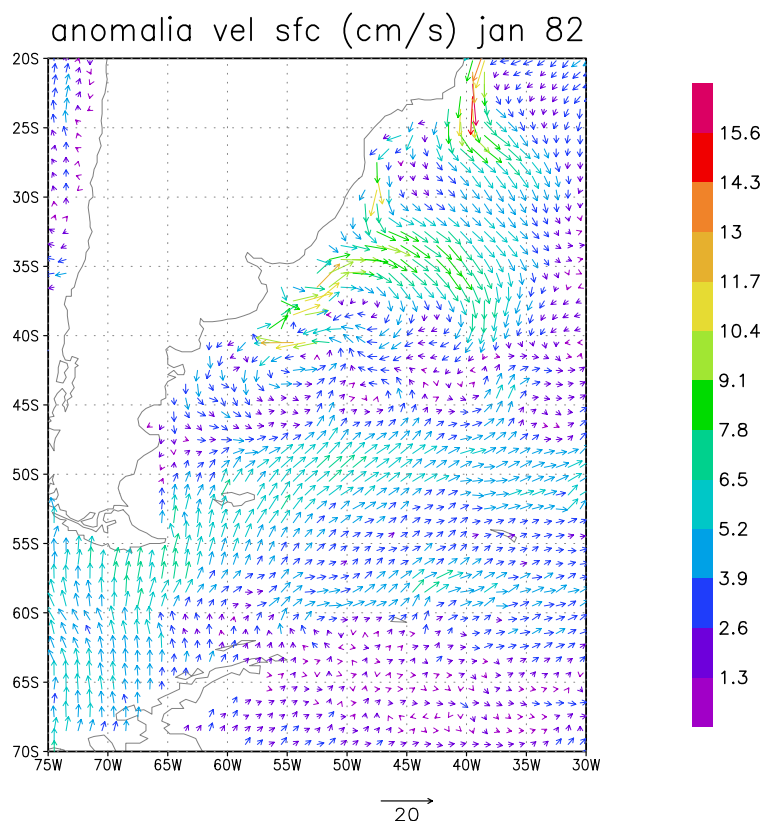


Figura 3.3.20 anomalia do campo de velocidade à superfície, para o mês de janeiro de 1982. ODA/GFDL/MOM.

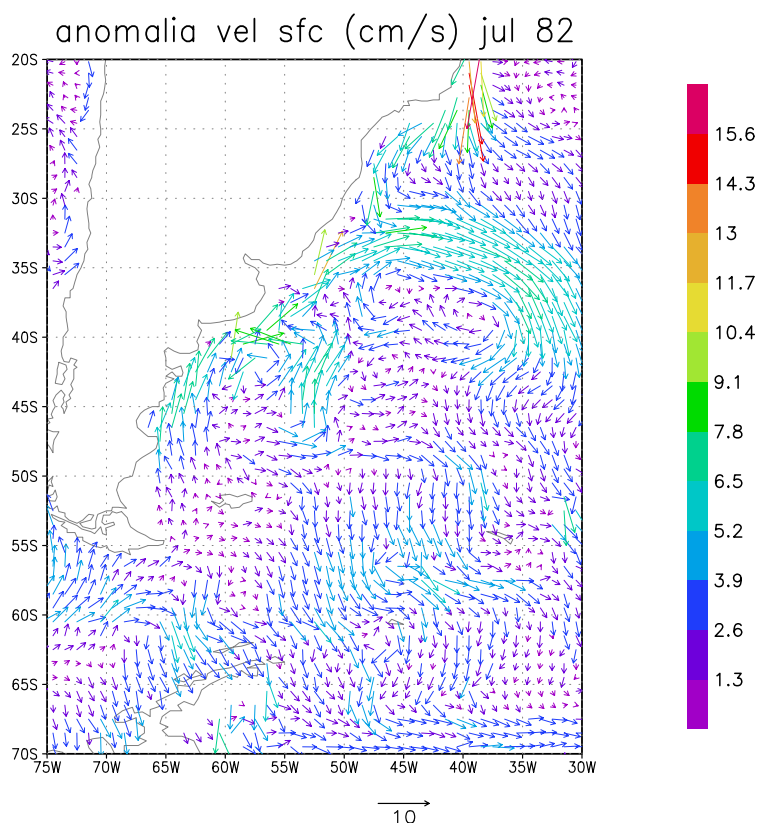


Figura 3.3.21 anomalia do campo de velocidade à superfície, para o mês de julho de 1982. ODA/GFDL/MOM.

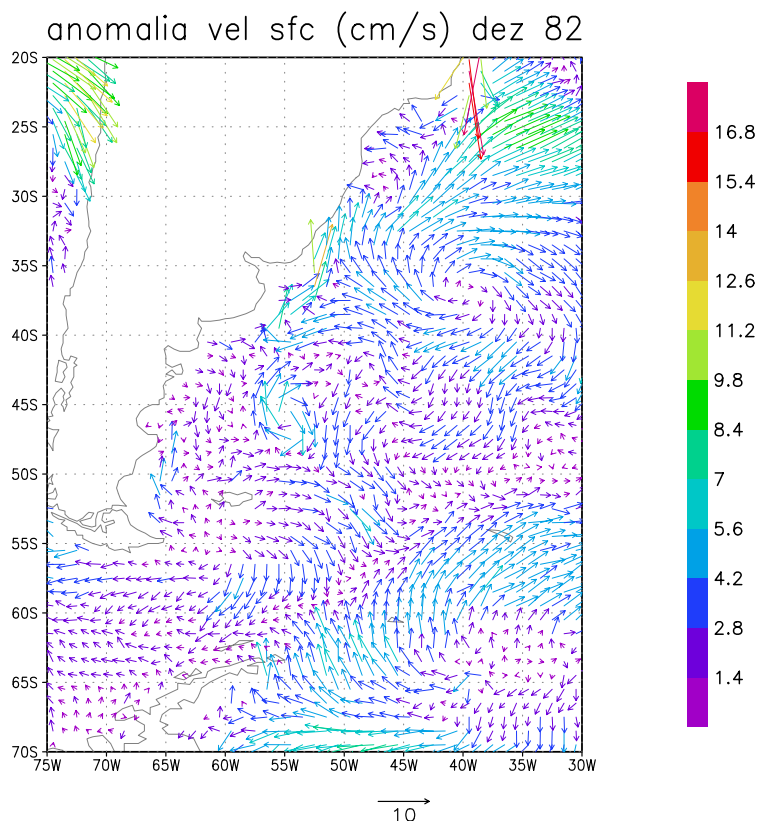


Figura 3.3.22 anomalia do campo de velocidade à superfície, para o mês de dezembro de 1982. ODA/GFDL/MOM.

Nas figuras 3.3.20, 3.3.21 e 3.3.22, estão representados os campos de anomalia de velocidade à superfície, para os meses de janeiro, julho e dezembro, respectivamente. Pode-se observar, de maneira geral uma intensificação da corrente das Falklands/Malvinas e também da corrente do Brasil.

Uma feição notável, que pode ser observada nas figuras 3.3.20, 3.3.21 e 3.3.22, além da intensificação das correntes, é a tendência do aumento da divergência das anomalias de velocidade da costa em torno das latitudes de 30 a 35 graus sul.

Nas figuras 3.3.23, 3.3.24 e 3.3.25, pode-se observar, a diferença entre a profundidade da superfície isotérmica de 18° C entre os anos de 1982, 1992 e 1997, anos de El Niño com a média. Nota-se nos três anos que o topo da temperatura de 18° C na região está mais rasa.

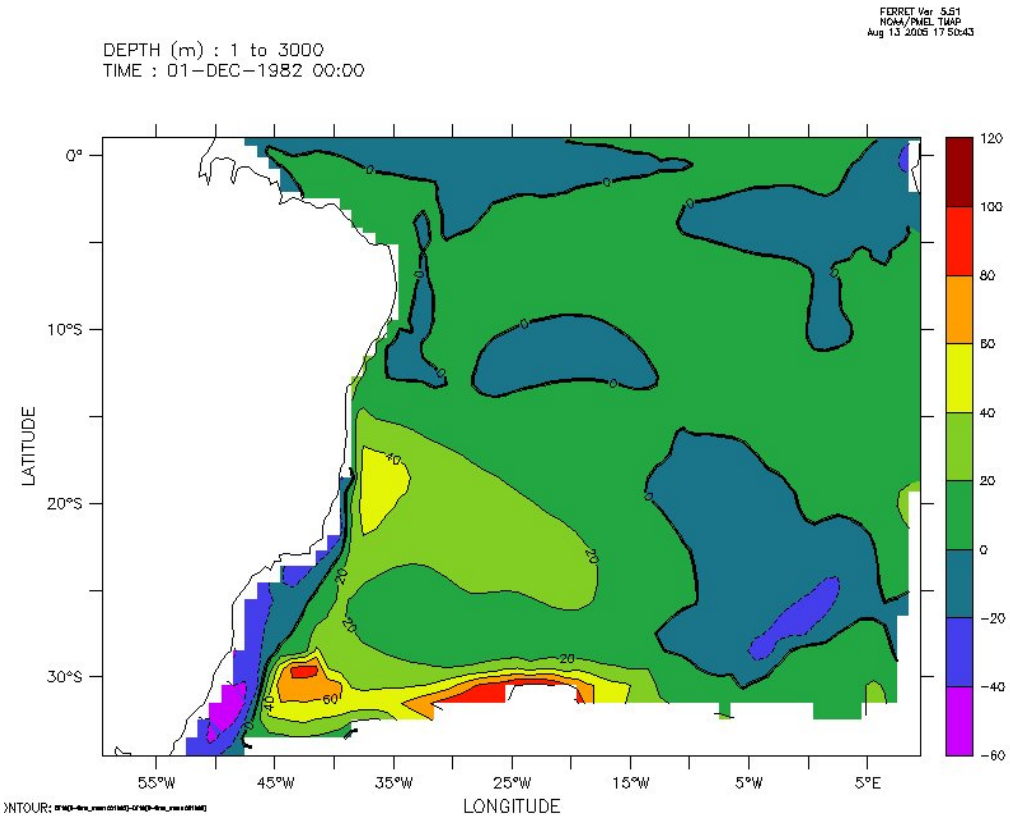


Figura 3.3.23 Profundidade(em metros) da anomalia da superfície isotérmica de 18°C, ano de 1982.

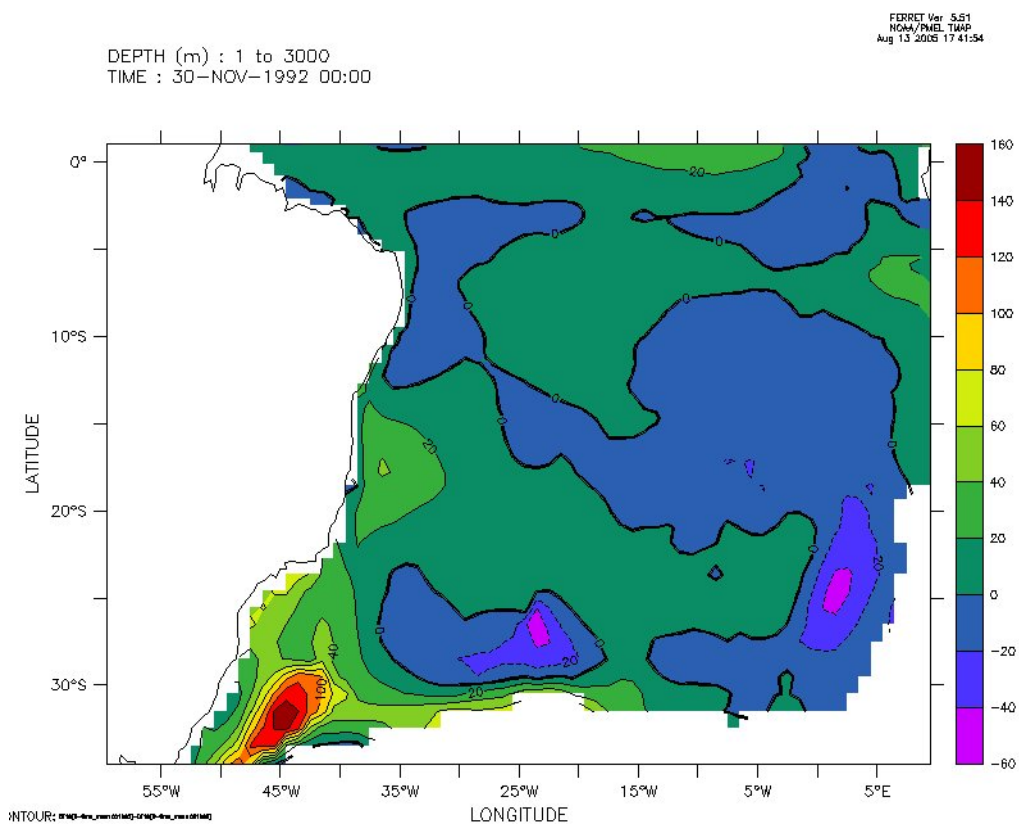


Figura 3.3.24 Profundidade(em metros) da anomalia da superfície isotérmica de 18°C, ano de 1992.

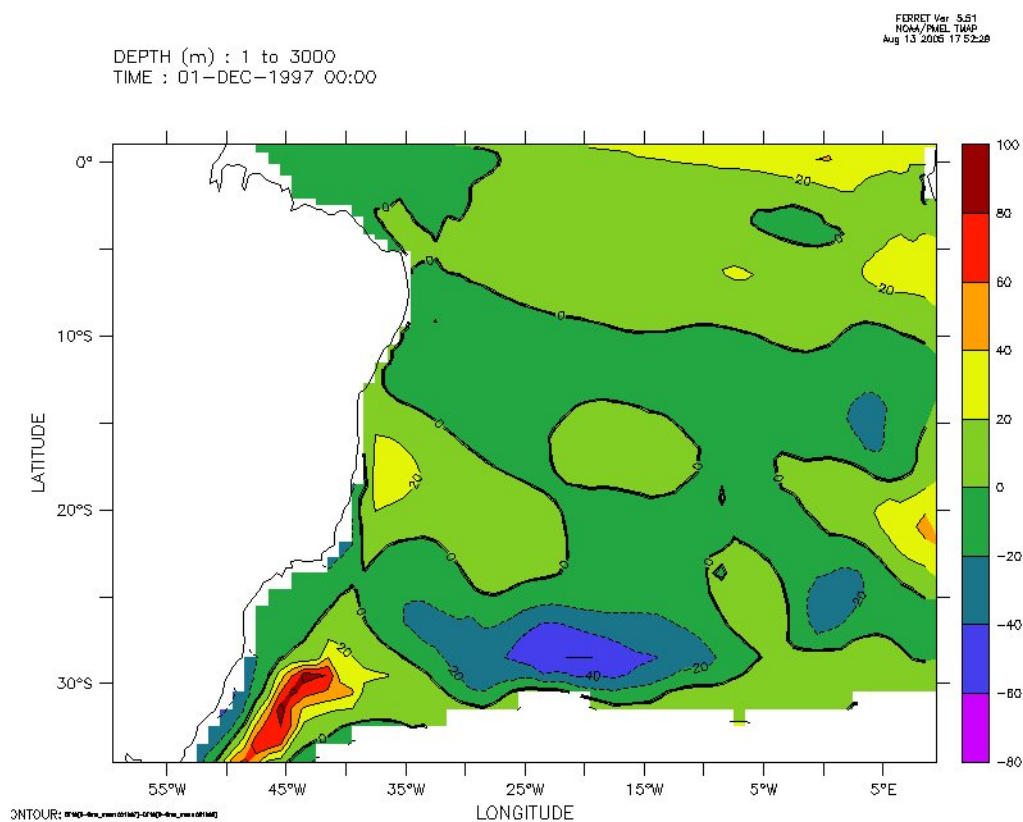


Figura 3.3.25 Profundidade(em metros) da anomalia da superfície isotérmica de 18°C, ano de 1997.

3.4. Aplicação do Community Climate Model (CCM)

A nossa primeira proposta foi analisar as estatísticas de médias por conjunto, explorando a idéia, associada à teoria do caos para a solução de sistemas não lineares, que pequenas variações na condição inicial leva a soluções diferentes [Buchmann *et al.*, 1986; Gleick, 1989; Lorenz, 1963; Lorenz, 1968; Nussenzveig, 2003; Shukla, 1998]. Pretendia-se produzir casos controle (baseados em anos normais) e casos perturbados (baseados em anos de El Niño).

O número de componentes de uma média por conjunto, no caso de clima, onde se realizam integrações longas no tempo, depende fundamentalmente do que se pretende obter [Shukla, 1998; Wehner, 2000], que restrições físicas e numéricas são toleráveis em sua modelação e, do ponto de vista prático, de recursos computacionais.

Neste trabalho, o número de componentes da média por conjunto foi estimado com base nos trabalhos de [Wehner, 1998; Wehner, 2000] que mostra o número mínimo de membros necessários em função do tipo de experimento definido. Nas figuras 3.4.1, 3.4.2, 3.4.3 e 3.4.4, estão alguns resultados de Wehner para ilustrar a discussão. Dessa forma, utilizando tais resultados, em função das variáveis escolhidas e da nossa região de interesse estar associado a uma forçante atuando na atmosfera tropical [Shukla, 1998], optou-se por utilizar um único caso controle (clima) e um único caso perturbado (El Niño).

Observa-se que as variáveis dinâmicas, ou melhor, resultantes da aplicação de leis universais (pressão e temperatura) são menos caóticas e mais dependentes das condições de contorno, ou seja, mais determinísticas e menos estocásticas que as variáveis mais dependentes de abordagens paramétricas (precipitação por exemplo).

Nas figuras 3.4.1, 3.4.2, 3.4.3 e 3.4.4 pode-se observar que para modelar temperaturas sobre o oceano e pressão ao nível do mar, variáveis tipicamente dinâmicas, na região tropical, que contém nossa área de interesse, é necessária apenas uma realização para obter uma estimativa da pressão com um erro de 1hPa a um nível de confiança da ordem de 95%.

No caso da precipitação já seria necessário um maior número de realizações, o que parece razoável, uma vez que a precipitação é uma variável altamente dependente de parametrizações que guardam alguma dependência das variáveis dinâmicas, mas dependem também de parâmetros termodinâmicos associados à representação de

processos radiativos na atmosfera e de representação dos efeitos da superfície, que incluem a biosfera, recentemente incluídos nos modelos atmosféricos globais [McGuffie e Henderson-Sellers, 1997; McGuffie e Henderson-Sellers, 2001].

Dessa forma, por uma questão de falta de recursos computacionais, e por estarmos aplicando um modelo climático e não de prognóstico de tempo, e apoiados na argumentação de Wehner [Boyle, 1997; Wehner, 1998; Wehner, 2000] e Shukla [Shukla, 1998] decidiu-se utilizar apenas um caso para gerar o controle e outro para gerar o caso perturbado.

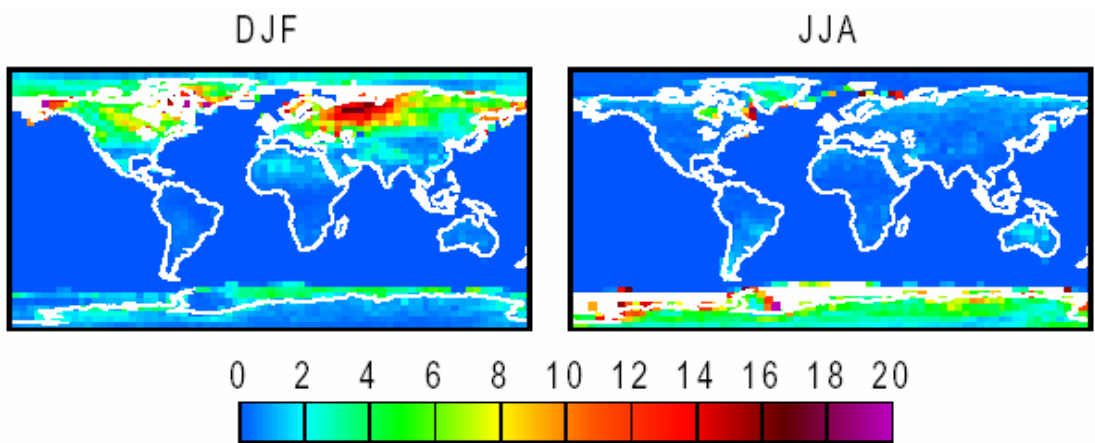


Figura 3.4.1 número de realizações necessárias para estimar uma média sazonal com temperaturas do ar com erro de 0.5 K com 95 % de confiança – adaptado de [Wehner, 1998; Wehner, 2000].

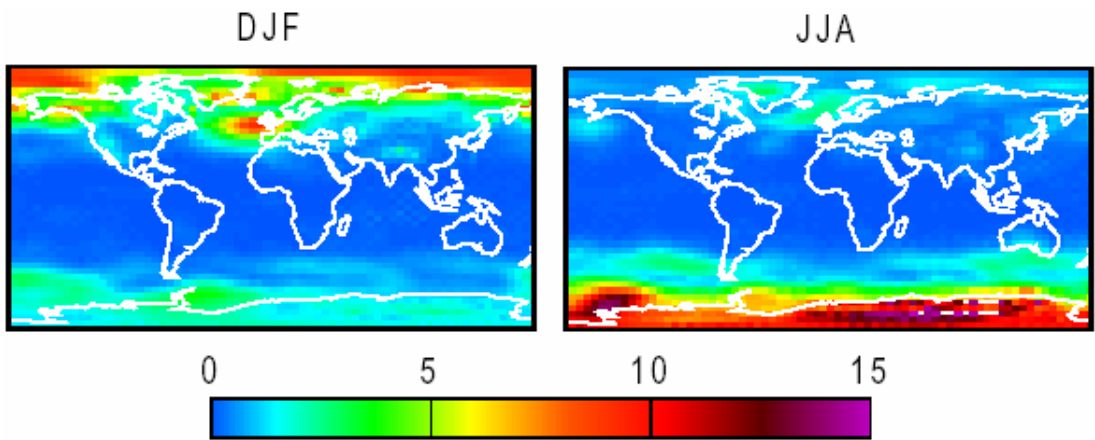


Figura 3.4.2 número de realizações necessárias para estimar uma média sazonal de pressão ao nível do mar com erro de 1.0 hPa com 95 % de confiança – adaptado de [Wehner, 1998; Wehner, 2000].

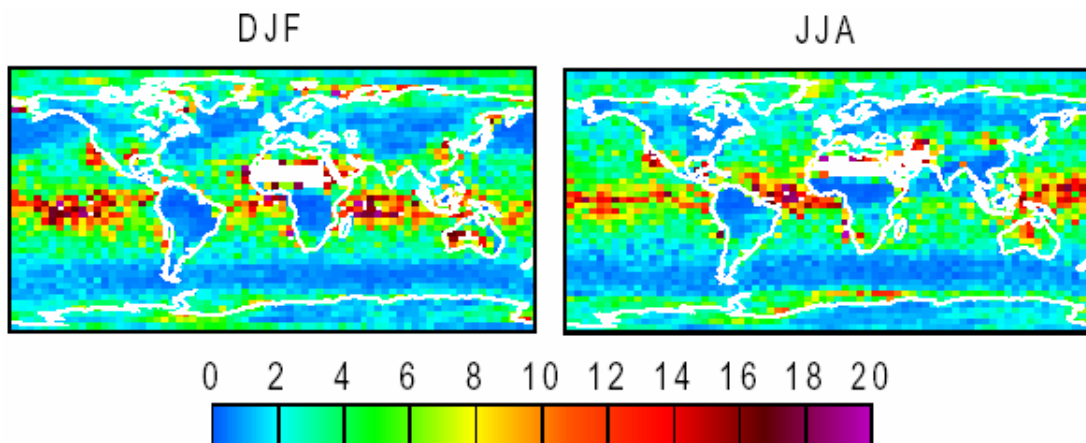


Figura 3.4.3 número de realizações necessárias para estimar uma média sazonal de precipitação com erro de 10 % com 95 % de confiança – adaptado de [Wehner, 1998; Wehner, 2000].

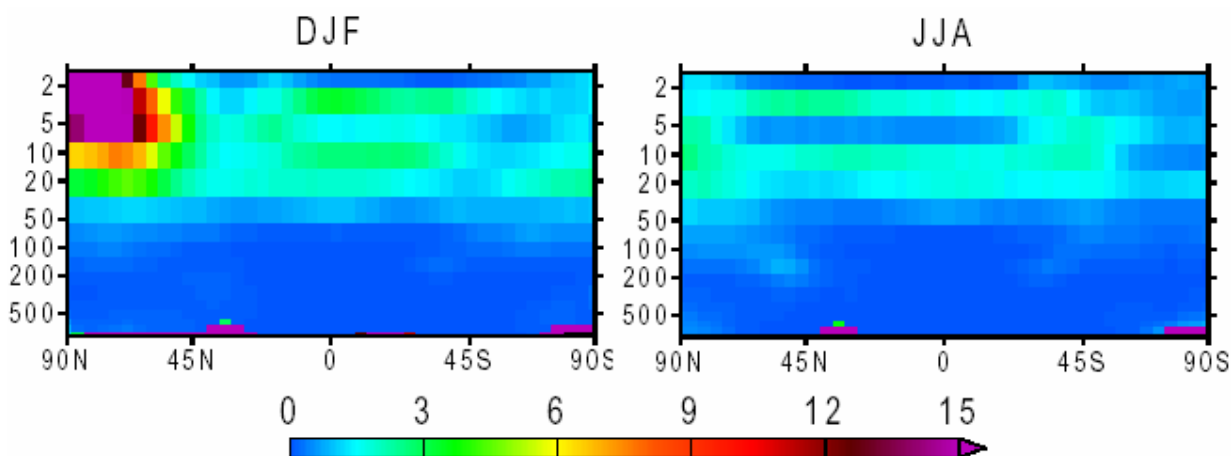


Figura 3.4.4 número de realizações necessárias para estimar uma média sazonal zonal com temperaturas do ar com erro de 0.5 K com 95 % de confiança. As unidades do eixo vertical é hPa – adaptado de [Wehner, 1998; Wehner, 2000].

O caso modelo é executado com a climatologia, ou seja, o modelo é integrado no clima a partir de um estado inicial da atmosfera também climático e então são aplicadas as condições de contorno de radiação solar e temperatura da superfície do mar.

O modelo é inicializado com os seguintes dados:

- Temperatura (K)
- U e V (m/s)
- Q umidade específica ($\text{kg}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{kg}_{\text{ar}}$)
- Ozônio ($\text{kg}_{\text{O}_3}/\text{kg}_{\text{ar}}$)

- Geopotencial (m^2/s^2)
- Pressão (Pa)
- Temperaturas do solo (4 níveis)

Os dados de ozônio utilizados são os distribuídos com o CCM, produzidos pela climatologia de Dutsch [Boyle, 1997; Doney et al., 1998; Dutsch, 1978; Liang et al., 1997], que demonstrou que a utilização de novas climatologias contém diferenças significativas em níveis acima de 100 hPa, e que pequenas diferenças ocorreram ao nível de 992 hPa. Nesse trabalho as maiores diferenças ocorreram na região do buraco de ozônio, em outubro, próximo à Antártica (figura 3.4.5).

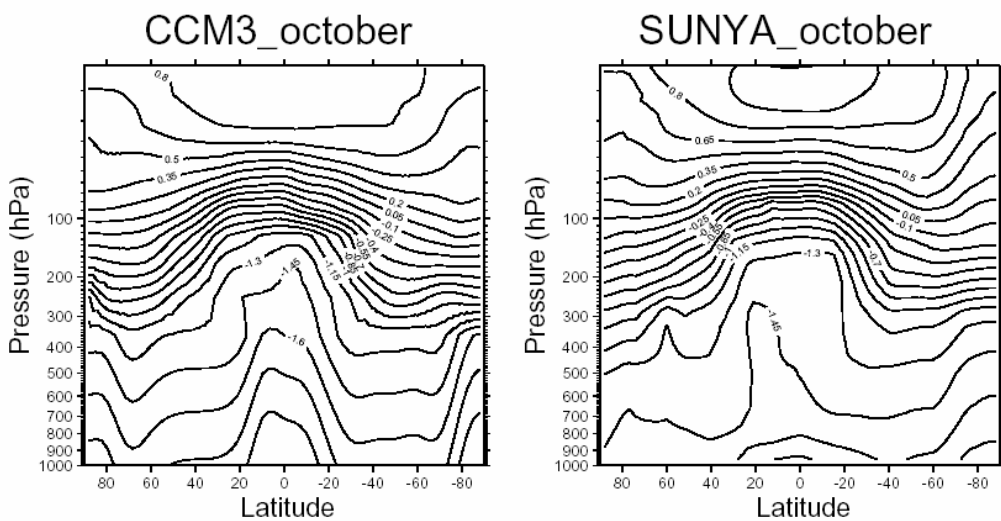


Figura 3.4.5 perfil médio das climatologias de ozônio mediadas zonalmente de Dutsch [Dutsch, 1978], utilizada no CCM, e a de SUNY (Albany) à direita adaptado de Doyle – [Boyle, 1997].

Algumas condições de contorno necessárias para o modelo são prescritas ou adquiridas de um modelo de solo (LSM), cujas variáveis são:

- Neve ($\text{kg}_{\text{h}_2\text{O}}/\text{m}^2$)
- Água contida na vegetação ($\text{kg}_{\text{h}_2\text{O}}/\text{m}^2$)
- Água contida no solo ($\text{mm}_{\text{h}_2\text{O}}^3/\text{mm}_{\text{solo}}^3$)
- Temperatura da vegetação (K)
- Temperaturas do solo (K)

Além dessas condições de contorno do modelo de solo (Land Surface Model – LSM), temos condições prescritas invariantes e variantes no tempo, a saber:

- Orografia (m)
- Radiação solar (W/m^2)
- Temperatura da superfície do mar (K)

A TSM é interpolada linearmente entre médias mensais de forma a prover TSM a cada passo de tempo de integração, a escolha de TSM mensais, para o estudo proposto, mostra-se consistente do ponto de vista climático [Cohen-Solal et al., 1998], não apresentando diferenças significativas quando se utiliza, por exemplo, médias semanais.

O que se espera de um modelo climático é que, de fato, ele represente o clima. Uma boa definição de clima é proposta em Peixoto e Oort [Peixoto e Oort, 1991], a saber: “*um conjunto de quantidades promediadas que caracterizam a estrutura e o comportamento da atmosfera, hidrosfera e criosfera por um período de tempo*”. Seguindo ainda as idéias de Peixoto e Oort, pode-se dizer que o clima está sempre mudando ou está sempre em evolução e deve-se evitar o conceito de que o clima tenha uma natureza constante.

No caso em questão, tenta-se definir o clima do modelo, ou seja, sua capacidade de produzir um comportamento atmosférico que se repita do ponto de vista da escala sazonal.

Dessa forma, visando avaliar o desempenho do modelo em relação à geração do clima, alguns resultados do modelo são verificados através da avaliação de algumas variáveis nos mesmos meses em anos subsequentes.

Tomou-se variáveis prognósticas dinâmicas (pressão e velocidade do vento) e uma variável termodinâmica, a temperatura. Selecionou-se uma área do modelo, de 40 graus de latitude sul a 40 graus de latitude norte, e de 180 graus de longitude oeste a 20 graus de longitude leste. E tomaram-se séries temporais no ponto de coordenadas 23 graus de latitude sul e 40 graus de longitude oeste, ao largo da cidade de Arraial do Cabo (figuras 3.4.8 e 3.4.9).

Nos gráficos a seguir estão representados os campos com as diferenças entre o mês de setembro do terceiro ano de integração e o mês setembro do segundo ano de integração e também as séries temporais ao largo de Arraial do Cabo.

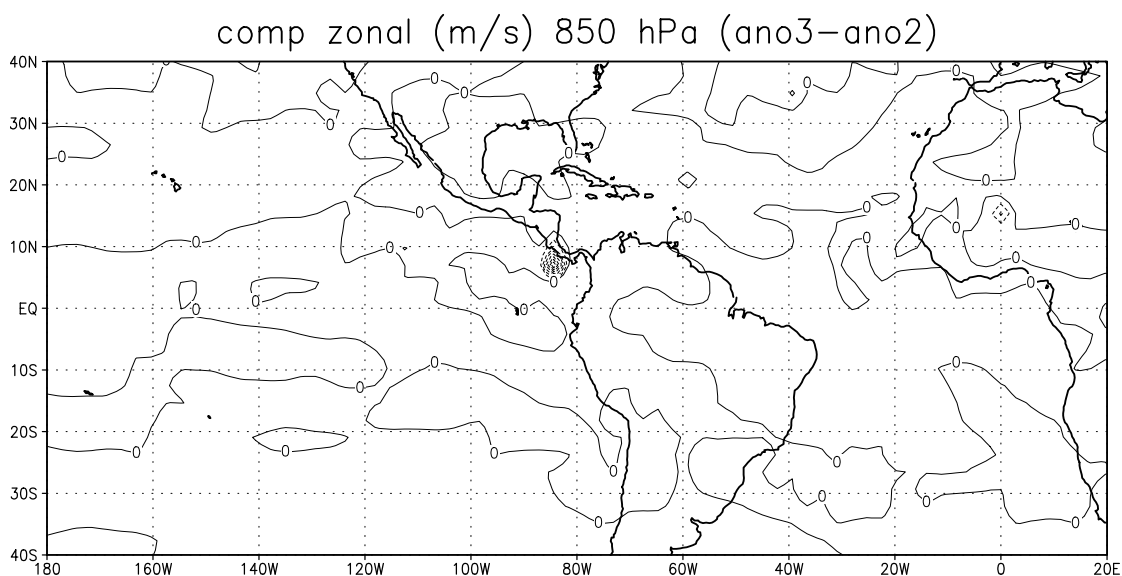


Figura 3.4.7 diferença entre o campo componente zonal do vento (m/s) ao nível de 850 hPa, para o mês de setembro, do ano 3 e do ano 2, relativa ao ano 2.

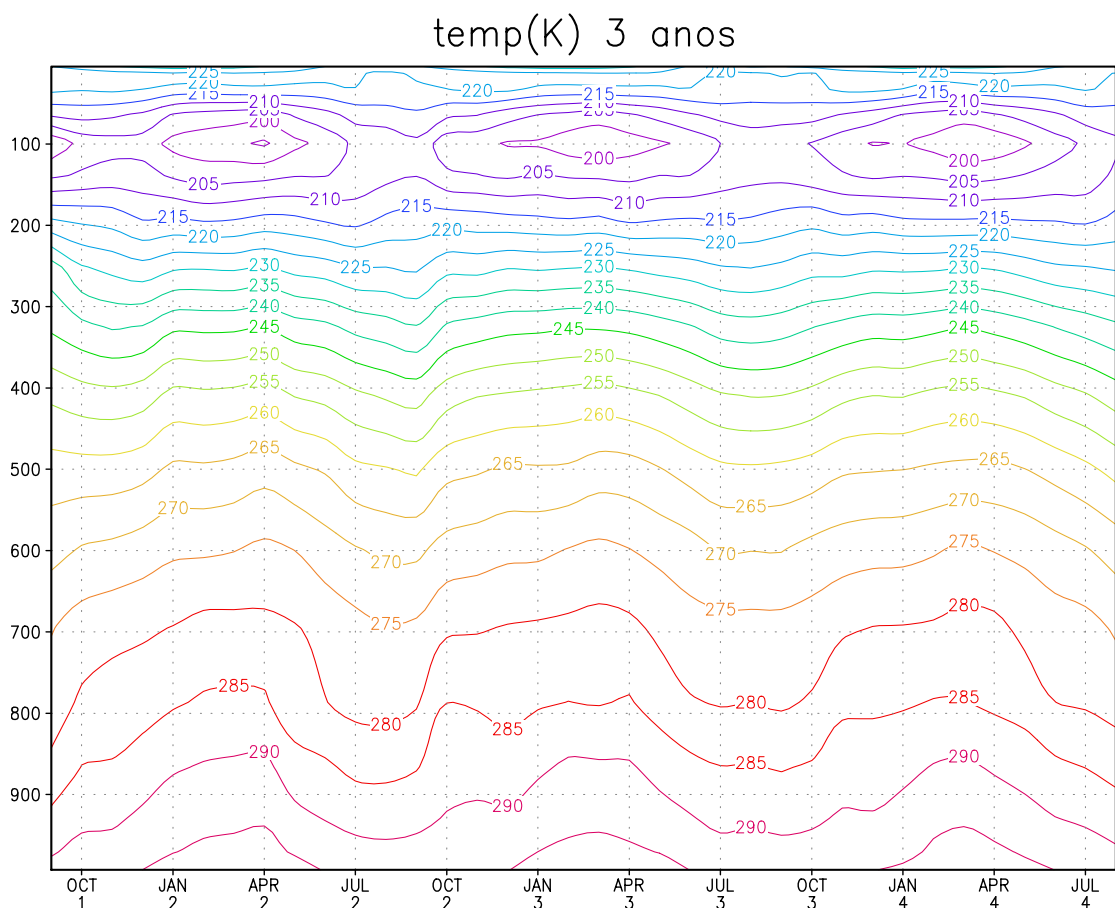


Figura 3.4.8 série temporal (3 anos) de temperatura (K) em altitude (hPa) no ponto de coordenadas -23 graus de latitude e -40 graus de longitude.

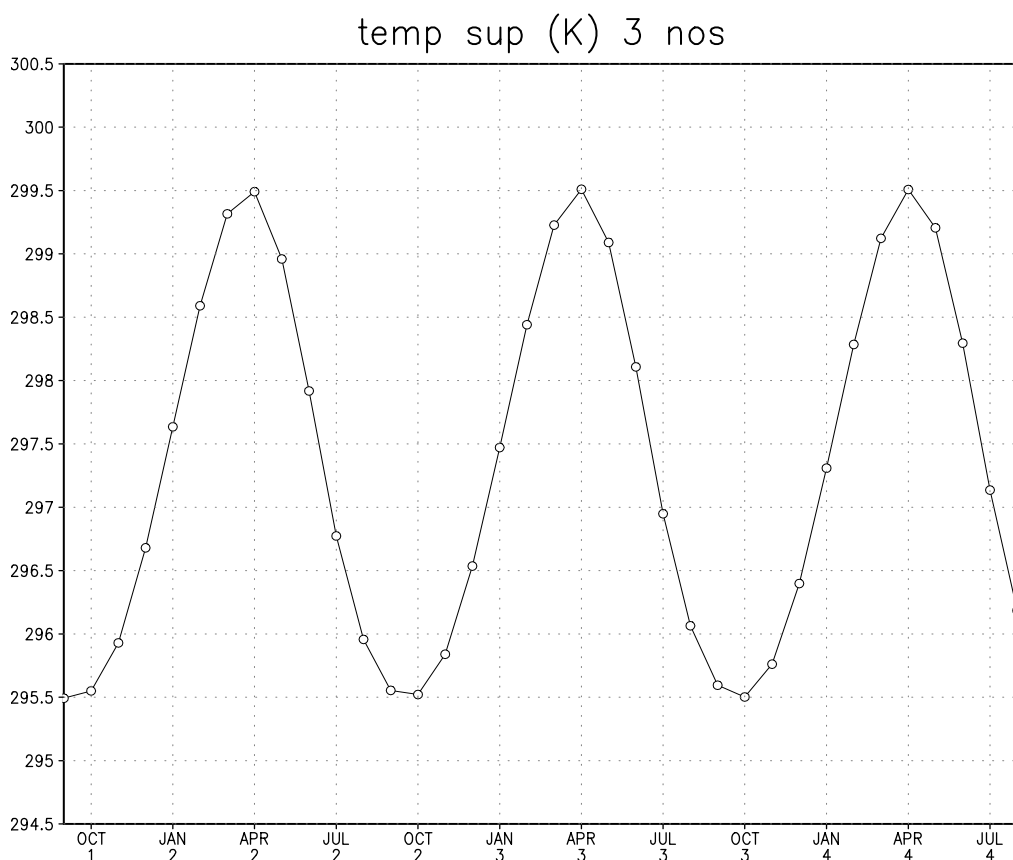


Figura 3.4.9 série temporal (3 anos) de temperatura (K) à superfície no ponto de coordenadas -23 graus de latitude e -40 graus de longitude.

Outra forma de avaliar a representação do clima pelo CCM foi comparar seus resultados com outras climatologias consagradas; para isso utilizou-se um conjunto de dados do projeto COADS para avaliar a temperatura do ar, e conjuntos de dados de vento e de tensão do vento à superfície, as Reanálises do NCEP [Kalnay *et al.*, 1996] e a Climatologia de Hellerman & Rosenstein [Hellerman e Rosenstein, 1983].

Alguns resultados do caso controle foram utilizados para avaliar o desempenho do CCM em reproduzir o clima e também comparados com algumas climatologias consagradas.

Nas figuras a 3.4.10 e 3.4.11 estão representados os campos de temperatura da superfície do ar média para janeiro, promediadas no período de 1948 a 1989, próximas à superfície, obtidas do COADS e o campo de temperatura para janeiro obtida da rodada do CCM. Pode-se notar a semelhança entre os campos, demonstrando a habilidade do modelo em reproduzir o clima.

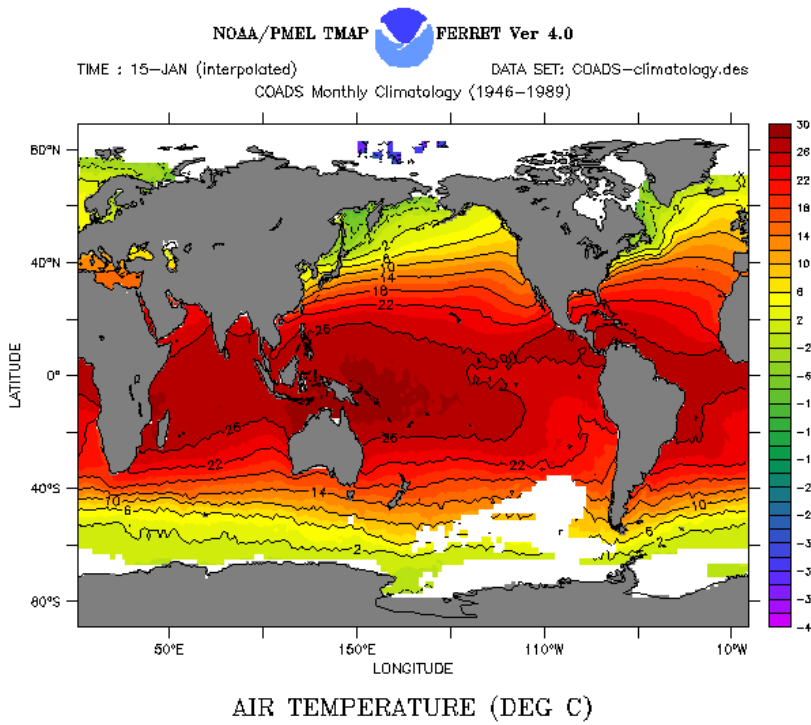


Figura 3.4.10 temperatura do ar próxima à superfície do mar, climatologia do COADS para janeiro, mediado para os anos de 1946 a 1989.

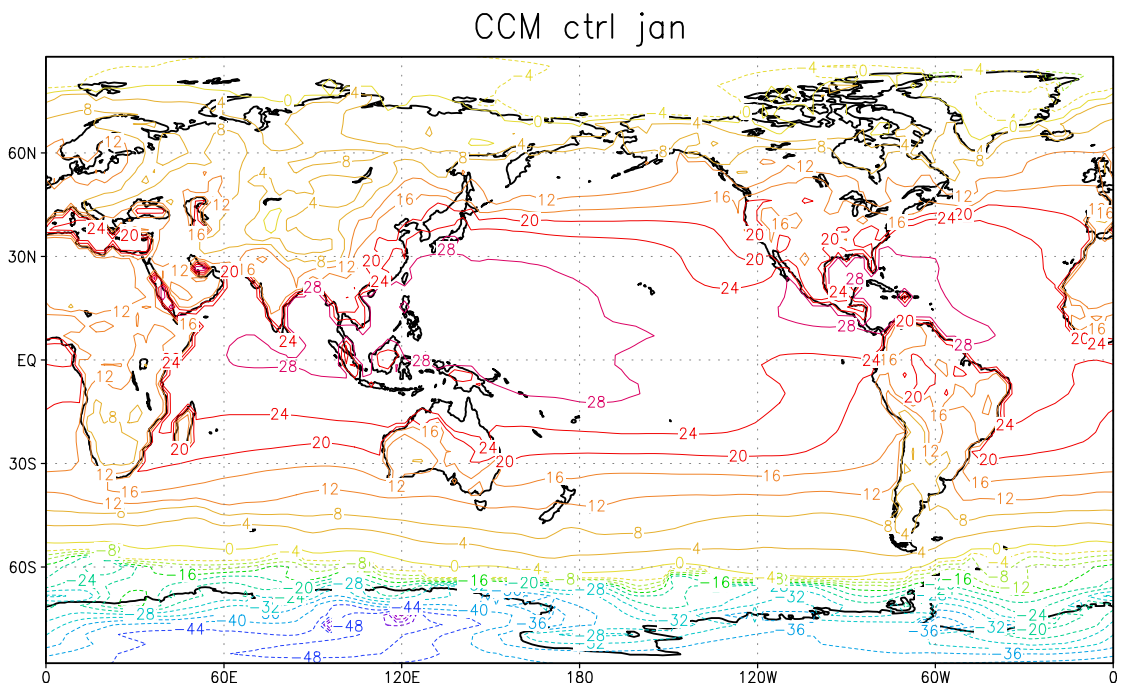


Figura 3.4.11 temperatura do ar (Celsius) próxima à superfície do mar, climatologia do CCM para janeiro.

Nas figuras 3.4.12 a 3.4.17 estão representados os campos de vento a superfície para o verão e para o inverno, das bases do NCEP, as pseudotensões ($-\bar{\tau}$) de cisalhamento da base de dados de Hellerman e Rosenstein e o campo de ventos produzidos pelo CCM. As configurações guardam semelhança entre si, demonstrando mais uma vez que o CCM foi capaz de reproduzir o estado da atmosfera.

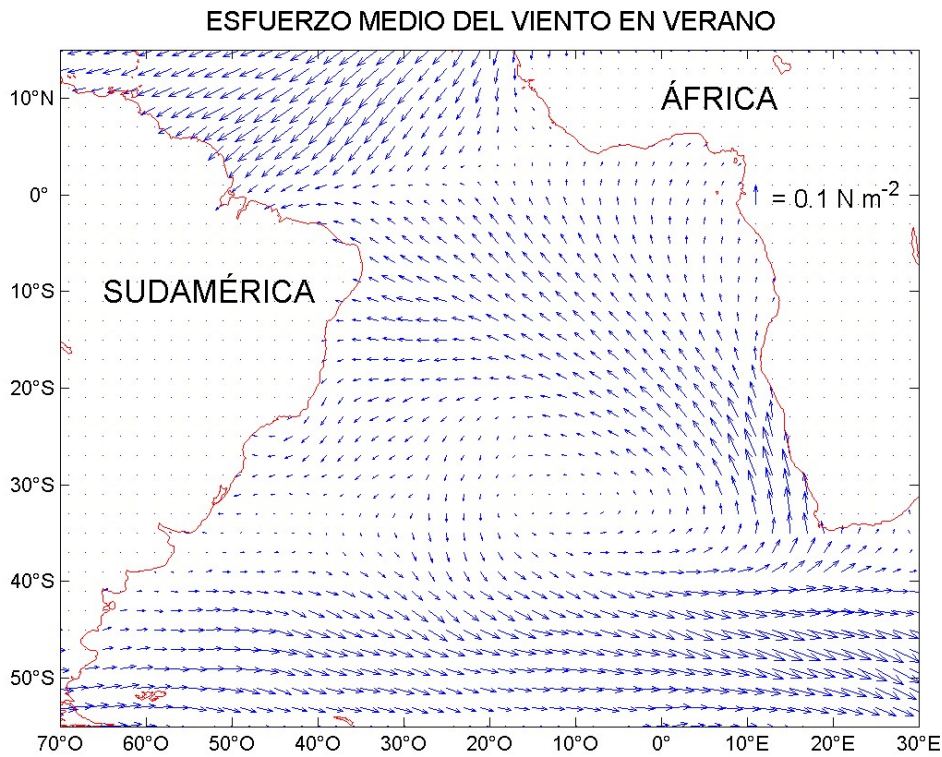


Figura 3.4.12 climatologia do pseudo-stress de Hellerman & Rosenstein para o período de verão (extraído de Mascarenhas [Mascarenhas Jr et al., 2001]).

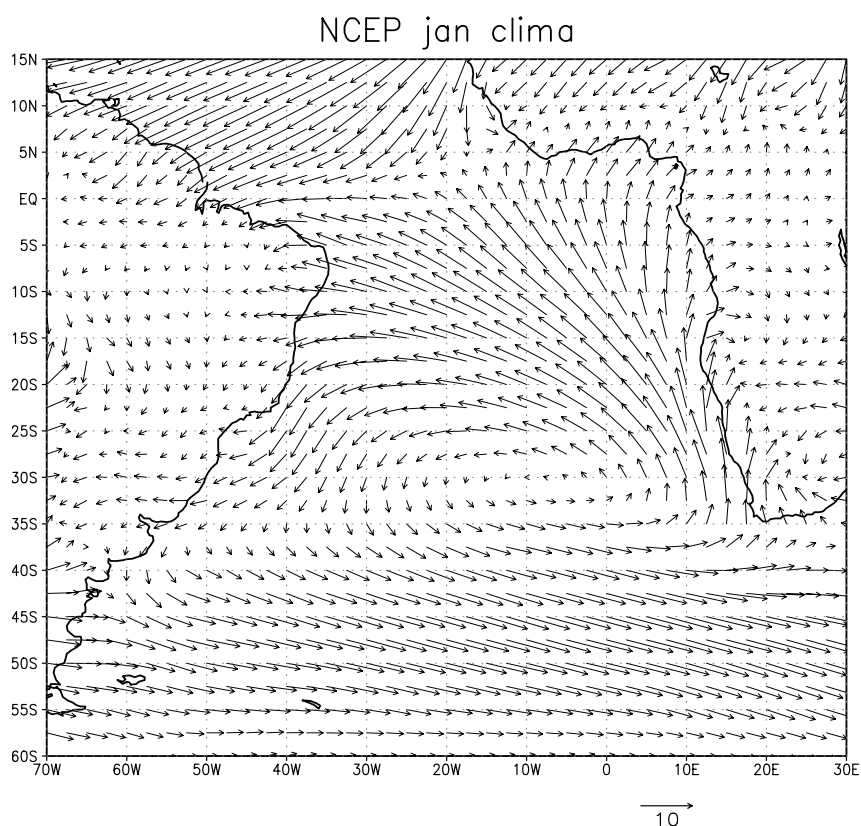


Figura 3.4.13 climatologia de ventos ao nível de 1000 hPa produzida com os dados das Reanálises do NCEP, para janeiro em m/s.

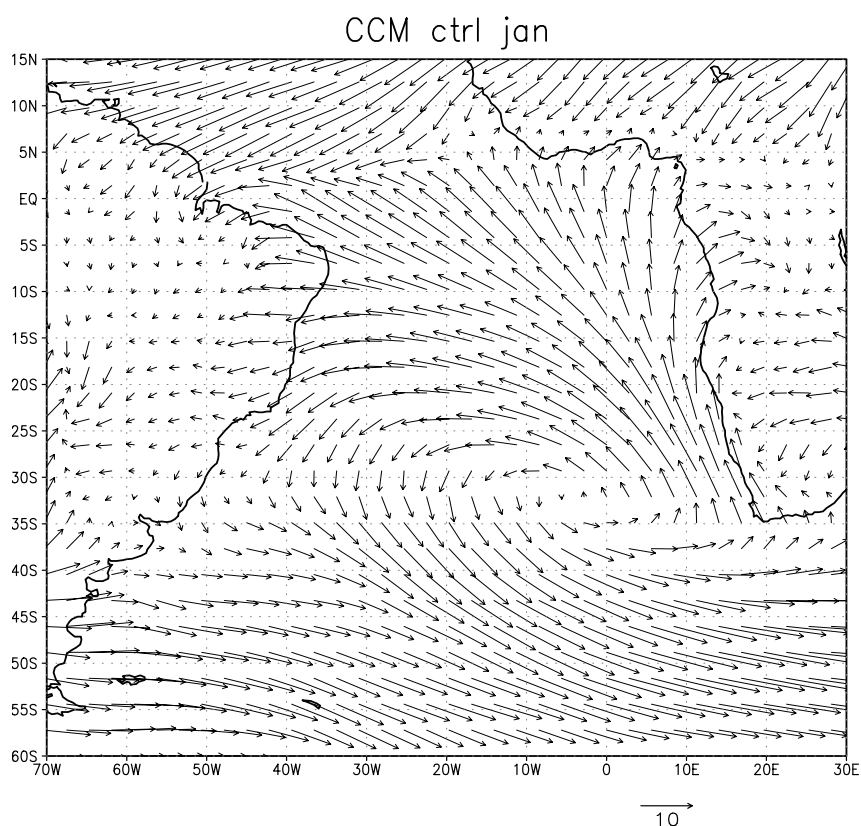


figura 3.4.14 climatologia de ventos em 992.5 hPa produzida com o CCM para janeiro em m/s.

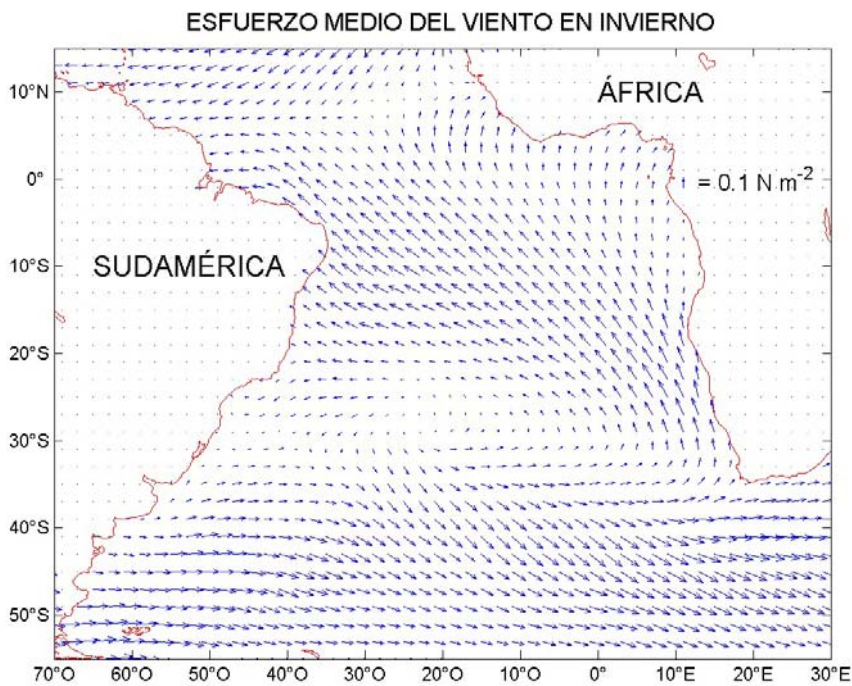


Figura 3.4.15 climatologia do pseudo-stress de Hellerman & Rosenstein para o período de inverno (extraído de Mascarenhas [Mascarenhas Jr et al., 2001]).

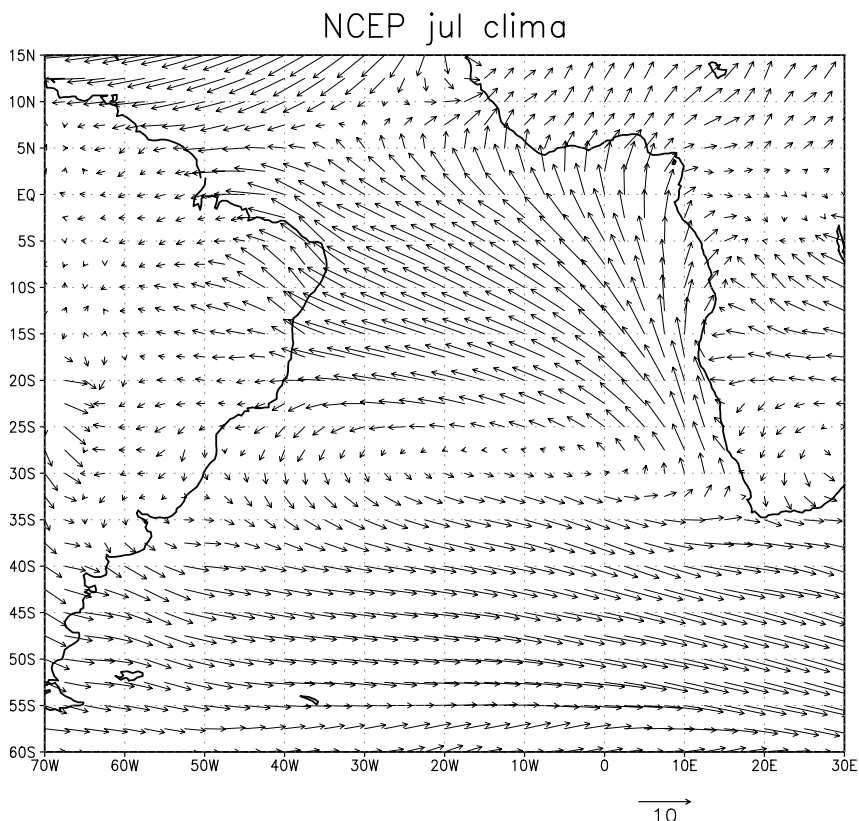


Figura 3.4.16 climatologia de ventos ao nível de 1000 hPa produzida com os dados das Reanálises do NCEP, para julho em m/s.

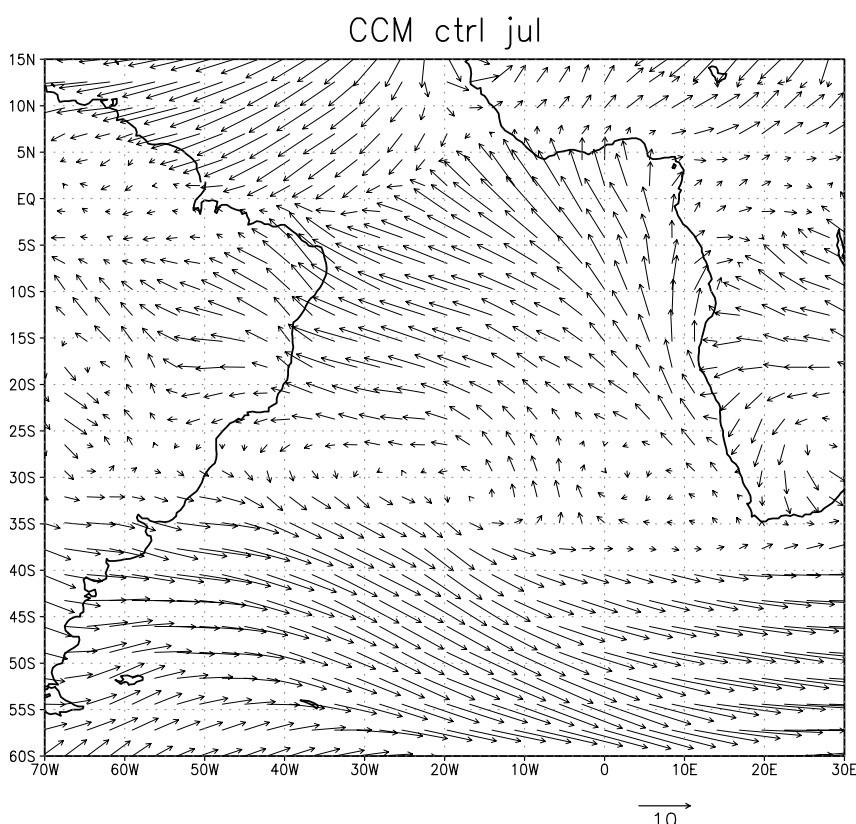


Figura 3.4.17 climatologia de ventos em 992.5 hPa produzida com o CCM para julho em m/s.

Mesmo optando por não utilizar as médias por conjunto neste trabalho, os resultados das modelagens foram avaliados em relação aos de Wehner [Wehner, 1998; Wehner, 2000], através da realização de um experimento onde utilizou-se médias por conjunto.

O modelo foi integrado por três anos, tendo como condição de contorno o campo da temperatura média da superfície do mar e um estado inicial atmosférico climatológico padrão, gerando um caso controle da média por conjunto.

Os componentes perturbados da média por conjunto foram gerados a partir desse estado inicial padrão. A técnica foi aplicar pulso de energia, de cerca de um mês, à atmosfera através do aumento da temperatura da superfície do mar (TSM). Após o impacto do pulso energético a TSM foi relaxada para os valores médios e o modelo continuou a ser integrado no tempo. Esse pulso foi obtido através do produto de um valor de anomalia de TSM por uma função peso cuja forma está representada no gráfico da figura 3.4.18. Todo o oceano do modelo foi utilizado para obter o campo de condição de contorno para a composição dos componentes da média por conjunto. Os valores de anomalia de temperatura utilizados variaram de -3 a 3 graus Celsius.



Figura3.4.18 função peso temporal, aplicada ao pulso de TSM para produzir diferentes inicializações para o CCM.

A aplicação dessa estratégia permitiu obter condições iniciais diferenciadas dado que se está tratando de um sistema não linear e sensível às condições iniciais [Lorenz, 1963; Lorenz, 1968; Shukla, 1998].

O que se observou foi que, de acordo com Wehner e Shukla [Kumar et al., 2001; Shukla, 1998; Wehner, 1998; Wehner, 2000], a variância para a região de interesse, na abordagem climatológica, foi muito pequena [Kumar et al., 2001]. O CCM é um modelo climático e não um modelo de previsão de tempo ou seja, ele tende a relaxar para o clima o que significa que em pouco tempo as condições de contorno médias voltam a controlar o sistema.

Na figura 3.4.19 pode-se observar o resultado do erro estimado a partir dos componentes da média por conjunto das velocidades. O campo é o erro relativo baseado no escoamento (velocidades) ao nível de 992,5 hPa. O erro foi definido como a média da variância normalizada pela média (erro percentual).

erro (%) do "ensemble" mag esc sfc

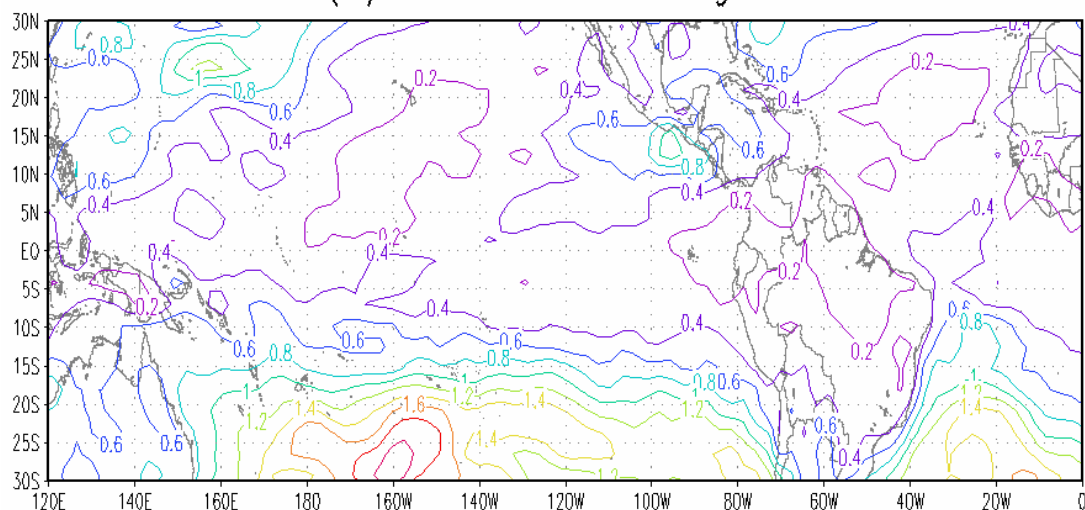
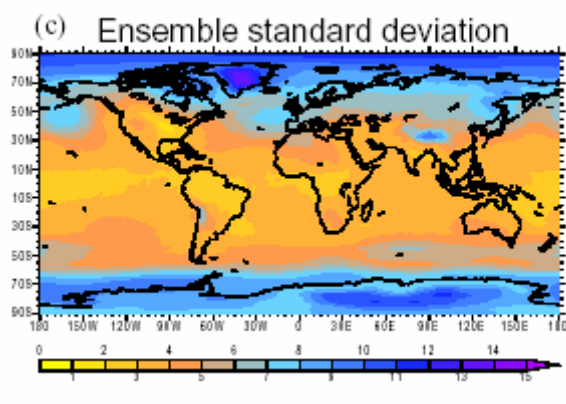


Figura 3.4.19 erro percentual entre os componentes da média por conjunto em relação à magnitude da velocidade ao nível de 992.5 hPa.

Os maiores valores percentuais estão localizados em regiões de latitude mais altas. Isso é de se esperar, pois o CCM faz parte de uma classe de modelos cuja grade tende a ser mal resolvida nos pólos. Um relatório do Atmospheric Model Intercomparison Project [Gates *et al.*, 1998] contém resultados de intercomparação de trinta e dois (32) modelos globais e revela as deficiências desses modelos em resolver as altas latitudes. Essa constatação se revela ao observar a variância dos resultados obtidos pelo projeto.

Nas figuras 3.4.20 e 3.4.21 são apresentados a variância e valores mediados longitudinalmente, para o período de 1979 a 1988, de todos os modelos incluídos no projeto AMIP. Observa-se novamente a maior variância dos modelos em altas latitudes.



GSFC	Goddard Space Flight Center, Greenbelt (GEOS-1)
IAP	Institute of Atmospheric Physics, Beijing (IAP-2L)
JMA	Japan Meteorological Agency, Tokyo (GSM 8911)
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique, Paris (LMD5, LMD6b, LMD6s)
MGO	Main Geophysical Observatory, St. Petersburg (AMIP92)
MPI	Max-Planck Institute for Meteorology, Hamburg (ECHAM3, ECHAM4)
MRI	Meteorological Research Institute, Tsukuba (GCM-II, GCM-Iib)
NCAR	National Center for Atmospheric Research, Boulder (CCM2)
NMC	National Meteorological Center, Washington (MRF)
NRL	Naval Research Laboratory, Monterey (NOGAPS3.2, NOGAPS 2.4)
RPN	Recherche não Prévision Numérique, Dorval (NWP-D40P29)
SUNGEN	State University of New York, Albany/NCAR, Boulder (GENESIS 1.5, GENESIS 1.5A)
SUNYA	State University of New York, Albany (CCM1-TG)
UCLA	University of California, Los Angeles (AGCM 6.4)
UGAMP	Universities' Global Atmospheric Modelling Project, Reading (UGCM 1.3)
UIUC	University of Illinois, Urbana-Champaign (MLAM-AMIP)
UKMO	United Kingdom Meteorological Office, Bracknell (HADAM 1)
YONU	Yonsei University, Seoul (Tr 5.1, Tr 7.1)

As modelagens realizadas se resumiram a dois casos, um climatológico (caso controle) e outro com uma perturbação gerada por uma anomalia de temperatura da superfície do mar, analítica, superposta ao campo da temperatura média da superfície do mar utilizado no CCM, que é função do espaço e do tempo utilizando funções Gaussianas [Buchmann *et al.*, 1995].

A função forçante foi obtida via ajuste da combinação de três distribuições Gaussianas, duas no espaço, em longitude e em latitude, e outra no tempo.

O ajuste foi realizado baseado em dados de TSM obtidos por satélite, disponibilizados pela NASA/JPL, cuja representação está nas figuras 3.4.22 e 3.4.23. O evento El Niño escolhido para ajustar a função foi o dos anos 1982/1983.

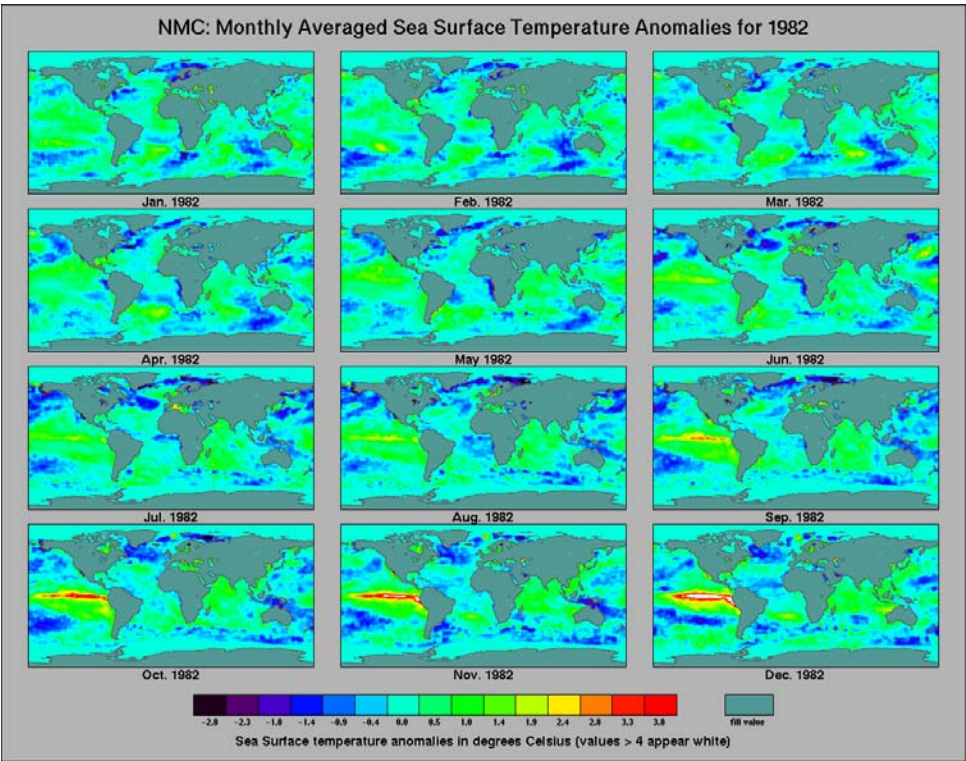


Figura 3.4 22 Evolução da anomalia de TSM no Pacífico equatorial em 1982, FONTE NASA/JPL

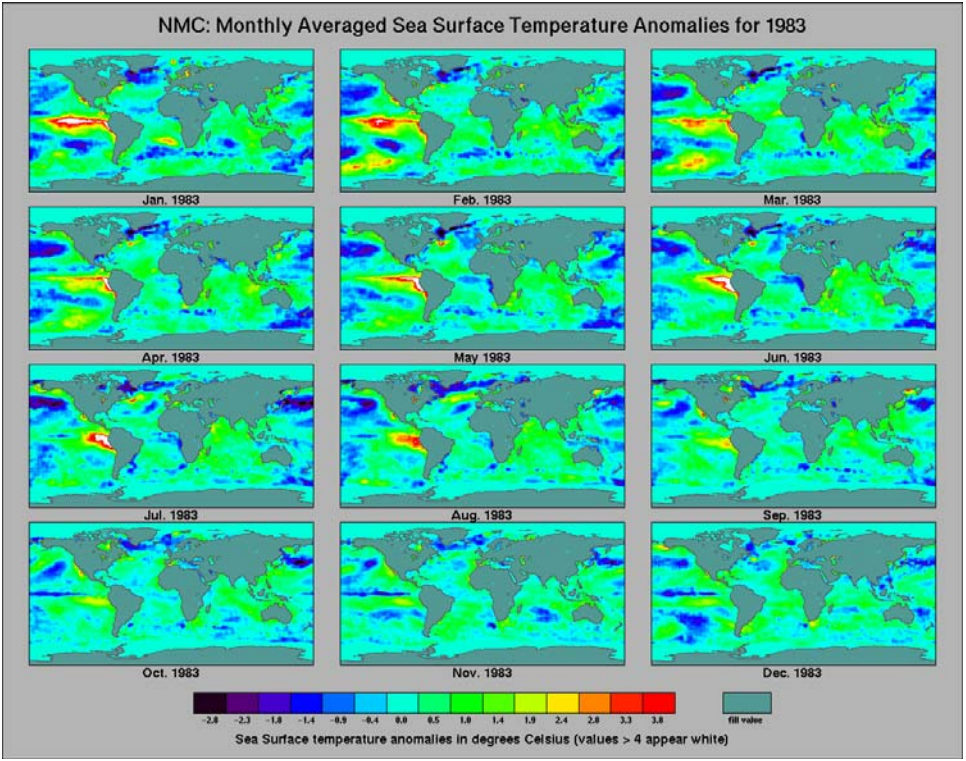


Figura 3.4 23 Evolução da anomalia de TSM no Pacífico equatorial em 1983, FONTE NASA/JPL

A evolução do El Niño começa em torno de abril/maio do primeiro ano, tem seu máximo em torno de dezembro/janeiro e decai por volta de agosto/setembro do segundo ano [Philander, 1990].

Sua evolução no espaço, inicia na costa peruana, as temperaturas mais altas, entre 3 C e 4 C, atingem a longitude de 180 graus oeste (meridiano antípoda a Greenwich) com um gradiente decrescente na direção oeste que chega a atingir a longitude de 265 graus de longitude oeste. Em latitude, localiza-se um pouco abaixo do Equador, com seu eixo de máximas temperaturas mais ou menos em torno de 4 graus sul, abrangendo uma faixa de espessura em torno de 10 a 12 graus de latitude [Larkin e Harrison, 2002].

Nos gráficos da figura 3.4.24 estão representadas as distribuições Gaussianas ajustadas para o evento El Niño 82/83, cujas formulações para a distribuição espacial (f) e temporal (g) são:

$$f(x, y) = \frac{1}{\sigma_{\varphi} \sqrt{(2\pi)}} \exp \left[\frac{(y - \eta_{\varphi})^2}{2\sigma_{\varphi}^2} \right] \left[\frac{1}{\sigma_{\lambda} \sqrt{(2\pi)}} \exp \left[\frac{(x - \eta_{\lambda})^2}{2\sigma_{\lambda}^2} \right] \right]$$

onde

- x é o índice da longitude;
- y é o índice da latitude;
- η_{φ} é o deslocamento em latitude;
- σ_{φ} é a variância em latitude;
- η_{λ} é o deslocamento em longitude;
- σ_{λ} é a variância em longitude;

$$g(t) = \frac{1}{\sigma_t \sqrt{(2\pi)}} \exp \left[\frac{(t - \eta_t)^2}{2\sigma_t^2} \right]$$

onde

- t é o índice temporal;
- η_t é o deslocamento no tempo;
- σ_t é a variância em tempo ou largura do pulso;

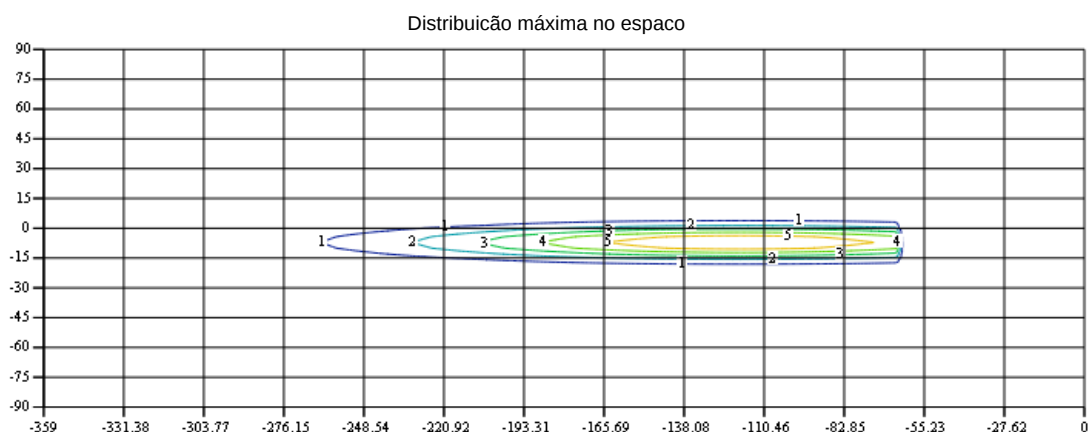


Figura 3.4 24 Distribuições Gaussianas, que combinadas fornecem a função teórica para forçar o CCM com um evento El Niño. O eixo vertical da distribuição no espaço são latitudes.

A estratégia das simulações foi:

- Para o caso controle, o modelo foi mantido no clima com.
- Para o caso perturbado, foi adicionada à TSM climatológica a distribuição Gaussiana espaço/temporal.

Na figura 3.4.25 está representada a forma da perturbação, aplicada ao oceano, em seu máximo (perturbação), no décimo sexto mês de integração, e a anomalia, isto é, a diferença entre a temperatura nos baixos níveis (992 hPa) do caso perturbado ou forçado com a perturbação e a temperatura do caso controle.

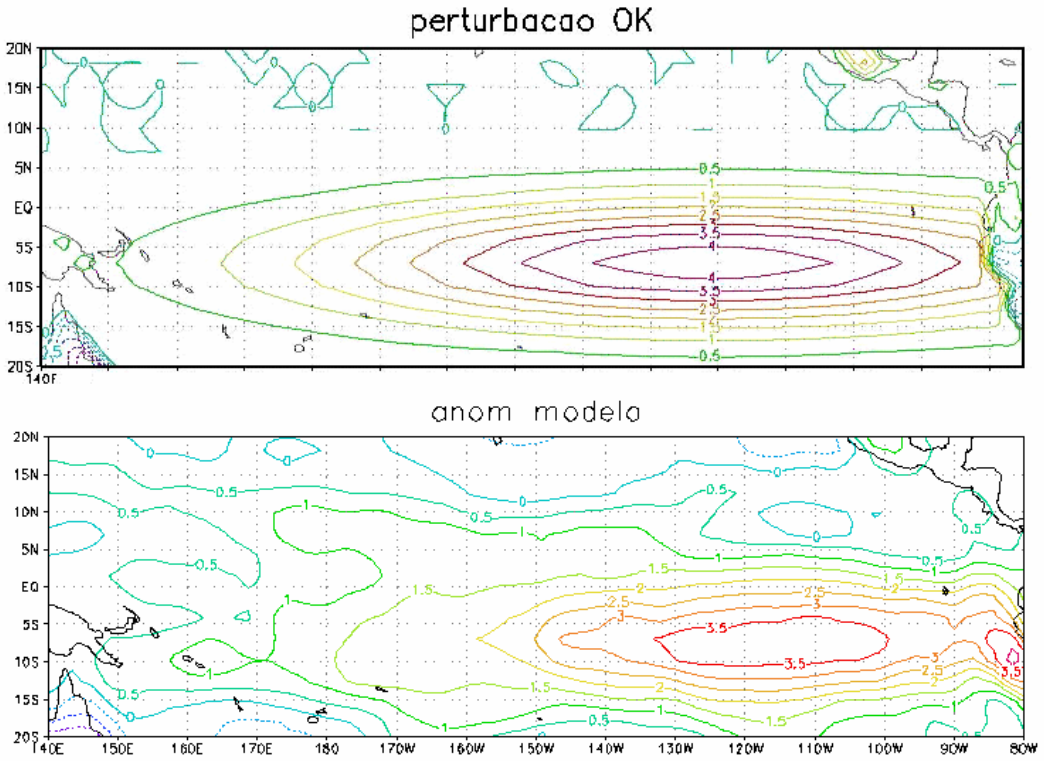


Figura 3.4.25 Campos de anomalia de TSM teórica e da resposta da atmosfera modelada em baixos níveis (992 hPa) no 16º mês de integração.

Na figura 3.4.26 está representado o campo de omega negativo para o caso controle e para a anomalia.

A variável omega (ω) é definida como $\omega = \frac{dp}{dt}$, a velocidade w é definida

como $w = \frac{dz}{dt}$, e aplicando a aproximação hidrostática tem-se que $\frac{dp}{dt} = -\rho g \frac{dz}{dt}$,

ou tem-se que $\omega = -\rho g w$.

Omega dá uma boa estimativa das velocidades verticais. Os valores positivos de $-\omega$, indicados no gráfico da figura 3.4.26, indicam velocidades verticais ascendentes e os negativos velocidades verticais descendentes.

Nota-se, no caso controle, velocidades descendentes na costa peruana e velocidades ascendentes no Pacífico oeste, no nível de 500 hPa, como se espera na célula de Walker [Philander, 1990; Philander, 1983; Wyrski, 1975; Wyrski, 1982].

No caso anômalo, verifica-se o deslocamento de uma perturbação para o Pacífico equatorial central de anomalias de velocidade ascendente e também para a costa peruana.

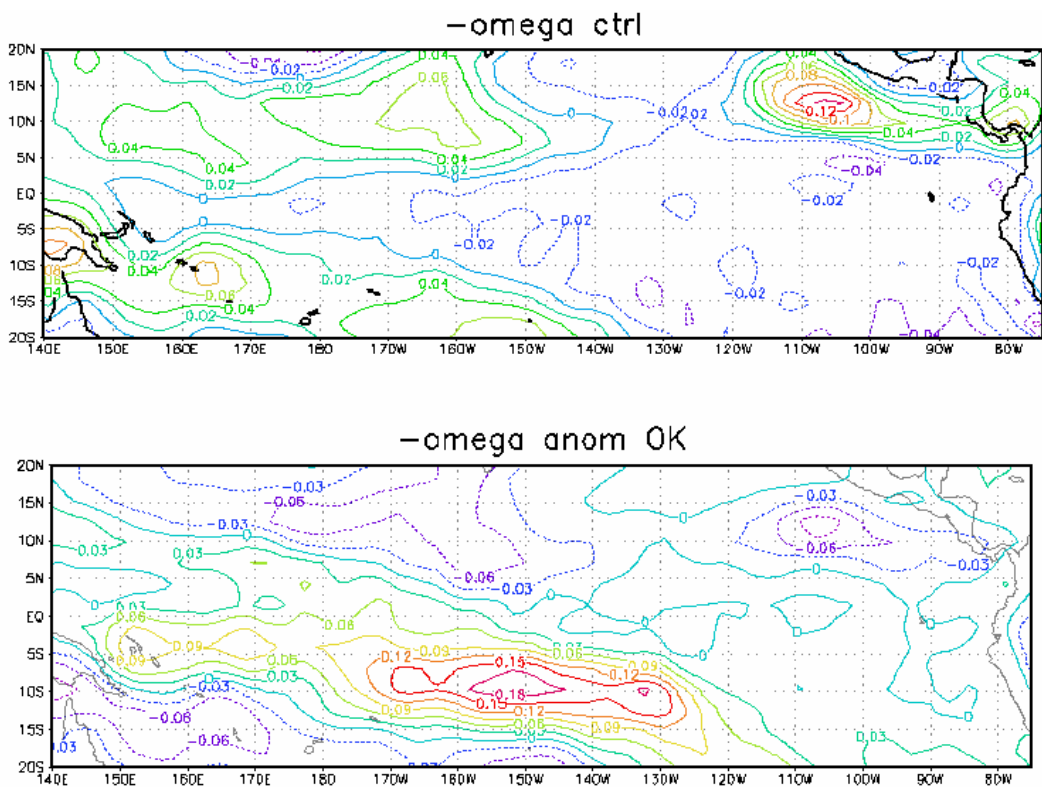


Figura 3.4.26 Campos de $-\Omega$ em 500 hPa, para o caso controle e para o campo de anomalia no 16º mês de integração.

Na figura 3.4.27, tem-se $-\omega$ para o caso controle e para a anomalia, no décimo sexto mês de integração, um perfil vertical zonal na latitude de 4 graus sul.

É notável a célula de Walker presente no perfil relativo ao caso controle, com velocidades descendentes no bordo leste e ascendentes no bordo oeste [Kane, 1997; Larkin e Harrison, 2002; Paegle e Mo, 2002].

No caso anômalo, pode-se observar que uma anomalia de velocidades ascendentes localizada no Pacífico central, e próximo da costa peruana, o que ajuda a reduzir a subsidência naquela região.

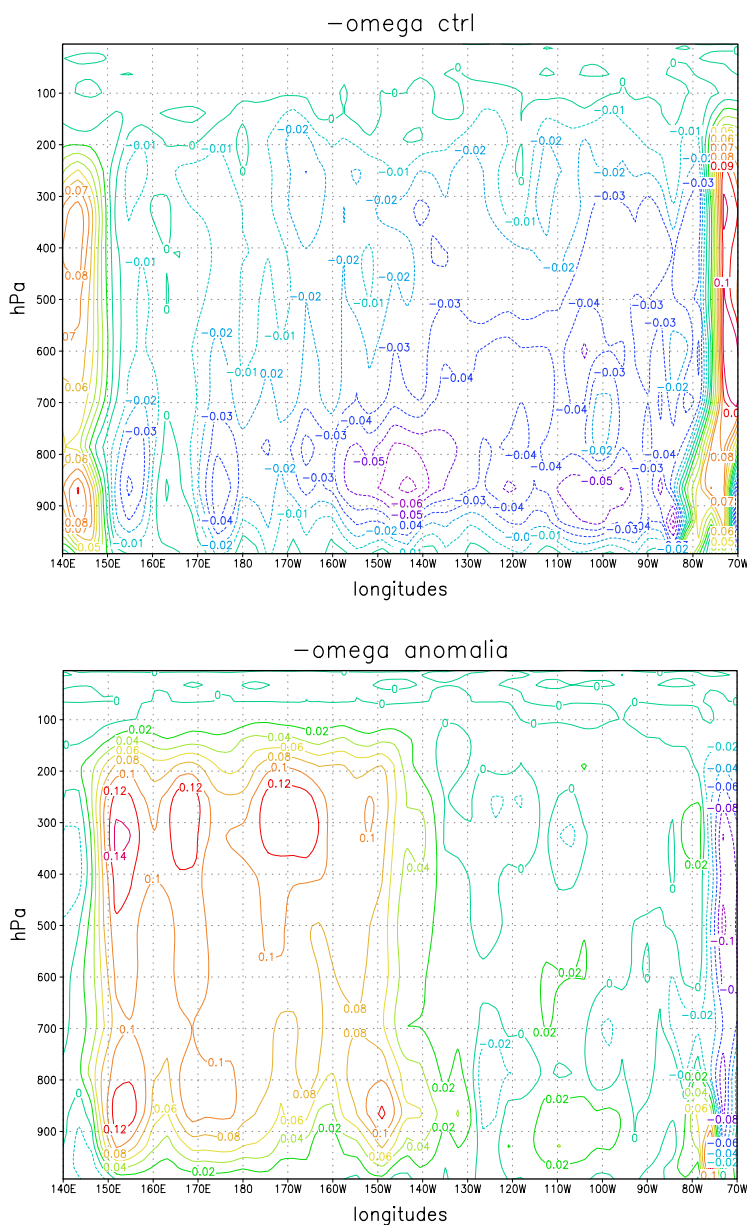


Figura 3.4.27 Campos de $-\Omega$, para o caso controle e para o campo de anomalia, na vertical, na latitude de -4 graus sul no 16º mês de integração.

Na figura 3.4.28 temos representados os perfis verticais de omega perturbado sobre o impacto da simulação para o décimo sexto mês e o campo de anomalia de temperatura. Nota-se o deslocamento das velocidades ascendentes para o Pacífico Central e velocidades descendentes na costa peruana. No gráfico do campo de temperatura anômala, observa-se o aquecimento diferencial na atmosfera sobre a anomalia de TSM, resultado da injeção de calor na atmosfera.

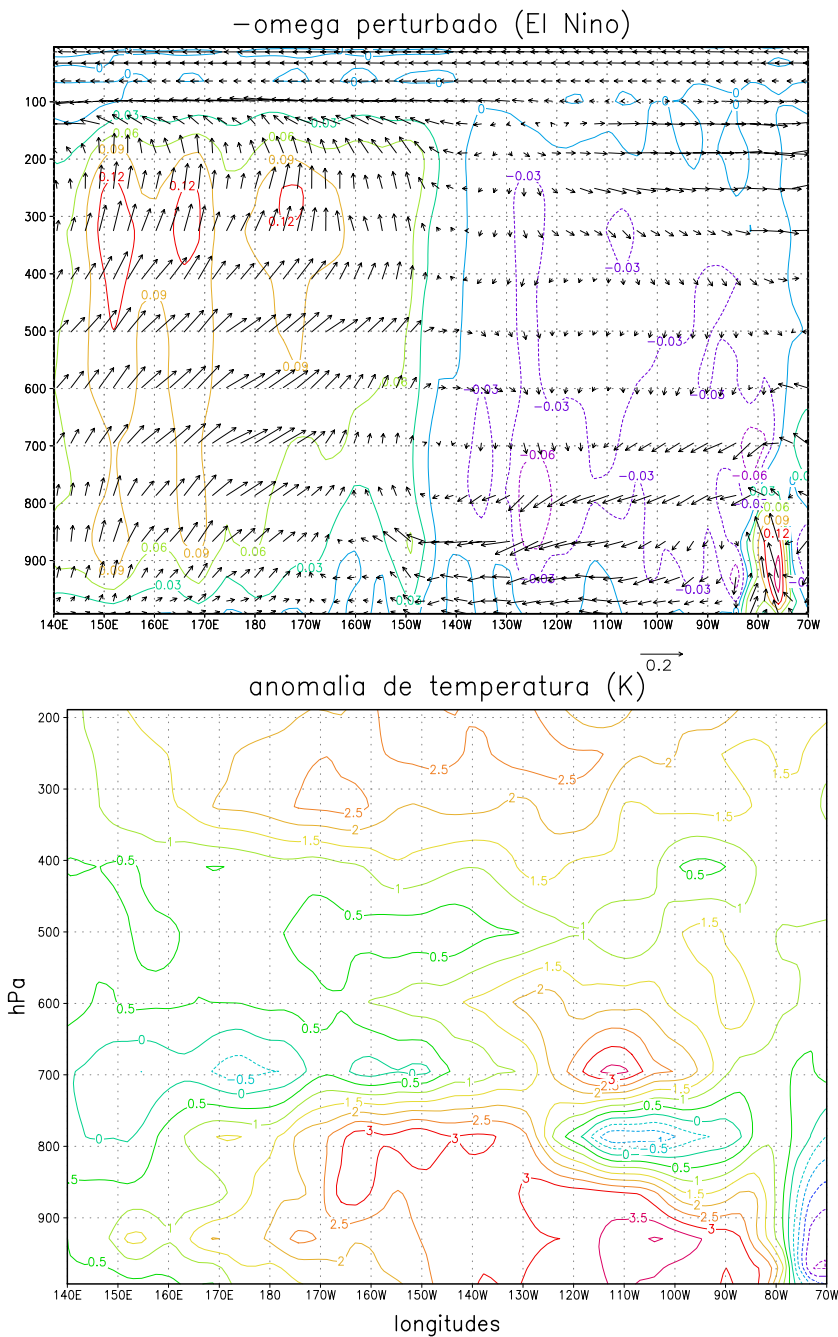


Figura 3.4.28 Campos de $-\Omega$, para o caso de perturbado e para o campo anomalia de temperatura, na vertical, na latitude de -4 graus sul, com superposição de vetores indicativos da direção do escoamento em 16 meses de integração.

Na figura 3.4.29, está representado um corte vertical da anomalia da componente zonal do vento, na longitude de 0 grau, entre as latitudes de 20 graus sul e 20 graus norte. A anomalia foi calculada para o décimo sexto mês de integração, ou seja, final de dezembro e início de janeiro, entre o campo perturbado e o campo controle.

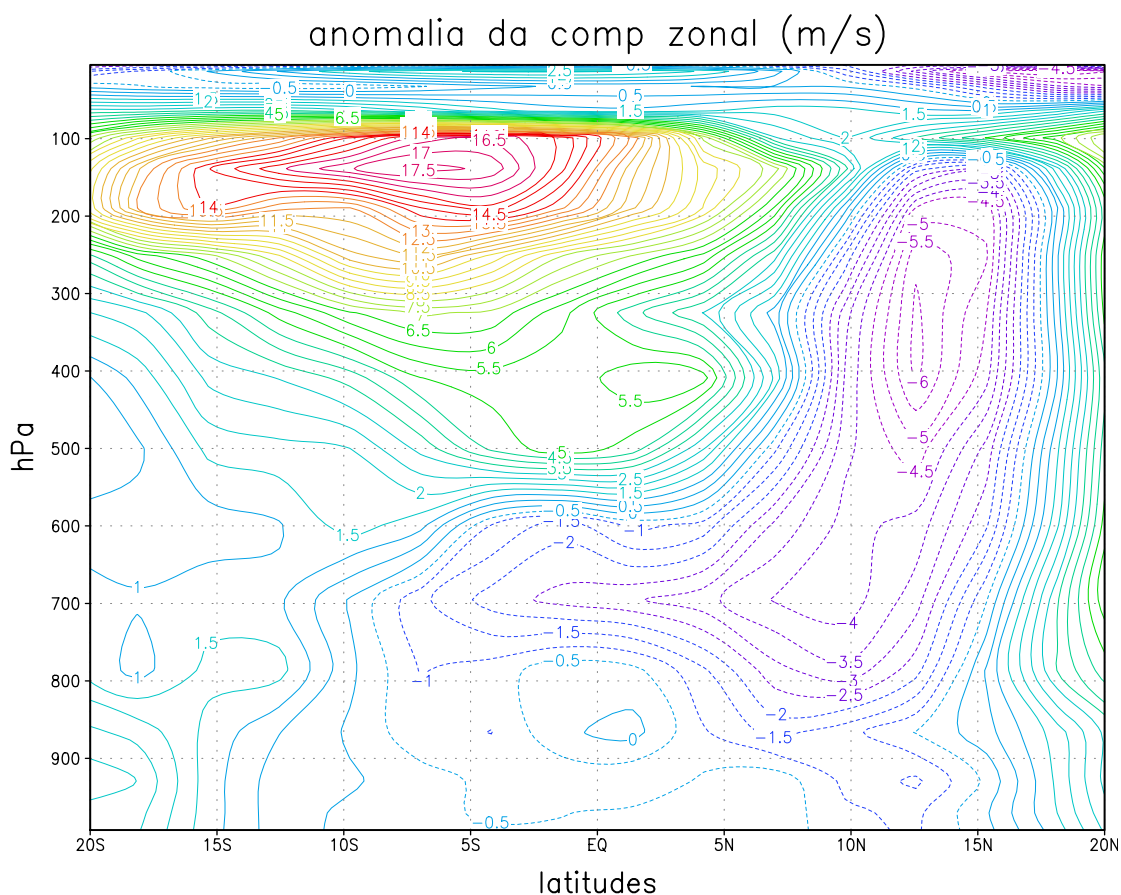


Figura 3.4.30 Perfil vertical de da componente zonal anômala na longitude de 30 graus oeste em 16 meses de integração.

Um corte zonal, de cerca de 50 graus oeste a 15 graus oeste, na latitude de 20 graus sul, com a anomalia da componente meridional do vento está representado na figura 3.4.31.

Nesse corte, pode ser observado o enfraquecimento do ramo oeste da alta subtropical do Atlântico, mais ou menos entre 33 graus oeste e 45 graus oeste, e leste,

mais ou menos entre 30 graus oeste e 18 graus oeste, nos baixos níveis. Ou seja, o El Niño intensifica a célula de Walker e enfraquece a célula de Hadley [Philander, 1990].

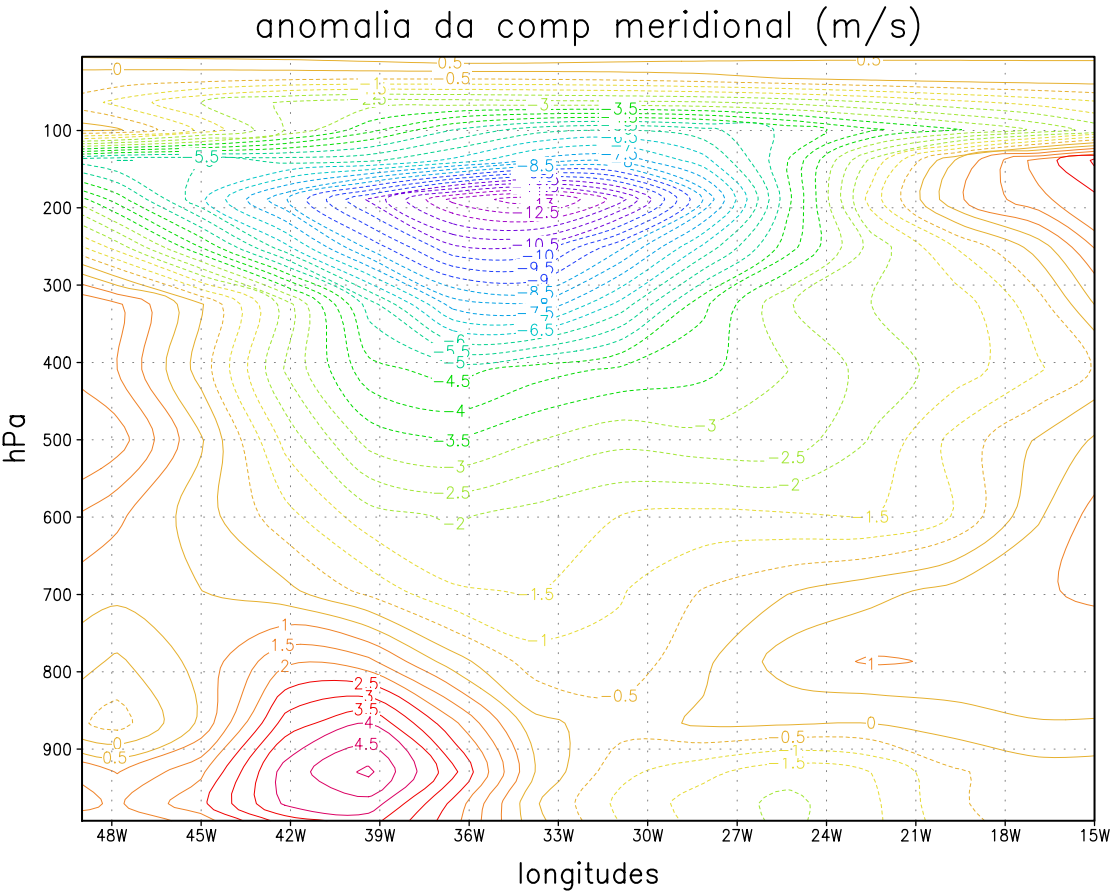


Figura 3.4.31 Perfil vertical de da componente meridional anômala na latitude de 20 graus sul em 16 meses de integração.

Na figura 3.4.32, está representado o campo da anomalia negativa de omega ao nível de 700 hPa, com maior detalhamento sobre parte do continente sul americano.

Os tons mais quentes ou positivos, representam movimentos mais ascendentes, e os tons mais frios ou negativos, movimentos mais descendentes.

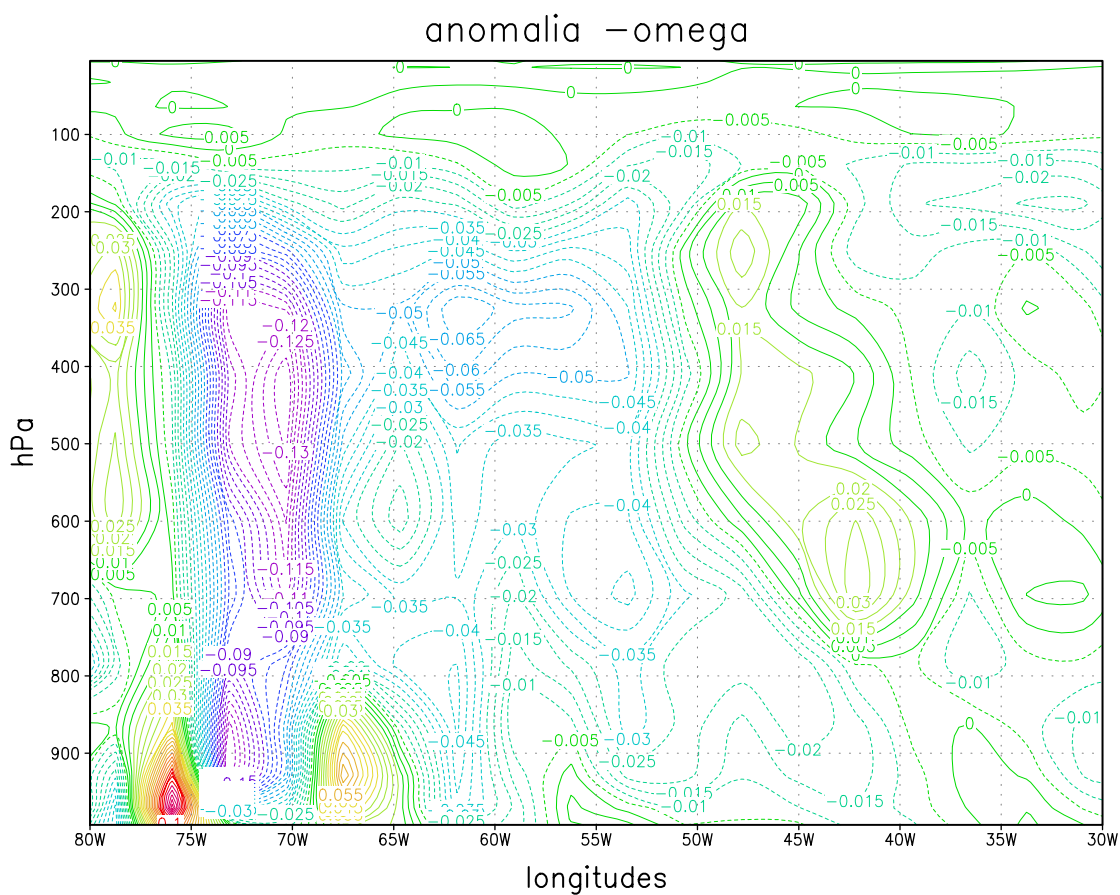


Figura 3.4.33 Anomalia de $-\Omega$, na vertical, na latitude de 7 graus sul, em 16 meses de integração.

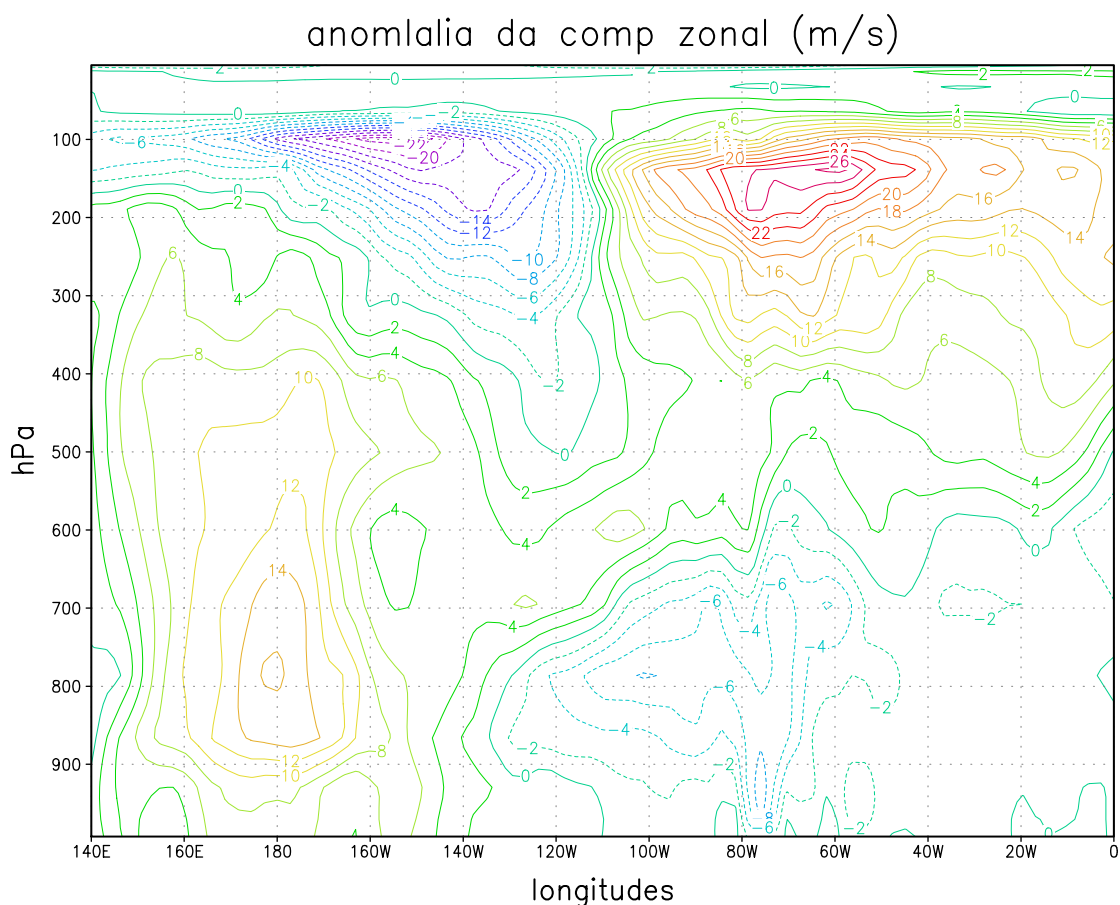


Figura 3.4.34 Corte vertical na latitude de -4 graus sul, da componente zonal anômala.

Na figura 3.4.34, pode-se observar em baixas altitudes, a intensificação do ramo oeste dos alísios, desde o Atlântico (Greenwich à costa brasileira, em torno de 40 graus oeste), passando a Amazônia e a costa peruana (cerca de 80-90 graus oeste) e uma diminuição de intensidade ao se aproximar do continente marítimo (valores positivos de anomalia). Em altitude, observa-se o inverso, ou seja, intensificação do ramo oeste desde o pacífico central (cerca de 110 graus oeste) até o Atlântico, e um enfraquecimento nas de 170 graus oeste.

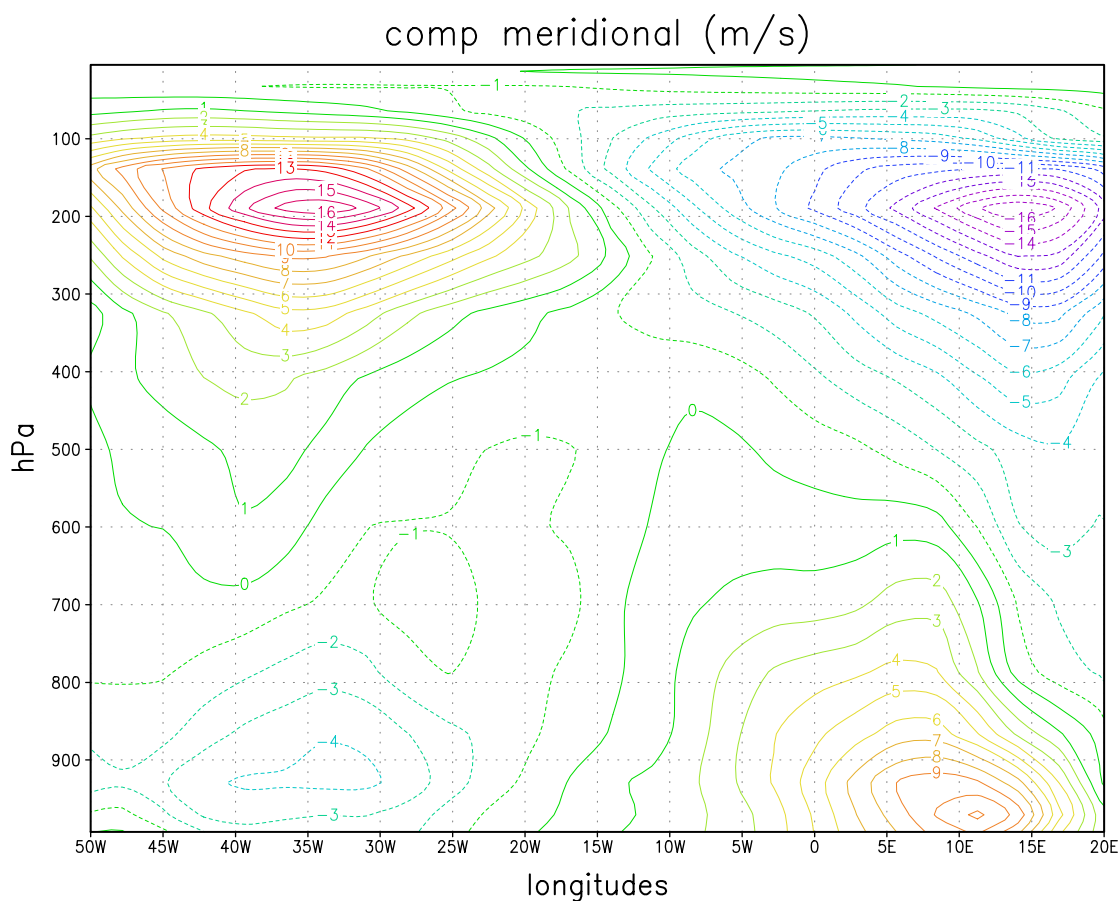


Figura 3.4.35 Corte zonal na latitude de 25 sul (próximo ao centro do ASAS), mostrando a componente meridional do vento em dezembro (16º mês de integração).

Está representado na figura 3.4.35 um corte vertical da componente meridional do caso controle, na latitude de 25 graus sul, região próxima ao centro do ASAS. Pode-se notar o escoamento para sul na região dos 35 graus oeste, e rumando para norte em cerca de 10 graus leste, próximo à costa africana.

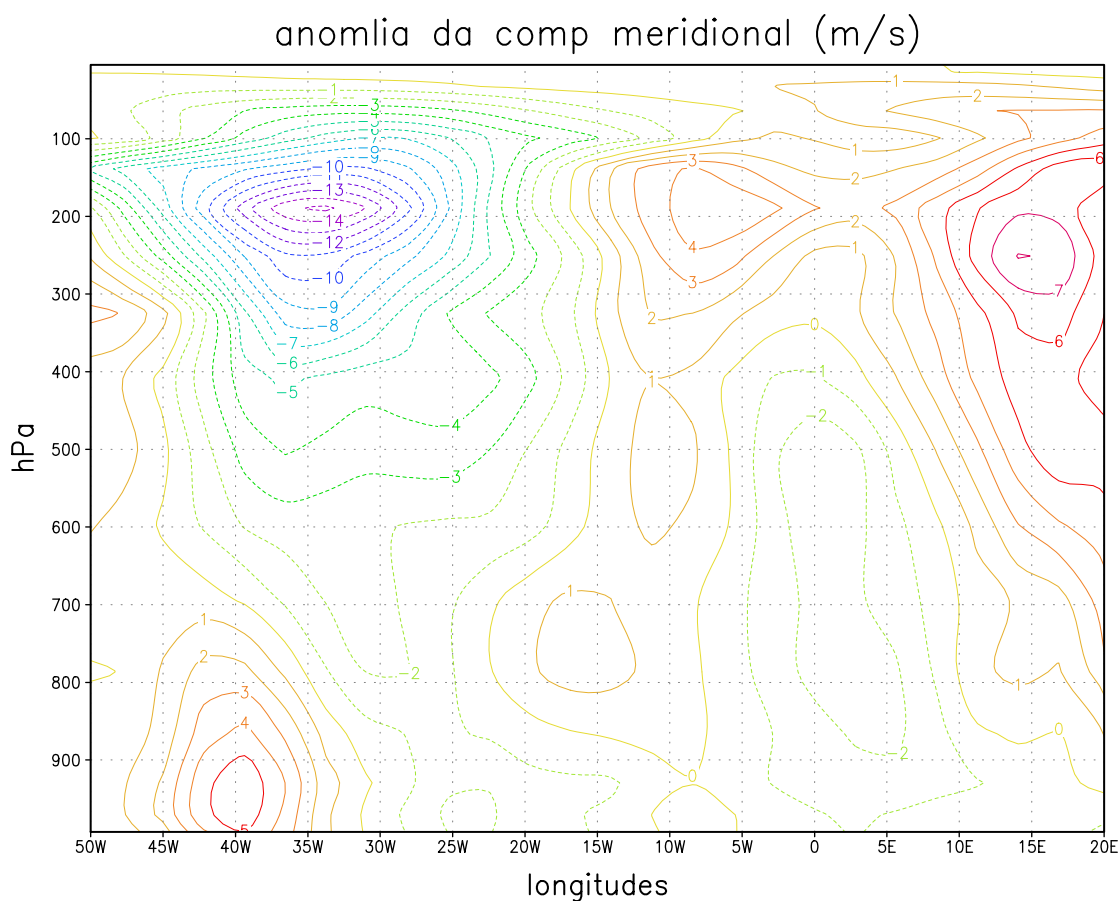


Figura 3.4.36 Corte zonal na latitude de 32 sul próximo ao centro do ASAS), mostrando a componente meridional anômala do vento em dezembro (16º mês de integração).

Na figura 3.4.36 está representado um corte vertical da componente anômala do vento na direção meridional associada ao pico dos impactos do El Niño (décimo sexto mês de integração). É notável o enfraquecimento nos baixos níveis do ramo oeste (cerca de 40 graus oeste) e também do ramo leste.

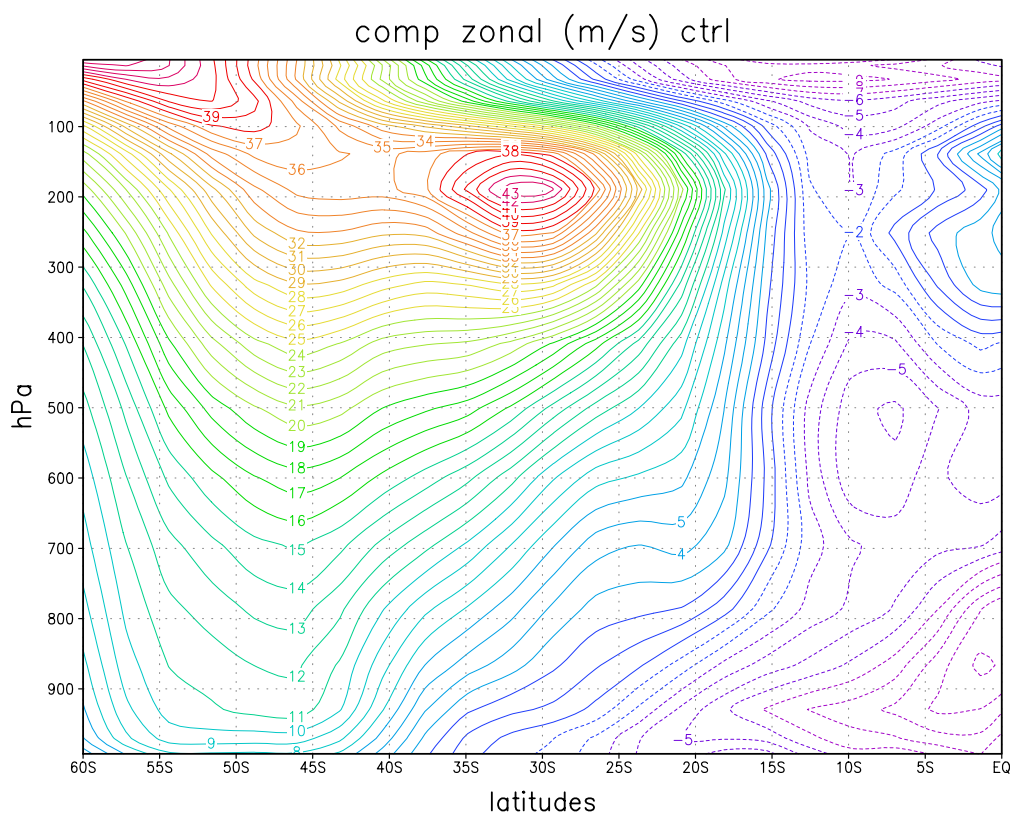


Figura 3.4.37 Corte vertical meridional na longitude de 40 oeste, da componente zonal (m/s) do caso controle.

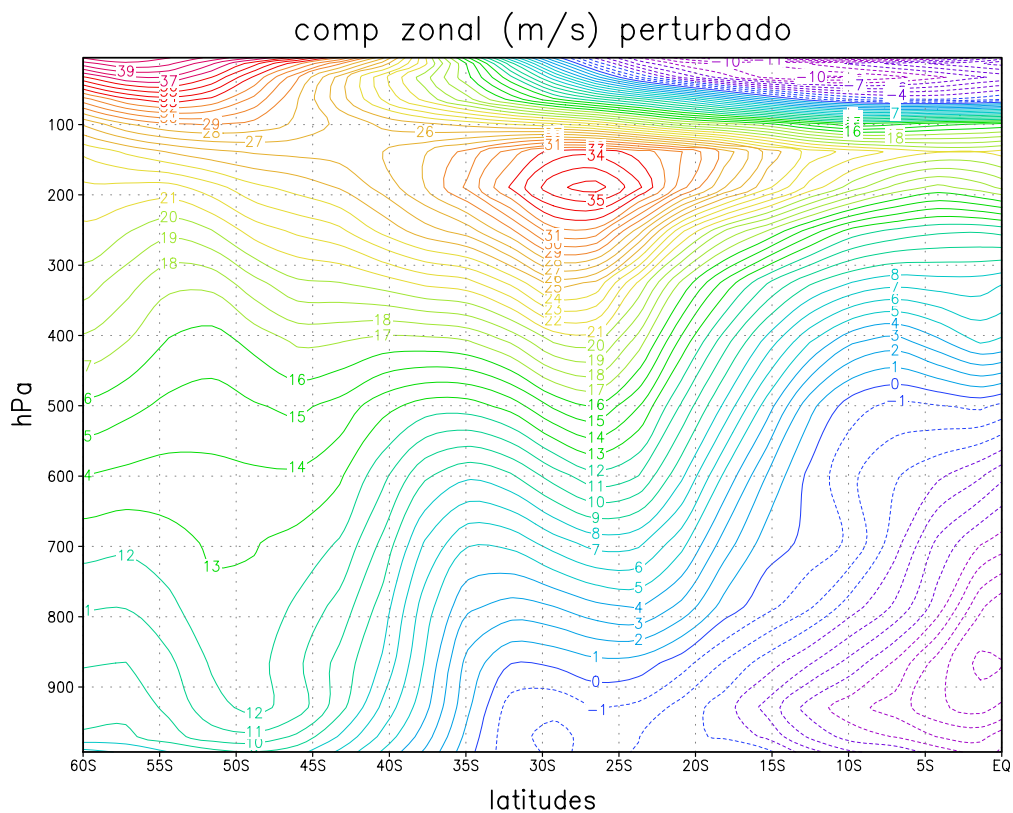


Figura 3.4.38 Corte vertical meridional na longitude de 40 oeste, da componente zonal (m/s) do caso perturbado – El Niño.

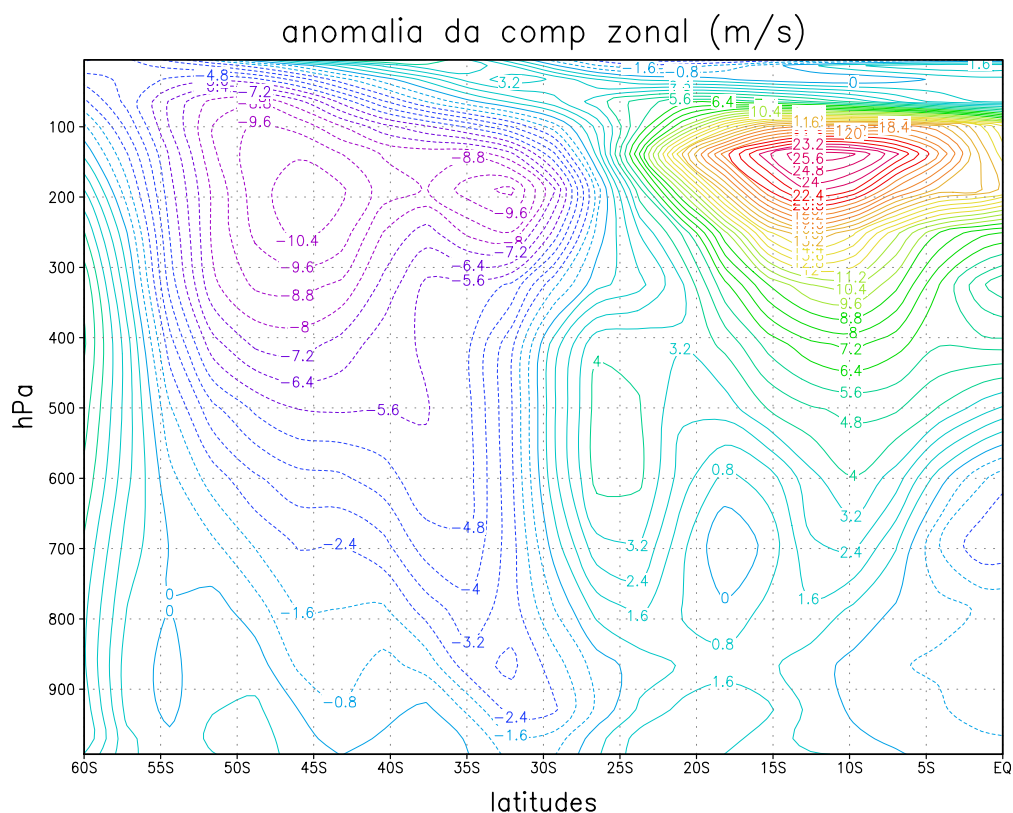


Figura 3.4.39 Corte meridional na longitude de 40 oeste, mostrando a componente zonal anômala do vento em dezembro (16^o mês de integração).

Nas 3.4.37 e 3.4.38 estão representados cortes verticais meridionais da componente zonal (m/s) do caso controle e do caso perturbado (El Niño), na longitude de 40 oeste, para o décimo sexto mês de integração do CCM. Nota-se em anos normais a presença da corrente de jato em altitude com seu máximo em cerca de 32 graus sul e em torno de 200 hPa. No caso de El Niño (perturbado) o núcleo migra um pouco para norte, cerca de 26 graus de latitude. O jato é o responsável pelo bloqueio dos sistemas frontais que avançam do sul rumo às baixas latitudes

Na figura 3.4.39 está representado um corte vertical meridional da componente zonal anômala do vento em altitude, nota-se o efeito de intensificação da célula de Walker em altos níveis (cerca de 150 hPa) em baixas latitudes e o aumento dos alísios em baixos níveis acerca do equador.

De forma a verificar a variação do padrão das células de Hadley e Walker em anos de El Niño, calculou-se o transporte meridional médio entre as longitudes de 40 graus oeste e 10 graus leste, e entre as latitudes de 20 graus sul e 10 graus sul, o transporte zonal médio, entre as latitudes de 20° sul e 20° norte e as longitudes de 30 graus oeste e 20 graus oeste, respectivamente, para o décimo sexto mês de integração

(dezembro). Os resultados estão representados graficamente nas figuras 3.4.40 e 3.4.41, a seguir.

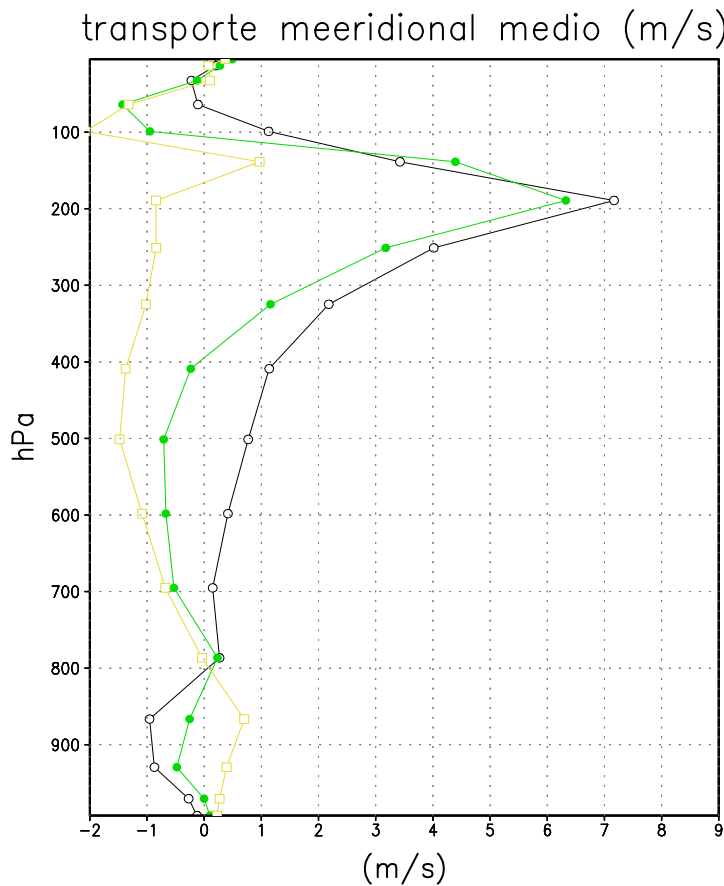


Figura 3.4.40 Perfís verticais transporte meridional médio entre as longitudes de 40° oeste e 15°oeste, e entre as latitudes de 20° sul e 10° sul, em dezembro (16° mês de integração). A linha negra com círculos não preenchidos é o perfil do caso controle, o perfil verde com círculos preenchidos é o do caso perturbado (El Niño) e o perfil amarelo é a anomalia.

Na figura 3.4.40, estão representados os transportes meridionais médios entre as longitudes de 40 graus oeste e 15 graus oeste, e entre as latitudes de 20 graus sul e 10 graus sul, em altitude, obtidas do caso controle, do caso perturbado e a anomalia (diferença entre o caso perturbado e o caso controle). A linha negra com círculos não preenchidos é o perfil do caso controle, o perfil verde com círculos preenchidos é o do caso perturbado (El Niño). Nota-se, nesses dois casos, o transporte rumo ao norte nos níveis superiores e o transporte rumo ao sul no baixos níveis, o que configura a célula de Hadley [Lorenz, 1967; Oort e Yienger, 1996; Peixoto e Oort, 1991], porém é visível a diminuição do transporte em anos de El Niño, como pode ser observado na curva da anomalia, representada na figura pelo perfil amarelo.

Na figura 3.4.41 está representado o transporte zonal entre as latitudes de 20 graus sul e 20 graus norte e as longitudes de 30 graus oeste e 20 graus oeste, nota-se claramente a intensificação da célula de Walker, maiores velocidades rumo leste em altitude e maiores velocidades rumo oeste em baixos níveis.

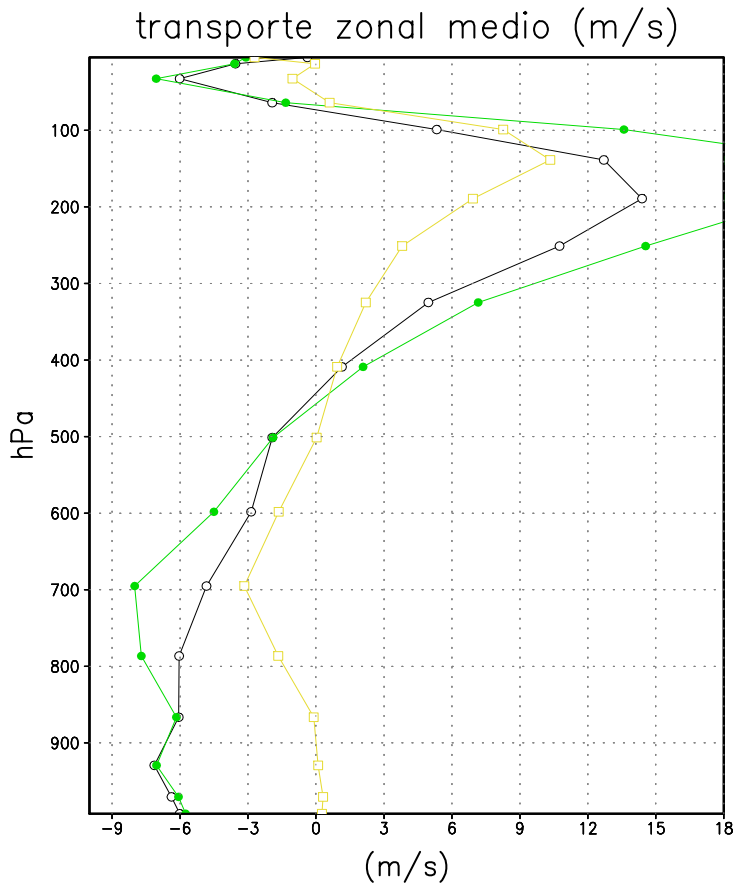


Figura 3.4.41 Perfis verticais transporte zonal médio entre as latitude de 20° sul e 20° norte e as longitudes de 30° oeste e 20° oeste, em dezembro (16° mês de integração). A linha negra com círculos não preenchidos é o perfil do caso controle, o perfil verde com círculos preenchidos é o do caso perturbado (El Niño) e o perfil amarelo é a anomalia.

Na seqüência de figuras a seguir (figuras 3.4.42 a 3.4.46) pode-se observar campos de anomalia de vorticidade modelada com o CCM, ao nível de 992 hPa para o período de outubro a março. Esse é o período de maior desenvolvimento das anomalias de TSM no Pacífico Equatorial.

Observa-se nessa seqüência de figuras a presença de anomalias negativas do rotacional do vento, resultado dos efeitos do El Niño.

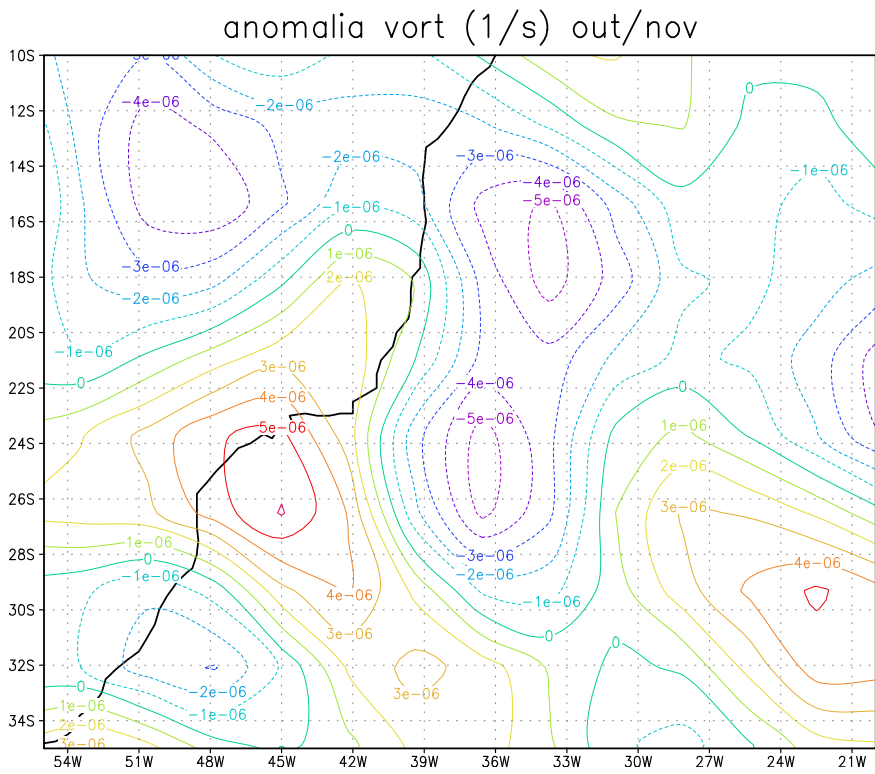


Figura 3.4.42 Anomalia de vorticidade do vento, em 992 hPa, modelada para o outubro/novembro.

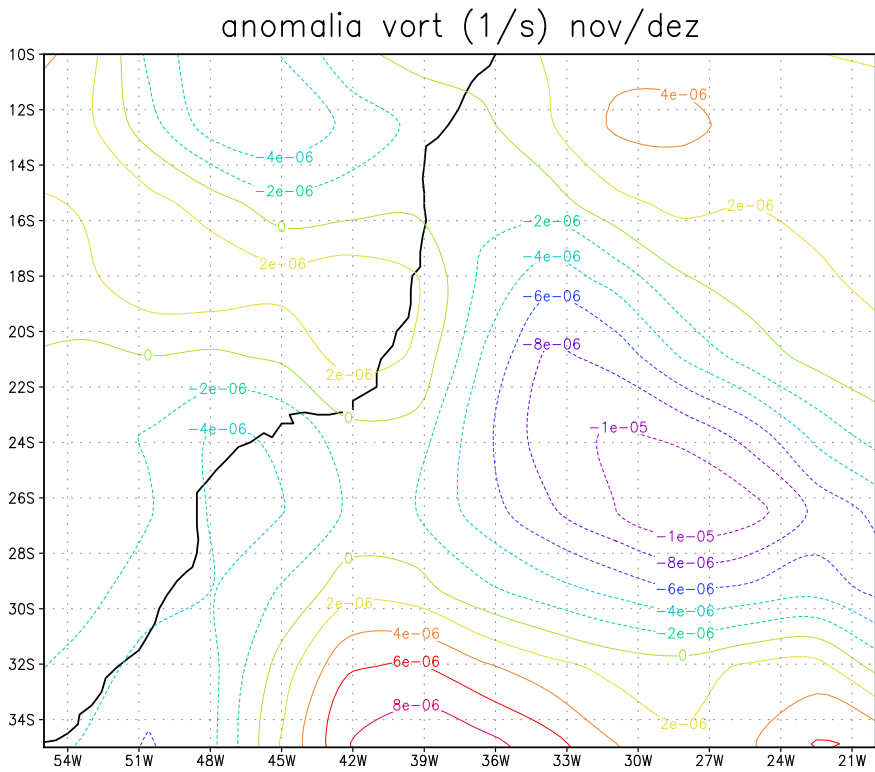


Figura 3.4.43 Anomalia de vorticidade do vento, em 992 hPa, modelada para o novembro/dezembro.

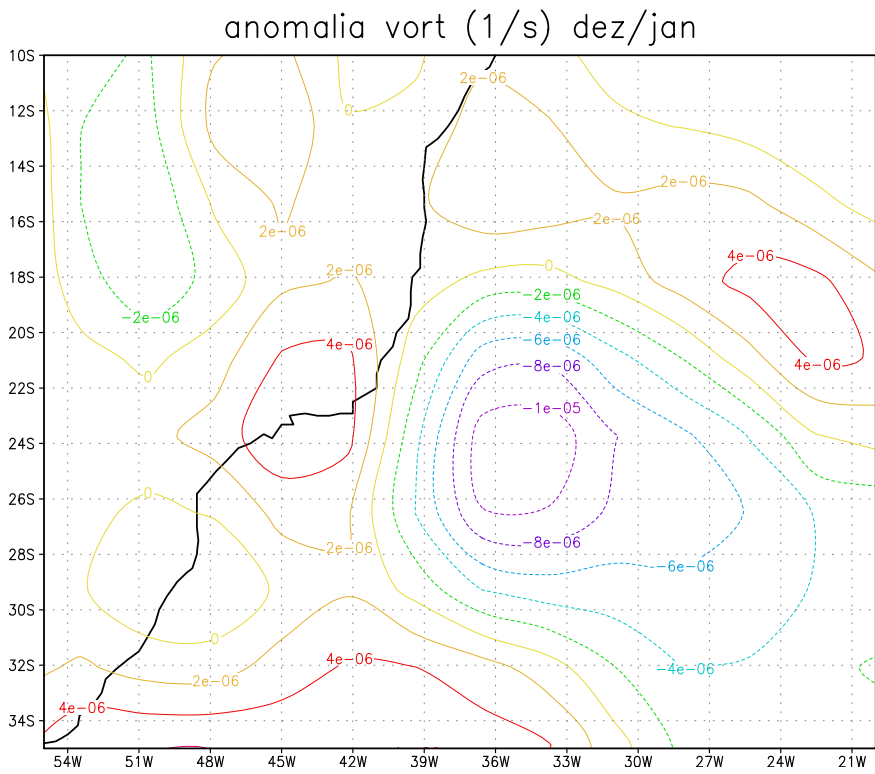


Figura 3.4.44 Anomalia de vorticidade do vento , em 992 hPa, modelada para o dezembro/janeiro.

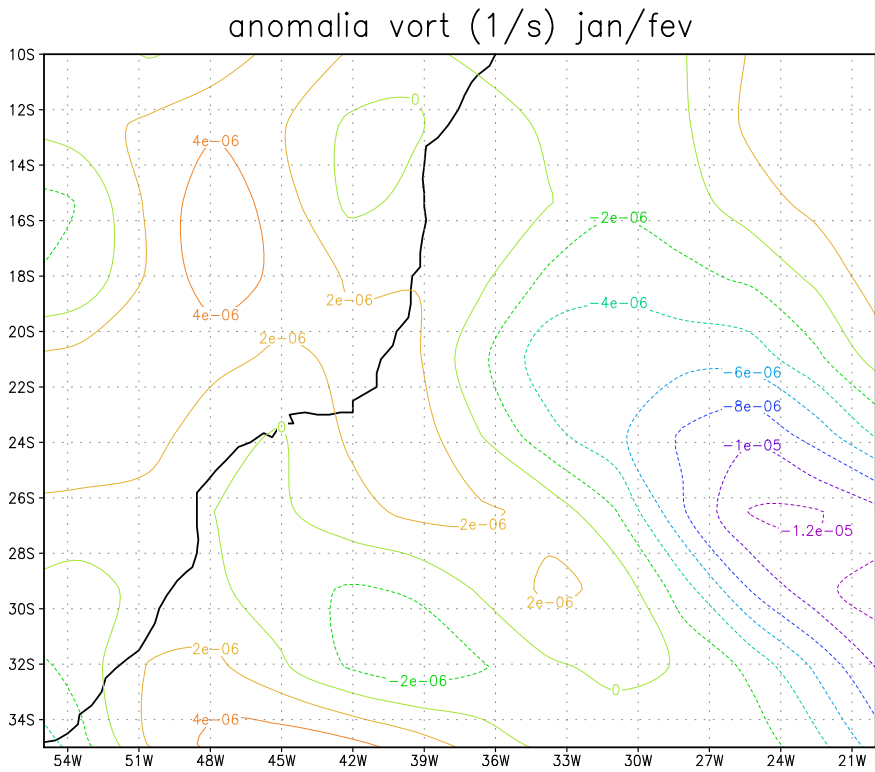


Figura 3.4.45 Anomalia de vorticidade vento , em 992 hPa, modelada para o janeiro/fevereiro.

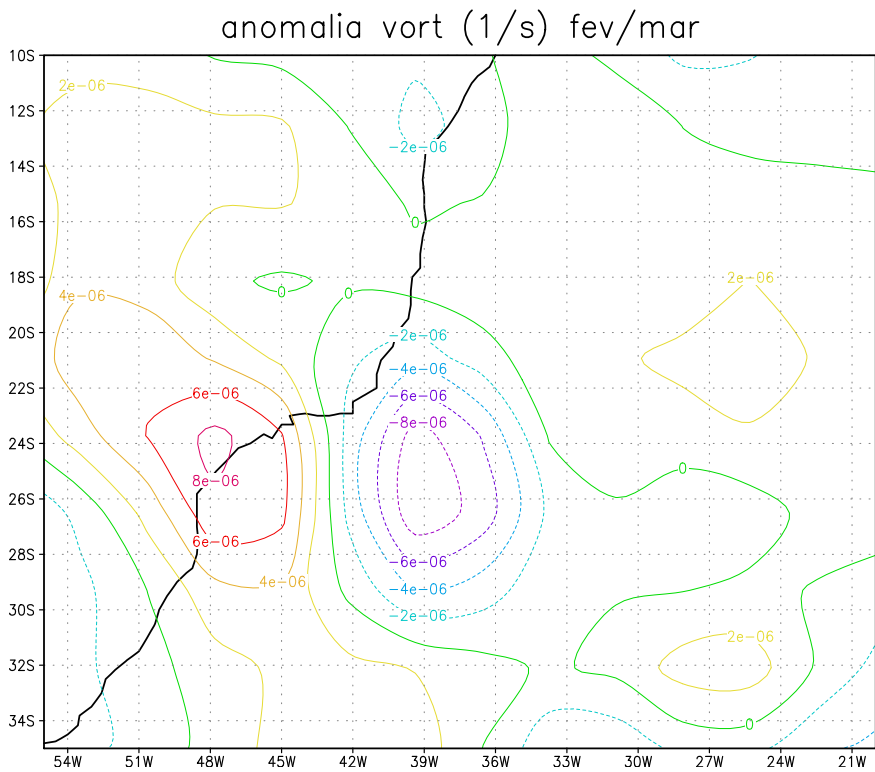


Figura 3.4.46 Anomalia de vorticidade vento , em 992 hPa, modelada para o fevereiro/março.

Na figura 3.4.47 observa-se a relação entre um índice estimado na função gaussiana forçante, integrada no espaço e normalizada. O coeficiente correlação entre as variáveis é -0.888, com intervalo de confiança de 5 %. Pode-se afirmar com 95% de chance de acertar, baseado no teste de Student, que o rotacional do vento responde ao forçante teórico.

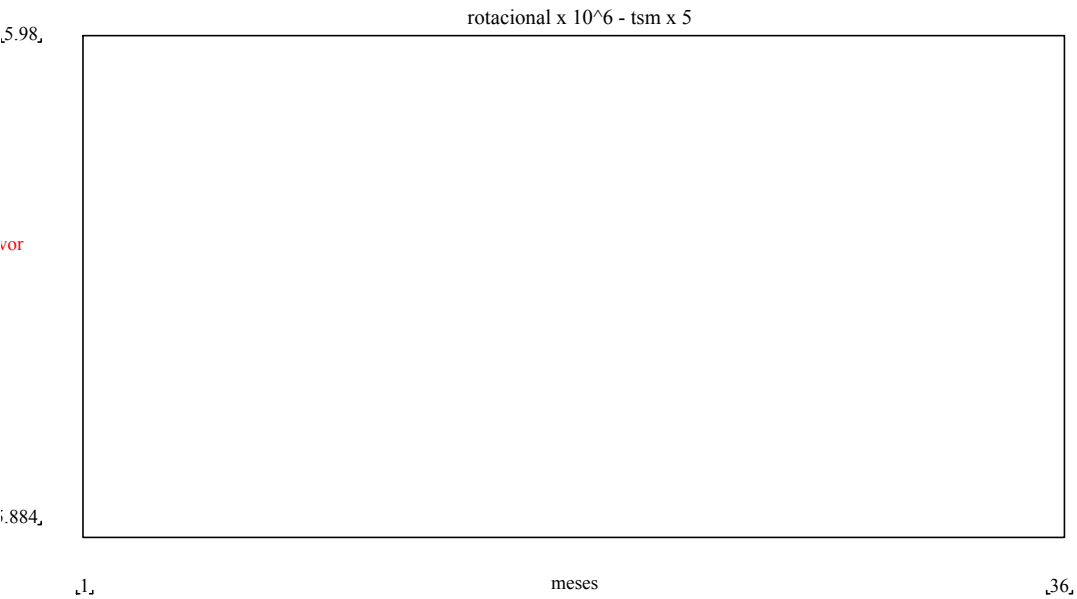


Figura 3.4.47 Relação entre a função forçante do modelo atmosférico e o rotacional do vento na região de interesse.

3.5. Aplicação do Princeton Ocean Model

A área de aplicação do modelo foi de 79 graus de latitude sul até 10 graus de latitude norte e de 69 graus de longitude oeste até 20 graus de longitude leste.

Considerando essa região, foi montada uma grade regular de diferenças finitas para representar a topografia de fundo da bacia do Atlântico sul. Os dados foram obtidos do USGS (Unites States Geological Survey) de uma base conhecida como ETOPO2, que tem resolução de dois minutos de grau. Esses dados foram sub-amostrados para uma grade com 1 grau de resolução, cerca de 111.112,0 metros quando calculado em latitude.

Na figura 3.5.1 está ilustrada a forma final da condição de contorno de fundo aplicada ao POM. Evidentemente a razão de aspecto não está mantida.

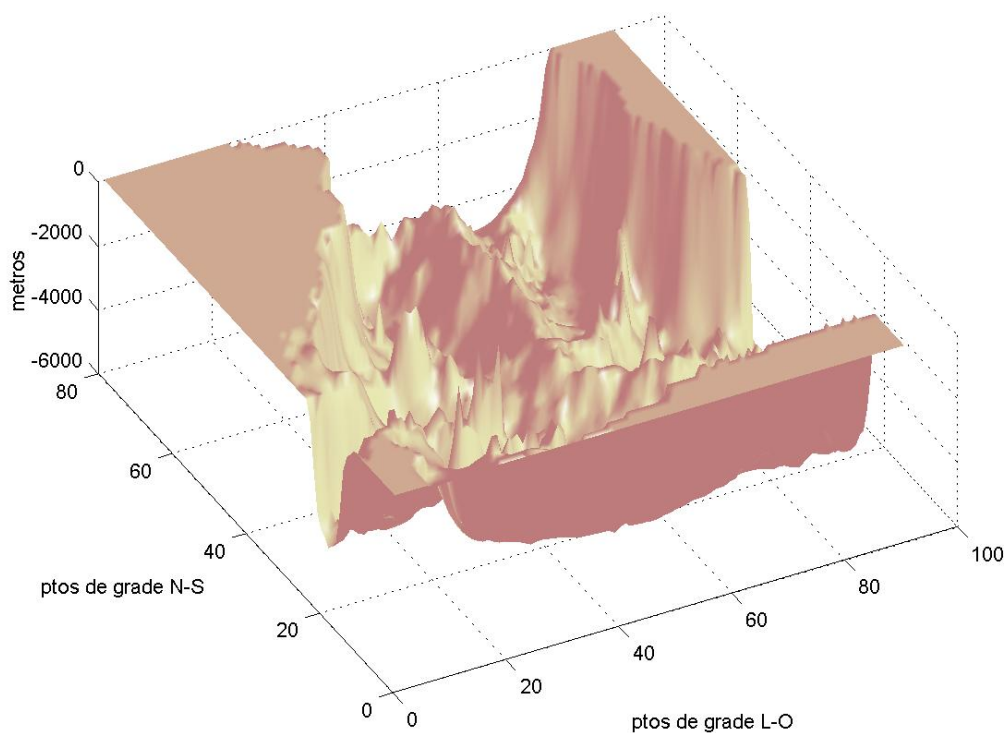


Figura 3.5.1 : *topografia de fundo da bacia aplicado ao POM*

Na vertical o modelo foi discretizado em quinze níveis em coordenadas sigma [Blumberg e Mellor, 1983; Blumberg e Mellor, 1987a; Blumberg e Mellor, 1987b; Ezer et al., 2002; Ezer e Mellor, 2000; Griffies, 2003; Haidvogel e Bechmann, 1999; Kantha e Clayson, 2000; Phillips, 1957], com maior resolução nas camadas de superfície [Ezer e Mellor, 1997b].

Os níveis sigma escolhidos foram: 0.0; -0.022; -0.044; -0.088; -0.188; -0.313; -0.438; -0.563; -0.688; -0.813; -0.912; -0.956; -0.978; -0.992 e -1.00.

O passo de tempo interno foi de 720 segundos e o externo foi de 72 segundos. O modelo foi executado em modo prognóstico, monitorado em relação ao ganho de energia cinética da atmosfera no tempo, a cada passo de tempo, de forma a estimar a aproximação da situação de equilíbrio.

Os resultados do modelo, campos de velocidade e massa prognosticados, foram filtrados via uma média no tempo em um intervalo de seis horas, escritos a cada mês de integração.

O modelo foi inicializado com a climatologia da base de dados do Levitus [Levitus, 1982] para o mês de janeiro (no caso das temperaturas) e verão Austral (no caso da salinidade).

As condições de contorno nas fronteiras abertas, região equatorial, estreito de Drake e região do Cabo da Boa Esperança, foram definidas como radiacionais do tipo Sommerfeld [Ezer e Mellor, 1992; Griffies, 2003; Haidvogel e Bechmann, 1999; Kantha e Clayson, 2000; Orlansky, 1976; Palma e Matano, 1998] e nas mesmas foram também impostos os transportes de quantidade de movimento, massa e energia, como em Mellor e Ezer [Ezer e Mellor, 1997b; Mellor e Ezer, 1991], obtidos da rodada do ODA/GFDL/MOM.

As condições foram especificadas aplicando um esquema de relaxação Newtoniana baseado no de Mellor e Ezer [Ezer, 2001; Ezer e Mellor, 1994; Ezer e Mellor, 1997a; Ezer e Mellor, 2000; Mellor e Ezer, 1991], que ajustaram polinômios entre observações de superfície a bases de dados climatológicos do interior do oceano, de forma a definir perfis verticais das propriedades a serem assimiladas. Ao final, os dados obtidos foram assimilados via relaxação Newtoniana.

A diferença da metodologia aqui proposta é que não utilizou-se polinômios como Mellor e Ezer [Mellor e Ezer, 1991] mas sim os dados do ODA/GFDL/MOM promediados também por uma função de relaxação na vertical.

A função permite uma variação temporal da ordem de minutos à superfície e, em regiões profundas da ordem de meses. Essa condição foi aplicada a um conjunto de linhas da grade do modelo nas fronteiras abertas (quatro linhas na direção do interior do modelo).

As condições de contorno no topo do modelo foram duas. A primeira foi assimilação de temperatura da superfície do mar, como em Ezer [Ezer e Mellor, 1997b]. A técnica é impor dados de TSM ao POM, via modelo de fechamento turbulento [Mellor e Yamada, 1982] que é incluído no código, que então propaga a temperatura para as camadas interiores produzindo as variações associadas ao aquecimento da camada superficial do oceano. Os dados de temperatura da superfície do mar, aplicados como condição de contorno no topo do oceano no modelo, foram os do projeto COADS, analisados por da Silva [da Silva et al., 1995].

A outra condição de contorno no topo do oceano foi a tensão de cisalhamento do vento, baseada na climatologia do NCEP/NCAR [Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001] com a parametrização proposta por Yelland [Csanady, 2001; Yelland e Taylor, 1996].

Foram realizados dois experimentos como o POM. O primeiro, chamado de caso controle, onde se tentou obter a situação mais próxima possível do clima do Atlântico Sul, baseado nas condições de contorno comentadas anteriormente e um caso perturbado, onde se impôs ao modelo a anomalia de circulação atmosférica gerada no Atlântico Sul pela anomalia de temperatura de superfície do Pacífico Equatorial Leste.

Essa anomalia é produzida efetuando a diferença entre os campos das componentes do vento obtidos dos experimentos com o modelo atmosférico, a partir da diferença entre o caso perturbado pelo El Niño e o caso atmosférico normal.

Aplicou-se um filtro espacial baseado em uma distribuição Gaussiana bidimensional centrada na região oceânica adjacente ao litoral sudeste do Brasil. A Gaussiana tem valores da ordem de 1 na região central e decai a zero na região de menor interesse, de forma que se acrescentou a anomalia apenas em um setor (figura 3.5.2).

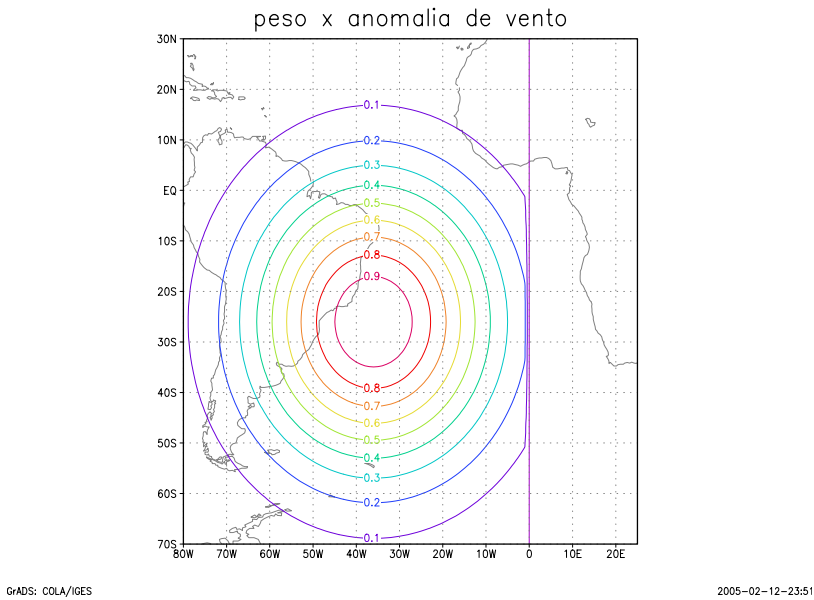


Figura 3.5.2 Peso aplicado ao rotacional do vento na região de interesse.

Na figura 3.5.3 está representado um trecho da circulação oceânica de superfície do Atlântico Sul-Sudoeste. Nota-se na figura a corrente do Brasil, a corrente das Falklands/Malvinas e o descolamento da Corrente do Brasil, de acordo com a literatura [Campos e Miller, 1995; Campos et al., 2000; Lino, 1985; Lino e Mascarenhas Jr, 1985; Peterson e Stramma, 1991; Silveira et al., 2001; Vivier et al., 2001].

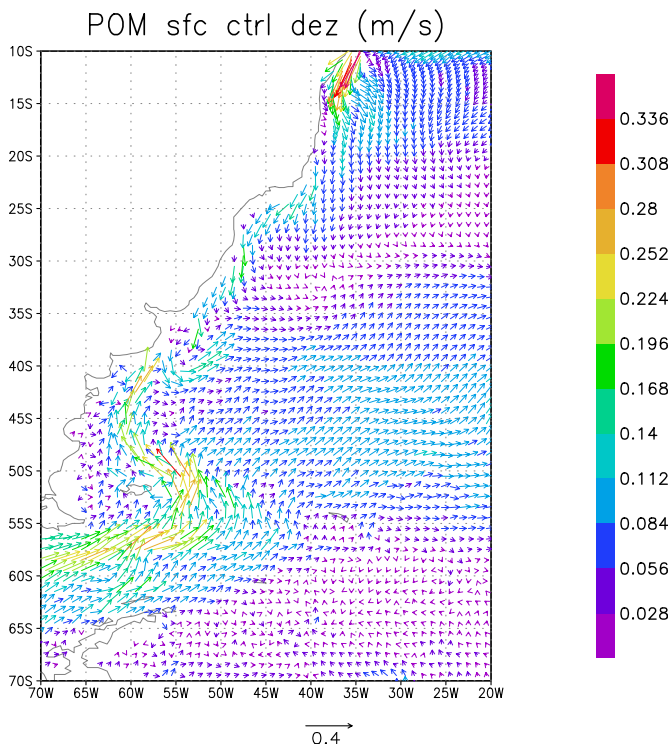


Figura 3.5.3 Corrente à superfície (m/s) para o caso controle, obtidas com o POM, para o mês de dezembro.

Na figura 3.5.4 está representado um corte vertical na latitude de 25 graus de latitude sul. Nota-se claramente o núcleo da Corrente do Brasil fluindo para Sul junto à costa.

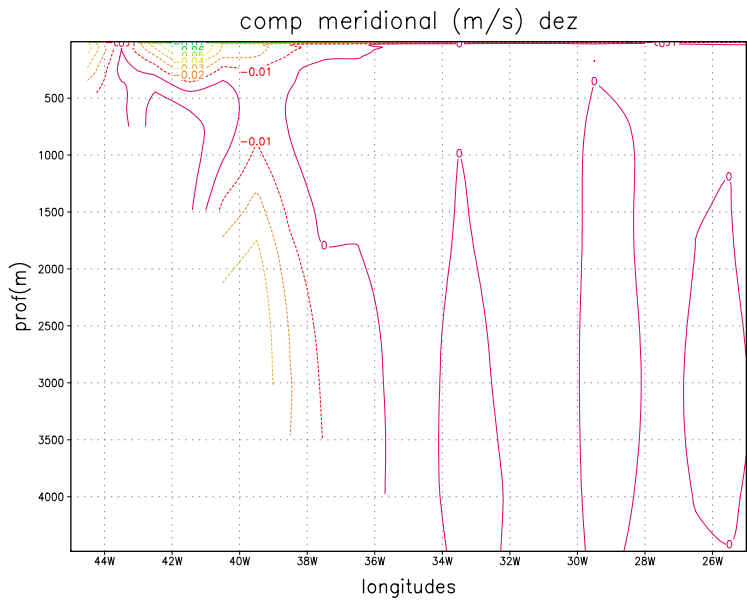


Figura 3.5.4 Corte vertical representando a componente meridional das correntes (cm/s) na latitude de 25 graus sul.

Na figura 3.5.5 tem-se um corte meridional vertical na longitude de 38 graus oeste. Pode-se notar a corrente, na cota entre 600 metros a 100 metros, na região entre as latitudes de 14 a 20 graus sul, no rumo oeste, esse seria o movimento da ACAS, segundo Silveira [Silveira et al., 2001].

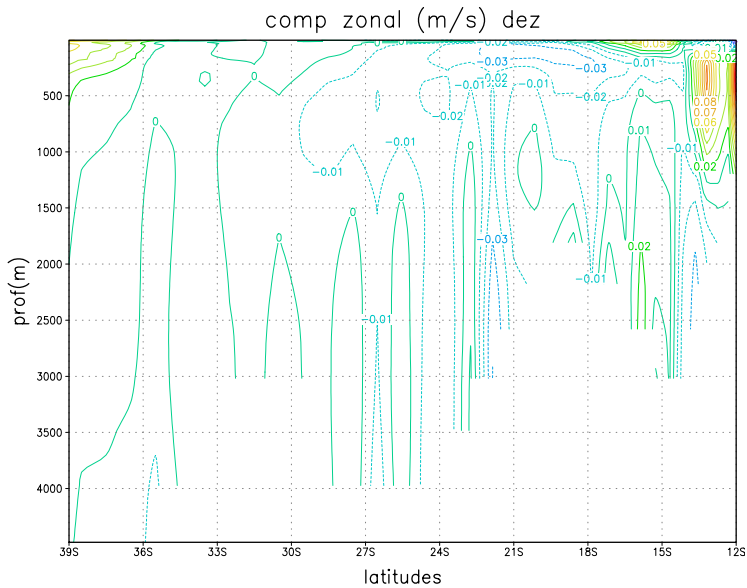


Figura 3.5.5 Corte vertical representando a componente zonal das correntes (cm/s) na longitude de 38 graus oeste.

Na figura 3.5.6 tem-se um corte vertical da anomalia de temperatura (dezembro-média) modelada com o POM, para a latitude de 20 graus sul. Nota-se o

resfriamento em subsuperfície junto à costa, indicando que houve um aporte de águas mais frias na região. O mesmo padrão ocorre nos perfis das figuras 3.5.7 a 3.5.9, na latitude de 23, 25 e 27 sul, respectivamente.

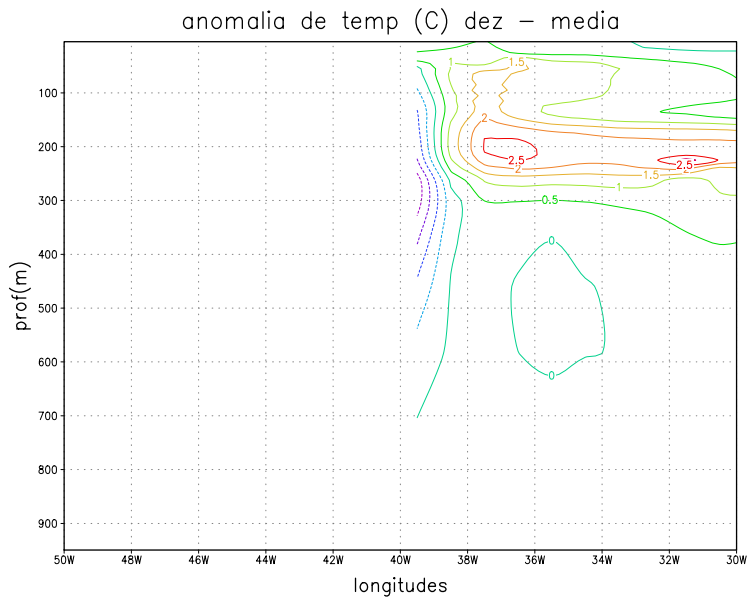


Figura 3.5.6 Corte vertical representando a anomalia de temperatura na latitude de 20 graus sul.

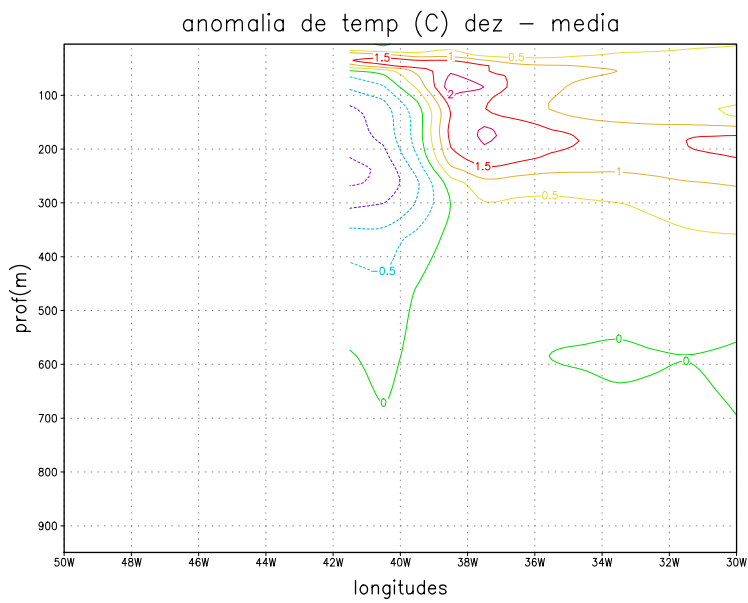


Figura 3.5.7 Corte vertical representando a anomalia de temperatura na latitude de 23 graus sul.

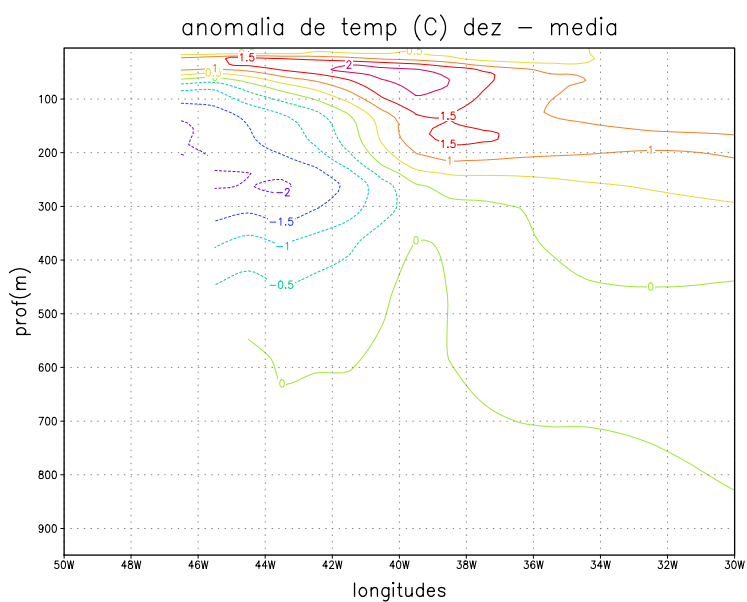


Figura 3.5.8 Corte vertical representando a anomalia de temperatura na latitude de 25 graus sul.

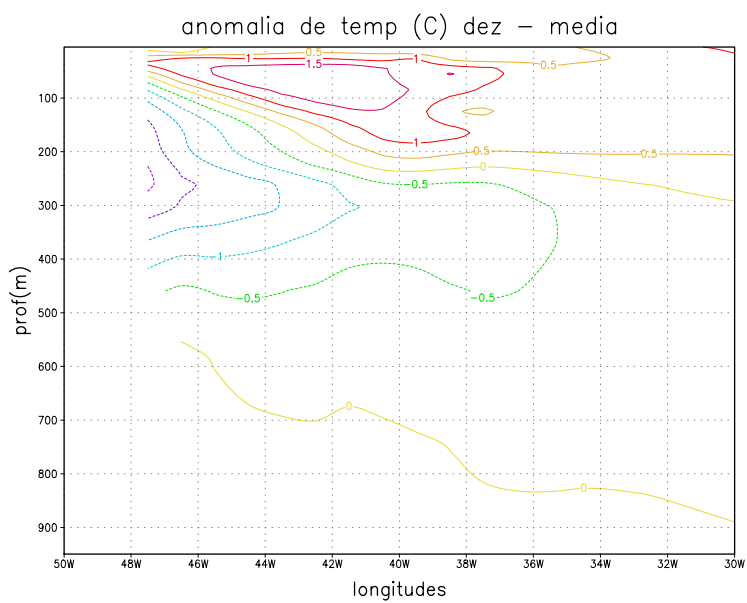


Figura 3.5.9 Corte vertical representando a anomalia de temperatura na latitude de 27 graus sul.

Na seqüência de figuras a seguir, da figura 3.5.10 à figura 3.5.14, estão representados perfis verticais meridionais nas longitudes de 25, 35, 40, 45 e 50 graus de longitude oeste. Nessas figuras pode-se notar as anomalias de temperatura para o mês de dezembro, entre o caso perturbado e o caso controle. Há dois núcleos de resfriamento, indicando a presença de águas mais frias que o estado médio, um mais ao sul, e outro mais a norte (região da cadeia Vitória Trindade, em torno de 19 a 20 graus sul), **que pode estar** associado a um posicionamento mais raso da ACAS.

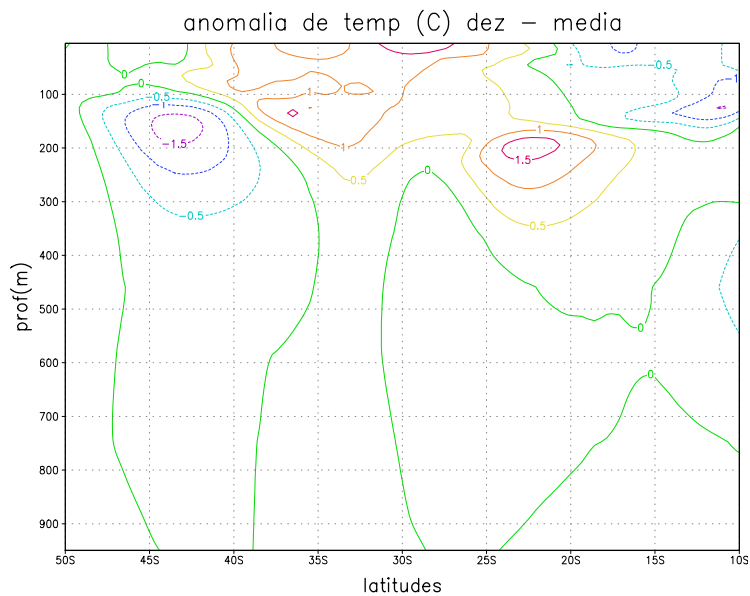


Figura 3.5.10 Corte vertical representando a anomalia de temperatura na longitude de 25 graus oeste.

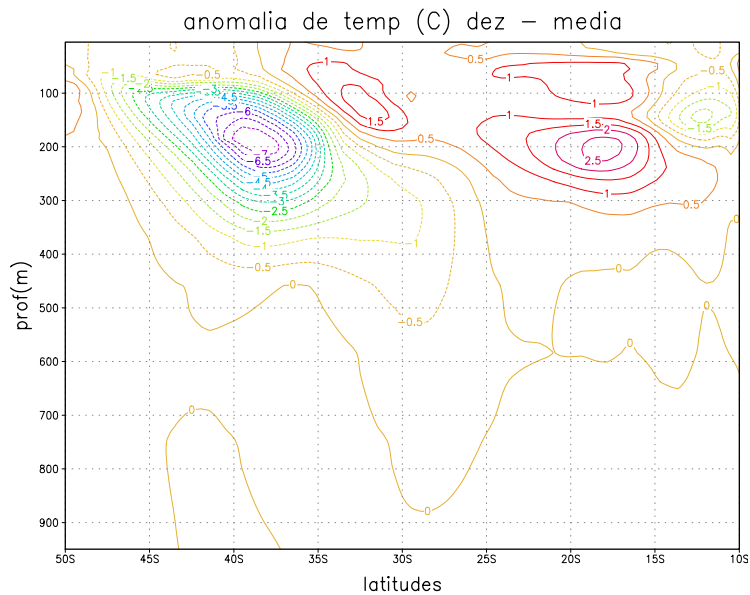


Figura 3.5.11 Corte vertical representando a anomalia de temperatura na longitude de 35 graus oeste.

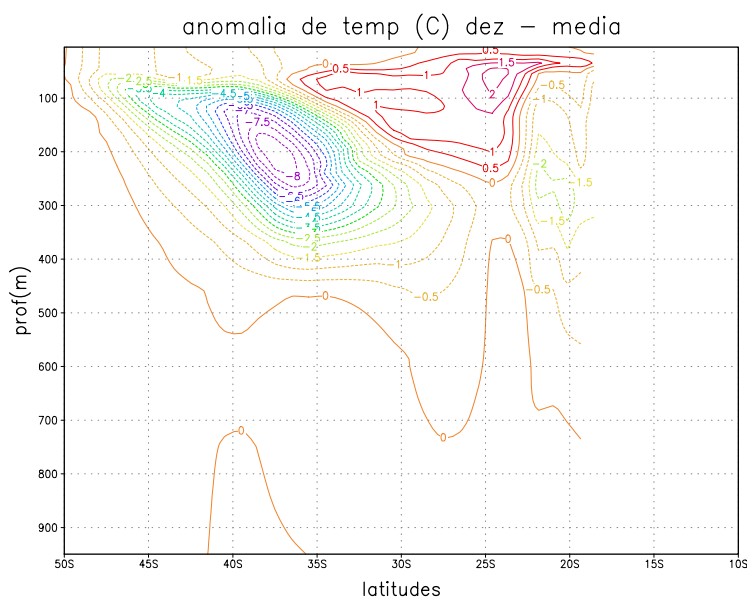


Figura 3.5.12 Corte vertical representando a anomalia de temperatura na longitude de 40 graus oeste.

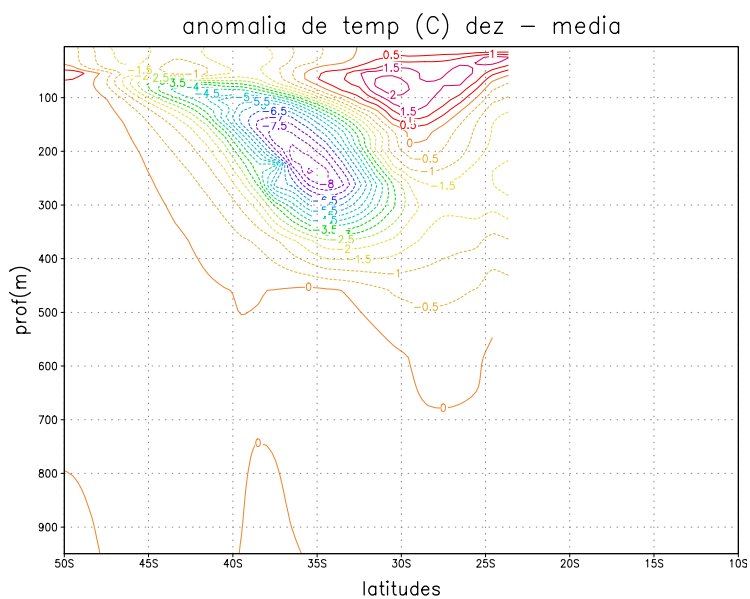


Figura 3.5.13 Corte vertical representando a anomalia de temperatura na longitude de 45 graus oeste.

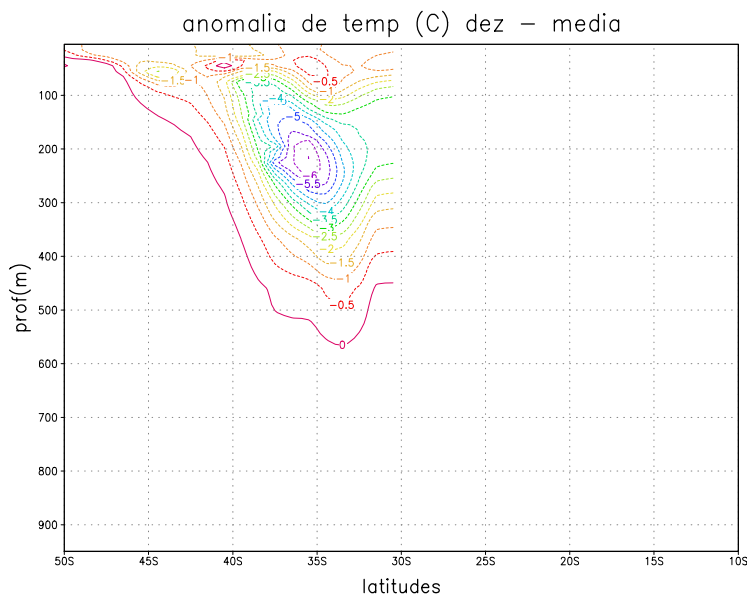


Figura 3.5.14 Corte vertical representando a anomalia de temperatura na longitude de 50 graus oeste.

Nas figuras 3.5.15 à figura 3.5.18, estão representados perfis verticais zonais nas latitudes de 20, 23, 25 e 27 graus sul. Nessas figuras pode-se notar as anomalias de salinidade para o mês de dezembro, entre o caso perturbado e o caso controle. Há núcleos de diminuição de salinidade **que pode estar indicando** posicionamento mais raso da ACAS.

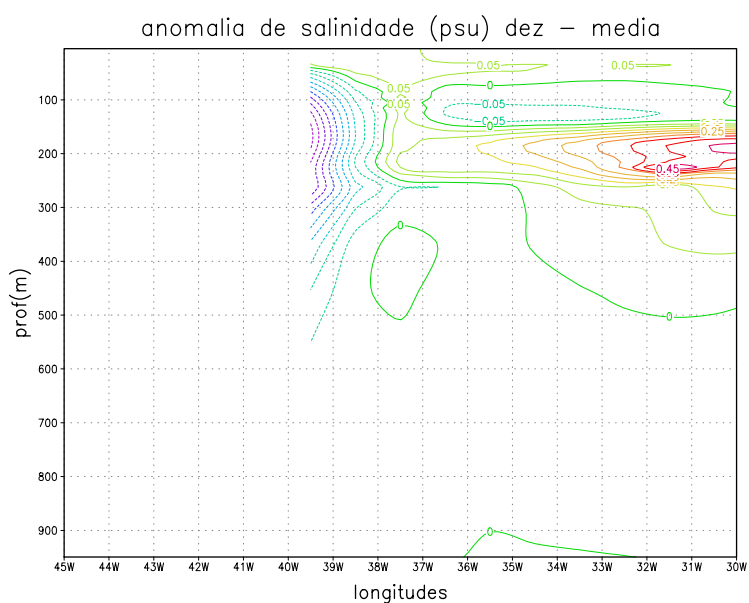


Figura 3.5.15 Corte vertical representando a anomalia de salinidade na latitude de 20 graus sul.

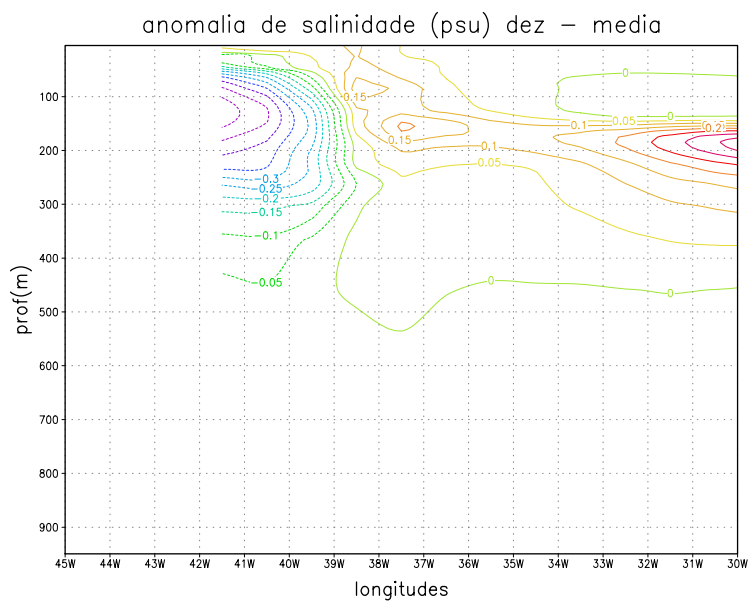


Figura 3.5.16 Corte vertical representando a anomalia de salinidade na latitude de 23 graus sul.

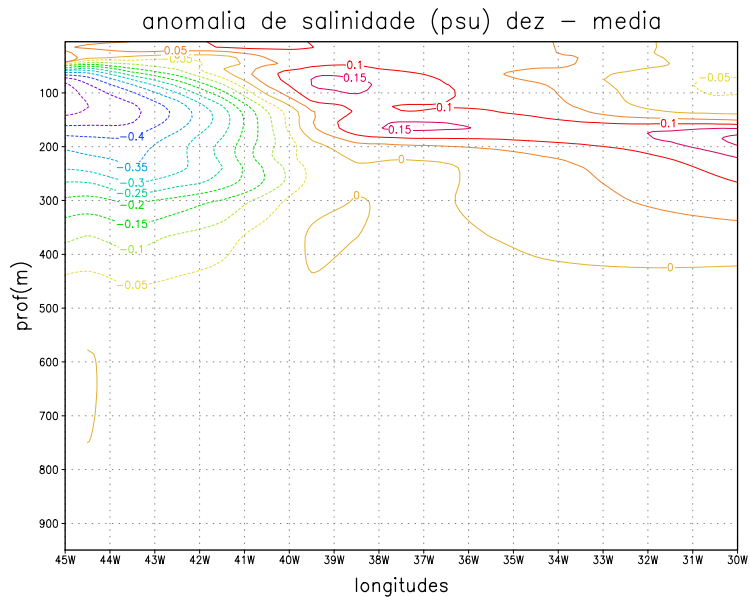


Figura 3.5.17 Corte vertical representando a anomalia de salinidade na latitude de 25 graus sul.

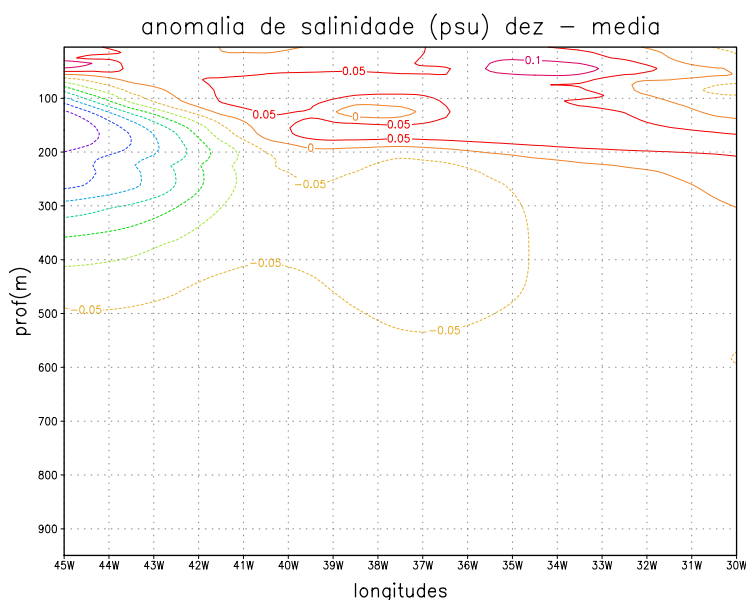


Figura 3.5.18 Corte vertical representando a anomalia de salinidade na latitude de 27 graus sul..

Nas figuras 3.5.19 à figura 3.5.22, estão representados perfis verticais meridionais de anomalias de salinidade, para o mês de dezembro, entre o caso perturbado e o caso controle, nas longitudes de 35, 40, 45 e 50 graus oeste. Da mesma forma que nos perfis zonais, existem núcleos de diminuição de salinidade que podem estar indicando posicionamento mais raso da ACAS. Vale notar o núcleo de anomalias negativas de salinidade, sempre próximo à latitude de 40 graus sul, posição próxima ao ponto de descolamento da corrente do Brasil da costa [Campos e Miller, 1995; Castro e de Miranda, 1998; Matano, 1993] e da formação da ACAS [Sverdrup et al., 1944], que rumo para leste, entra no giro subtropical e retorna à costa brasileira em torno de 20 graus sul, onde um ramo da corrente que carrega a ACAS flui para sul [Silveira et al., 2001; Zhang et al., 2003], nos gráficos 3.5.19 e 3.5.20, observa-se um outro núcleo de anomalia de salinidade em torno da latitude de 20 graus sul.

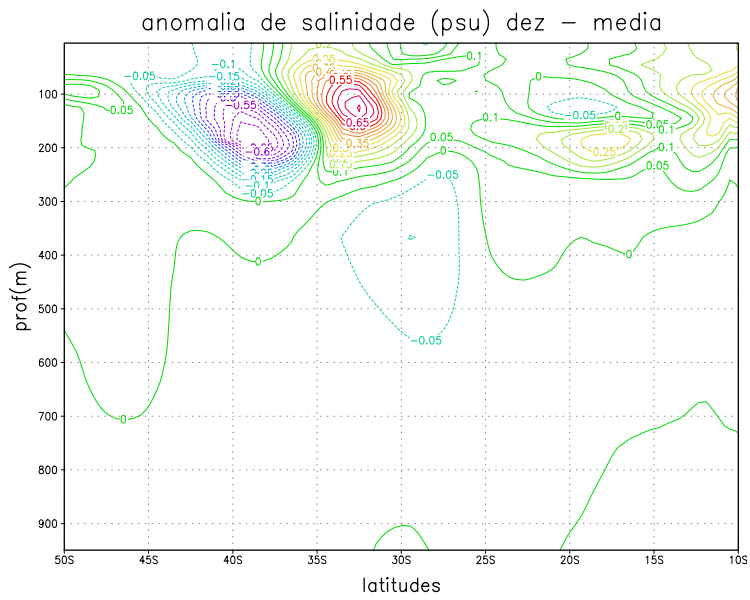


Figura 3.5.19 Corte vertical representando a anomalia de salinidade na longitude de 35 graus oeste.

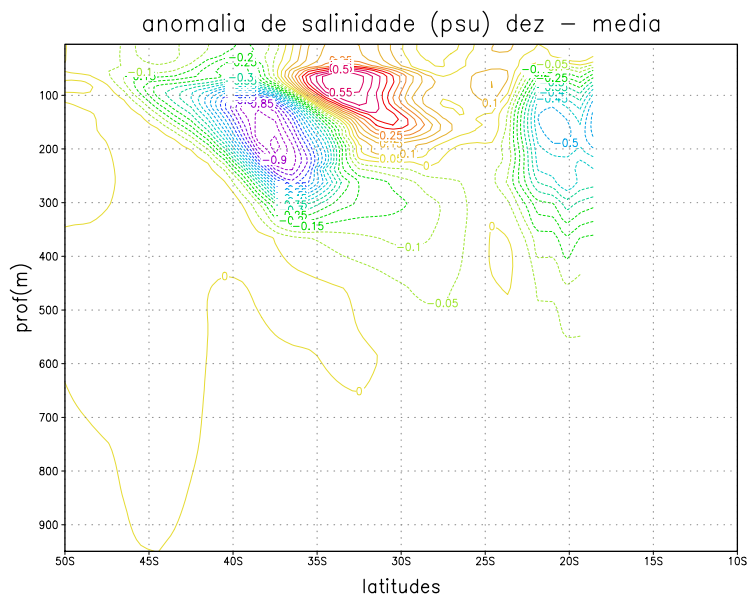


Figura 3.5.20 Corte vertical representando a anomalia de salinidade na longitude de 40 graus oeste.

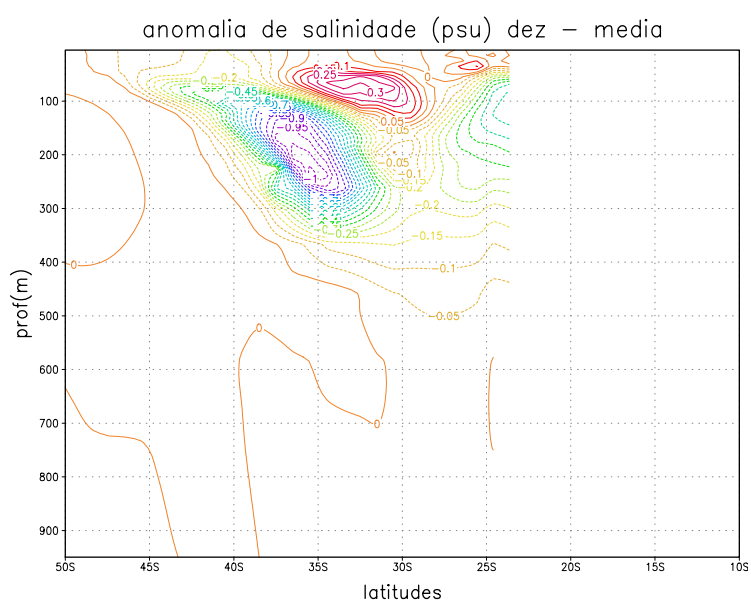


Figura 3.5.21 Corte vertical representando a anomia de salinidade na longitude de 40 graus oeste.

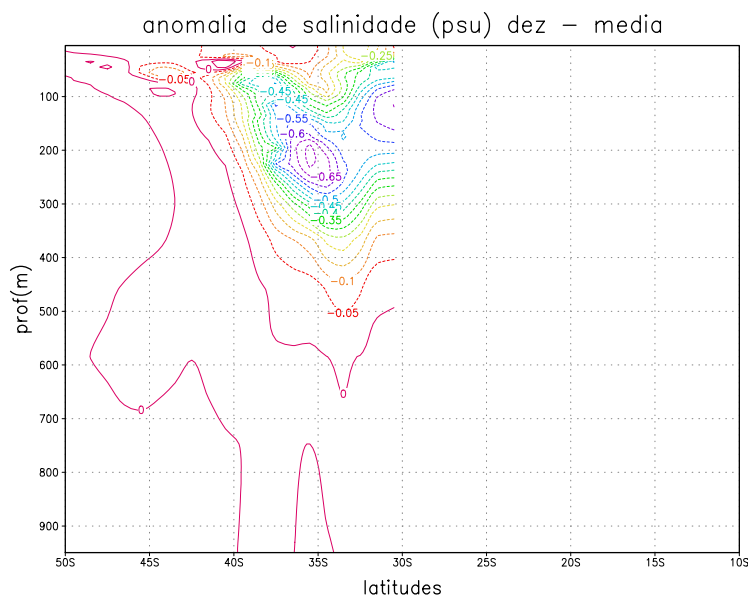


Figura 3.5.22 Corte vertical representando a anomia de salinidade na longitude de 50 graus oeste.

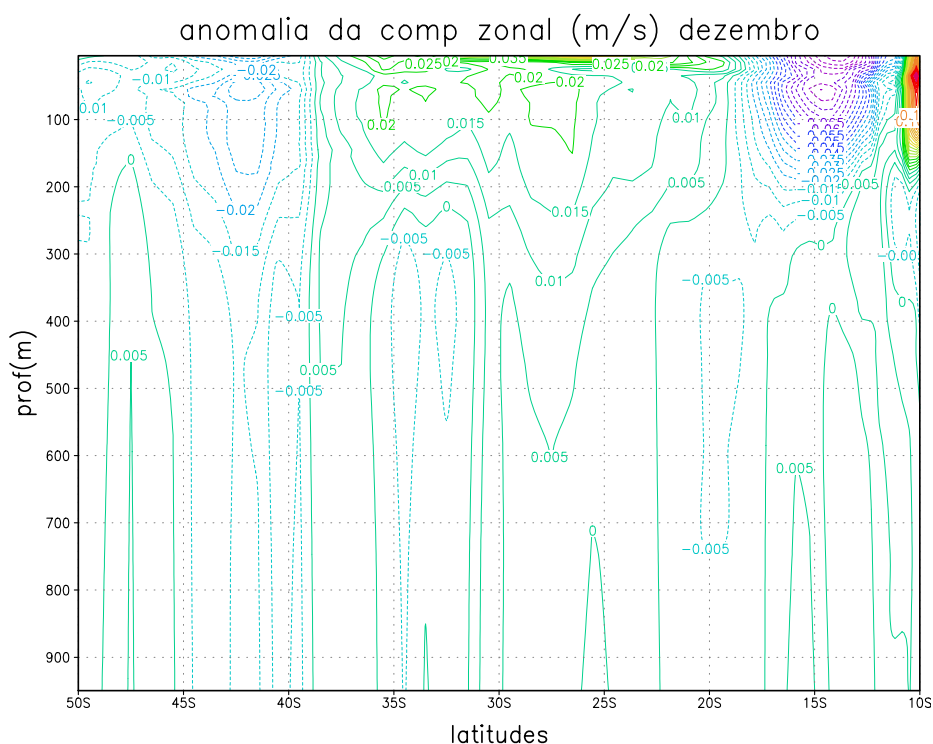


Figura 3.5.23 Anomalia da componente zonal (m/s) na longitude de 35 graus oeste, no 16º mês de integração (dezembro).

O padrão de circulação que pode explicar as anomalias de temperatura e salinidade descritas anteriormente foi obtido no modelo, na figura 3.5.23 está representado um corte meridional vertical da anomalia da componente zonal das correntes. Observa-se uma intensificação das correntes rumo a leste a sul de 38 graus sul e, um intensificação rumo oeste a sul dos 20 graus de latitude. Nas representações em planta da circulação em 300 metros (figura 3.5.24) e das anomalias de circulação em 300 e 200 metros (figuras 3.5.25 e 3.5.26) pode ser observado, no campo de correntes a 300 metros, o padrão de circulação da ACAS para leste em cerca de 40 graus sul e uma corrente atingindo a costa em latitudes acima de 21 graus sul [Silveira *et al.*, 2001; Zhang *et al.*, 2003]. Nos campos das anomalias de circulação em 300 e 200 metros, pode ser notado uma pequena intensificação em direção à costa na região da cadeia Vitória-Trindade.

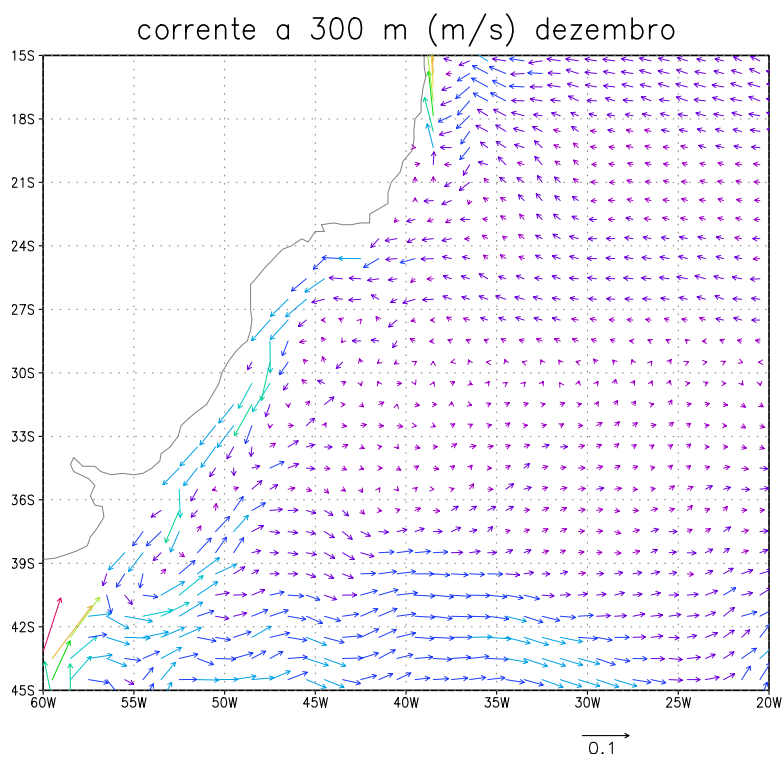


Figura 3.5.24 Campo de correntes a 300 m (m/s) no 16º mês de integração (dezembro).

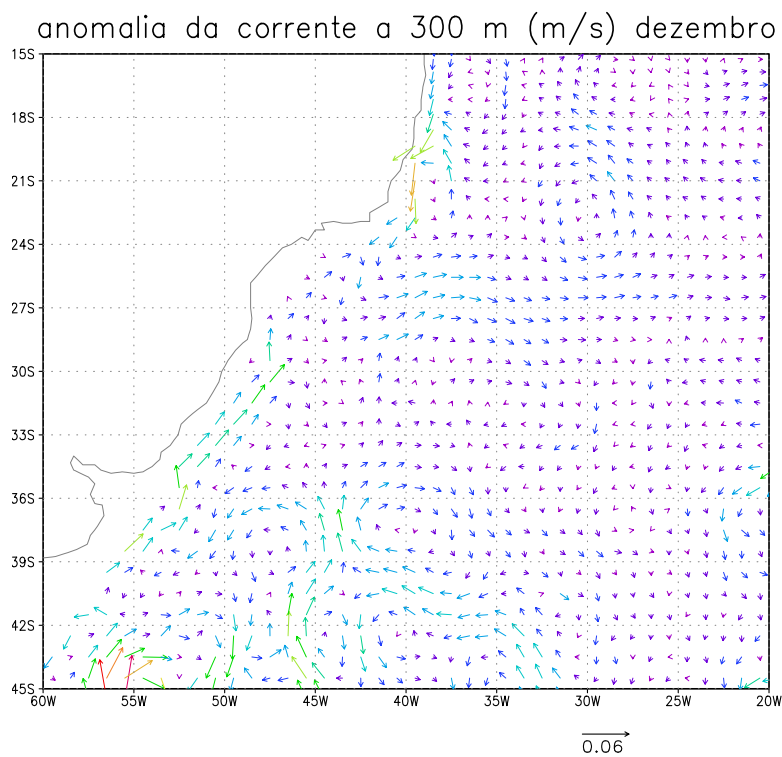


Figura 3.5.25 Anomalia do campo de correntes a 300 m (m/s) no 16º mês de integração (dezembro).

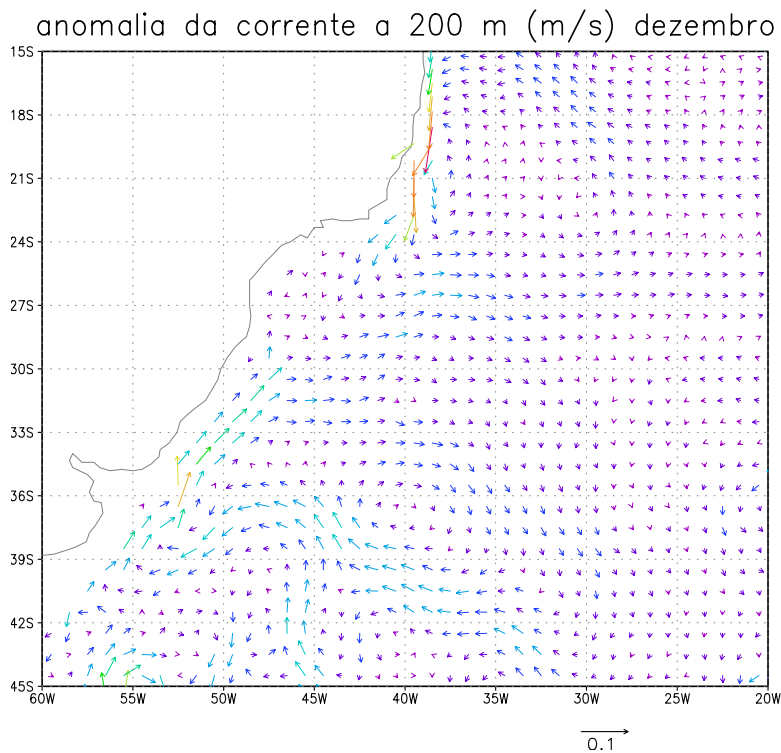


Figura 3.5.26 Anomalia do campo de correntes a 200 m (m/s) no 16º mês de integração (dezembro).

Na figura 3.5.27, estão representados quatro perfis verticais de temperatura do caso médio, em preto, e do caso El Niño, em verde, tomados em 20 e 23 graus de latitude sul e 40 graus oeste, e 25 e 27 graus de latitude sul e 44 graus oeste. Em todos os gráficos está demarcado limite de temperatura da ACAS por uma pequena barra vertical, na temperatura de 20 graus Celsius [Miranda, 1982].

Pode-se observar nos gráficos que águas com menores temperaturas estão mais rasas, indicando que de maneira geral, nesses pontos, a ACAS deve estar mais rasa.

Comportamento similar pode ser observado na figura 3.5.28, que contém um conjunto de perfis verticais de salinidade, nos mesmos pontos em que foram amostrados os perfis de temperatura. Também está representado em cada gráfico uma pequena barra vertical marcando o limite superior de salinidade da ACAS.

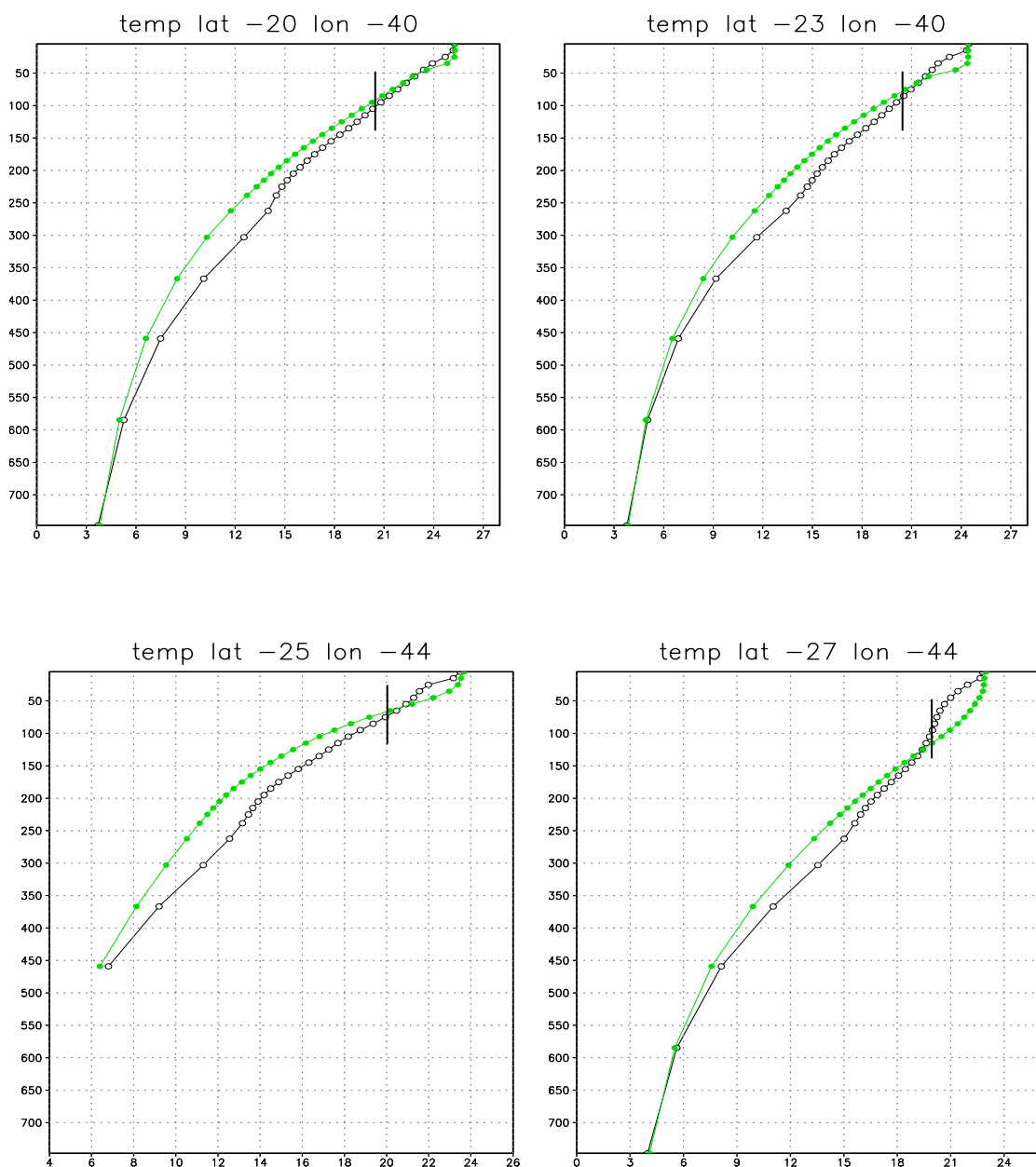


Figura 3.5.27 Perfis verticais de temperatura (Celsius) do caso médio, em preto, e do caso El Niño, em verde.

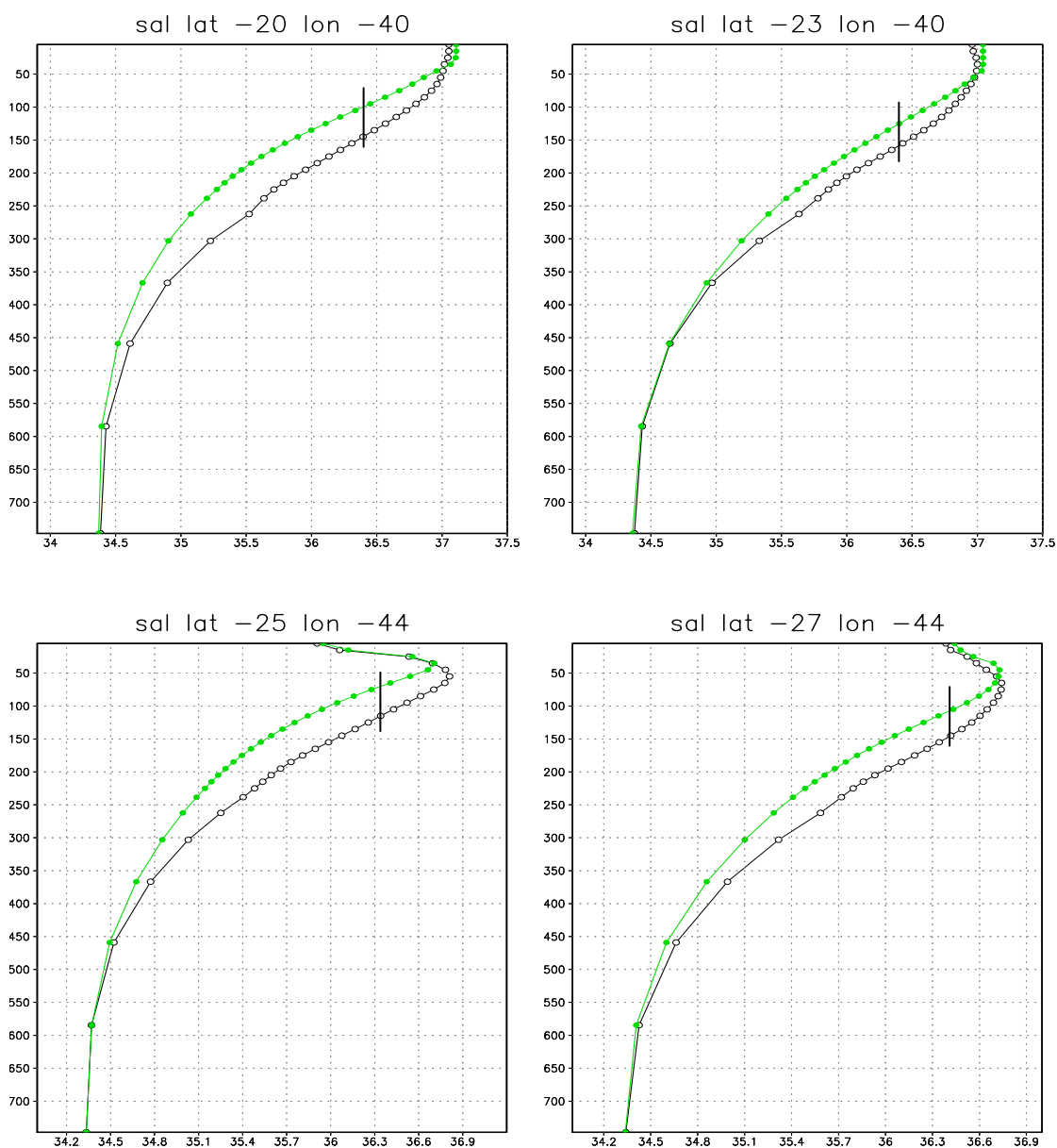


Figura 3.5.28 Perfis verticais de salinidade (psu) do caso médio, em preto, e do caso El Niño, em verde.

Na figura 3.5.29 está representada a anomalia da profundidade da ACAS, obtida através da subtração entre a profundidade perturbada e a do caso controle. Tomou-se por base os limites termohalinos da ACAS.

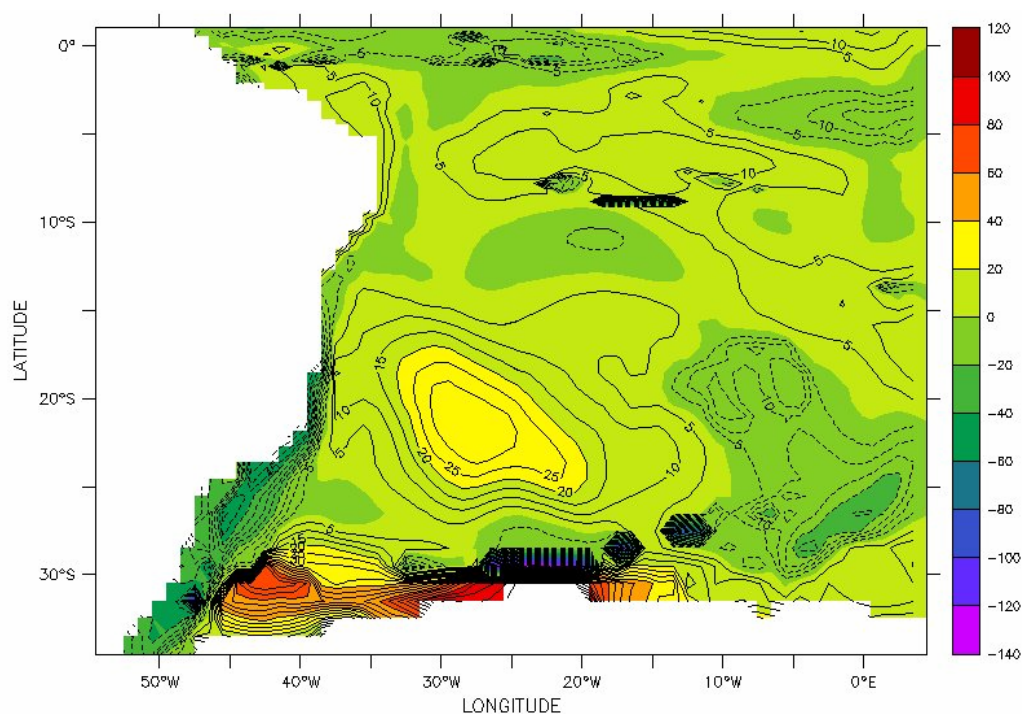


Figura 3.5.29 Anomalia da profundidade (metros) do topo da ACAS, para dezembro.

Considerando a área de interesse, criamos um índice baseado na integral da anomalia de profundidade da ACAS, mês a mês, para relacionar à forcante aplicada ao POM, ou seja, ao rotacional do vento na região de interesse. Na figura 3.5.30, temos a representação dessas curvas.

O coeficiente de correlação é de cerca de -0,975. Pode-se, considerando a distribuição de Student, a um nível de significância de 95 por cento, dizer que a ACAS responde ao rotacional do vento.

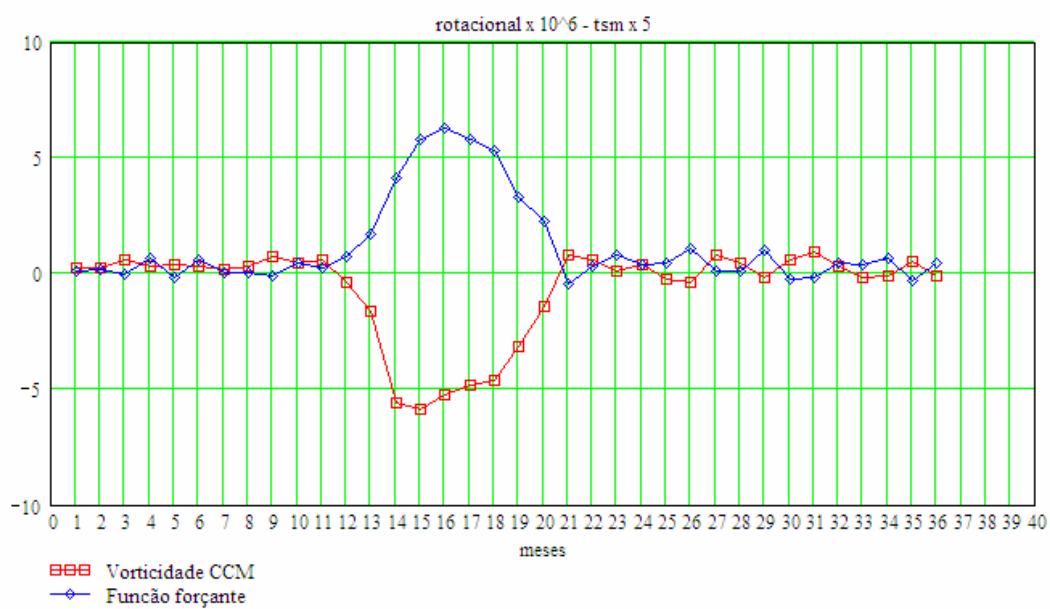


Figura 3.5.30 Anomalia da profundidade integrada (metros) do topo da ACAS, para dezembro.

4. Discussão e Conclusão

A ressurgência costeira na região de Cabo Frio Janeiro [Castro e de Miranda, 1998; Franchito et al., 1996; Mascarenhas Jr et al., 1971; Miranda, 1982; Torres Jr, 1995] é caracterizada como a ascensão da ACAS [Silva e Mendonça, 1977], resultante da ação local de sistemas atmosféricos [Allard, 1955; Gamma de Almeida e Tanaka, 1981; Silva, 1973; Silva, 1977; Silva e Rodrigues, 1966] e portanto têm um componente sazonal Moreira [Silva, 1973; Silva, 1977; Silva e Mendonça, 1977; Silva e Rodrigues, 1966], o que implica em uma relação com o ASAS [Tanaka, 1977], sendo mais intensa no verão e mais fraca no inverno, como pode ser observado na figura 3.1.1.

Sinais da possibilidade de uma conexão entre a Oscilação Sul (El Niño) e os ventos que atuam localmente em Cabo Frio foram levantados baseados em estudos dos sedimentos lagunares da lagoa de Araruama [Martin et al., 1988] indicando uma relação do Anticiclone Subtropical Marítimo do Atlântico Sul na circulação atmosférica local em Cabo Frio.

Essa possibilidade é apoiada ainda por trabalhos que mostram que processos de ressurgência podem estar relacionadas com processos atmosféricos de escalas sazonal e interanual, e mesmo episódicos, como o El Niño [Bakun, 1990; Weingartner e Weisberg, 1991].

A profundidade onde a ACAS é encontrada na região de Cabo Frio, está em torno de 50 a 150 metros [Fahrbach e Meincke, 1979]. A ACAS, ao largo de Cabo Frio, pode ser encontrada em profundidades em torno 200 a 300 m, ficando mais rasas ao se aproximar da costa [Tanaka, 1985], sendo esta característica mais fraca no inverno, crescendo no outono e se tornando mais intensa no verão [Ferreira da Silva et al., 1984].

Estudos de modelagens da ressurgência costeira de Cabo Frio impondo duas profundidades para a ACAS, ou seja, uma condição de disponibilidade, com a ACAS mais rasa, e outra de não disponibilidade, com a ACAS mais profunda, baseado na sazonalidade da ACAS e sob as mesmas condições de contorno, mostram que quando a ACAS, ainda que presente, esteja profunda, não ressurgirá [Torres Jr, 1995].

Dessa forma é razoável supor que a ressurgência costeira de Cabo Frio sofra as influências dos processos atmosféricos de grande escala, havendo mesmo evidências de correlação com eventos de El Niño.

Das análises dos dados do projeto das Reanálises de NCEP, descritas no capítulo 3.2, visando mapear as anomalias do rotacional do vento no bombeamento de Ekman, descritos no capítulo 2.1, observou-se, como esperado, nas grandes ressurgências nos bordos leste dos oceanos, o caráter mais permanente de campos de vorticidades favoráveis ao bombeamento de Ekman (figuras 3.2.1, 3.2.2, 3.2.3 e 3.2.4).

Nota-se na figura 3.2.3, o rotacional negativo, da ordem $6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ na região desde a cadeia Vitória Trindade até a região ao largo de 27 sul, para janeiro. Em julho a área diminui e apresenta valores máximos da ordem de $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (figura 3.2.4). Esse comportamento sazonal não é observado nas áreas de ressurgência costeira nas costas da África e do Peru.

Observando a curva que reproduz a média do período de 1948 a 1999, dos campos de rotacional do vento, na área de interesse (figura 3.2.6), pode-se notar que a vorticidade torna-se negativa entre agosto e setembro e volta a ser positiva em março, coincidindo com o período de aumento dos eventos de ressurgência na região de Cabo Frio. Esse fato pode ser observado através da comparação com a curva de anomalias de TSM em Arraial do Cabo (figura 3.1.2).

Observa-se nas anomalias de temperatura dos anos de 1972 e 1982, anos de El Niño, representadas nas figuras 3.2.7 e 3.2.8, o aumento da vorticidade negativa na região oceânica ao largo do litoral do sudeste brasileiro. No ano de 1985 (figura 3.2.9), que foi um ano de comportamento normal, e observa-se o aumento de vorticidade positiva.

Selecionando o evento do El Niño de 1982/1983, e calculando as anomalias do rotacional do vento na área de interesse do Atlântico Sul, e relacionando com as anomalias de TSM no Pacífico Equatorial leste, representados na figura 3.2.10, observa-se uma correlação entre as variáveis (coeficiente de correlação -0.8), ou seja, o rotacional do vento na região oeste do Atlântico se relaciona a eventos El Niño no Pacífico Equatorial, a um nível de confiança de 95 por cento baseado no teste de Student.

Buscou-se encontrar nos dados do experimento do GFDL/ODA alguma relação de feições da circulação oceânica gerada pelo vento no Atlântico Sul com eventos do tipo El Niño [Covey e Hastenrath, 1978; Enfield e Mayer, 1997; Harrison e Larkin, 1996; Hastenrath et al., 1987; Hisard, 1979; Martin et al., 1988].

Comparou-se o ano de 1982 (ano de El Niño), mês a mês, com as médias de cada mês do período de 20 anos do experimento ODA/GFDL.

Observou-se, nos meses de janeiro, julho e dezembro de 1982, uma intensificação da corrente do Brasil junto à costa na latitude de 20 graus sul e longitude de 39 graus oeste. Também foi notável um enfraquecimento da componente meridional, mais a leste, do escoamento em direção ao sul.

Um pouco mais ao sul, em 27 graus de latitude observou-se um padrão similar ao da latitude de 20 graus sul, ou seja, a corrente do Brasil parece estar um pouco mais intensa ao longo do ano.

Nota-se o enfraquecimento do ramo da corrente do Atlântico Sul (ramo rumo a leste do giro subtropical) entre as latitudes de 50 e 40 graus sul, associado ao ramo da célula de circulação atmosférica da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) [Campos et al., 1999; Stramma e England, 1999; Stramma e Peterson, 1990], o mesmo ocorrendo na região entre 30 e 20 graus de latitude sul, indicando um possível enfraquecimento do ramo mais a norte do ASAS por efeito da célula de Walker em anos de El Niño [Alexander et al., 2002; Wang, 2002a; Wang, 2002b].

Nos meses de janeiro, julho e dezembro de 1982 (El Niño), observa-se, em janeiro, um aumento da intensidade do ramo mais a sul da corrente sul equatorial, que rumo para oeste acerca de 6° graus sul, e da contra corrente norte equatorial que rumo para leste acerca de 8° graus norte [Lumpkin e L.Garzoli, 2005]. Nota-se também um maior transporte na região de gênese da corrente do Brasil, formada pela bifurcação da corrente sul equatorial, como pode ser também observado nas figuras 3.3.11 e 3.3.12 [Campos et al., 1999; Castro e de Miranda, 1998; Lumpkin e L.Garzoli, 2005; Silveira et al., 2001]. Em julho, o padrão de anomalias migra para o hemisfério norte, porém inicia-se um enfraquecimento do ramo mais a sul da corrente sul equatorial que fica mais intenso em dezembro.

Nota-se o enfraquecimento da corrente norte do Brasil, que pode ter contribuído para o padrão observado para o ramo mais a sul da corrente sul equatorial.

O mais interessante é que em todos os meses pôde-se observar um maior transporte junto à costa para sul a partir do litoral da Bahia.

Nos meses de janeiro, julho e dezembro, na longitude de 30 graus, entre as latitudes de 10 graus sul a 10 graus norte, observa-se o padrão superficial, com aumento da intensidade da corrente sul equatorial (rumo a oeste) na região de latitudes próximas de 6 graus sul, e aumento também da contra corrente sul equatorial (rumo a leste) mais ao norte. Nota-se também, entre as latitudes de 4° graus sul e 2° graus norte, e profundidades de até cerca de 400 metros, o aumento de transporte rumo a oeste.

Nos meses de janeiro, julho e dezembro, nos campos de anomalia de velocidade à superfície, observa-se, de maneira geral, uma intensificação da corrente das Falklands/Malvinas e também da corrente do Brasil.

Uma feição notável, além da intensificação das correntes, é a tendência do aumento da divergência das anomalias de velocidade à superfície da costa.

Optou-se por analisar os resultados do CCM para o Atlântico sul, dessa forma, começando pelo setor equatorial, para o décimo sexto mês de integração, ou seja, final de dezembro e início de janeiro. Nota-se uma intensificação da célula de Walker, nos baixos níveis os Aliseos estão mais intensos e em altitude aumentou o transporte para leste, fechando a célula de circulação [Larkin e Harrison, 2002; Lorenz, 1967; Philander, 1990; Philander, 1983; Wang, 2002b; Wyrski, 1975; Wyrski, 1982].

Observa-se o enfraquecimento dos ramos oeste da alta subtropical do Atlântico, mais ou menos entre 33 graus oeste e 45 graus oeste, e leste, mais ou menos entre 30 graus oeste e 18 graus oeste, nos baixos níveis. Ou seja, o El Niño intensifica a célula de Walker e enfraquece a célula de Hadley [Philander, 1990]

NoNa região desde a Austrália (cerca de 140 graus de longitude oeste) até o meridiano de Greenwich, pode-se observar em baixas altitudes, a intensificação do ramo oeste dos alísios, desde o Atlântico (Greenwich à costa brasileira, em torno de 40 graus oeste), passando a Amazônia e a costa peruana (cerca de 80-90 graus oeste) e uma diminuição de intensidade ao se aproximar do continente marítimo (valores positivos de anomalia). Em altitude, observa-se o inverso, ou seja, intensificação do ramo oeste desde o Pacífico central (cerca de 110 graus oeste) até o Atlântico, e um enfraquecimento nas proximidades da Nova Guiné (cerca de 170 graus oeste).

Na figura 3.4.36 tem-se representado um corte vertical da componente anômala do vento na direção meridional associada ao pico dos impactos do El Niño (décimo sexto mês de integração). É notável o enfraquecimento nos baixos níveis do ramo oeste (cerca de 40 graus oeste) e também do ramo leste, na região entre 5 graus oeste e 20 graus leste. Ou seja, esse padrão evidencia o enfraquecimento da célula de Hadley em seus dois bordos sobre o Atlântico Sul.

Nota-se em anos normais a presença da corrente de jato em altitude com seu máximo em cerca de 32 graus sul e em torno de 200 hPa. No caso de El Niño (perturbado) o núcleo migra um pouco para norte, cerca de 26 graus de latitude, e também a intensificação da célula de Walker em altos níveis (cerca de 150 hPa) em baixas latitudes e o aumento dos alísios em baixos níveis acerca do equador. O jato é o responsável pelo bloqueio dos sistemas frontais que avançam do sul rumo às baixas latitudes.

Na anomalia do transporte meridional mediado entre as longitudes de 40 graus oeste e 15 graus oeste, e entre as latitudes de 20 graus sul e 10 graus sul, em altitude (figura 3.4.40), podemos notar a diminuição do transporte em anos de El Niño, demonstrando a diminuição da intensidade da célula de Hadley.

A intensificação da célula de Walker no Atlântico pode ser observada na distribuição vertical da anomalia do transporte zonal entre as latitudes de 20 graus sul e 20 graus norte e as longitudes de 30 graus oeste e 20 graus oeste, onde temos maiores velocidades rumo leste em altitude e maiores velocidades rumo oeste em baixos níveis (figura 3.4.41).

Dos resultados do CCM, obtivemos a estimativa das anomalias de vorticidade ao nível de 992 hPa para o período de outubro a março. Esse é o período de maior desenvolvimento das anomalias de TSM no Pacífico Equatorial e foi possível determinar, a um nível de confiança de 95 por cento, a presença de anomalias negativas do rotacional do vento, resultado dos efeitos do El Niño.

Os resultados com o POM reproduziram feições observadas no Atlântico, tais como a corrente do Brasil, a corrente das Falklands/Malvinas e o descolamento da Corrente do Brasil, de acordo com a literatura [*Campos e Miller, 1995; Campos et al., 2000; Lino, 1985; Lino e Mascarenhas Jr, 1985; Peterson e Stramma, 1991; Silveira et al., 2001; Vivier et al., 2001*].

Em nossos resultados observamos a corrente, na cota entre 600 metros a 100 metros, na região entre as latitudes de 14 a 20 graus sul, no rumo oeste, que poderia ser o movimento da ACAS rumo à costa do Brasil [Silveira et al., 2001].

Encontrou-se em nosso modelo um resfriamento em subsuperfície junto à costa, indicando que houve um aporte de águas mais frias na região adjacente à costa próxima a latitude de 20 graus sul. Esse fato é observado também em perfis verticais meridionais nas longitudes de 25, 35, 40, 45 e 50 graus de longitude oeste, onde existem dois núcleos de resfriamento, indicando um aporte de águas frias, um mais ao sul, e outro mais a norte (região da cadeia Vitória Trindade, em torno de 19 a 20 graus sul), que pode estar associado a um posicionamento mais raso da ACAS.

Resultados similares aos campos anômalos de temperatura são observados também nos campos de salinidade, onde núcleos de diminuição de salinidade indicam um posicionamento mais raso da ACAS. Nos perfis verticais meridionais de anomalias de salinidade nas longitudes de 35, 40, 45 e 50 graus oeste, observa-se núcleos de diminuição de salinidade que podem estar indicando posicionamento mais raso da ACAS. Vale notar o núcleo de anomalias negativas de salinidade, sempre próximo a latitude de 40 graus sul, posição próxima ao ponto de descolamento da corrente do Brasil da costa [Campos e Miller, 1995; Castro e de Miranda, 1998; Matano, 1993] e da formação da ACAS [Sverdrup et al., 1944], que rumo para leste, entra no giro subtropical e retorna à costa brasileira em torno de 20 graus sul, onde um ramo da corrente que carrega a ACAS flui para sul [Silveira et al., 2001; Zhang et al., 2003], observa-se um outro núcleo de anomalia de salinidade em torno da latitude de 20 graus sul.

O padrão de circulação que pode explicar as anomalias de temperatura e salinidade descritas anteriormente foi obtido no modelo. Observamos uma intensificação das correntes rumo a leste desde 38 graus sul e, uma intensificação rumo oeste a sul dos 20 graus de latitude. O padrão de circulação a 300 metros de profundidade mostra a ACAS rumando para leste em cerca de 40 graus sul e uma corrente atingindo a costa em latitudes acima de 21 graus sul [Silveira et al., 2001; Zhang et al., 2003]. Nos campos das anomalias de circulação em 300 e 200 metros, pode ser notado uma pequena intensificação em direção à costa na região da cadeia Vitória-Trindade.

A correlação entre a variação temporal da anomalia positiva de ACAS na região de interesse e o rotacional do vento mostra que existe uma resposta ao El Niño.

As análises dos dados do NCEP e do ODA mostram o comportamento sazonal do rotacional do vento na região de interesse, bem como sua relação com sinais de anomalia de TSM no Pacífico equatorial (El Niño), bem como a mudança de padrões de circulação oceânica que poderiam estar relacionadas a teleconexões via pontes atmosféricas.

Pode-se comprovar, da modelagem atmosférica com o CCM, a conexão atmosférica entre anomalias de TSM no Pacífico equatorial (El Niño) e as anomalias de vorticidade na região de interesse, corroborando as análises dos dados do NCEP.

Os resultados com o POM mostram a resposta às forçantes atmosféricas tipo El Niño, similares às aquelas analisadas no experimento ODA, considerando nesse caso como variável apenas a anomalia de rotacional do vento sobre a região de interesse, dessa forma indicando que o comportamento da ACAS responde às anomalias do rotacional do vento.

A modelagem com o CCM mostra uma conexão, via circulação atmosférica de grande escala, entre aquecimento anômalo do Pacífico Equatorial Leste o rotacional do vento sobre o Atlântico Sul.

Considerando o modelo de Sverdrup que combina o transporte na camada de Ekman e o rotacional do vento, caracterizado pelo balanço entre a advecção de vorticidade planetária e a vorticidade transferida pela tensão de cisalhamento do vento.

$$W_{De} = \frac{\beta}{f} (v_{sfc} - v_{de}) - \frac{1}{\rho f} \frac{\partial}{\partial z} (\nabla_H \times \vec{\tau})$$

onde W é a velocidade vertical na base da camada de Ekman,

β é a variação latitudinal do parâmetro de Coriolis (f) e

ρ é a densidade.

Nesse modelo, o papel das anomalias do vento sobre o oceano aparece no segundo termo à esquerda da igualdade.

Os resultados do POM, que mostram uma anomalia da profundidade da ACAS na bacia Sudoeste do Atlântico Sul, podem ser explicado pelo modelo de Sverdrup, dado que nos casos controle e perturbado foram aplicadas as mesmas condições de contorno variantes no tempo, a menos da inclusão da anomalia do rotacional do vento sobre o Atlântico Sul.

O modelo de teleconexão proposto de que Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), em resposta às anomalias de TSM no Pacífico equatorial via circulação de Walker e Hadley, influencia a profundidade e conseqüentemente a disponibilidade da ACAS ao bombeamento de Ekman, na bacia sudoeste do Atlântico Sul fica demonstrado.

5. Referências

- Aceituno, P., On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate, *Journal of Climate*, 116, 505-524, 1988.
- Acker, T.L., L.E. Buja, J.M. Rosinski, e J.E. Truesdale, User's Guide to NCAR CCM3, pp. 210, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 1996.
- Alexander, M.A., I. Blade, M. Newman, J.R. Lanzante, N.-C. Lau, e J.D. Scott, The Atmospheric Bridge: The Influence of ENSO Teleconnections on Air-Sea Interaction over the Global Oceans, *Journal of Climate*, 15, 2205-2231, 2002.
- Allard, P., Dans les Températures de L'eaux de Mer Observées au Cabo Frio (Brésil), *Bull. Inf. Com. Cent. Océanogr. Études Cotes*, 2, 58-63, 1955.
- Anthes, R.A., Summary of Workshop on the NCAR Community Climate/Forecast Models 14-26 Jly 1985, Bulder Colorado, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 67, 94-198, 1986.
- Aspray, W., *John von Neumann and the Origins of Modern Computing*, MIT Press, Cambridge, 1990.
- Baede, A.P.M., M. Jarraud, e U. Cusbasch, Adiabatic Formulation and Organization of ECMWF's Model, pp. 40, European Centre for Medium range Weather Forecast, 1979.
- Bakun, A., Global Climate Change and Intensification of Coastal Ocean Upwelling, in *Science*, pp. 198-201, 1990.
- Bergthorsson, P., B.R. Doos, S. Frylkund, O. Haug, e R. Lindquist, Routine Forecasting with the Barotropic Model, *Tellus*, 7, 272-274, 1955.
- Blumberg, A.F., e G.L. Mellor, Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight, *Journal of Geophysical Research*, 88, 4579-4592, 1983.
- Blumberg, A.F., e G.L. Mellor, A Description of a Three-Dimensional Coastal Ocean Circulation model, edited by N.S. Heaps, pp. 1-16, American Geophysical Union, 1987a.

- Blumberg, A.F., e G.L. Mellor, A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, in *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, edited by N. Heaps, pp. 208, American Geophysical Union,, 1987b.
- Bonan, G.B., Land-atmosphere CO₂ exchange simulated by a land surface process model coupled to an atmospheric general circulation model, *Journal of Geophysical Research*, 100, 2817-2831, 1995a.
- Bonan, G.B., Sensitivity of a GCM simulation to inclusion of inland water surfaces, *Journal of Climate*, 8, 2691-2704, 1995b.
- Bonan, G.B., A Land Surface Model (LSM versio 1.0) for Ecological, Hydrological, and Atmospheric Studies: Technical Description and User's Guide, pp. 150, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 1996.
- Bourke, W., B. McAvaney, K. Puri, e R. Thurling, Global Modeling of Atmospheric Flow, in *Methods in Computational Physics*, pp. 267-324, Academic Press, 1977a.
- Bourke, W.B., B. McAvaney, K. Puri, e R. Thurling, Global Modeling of Atmospheric Flow by Spectral Methods, in *General Circulation Models of the Atmosphere*, edited by J. Chang, pp. 267-324, Academic Press, San Francisco, 1977b.
- Boyle, J.S., Comparison of CCM3 Simulations Using Two Climatological Ozone Data Sets, in *Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison*, edited by L.L.N. Laboratory, pp. 24, Livermore,, 1997.
- Bryan, K., A numerical method for the study of the circulation of the world ocean, *Journal of Computational Physics*, 4, 347-376, 1968.
- Bryan, K., Climate and the ocean circulation. III. The ocean model., *Monthly Weather Review*, 97 (806-827), 1969.
- Buchmann, J., Um estudo sobre a influência de fenômenos meteorológicos extratropicais na variação do clima do Nordeste do Brasil, D. Sc. thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1981.
- Buchmann, J., L.E. Buja, J. Paegle, e R.E. Dickinson, Further Experiments on the Effect of Tropical Atlantic Heating Anomalies upon GCM Rain Forecast over the Americas, *Journal of Climate*, 8 (5), 1235-1244, 1995.
- Buchmann, J., L.E. Buja, J. Paegle, C.D. Zhang, e D.P. Baunhefner, FGGE forecast experiments for Amazon Basin rainfall, *Monthly Weather Review*, 114, 1625-1641, 1986.

- Buchmann, J., J. Paegle, L. Buja, e R.E. Dickinson, Further FGGE Forecasts for Amazon Basin Rainfall, *Monthly Weather Review*, 11, 1093-1102, 1989.
- Buchmann, J., J. Paegle, L.E. Buja, e R.E. Dickinson, The Effect of Tropical Atlantic Heating Anomalies upon GCM Rain Forecast over the Americas, *Journal of Climate*, 3 (2), 189-208, 1990.
- Cai, X.-M., e D.G. Steyn, Modelling study of sea breezes in a complex coastal environment, *Atmospheric Environment*, 34, 2873-2885, 2000.
- Campos, E., A. Busalachi, S. Garzoli, J. Lutjeharms, R. Matano, P. Nobre, D. Olson, A. Piola, C. Tanajura, e I. Wainer, Important Aspects of the South Atlantic to the Understanding of the Global Climate, in *Observing the Ocean in the 21st Century*, pp. 453-472, Melbourne, 1999.
- Campos, E.J.D., e J.L. Miller, Physical Oceanography of the Southwest Atlantic Ocean, in *Oceanography*, pp. 87-91, 1995.
- Campos, E.J.D., D. Velhote, e A.A.d. Silveira, Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders, *Geophysical Research Letters*, 27 (6), 751-754, 2000.
- Carton, J.A., X. Cao, B.S. Giese, e A.M.d. Silva, Decadal and Interannual SST Variability in the Tropical Atlantic Ocean, *Journal of Physical Oceanography*, 26, 1165-1175, 1996.
- Castro, B.M., e L.B. de Miranda, Physical oceanography of the Western Atlantic Continental Shelf Located Between 4N and 34S - Coastal Segment, in *The Sea*, edited by A.R. Robinson, e K.H. Brink, pp. 209-251, John Wiley & Sons, Inc, 1998.
- Cavalcante, F.A., e V.E. Kousky, Influências da circulação de escala sinótica na circulação da brisa marítima na costa N-NE da América do Sul, pp. 14, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982.
- Cavalcante, F.A., e G.S.d. Oliveira, Teleconexões, in *Climanálise especial de 10 anos*, 1996.
- Cavalcante, I., Episódios El Niño/Oscilação Sul Durante a Década de 1986 a 1996 e suas Influências sobre o Brasil, in *Climanálise especial de 10 anos*, 1996.
- Charney, J.G., R. Fjörtoft, e J.V. Neumann, Numerical integration of the barotropic vorticity equation, *Tellus*, 2, 237-254, 1950.

- Chen, G., B. Chapron, R. Ezrati, e D. Vandemark, A Global View of Swell and Wind Sea Climate in the Ocean by Satellite Altimeter and Scatterometer, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, 1849-1859, 2002.
- Cohen-Solal, E.S., P.J. Gleckler, M.F. Wehner, B.D. Santer, K.E. Taylor, e C. Doutriaux, The Sensitivity of AGCM Simulations to the Temporal Resolution of Ocean Surface Boundary Conditions, pp. 23, Lawrence Livermore National Laboratory/ University of California, Livermore, 1998.
- Covey, D.L., e S. Hastenrath, The Pacific El Niño Phenomenon and the Atlantic Circulation, *Monthly Weather Review*, 106, 1280-1287, 1978.
- Cox, M.D., A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean, in *GFDL Ocean Group*, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, 1984.
- Csanady, G.T., *Air-Sea Interaction: Laws and Mechanics*, 239 pp., Cambridge University Press, Cambridge, 2001.
- da Silva, A.M., C.C. Young, e S. Levitus, Atlas of surface marine data 1994, National Oceanic and Atmospheric Administration, 1995.
- Daley, R.C., J. Henderson, e I. Simmonds, Short-term forecasting with a multi-level spectral primitive equation model Part I-model formulation, *Atmosphere*, 14, 98-116, 1976.
- Derber, J., e A. Rosati, A Global Oceanic Data Assimilation System, *Journal of Physical Oceanography*, 19, 1333-1347, 1989.
- Diaz, A., e C.D.S. Studzinski, Rainfall anomalies in the Uruguay-Southern Brazil region related to SST in the Pacific and Atlantic Oceans using canonical correlation analysis, in *VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, pp. 42-45, SBMET, Belo Horizonte, 1994.
- Diaz, A.F., C.D. Studzinski, e C.R. Mechoso, Relationship between Precipitation Anomalies in Uruguay and Southern Brazil and Sea Surface Temperature in the Pacific and Atlantic Oceans, *Journal of Climate*, 11, 251-271, 1998.
- Dickinson, R.E., e A. Henderson-Sellers, Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1E as coupled the NCAR community climate model, pp. 72, National Center for Atmospheric Research, Boulder, 1993.
- Dickinson, R.E., e M. Shaikh, Interactive Canopies for a Climate Model, *Journal of Climate*, 11, 2823-2836, 1998.

- Doney, S.C., W.G. Large, e F.O. Bryan, Surface ocean fluxes and water-mass transformation rates in the coupled NCAR Climate System Model, *Journal of Climate*, 11, 1420–1441, 1998.
- Dutsch, H.U., Vertical ozone distribution on a global scale., *Pure Applied Geophysics*, 116, 511-529, 1978.
- Edwards, P.N., A Brief History of Atmospheric General Circulation Modeling, in *General Circulation Development, Past Present and Future: The Proceedings of a Symposium in Honor of Akio Arakawa*, edited by D.A. Randall, pp. 67-90, Academic Press, New York, 2000.
- Emilson, I., The shelf and coastal waters off southern Brazil, *Boletim do Instituto Oceanográfico*, 17, 101-112, 1961.
- Enfield, D.B., e D.A. Mayer, Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation, *Journal of Geophysical Research*, 102, 929-945, 1997.
- Enriquez, A.G., e C.A. Friehe, Effects of Wind Stress and Wind Stress Curl Variability on Coastal Upwelling, *Journal of Physical Oceanography*, 25, 1651-1670, 1995.
- Ezer, T., Personal Communication about Relaxation to assimilate data in POM, edited by e-mail, Princeton, 2001.
- Ezer, T., H. Arango, e A.F. Shchepetkin, Developments in terrain-following ocean models: intercomparisons of numerical aspects, *Ocean Modelling*, 4, 249-267, 2002.
- Ezer, T., e G.L. Mellor, A Numerical Study of the Variability and the Separation of the Gulf Stream, Induced by Surface Atmospheric Forcing and Lateral Boundary Flows, *Journal of Physical Oceanography*, 22, 660-682, 1992.
- Ezer, T., e G.L. Mellor, Continuous Assimilation of Geosat Altimeter Data into a Three-Dimensional Primitive Equation Gulf Stream Model, *Journal of Physical Oceanography*, 24, 832-847, 1994.
- Ezer, T., e G.L. Mellor, Data Assimilation Experiments in the Gulf Stream Region: How Useful Are Satellite-Derived Surface Data for Nowcasting the Subsurface Fields, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14, 1379-1391, 1997a.

- Ezer, T., e G.L. Mellor, Simulations of the Atlantic Ocean with a free surface sigma coordinate ocean model, *Journal of Geophysical Research*, 102 (C7), 15647-15657, 1997b.
- Ezer, T., e G.L. Mellor, Sensitivity studies with the North Atlantic sigma coordinate Princeton Ocean Model, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 32, 185-208, 2000.
- Fahrbach, E., e J. Meincke, Some Observations on the Variability of the Cabo Frio Upwelling, *Coastal Upwelling Ecosystems Analysis Newsletter*, 8, 13-18, 1979.
- Ferreira da Silva, L.C., C.A.d. Albuquerque, W. W.Cavalheiro, e C.M. Hansen, Gabarito Tentativo Para as Massas de Água da Costa Sudeste Brasileira, in *Anais Hidrográficos*, pp. 28, Diretoria de Hidrografia e Navegação, Rio de Janeiro, 1984.
- Franchito, S.H., V.B. Rao, J.L. Stech, e J.A. Lorenzetti, The effect of coastal upwelling on the sea-breeze circulation at Cabo Frio, Brazil: a numerical experiment,, *Journal of Geophysical Research*, 1996.
- Fu, R., R.E. Dickinson, M. Chen, e H. Wang, How Do Tropical Sea Surface Temperatures Influence the Seasonal Distribution of Precipitation in the Equatorial Amazon?, *Journal of Climate*, 14, 4003-4026, 2001.
- Gamma de Almeida, E., e K. Tanaka, Acompanhamento de Fenômenos Oceanográficos da Costa Sul do Brasil por Sensoriamento Remoto à Distância Orbital, pp. 34, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1981.
- Gates, W.L., J.S. Boyle, C.C. Covey, C.G. Dease, C.M. Doutriaux, R.S. Drach, M. Fiorino, P.J. Gleckler, J.J. Hnilo, S. M. Marlais, T.J. Phillips, G.L. Potter, B.D. Santer, K. R. Sperber, K.E. Taylor, e D.N. Williams, An Overview of the Results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP), in *The Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison*, edited by L.L.N. Laboratory, Livermore,, 1998.
- Giannini, A., J.C.H. Chiang, M.A. Cane, Y. Kushnir, e R. Seager, The ENSO Teleconnection to the Tropical Atlantic Ocean: Contributions of the Remote and Local SSTs to Rainfall Variability in the Tropical Americas, *Journal of Climate*, 14, 4530-4544, 2001.
- Gill, A., *Atmosphere Ocean Dynamics*, 662 pp., 1982.

- Gleick, J., *Caos - A criação de uma nova ciência*, 310 pp., Campus, Rio de Janeiro, 1989.
- Griffies, S.M., *Fundamentals of ocean climate models*, 495 pp., Princeton University Press, Princeton, 2003.
- Griffies, S.M., C. Boning, F.O. Bryan, E.P. Chassignet, R. Gerdes, H. Hasumi, A. Hirst, e A.-M. Treguier, Developments in ocean climate modelling, *Ocean Modelling*, 2, 123-192, 2000.
- Grimm, A.M., The El Niño Impact on the Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences, *Journal of Climate*, 16, 263-280, 2003.
- Hack, J.J., Parameterization of moist convection in the NCAR Community Climate Model CCM2, *Journal of Geophysical Research*, 99, 5551-5568, 1993.
- Haidvogel, D.B., e A. Bechmann, *Numerical Ocean Circulation Modeling*, 320 pp., Imperial College Press, London, 1999.
- Haltiner, G.J., e R. T. Williams, *Numerical Prediction and Dynamic Meteorology*, 477 pp., Jonh Wiley & Sons, New York, 1980.
- Haney, R.L., The Pressure Gradient Force Over steep Topography in Sigma Coordinate Ocean Models, *Journal of Physical Oceanography*, 21, 610-619, 1991.
- Harrison, D.E., e N.K. Larkin, The COADS Sea Level Pressure Signal: A Near-Global El Niño Composite and Time Series View, 1946-1993, *Journal of Climate*, 9, 3025-3036, 1996.
- Hastenrath, S., Dipoles, Temperature Gradients, and Tropical Climate Anomalies, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 735-738, 2002.
- Hastenrath, S., L.C.d. Castro, e P. Aceituno, The Southern Oscillation in the Tropical Atlantic Sector, *Beitr. Phys. Atmosph.*, 60, 447-463, 1987.
- Hellerman, S., e M. Rosenstein, Normal monthly wind stress over the World Ocean with error estimates, *Journal of Physical Oceanography*, 13, 1093 - 1104, 1983.
- Hisard, P., 'El Niño' response in the Eastern Equatorial Atlantic, *Ocean Modelling*, 23, 2-3, 1979.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, e D. Joseph, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis

- Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77 (3), 437-471, 1996.
- Kane, R.P., Relationship of El Niño-Southern Oscillation and Pacific Sea Surface Temperature with Rainfall in Various Regions of the Globe, *Monthly Weather Review*, 125, 1792-1800, 1997.
- Kantha, L.H., e C.A. Clayson, *Numerical Models of Oceans and Oceanic Processes*, 940 pp., Academic Press, San Diego, 2000.
- Kasahara, A., e W.M. Washington, NCAR Global General Circulation Model of the Atmosphere, *Monthly Weather Review*, 95, 389-402, 1967.
- Kiehl, J.T., J.J. Hack, G.B. Bonan, B.A. Boville, D.L. Williamsom, e P.J. Rasch, The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3, *Journal of Climate*, 11, 1131-1149, 1998.
- Kiehl, J.T., J.T. Hack, G.B. Bonan, B.A. Boville, B.P. Bhegdeb, D.L. Williamson, e P.J. Rasch, Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3), pp. 152, National Center for Atmospheric Resarch, Boulder, 1996.
- Killworth, P.D., D. Stainforth, D.J. Webb, e S.M. Paerson, The development of a free-surface Bryan-Cox-Semtner ocean model, *Journal of Physical Oceanography*, 29, 1333-1348, 1991.
- Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H.v.d. Dool, R. Jenne, e M. Fiorino, The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis:Monthly Means CD-ROM and Documentation, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82 (2), 246-268, 2001.
- Klein, S.A., B.J. Soden, e N.C. Lau, Remote Sea Surface Temperature Variations during ENSO: Evidence for a Tropical Atmospheric Bridge, *Journal of Climate*, 12, 917-932, 1999.
- Kousky, V.E., M.T. Kagano, e I.F.A. Cavalcante, A review of the Southern Oscillation oceanic atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies, *Tellus*, 36A, 490-504, 1984.
- Kraus, E.B., *Atmosphere-Ocean Interaction*, Claredon Press, Oxford, 1972.
- Krishnamurti, T.N., H.S. Bedi, e V.M. Hardiker, *An Introduction to Global Spectral Modeling*, Oxford University Press, New York, 1998.
- Kumar, A., A.G. Barnston, e M.P. Hoerling, Seasonal Predictions, Probabilistic Verifications, and Ensemble Size, *Journal of Climate*, 14, 1671-1676, 2001.

- Kushnir, Y., W.A. Robinson, I. Bladé, N.M.J. Hall, S. Peng, e R. Sutton, Atmospheric GCM Response to Extratropical SST Anomalies: Synthesis and Evaluation, *Journal of Climate*, 15, 2233-2256, 2002.
- Kwa, C., Modelling Technologies of Control, in *Science as Culture*, pp. 363-391, 1994.
- Kwa, C., *The Rise and Fall of Weather Modification*, MIT Press, Cambridge, 2001.
- Larkin, N.K., e D.E. Harrison, ENSO Warm (El Niño) and Cold (La Niña) Event Life Cycles: Ocean Surface Anomaly Patterns, Their Symmetries, Asymmetries, and Implications, *Journal of Climate*, 15, 1118-1140, 2002.
- Lau, N.C., Interactions between Global SST Anomalies and the Midlatitude Atmospheric Circulation, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78 (No. 1), 21-33, 1997.
- Lau, N.C., e M.J. Nath, The Role of the "Atmospheric Bridge" in Linking Tropical Pacific ENSO Events to Extratropical SST Anomalies, *Journal of Climate*, 9, 2036-2057, 1996.
- Levitus, S., Climatological atlas of the world ocean, edited by U.S.G.P. Office, pp. 173, NOAA, 1982.
- Liang, X.Z., W.C. Wang, e J. Boyle, Atmospheric Ozone Climatologies for Use in General Circulation Models, in *Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison*, edited by L.L.N. Laboratory, pp. 25, Livermore, 1997.
- Lino, J.G., Sobre a Propagação da Corrente das Malvinas ao Longo da Costa Sudeste do Brasil no Período de 1980 a 1983, Dissertação de Graduação thesis, Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 1985.
- Lino, J.G., e A.d.S. Mascarenhas Jr, Sobre a propagação da Corrente das Malvinas ao longo da costa sudeste do Brasil no periodo de 1980 a 1983, in *IV Congresso Brasileiro de Engenharia de Pesca*, Curitiba, Paraná, 1985.
- Lorenz, E.N., Deterministic Nonperiodic Flow, *Journal of Atmospheric Science*, 20, 130-148, 1963.
- Lorenz, E.N., *The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere*, 161 pp., World Meteorological Organization, 1967.
- Lorenz, E.N., Climatic determinism, *Meteorological Monographs*, 8, 1-3, 1968.
- Lumpkin, R., e S. L. Garzoli, Near-surface circulation in the Tropical Atlantic Ocean, *Deep Sea Research* (in press), 2005.

- Machnauer, B., The Spectral Method, in *Numerical Methods Used in Atmospheric Models*, World Meteorological Organization, Geneva, 1979.
- Manabe, S., Climate and the ocean circulation—1. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface., *Monthly Weather Review*, 97, 739–774, 1969.
- Marsaleix, P., Modelisation Tridimensionnelle de la Circulation Oceanique Dans Le Golfe du Lion, PhD thesis, Universidade Paul Sabatier, Toulouse, 1993.
- Martin, L., J.M. Flexor, e J.L. Valentin, Influence du phénomène pacifique, 'El Niño', sur L'upwelling et le climat de la région du Cabo Frio, sur la côte brésilienne de L'État de Rio de Janeiro, *C. R. Acad., Sci. Paris*, 307, Série II, 1101-1105, 1988.
- Mascarenhas Jr, A.d.S., L.B.d. Miranda, e N.J. Rock, A Study of the Oceanographic Conditions in the Region of Cabo Frio, in *Fertility of The Sea*, edited by J.D.C. Jr, pp. 285-308, Gordon & Breach, New York, 1971.
- Mascarenhas Jr, A.d.S., O.T. Sato, E.G. Silva, e L. Castillo, El esfuerzo del viento, su rotacional y el transporte de Sverdrup em el Alántico sur, *Boletin, Instituto Español de Oceanografia*, 17, 295-306, 2001.
- Matano, R.P., On the Separation of the Brazil Current from the Coast, *Journal of Physical Oceanography*, 23, 79-90, 1993.
- McAvaney, B.J., W. Bourke, e K. Pury, A Global Spectral Model for Simulation of the General Circulation, *Journal of Atmospheric Science*, 35, 1557-1583, 1978.
- McGuffie, K., e A. Henderson-Sellers, *A Climate Modelling Primer*, 253 pp., John Wiley & Sons Ltd, West Sussex, 1997.
- McGuffie, K., e A. Henderson-Sellers, Forty Years of Numerical Climate Modelling, *INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY*, 21, 1067–1109, 2001.
- Mellor, G.L., Users Guide for a Three-Dimensional, Primitive Equation, Numerical Ocean Model, pp. 43, Princeton University,, Princeton, 2003.
- Mellor, G.L., e T. Ezer, A Gulf Stream Model and a Altimetry Assimilation Scheme, *Journal of Geophysical Research*, 96, 8779-, 1991.
- Mellor, G.L., e T. Yamada, Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophysics*, 20, 851-875, 1982.

- Miranda, L.B., Análise de massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé (RJ) a Ilha de São Sebastião (SP), Livre Docência thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1982.
- Mo, K.C., e S. Hakkinen, Interannual Variability in the Tropical Atlantic and Linkages to the Pacific, *Journal of Climate*, 14, 2740-2762, 2001.
- Moura, A.D., e J. Shukla, On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a General Circulation Model, *Journal of Atmospheric Sciences*, 38, 2653-2675, 1981.
- Muehe, D., Sedimentology and Topography of a High Energy Coastal Environment Between Rio de Janeiro and Cabo Frio - Brazil, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 51 (3), 473-481, 1979.
- Namias, J., Recent seasonal interaction between North Pacific waters and the overlying atmospheric circulation, *Journal of Geophysical Research*, 64, 631-646, 1959.
- Namias, J., Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil, *Tellus*, 24, 336-342, 1972.
- Nebeker, F., *Calculating the Weather: Meteorology in the 20th Century*, Academic Press, New York, 1995.
- Nobre, P., A variabilidade interanual do Atlântico Tropical e sua influência no Clima da América do Sul, in *Climanálise Edição especial de 10 anos*, 1996.
- Nussenzveig, H.M., *Complexidade e Caos*, Editora UFRJ, Rio de Janeiro, 2003.
- Oort, A.H., e J.J. Yienger, Observed Interannual variability in the Hadley Circulation and its Connection to ENSO, *Journal of Climate*, 9, 2751-2767, 1996.
- Orlansky, I., A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flow, *Journal of Computational Physics*, 21, 419-446, 1976.
- Pacanowski, R.C., e S.M. Griffies, The MOM 3 Manual, pp. 680, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/NOAA, Princeton, 1999.
- Paegle, J.N., e K.C. Mo, Linkages between Summer Rainfall Variability over South America and Sea Surface Temperature Anomalies, *Journal of Climate*, 15 (12), 1389-1407, 2002.
- Palma, E.D., e R.P. Matano, On the implementation of passive open boundary conditions for a general circulation model: The barotropic mode, *Journal of Geophysical Research*, 103 (C1), 1319-1341, 1998.

- Peixoto, J.P., e A.H. Oort, *Physics of Climate.*, 520 pp., American Institute of Physics, New York, 1991.
- Perry, A., e J.M. Walker, *The ocean-atmosphere system*, Longman Inc, New York, 1977.
- Peterson, R.G., e L. Stramma, Upper level circulation in the South Atlantic Ocean, *Progress in Oceanography*, 26, 1-73, 1991.
- Philander, S.G., *El Niño , La Niña and the Southern Oscillation*, Academic Press, San Diego, 1990.
- Philander, S.G.H., El Niño Southern Oscillation phenomena, in *Nature*, pp. 295-301, 1983.
- Phillips, N.A., The General Circulation of the Atmosphere: A Numerical Experiment, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 82, 123-164, 1956.
- Phillips, N.A., A Coordinate System Having Some Special Advantages for Numerical Forecasting, *Journal of Meteorology*, 14, 184-185, 1957.
- Richardson, L.F., *Weather Prediction by Numerical Process*, Cambridge University Press, Cambridge, 1922.
- Robertson, A.W., J.D. Farrara, e C.R. Mechoso, Simulations of the Atmospheric Response to South Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies, *Journal of Climate*, 16, 2540-2551, 2003.
- Ropelewsky, C.F., e M.S. Halpert, Global and regional scale precipitation patterns associated with El Niño/Southern Oscillation, *Monthly Weather Review*, 115, 1606-1626, 1987.
- Rosati, A., R. Gudgel, e K. Myakoda, Decadal Analyses Produced from an Ocean Data Assimilation System, *Monthly Weather Review*, 123, 2206-2228, 1995.
- Roucou, P., J.O.R.d. Aragão, A. Harzallah, B. Fontaine, e S. Janicot, Vertical Motion Changes related to North-East Brazil Rainfall Variability: A GCM Simulation, *International Journal of Climatology*, 16, 879-891, 1996.
- Schmitz, W.J., On the World Ocean Circulation: Volume I. Some Global Features/North Atlantic Circulation, Woods Hole Oceanographic Institution, 1996.
- Schneider, E.K., D.G. DeWitt, A. Rosati, B.P. Kirtman, L. Ji, e J.J. Tribbia, Retrospective ENSO Forecasts: Sensitivity to Atmospheric Model and Ocean Resolution, *Monthly Weather Review*, 131, 3038-3060, 2003.

- Schwing, F.B., T. Murphree, e P.M. Green, *The Northern Oscillation Index (NOI): a new climate index for the Northeast Pacific*, 25 pp., Elsevier, 2002.
- Semazzi, F., H., M., B. Burns, N.H. Lin, e J.K. Schemm, A GCM Study of the Teleconnections between the Continental Climate of Africa and Global Sea Temperature Anomalies, *Journal of Climate*, 9, 2480-2497, 1996.
- Shukla, J., Predictability in the Midst of Chaos: A Scientific Basis for Climate Forecasting, in *Science*, pp. 728-731, 1998.
- Silva, P.C.M.d., A Ressurgência de Cabo Frio (I), pp. 56, Instituto de Pesquisas da Marinha, Rio de Janeiro, 1973.
- Silva, P.C.M.d., Upwelling and Its Biological Effects in Southern Brazil, pp. 6, Instituto de Pesquisas da Marinha, Rio de Janeiro, 1977.
- Silva, P.C.M.d., e C.F. Mendonça, Origem da Água da Ressurgência de Cabo Frio, Instituto de Pesquisas da Marinha, Rio de Janeiro, 1977.
- Silva, P.M.M.d., e R.F. Rodrigues, Modificações na Estrutura Vertical das Águas Sobre a Borda da Plataforma Continental por Influência do Vento, pp. 13, Instituto de Pesquisas da Marinha, Rio de Janeiro, 1966.
- Silveira, I.C.A.d., A.C.K. Schmidt, E.J.D. Campos, S.S.d. Godoi, e Y. Ikeda, A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira, *Revista Brasileira de Oceanografia*, 48 (2), 171-183, 2001.
- Sinclair, M.R., J.A. Renwick, e J.W. Kidson, Low-Frequency Variability of Southern Hemisphere Sea Level Pressure and Weather System Activity, *Monthly Weather Review*, 125, 2532-2543, 1997.
- Solman, S.A., e C. G.Menedez, ENSO-related Variability of the Southern Hemisphere Winter Storm Track over the Eastern Pacific-Atlantic Sector, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59, 2128-2140, 2002.
- Stramma, L., e M. England, On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean, *Journal of Geophysical Research*, 104, 20863-20883, 1999.
- Stramma, L., e R.G. Peterson, The South Atlantic Current, *Journal of Physical Oceanography*, 20, 846-859, 1990.
- Su, H., e J.D. Neelin, Teleconnection Mechanisms for Tropical Pacific Descent Anomalies during El Niño, *Journal of Atmospheric Science*, 59, 2694-2712, 2002.
- Sverdrup, H.U., M.W. Johnson, e R.H. Fleming, *The Oceans*, Prentice Hall, 1944.

- Tanaka, K., Simulação da Ressurgência Comparada com Dados Oceanográficos e de Sensores Remotos em Cabo Frio, in *Anais Hidrográficos*, pp. 168-321, Diretoria de Hidrografia e Navegação - Marinha do Brasil, Rio de Janeiro, 1977.
- Tanaka, K., Comparação dos Dados de Temperatura Obtidos da Comissão Oceanográfica Rio de Janeiro II com os Dados do Satélite SMS-2 na Região de Cabo Frio, pp. 26, Instituto nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1985.
- Thomsen, H., Masas de agua características del Oceano Atlantico parte Sudoeste, pp. 22, Secretaria de Marina - Servicio de Hidrografia Naval, Buenos Aires, 1962.
- Torres Jr, A.R., Resposta da Ressurgência Costeira de Cabo Frio a Forçantes Locais, M.Sc. thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1995.
- Trenberth, K.E., G.W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N.C. Lau, e C. Ropelewsky, Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnection associated with tropical sea surface temperatures, *Journal of Geophysical Research*, 103, 14291-14324, 1998.
- Venegas, S.A., L.A. Mysak, e D.N. Straub, Atmosphere-Ocean Coupled Variability in the Southern Atlantic, *Journal of Climate*, 10, 2904-2919, 1997.
- Vivier, F., C. Provost, e M.P. Meredith, Remote and Local Forcing in the Brazil-Malvinas Region, *Journal of Physical Oceanography*, 31, 892-913, 2001.
- Wainer, I., P. Gent, e G. Goni, Annual cycle of the Brazil-Malvinas confluence region in the National Center for Atmospheric Research Climate System Model, *Journal of Geophysical Research*, 106, 26167-26177, 2000.
- Walker, G.T., Seasonal Weather and Its Prediction, edited by U.S.G.P. Office, Smithsonian Institution, Washington, 1936.
- Wang, C., Atlantic Climate Variability and Its Associated Atmospheric Circulation Cells, *Journal of Climate*, 15, 1516-1536, 2002a.
- Wang, C., Atmospheric Circulation Cells Associated with the El Niño-Southern Oscillation, *Journal of Climate*, 15, 399-419, 2002b.
- Washington, W.M., Documentation for the Community Climate Model (CCM) version 0, National Centre For Atmospheric Research, Boulder, 1982.
- Washington, W.M., e C.L. Parkinson, *An Introduction to Three-Dimensional Climate Modeling*, Oxford University Press, Mill Valley, California, 1986.

- Wehner, M.F., Determination of the Sampling Size of AGCM Ensemble Simulations, pp. 23, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, 1998.
- Wehner, M.F., A method to aid in the determination of the sampling size of AGCM ensembles, *Climate Dynamics*, 16, 321-331, 2000.
- Weingartner, T.J., e R.H. Weisberg, On the Annual Cycle of equatorial upwelling in the Central Atlantic Ocean, *Journal of Physical Oceanography*, 21, 68-82, 1991.
- Wiedemann, J.M., A.R. Lupo, I.I. Mokhov, e E.A. Tikhonova, The Climatology of Blocking Anticiclones for the Northern and Southern Hemisphere: Block Intensity as a Diagnostic, *Journal of Climate*, 15, 3459-3473, 2002.
- Williamson, D.L., L.M. Bath, R.K. Sato, T.A. Mayer, e M.L. Kuhn, Documentation of NCAR CCM0B program modules, pp. 198, National Center for Atmospheric Research, Boulder, 1983.
- Williamson, D.L., e P.J. Rasch, Two-dimensional semi-Lagrangian transport with shape-preserving interpolation, *Monthly Weather Review*, 117, 102-129, 1989.
- Wyrtki, K., El Niño—The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing, *Journal of Physical Oceanography*, 5, 572–584, 1975.
- Wyrtki, K., The Southern Oscillation, Ocean-Atmosphere Interaction and El Niño, *Marine Technology Society Journal*, 16 (1), 10, 1982.
- Yelland, M., e P.K. Taylor, Wind Stress Measurements from the Open Ocean, *Journal of Physical Oceanography*, 26, 541-558, 1996.
- Zhang, D., M.J. McPhaden, e W.E. Johns, Observational Evidence for Flow between the Subtropical and Tropical Atlantic: The Atlantic Subtropical Cells, *Journal of Physical Oceanography*, 33, 1783-1797, 2003.

Apêndice A

Pequeno histórico do CCM e da modelagem atmosférica

A história da evolução do CCM se confunde mesmo com a da modelagem em escala global, que começa nos primórdios do século XX com o norueguês Vilhelm Bjerkness, que pregava que a física atmosférica já havia avançado suficientemente para que se fizessem prognósticos numéricos. Bjerkness desenvolveu um conjunto de sete equações cuja solução poderia ser utilizada para previsão numérica de grande escala. Propôs ainda um sistema gráfico baseado em mapas sinóticos para solucionar o problema de previsão do tempo [Edwards, 2000].

Em 1922 Lewis Fry Richardson desenvolveu o primeiro sistema de previsão numérica do tempo. Richardson aplicou técnicas de representação em domínio discreto das equações primitivas propostas por Bjerkness, que são basicamente as mesmas equações utilizadas atualmente pelos GCM's. Seu método permitia que o sistema de previsão pudesse ser “calculado” e não estimado por métodos gráficos, como proposto por Bjerkness [Richardson, 1922]. Porém a tarefa seria tão grande que Richardson não propôs um sistema de previsão operacional baseado em suas equações. Ele mesmo fez um cálculo para um pequeno prognóstico de seis horas e levou seis semanas fazendo cálculos e o seu teste falhou, por causa de um problema de estabilidade do esquema numérico utilizado [Haltiner e R. T. Williams, 1980].

Richardson propôs então a “fábrica de previsão”, que seria basicamente um estádio com 64.000 pessoas munidas de calculadoras mecânicas realizando cada uma parte dos cálculos necessários, seria talvez a primeira abordagem de paralelização de algoritmos, e “conduzidas” por um regente no centro do estádio, conduzindo o processo com sinalizadores coloridos e sistema de comunicação por telégrafo [Edwards, 2000].

Em meados dos anos quarenta, com o aparecimento dos computadores digitais, o método de Richardson se tornou praticável [Haltiner e R. T. Williams, 1980]. Nessa época, o matemático de Princeton, John Von Neumann, um dos pioneiros na recém criada área da computação, que na época estava envolvido com simulações computacionais de artefatos nucleares, que na verdade trata o problema do ponto de vista da física não linear de dinâmica de fluidos, se interessou por previsão de “tempo”, aplicou o ENIAC (Electronic Numerical Integrator and Computer), assim

que o computador se tornou operacional, em problemas de previsão de tempo [Aspray, 1990].

John von Neumann era um anti-comunista engajado e membro chave do comitê de segurança nacional à época da II Grande Guerra Mundial, suas expectativas eram de que a modelagem da atmosfera pudesse permitir intervenção e controle do mesmo, com isso, von Neumann pretendia aplicar o conhecimento da modificação do “tempo” como arma de guerra, provocando por exemplo secas na União Soviética [Kwa, 1994; Kwa, 2001].

Com financiamento da “American Navy”, “Weather Bureau”, e “Air Force”, von Neumann conseguiu reunir um grupo de meteorologistas no Instituto de Estudos Avançados de Princeton para simular o tempo. O plano de von Neumann era de inicialmente modelar em escala regional e, caso obtivesse sucesso, modelar toda a atmosfera. Jule Charney, um meteorologista visionário, que havia trabalhado com Carl-Gustaf Rossby na Universidade de Chicago e com Arnt Eliassen na Universidade de Oslo, foi convidado para liderar o grupo [Edwards, 2000].

A primeira previsão numérica do grupo de Princeton, utilizando o ENIAC, foi realizada em 1950. A técnica foi mesmo como a de Richardson, aplicando métodos de diferenças finitas, para resolver equações diferenciais numericamente. A primeira previsão foi a de um modelo numérico bi-dimensional com 270 pontos e resolução espacial de 700 km e passo de tempo de 3 horas. Seu desempenho não foi lá dos melhores, mas serviu para justificar os investimentos [Aspray, 1990; Charney et al., 1950; Edwards, 2000].

O serviço de previsão de tempo da força aérea sueca (“Royal Swedish Air Force”) foi o primeiro a utilizar um sistema de previsão numérica do tempo operacional. O Instituto de Meteorologia na Universidade de Estocolmo, associada com o meteorologista Carl-Gustaf Rossby desenvolveu o modelo que produzia previsões de um modelo barotrópico, para o Atlântico Norte, três vezes por semana e rodava em um computador sueco (BESK) a partir de 1954 [Bergthorsson et al., 1955; Edwards, 2000].

Em torno de 1952 von Neumann, Charney e outros convenceram o “Weather Bureau” e as agências de financiamento de pesquisa e de previsão da “Air Force” e da “Navy” a criar um serviço operacional de previsão do tempo chamado “Joint

Numerical Weather Prediction” (JNWP). O centro foi estabelecido em Maryland sob a direção de George Cressmann e começou a operar rotineiramente em 1955 [Edwards, 2000; Nebeker, 1995]. Os modelos empregados eram ainda barotrópicos, somente a partir de 1960 começou-se a utilizar modelos baseados nas equações primitivas de Bjerkness e Richardson [Edwards, 2000].

Em meados dos anos cinquenta, Norman Phillips escreveu um código de modelo de duas camadas, hemisférico, quase-gestrófico de circulação geral da atmosfera [Phillips, 1956]. O modelo de Phillips é considerado o primeiro modelo de circulação geral da atmosfera [Edwards, 2000].

A partir desse período, quatro grupos iniciaram desenvolvimentos em modelos de circulação geral da atmosfera [Edwards, 2000]:

- O “Geophysical Fluid Dynamics Laboratory” (GFDL), o primeiro grupo a desenvolver um programa continuado de pesquisa na área. Fundado por John Von Neumann em 1955 e dirigido por Joseph Smagorinsky. O primeiro nome do laboratório foi “General Circulation Research Section”, subordinado ao “Weather Bureau” e localizava-se em Maryland. Em 1959 o grupo foi transferido para Washington D. C. Em 1963 com a denominação atual (“Geophysical Fluid Dynamics Laboratory”) e em 1968 foi instalado na Universidade de Princeton, onde permanece até hoje. O modelo de circulação geral da atmosfera, atual do GFDL, é um código espectral atualmente muito utilizado em sistemas acoplados de modelagem de clima. A linha de desenvolvimento do GFDL foi muito influenciada pelo trabalho de Syukuro Manabe, além do trabalho de Smagorinsky.
- O grupo da “University of California at Los Angeles” (UCLA) foi iniciado no Depto de Meteorologia, fundado por Jacob Bjerkness, em 1958, e um seu aluno, Yale Mintz, que continuou seu trabalho e começou os primeiros experimentos com modelos de circulação geral da atmosfera. Mintz recrutou o meteorologista Akio Kasahara, e, deram partida na primeira geração de modelos da UCLA em 1965. Uma das maiores contribuições do grupo da UCLA foi o tratamento das parametrizações de nuvens e principalmente sua filosofia de cooperação aberta a participação de todos. Ao contrário do GFDL e do NCAR, que eram instituições de pesquisa, a UCLA tinha uma filosofia

acadêmica aberta, voltada para a formação de pessoal. O modelo do departamento de meteorologia da UCLA foi então disseminado para vários locais do mundo, por alunos e visitantes, o que ajudou em sua otimização [Edwards, 2000]. O modelo da UCLA, que originalmente se preocupou com desenvolvimento e pesquisa está implementado no “Goddard Laboratories for Atmospheres” (“National Aeronautic and Space Agency” – NASA), no “Lawrence Livermore National Laboratory”, na “American Navy” e no “Central Weather Bureau of the Republic of China” [Edwards, 2000].

- O “Lawrence Livermore National Laboratory” realizou um esforço no desenvolvimento de um modelo de circulação geral da atmosfera baseado principalmente no trabalho de Cecil E. Leith. Os esforços não progrediram em função da mudança de interesse de Leith para problemas de turbulência e também de sua mudança para o “National Center for Atmospheric Research” (NCAR).
- O NCAR foi fundado em 1960 e começou a desenvolver seus modelos a partir de 1964 sob orientação de Akira Arakawa e Warren M. Washington. Duas linhas de modelos nasceram no NCAR, a série NCAR e a CCM (“Community Climate Model”). A família de modelos NCAR iniciou em 1964 e terminou em 1973. Essa linha foi capitaneada por Kasahara e Washington, que acabaram por focalizar seus esforços em esquemas numéricos para aproximações de diferenças finitas e problemas de truncamento numérico [Kasahara e Washington, 1967]. A partir de 1970, dando continuidade ao trabalho de Kasahara e Washington o NCAR iniciou a linha do CCM, que será comentado com mais detalhes a seguir.

A Divisão de Dinâmica Climática Global (CGD) do NCAR, vem desenvolvendo um modelo atmosférico global tridimensional para as universidades e cientistas associados ao NCAR para aplicação na análise e entendimento do clima global. A atividade de desenvolvimento estabeleceu o compromisso do NCAR gerar um modelo de circulação geral atmosférica versátil, modular e bem documentado. Por ser um código aberto à comunidade científica, o modelo foi denominado inicialmente “Community Climate Model” (CCM) e atualmente é denominado “Community Atmosphere Model”

(CAM). Uma discussão mais detalhada da história e filosofia do Modelo CCM pode ser encontrada em Anthes [Anthes, 1986].

As primeiras versões modelo, CCM0A [Washington, 1982] e CCM0B [Kiehl *et al.*, 1996; Williamson *et al.*, 1983], foram baseadas no modelo espectral australiano [Bourke *et al.*, 1977a; McAvaney *et al.*, 1978]; e em uma versão adiabática e invíscida do modelo espectral do “European Centre for $\square$ rogno Range Weather Forecast” - ECMWF [Baede *et al.*, 1979].

O segundo modelo de comunidade, CCM1, foi introduzido em julho de 1987, e incluiu um número de mudanças significativas. As principais foram na parametrização da radiação, uma técnica de diferenças finitas na vertical mais sofisticada para o cálculo da dinâmica, modificações nos processos de difusão horizontal e vertical e também a troca de energia à superfície. Seu potencial de simulação aumentou incluindo um modo sazonal no qual as condições de superfície especificadas podiam variar com o tempo, e um módulo opcional de hidrologia de superfície interativo [Manabe, 1969].

O mais ambicioso conjunto de melhorias no modelo aconteceu com a introdução do terceira geração (CCM2) que foi lançado em outubro de 1992. Esta versão foi o produto de um grande esforço para melhorar principalmente a representação física de um grande conjunto de processos climáticos, incluindo parametrização de nuvens, radiação, advecção de umidade e camada limite planetária.

A introdução deste modelo também marcou uma filosofia nova com respeito à implementação. O código CCM2 foi completamente reestruturado para satisfazer três objetivos principais: maior facilidade de uso que incluiu portabilidade para outras plataformas computacionais; possibilidade de acoplamentos para inclusão de processos físicos e a incorporação de capacidade multitarefa em uma única instrução de processamento ou “job”.

O CCM2 padrão era significativamente diferente de seu predecessor, começando com resolução de truncamento trapezoidal 42 (T42), com uma resolução espectral horizontal de aproximadamente 2,8 x 2,8 graus, com 18 níveis verticais e uma tampa rígida a 2,917 mb.

Os algoritmos herdados do CCM1 foram o uso do esquema de integração *leap-frog* semi-implícito no tempo; o uso do método da transformada espectral para tratar a dinâmica seca; e o uso de um operador de difusão horizontal bi-harmônico.

As maiores mudanças no tratamento da dinâmica incluíram um sistema de coordenadas vertical híbrido do tipo que acompanha as variações do terreno e a incorporação de um esquema de transporte semi-lagrangeano [Williamson e Rasch, 1989] para advectar vapor d'água assim como um número arbitrário de outros campos de escalares (por exemplo, variáveis de água de nuvem, constituintes químicos, etc.).

As principais mudanças para o tratamento da física incluíram um melhor tratamento dos processos radiativos; a inclusão de um ciclo diurno para responder pelas interações entre os efeitos radiativos do ciclo diurno e os fluxos de superfície de calor sensível e latente; a incorporação de um modelo de gelo marinho com uma capacidade calorífica finita; uma parametrização de fração de nuvem mais sofisticado e um tratamento das propriedades óticas das nuvens; o uso da representação mais simples do fluxo de massa por convecção úmida [Hack, 1993], e a incorporação opcional do esquema de interação biosfera-atmosfera ou “Biophere-Amosphere Transfer Scheme” – BATS [Dickinson e Henderson-Sellers, 1993; Dickinson e Shaikh, 1998].

O CCM3 é a quarta geração na série de Modelo Climáticos da Comunidade do NCAR. Muitos aspectos da formulação modelo e implementação são idênticos aos CCM2, embora existam várias mudanças importantes incorporadas nas parametrizações de processos físicos, juntamente com algumas pequenas mudanças no formalismo da dinâmica.

Modificações para a representação física de processos climáticos específicos no CCM3 foram motivadas pelo aparecimento de erros sistemáticos mais sérios aparentes em simulações com o CCM2, como também para tornar modelo atmosférico mais amigável para um acoplamento com modelos de solo, oceano, e gelo marinho.

Em relação ao CCM2, as mudanças foram em cinco categorias principais: modificações para a representação de transferência radiativa para atmosferas limpas e nubladas, modificações para processos hidrológicos (na forma de mudanças para a camada limite atmosférica, advecção de umidade, e trocas de energia à superfície), a

incorporação de um modelo sofisticado de superfície de solo, a incorporação de um modelo opcional de oceano em camadas com camada de mistura e termodinâmica entre oceano e gelo marinho, e uma gama de outras mudanças computacionais sem significado para a climatologia do modelo.

Mudanças para a formulação da radiação em céu claro prognosti a incorporação de gases traço (CH_4 , N_2O , CFC11 , CFC12) na parametrização de ondas longas, e a incorporação de aerossóis de fundo (0,14 profundidade óptica) na parametrização de ondas curtas. Todas as mudanças relativas a processos de céu claro incluíram melhorias nos diagnósticos das propriedades ópticas (raio efetivo e caminho de água líquida), a incorporação das propriedades radiativas de nuvens de gelo, e várias modificações para o diagnóstico e quantificação de nuvens convectivas e estratiformes.

De maneira geral, estas modificações reduziram substancialmente tendências sistemáticas nas médias anuais globais, em caso de céu claro e para todo tipo de céu, da radiação de onda longa que sai da atmosfera e radiação solar absorvida, aproximando-se bem de valores observacionais.

As alterações para os processos hidrológicos incluíram revisões para as parametrizações dos maiores sistemas contribuintes.

A formulação da parametrização da camada limite atmosférica foi revisada resultando em significativas melhorias nas estimativas da altura da camada limite, e uma redução significativa na magnitude global do ciclo hidrológico.

A parametrização da convecção foi modificada. Este processo é agora representado usando o formalismo da convecção profunda de umidade. Esta mudança resultou em uma redução adicional na magnitude do ciclo hidrológico e uma distribuição mais suave da precipitação tropical.

A “rugosidade” da superfície dos oceanos é diagnosticada como uma função da superfície, da velocidade de vento e estabilidade atmosférica, resultando em fluxo de superfície mais realista para condições de velocidades de vento mais baixas.

A combinação destas mudanças para os componentes hidrológicos reduziu em cerca de 13% o fluxo médio global de calor latente e a taxa de precipitação associada. As melhorias nas características dos ciclos radiativos e hidrológicos do clima do modelo foram alcançadas sem comprometer a qualidade do equilíbrio das estruturas

termodinâmicas modeladas (uma das principais características do CCM2) isto se deve em parte pela incorporação da precipitação estratiforme por evaporação.

O CCM3 incorpora a versão 1 do Modelo de Superfície de Solo (“Land Surface Model” – LSM) desenvolvido por [Bonan, 1996] que aborda os processos de superfície de solo. Trata-se de um modelo unidimensional de energia, momentum, água, e troca de CO₂ entre a atmosfera e o solo e que inclui diferenças ecológicas entre tipos de vegetação, diferenças hidráulicas e térmicas entre tipos de solo, e permitindo a inclusão de vários tipos de superfície inclusive lagos e alagadiços dentro de uma célula de grade.

O LSM substitui a umidade de superfície prescrita, coberturas de neve prescritas e albedos de superfície prescritos no CCM2. Também substitui os fluxos de superfície de solo do CCM2 usando parametrizações de fluxos que incluem processos hidrológicos e ecológicos (por exemplo, água no solo, fenologia, fisiologia stomatal, captação de água através de plantas).

O LSM será comentado com mais detalhes na seção 2.4.3.

A quarta classe de mudanças em relação ao CCM2 incluiu os processos de interação completos entre o oceano e o gelo marinho. Este componente resultou em um modelo de oceano em camadas com camada de mistura que permitem utilizar o CCM3 para uma grande classe de estudos de mudanças globais.

A classe final de modificações no modelo incluiu uma mudança para a forma discreta da matriz hidrostática que assegura consistência entre a equação Omega e a equação de continuidade discreta, e uma forma mais generalizada da parametrização do arrasto de onda (“wave drag”).

Apêndice B

Configuração do POM e do CCM

Neste apêndice estão descritas de forma sucinta as configurações utilizadas para simular as condições atmosféricas e oceânicas descritas no corpo do texto.

Na tabela a seguir estão listados os parâmetros básicos utilizados na modelagem com o CCM.

Passo de tempo	1200 segundos
Coefficiente do filtro temporal	0.06
∇^2 coeficiente de difusão horizontal	2.5E5
∇^4 coeficiente de difusão horizontal	1.E16

O modelo é inicializado no clima a partir de setembro de um ano genérico. Os dados são fornecidos pelo NCAR.

O POM foi aplicado ao Atlântico utilizando uma batimetria gerada a partir dos dados do ETOPO2 do USGS. Os limites da grade vão de 79 graus de latitude sul até o Equador e desde 69 graus de longitude oeste até 20 graus de longitude leste.

A resolução é de 1 grau, ou seja, trata-se de uma grade não ortogonal com pequena diminuição do comprimento de elementos zonais de grade em direção ao sul.

Na tabela a seguir, estão sintetizados os parâmetros e dados aplicados à modelagem do Atlântico Sul.

Níveis sigma na vertical	15
Passo de tempo externo	720 segundos
Passo de tempo interno	72 segundos
Parâmetro aplicado ao filtro temporal	0.05
Densidade de referência	1025.0
Coefficiente de difusividade (Smagorinsky)	0.1
Viscosidade de fundo	2.e-5 (SI)
Coefficiente do Filtro de suavização batimétrica	0.05