



Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza
Instituto de Geociências
Departamento de Meteorologia

**IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS SOBRE ALGUNS
ASPECTOS DA DINÂMICA ATMOSFÉRICA E OCEÂNICA
NA REGIÃO DA CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS
FRENTE AO CENÁRIO A1FI DO IPCC**

KARINA DA SILVA RIBEIRO

Orientador: D.Sc. Audálio Rebelo Torres Junior

Co-Orientador: D.Sc. Luiz Paulo de Freitas Assad

Monografia submetida ao corpo docente do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro como parte dos requisitos necessários à obtenção de grau de Bacharel em Meteorologia.

Rio de Janeiro, RJ

Abril, 2012

**IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS SOBRE ALGUNS
ASPECTOS DA DINÂMICA ATMOSFÉRICA E OCEÂNICA
NA REGIÃO DA CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS
FRENTE AO CENÁRIO A1FI DO IPCC**

KARINA DA SILVA RIBEIRO

Monografia submetida ao corpo docente do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro como parte dos requisitos necessários à obtenção de grau de Bacharel em Meteorologia.

Aprovada por:

D.Sc. Audálio Rebelo Torres Junior
Departamento de Meteorologia – IGEO – UFRJ

D.Sc. Luiz Paulo de Freitas Assad
Laboratório de Métodos Computacionais – COPPE – UFRJ

D.Sc. Edilson Marton
Departamento de Meteorologia – IGEO – UFRJ

Rio de Janeiro, RJ

Abril, 2012

RIBEIRO, KARINA S.

IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS
SOBRE ALGUNS ASPECTOS DA
DINÂMICA ATMOSFÉRICA E OCEÂNICA
NA REGIÃO DA CONFLUÊNCIA BRASIL-
MALVINAS FRENTE AO CENÁRIO A1FI DO
IPCC

UFRJ/Departamento de Meteorologia, 2012,
94p.

Dissertação de Monografia – Universidade
Federal do Rio de Janeiro, Departamento de
Meteorologia, 2012.

1. Mudanças climáticas antropogênicas
2. Combustíveis fósseis
3. Dinâmica atmosférica
4. Dinâmica oceânica
5. Interação atmosfera-oceano

*“O que sabemos é uma gota;
o que ignoramos é um oceano.”*

- Isaac Newton

*Dedico esta monografia ao meu avô, Waldemar da Silva,
que me incentivou no estudo da área de meteorologia. (in memoriam)*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Jeová pelo seu amor incondicional, sua proteção e orientação, a quem tenho como centro da minha vida.

Aos meus pais pelo amor, carinho, dedicação, conselhos de vida, educação passada e por sempre estarem ao meu lado em todos os momentos da minha vida, sendo estes alegres ou tristes.

Ao meu avô, Waldemar da Silva. (in memoriam)

À Laura Nascimento, Glaucileine Vieira, Ariella Melo, Hong So Young, Priscila Wane, Rafaela Bezerra e aos demais parentes e amigos.

Ao Luiz Paulo pelo auxílio e paciência durante o desenvolvimento desta monografia.

A todos os professores do Departamento de Meteorologia que contribuíram para minha formação.

À Beatriz, Suzanna, Wanderson, Ian, Fábio, Fabrício e a todos os demais colegas que compartilharam as dificuldades, angústias, alegrias e conquistas durante a graduação.

Ao Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento (CNPq) por financiar meus estudos.

ÍNDICE

Resumo.....	x
Abstract.....	xi
Lista de Figuras.....	xii
Lista de Tabelas.....	xvii
Lista de Abreviaturas e Siglas.....	xix
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
2.1. Alta Subtropical do Atlântico Sul.....	5
2.2. Bacia do Atlântico Sul.....	5
2.2.1. Corrente do Brasil.....	6
2.2.2. Corrente das Malvinas.....	8
2.2.3. Confluência Brasil-Malvinas.....	10
3. METODOLOGIA.....	11
3.1. Área de estudo.....	12
3.2. Software de visualização gráfica Ferret.....	13
3.3. Campos utilizados.....	14
3.4. Modelo CM2.1.....	15
3.4.1. Descrição geral.....	15
3.4.2. Estrutura.....	16
3.4.2.1. Modelo componente atmosfera (AM2.1).....	17
3.4.2.2. Modelo componente terra (LM2.1).....	17
3.4.2.3. Modelo componente oceano (OM3.1).....	19

3.4.2.4. Modelo componente gelo marinho (SIS).....	20
3.5. Experimento controle.....	20
3.6. Cenário A1FI do IPCC.....	21
3.7. Cálculos.....	24
3.7.1. Conversão de unidades.....	25
3.7.2. Médias de 30 anos.....	25
3.7.3. Anomalias de 30 anos.....	26
3.7.4. Regressão linear.....	26
3.7.5. Correlação linear.....	26
4. RESULTADOS.....	28
4.1. Análise da temperatura do ar em superfície.....	28
4.1.1. Experimento controle.....	28
4.1.2. Campo de anomalia.....	29
4.1.3. Séries temporais.....	32
4.2. Análise da temperatura da superfície do mar.....	37
4.2.1. Experimento controle.....	37
4.2.2. Campo de anomalia.....	38
4.2.3. Série temporal.....	41
4.3. Análise da pressão atmosférica ao nível do mar.....	46
4.4. Análise do vento em superfície.....	46
4.4.1. Experimento controle.....	46
4.4.2. Campo das anomalias de intensidade e do vetor diferença.....	48
4.4.3. Série temporal.....	50
4.5. Análise das correntes marítimas de superfície.....	54
4.5.1. Experimento controle.....	54

4.5.2. Campo das anomalias de intensidade e do vetor diferença.....	54
4.5.3. Série temporal.....	57
4.6. Correlação linear entre a componente meridional de velocidade do vento em superfície e a componente meridional de velocidade da Corrente do Brasil.....	61
5. CONCLUSÕES.....	63
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	65
ANEXO A.....	71
A.1. Altas Subtropicais.....	71
A.2. Circulação oceânica superficial.....	73

RESUMO

Os oceanos e a atmosfera são fortemente acoplados, realizando interações que ocorrem em diversas escalas espaciais e temporais através de trocas de energia como calor e momentum. A radiação líquida que incide sobre o planeta gera um ganho de calor nas regiões de baixas latitudes e uma perda de calor nas regiões de alta latitude. As correntes oceânicas e a circulação atmosférica possuem um papel fundamental na distribuição de calor no globo, e por consequência, na manutenção do clima na Terra. A Confluência Brasil-Malvinas (CBM) constitui-se uma das mais importantes feições oceânicas existentes na bacia do Oceano Atlântico Sul (ASSAD, 2006). Este trabalho tem como objetivo principal identificar mudanças climáticas ocorridas em variáveis atmosféricas e oceânicas na Bacia do Atlântico Sul que possam estar relacionadas a alterações na dinâmica atmosférica e oceânica da região da CBM. Todos os campos atmosféricos e oceânicos utilizados neste trabalho são provenientes do modelo climático CM2.1 pertencente ao GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory). As análises deste trabalho foram realizadas a partir de cálculos de regressão linear em variáveis atmosféricas e oceânicas referentes ao cenário A1FI do IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) para o período de 2011 a 2100 e a partir de cálculos de correlação linear entre a componente meridional de velocidade do vento em superfície e a componente meridional de velocidade da CB para o período de 2011 a 2100. Além disso, foram analisados três períodos distintos de 30 anos do século XXI (2011 a 2040, 2041 a 2070 e 2071 a 2100) para o mesmo cenário citado do IPCC, subtraindo-os pelo último período de 30 anos do século XX (1971 a 2000) para a primeira rodada do experimento 1860-2000. Dentre outras observações, os resultados indicam uma possível expansão da ASAS (Alta Subtropical do Atlântico Sul) a qual por sua vez intensifica o campo da componente meridional de velocidade do vento sobre a região da CB que por sua vez intensifica a Corrente do Brasil (CB) associada ao surgimento de anomalias positivas de TSM (Temperatura da Superfície do Mar) na região da CBM. Segundo resultados do cálculo de regressão linear, a taxa de variação linear positiva da TSM na região da CBM é de aproximadamente $0,05^{\circ}\text{C}/\text{ano}$.

ABSTRACT

The oceans and the atmosphere are strongly coupled, making interactions that occur at different spatial and temporal scales through exchanges of energy as heat and momentum. The net radiation that strikes the planet generates a heat gain in regions of low latitudes and heat loss in high-latitude regions. Thus, ocean currents have a key role in the distribution of heat around the globe, and consequently in maintaining the Earth's climate. The Brazil-Malvinas Confluence (BMC) constitutes one of the most important oceanic features existing in the basin of the South Atlantic Ocean (ASSAD, 2006). This work has as main goal to identify climate changes in atmospheric and oceanic variables in the South Atlantic Basin that could be related to changes in atmospheric and oceanic dynamics in the region of the BMC. All atmospheric and oceanic fields used in this work are from climate model GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) CM2.1. The analyses of this work are performed by means of linear regression in atmospheric and oceanic variables for the A1FI scenario from IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) for the period 2011 to 2100 and from linear correlation between meridional component of surface wind speed and the meridional component of BC speed for the period 2011 to 2100. Furthermore, this work also analyzes three distinct periods of 30 years of the XXI century (2011 to 2040, 2041 to 2070 and 2071 to 2100) for the same scenario mentioned from IPCC, subtracting them by the last 30 years of the XX century (1971 to 2000) for the first run of the experiment 1860-2000. Among other observations, the results indicate a possible intensification of the Brazil Current (BC) associated to the expansion of the SASH (South Atlantic Subtropical High) followed by an appearance of positive SST (Sea Surface Temperature) anomalies in the region BMC. According to the results of the calculation of linear regression, the positive linear variation rate from SST in the region BMC is approximately $0,05^{\circ}\text{C}/\text{year}$.

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1.1 – Região da CBM indicada pelo quadrado vermelho no mapa mundi. Fonte: IBGE.....3

CAPÍTULO 2

Figura 2.1 – Região da CBM indicada pelo quadrado vermelho na representação esquemática da circulação oceânica superficial da Bacia do Atlântico Sul. Fonte: Adaptação de PETERSON e STRAMMA, 1991 apud SILVEIRA, 2010.....6

Figura 2.2 – Região abrangida pela Corrente do Brasil na Bacia do Atlântico Sul. Fonte: PETERSON e STRAMMA, 1991.....8

Figura 2.3 – Região abrangida pela Corrente das Malvinas (ou Corrente das Falklands) na Bacia do Atlântico Sul. Fonte: PETERSON e STRAMMA, 1991 apud ASSAD, 2006; PETERSON e STRAMMA, 1991 apud CATALDI, 2010.....9

CAPÍTULO 3

Figura 3.1 – Região da CBM indicada pelo quadrado vermelho no mapa de distribuição espacial das principais correntes oceânicas de superfície na Bacia do Atlântico. Fonte: Adaptação de DUCAN et al., 1982, KRAUSS, 1986, PETERSON e STRAMMA, 1991 apud TOMCZAK e GODFREY, 2003.....11

Figura 3.2 – Pontos indicados na Bacia do Atlântico Sul; 25°S e 44°O (CB – PONTO 1), 30°S e 47°O (CB – PONTO 2), e 35°S e 50°O (CB – PONTO 3), representando uma parte da trajetória da CB; 41°S e 55°O (CBM – PONTO 4), representando a região da CBM. Fonte: Adaptado de SOPPA et al., 2011.....12

Figura 3.3 – Grade tripolar. Fonte: MURRAY, 1996 apud ASSAD, 2006.....	15
Figura 3.4 – Fluxos e armazenamentos de água no modelo LaD. Fonte: MILLY e SHMAKIN, 2002.....	18
Figura 3.5 – Existe um total de 50 níveis de grade na vertical, onde o ponto de grade mais profundo se encontra em 5.500 m. Fonte: GRIFFIES et al., 2005.....	19
Figura 3.6 – Representação esquemática da família de cenários do SRES do IPCC. Fonte: Adaptado de MKHANDI et al., 2008.....	22
Figura 3.7 – Relação entre observações de emissões de CO ₂ em gigatoneladas por ano observadas e emissões de CO ₂ em gigatoneladas por ano para os seis cenários futuros do IPCC. Fonte: The Copenhagen Diagnosis, 2009.....	23
Figura 3.8 – Reconstrução da temperatura média global relativa aos anos de 1800 a 1900 e projeção da temperatura média global para os cenários A1FI, A2 e B1 do IPCC. Fonte: The Copenhagen Diagnosis, 2009.....	23
 CAPÍTULO 4	
Figura 4.1 – Temperatura do ar em superfície (°C) para o período de 1971 a 2000. Fonte: GFDL.....	29
Figura 4.2 – Campo de anomalia de 2011 a 2040 em relação a 1971 a 2000 para temperatura do ar em superfície (°C). Fonte: GFDL.....	30
Figura 4.3 – Campo de anomalia de 2041 a 2070 em relação a 1971 a 2000 para temperatura do ar em superfície (°C). Fonte: GFDL.....	31
Figura 4.4 – Campo de anomalia de 2071 a 2100 em relação a 1971 a 2000 para temperatura do ar em superfície (°C). Fonte: GFDL.....	32

Figura 4.5 – Série temporal de 2011 a 2100 para a temperatura do ar em superfície (°C) no ponto 1. Fonte: GFDL.....	33
Figura 4.6 – Série temporal de 2011 a 2100 para a temperatura do ar em superfície (°C) no ponto 2. Fonte: GFDL.....	34
Figura 4.7 – Série temporal de 2011 a 2100 para a temperatura do ar em superfície (°C) no ponto 3. Fonte: GFDL.....	35
Figura 4.8 – Série temporal de 2011 a 2100 para a temperatura do ar em superfície (°C) no ponto 4. Fonte: GFDL.....	36
Figura 4.9 – Temperatura da superfície do mar (°C) para o período de 1971 a 2000. Fonte: GFDL.....	38
Figura 4.10 – Campo de anomalia de 2011 a 2040 em relação a 1971 a 2000 para TSM (°C). Fonte: GFDL.....	39
Figura 4.11 – Campo de anomalia de 2041 a 2070 em relação a 1971 a 2000 para TSM (°C). Fonte: GFDL.....	40
Figura 4.12 – Campo de anomalia de 2071 a 2100 em relação a 1971 a 2000 para TSM (°C). Fonte: GFDL.....	41
Figura 4.13 – Série temporal de 2011 a 2100 para a temperatura da superfície do mar (°C) no ponto 1. Fonte: GFDL.....	42
Figura 4.14 – Série temporal de 2011 a 2100 para a temperatura da superfície do mar (°C) no ponto 2. Fonte: GFDL.....	43
Figura 4.15 – Série temporal de 2011 a 2100 para a temperatura da superfície do mar (°C) no ponto 3. Fonte: GFDL.....	44

Figura 4.16 – Série temporal de 2011 a 2100 para a temperatura da superfície do mar (°C) no ponto 4. Fonte: GFDL.....	45
Figura 4.17 – Sobreposição dos campos de pressão atmosférica ao nível do mar para os períodos de 1971 a 2000 (linha preta), 2011 a 2040 (linha vermelha), 2041 a 2070 (linha verde) e 2071 a 2100 (linha azul) (hPa). Fonte: GFDL.....	46
Figura 4.18 – Direção e velocidade do vento em superfície (m/s) para o período de 1971 a 2000. Fonte: GFDL.....	47
Figura 4.19 – Campo de anomalia de 2011 a 2040 em relação a 1971 a 2000 para direção e velocidade do vento em superfície (m/s). Fonte: GFDL.....	48
Figura 4.20 – Campo de anomalia de 2041 a 2070 em relação a 1971 a 2000 para direção e velocidade do vento em superfície (m/s). Fonte: GFDL.....	49
Figura 4.21 – Campo de anomalia de 2071 a 2100 em relação a 1971 a 2000 para direção e velocidade do vento em superfície (m/s). Fonte: GFDL.....	50
Figura 4.22 – Série temporal de 2011 a 2100 para a componente meridional de velocidade do vento em superfície (m/s) no ponto 1. Fonte: GFDL.....	51
Figura 4.23 – Série temporal de 2011 a 2100 para a componente meridional de velocidade do vento em superfície (m/s) no ponto 2. Fonte: GFDL.....	52
Figura 4.24 – Série temporal de 2011 a 2100 para a componente meridional de velocidade do vento em superfície (m/s) no ponto 3. Fonte: GFDL.....	53
Figura 4.25 – Direção e velocidade das correntes marítimas superficiais (m/s) para o período de 1971 a 2000. Fonte: GFDL.....	54
Figura 4.26 – Campo de anomalia de 2011 a 2040 em relação a 1971 a 2000 para direção e velocidade das correntes marítimas superficiais (m/s). Fonte: GFDL.....	55

Figura 4.27 – Campo de anomalia de 2041 a 2070 em relação a 1971 a 2000 para direção e velocidade das correntes marítimas superficiais (m/s). Fonte: GFDL.....	56
Figura 4.28 – Campo de anomalia de 2071 a 2100 em relação a 1971 a 2000 para direção e velocidade das correntes marítimas superficiais (m/s). Fonte: GFDL.....	57
Figura 4.29 – Série temporal de 2011 a 2100 para a componente meridional de velocidade da Corrente do Brasil (m/s) no ponto de 1. Fonte: GFDL.....	58
Figura 4.30 – Série temporal de 2011 a 2100 para a componente meridional de velocidade da Corrente do Brasil (m/s) no ponto 2. Fonte: GFDL.....	59
Figura 4.31 – Série temporal de 2011 a 2100 para a componente meridional de velocidade da Corrente do Brasil (m/s) no ponto 3. Fonte: GFDL.....	60
 ANEXO A	
Figura A.2.1 – Modelo conceitual da circulação atmosférica global, indicando as latitudes típicas de sistemas de alta pressão. Fonte: MARTINS et al., 2008.....	71
Figura A.2.2 – Média mundial de distribuições de sistemas de alta pressão em janeiro. Fonte: Aviation weather: For pilots and flight operations personnel, 1975.....	72
Figura A.2.3 – Média mundial de distribuições de sistemas de alta pressão em julho. Fonte: Aviation weather: For pilots and flight operations personnel, 1975.....	72
Figura A.2.4 – Representação esquemática das correntes marítimas superficiais do planeta. Fonte: TALLEY et al., 2011.....	73
Figura A.2.5 – Representação esquemática das correntes marítimas superficiais quentes e frias do planeta. Fonte: Bigelow Laboratory for Ocean Sciences.....	74

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 3

Tabela 3.1 – Área de estudo para a temperatura do ar em superfície e da temperatura da superfície do mar. Fonte: Adaptado de SOPPA et al., 2011.....13

Tabela 3.2 – Área de estudo para a direção e velocidade do vento em superfície e da corrente marítima de superfície. Fonte: Adaptado de SOPPA et al., 2011.....13

Tabela 3.3 – Características do modelo global CM2.1 do GFDL em comparação com outros modelos GCM (Global or General Circulation Model). Fonte: MKHANDI et al., 2008.....16

Tabela 3.4 – Parâmetros da entrada do modelo relacionados à forçante radiativa para as integrações dos experimentos controles 1860 e 1990. Fonte: Adaptado do DELWORTH et al., 2006.....21

Tabela 3.5 – Projeção do aquecimento médio global da superfície e da elevação do nível do mar no final do século XXI. Fonte: Adaptado do IPCC, 2007.....24

CAPÍTULO 4

Tabela 4.1 – Taxa de variação linear da temperatura do ar em superfície nos pontos 1, 2, 3 e 4 a partir do cálculo de regressão linear para um período de 90 anos (2011 a 2100).....37

Tabela 4.2 – Taxa de variação linear da temperatura da superfície do mar nos pontos 1, 2, 3 e 4 a partir do cálculo de regressão linear para um período de 90 anos (2011 a 2100).....45

Tabela 4.3 – Taxa de variação linear da componente meridional de velocidade do vento em superfície nos pontos 1, 2 e 3 a partir do cálculo de regressão linear para um período de 90 anos (2011 a 2100).....	53
Tabela 4.4 – Taxa de variação linear da componente meridional de velocidade da Corrente do Brasil nos pontos 1, 2 e 3 a partir do cálculo de regressão linear para um período de 90 anos (2011 a 2100).....	60
Tabela 4.5 – Coeficiente de correlação linear entre a componente meridional de velocidade do vento em superfície e a componente meridional de velocidade da Corrente do Brasil para um período de 90 anos (2011 a 2100).....	62
Tabela 4.6 – Coeficiente de correlação linear entre a componente meridional de velocidade do vento em superfície e a componente meridional de velocidade da Corrente do Brasil para um período de 90 anos (2011 a 2100).....	62

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACAS – Água Central do Atlântico Sul

AGCM – Atmospheric General Circulation Model

AM2 – Atmospheric Model Versions 2

AM2.1 – Atmospheric Model Version 2.1

AR4 – Fourth Assessment Report

ASA – Água Subantártica

ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul

AT – Água Tropical

BC – Brazil Current

BMC – Brazil-Malvinas Confluence

CA – Corrente das Agulhas

CAS – Corrente do Atlântico Sul

CB – Corrente do Brasil

CBE – Corrente de Benguela

CBM – Confluência Brasil-Malvinas

CCA – Corrente Circumpolar Antártica

CCSE – Contra Corrente Sul Equatorial

CG – Corrente do Golfo

CLA – Camada Limite Atmosférica

CM – Corrente das Malvinas

CM2.1 – Climate Model Version 2.1

CM2.x – Climate Model Versions 2

CNB – Corrente Norte do Brasil

CSE – Corrente Sul Equatorial
CSES – Corrente Sul Equatorial Sul
FV – Finite Volume
GCM – General Circulation Model
GFDL – Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change
LaD – Land Dynamics
LM2 – Land Model Versions 2
LM2.1 – Land Model Version 2.1
MOM – Modular Ocean Model
NASA – National Aeronautics and Space Administration
NCAR – National Center for Atmospheric Research
NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration
OGCM – Ocean General Circulation Model
OM3 – Ocean Model Versions 3
OM3.1 – Ocean Model Version 3.1
PMEL – Pacific Marine Environmental Laboratory
ppm – parte por mil
SASH – South Atlantic Subtropical High
SIS – Sea Ice Simulator
SRES – Special Report on Emission Scenarios
SST – Sea Surface Temperature
TMAP – Thermal Modeling and Analysis Project
TSM – Temperatura da Superfície do Mar
WMO – World Meteorological Organization

1. INTRODUÇÃO

Evidências obtidas por meio de observações em regiões continentais e oceânicas demonstram que muitos sistemas naturais estão sendo afetados, principalmente, pelos aumentos de temperatura em função do aumento da emissão de gases de efeito estufa, como derivados da queima de combustíveis fósseis. Isso foi observado mais intensamente após a Revolução Industrial. A geração de energia elétrica, sistema de transporte, aquecimento de ambientes internos entre outros, baseou-se no consumo de energia obtida pela queima de combustíveis fósseis, principal recurso energético empregado até hoje. Esta é a maior fonte antropogênica de gases de efeito estufa como o dióxido de carbono, além do que o uso de combustíveis fósseis é responsável por emissões de metano e outros compostos orgânicos. O aumento das concentrações de ozônio troposférico, também se deve particularmente às reações fotoquímicas que se resultam da utilização de combustíveis fósseis (XAVIER e KERR, 2002).

Desse modo, para uma melhor compreensão a respeito das mudanças climáticas, é de fundamental importância entender o funcionamento do sistema climático. O sistema climático é regulado pela quantidade de energia solar que a Terra recebe, porém este sistema também é afetado por outros fluxos de energia entre os subsistemas do sistema climático. (SHIMIZU, 2007). Sendo assim, o sistema climático é composto por um conjunto de cinco subsistemas, os quais são: atmosfera, hidrosfera, criosfera, biosfera e litosfera. Esses subsistemas interagem continuamente entre si, trocando massa e energia.

A atmosfera terrestre é uma camada de ar que possui cerca de 700 km de espessura. Nela contém uma fração mínima do total de água do sistema climático sobre uma parte em 100.000. Maior parte da água de superfície terrestre está contida nos oceanos e no gelo. (HARTMANN, 1994) E este subsistema é constituído por cerca de 78,1% de nitrogênio, 20,9% de oxigênio e 0,93% de argônio . Os gases do efeito estufa representam apenas 0,1% do total, porém desempenham um papel essencial no balanço de energia da Terra (SHIMIZU, 2007).

O planeta Terra contém cerca de $1,35 \times 1.000.000.000 \text{ km}^3$ de água, dos quais cerca de 97% é água do mar. Os oceanos, os quais fazem parte da hidrosfera, são um elemento chave

do sistema climático físico. Os oceanos cobrem cerca de 71% da superfície da Terra a uma profundidade média de 3.729 m. Os oceanos têm uma capacidade enorme de armazenar e liberar calor em escalas de tempo de estações do ano a séculos. Os oceanos funcionam como reservatório de água que abastece o vapor de água atmosférico para a chuva e queda de neve sobre a terra (HARTMANN, 1994).

A energia, a qual é absorvida pelos oceanos, resulta em uma mudança relativamente pequena na temperatura da superfície do oceano quando comparada à mudança que ocorreria sobre uma superfície terrestre. Devido a sua inércia termal, os oceanos agem como amortecedores e reguladores para a temperatura. Uma vez que os oceanos são mais densos do que a atmosfera, eles também têm maior inércia mecânica e uma estratificação mais pronunciada. A parte superior do oceano é a mais ativa, ela contém uma camada da superfície misturada com uma espessura na ordem de 100 m. (PEIXOTO e OORT, 1992).

Outros subsistemas também exercem um papel crucial para o clima da Terra como a criosfera, litosfera e biosfera. A criosfera compreende a grande massa de gelo e neve na superfície terrestre. Isto inclui lâminas de gelo na Groelândia e Antártida, geleiras continentais, campos de neve e gelo marinho; os quais influenciam o sistema climático devido à baixa condutividade térmica e alta refletividade à radiação solar, além de contribuírem para a circulação oceânica (SHIMIZU, 2007). No caso da litosfera, esta cobre em torno de 30% do planeta e interage fortemente com a atmosfera através da transferência de massa, momento angular, calor sensível, como também, através da dissipação de energia cinética por atrito na camada limite atmosférica (PEIXOTO e OORT, 1992). E a biosfera, que compreende a flora e a fauna ambas terrestres e oceânicas, tem um papel fundamental no ciclo de carbono e na determinação da concentração de gases de efeito estufa e de aerossóis, além de afetar o albedo da superfície terrestre (SHIMIZU, 2007).

Porém, o objetivo principal deste trabalho é identificar mudanças climáticas ocorridas em duas componentes do sistema climático, atmosfera e oceanos, e entender a inter-relação da dinâmica desses subsistemas e sua influência na região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) através da análise de campos de anomalias e de séries temporais de variáveis atmosféricas e oceânicas para os períodos de 2011 a 2040, 2041 a 2070 e 2071 a 2100 do cenário A1FI do Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) subtraídos pelo período

de 1971 a 2000 do experimento controle (primeira rodada do experimento 1860-2000). Abaixo estão listadas as variáveis consideradas nas análises:

- Temperatura do ar em superfície;
- Temperatura da superfície do mar;
- Velocidade e direção do vento em superfície;
- Velocidade e direção das correntes marítimas de superfície.

E como objetivo específico, este trabalho relaciona a expansão da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) por meio de sobreposições de campos de pressão atmosférica ao nível do mar para os períodos de 1971 a 2000 do experimento controle e para os períodos de 2011 a 2040, 2041 a 2070 e 2071 a 2100 do cenário A1FI do IPCC com a intensificação da Corrente do Brasil (CB).

Todos os campos atmosféricos e oceânicos do cenário A1FI e do experimento controle utilizados neste trabalho são provenientes do modelo CM2.1 do Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL).



Figura 1.1 – Região da CBM indicada pelo quadrado vermelho no mapa mundi. Fonte: IBGE.

O capítulo 2 apresenta uma breve revisão bibliográfica da literatura, proporcionando algum embasamento teórico sobre o assunto ao englobar o conhecimento da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), Corrente do Brasil (CB), Corrente das Malvinas (CM) e Confluência Brasil-Malvinas (CBM). A metodologia para o estudo em questão consta no capítulo 3, onde há os principais meios de obtenção e tratamento dos dados utilizados. Os resultados obtidos são analisados e expostos graficamente no capítulo 4. Por conseguinte, no capítulo 5 se encontram as conclusões deste trabalho e respectivas considerações finais são descritas.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Alta Subtropical do Atlântico Sul

O clima de grande parte da Bacia do Atlântico Sul é dominado pela Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Esse tipo de sistema de alta pressão pode ser encontrado em outros oceanos além do Oceano Atlântico Sul (ver anexo A.1.) (ASSAD, 2006).

A posição da ASAS varia sazonalmente em latitude e em longitude devido as posições sazonais do Sol em relação à Terra. Durante o verão, o centro da ASAS se encontra em torno de 32°S e 5°O com valores máximos de 1021 hPa. E durante o inverno, o centro da ASAS se intensifica até aproximadamente 1025 hPa e se desloca em volta de 800 km para noroeste até as proximidades de 27°S e 10°O (ASSAD, 2006).

2.2. Bacia do Atlântico Sul

As correntes oceânicas de superfície associadas ao limite norte (próximo do equador) do giro subtropical alcançam aproximadamente 200 m de profundidade, e no limite sul do giro atingem, até 800 m de profundidade. As distintas regiões do giro apresentam diferentes características de temperatura e salinidade (ASSAD, 2006). Esse giro é composto pelas seguintes correntes marítimas superficiais listadas abaixo:

- Corrente Sul Equatorial (CSE);
- Corrente do Brasil (CB);
- Corrente do Atlântico Sul (CAS);
- Corrente de Benguela (CBE).

Outras correntes que participam da dinâmica do giro da Bacia do Atlântico Sul são:

- Corrente Circumpolar Antártica (CCA);
- Corrente das Malvinas (CM);
- Corrente das Agulhas (CA).

Porém, de acordo com o propósito deste trabalho, as próximas seções discutem apenas sobre a Corrente do Brasil, Corrente das Malvinas e sobre a confluência gerada por essas duas correntes, Confluência Brasil-Malvinas, a qual exerce o ponto chave do trabalho em questão.

Na Figura 2.1, há a representação esquemática das correntes oceânicas de superfície da Bacia do Atlântico Sul mencionadas nesta seção.

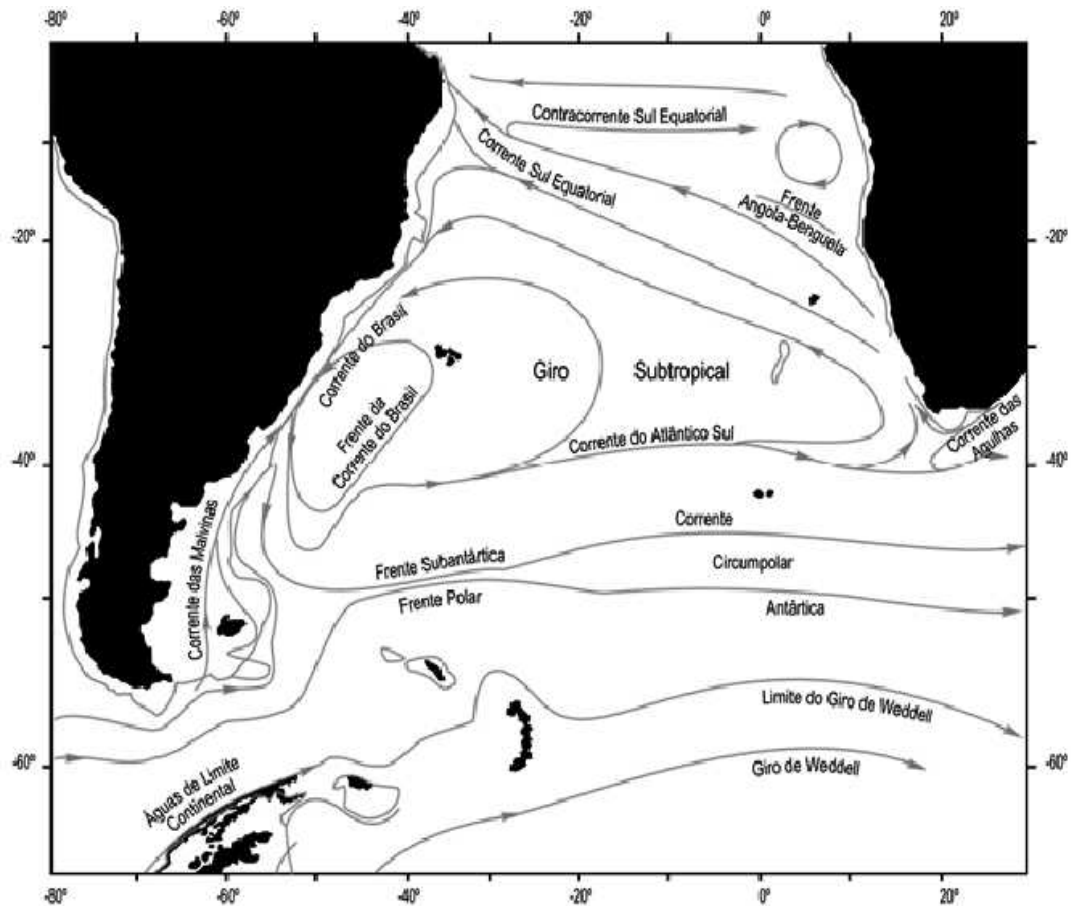


Figura 2.1 – Representação esquemática das correntes oceânicas de superfície da Bacia do Atlântico Sul. Fonte: Adaptação de PETERSON e STRAMMA, 1991 apud SILVEIRA, 2010.

2.2.1. Corrente do Brasil

A Corrente do Brasil flui no sentido sul ao largo de grande parte da costa do Brasil (Figura 2.2), transportando águas quentes e salinas provenientes de baixas latitudes. Durante o

verão austral, ocorre o aumento de transporte dessa corrente oceânica (SOPPA et al., 2011). Adicionalmente, a CB apresenta características mais baroclínicas (FRANCISO, 2007).

As águas quentes transportadas pela CB são denominadas de Água Tropical (AT), entre 18°C e 28°C, e tem valores médios de salinidade entre 35,1 a 36,2 ppm (parte por mil). Em relação a essas características, a Corrente do Golfo (CG) é semelhante à CB exceto em termos de velocidade, pois a velocidade da CB raramente ultrapassa a velocidade de 0,6 m/s. A AT transportada pela CB ocupa os primeiros 200 m de coluna de água na região da quebra da plataforma continental (BRASÍLIA, 2005).

A formação da CB ocorre próxima de 10°S na proximidade do litoral de Pernambuco, onde é alimentada por uma pequena parte da CSE, e se estendendo até aproximadamente entre 35°S e 40°S, ao largo da costa norte da Argentina (BRASÍLIA, 2005; SOUZA, 2000).

A profundidade dessa corrente varia entre 200 m a 800 m, sendo mais rasa na porção norte (próxima do equador) e mais profunda na porção sul. Entre as latitudes de 30°S e 40°S, a CB se distancia da costa sul americana ao encontrar a Corrente das Malvinas. O encontro das águas da CB com as águas da CM é conhecido como Confluência Brasil-Malvinas (CATALDI et al., 2010).

Além disso, a CB é a corrente de contorno oeste associada ao Giro Subtropical do Atlântico Sul. Essa corrente é a mais intensa do Giro Subtropical do Atlântico Sul devido ao fato de as correntes de contorno oeste serem caracterizadas por fluxos intensos, estreitos e bem definidos, fluindo ao largo de margens continentais. Na literatura, a CB é considerada uma corrente fraca quando comparada com, por exemplo, a CG na Bacia do Atlântico Norte (SILVEIRA et al., 2000). O transporte da CB é bem menos intenso que a CG e que as demais correntes de contorno oeste, pois grande parte do transporte da Corrente Sul Equatorial Sul (CSES, ramificação sul da CSE) é desviada para norte, alimentando a Contra Corrente Sul Equatorial (CCSE) e a Corrente Norte do Brasil (CNB, bifurcação da CSE). Entre as latitudes de 10°S e de 20°S, o transporte da CB permanece com pouca intensidade. Entretanto, ao sul de 24°S, a CB intensifica seu transporte. Segundo observações em medições hidrográficas, análises de imagens de satélite e de bóias de deriva, o processo de intensificação da CB, ao sul

de 30°S, parece estar vinculado a uma célula de recirculação anticiclônica (PETERSON e STRAMMA, 1991).

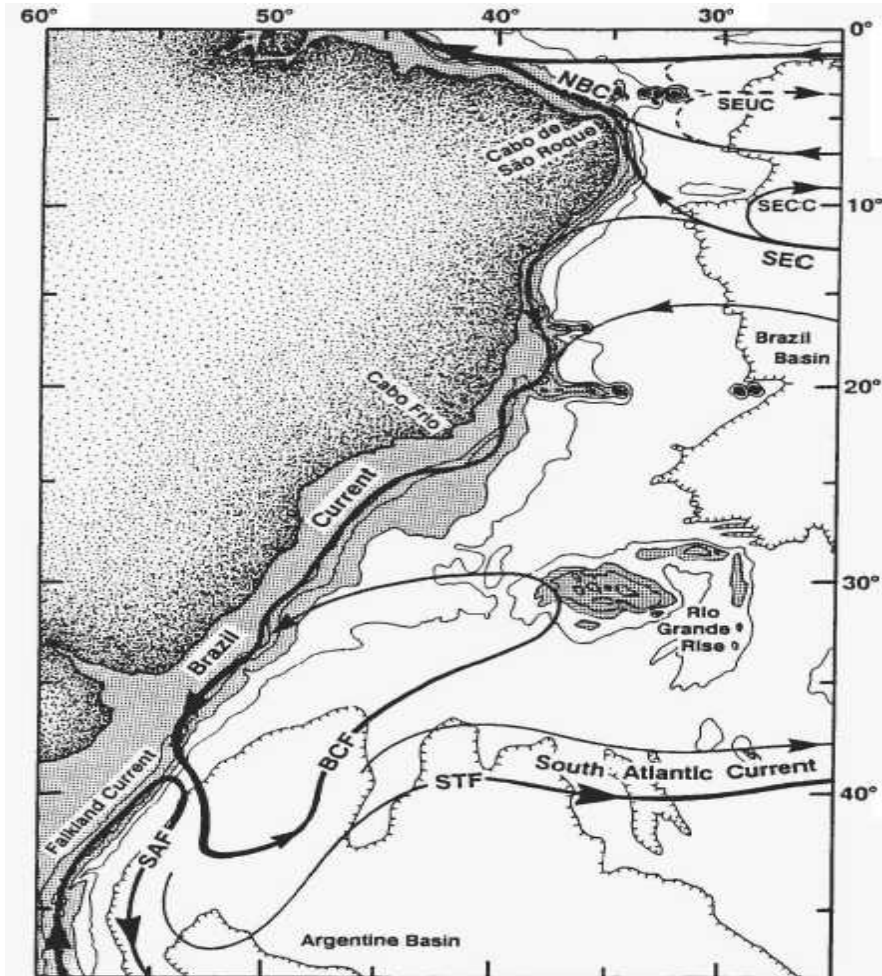


Figura 2.2 – Região abrangida pela Corrente do Brasil na Bacia do Atlântico Sul. Fonte: PETERSON e STRAMMA, 1991.

2.2.2. Corrente das Malvinas

A Corrente das Malvinas ou conhecida também como Corrente das Falklands flui no sentido norte ao largo da costa da Argentina e da costa do extremo sul do Chile até encontrar a CB, próximo ao estuário do Rio da Prata (Figura 2.3), transportando águas frias e menos salinas provenientes de altas latitudes. Durante o inverno austral, ocorre o aumento de transporte dessa corrente oceânica (SOPPA et al., 2011).

As águas frias transportadas pela CM são denominadas de Água Subantártica (ASA) (SOPPA et al., 2011), entre 4°C e 10°C (BRANDINI et al., 2000 apud FRANCISCO, 2007), e tem valores médios de salinidade entre 33,8 a 34,2 ppm (MAUNA et al., 2010; SABATINI et al., 2004).

Diferente da CB que está vinculada ao Giro Subtropical do Atlântico Sul e que apresenta características mais baroclínicas, a CM é formada a partir da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) e apresenta forte dominância barotrópica (FRANCISCO, 2007).

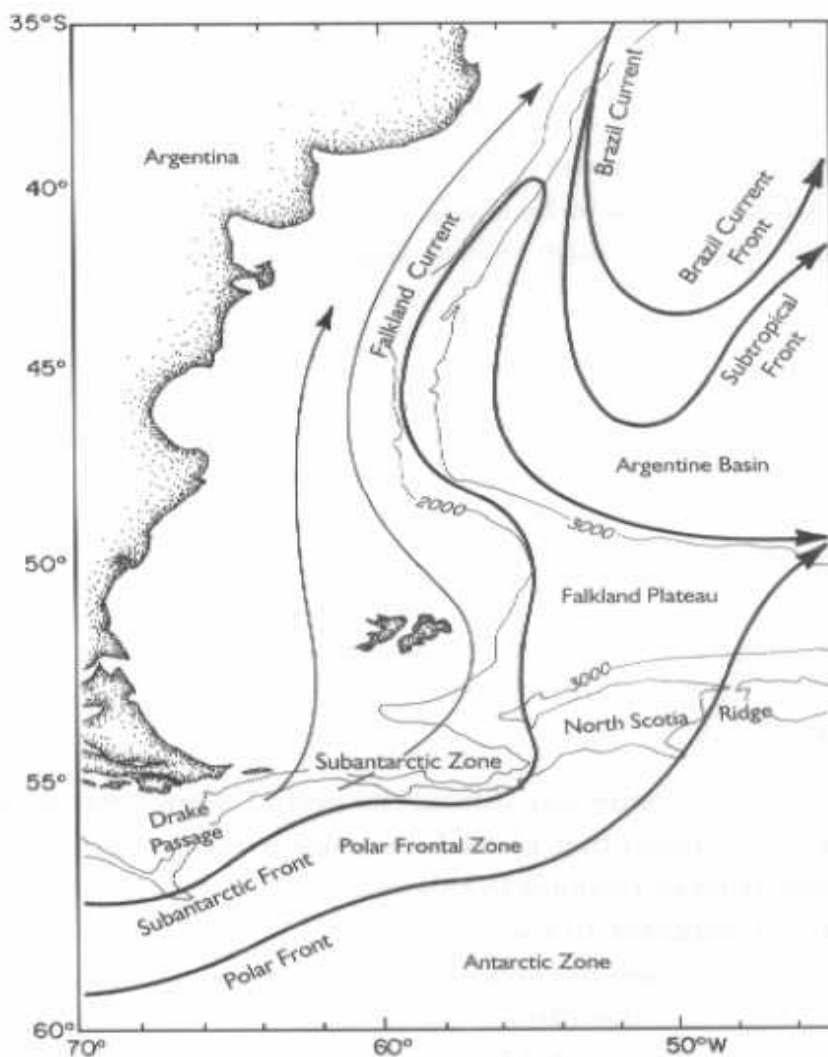


Figura 2.3 – Região abrangida pela Corrente das Malvinas (ou Corrente das Falklands) na Bacia do Atlântico Sul. Fonte: PETERSON e STRAMMA, 1991 apud ASSAD, 2006; PETERSON e STRAMMA, 1991 apud CATALDI, 2010.

2.2.3. Confluência Brasil-Malvinas

A circulação oceânica superficial na região sudoeste da Bacia do Atlântico Sul é assinalada pela Corrente do Brasil (CB), a qual flui no sentido sul ao longo da costa brasileira, e pela Corrente das Malvinas (CM) que flui no sentido norte ao longo da costa argentina (ASSIREU, 2003). O encontro dessas duas correntes marítimas superficiais ocorre entre as latitudes de 30°S e 40°S (ASSAD, 2006; CATALDI et al., 2010), gerando grandes instabilidades de mesoescala (SOPPA et al., 2011). A posição desta região oscila sazonalmente, movendo-se ao norte (aproximadamente 30°S) durante o inverno austral e ao sul (aproximadamente 40°S) durante o verão austral, época em que o transporte associado à CB se encontra intensificado (PICKARD e EMERY, 1990 apud ASSAD, 2006).

A região da CBM é uma das regiões mais dinamicamente ativas dos oceanos do planeta (SOUZA, 2000). Ela é caracterizada por uma intensa frente térmica e salina devido ao transporte de águas quentes e salinas realizado pela CB e ao transporte de águas frias e menos salinas realizado pela CM (ASSAD et al., 2010). A CBM é também a região de formação da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) (SOPPA et al., 2011), a qual possui temperatura inferior a 18°C e mínima de 6°C (FORNARI, 2005), e onde também ocorre a mistura da AT (transportada pela CB) e da ASA (transportada pela CM) (SOPPA et al., 2011).

De acordo com TOKINAGA et al. (2005), a TSM controla a estabilidade próxima da superfície sobre a região da CBM. Além disso, TOKINAGA et al. (2005) mostraram que há uma correlação positiva entre a TSM e a velocidade do vento em superfície. Portanto, segundo PEZZI et al. (2005), anomalias positivas da TSM induziriam alterações na estabilidade estática da Camada Limite Atmosférica Marinha. Nesse caso, o empuxo do ar e a turbulência aumentariam sobre águas mais quentes, reduzindo, assim, o cisalhamento vertical do vento na Camada Limite Atmosférica (CLA), gerando ventos fortes na superfície do mar. Uma situação oposta seria esperada sobre águas mais frias.

3. METODOLOGIA

A metodologia deste trabalho consiste basicamente na análise de resultados obtidos pelo modelo CM2.1 do GFDL para a Bacia do Atlântico Sul (focando-se na região CBM), utilizando o cenário A1FI do IPCC para períodos de 30 anos do século XXI, cujos intervalos são de 2011 a 2040, 2041 a 2070 e 2071 a 2100, e utilizando o experimento controle para o período de 1971 a 2000.

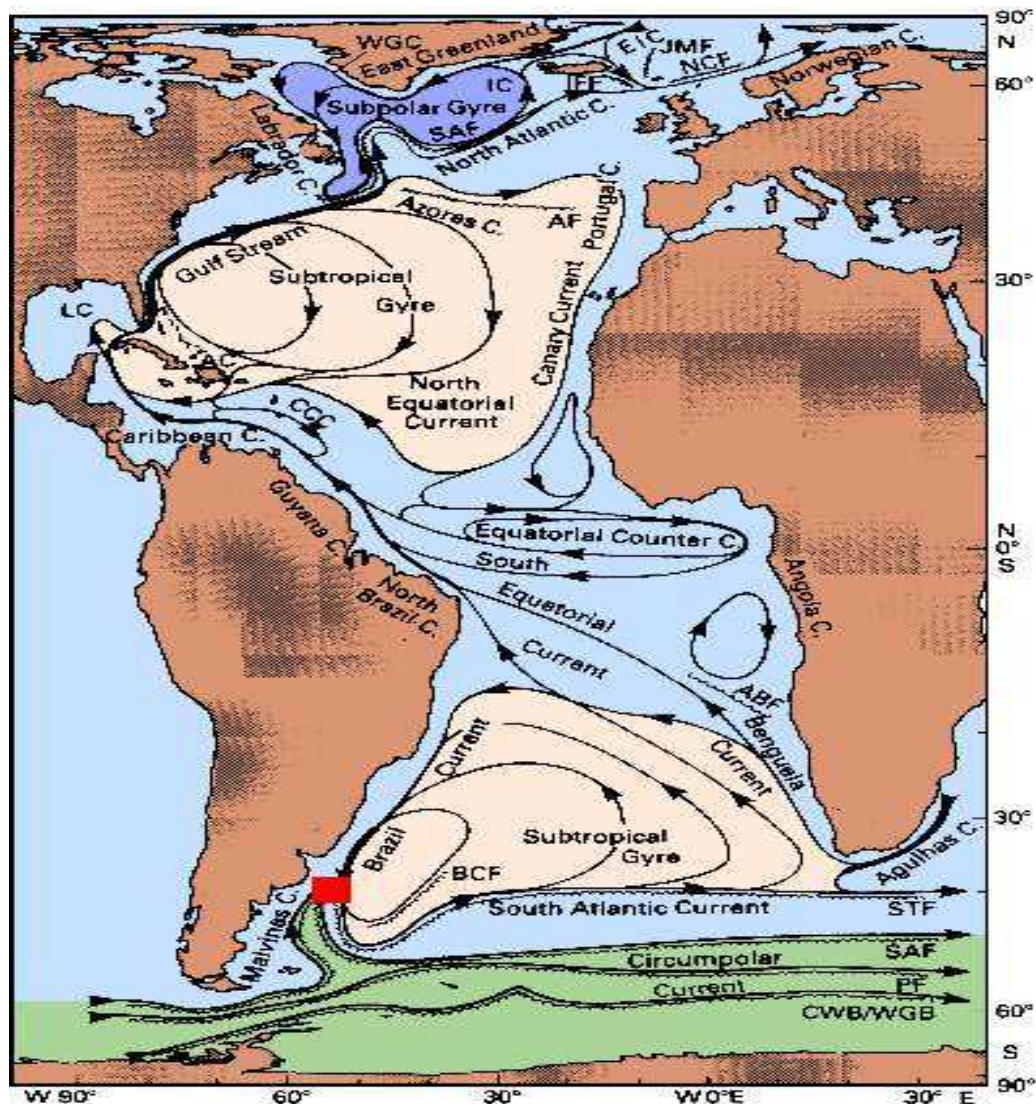


Figura 3.1 – Região da CBM indicada pelo quadrado vermelho no mapa de distribuição espacial das principais correntes oceânicas de superfície na Bacia do Atlântico. Fonte: Adaptação de DUCAN et al., 1982, KRAUSS, 1986, PETERSON e STRAMMA, 1991 apud TOMCZAK e GODFREY, 2003.

Como o objetivo deste trabalho é a identificação de mudanças climáticas ocorridas em variáveis meteorológicas e oceanográficas na Bacia do Atlântico Sul que possam estar relacionadas a alterações na dinâmica oceânica da região da CBM, estabeleceu-se períodos de 30 anos de acordo com a definição de clima da WMO (World Meteorological Organization).

3.1. Área de estudo

Foram estabelecidos alguns pontos geográficos que se concentram na Bacia do Atlântico Sul, com foco principal na região da CBM e secundário na CB. Desse modo, foram confeccionadas séries temporais de 2011 a 2100 do cenário A1FI do IPCC para os pontos citados de variáveis meteorológicas e oceanográficas da Tabela 3.1 e 3.2. Os pontos 1, 2 e 3 representam parte da trajetória da CB e o ponto 4 representa a região da CBM selecionada para as análises. Tal ponto foi selecionado em função da ocorrência de anomalias positivas de TSM.

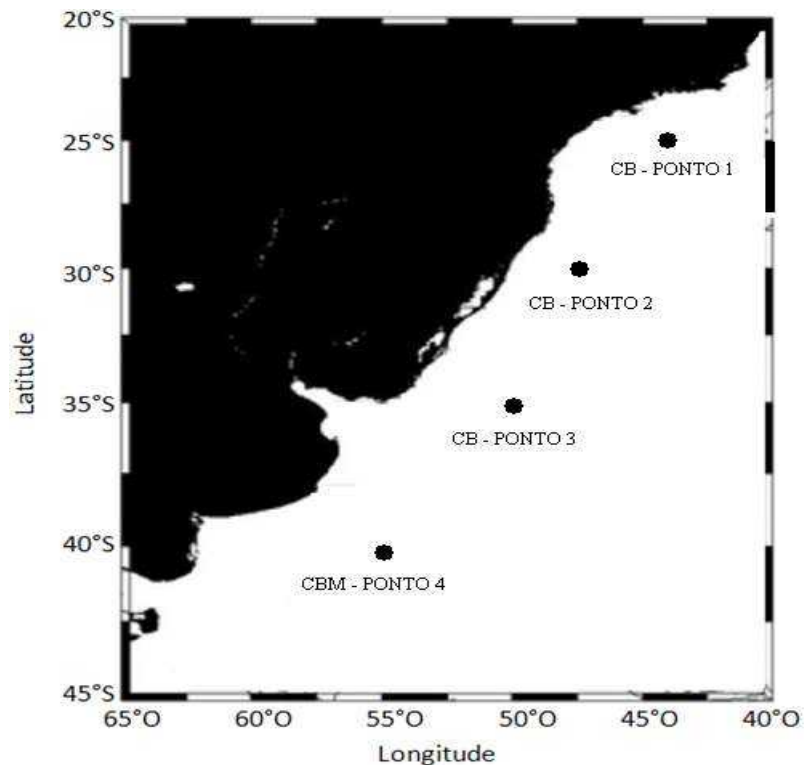


Figura 3.2 – Pontos indicados na Bacia do Atlântico Sul; 25°S e 44°O (CB – PONTO 1), 30°S e 47°O (CB – PONTO 2), e 35°S e 50°O (CB – PONTO 3), representando uma parte da trajetória da CB; 41°S e 55°O (CBM – PONTO 4), representando a região da CBM. Fonte: Adaptado de SOPPA et al., 2011.

As análises das séries temporais dos pontos 1, 2, 3 e 4 para a temperatura do ar em superfície, TSM, componente meridional da velocidade do vento em superfície e componente meridional de velocidade da corrente marítima de superfície foram feitas através de cálculos de regressão linear para se estimar a taxa de variação linear destas variáveis a cada ano. Além disso, foram feitos cálculos de correlação linear nos pontos 1, 2 e 3 entre a componente meridional de velocidade do vento em superfície e componente meridional de velocidade da corrente marítima de superfície para se estimar o nível de dependência entre essas variáveis.

PONTO	NOME	LATITUDE	LONGITUDE
1	CB – PONTO 1	25°S	44°O
2	CB – PONTO 2	30°S	47°O
3	CB – PONTO 3	35°S	50°O
4	CBM – PONTO 4	41°S	55°O

Tabela 3.1 – Área de estudo para a temperatura do ar em superfície e da temperatura da superfície do mar. Fonte: Adaptado de SOPPA et al., 2011.

PONTO	NOME	LATITUDE	LONGITUDE
1	CB – PONTO 1	25°S	44°O
2	CB – PONTO 2	30°S	47°O
3	CB – PONTO 3	35°S	50°O

Tabela 3.2 – Área de estudo para a direção e velocidade do vento em superfície e da corrente marítima de superfície. Fonte: Adaptado de SOPPA et al., 2011.

3.2. Software de visualização gráfica Ferret

Para a verificação das informações mencionadas acima foi utilizado o software de visualização gráfica Ferret, o qual atende as necessidades de oceanógrafos e meteorologistas por analisar grandes e complexos conjuntos de dados em grade. O software Ferret se encontra disponível no sítio <http://ferret.pmel.noaa.gov/Ferret/home>. Este software foi desenvolvido pela TMAP (Thermal Modeling and Analysis Project), projeto da NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), na PMEL (Pacific Marine Environmental Laboratory) em Seattle para analisar as saídas de seus modelos oceânicos numéricos (Ferret, 2011).

O programa Ferret opera na maioria dos sistemas Unix e no Windows XP/NT/9x, usando o X Windows System. E oferece um tipo de aproximação matemática, onde novas variáveis podem ser definidas como expressões matemáticas. Além disso, o programa possui um manejo de memória para cálculos extensos e processamento simétrico nas quatro dimensões (Ferret, 2011).

3.3. Campos utilizados

Os campos das variáveis atmosféricas e oceânicas do modelo CM2.1 do GFDL que serviram como base para a realização deste trabalho se encontram disponíveis no sítio <http://www.gfdl.noaa.gov/>.

Com respeito aos campos anuais do modelo CM2.1 para o cenário A1FI do IPCC e para o experimento controle, foi examinado o comportamento das seguintes variáveis atmosféricas e oceânicas com suas respectivas unidades originais:

- Temperatura do ar em superfície (K);
- Temperatura da superfície do mar (K);
- Pressão atmosférica ao nível do mar (Pa);
- Vento em superfície (m/s);
- Correntes marítimas de superfície (m/s).

Todos os campos do modelo CM2.1, utilizados neste trabalho, estão na forma de séries temporais e de matrizes bidimensionais, exceto as correntes marítimas que estão sob a forma de matrizes tridimensionais. As variáveis utilizadas nesse trabalho estão discretizadas segundo uma grade numérica do tipo tripolar (MURRAY, 1996 apud ASSAD, 2006). A grade tripolar é composta por uma coordenada esférica tradicional ao sul do círculo de latitude 65°N. Esta parte da grade tem um único pólo sobre a Antártida, porém na região do Ártico estão situados dois pólos sobre a terra (A Technical Guide to MOM4: GFDL Ocean Group Technical Report No. 5, 2008), onde um desses pólos se encontra sobre o Canadá e o outro sobre a Sibéria (GRIFFIES et al., 2005). Esse tipo grade numérica evita problemas numéricos e físicos associados à singularidade da coordenada esférica presente no pólo norte

geográfico (A Technical Guide to MOM4: GFDL Ocean Group Technical Report No. 5, 2008).

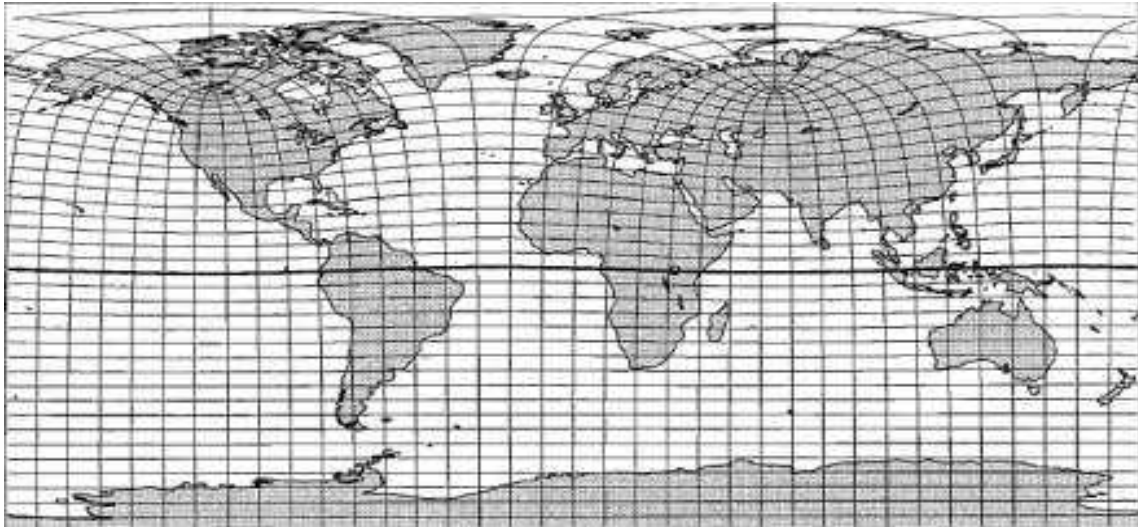


Figura 3.3 – Grade tripolar. Fonte: MURRAY, 1996 apud ASSAD, 2006.

3.4. Modelo CM2.1

3.4.1. Descrição geral

O modelo CM2.1 é um modelo climático global acoplado e é um modelo do tipo ponto de grade. Ele pertence à família de modelos climáticos do GFDL (a família CM2.x), o qual é administrado pela NOAA. Este modelo, por pertencer à família CM2.x, é aplicado a tópicos que se focam a questões de escala de tempo decadal a centenário (incluindo experimentos controles de multi-séculos e projeções de mudanças climáticas), assim como problemas sazonais a inter-anuais, como, por exemplo, o El Niño (MKHANDI et al., 2008).

Em relação à distribuição do tipo de cobertura terrestre, o modelo CM2.1 possui uma classificação de 10 tipos de vegetação ou de tipos de superfície terrestre. Assim, esta classificação abrange, por exemplo, pastagens, agricultura, tundra, gelo glacial, deserto, floresta mista entre outros (DELWORTH et al., 2006). Porém, o modelo CM2.1 não possui vegetação dinâmica (HELD et al., 2010), ou seja, não simula mudanças na vegetação.

Além disso, o modelo CM2.1 do GFDL é um dos modelos climáticos usados no AR4 (Fourth Assessment Report) do IPCC, junto com modelos desenvolvidos, por exemplo, pela

NASA (National Aeronautics and Space Administration), pelo Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met Office e pelo NCAR (National Center for Atmospheric Research) (IPCC, 2011).

Segundo a Tabela 3.3, o modelo CM2.1 do GFDL é o modelo de circulação global que possui maior resolução espacial horizontal e vertical tanto na atmosfera quanto nos oceanos em relação aos outros modelos indicados. Porém, é o único modelo indicado pela Tabela 3.3 que não possui um fluxo de correção.

GCM	CGCM1	CGCM2	HadCM2	ECHAM4	CCSR90	CSIROMk2b	GFDL-R15	GFDL-CM2.1
GCM Type	Spectral T32	Spectral T32	Finite Grid	Spectral T42	Spectral T21	Spectral R21	Spectral R15	Finite Grid
<u>AGCM</u> Resolution *lat*lon g	3.75x3.75	3.75x3.75	2.5x3.75	2.8x2.8	5.6x5.6	3.2x5.6	4.5x7.5	2x2.5
<u>AGCM</u> Number of vertical levels	10	10	10	19	20	9	9	24
<u>Global grid</u> number of lat*long boxes	48x96	48x96	73x96	128x64	64x32	64x54	48x40	90x144
<u>OGCM</u> Resolution *lat*lon g	1.8x1.8	1.8x1.8	2.5x3.75	2.8x2.8	2.8x2.8	3.2x5.6	4.5x3.7	1x1
<u>OGCM</u> Number of vertical levels	29	29	20	11	17	21	12	50
Flux correction	Yes		Yes	Yes	Yes	Yes	Yes	No

Tabela 3.3 – Características do modelo global CM2.1 do GFDL em comparação com outros modelos GCM (General Circulation Model). Fonte: MKHANDI et al., 2008.

3.4.2. Estrutura

Esse modelo climático, CM2.1, consiste de uma estrutura de quatro modelos componentes, ou seja, atmosfera, terra, oceano e gelo marinho. Um acoplador calcula e passa os fluxos entre os modelos componentes e, além disso, este mesmo faz todo o regradeamento necessário para que cada modelo componente receba entradas e saídas de suprimentos na sua própria grade (MKHANDI et al., 2008). Não há correção de fluxo no modelo CM2.1 (DELWORTH et al., 2006).

Nas seções seguintes, encontra-se a descrição de cada modelo componente do modelo climático CM2.1 do GFDL.

3.4.2.1. Modelo componente atmosfera (AM2.1)

O modelo atmosférico AM2.1, o qual pertence à família de modelos da componente atmosfera AM2, possui uma resolução horizontal de 2° de latitude por 2,5° de longitude. Além disso, o modelo atmosférico usa um passo de tempo de 3 horas para a radiação atmosférica e um passo de tempo de meia hora para outras físicas atmosféricas e inclui um ciclo diurno de insolação (DELWORTH et al., 2006).

Em relação à coordenada vertical, o modelo AM2.1 usa a coordenada híbrida sigma-pressão. Acima de 250 hPa, as superfícies de sigma próximas da superfície inferior do modelo continuamente se transformam em superfícies de pressão. O modelo tem 24 níveis na vertical, onde o menor nível na vertical do modelo está em torno de 30 m acima da superfície terrestre. Há nove níveis na parte mais baixa da altura de 1,5 km, que se encontra acima da superfície inferior do modelo; essa resolução relativamente fina é necessária para o regime de turbulência da CLA. Acima dessa altura, a resolução é mais grosseira com aproximadamente 2 km de resolução na troposfera superior. Cinco níveis estão na estratosfera, com o topo em cerca de 3 hPa (ANDERSON et al., 2004).

O modelo AM2.1 utiliza grades do tipo C e D de Arakawa para dinâmicas atmosféricas. Ademais, o núcleo dinâmico do modelo AM2.1 usa o método Volume Finito (FV) (DELWORTH et al., 2006).

3.4.2.2. Modelo componente terra (LM2.1)

O modelo componente terra, LM2.1, do modelo climático CM2.1 pertence à família de modelos da componente terra LM2. As formulações e parametrizações da família de modelos da componente terra, LM2, baseiam-se no modelo LaD (Land Dynamics) (ANDERSON et al., 2004).

A mesma grade utilizada pelo modelo componente atmosfera, AM2.1, também é utilizada pelo modelo LM2.1 (STOUFFER et al., 2006). Assim como o modelo atmosférico AM2.1, o modelo LM2.1 também possui uma resolução horizontal de 2° de latitude por 2,5° de longitude (MKHANDI et al., 2008), porém possui 18 níveis verticais para armazenamento de calor, permitindo a simulação dos ciclos diurnos e sazonais (STOUFFER et al., 2006). Assim, a energia é armazenada como calor sensível nas 18 camadas de solo e a energia é armazenada também como calor latente de fusão na camada de neve e em todas as camadas do solo, exceto no topo da camada (ANDERSON et al., 2004).

Este modelo, LM2.1, possui três reservatórios de água. O primeiro reservatório de água se refere à camada de neve na superfície do solo (ANDERSON et al., 2004); o segundo se encontra na zona das raízes da vegetação, onde a profundidade varia de acordo com as distribuições da vegetação e do solo; e o terceiro se encontra abaixo da zona das raízes da vegetação, este simula o armazenamento de águas subterrâneas (STOUFFER et al., 2006).

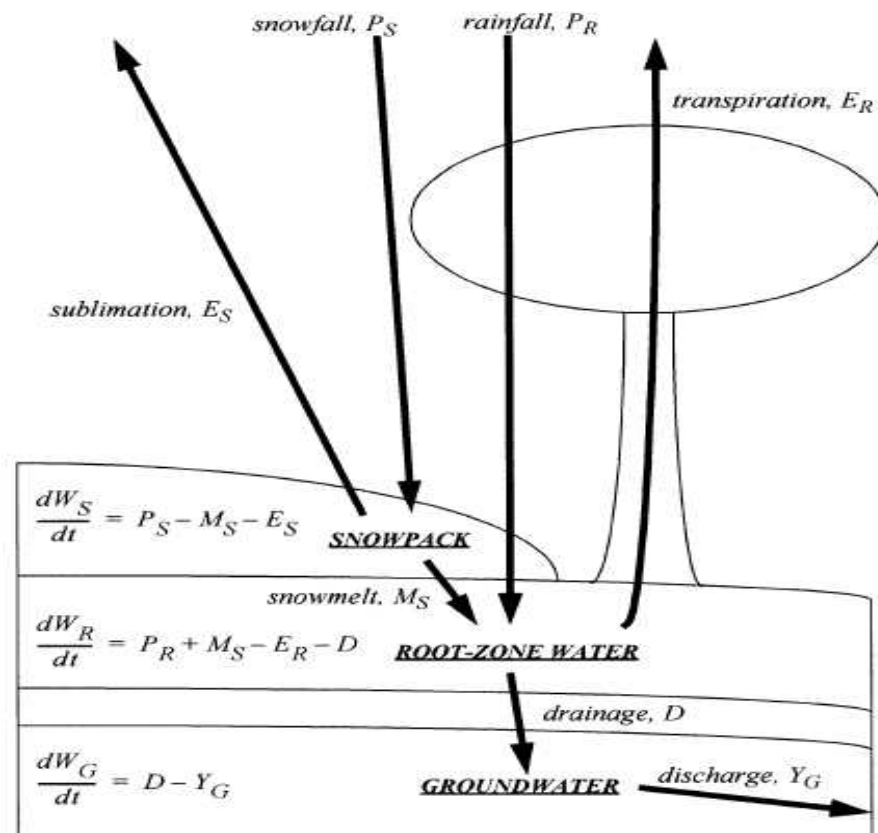


Figura 3.4 – Fluxos e armazenamentos de água no modelo LaD. Fonte: MILLY e SHMAKIN, 2002.

O modelo LM2.1 considera a influência de escoamentos fluviais que fluem sobre a bacia de drenagem do modelo para a foz do rio, onde a água doce é injetada para dentro do modelo oceânico, ou seja, para dentro do modelo OM3.1 (MKHANDI et al., 2008).

3.4.2.3. Modelo componente oceano (OM3.1)

O modelo componente oceano, OM3.1, do modelo climático CM2.1 pertence à família de modelos da componente oceano OM3. Diferente do modelo AM2.1, o modelo OM3.1 utiliza grade do tipo B de Arakawa. A resolução espacial horizontal desse modelo é de 1° por latitude e 1° por longitude, com resolução meridional equatorial de 30° se tornando progressivamente mais fina, de tal forma que a resolução meridional é de $1/3^\circ$ no equador. Há 50 níveis verticais no oceano com 22 níveis de 10 m de espessura até a profundidade 220 m (DELWORTH et al., 2006). Abaixo desta profundidade, a espessura da caixa de grade aumenta gradualmente para um valor de 366,6 m nas partes mais profundas do oceano, com uma profundidade máxima de 5.500 m (GNANADESIKAN et al., 2006).

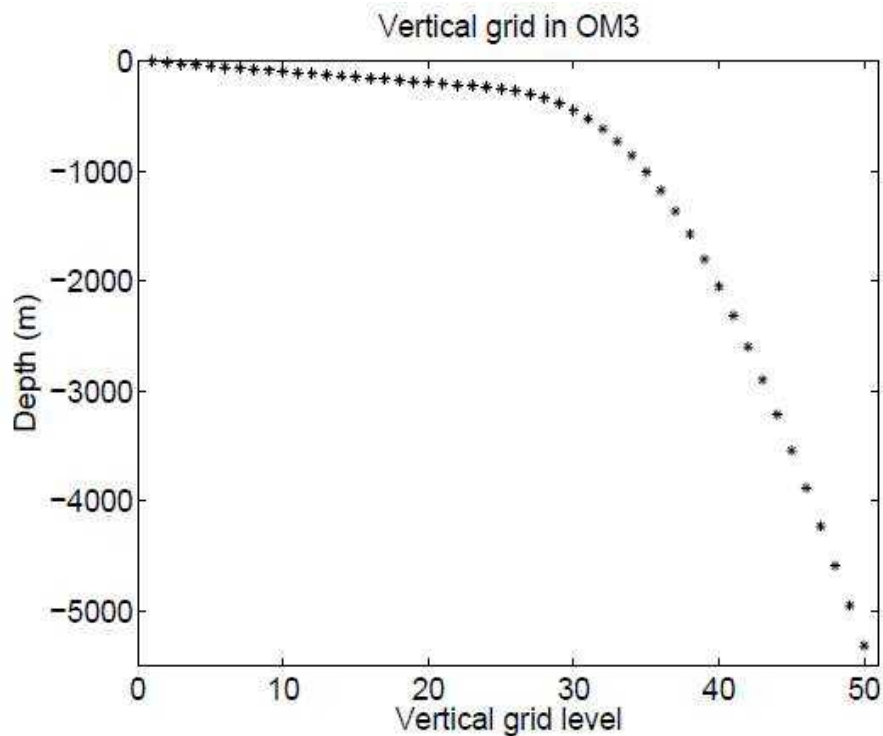


Figura 3.5 – Existe um total de 50 níveis de grade na vertical, onde o ponto de grade mais profundo se encontra em 5.500 m. Fonte: GRIFFIES et al., 2005.

As formulações e parametrizações físicas do modelo OM3.1 se baseiam do modelo MOM (DELWORTH et al., 2006), o qual foi desenvolvido no intuito de ser usado como uma ferramenta numérica para o estudo da circulação oceânica em várias escalas espaciais e temporais. Além disso, este modelo oceânico utiliza uma versão de equações primitivas oceânicas escritas em diferenças finitas, onde essas equações governam grande parte da circulação oceânica de escala planetária (ASSAD, 2006).

3.4.2.4. Modelo componente gelo marinho (SIS)

O modelo componente gelo marinho, SIS, do modelo climático CM2.1 é um modelo dinâmico com cinco categorias de espessura de gelo e com três camadas verticais; uma camada de neve e duas camadas de gelo, onde elas são igualmente espaçadas. A camada de neve não tem capacidade para o calor sensível e nem para o calor latente, porém as duas camadas de gelo têm capacidade para o calor sensível e a camada superior de gelo tem capacidade para o calor latente (DELWORTH et al., 2006).

3.5. Experimento controle

A primeira rodada do experimento 1860-2000 do modelo CM2.1 será considerada, no presente trabalho, como experimento controle, a qual será utilizada juntamente com os campos prognósticos do cenário AIFI para a estimativa de campos de anomalias.

As condições iniciais deste experimento foram tomadas a partir de 1 de janeiro do ano 1 do experimento controle 1860 do modelo CM2.1 (CM2.1U_Control-1860_D4). Muitos agentes forçantes variaram durante os 140 anos do experimento 1860-2000 (CM2.1U-D4_1860-2000-AllForc_H1) de uma forma baseada em observações e reconstruções do século 20 e do final do século 19. Os agentes forçantes que variam durante os 140 anos foram CO₂, CH₄, N₂O, O₃ troposférico e estratosférico, sulfatos troposféricos antropogênicos, carbono orgânico e negro, aerossóis vulcânicos, irradiância solar, e a distribuição dos tipos de cobertura da terra (GFDL, 2006).

A integração do experimento controle 1860 possui desequilíbrios radiativos líquidos muito menores em relação ao experimento controle 1990, tornando-o mais desejável como

simulação de controle para experimentos de mudanças climáticas. Com relação ao tempo da integração computacional do experimento controle 1860 do modelo CM2.1, esta foi executada por mais de 1000 anos (DELWORTH et al., 2006).

Os valores específicos usados para os gases de efeito estufa e para a irradiância solar no experimento controle 1860, o qual serviu como base para as condições iniciais da primeira rodada do experimento 1860-2000 utilizado neste trabalho, são listados na Tabela 3.4.

	Experimento controle 1860	Experimento controle 1990
Irradiância solar	1364.67 Wm⁻²	1366.86 Wm⁻²
CO₂	285.98 ppmv^a	352.72 ppmv
CH₄	804.9 ppbv^b	1688.625 ppbv
F11	0 pptv^c	259 pptv
F12	0 pptv	466.375 pptv
F22	0 pptv	89.25 pptv
F113	0 pptv	71.375 pptv
N₂O	275 ppbv	308.45 ppbv
Cobertura terrestre	Distribuição de 1860	Distribuição de 1990

Observações:
^aParte por milhão por volume
^bParte por bilhão por volume
^cParte por trilhão por volume

Tabela 3.4 – Parâmetros da entrada do modelo relacionados à forçante radiativa para as integrações dos experimentos controles 1860 e 1990. Fonte: Adaptado do DELWORTH et al., 2006.

3.6. Cenário A1FI do IPCC

O IPCC possui quatro cenários de emissões provenientes do SRES (Special Report on Emission Scenarios), os quais são os cenários A1, A2, B1 e B2. Entretanto, este trabalho se enfoca apenas no cenário A1FI pertencente à família de cenários A1.

A família de cenários A1 descreve um mundo de crescimento econômico muito veloz com rápida introdução de tecnologias novas e mais eficientes, onde a população global atinge um pico em meados do ano de 2050 do século XXI e declina em seguida. As principais

questões subjacentes são a convergência entre as regiões, a capacitação e o aumento das interações culturais e sociais, com uma redução substancial das diferenças regionais na renda per capita. A família de cenários A1 se desdobra em três grupos que descrevem direções alternativas da mudança tecnológica no sistema energético. Os três grupos A1 distinguem-se por sua ênfase tecnológica:

- A1FI: Uso intensivo de combustíveis fósseis;
- A1T: Fontes energéticas não-fósseis;
- A1B: Um equilíbrio entre todas as fontes, onde o equilíbrio é definido não como dependente de uma determinada fonte de energia, supondo-se que taxas similares de aperfeiçoamento apliquem-se a todas as tecnologias de oferta de energia e uso final (IPCC, 2007).

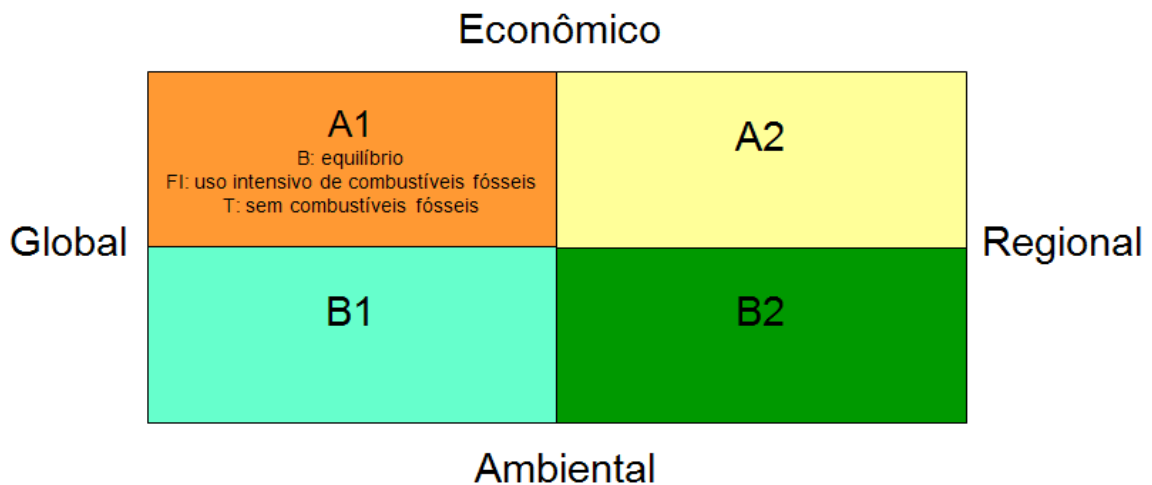


Figura 3.6 – Representação esquemática da família de cenários do SRES do IPCC. Fonte: Adaptado de MKHANDI et al., 2008.

O cenário A1FI do IPCC foi escolhido para a finalidade deste trabalho devido ao crescimento acelerado das emissões de CO₂ de combustíveis fósseis, que desde 2000 foi causado principalmente por taxas de crescimento rápido nos países em desenvolvimento (especialmente China), em parte devido ao aumento do comércio internacional de bens, e pela desaceleração das melhorias anterior no CO₂ intensidade da economia global. Dados preliminares sugerem que as emissões totais de CO₂ caíram em 2009, mas este é um efeito temporário resultante da recessão global e nenhum sinal da transformação necessária para estabilizar os gases de efeito estufa na atmosfera (The Copenhagen Diagnosis, 2009).

Conforme a Figura 3.7 abaixo, nos últimos quatro anos a curva de observações (linha preta com bolinhas) de emissões de dióxido de carbono tem acompanhado a curva de emissões de dióxido de carbono do cenário A1FI do IPCC (linha vermelha).

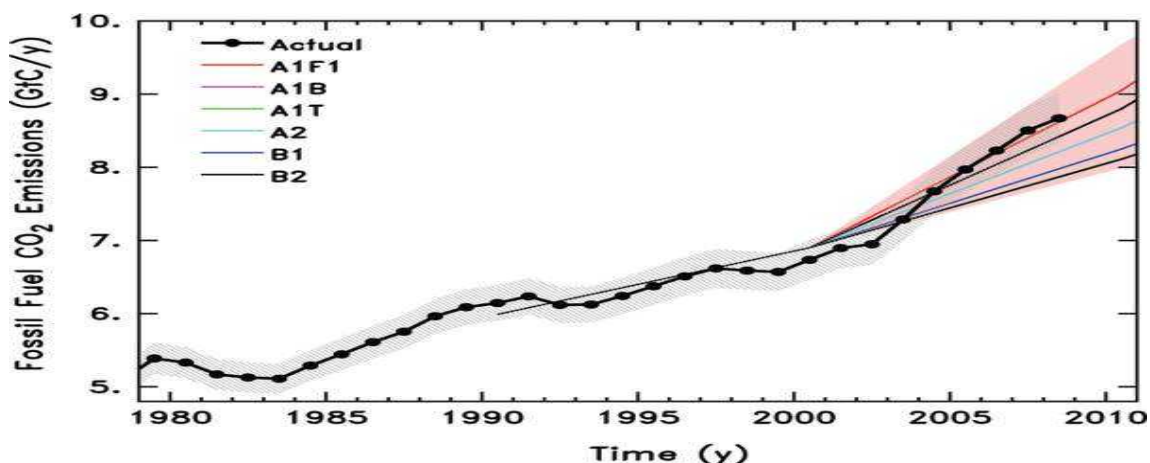


Figura 3.7 – Relação entre observações de emissões de CO₂ em gigatoneladas por ano observadas e emissões de CO₂ em gigatoneladas por ano para os seis cenários futuros do IPCC. Fonte: The Copenhagen Diagnosis, 2009.

A Figura 3.8 mostra a projeção da temperatura média global do século XXI para os cenários A1FI, A2 e B1 do IPCC. Segundo esta figura, os maiores aumentos de temperatura do ar ocorrem no cenário A1FI.

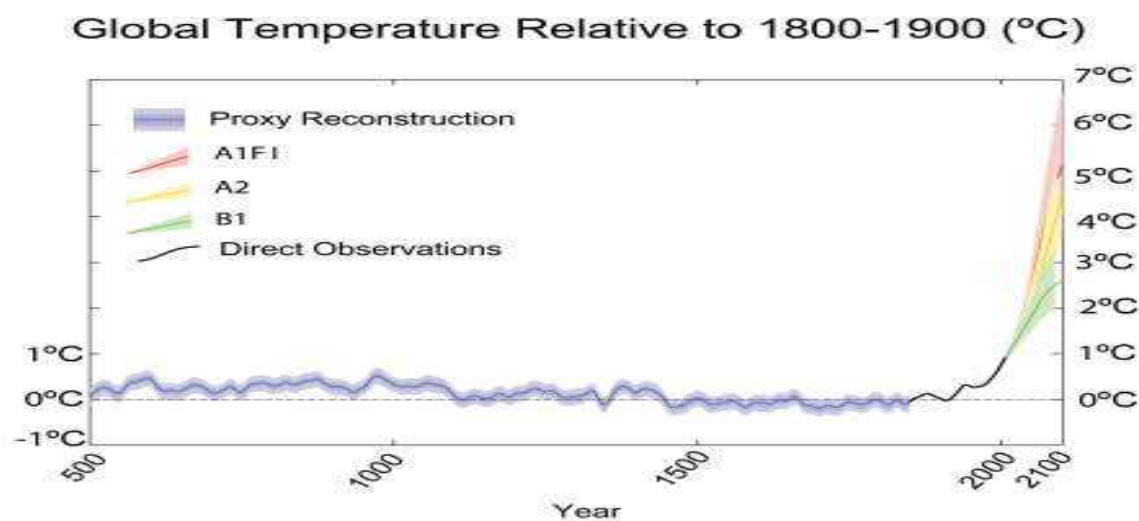


Figura 3.8 – Reconstrução da temperatura média global relativa aos anos de 1800 a 1900 e projeção da temperatura média global para os cenários A1FI, A2 e B1 do IPCC. Fonte: The Copenhagen Diagnosis, 2009.

De todos os cenários de mudanças climáticas do SRES do IPCC, conforme pode ser observado na Tabela 3.3, o cenário A1FI apresenta os maiores valores de mudanças na temperatura do ar e os maiores valores de aumento do nível do mar.

Caso	Mudança de Temperatura (°C em 2090-2099 relativa a 1980-1999) ^a		Elevação do Nível do Mar (m em 2090-2099 relativa a 1980-1999)	
	Melhor estimativa	Faixa provável	Faixa com base em modelo, excluindo-se as futuras mudanças dinâmicas rápidas no fluxo de gelo	
Concentrações constantes do ano de 2000 ^b	0,6	0,3 - 0,9	Não disponível	
Cenário B1	1,8	1,1 - 2,9	0,18 - 0,38	
Cenário A1T	2,4	1,4 - 3,8	0,20 - 0,45	
Cenário B2	2,4	1,4 - 3,8	0,20 - 0,43	
Cenário A1B	2,8	1,7 - 4,4	0,21 - 0,48	
Cenário A2	3,4	2,0 - 5,4	0,23 - 0,51	
Cenário A1FI	4,0	2,4 - 6,4	0,26 - 0,59	

Observações:

^a Essas estimativas são avaliadas a partir de uma hierarquia de modelos que abrangem um modelo climático simples, vários EMICs (Earth System Models of Intermediate Complexity) e um grande número de AOGCMs (Atmosphere-Ocean General Circulation Models).

^b A composição constante do ano 2000 é derivada apenas a partir dos AOGCMs.

Tabela 3.5 – Projeção do aquecimento médio global da superfície e da elevação do nível do mar no final do século XXI. Fonte: Adaptado do IPCC, 2007.

Portanto, o cenário A1FI se constitui o cenário de mudanças climáticas do IPCC mais pessimista de todos.

3.7. Cálculos

Nas seções abaixo, encontram-se as conversões de unidades, médias de 30 anos e anomalias de 30 anos, as quais foram realizadas através do software Ferret. E nas seções

3.7.4. e 3.7.5., os cálculos de regressão linear e de correlação linear foram confeccionados através do programa Microsoft Office Excel 2007.

3.7.1. Conversão de unidades

A unidade dos campos da TSM e grande parte das unidades dos campos das variáveis atmosféricas, exceto a velocidade do vento, do modelo CM2.1 do GFDL foi convertida para outras unidades.

A unidade dos campos de temperatura do ar em superfície e da TSM do modelo CM2.1 do GFDL é dada em Kelvin. Por isso, foi feita a conversão de unidade de Kelvin para Celsius segundo a equação 1:

$$(\text{dado em Celsius}) = (\text{dado em Kelvin}) - 273,15 \quad (1)$$

No caso da pressão atmosférica ao nível do mar, as unidades dos campos foram convertidas de Pascal para hecto Pascal a fim de facilitar a visualização gráfica segundo a equação 2:

$$(\text{dado em hecto Pascal}) = (\text{dado em Pascal}) / 100 \quad (2)$$

3.7.2. Médias de 30 anos

Todos os campos do GFDL utilizados neste trabalho são anuais. Desta forma, foram feitas médias de 30 anos para cada variável atmosférica e oceânica através de médias aritméticas simples para os três períodos de 30 anos do século XXI do cenário A1FI e para o período de 1971 a 2000 do experimento controle de acordo com a equação 3:

$$[(\text{campo do ano 1}) + (\text{campo do ano 2}) + (\text{campo do ano 3}) + \dots + (\text{campo do ano 30})] / 30 \quad (3)$$

3.7.3. Anomalias de 30 anos

Após o cálculo de médias de 30 anos, foram calculadas anomalias para todas as variáveis atmosféricas e oceânicas em relação ao experimento controle, exceto para a variável atmosférica pressão atmosférica ao nível do mar. Assim, através dos cálculos de anomalias, foi possível determinar o quanto as variáveis atmosféricas e oceânicas do cenário A1FI para os períodos de 2011 a 2040, 2041 a 2070 e 2071 a 2100 divergem em relação ao último período de 30 anos do século XX, 1971 a 2000, do experimento controle segundo a equação 4:

$$(\text{média de 30 anos do cenário A1FI}) - (\text{média de 30 anos do experimento controle}) \quad (4)$$

3.7.4. Regressão linear

Para as séries temporais do período de 2011 a 2100 das variáveis atmosféricas e oceânicas do cenário A1FI utilizadas neste trabalho, exceto a pressão atmosférica ao nível do mar, foram calculadas regressões lineares. Dessa forma, buscou-se obter a taxa de variação da propriedade analisada. Para isso, foram escolhidos pontos geográficos que se localizam sobre o escoamento médio da CB e na região da CBM (ver seção 3.1.).

3.7.5. Correlação linear

Foram calculadas correlações lineares entre a componente meridional de velocidade do vento em superfície e a componente meridional de velocidade da corrente marítima de superfície (CB) do cenário A1FI a partir de séries temporais de 2011 a 2100 para pontos geográficos listados na seção 3.1. Desse modo, buscou-se obter o coeficiente de correlação para estimar o nível de dependência linear entre as variáveis mencionadas através da equação 5:

$$\rho_{X,Y} = \frac{\text{cov}(X, Y)}{\sigma_X \sigma_Y} \quad (5)$$

Onde:

$\rho_{X,Y}$ é o coeficiente de correlação linear entre o vento em superfície e a CB (X,Y);

$\text{cov}(X, Y)$ é a covariância entre o vento em superfície e a CB (X,Y);

$\sigma_X\sigma_Y$ é o desvio padrão do vento em superfície e da CB (X,Y).

4. RESULTADOS

Nesse capítulo são apresentadas as análises dos campos das variáveis atmosféricas e oceânicas listadas na seção 3.3 com as unidades devidamente convertidas. De acordo com o objetivo deste trabalho, o foco principal e secundário está nas mudanças climáticas ocorridas nas variáveis atmosféricas e oceânicas para a região da CBM e da CB respectivamente.

4.1. Análise da temperatura do ar em superfície

4.1.1. Experimento controle

Observa-se, na Figura 4.1, a média de 30 anos (período de 1971 a 2000) da temperatura do ar em superfície para a Bacia do Atlântico Sul. No início da trajetória da CB, entre as latitudes de 10°S e 15°S da costa brasileira (BRASÍLIA, 2005; SOUZA, 2000), notam-se valores de temperatura do ar em torno de 22°C a 26°C. Nas latitudes entre 15°S e 30°S da costa brasileira, observam-se valores de temperatura aproximadamente de 18°C a 26°C. Entre as latitudes de 30°S e 35°S, a temperatura do ar em superfície é por volta de 18°C a 22°C. E sobre a região da CBM e proximidades, observam-se 10°C a 16°C de temperatura do ar em superfície. Além disso, nota-se que a distribuição dos valores de temperatura do ar em superfície ao longo do largo da costa africana e sul americana, indicam a presença de um sistema atmosférico com sentido anticiclônico sobre a Bacia do Atlântico Sul, ou seja, a ASAS.

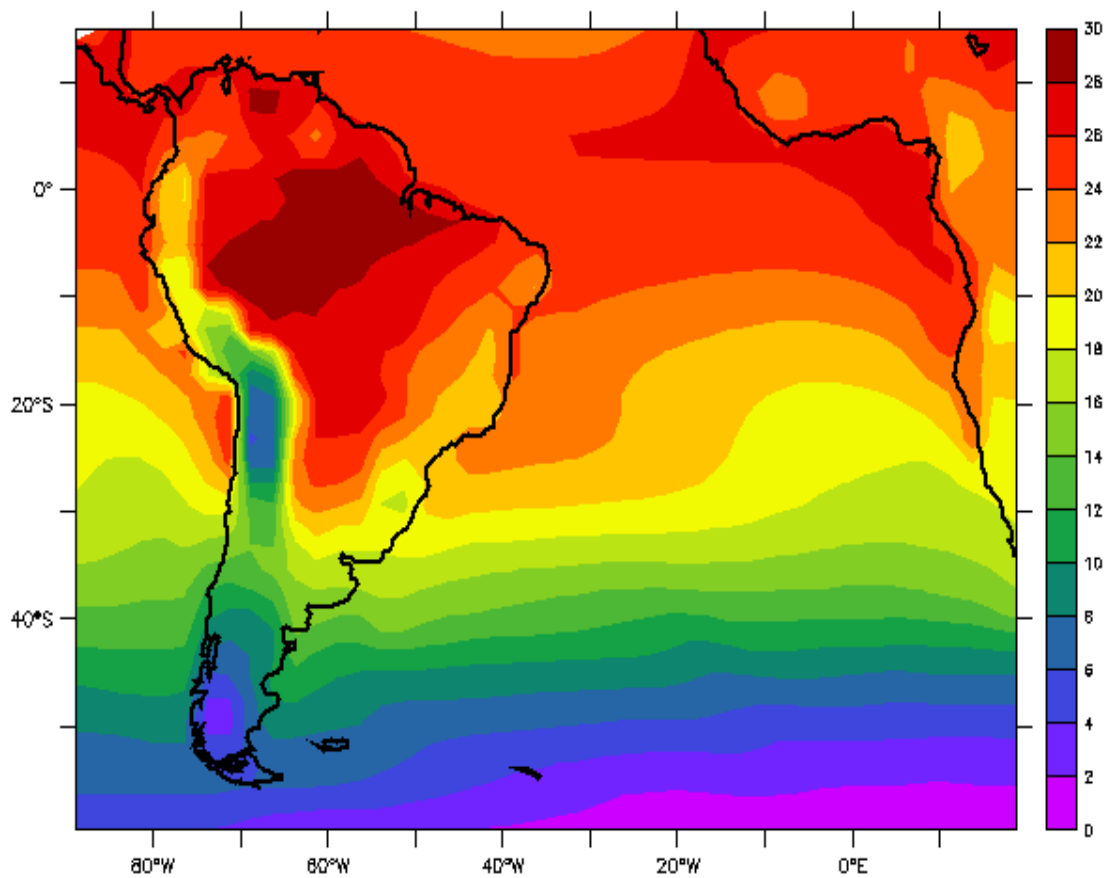


Figura 4.1 – Temperatura do ar em superfície (°C) para o período de 1971 a 2000. Fonte: GFDL.

4.1.2. Campo de anomalia

Do período de 2011 a 2040 (cenário A1FI) em comparação com o período de 1971 a 2000 (experimento controle), ocorre, de forma geral, um aumento de temperatura do ar em superfície por volta de 0,5 °C a 1°C sobre grande parte da Bacia do Atlântico Sul, abrangendo a região da CBM e as áreas compreendidas pela CB (Figura 4.2).

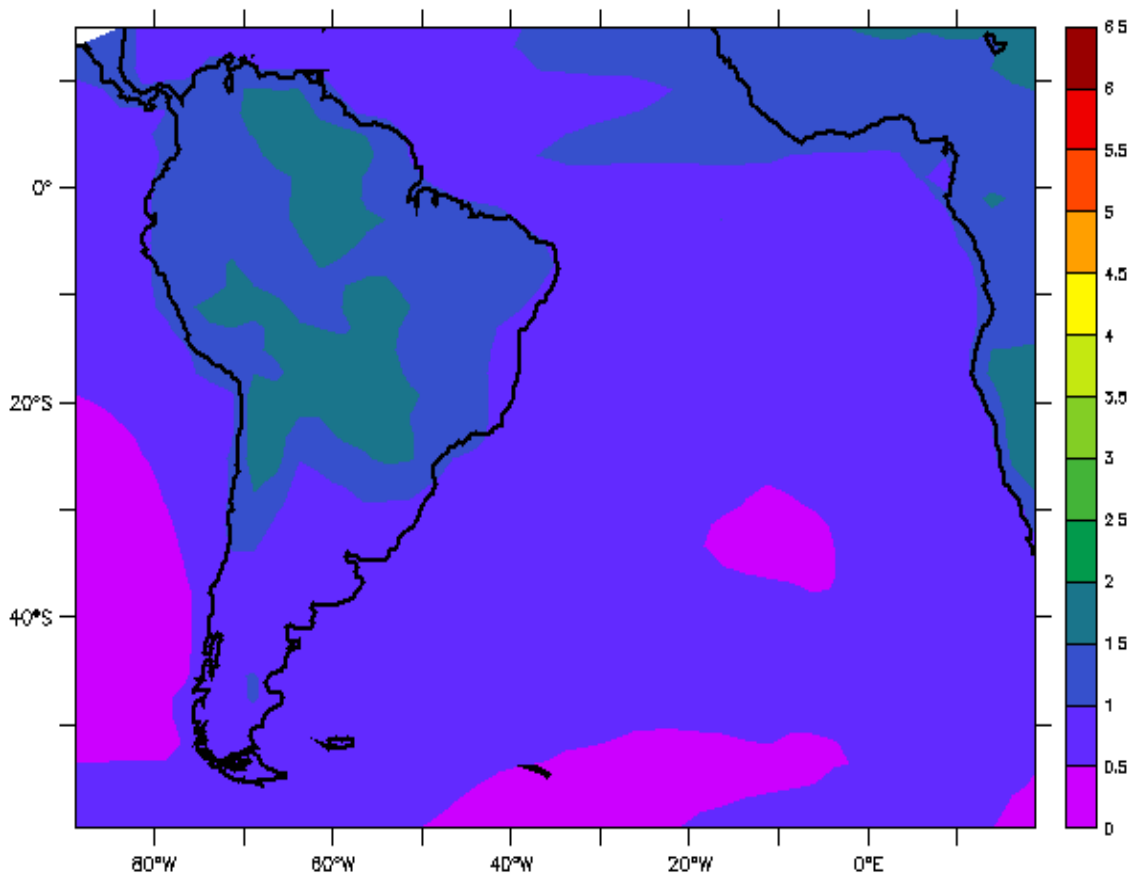


Figura 4.2 – Campo de anomalia de 2011 a 2040 em relação a 1971 a 2000 para temperatura do ar em superfície (°C). Fonte: GFDL.

Na Figura 4.3, nota-se, de forma geral, que há um aumento de temperatura do ar aproximadamente de 1°C a 2°C sobre as áreas compreendidas pela CB e sobre a região sudoeste da Bacia do Atlântico Sul, onde se localiza a região da CBM. Diferente do resultado indicado na Figura 4.2, o aumento de temperatura do ar em superfície na Figura 4.3 ocorre de forma menos homogênea sobre a Bacia do Atlântico Sul, ou seja, há diferentes valores de anomalia positiva de temperatura do ar em superfície sobre diversas áreas do Oceano Atlântico Sul.

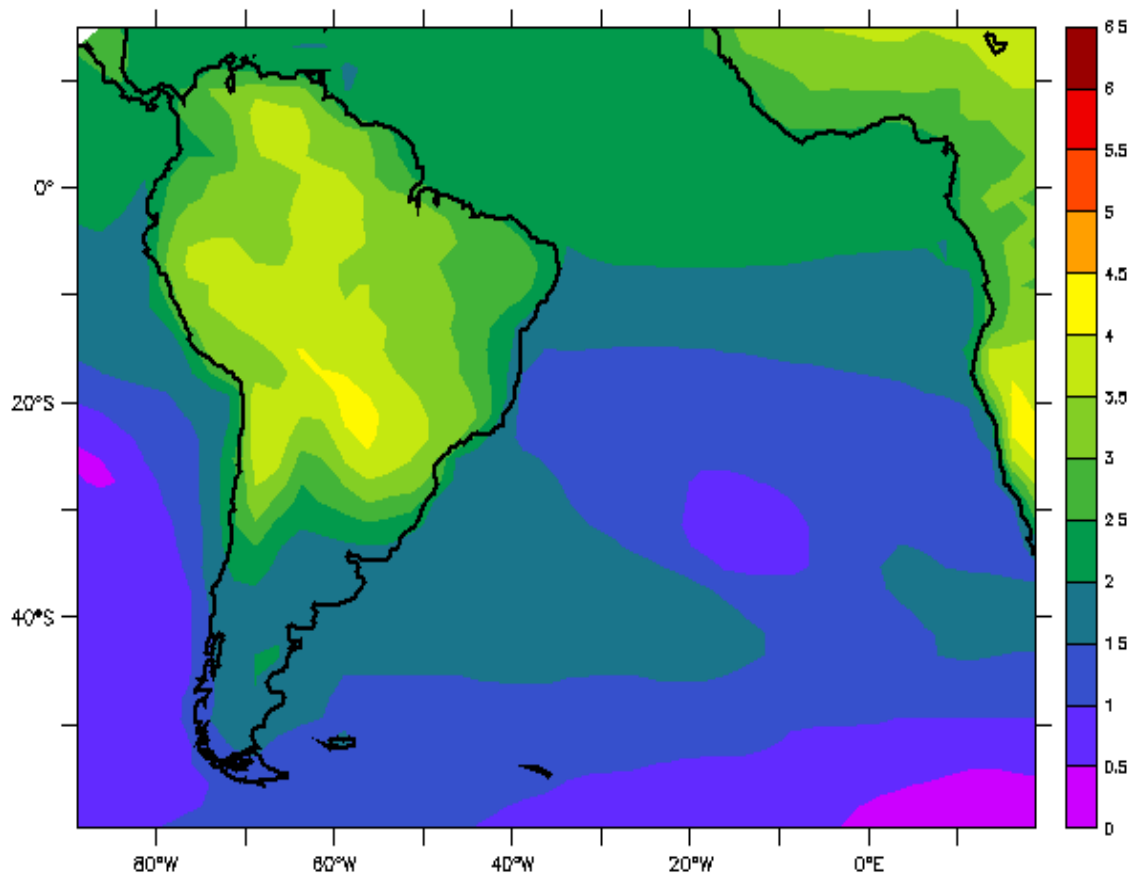


Figura 4.3 – Campo de anomalia de 2041 a 2070 em relação a 1971 a 2000 para temperatura do ar em superfície (°C). Fonte: GFDL.

De acordo com o resultado indicado na Figura 4.4, o aumento de temperatura ocorre de forma mais heterogênea quando comparada com os resultados apontados pelas figuras 4.2 e 4.3. Observam-se diferentes valores de anomalia positiva de temperatura do ar em superfície sobre a região da CBM e sobre as áreas compreendidas pela CB. A anomalia positiva de temperatura do ar em superfície sobre a região da CBM se destaca em relação à grande parte da Bacia do Atlântico Sul, onde há um aumento de 3°C a 3,5°C e um aumento de 2,5°C a 3°C sobre as proximidades da CBM. Sobre as áreas abrangidas pela CB, ocorre um aumento de temperatura por volta de 2°C a 3°C.

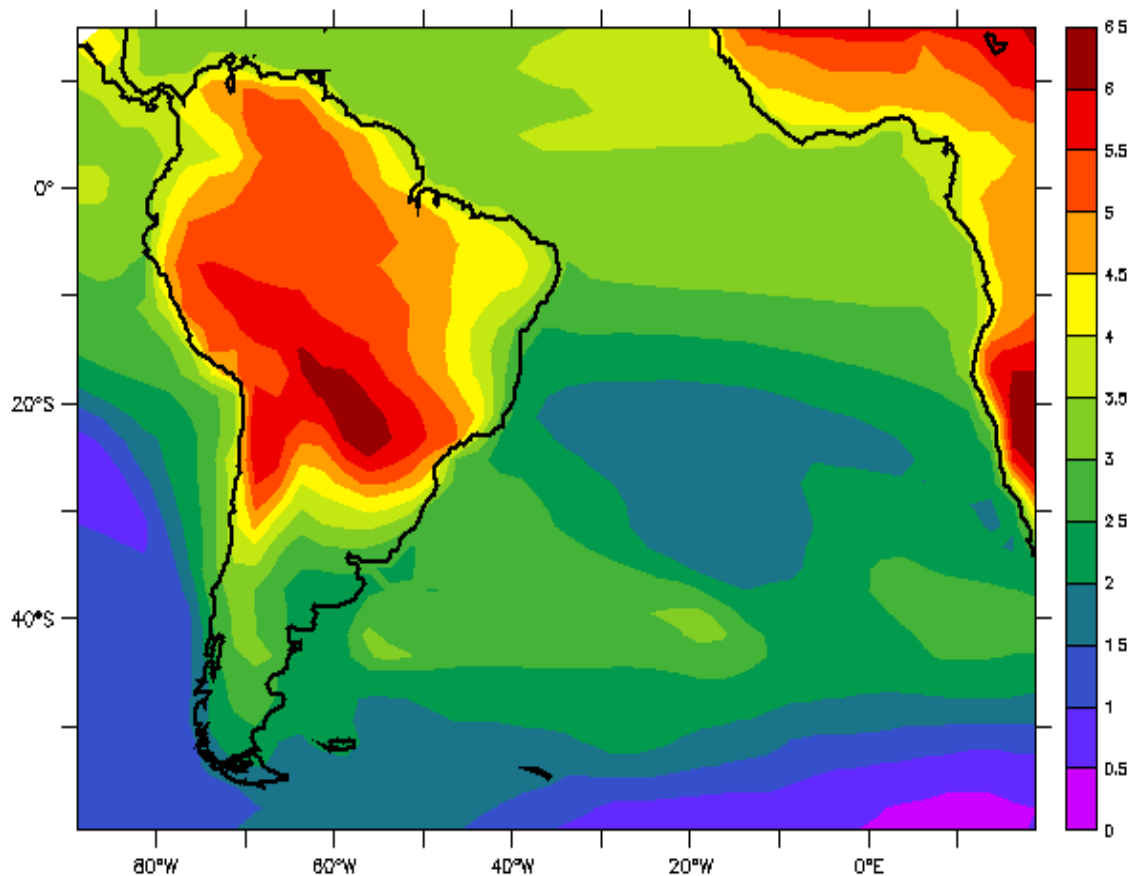


Figura 4.4 – Campo de anomalia de 2071 a 2100 em relação a 1971 a 2000 para temperatura do ar em superfície (°C). Fonte: GFDL.

Em todas as figuras dos campos de anomalia de temperatura do ar em superfície (Figura 4.2, 4.3 e 4.4), nota-se que a região compreendida pelo centro da ASAS na Bacia do Atlântico Sul apresenta valores de anomalia positiva menor em relação às regiões mais afastadas do centro da ASAS na Bacia do Atlântico Sul. Provavelmente, o gradiente de temperatura do ar em superfície no centro da ASAS em relação às regiões mais afastadas do centro estaria diminuindo, pois o centro desse tipo de sistema atmosférico é constituído de ar subsidente quente diferente das áreas mais afastadas do centro da ASAS.

4.1.3. Série temporal

Conforme pode ser observado na Figura 4.5, a temperatura do ar em superfície sobre o ponto geográfico de 25°S e 44°O da CB (ponto 1; ver seção 3.1.) aumenta de um modo geral ao longo de 90 anos, de 2011 a 2100. De acordo com o cálculo de regressão linear para o

ponto 1 (Figura 4.5), a temperatura do ar em superfície deste ponto possui uma taxa de variação linear positiva em torno de $0,03^{\circ}\text{C}/\text{ano}$.

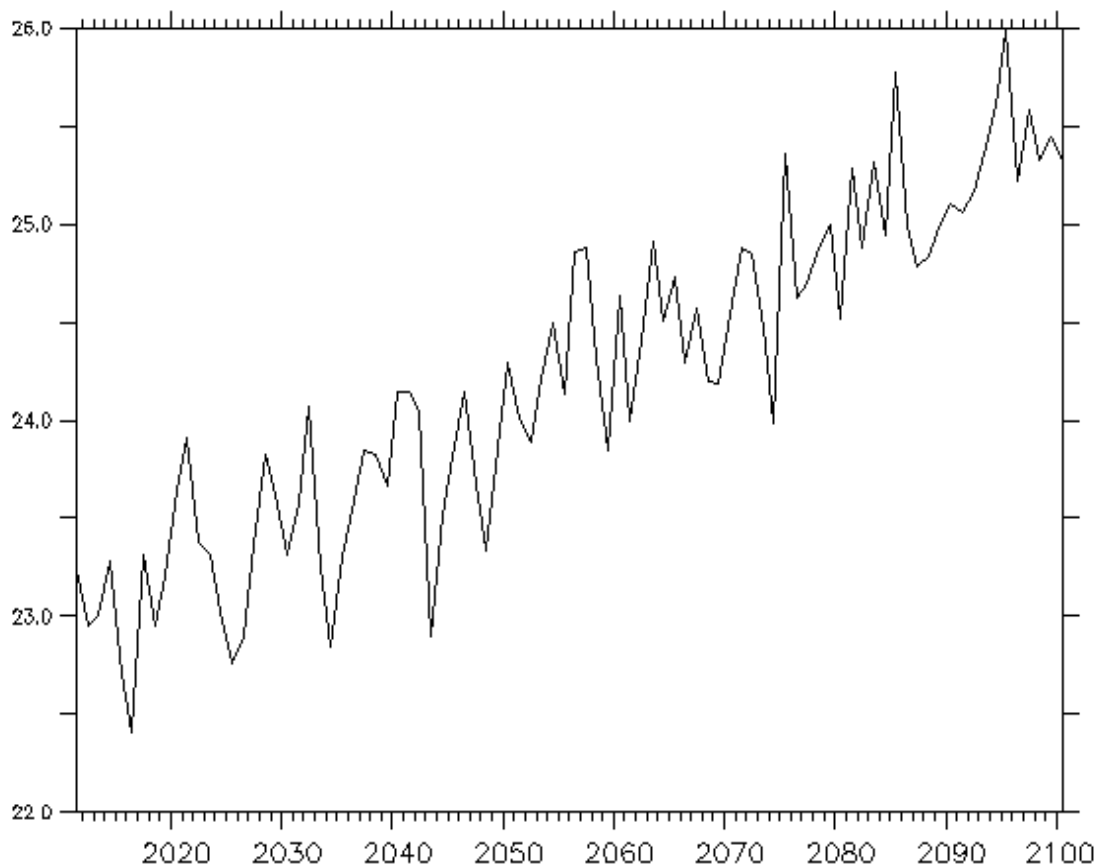


Figura 4.5 – Série temporal de 2011 a 2100 para a temperatura do ar em superfície ($^{\circ}\text{C}$) no ponto 1. Fonte: GFDL.

A temperatura do ar em superfície sobre o ponto 2 da CB (ver seção 3.1.), indicado na Figura 4.6, de um modo geral, aumenta de 2011 a 2100. O cálculo de regressão linear para o ponto 2 (Figura 4.6) aponta para uma taxa de variação linear positiva por volta de $0,032^{\circ}\text{C}/\text{ano}$.

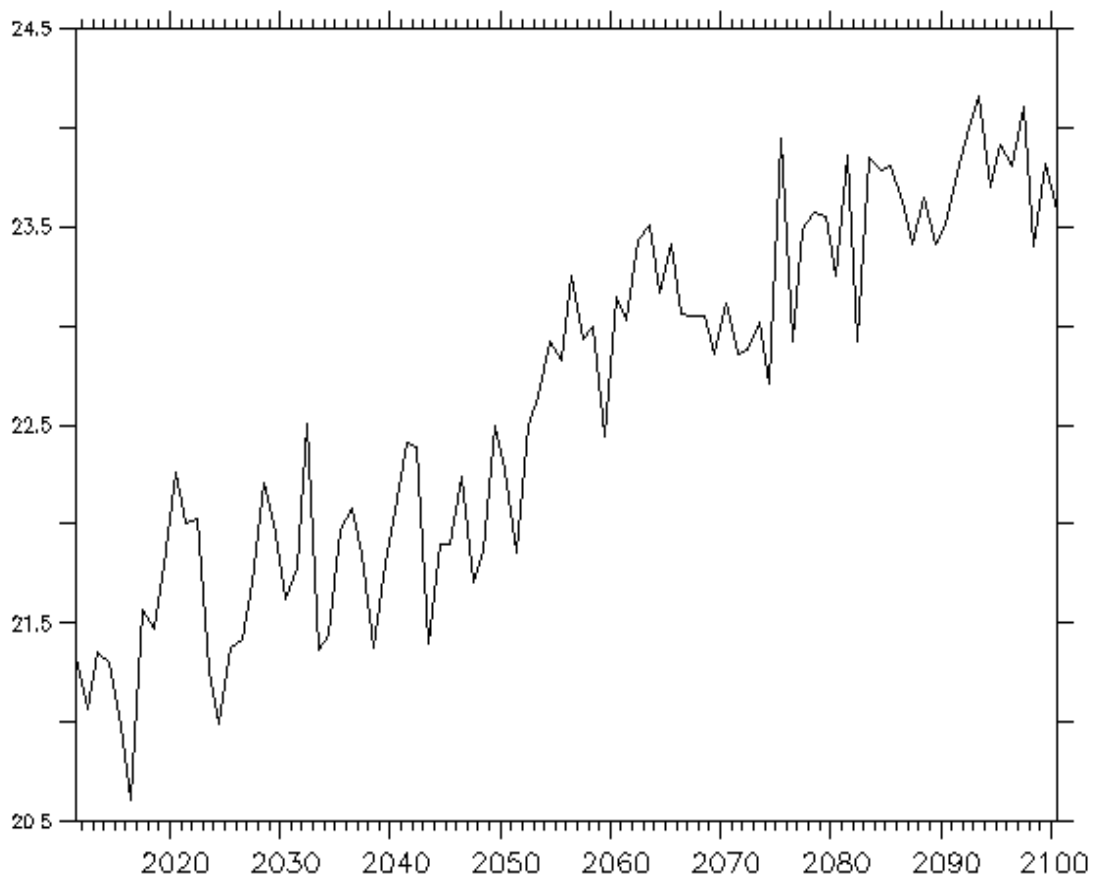


Figura 4.6 – Série temporal de 2011 a 2100 para a temperatura do ar em superfície (°C) no ponto 2. Fonte: GFDL.

Assim como os resultados apontados pelas figuras 4.5 e 4.6, a temperatura sobre o ponto 3 da CB (ver seção 3.1.), indicada na Figura 4.7, também aumenta de um modo geral ao longo de 90 anos, isto é, de 2011 a 2100. Segundo o cálculo de regressão linear para o ponto 3 (Figura 4.7), a temperatura do ar em superfície deste ponto possui uma taxa de variação linear positiva em torno de $0,03^{\circ}\text{C}/\text{ano}$.

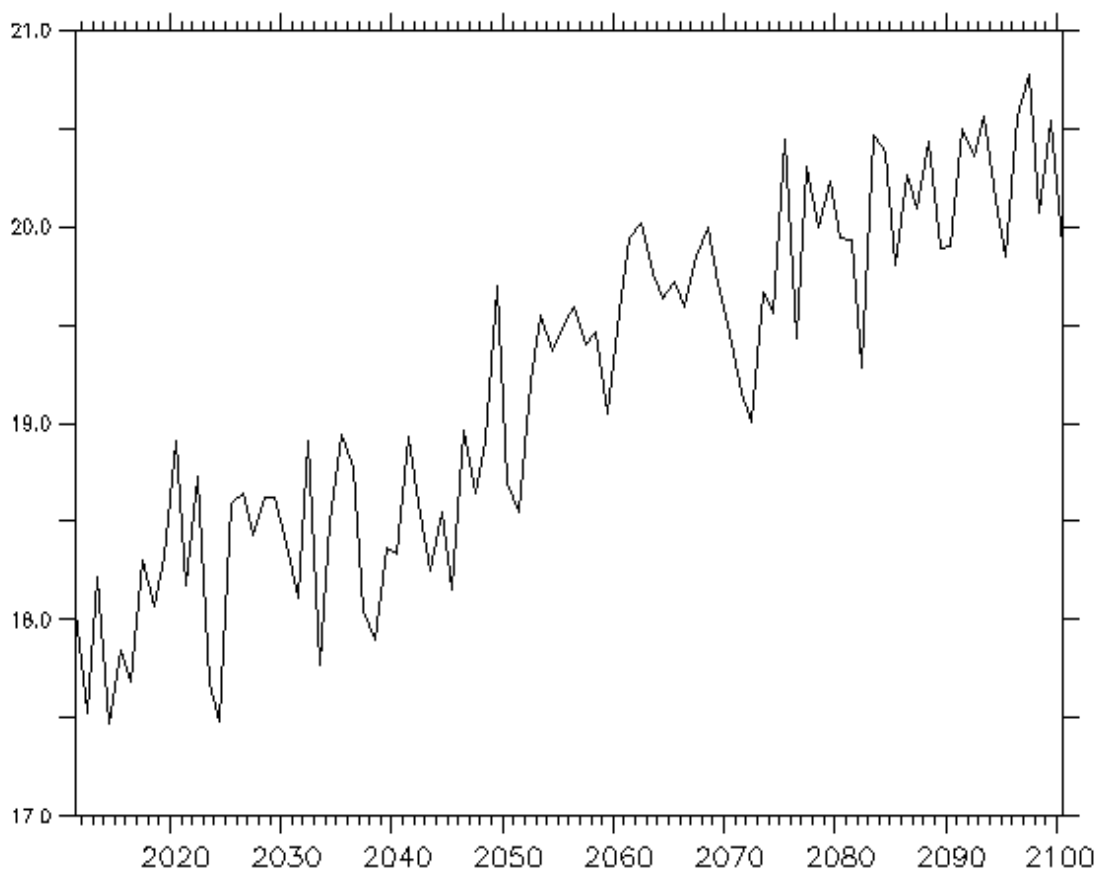


Figura 4.7 – Série temporal de 2011 a 2100 para a temperatura do ar em superfície (°C) no ponto 3. Fonte: GFDL.

Observa-se, na Figura 4.8, um aumento maior de temperatura do ar em superfície sobre o ponto 4 da região da CBM (ver seção 3.1.) ao longo de 90 anos (2011 a 2100) em comparação com resultados dos pontos 1, 2 e 3 da CB (Figura 4.5, 4.6 e 4.7 respectivamente), pois a taxa de variação linear positiva para o ponto 4 é por volta de $0,04^{\circ}\text{C}/\text{ano}$.

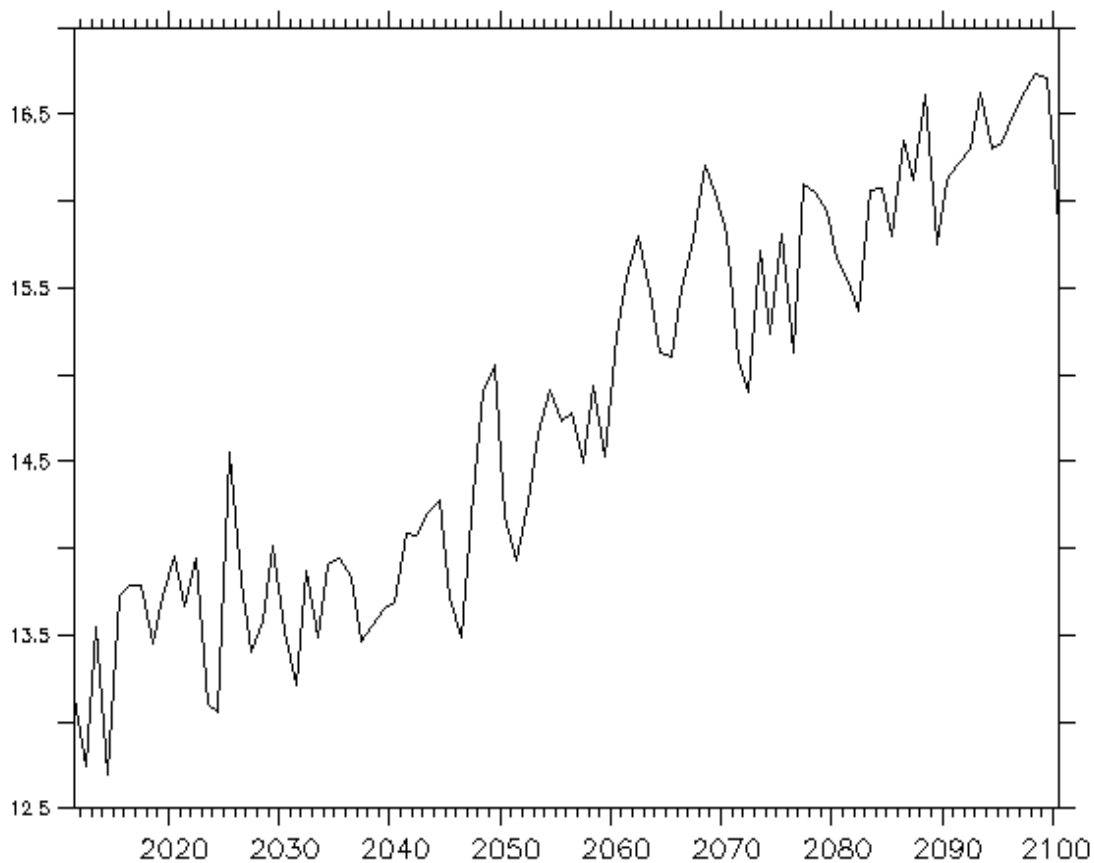


Figura 4.8 – Série temporal de 2011 a 2100 para a temperatura do ar em superfície (°C) no ponto 4. Fonte: GFDL.

Segundo os resultados apresentados na Tabela 4.1, a maior taxa de variação linear positiva de temperatura do ar em superfície ocorre na região da CBM, ponto 4. E, a partir também desses mesmos resultados apontados pela Tabela 4.1, observa-se que o aumento da taxa de variação linear da temperatura do ar em superfície é maior em latitudes superiores do que em latitudes inferiores, indicando uma diminuição do gradiente de temperatura do ar em superfície nessa área de estudo.

TAXA DE VARIAÇÃO LINEAR	PONTO
0,028980862°C/ano	1
0,032271227°C/ano	2
0,0302155°C/ano	3
0,040250072°C/ano	4

Tabela 4.1 – Taxa de variação linear da temperatura do ar em superfície nos pontos 1, 2, 3 e 4 a partir do cálculo de regressão linear para um período de 90 anos (2011 a 2100).

4.2. Análise da temperatura da superfície do mar

4.2.1. Experimento controle

Observa-se, na Figura 4.9, a média de 30 anos (período de 1971 a 2000) da TSM para o Oceano Atlântico Sul. No início da trajetória da CB, entre as latitudes de 10°S e 15°S da costa brasileira (BRASÍLIA, 2005; SOUZA, 2000), notam-se valores de TSM em torno de 24°C a 26°C. Nas latitudes entre 15°S e 30°S da costa brasileira, observam-se valores de temperatura aproximadamente de 20°C a 26°C. Entre as latitudes de 30°S e 35°S, a TSM é por volta de 18°C a 24°C. E na região da CBM e proximidades, observam-se 10°C a 18°C de TSM. Além disso, nota-se que a distribuição dos valores da TSM ao longo do largo da costa africana e sul americana, indicam a presença do Giro Subtropical do Atlântico Sul, o qual possui um sentido anticiclônico.

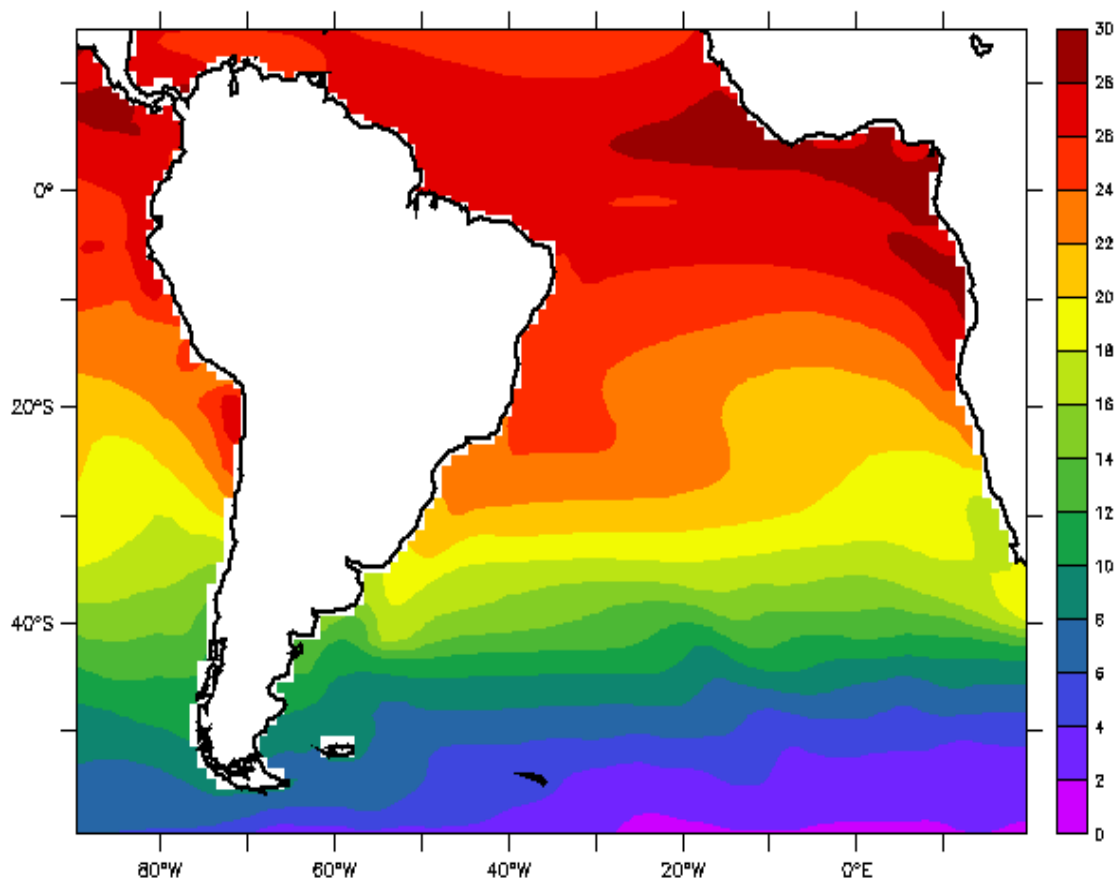


Figura 4.9 – Temperatura da superfície do mar (°C) para o período de 1971 a 2000. Fonte: GFDL.

4.2.2. Campo de anomalia

Na Figura 4.10, observa-se, de forma geral, que do período de 2011 a 2040 (cenário A1FI) em comparação com o período de 1971 a 2000 (experimento controle), a TSM aumenta por volta de 0,5°C a 1°C sobre grande parte do Oceano do Atlântico Sul, abrangendo a região da CBM e as áreas compreendidas pela CB.

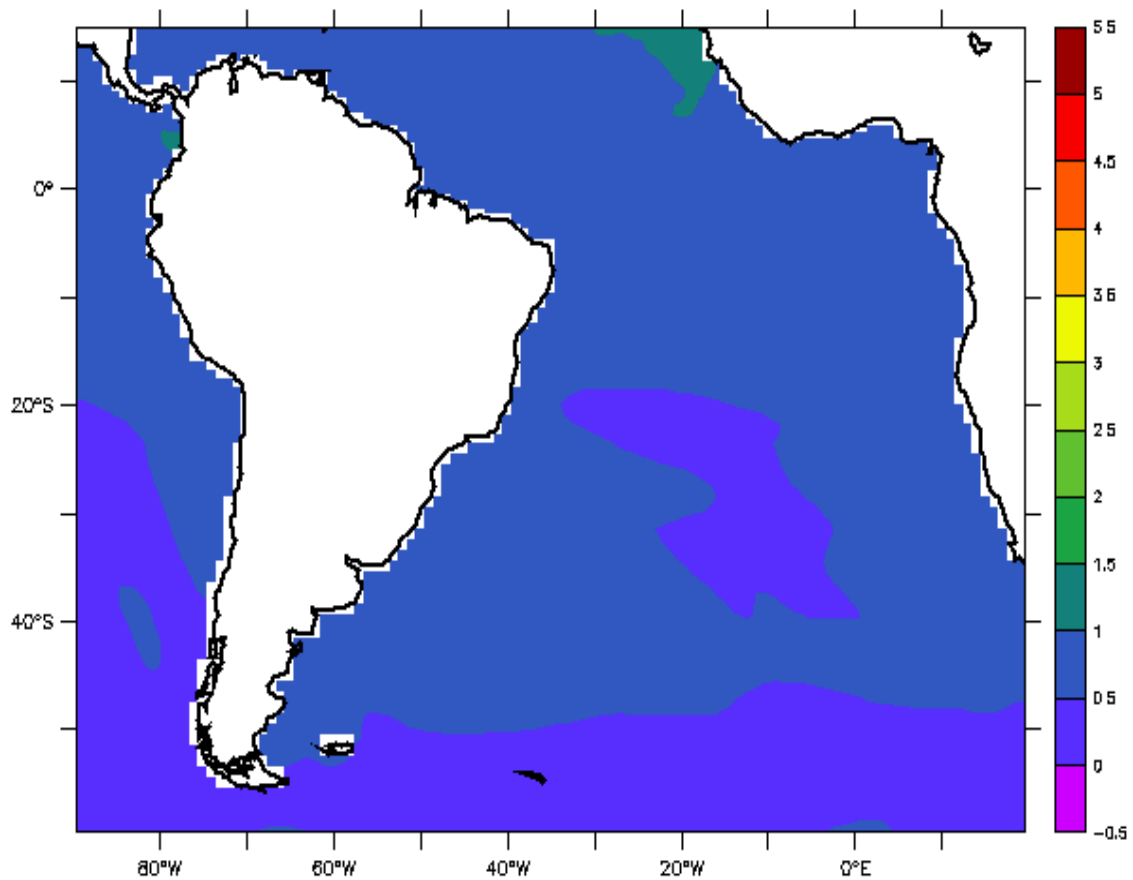


Figura 4.10 – Campo de anomalia de 2011 a 2040 em relação a 1971 a 2000 para TSM (°C).
 Fonte: GFDL.

Conforme é indicado na Figura 4.11, nota-se, de forma geral, que há um aumento de TSM aproximadamente de 1,5°C a 3°C sobre a região da CBM e vizinhanças. Nas áreas abrangidas pela CB, o campo de anomalia positiva de TSM é por volta de 1°C a 1,5°C. Assim, o aumento de TSM nessa mesma figura ocorre de forma menos homogênea na Bacia do Atlântico Sul em relação ao resultado indicado na Figura 4.10.

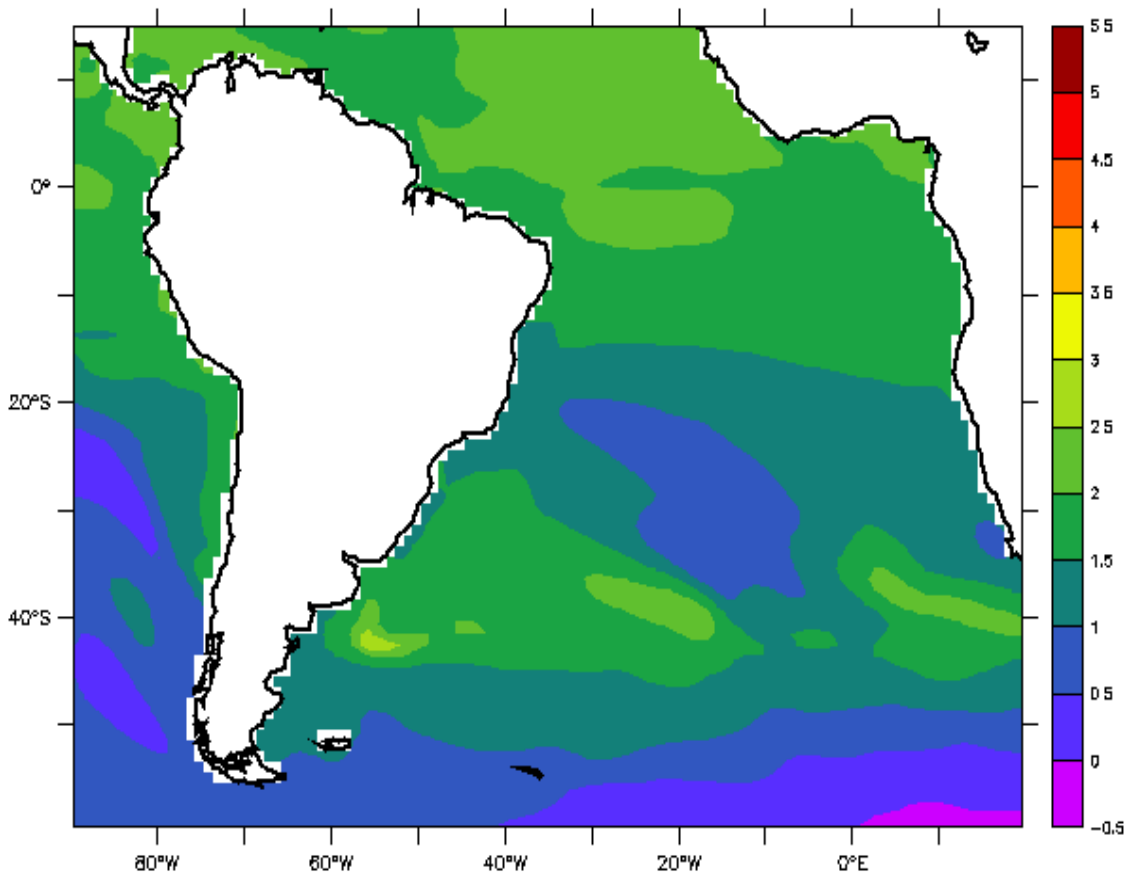


Figura 4.11 – Campo de anomalia de 2041 a 2070 em relação a 1971 a 2000 para TSM (°C).
 Fonte: GFDL.

De acordo com o resultado indicado na Figura 4.12, o aumento de TSM ocorre de forma mais heterogênea quando comparada com os resultados apontados pelas figuras 4.10 e 4.11. Observam-se diferentes valores de anomalia positiva de TSM na região da CBM e nas áreas compreendidas pela CB. A anomalia positiva de TSM na região da CBM se destaca em relação à Bacia do Atlântico Sul inteira, onde há um aumento de 4°C a 5,5°C e um aumento de 2,5°C a 4°C nas vizinhanças da CBM. Nas áreas abrangidas pela CB, ocorre um aumento de TSM por volta de 1,5°C a 2,5°C.

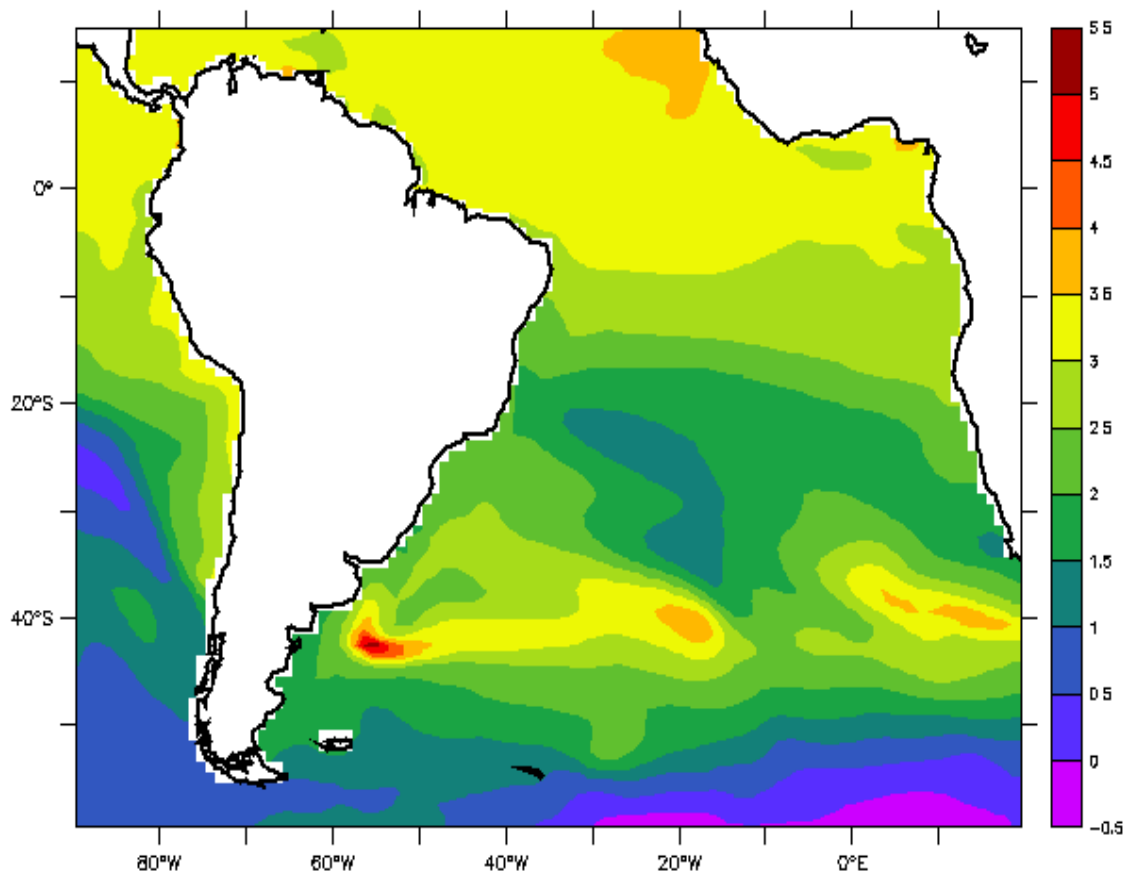


Figura 4.12 – Campo de anomalia de 2071 a 2100 em relação a 1971 a 2000 para TSM (°C).
 Fonte: GFDL.

4.2.3. Série temporal

Conforme pode ser observado na Figura 4.13, a TSM no ponto 1 da CB (ver seção 3.1.), de forma geral, aumenta ao longo de 90 anos, de 2011 a 2100. De acordo com o cálculo de regressão linear para o ponto 1 (Figura 4.13), a TSM deste ponto possui uma taxa de variação linear positiva em torno de $0,02^{\circ}\text{C} / \text{ano}$.

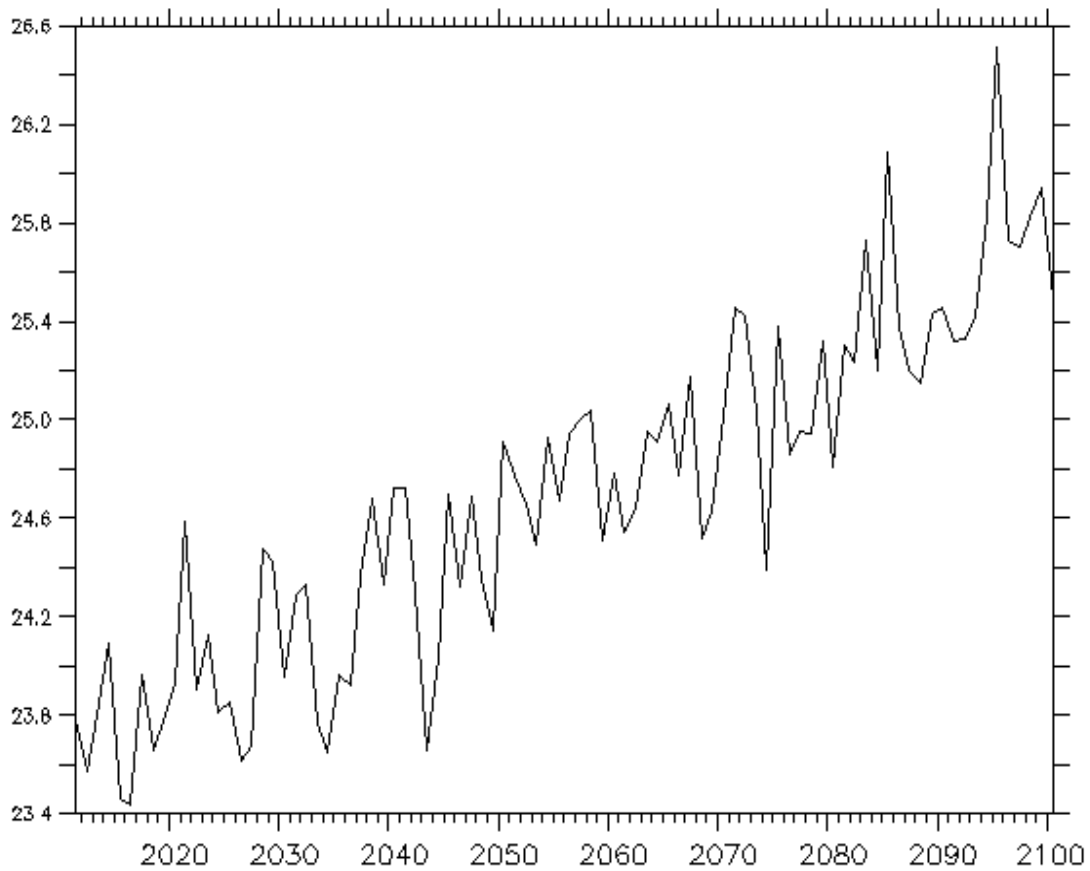


Figura 4.13 – Série temporal de 2011 a 2100 para a temperatura da superfície do mar (°C) no ponto 1. Fonte: GFDL.

A TSM no ponto 2 da CB (ver seção 3.1.), indicado na Figura 4.14, de forma geral, aumenta durante o período de 2011 a 2100. O cálculo de regressão linear para o ponto 2 (Figura 4.14) aponta para uma taxa de variação linear positiva por volta de $0,03^{\circ}\text{C}/\text{ano}$.

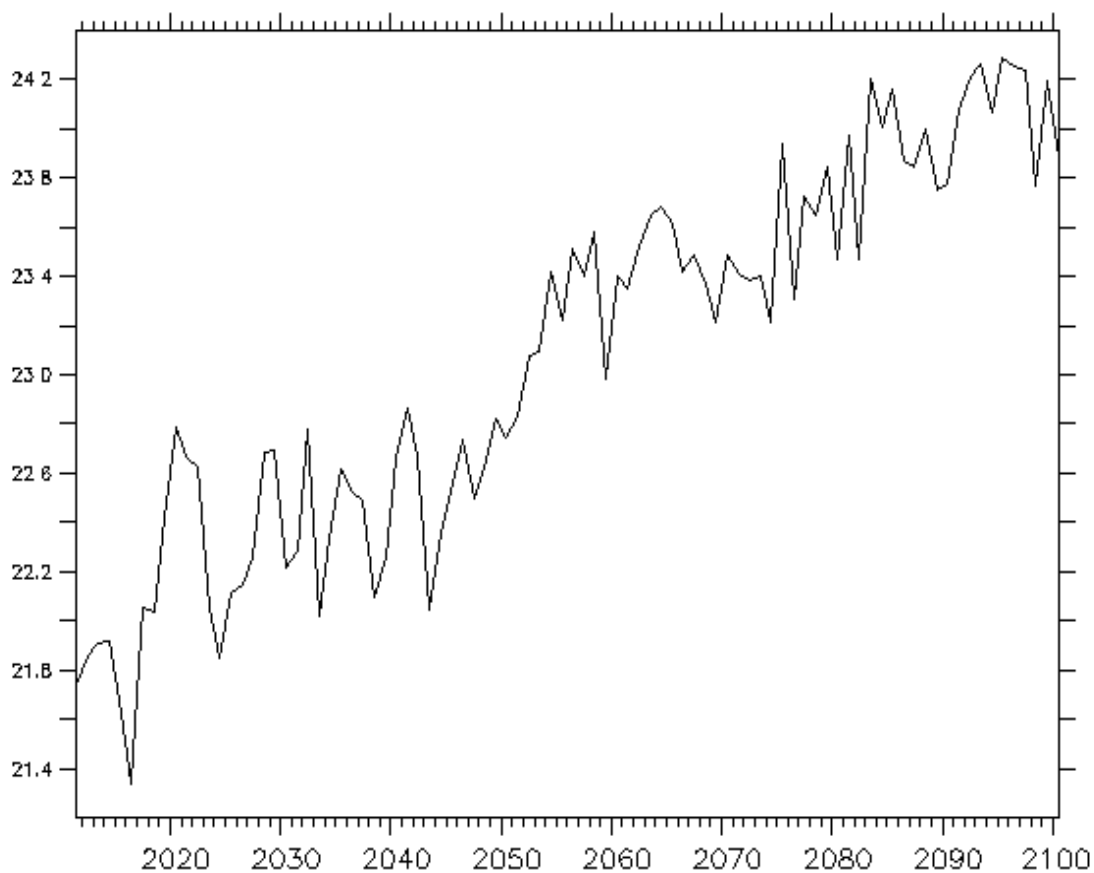


Figura 4.14 – Série temporal de 2011 a 2100 para a temperatura da superfície do mar (°C) no ponto 2. Fonte: GFDL.

Assim como os resultados apontados pelas figuras 4.13 e 4.14, a TSM no ponto 3 da CB (ver seção 3.1.), indicada na Figura 4.15, também aumenta de um modo geral ao longo de 90 anos, isto é, de 2011 a 2100. Segundo o cálculo de regressão linear para o ponto 3 (Figura 4.15), a TSM deste ponto possui uma taxa de variação linear positiva em torno de $0,03^{\circ}\text{C}/\text{ano}$.

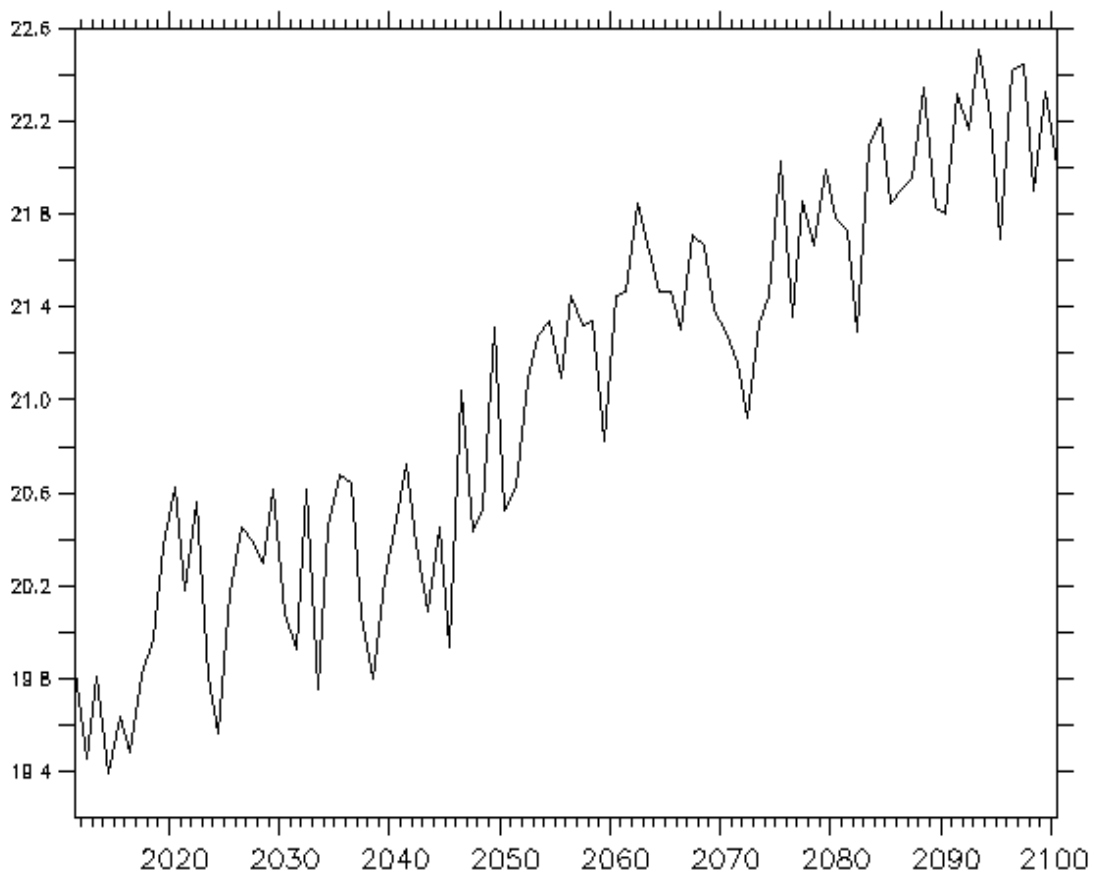


Figura 4.15 – Série temporal de 2011 a 2100 para a temperatura da superfície do mar (°C) no ponto 3. Fonte: GFDL.

Observa-se, na Figura 4.16, um aumento maior de TSM no ponto 4 da região da CBM (ver seção 3.1.) ao longo de 90 anos (2011 a 2100) em comparação com resultados dos pontos 1, 2 e 3 da CB (Figura 4.13, 4.14 e 4.15 respectivamente), pois a taxa de variação linear positiva para o ponto 4 é por volta de $0,05^{\circ}\text{C}/\text{ano}$.

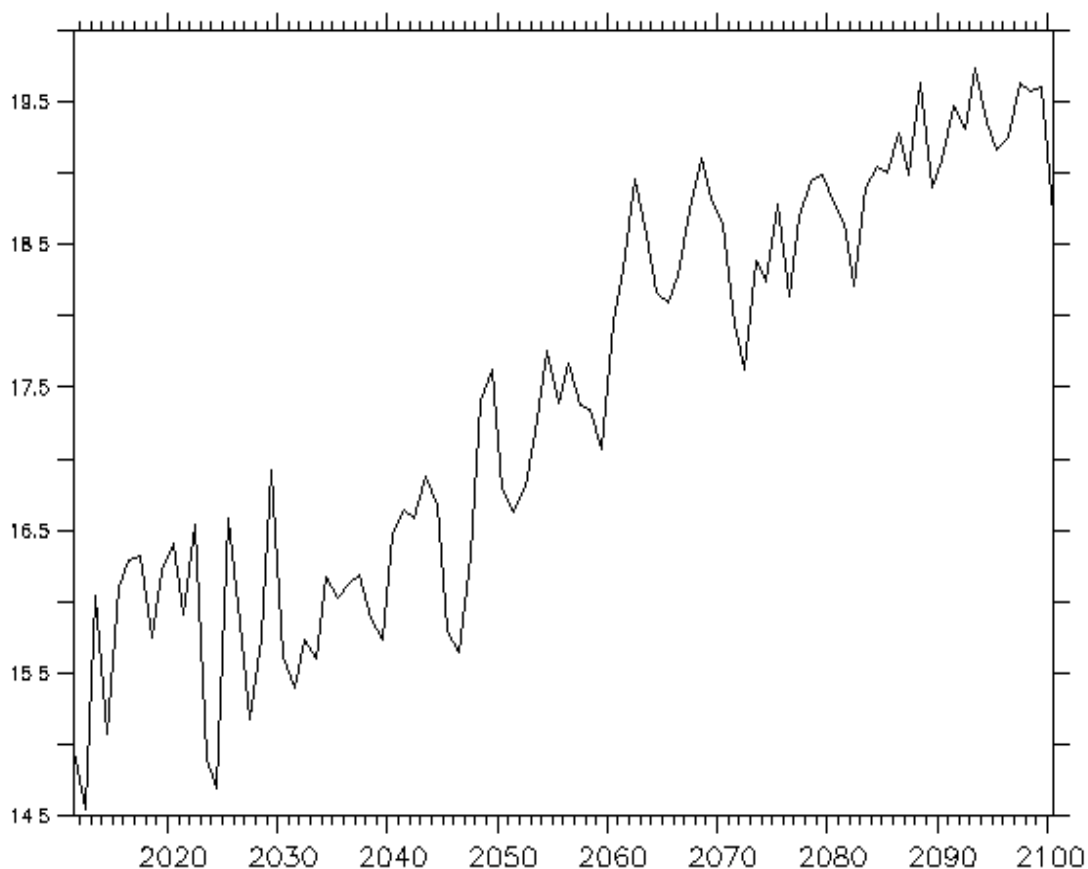


Figura 4.16 – Série temporal de 2011 a 2100 para a temperatura da superfície do mar (°C) no ponto 4. Fonte: GFDL.

Segundo os resultados apresentados na Tabela 4.2, a maior taxa de variação linear positiva de TSM ocorre na região da CBM, ponto 4. Além disso, observa-se que o aumento da taxa de variação linear da TSM é maior em latitudes superiores do que em latitudes inferiores, indicando uma diminuição do gradiente de TSM nessa área de estudo.

TAXA DE VARIAÇÃO LINEAR	PONTO
0,023372597°C/ano	1
0,027313495°C/ano	2
0,030115405°C/ano	3
0,051704984°C/ano	4

Tabela 4.2 – Taxa de variação linear da temperatura da superfície do mar nos pontos 1, 2, 3 e 4 a partir do cálculo de regressão linear para um período de 90 anos (2011 a 2100).

4.3. Análise da pressão atmosférica ao nível do mar

Observa-se, na Figura 4.17, que a ASAS, durante o período de 1971 a 2000 (experimento controle) em comparação com os períodos de 2011 a 2040, 2041 a 2070 e 2071 a 2100 (cenário A1FI), se expande em todas as direções, porém a expansão da ASAS é mais notável no sentido para oeste e sudoeste.

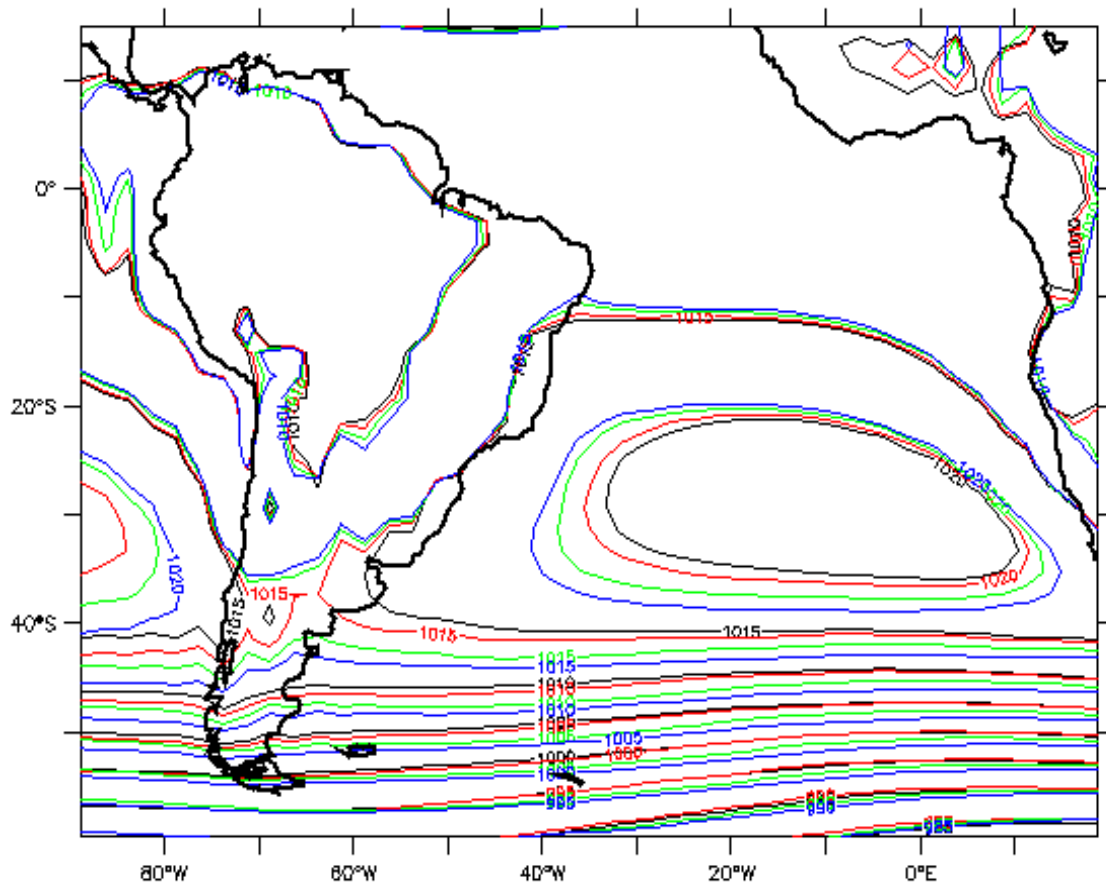


Figura 4.17 – Sobreposição dos campos de pressão atmosférica ao nível do mar para os períodos de 1971 a 2000 (linha preta), 2011 a 2040 (linha vermelha), 2041 a 2070 (linha verde) e 2071 a 2100 (linha azul) (hPa). Fonte: GFDL.

4.4. Análise do vento em superfície

4.4.1. Experimento controle

Observa-se, na Figura 4.18, a média de 30 anos (período de 1971 a 2000) da direção e velocidade do vento em superfície para a Bacia do Atlântico Sul. Sobre o início da trajetória

da CB, entre as latitudes de 10°S e 15°S da costa brasileira (BRASÍLIA, 2005; SOUZA, 2000), notam-se valores de velocidade do vento por volta de 4 m/s a 7 m/s com sentido de sudeste. Nas latitudes entre 15°S e 30°S da costa brasileira, observam-se valores de velocidade do vento aproximadamente de 1,5 m/s a 7 m/s com sentido de sudeste e nordeste. Entre as latitudes de 30°S e 35°S, a velocidade do vento é por volta de 0,5 m/s a 2 m/s com sentido de nordeste. E sobre as áreas abrangidas pela CM, notam-se valores de velocidade do vento em superfície em torno de 1 m/s a 6,5 m/s com sentido de oeste ao longo da costa da Argentina e extremo sul do Chile (lado leste).

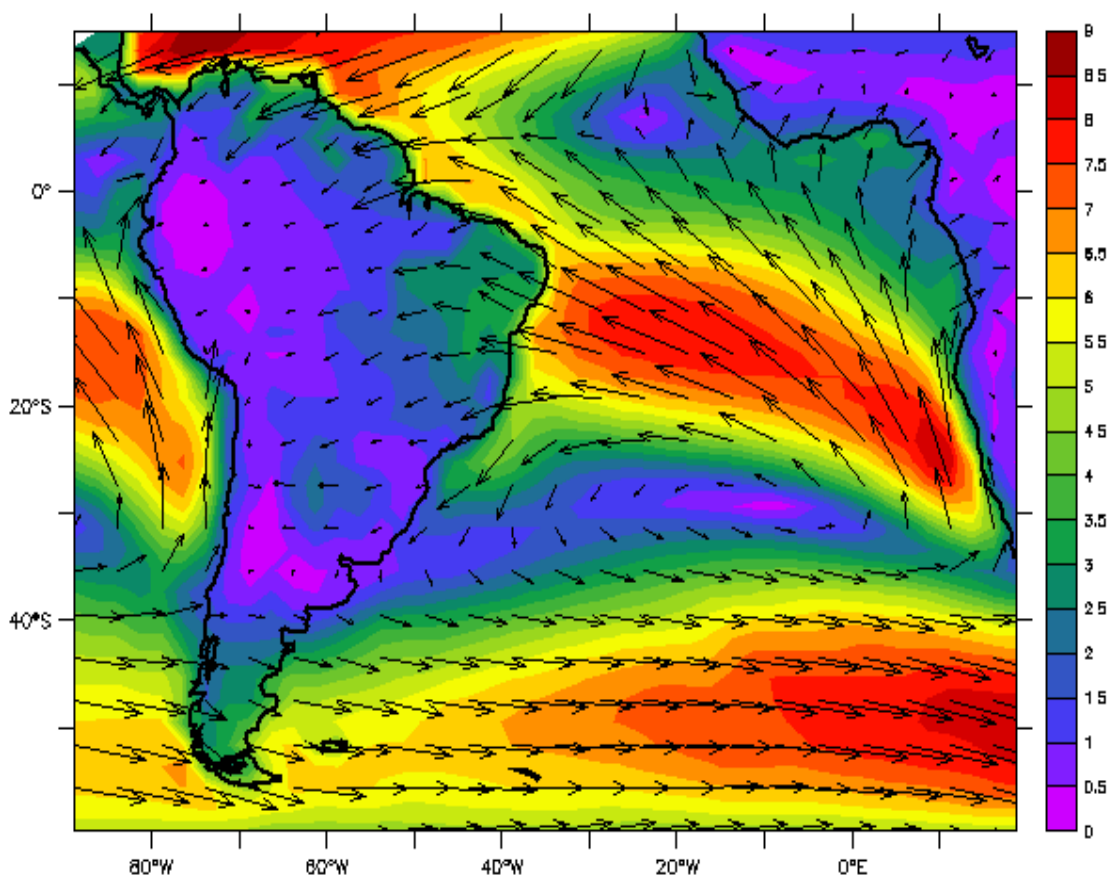


Figura 4.18 – Direção e velocidade do vento em superfície (m/s) para o período de 1971 a 2000. Fonte: GFDL.

4.4.2. Campo das anomalias de intensidade e do vetor diferença

Na Figura 4.19, o campo de anomalia de intensidade do vento em superfície sobre a Bacia do Atlântico Sul ocorre de forma mais homogênea quando comparado com os resultados indicados nas figuras 4.20 e 4.21.

Observa-se que o vento em superfície indicado na Figura 4.19 se intensifica entre as latitudes de 20°S e 35°S da costa do Brasil (sobre parte da trajetória da CB), atingindo valores de velocidade por volta de 0,2 m/s a 0,4 m/s com sentido de nordeste e leste. No extremo sul da costa chilena (lado leste), a velocidade do vento sobre a CM é de aproximadamente 0,2 m/s a 0,4 m/s com sentido de oeste.

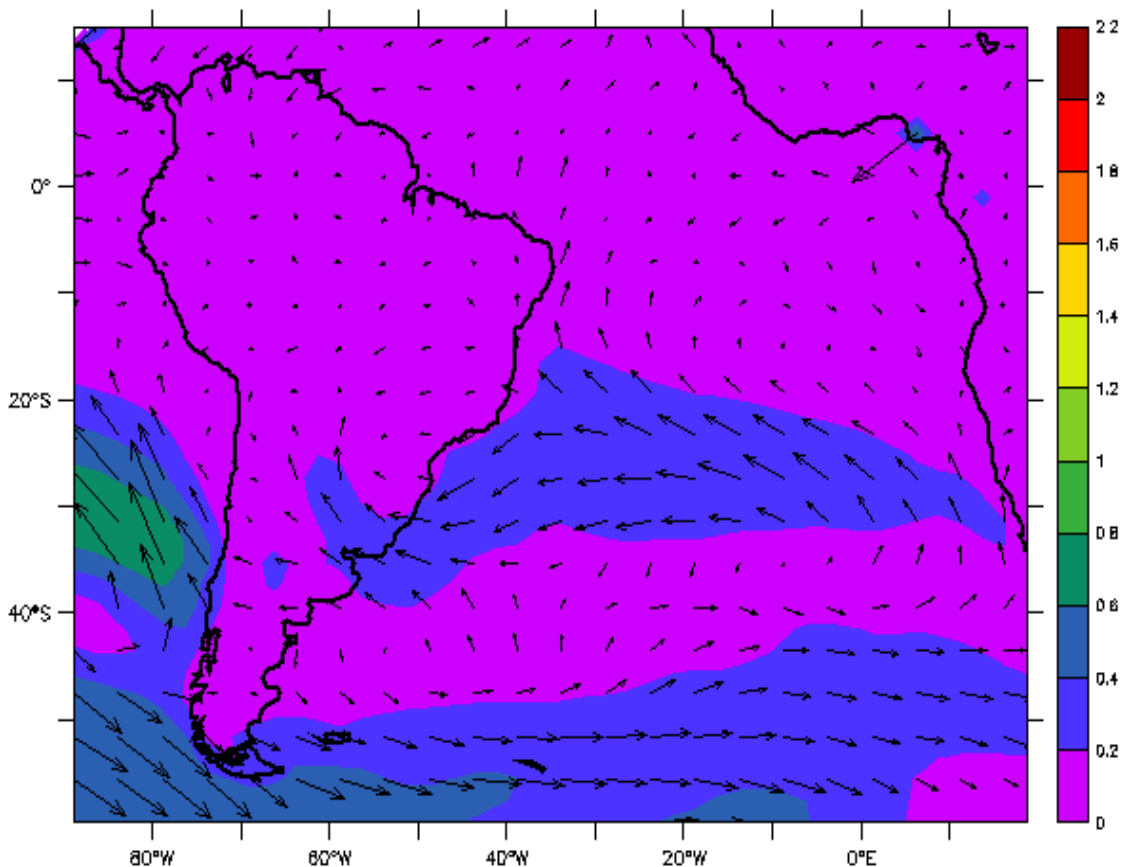


Figura 4.19 – Campo de anomalia de 2011 a 2040 em relação a 1971 a 2000 para direção e velocidade do vento em superfície (m/s). Fonte: GFDL.

Em relação às áreas compreendidas pela CB, a velocidade do vento em superfície se intensifica mais entre as latitudes de 20°S e 35°S da costa brasileira, com valores de aproximadamente 0,4 m/s a 1 m/s com sentido de nordeste e leste. Sobre a trajetória da CM, o campo de anomalia positivo é por volta de 0,2 m/s a 1 m/s com sentido de noroeste e nordeste (Figura 4.20).

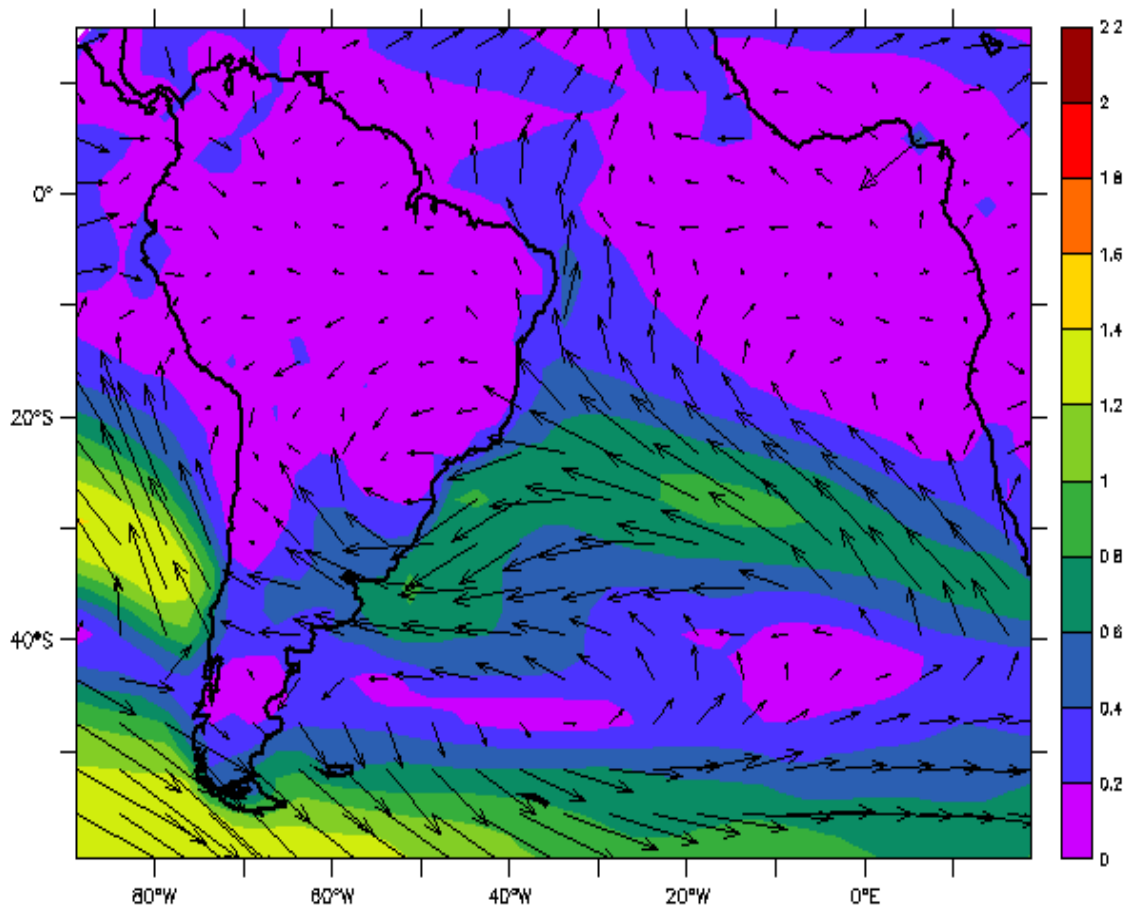


Figura 4.20 – Campo de anomalia de 2041 a 2070 em relação a 1971 a 2000 para direção e velocidade do vento em superfície (m/s). Fonte: GFDL.

Do período de 2071 a 2100 (cenário A1FI) em comparação com o período de 1971 a 2000 (experimento controle), entre as latitudes de 10°S a 20°S da costa do Brasil, o vento possui sentido de sul e sudeste com velocidade em torno de 0,4 m/s a 0,8 m/s. Entre as latitudes de 20°S e 35°S da costa brasileira, o vento em superfície escoa no sentido de nordeste e leste com velocidade por volta de 0,4 m/s a 1,4 m/s. Sobre a trajetória da CM, o campo de anomalia positivo é por volta de 0,2 m/s a 1,4 m/s com sentido de noroeste e leste (Figura 4.21).

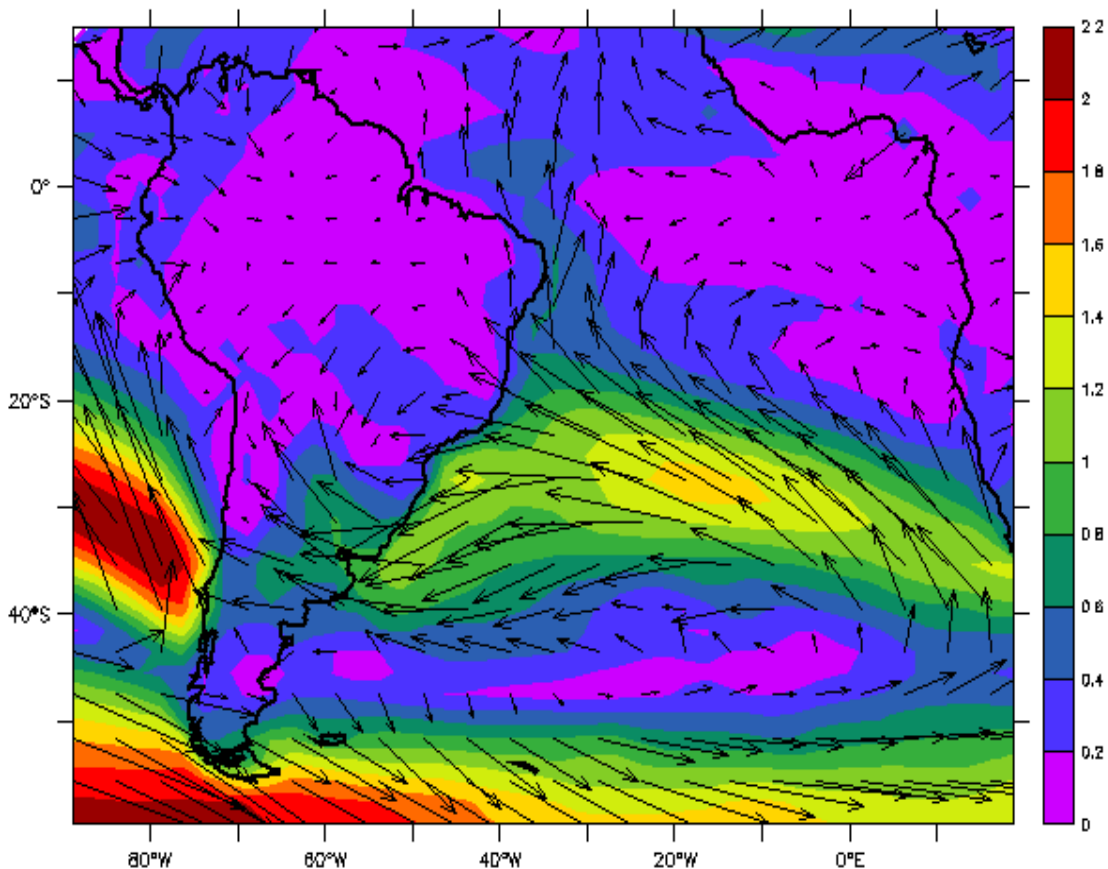


Figura 4.21 – Campo de anomalia de 2071 a 2100 em relação a 1971 a 2000 para direção e velocidade do vento em superfície (m/s). Fonte: GFDL.

4.4.3. Série temporal

Observação: O eixo das coordenadas para os pontos 1, 2 e 3 da série temporal da componente meridional de velocidade do vento em superfície, encontra-se negativo devido ao próprio sentido norte para sul da componente meridional de velocidade do vento em superfície.

Conforme pode ser observado na Figura 4.22, a componente meridional de velocidade do vento em superfície no ponto 1 (ver seção 3.1.), de um modo geral, se intensifica ao longo de 90 anos, de 2011 a 2100. De acordo com o cálculo de regressão linear para o ponto 1 (Figura 4.22), a componente meridional de velocidade do vento deste ponto possui uma taxa de variação linear positiva em torno de 0,005 m/s ano.

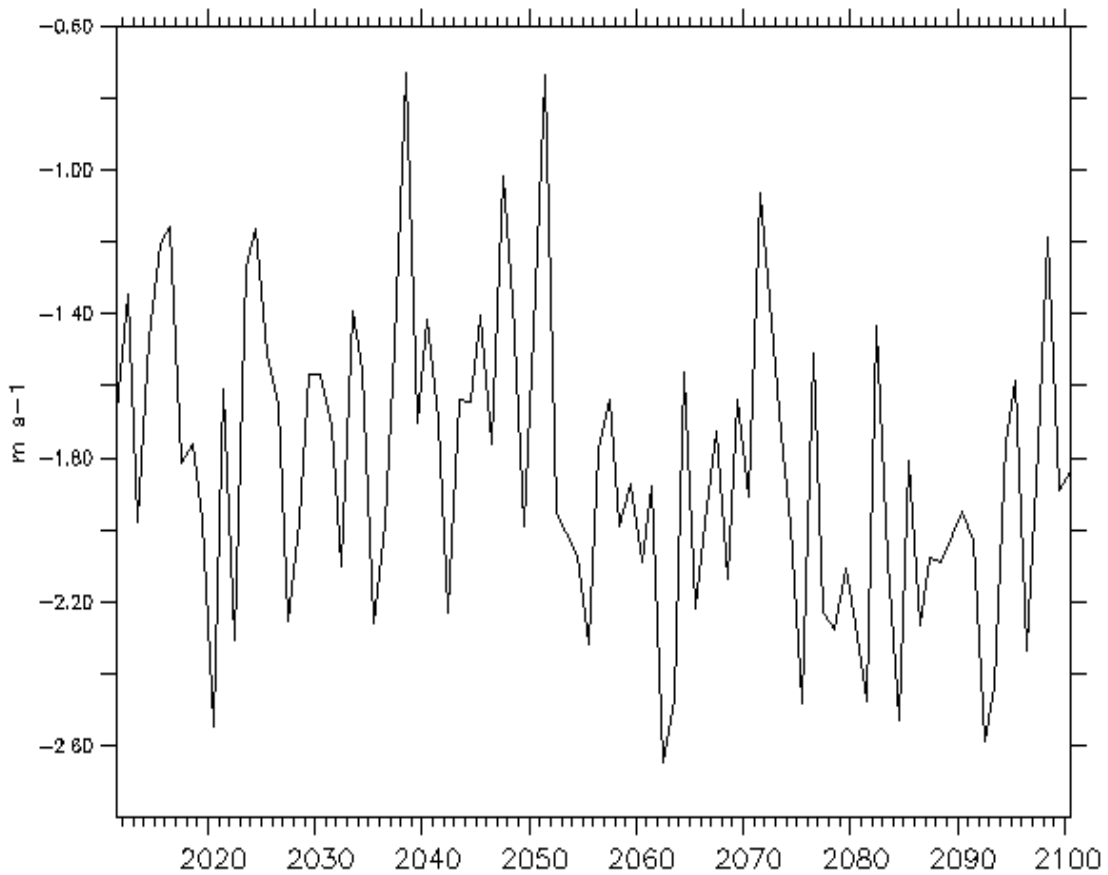


Figura 4.22 – Série temporal de 2011 a 2100 para a componente meridional de velocidade do vento em superfície (m/s) no ponto 1. Fonte: GFDL.

A componente meridional de velocidade do vento em superfície no ponto 2 (ver seção 3.1.), indicado na Figura 4.23, de um modo geral, se intensifica ao longo de 2011 a 2100. O cálculo de regressão linear para o ponto 2 (Figura 4.23) aponta para uma taxa de variação linear positiva por volta de 0,006 m/s ano.

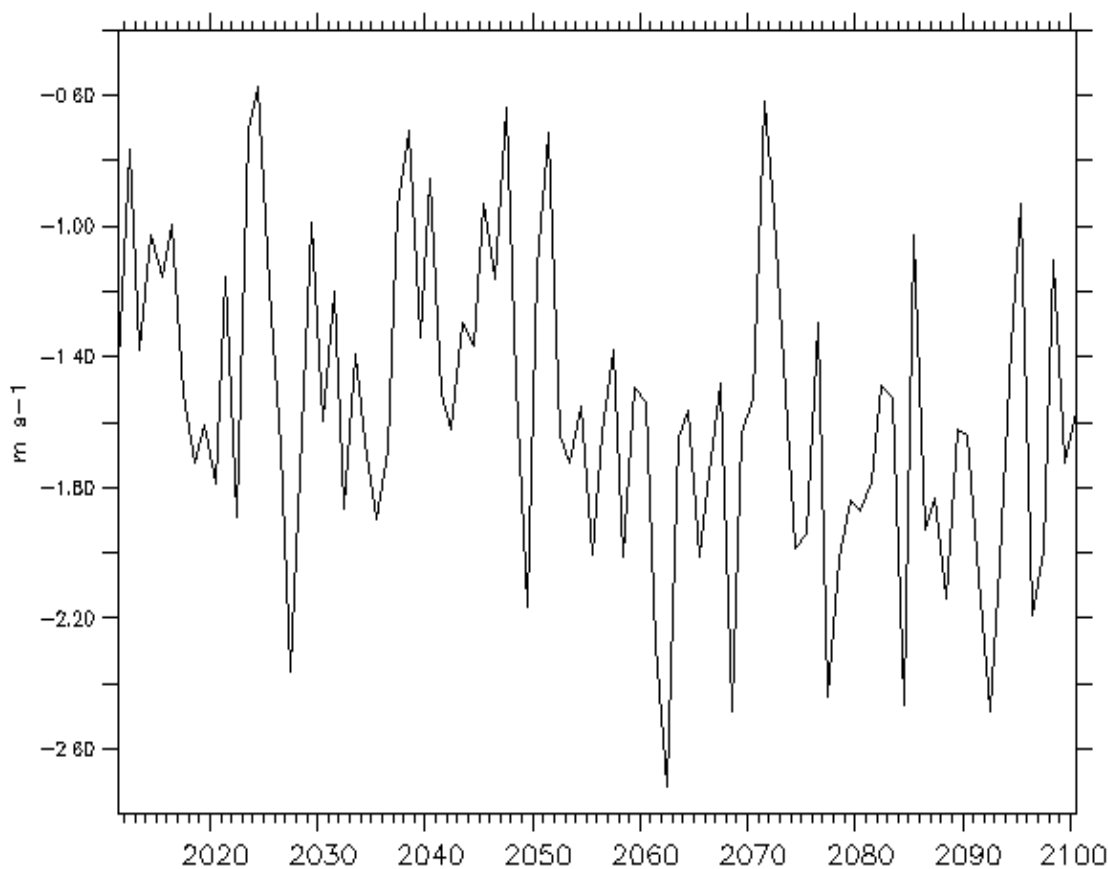


Figura 4.23 – Série temporal de 2011 a 2100 para a componente meridional de velocidade do vento em superfície (m/s) no ponto 2. Fonte: GFDL.

Diferente dos resultados apontados pelas figuras 4.22 e 4.23, a componente meridional de velocidade do vento em superfície no ponto 3 (ver seção 3.1.), indicada na Figura 4.24, se enfraquece de forma geral ao longo de 90 anos, isto é, de 2011 a 2100. Segundo o cálculo de regressão linear para o ponto 3 (Figura 4.24), a componente meridional do vento deste ponto possui uma taxa de variação linear negativa em torno de - 0,002 m/s ano.

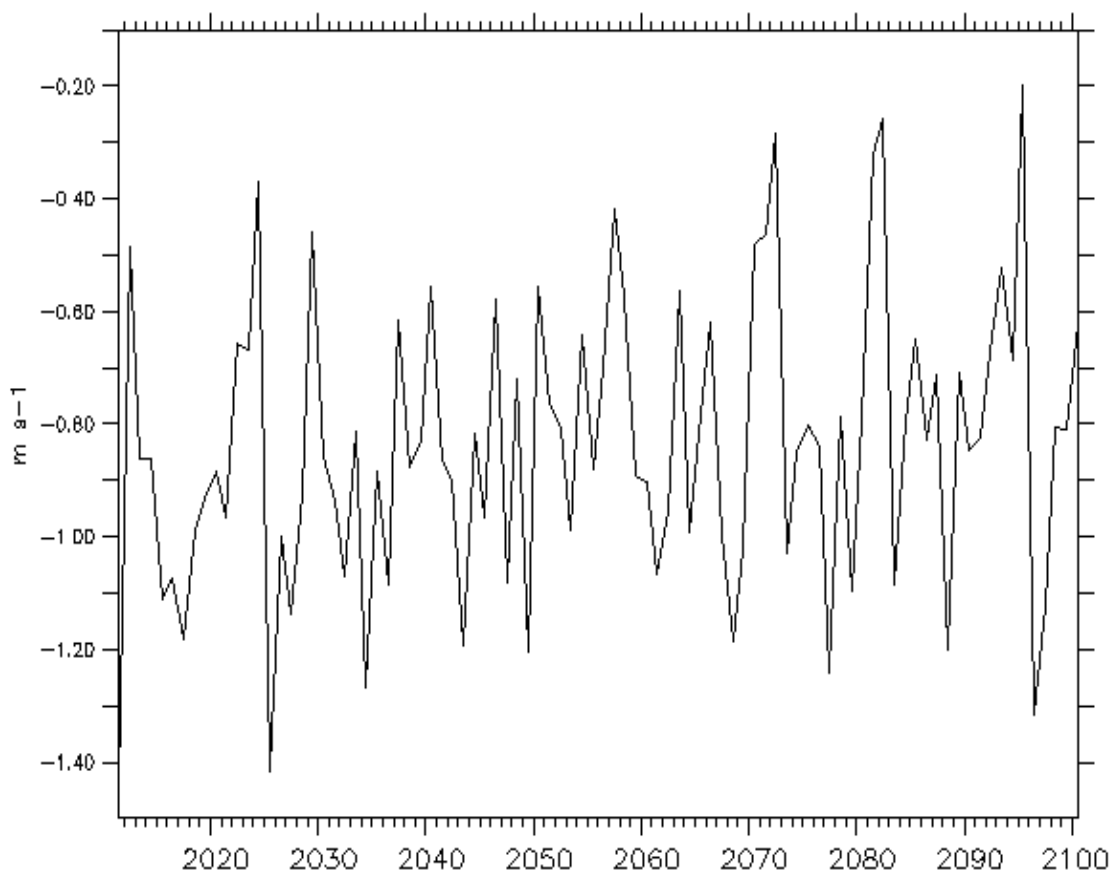


Figura 4.24 – Série temporal de 2011 a 2100 para a componente meridional de velocidade do vento em superfície (m/s) no ponto 3. Fonte: GFDL.

Segundo os resultados apresentados na Tabela 4.3, a componente meridional de velocidade do vento em superfície que mais se fortalece a cada ano é a do ponto 2, enquanto que no ponto 3, a componente meridional de velocidade do vento de superfície se enfraquece a cada ano.

TAXA DE VARIAÇÃO LINEAR	PONTO
0,005092102 m/s ano	1
0,006549409 m/s ano	2
- 0,002230942 m/s ano	3

Tabela 4.3 – Taxa de variação linear da componente meridional de velocidade do vento em superfície nos pontos 1, 2 e 3 a partir do cálculo de regressão linear para um período de 90 anos (2011 a 2100).

4.5. Análise das correntes marítimas de superfície

4.5.1. Experimento controle

Observa-se, na Figura 4.25, a média de 30 anos (período de 1971 a 2000) da direção e velocidade das correntes marítimas de superfície para a Bacia do Atlântico Sul. Ao longo da trajetória da CB, notam-se valores de velocidade por volta de 0,05 m/s a 0,15 m/s com sentido de norte e nordeste. E ao longo da trajetória da CM, notam-se valores de velocidade em torno de 0,05 m/s a 0,3 m/s com sentido de sul e sudoeste.

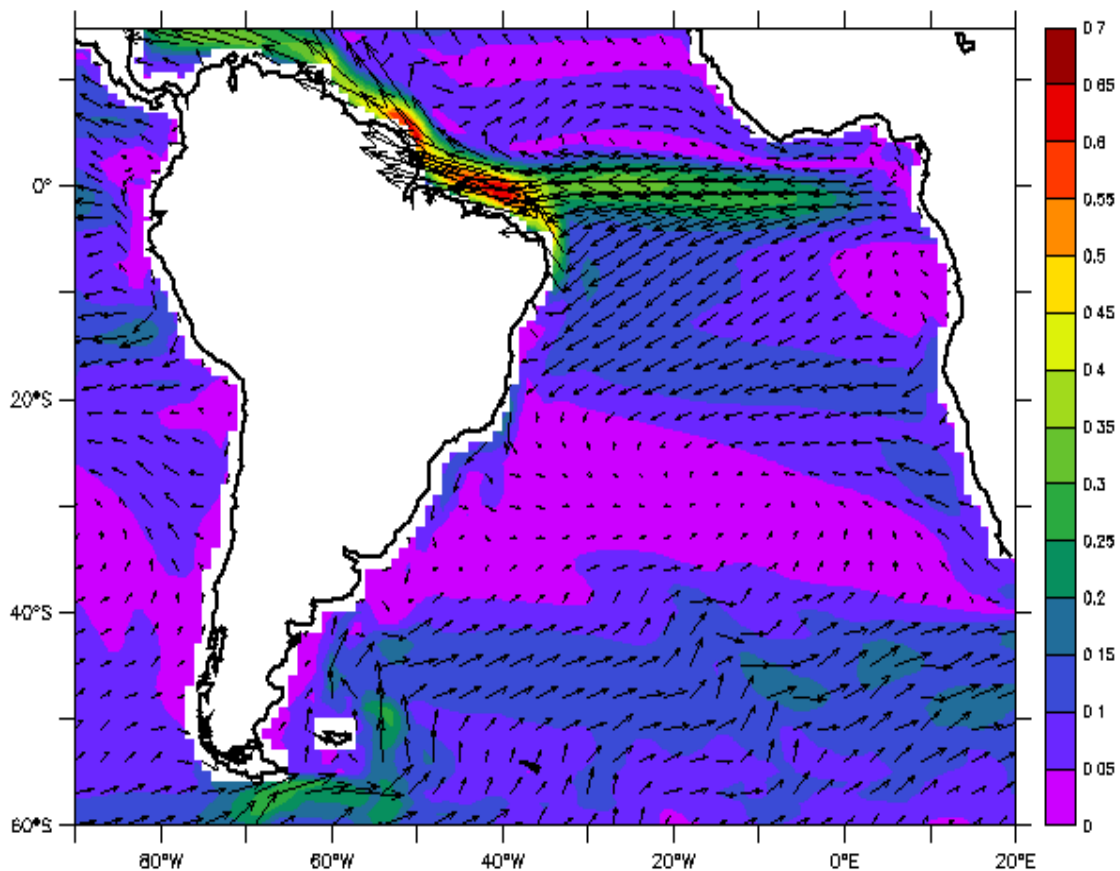


Figura 4.25 – Direção e velocidade das correntes marítimas superficiais (m/s) para o período de 1971 a 2000. Fonte: GFDL.

4.5.2. Campo das anomalias de intensidade e do vetor diferença

Na Figura 4.26, o campo de anomalia de intensidade das correntes marítimas de superfície da Bacia do Atlântico Sul ocorre de forma mais homogênea quando comparado com os resultados indicados nas figuras 4.27 e 4.28.

Observa-se que a intensificação da CB ocorre no final (início) de sua trajetória, entre as latitudes de 30°S a 40°S (10°S a 20°S) da costa do Brasil, onde atinge valores de velocidade por volta de 0,01 m/s a 0,02 m/s com sentido de nordeste (norte e leste) (Figura 4.26).

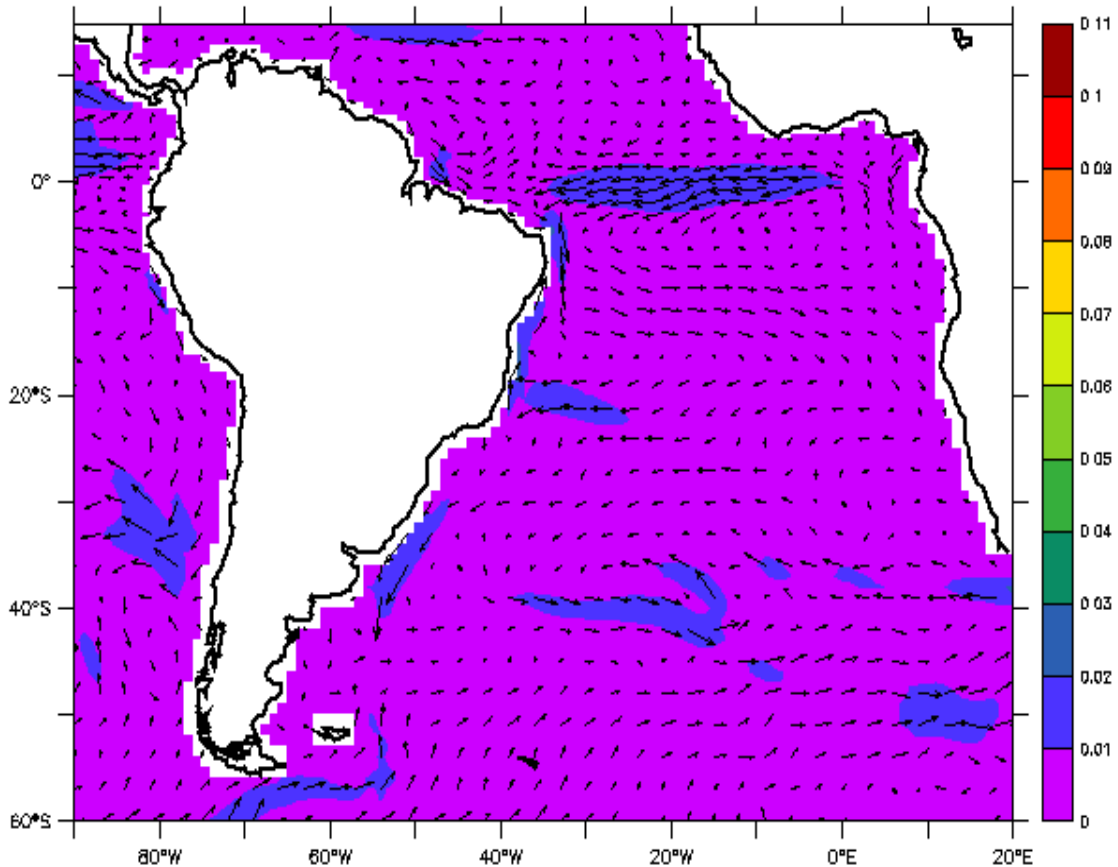


Figura 4.26 – Campo de anomalia de 2011 a 2040 em relação a 1971 a 2000 para direção e velocidade das correntes marítimas superficiais (m/s). Fonte: GFDL.

Entre as latitudes de 10°S a 20°S da costa do Brasil, a CB escoar no sentido de sul com e sua velocidade aumenta por volta de 0,01 m/s a 0,04 m/s. E entre as latitudes de 20°S e 40°S da costa brasileira, a velocidade da CB se intensifica em torno de 0,01 m/s a 0,04 m/s com sentido de nordeste (Figura 4.27).

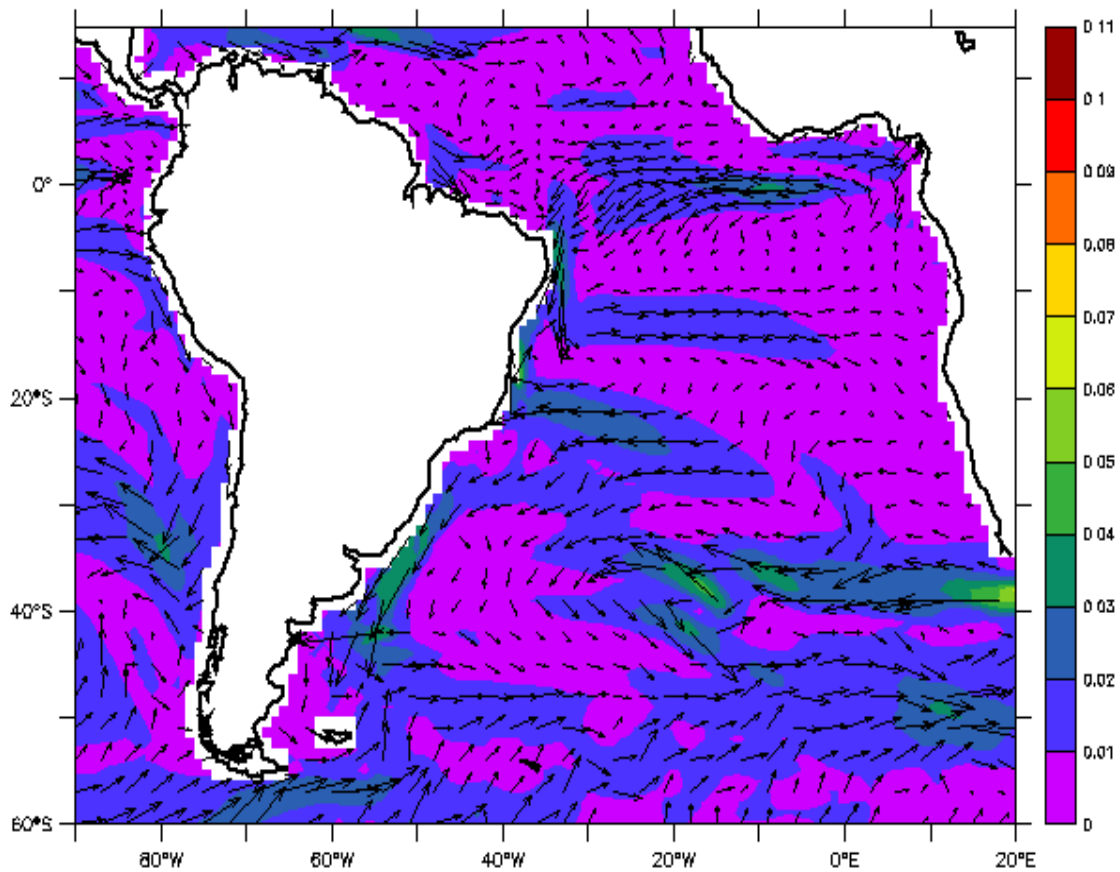


Figura 4.27 – Campo de anomalia de 2041 a 2070 em relação a 1971 a 2000 para direção e velocidade das correntes marítimas superficiais (m/s). Fonte: GFDL.

Conforme pode ser observado na Figura 4.28, a CB se intensifica entre as latitudes de 25°S e 40°S da costa brasileira, onde o campo de anomalia positiva é aproximadamente de 0,01 m/s a 0,07 m/s com sentido de nordeste.

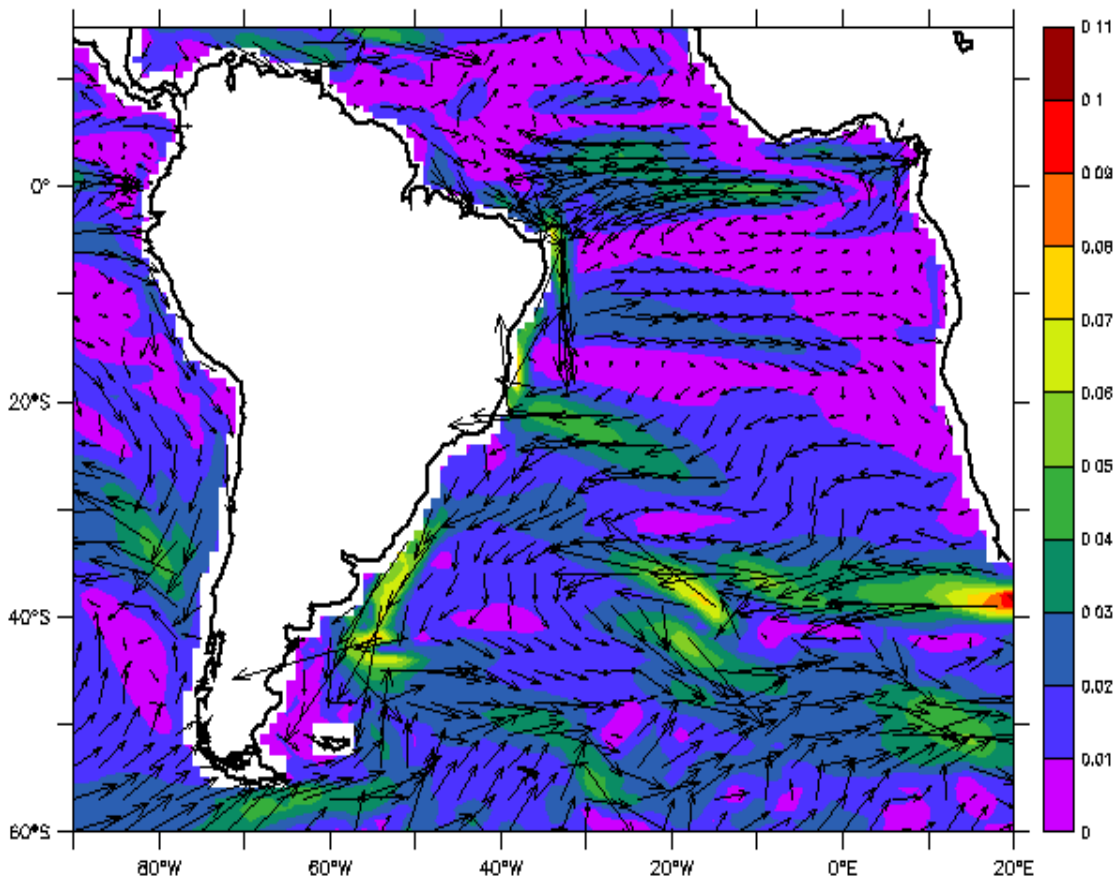


Figura 4.28 – Campo de anomalia de 2071 a 2100 em relação a 1971 a 2000 para direção e velocidade das correntes marítimas superficiais (m/s). Fonte: GFDL.

4.5.3. Série temporal

Observação: O eixo das coordenadas para os pontos 1, 2 e 3 da série temporal da componente meridional de velocidade da CB, encontra-se negativo devido ao próprio sentido norte para sul da componente meridional de velocidade da CB.

Nota-se, na Figura 4.29, que a componente meridional de velocidade da CB no ponto 1 (ver seção 3.1.) se intensifica de forma geral ao longo de 90 anos, de 2011 a 2100. De acordo com o cálculo de regressão linear para o ponto 1 (Figura 4.29), a componente meridional de velocidade da CB deste ponto possui uma taxa de variação linear positiva em torno de 0,00015 m/s ano.

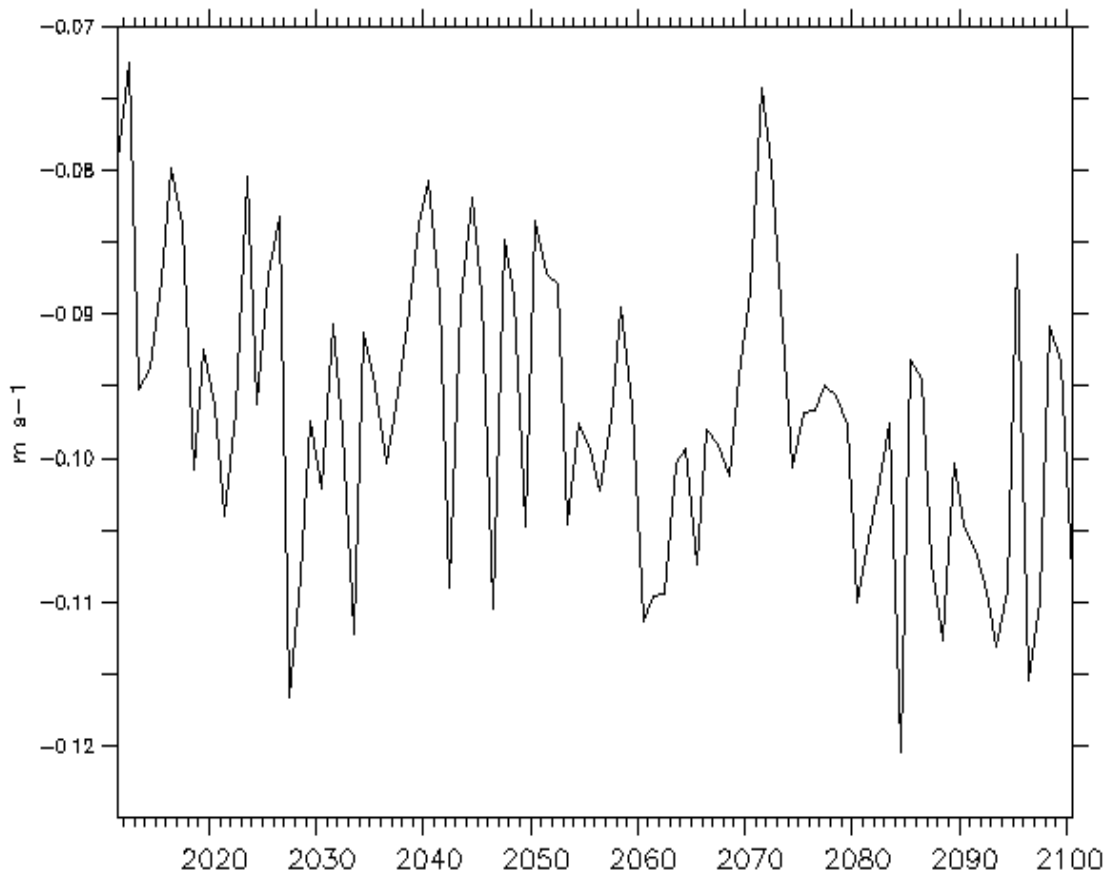


Figura 4.29 – Série temporal de 2011 a 2100 para a componente meridional de velocidade da Corrente do Brasil (m/s) no ponto de 1. Fonte: GFDL.

A componente meridional de velocidade da CB no ponto 2 (ver seção 3.1.), indicado na Figura 4.30, de um modo geral, se intensifica ao longo de 2011 a 2100. O cálculo de regressão linear para o ponto 2 (Figura 4.30) aponta para uma taxa de variação linear positiva por volta de 0,0004 m/s ano.

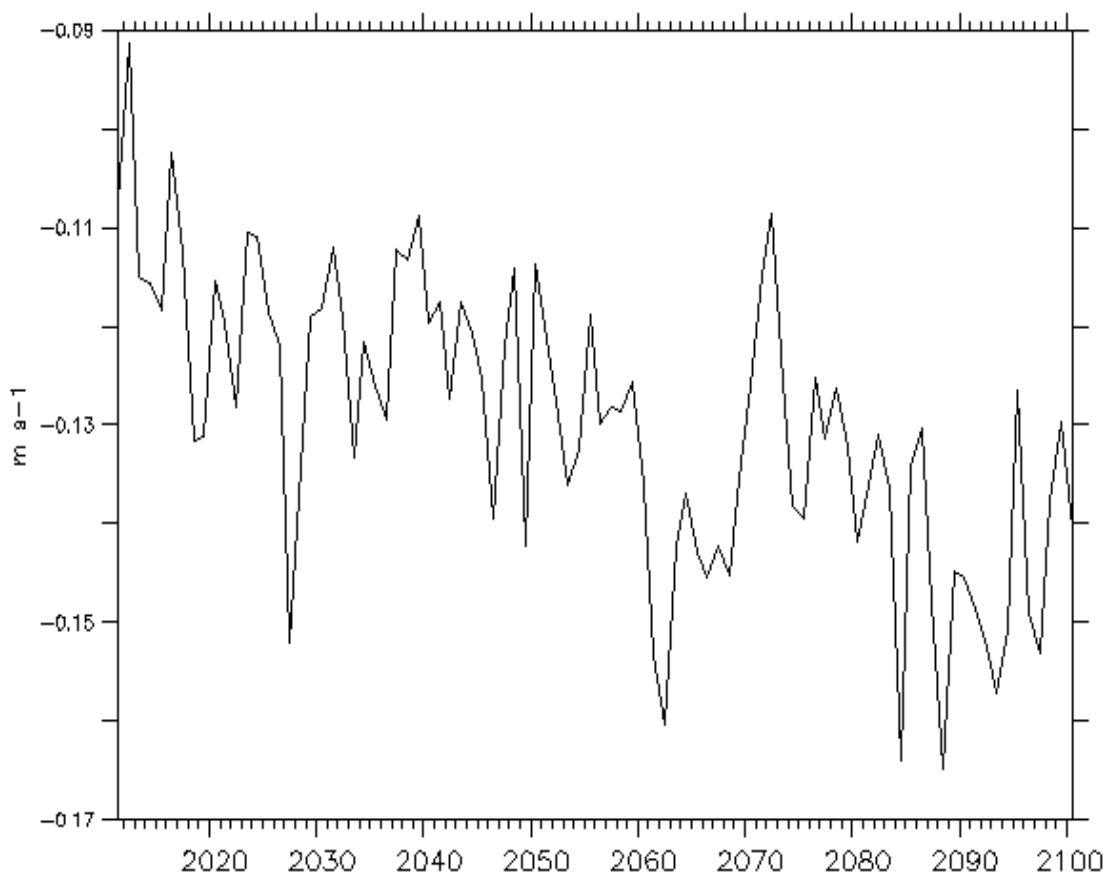


Figura 4.30 – Série temporal de 2011 a 2100 para a componente meridional de velocidade da Corrente do Brasil (m/s) no ponto 2. Fonte: GFDL.

Assim como os resultados apontados pelas figuras 4.29 e 4.30, a componente meridional de velocidade da CB no ponto 3 (ver seção 3.1.), indicada na Figura 4.31, também se intensifica de forma geral ao longo de 90 anos, isto é, de 2011 a 2100. Segundo o cálculo de regressão linear para o ponto 3 (Figura 4.31), a componente meridional de velocidade da CB deste ponto possui uma taxa de variação linear positiva em torno de 0,0005 m/s ano.

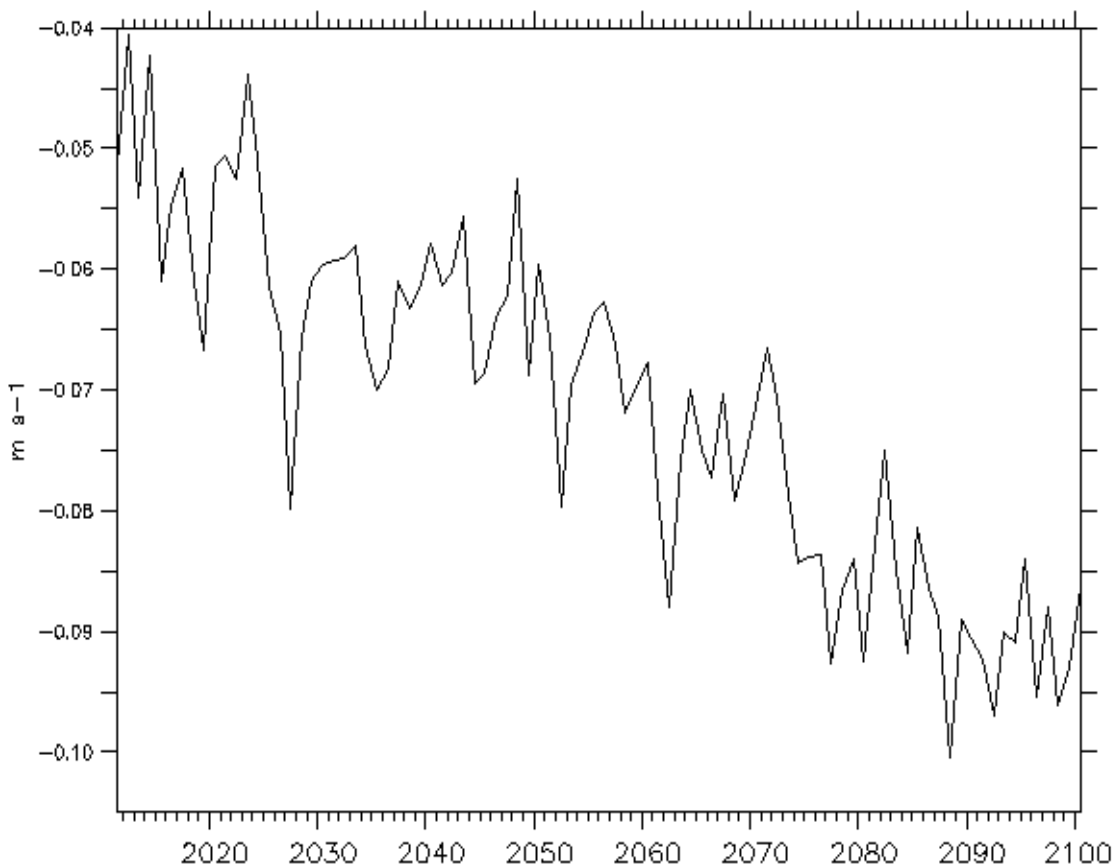


Figura 4.31 – Série temporal de 2011 a 2100 para a componente meridional de velocidade da Corrente do Brasil (m/s) no ponto 3. Fonte: GFDL.

Segundo os resultados apresentados na Tabela 4.4, a componente meridional de velocidade da CB que mais se fortalece a cada ano é a do ponto 3.

TAXA DE VARIAÇÃO LINEAR	PONTO
0,000152649 m/s ano	1
0,000365114 m/s ano	2
0,000483919 m/s ano	3

Tabela 4.4 – Taxa de variação linear da componente meridional de velocidade da Corrente do Brasil nos pontos 1, 2 e 3 a partir do cálculo de regressão linear para um período de 90 anos (2011 a 2100).

4.6. Correlação linear entre a componente meridional de velocidade do vento em superfície e a componente meridional de velocidade da Corrente do Brasil

Conforme os resultados apresentados na Tabela 4.5, o ponto 2 é o que apresenta maior coeficiente de correlação linear (aproximadamente 0,7), indicando que o nível de dependência da componente meridional de velocidade da CB no ponto 2 em relação à componente meridional de velocidade do vento em superfície no ponto 2 é maior do que nos pontos 1 e 3. Em outras palavras, a intensificação da componente meridional de velocidade do vento em superfície no ponto 2 (ver seção 4.4.3.) estaria contribuindo fortemente para a intensificação da componente meridional de velocidade da CB no ponto 2 (ver seção 4.5.3.).

Ainda na Tabela 4.5, observa-se que a componente meridional de velocidade do vento em superfície e a componente meridional de velocidade da CB, ambas no ponto 1, possuem um nível de dependência grande, aproximadamente 0,6 de coeficiente de correlação linear, o que indica que a intensificação da componente meridional de velocidade do vento em superfície no ponto 1 (ver seção 4.4.3.) estaria também contribuindo bastante para a intensificação da componente meridional de velocidade da CB no ponto 1 (ver seção 4.5.3.). Entretanto, o nível de dependência da componente meridional de velocidade da CB em relação à componente meridional de velocidade do vento em superfície, ambas no ponto 3, é fraca (aproximadamente 0,003 de coeficiente de correlação linear), conforme é observado na Tabela 4.5, pois a componente meridional de velocidade do vento em superfície no ponto 3 se enfraquece a cada ano no período de 2011 a 2100 (ver seção 4.4.3.) enquanto a componente meridional de velocidade da CB se fortalece a cada ano no ponto 3 (ver seção 4.5.3.) no período de 2011 a 2100.

A contribuição para o fortalecimento da componente meridional de velocidade da CB no ponto 3 estaria mais associada à intensificação da componente meridional de velocidade do vento em superfície nos pontos 1 (coeficiente de correlação linear em torno de 0,5) e 2 (coeficiente de correlação linear em torno de 0,6; Tabela 4.6) do que no ponto 3 (coeficiente de correlação linear em torno de 0,003; Tabela 4.5). E a intensificação da componente meridional de velocidade do vento em superfície a cada ano no ponto 1 estaria contribuindo

significativamente para também a intensificação da componente meridional de velocidade da CB no ponto 2 (coeficiente de correlação linear em torno de 0,6; Tabela 4.6).

COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO LINEAR	PONTOS
0,591243	PONTO 1 (CB) e PONTO 1 (vento)
0,698511	PONTO 2 (CB) e PONTO 2 (vento)
0,002852	PONTO 3 (CB) e PONTO 3 (vento)

Tabela 4.5 – Coeficiente de correlação linear entre a componente meridional de velocidade do vento em superfície e a componente meridional de velocidade da Corrente do Brasil para um período de 90 anos (2011 a 2100).

COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO LINEAR	PONTOS
0,589365	PONTO 2 (CB) e PONTO 1 (vento)
0,4742213	PONTO 3 (CB) e PONTO 1 (vento)
0,565702	PONTO 3 (CB) e PONTO 2 (vento)

Tabela 4.6 – Coeficiente de correlação linear entre a componente meridional de velocidade do vento em superfície e a componente meridional de velocidade da Corrente do Brasil para um período de 90 anos (2011 a 2100).

5. CONCLUSÕES

O estudo realizado buscou o entendimento de como variáveis atmosféricas e oceânicas se modificaram na região da CBM e de regiões oceânicas vizinhas. Foram detectadas alterações em todos os campos das variáveis estudadas listadas na seção 3.3. frente ao cenário de emissão A1FI do IPCC modelado pelo modelo climático CM2.1 do GFDL para o período de 2011 a 2100.

Em relação aos cálculos de regressão linear, a maior taxa de variação linear positiva de TSM ocorre na região da CBM (aproximadamente $0,05^{\circ}\text{C}/\text{ano}$) devido à intensificação da CB. Essa intensificação pode ser observada a partir da análise das séries temporais para os valores da componente meridional de velocidade da CB observados nos pontos 1, 2 e 3 (seção 4.5.3.). E a maior taxa de variação linear positiva da temperatura do ar em superfície ocorre sobre a região da CBM (aproximadamente $0,04^{\circ}\text{C}/\text{ano}$) devido à intensificação da CB que transporta águas mais quentes para a região da CBM, provocando um maior aquecimento da TSM na região da CBM e conseqüentemente aquecendo mais a temperatura do ar em superfície. Além disso, os resultados dos valores da taxa de variação linear positiva da temperatura do ar em superfície e da TSM para os pontos 1, 2, 3 e 4 indicam uma diminuição do gradiente de temperatura do ar em superfície e do gradiente de TSM nessa área de estudo devido ao maior aumento da taxa de variação linear da temperatura do ar em superfície e da TSM em latitudes superiores do que em latitudes inferiores.

A componente meridional de velocidade do vento em superfície sobre o ponto 2 (ver seção 3.1.) é a que mais se intensifica a cada ano (aproximadamente $0,006 \text{ m/s ano}$; ver seção 4.4.3.), pois o ponto 2 se encontra na mesma latitude do centro da ASAS.

Apesar do enfraquecimento da componente meridional de velocidade do vento de superfície sobre o ponto 3 (aproximadamente $-0,002 \text{ m/s ano}$; ver seção 4.4.3.), a componente meridional de velocidade da CB no ponto 3 é a que mais se fortalece a cada ano (aproximadamente $0,0005 \text{ m/s ano}$; ver seção 4.5.3.).

Com relação aos cálculos de correlação linear, a componente meridional de velocidade da CB no ponto 2 (no ponto 3) estaria associada ao fortalecimento da componente

meridional de velocidade do vento em superfície sobre o ponto 1 (sobre os pontos 1 e 2), onde o(s) coeficiente(s) de correlação linear entre essas variáveis está (estão) por volta de 0,6 (0,5 e 0,6 respectivamente). Outro ponto importante é que a mesma análise conduzida para a componente meridional de velocidade da CB no ponto 1 (ponto 2) indica valores mais altos de correlação com o campo de vento meridional para o ponto 1 (ponto 2) em torno de 0,6 (em torno de 0,7) (ver seção 4.6.).

De acordo com os resultados para o campo de anomalias, foram observados os maiores valores de anomalias positivas de TSM na região da CBM com relação ao restante da Bacia do Atlântico Sul (aproximadamente 1,5°C a 3°C, 2041 a 2070 em relação a 1971 a 2000; aproximadamente 2,5°C a 5,5°C, 2071 a 2100 em relação a 1971 a 2000). Tal fato foi observado durante os períodos de 2041 a 2070 e 2071 a 2100 os quais parecem estar associados à expansão da ASAS (durante o período de 1971 a 2000 em comparação com os períodos de 2011 a 2040, 2041 a 2070 e 2071 a 2100) para oeste e sudoeste. Essa expansão estaria contribuindo para a intensificação do vento em superfície o qual por sua vez estaria intensificando o transporte superficial da CB. Como a CB transporta águas mais quentes, proveniente de latitudes tropicais, pode-se observar um aumento na TSM da região da CBM e conseqüentemente um surgimento de valores de anomalia positiva de TSM. Além disso, esse surgimento de valores de anomalia positiva de TSM e o surgimento também de campos de anomalia na temperatura do ar em superfície (aproximadamente 3°C a 3,5°C, 2071 a 2100 em relação a 1971 a 2000) da região da CBM contribuiriam para a desestabilização da atmosfera local, favorecendo a formação de ciclones, uma vez que a região da CBM e proximidades se encontram na região ciclogênica (ASSAD, 2006; CATALDI et al., 2010; GAN e RAO, 1991; SINCLAIR, 1996 apud FEDOROVA et al., 1999).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A Technical Guide to MOM4: GFDL Ocean Group Technical Report No. 5. Griffies, S. M.; Harrison, M. J.; Pacanowski, R. C.; Rosati, A. NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory. Versão preparada em 4 de fevereiro de 2008. Disponível em: <www.gfdl.noaa.gov>. Acesso em 16/01/2012.

ANDERSON, J. L.; BALAJI, V.; BROCCOLI, A. J.; COOKE, W. F.; DELWORTH, T. L.; DIXON, K. W.; DONNER, L. J.; DUNNE, K. A.; FREIDENREICH, S. M.; GARNER, S. T.; GUDGEL, R. G.; GORDON, C. T.; HELD, I. M.; HEMLER, R. S.; HOROWITZ, L. W.; KLEIN, S. A.; KNUTSON, T. R.; KUSHNER, P. J.; LANGENHOST, A. R.; LAU, N. C.; LIANG, Z.; MALYSHEV, S. L.; MILLY, P. C. D.; NATH, M. J.; PLOSHAY, J. J.; RAMASWAMY, V.; SCHWARZKOPF, M. D.; SHEVLIAKOVA, E.; SIRUTIS, J. J.; SODEN, B. J.; STERN, W. F.; THOMPSON, L. A.; WILSON, R. J.; WITTENBERG, A. T.; WYMAN, B. L. The New GFDL Global Atmosphere and Land Model AM2-LM2: Evaluation with Prescribed SST Simulations. The GFDL Global Atmospheric Model Development Team, *Journal of Climate* (2004), v. 17, n. 24, p. 4641-4673, dezembro, 2004.

ASSAD, L. P. F. Influência do campo de vento anômalo tipo ENSO na dinâmica do Atlântico Sul. Tese (Doutorado em modelagem computacional aplicada a Engenharia Ambiental) – Programa de Engenharia Civil. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2006.

ASSAD, L. P. F.; TORRES JUNIOR, A. R.; CANDELLA, R. N.; MASCARENHAS JUNIOR, A. S. Brazil-Malvinas Confluence upper ocean temperature anomalies induced by an ENSO wind forcing. *Ciencias Marinas – International Journal of Marine Sciences*, v. 36, n. 3, 2010, p. 267-284.

ASSIREU, A. T. Estudo das Características Cinemáticas e Dinâmicas das Águas de Superfície do Atlântico Sul Ocidental a partir de Derivadores Rastreados por Satélite. Tese (Doutorado em Ciências, área de Oceanografia Física). São Paulo: Universidade de São Paulo, 2003.

BRASÍLIA, 2005. Geografia: Ensino Fundamental e Ensino Médio: O mar no espaço geográfico brasileiro. Coleção Explorando o Ensino, v. 8. (Coordenação) Serafim, C. F. S.; (Organização) Chaves, P. T. Ministério da Educação, Secretaria de Educação Básica, p. 304.

CATALDI, M.; ASSAD, L. P. F.; TORRES JUNIOR, A. R.; ALVES, J. L. D. Estudo da influência das anomalias da TSM do Atlântico Sul extratropical na região da Confluência Brasil Malvinas no regime hidrometeorológico de verão do sul e sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*. v. 25, n. 4, p. 513-524, março, 2010.

DELWORTH, T. L.; BROCCOLI, A. J.; ROSATI, A.; STOUFFER, R. J.; BALAJI, V.; BEESLEY, J. A.; COOKE, W. F.; DIXON, K. W.; DUNNE, J.; DUNNE, K. A.; DURACHTA, J. W.; FINDELL, K. L.; GINOUX, P.; GNANADESIKAN, A.; GORDON, C. T.; GRIFFIES, S. M.; GUDGEL, R.; HARRISON, M. J.; HELD, I. M.; HEMLER, R. S.; HOROWITZ, L. W.; KLEIN, S. A.; KNUTSON, T. R.; KUSHNER, P. J.; LANGENHORST, A. R.; LEE, H. C.; LIN, S. J.; LU, J.; MALYSHEV, S. L.; MILLY, P. C. D.; RAMASWAMY, V.; RUSSELL, J.; SCHWARZKOPF, M. D.; SHEVLIAKOVA, E.; SIRUTIS, J. J.; SPELMAN, M. J.; STERN, W. F.; WINTON, M.; WITTENBERG, A. T.; WYMAN, B.; ZENG, F.; ZHANG, R. GFDL's CM2 Global Coupled Climate Models. Part I: Formulation and Simulation Characteristics. *Journal of Climate*. v. 19, n. 5, p. 643-674, março, 2006.

FEDOROVA, N.; CARVALHO, M. H.; FEDOROV, D. Formação de vórtices observados no campo de nebulosidade sobre a América do Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*. v. 14, n. 2, p. 15-27, 1999.

Ferret, 2011. Disponível em: <<http://ferret.pmel.noaa.gov/Ferret/home>>. Acesso em 11/01/2012.

FORNARI, M. Avaliação ambiental sedimentar em área de perfuração exploratória marítima, Bacia de Campos, Rio de Janeiro – Brasil. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Geociências, área de concentração em geologia marinha). Rio Grande do Sul: Universidade do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências, 2005.

FRANCISCO, C. P. F. Dinâmica de Mesoescala da Confluência Brasil-Malvinas. Tese (Doutorado em Ciências, área de Oceanografia Física). São Paulo: Universidade de São Paulo, 2007.

GAN, M. L.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*. v. 119, n. 5, p. 1293-1302, maio, 1991.

GFDL, 2006. Disponível em:

<http://nomads.gfdl.noaa.gov/CM2.X/CM2.1/data/metadata/20C3M_run1.html>. Acesso em 13/01/2012.

GNANADESIKAN, A.; DIXON, K. W.; GRIFFIES, S. M.; BALAJI, V.; BARREIRO, M.; BEESLEY, J. A.; COOKE, W. F.; DELWORTH, T. L.; GERDES, R.; HARRISON, M. J.; HELD, I. M.; HURLIN, W. J.; LEE, H. C.; LIANG, Z.; NONG, G.; PACANOWSKI, R. C.; ROSATI, A.; RUSSEL, J.; SAMUELS, B. L.; SONG, Q.; SPELMAN, M. J.; STOUFFER, R. J.; SWEENEY, C.; VECCHI, G.; WINTON, M.; WITTENBERG, A. T.; ZENG, F.; ZHANG, R.; DUNNE, J. P. GFDL's CM2 Global Coupled Climate Models. Part II: The Baseline Ocean Simulation. *Journal of Climate*. v. 19, n. 5, p. 675-697, março, 2006.

GRIFFIES, S. M.; GNANADESIKAN, A.; DIXON, K. W.; DUNNE, J. P.; GERDES, R.; HARRISON, M. J.; ROSATI, A.; RUSSEL, J.; SAMUELS, B. L.; SPELMAN, M. J.; WINTON, M.; ZHANG, R. Formulation of an ocean model for global climate simulations. *Ocean Science*. v. 1, p. 45-79, setembro, 2005.

HARTMANN, D. *Global physical climatology*. San Diego, California. Elsevier, 1994. p. 411.

HELD, I. M.; WINTON, M.; TAKAHASHI, K.; DELWORTH, T.; ZENG, F.; VALLIS, G. K. Probing the Fast and Slow Components of Global Warming by Returning Abruptly to Preindustrial Forcing. *Journal of Climate*. v. 23, p. 2418-2427, maio, 2010.

IPCC, 2007: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the

Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; Averyt, K. B.; Tignor, M.; Miller, H. L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido e Nova Iorque, NY, Estados Unidos.

IPCC, 2011. Disponível em <http://www.ipcc-data.org/ar4/gcm_data.html>. Acesso em 18/01/2012.

ITO, E. R. K.; AMBRIZZI, T. Climatologia da posição da Alta Subtropical do Atlântico Sul para os meses de inverno. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XI, 2000, Rio de Janeiro. Anais eletrônicos da CBMET XI, 2000. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/cbm-files/12-aafbc30497d15bc6e14dba837028f49a.pdf>>. Acesso em: 02/03/2012.

MARTINS, F. R.; GUARNIERI, R. A.; PEREIRA, E. B. O aproveitamento da energia eólica. *Revista Brasileira de Ensino de Física*. v. 30, n. 1, p. 1304.1-1304.13, 2008.

MAUNA, A. C.; LOMOVASKY, B. J.; FRANCO, B. C.; SCHWARTZ, M. J.; BOTTO, F.; ACHA, E. M.; LASTA, M. L.; IRIBARNE, O. O. Variations in the Biological Characteristics of the Patagonian Scallop (*Zygochlamys patagonica*) Across the Argentine Shelf Break Front. *Journal of Shellfish Research*. v. 29, n. 4, p. 819-825, dezembro, 2010.

MKHANDI, S. H.; VALIMBA, P.; KIMARO T. A. Development of Climate Change Scenarios. Pangani Basin Water Board, Moshi and IUCN Eastern and Southern Africa Regional Programme. v. 7, p. 53, junho, 2008.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. *Physics of climate*. Estados Unidos, Nova Iorque: American Institute of Physics, 1992. p. 520.

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*. v. 26, p. 1-73, 1991.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; DOURADO, M. S.; GARCIA, A. E.; MATA, M. M. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. *Geophysical Research Letters*. v. 32, L22603, doi:10.1029/2005GL023866, 2005.

REX, D. F. Blocking Action in the Middle Troposphere and its Effect upon Regional Climate. Part I: An Aerological Study of Blocking Action. *Tellus*. v. 2, n. 3, p. 196-211, agosto, 1950.

SABATINI, M.; RETA, R.; MATANO, R. Circulation and zooplankton biomass distribution over the southern Patagonian shelf during late summer. *Continental Shelf Research*. v. 24, p. 1359-1373, março, 2004.

SHIMIZU, M. H. Simulação do Clima do Último Máximo Glacial: Um Experimento com um Modelo Estatístico-Dinâmico. Dissertação de Mestrado. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2007.

SILVEIRA, I. C. A.; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S.; IKEDA, Y. A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*. v. 48, n. 2, p. 171-183, novembro, 2000.

SOPPA, M. A.; SOUZA, R. B.; PEZZI, L. P. Variabilidade das anomalias de temperatura da superfície do mar no Oceano Atlântico Sudoeste e sua relação com o fenômeno El Niño-Oscilação Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*. v. 26, n. 3, p. 375-391, fevereiro, 2011.

SOUZA, R. B. Satellite and lagrangian observations of mesoscale surface processes in the southwestern Atlantic Ocean. Tese. University of Southampton, 2000.

STOUFFER, R. J.; BROCCOLI, A. J.; DELWORTH, T. L.; DIXON, K. W.; GUDGEL, R.; HELD, I.; HEMLER, R.; KNUTSON, T.; LEE, H. C.; SCHWARZKOPF, M. D.; SODEN, B.; SPELMAN, M. J.; WINTON, M.; ZENG, F. GFDL's CM2 Global Coupled Climate Models. Part IV: Idealized Climate Response. *Journal of Climate*. v. 19, n. 5, p. 723-740, março, 2006.

The Copenhagen Diagnosis, 2009: Updating the World on the Latest Climate Science. Allison, I.; Bindoff, N. L.; Bindschadler, R. A.; Cox, P. M.; de Noblet, N.; England, M. H.;

Francis, J. E.; Gruber, N.; Haywood, A. M.; Karoly, D. J.; Kaser, G.; Le Quéré, C.; Lenton, T. M.; Mann M. E.; McNeil, B. I.; Pitman, A. J.; Rahmstorf, S.; Rignot, E.; Schellnhuber, H. J.; Schneider, S. H.; Sherwood, S. C.; Somerville, R. C. J.; Steffen, K.; Steig, E. J.; Visbeck, M.; Weaver, A. J. The University of New South Wales Climate Change Research Centre (CCRC), Sydney, Australia. p. 60.

TOKINAGA, H.; TANIMOTO, Y.; XIE, S. P. SST-Induced Surface Wind Variations over the Brazil–Malvinas Confluence: Satellite and In Situ Observations. *Journal of Climate*. v. 18, p. 3470-3482, 2005.

XAVIER, M. E. R.; KERR, A. S. A análise do efeito estufa em textos para-didáticos e periódicos jornalísticos. *Caderno Brasileiro de Ensino de Física*, São Paulo, v. 21, n. 3, p. 325-349, dezembro, 2004.

ANEXO A

A.1. Altas Subtropicais

As altas subtropicais, ou anticiclones subtropicais, são sistemas atmosféricos quase-permanentes que se formam sobre os oceanos do Atlântico Norte, Atlântico Sul, Índico Sul, Pacífico Norte e Pacífico Sul. O centro desses sistemas atmosféricos age, em média, em torno de 30° de latitude devido ao ramo descendente da circulação da Célula de Hadley.

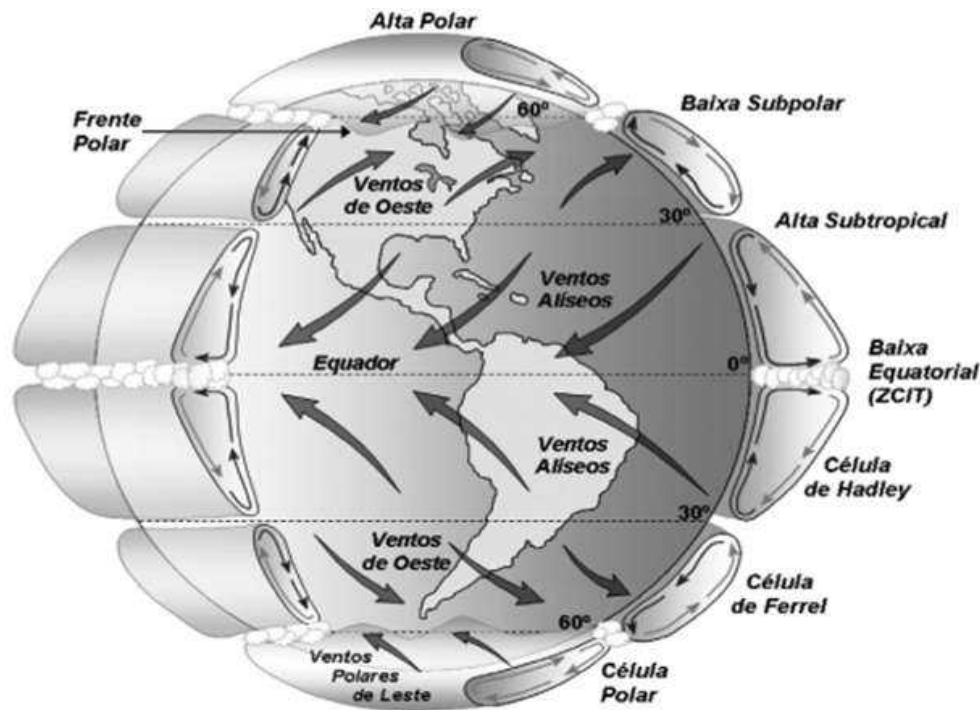


Figura A.2.1 – Modelo conceitual da circulação atmosférica global, indicando as latitudes típicas de sistemas de alta pressão. Fonte: MARTINS et al., 2008.

Esses sistemas se estendem desde a superfície oceânica até a tropopausa e consistem de ar subsidente quente e seco, tornando a atmosfera estável (ITO e AMBRIZZI, 2000). Essa subsidência do ar quente e seco, proveniente das altas subtropicais, coincide com a ocorrência de desertos (MARTINS et al., 2008).

Uma característica importante das altas subtropicais, é que estas exercem forte influência sobre o clima e o tempo. As altas subtropicais atuam como sistemas de bloqueio, quando elas persistem em uma certa região por vários dias impedindo a progressão normal de

sistemas frontais (ITO e AMBRIZZI, 2000). No hemisfério norte, o padrão deve persistir por pelo menos 10 dias segundo REX (1950), e no hemisfério sul, de acordo com VAN LOON (1956) apud ITO e AMBRIZZI (2000), o bloqueio deve durar por pelo menos 6 dias.

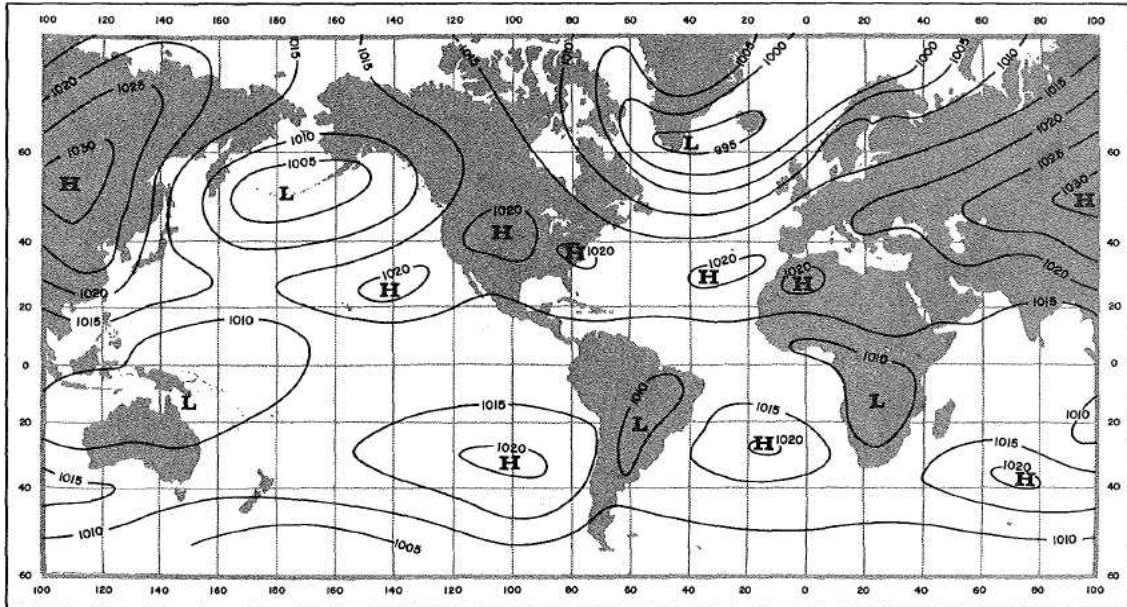


Figura A.2.2 – Média mundial de distribuições de sistemas de alta pressão em janeiro. Fonte: Aviation weather: For pilots and flight operations personnel, 1975.

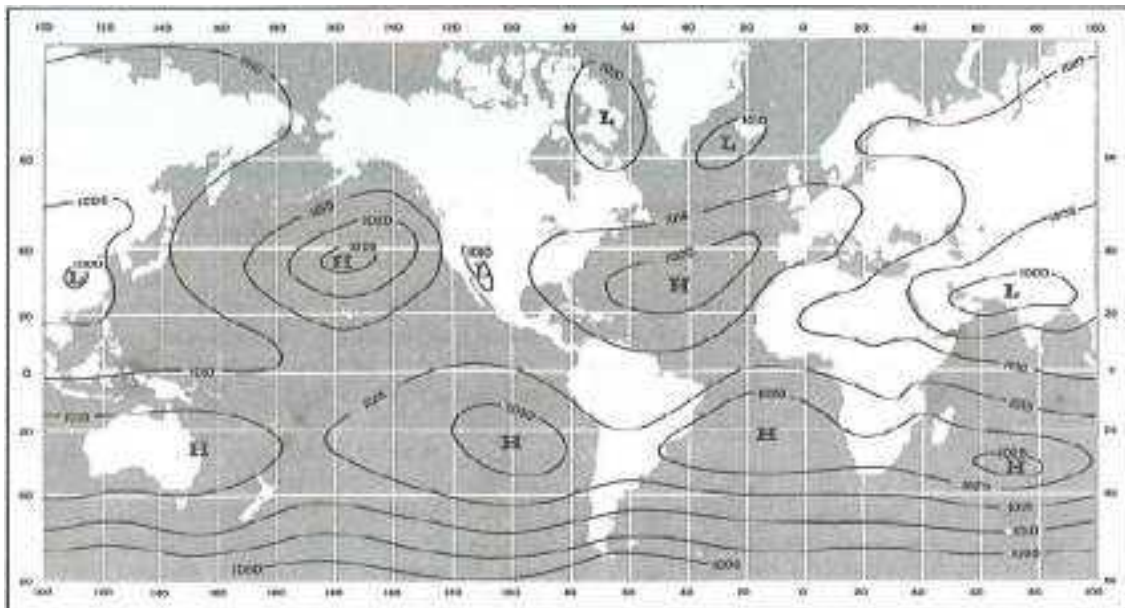


Figura A.2.3 – Média mundial de distribuições de sistemas de alta pressão em julho. Fonte: Aviation weather: For pilots and flight operations personnel, 1975.

A.2. Circulação oceânica superficial

A radiação solar não incide sobre a Terra de forma homogênea devido à inclinação do eixo terrestre, ou seja, latitudes inferiores recebem mais radiação solar do que latitudes superiores. Entretanto, as regiões equatoriais não sofrem um aquecimento contínuo, tampouco as regiões polares sofrem um resfriamento de forma progressiva. Isso ocorre devido ao fato de as correntes marítimas superficiais conduzirem calor de regiões equatoriais em direção aos pólos, regulando as temperaturas da Terra (BRASÍLIA, 2005).

As correntes marítimas superficiais são um resultado da dinâmica da atmosfera sobre os oceanos, onde os ventos são responsáveis por movimentos direcionais da água em grande escala, de uma região para outra.

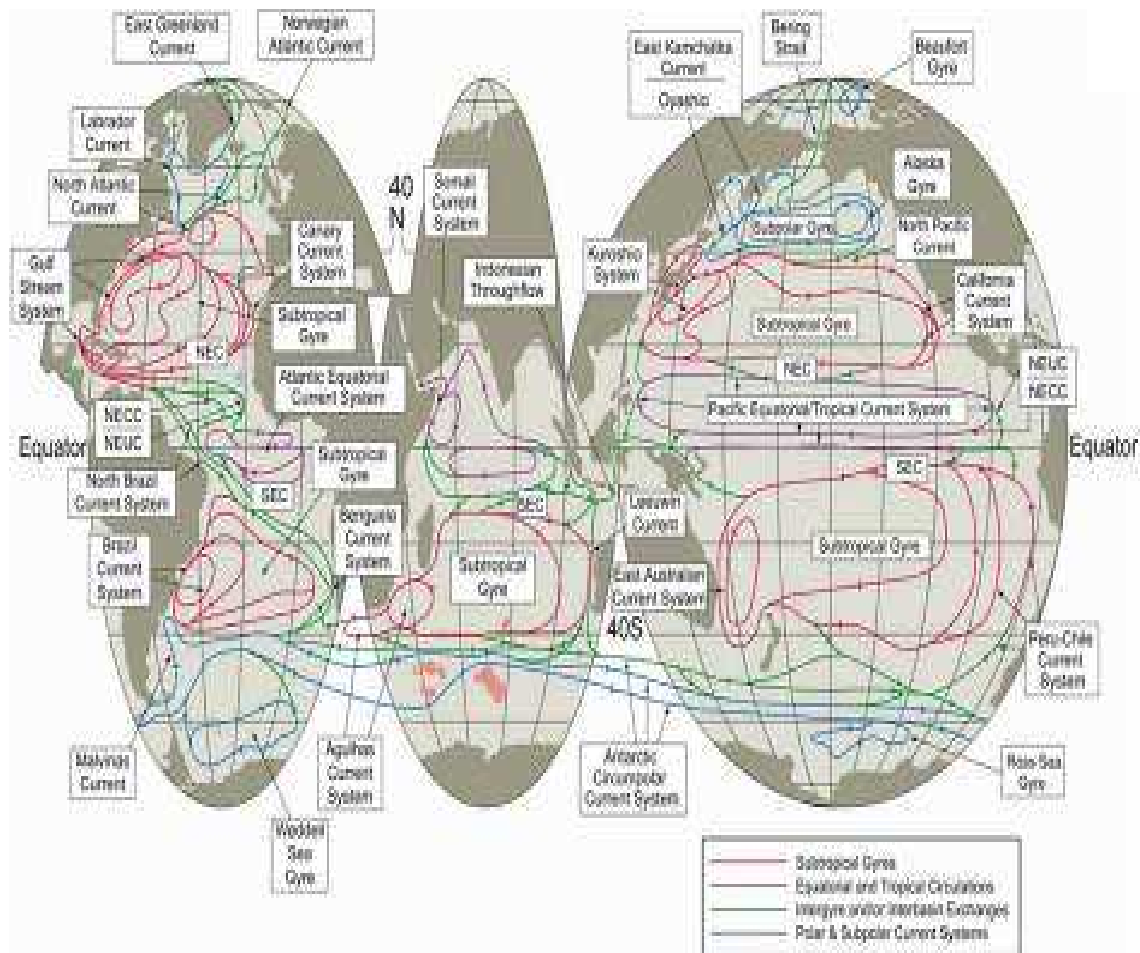


Figura A.2.4 – Representação esquemática das correntes marítimas superficiais do planeta.
Fonte: TALLEY et al., 2011.

As temperaturas das correntes marítimas superficiais podem variar de acordo com suas regiões de origem. Assim, correntes que se orientam dos pólos até as regiões mais próximas ao equador possuem temperaturas mais baixas, e correntes que partem do equador para os pólos carregam águas mais quentes. Logo, em função de sua temperatura e da região de origem, elas podem ser classificadas como:

- Correntes quentes: Provenientes de zonas equatoriais, como a Corrente do Brasil, Corrente do Golfo, Corrente Sul Equatorial, Corrente das Guianas entre outras;
- Correntes frias: Oriundas das regiões polares ou frias, como a Corrente de Humbolt (ou conhecida como Corrente do Peru), Corrente das Malvinas, Corrente do Labrador, Corrente de Benguela, Corrente Circumpolar Antártica entre outras (BRASÍLIA, 2005).

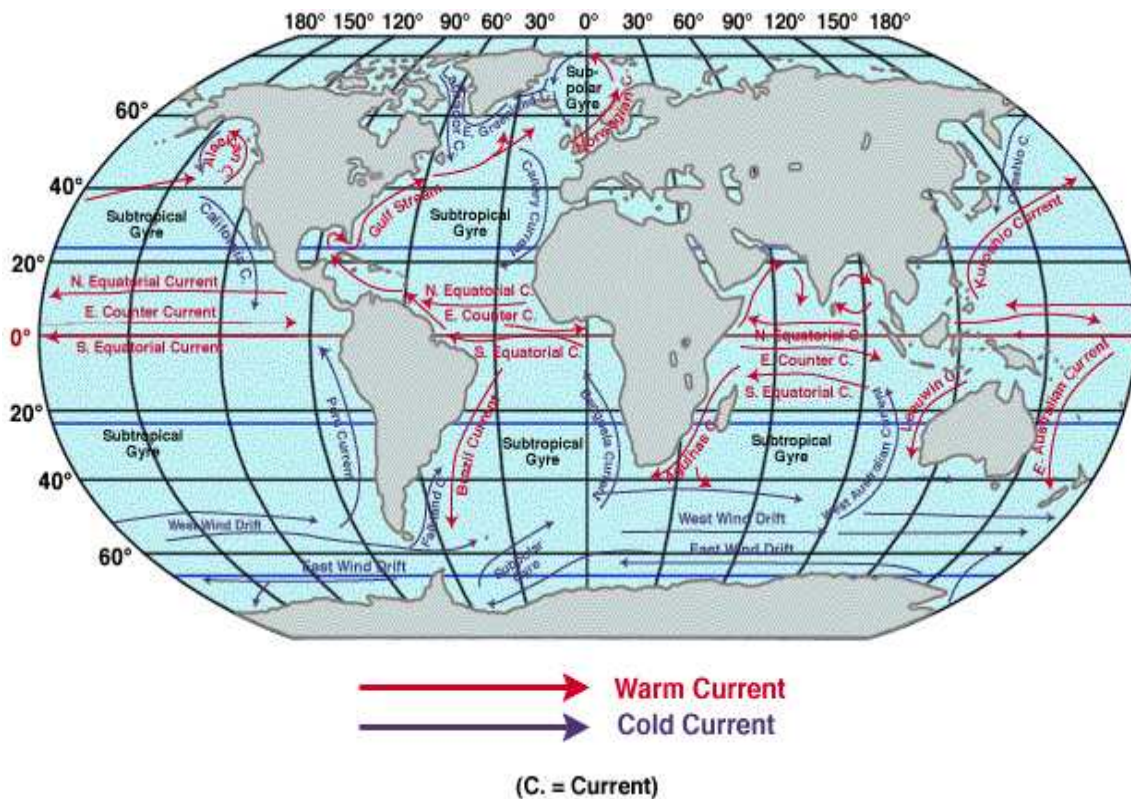


Figura A.2.5 – Representação esquemática das correntes marítimas superficiais quentes e frias do planeta. Fonte: Bigelow Laboratory for Ocean Sciences.