

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**BLOQUEIOS ATMOSFÉRICOS E SISTEMAS FRONTAIS
SOBRE A AMÉRICA DO SUL EM CENÁRIOS DE CLIMA
FUTURO**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Diego Pedroso

Santa Maria, RS, Brasil

2014

BLOQUEIOS ATMOSFÉRICOS E SISTEMAS FRONTAIS SOBRE A AMÉRICA DO SUL EM CENÁRIOS DE CLIMA FUTURO

Diego Pedroso

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Meteorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Meteorologia.**

Orientadora: Prof.^a Simone Erotildes Teleginski Ferraz
Coorientador: Prof. Ernani de Lima Nascimento

Santa Maria, RS, Brasil

2014

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Pedroso, Diego
Bloqueios Atmosféricos e Sistemas Frontais sobre a
América do Sul em Cenários de Clima Futuro / Diego
Pedroso.-2014.
90 p.; 30cm

Orientadora: Simone Erotildes Teleginski Ferraz
Coorientador: Ernani de Lima Nascimento
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de
Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2014

1. Bloqueios Atmosféricos 2. Sistemas Frontais 3.
Cenários Futuros I. Erotildes Teleginski Ferraz, Simone
II. de Lima Nascimento, Ernani III. Título.

©2014

Todos os direitos autorais reservados a Diego Pedroso. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.

Endereço: Rua Vicente do Prado Lima, n. 554 apto. 303

End. Eletr.: diegopedroso1@gmail.com

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Dissertação de Mestrado

**BLOQUEIOS ATMOSFÉRICOS E SISTEMAS FRONTAIS SOBRE A
AMÉRICA DO SUL EM CENÁRIOS DE CLIMA FUTURO**

elaborada por
Diego Pedroso

como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Meteorologia

COMISSÃO EXAMINADORA:


Simone Erotildes Teleginski Ferraz, Dra.
(Presidente/orientadora)


Tércio Ambrizzi, Dr. (USP)


Nathalie Tissot Boiaski, Dra. (UFSM)

Santa Maria, 20 de fevereiro de 2014.

"A atmosfera é o exemplo que a natureza nos deu para que estejamos sempre na busca incessante do equilíbrio."

(O Autor)

Aos meus pais Ressoli e Iliane Pedroso, ao meu irmão Gian
Pedroso e a Silvia, ao meu lado desde os primeiros meses do
Mestrado.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a Deus por tudo.

À Profa. Dra. Simone Ferraz pela orientação, amizade e paciência nas discussões ao longo do desenvolvimento desta pesquisa.

Ao Prof. Dr. Ernani Nascimento pelas sugestões que foram de extrema valia para o andamento do trabalho.

Aos professores Dr. Tércio Ambrizzi e Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha, da USP, pelo apoio, confiança e inserção do Grupo de Pesquisas em Clima da UFSM neste ambicioso projeto.

À Comissão de Aperfeiçoamento do Pessoal do Ensino Superior (CAPES), Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS) e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio financeiro.

À Universidade Federal de Santa Maria por oferecer ensino público, gratuito e de qualidade.

Ao time de professores dos Programas de Graduação e Pós-Graduação em Meteorologia da UFSM pelos ensinamentos.

Aos meus pais pelo incansável incentivo nos meus estudos e pelo apoio em todos os momentos.

À Silvia, por caminhar ao meu lado, me incentivar e fazer parte, dia a dia, desta conquista.

Aos meus amigos, dentro e fora da sala s/nº, Adriano Battisti, Anderson Coelho, Brunna Romero, Daniel Caetano, Erikson Magno, Giancarlo Rambo, Geovane Webler, Gustavo Verardo, Kainara Rodrigues, Marcelo Diaz, Priscila Farias, Shawana Mayer, Vinícius Cebalhos, Viviane Guerra e todos os colegas e futuros colegas de profissão.

Muito Obrigado!

RESUMO

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

BLOQUEIOS ATMOSFÉRICOS E SISTEMAS FRONTAIS SOBRE A AMÉRICA DO SUL EM CENÁRIOS DE CLIMA FUTURO

AUTOR: DIEGO PEDROSO

ORIENTADORA: SIMONE EROTILDES TELEGINSKI FERRAZ

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 20 de fevereiro de 2014.

A atuação de sistemas meteorológicos modula o comportamento das chuvas e da temperatura de grandes regiões, devendo ser corretamente simulados pelos modelos climáticos. A representação dos sistemas deve ser consideravelmente boa para que a confiabilidade no modelo seja mais alta. Esta pesquisa, portanto, tem o principal objetivo de analisar como bloqueios atmosféricos e sistemas frontais estão sendo reproduzidos por estes modelos. Foi utilizado para isso, o modelo do centro britânico, o HadGEM2-ES (*Hadley Centre Global Environment Model version 2 – Earth System*) em dois cenários de mudança climática, o RCP4.5 e o RCP8.5, em séries de projeções futuras (2020-2049), comparando-os com uma série de referência de 30 anos para o passado (1975-2004). Os resultados encontrados serão validados a partir daqueles já encontrados por outros estudos. Para os bloqueios, o método usado é o proposto por Pelly e Hoskins (2003), em que se buscam variações meridionalmente anômalas de temperatura potencial na tropopausa dinâmica. Já os sistemas frontais foram encontrados através da função frontogenética proposta inicialmente por Petterssen (1956). Além disso, é feito o estudo da alteração no regime de chuvas, simulados pelo modelo RegCM4 (*Regional Climate Model version 4*) para as regiões Sul e Sudeste do Brasil. Os principais resultados mostram que existe uma boa concordância entre o ciclo anual e o posicionamento de ambos os sistemas pelo modelo no passado. Verifica-se uma redução dos sistemas de bloqueio sobre a região do Pacífico Central (170.0°W-120°W) e um aumento dos mesmos sobre a região do Pacífico Sudeste (117.5°W-80°W) e do Atlântico Sudoeste (77.5°W-40°W) em ambos os cenários futuros. Já os sistemas frontais, que também mostram uma boa concordância na série de referência, possuem uma tendência de aumento em sua frequência nas duas regiões estudadas. Da mesma forma o regime de chuvas simuladas pelo RegCM4 indica acumulados mais significativos nas estações de verão, outono e primavera e um comportamento próximo ao observado para os meses de inverno.

Palavras-chave: Bloqueios Atmosféricos. Sistemas Frontais. Cenários Futuros.

ABSTRACT

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

ATMOSPHERIC BLOCKINGS AND FRONTAL SYSTEMS OVER SOUTH AMERICA IN FUTURE CLIMATE SCENARIOS

AUTOR: DIEGO PEDROSO

ORIENTADORA: SIMONE EROTILDES TELEGINSKI FERRAZ

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 20 de fevereiro de 2014.

The meteorological systems modulate the behavior of rainfall and temperature on large regions and must be correctly simulated by the climate models. The representation of these events should be good for the reliability model to be higher. This research therefore has the primary aim of examining how atmospheric blocks and frontal systems are being detected. Was used for this, the model of the British Center, HadGEM2-ES (*Hadley Centre Global Environment Model version 2 – Earth System*) in two climate change scenarios, RCP4.5 and RCP8.5 in the future (2020-2049) projections series, comparing them with series of reference for the past 30 years (1975-2004). The results will be validated from those already found by other studies. For the blocks, the detection method proposed by Pelly e Hoskins (2003), in which find meridionally anomalous variations of potential temperature in the dynamical tropopause. Frontal systems were found by frontogenetic function first proposed by Petterssen (1956). Moreover, the study of changes in rainfall, simulated by RegCM4 (*Regional Climate Model version 4*) model for the South and Southeast regions of Brazil is made. The main results show that there good agreement between the annual cycle and positioning of both systems by the model on past. There is a reduction of blocking systems on Central Pacific (170.0°W-120°W) and increased over the same region of the Southeast Pacific (117.5°W-80°W) and the Southwest Atlantic (77.5°W-40°W) in both future scenarios. The frontal systems, which also show a good agreement in the reference series, have a tendency to increase the frequency in the two studied regions. Likewise the accumulated rainfall simulated on RegCM4 indicating to be more significant in summer, fall and spring seasons and behavior similar to that reported previously for the winter months.

Keywords: Atmospheric Blocking. Frontal Systems. Future Scenarios.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Ilustração esquemática do escoamento em médios níveis em um caso de bloqueio tipo omega no Hemisfério Sul. Fonte: modificado de Pelly (2001).	21
Figura 1.2 – Ilustração esquemática do escoamento em médios níveis em um caso de bloqueio tipo dipolo no Hemisfério Sul. Fonte: modificado de Pelly (2001).	21
Figura 1.3 – Seção vertical da média zonal dos valores temperatura potencial (linhas cheias) (K) e vorticidade potencial (linhas pontilhadas) (UVP). Fonte: dados diários provenientes do ECMWF Bluestein (1993).	24
Figura 1.4 – Configuração do vento geostrófico (V_g) em altos e baixos níveis para o HS. Fonte: Nascimento, E. L. (notas de aula), adaptado de Wallace e Hobbs (2006).	28
Figura 1.5 – Modelo conceitual dos estágios de desenvolvimento de um sistema frontal e suas respectivas seções transversais. Em (A) Ciclone em estágio maduro com o respectivo posicionamento dos ramos frontais. (B) Ciclone parcialmente em oclusão e (C) Ciclone em fase de dissipação (totalmente ocluso). Fonte: The Atmosphere, 5th edn. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall (1992). Adaptado para o HS.	30
Figura 1.6 – Médias trimestrais (mm.mes^{-1}) da precipitação para as regiões Sul e Sudeste do Brasil entre 1975 e 2004. Sendo (a) Média dos meses de Dezembro-Janeiro-Fevereiro, (b) Média dos meses de Março-Abril-Maio, (c) Média dos meses de Junho-Julho-Agosto, (d) Média dos meses de Setembro-Outubro-Novembro. Fonte: dados provenientes da Physical Sciences Division, Earth System Research Laboratory, NOAA, Boulder, Colorado - EUA, disponível em http://www.esrl.noaa.gov/psd/	33
Figura 1.7 – Emissões de CO_2 em $\text{GtCO}_2.\text{ano}^{-1}$ para os quatro cenários de emissão. Fonte: Meinshausen et al. (2011).	34
Figura 2.1 – Processos incluídos na descrição completa do Sistema Terrestre no modelo HadGEM2-ES. Fonte: adaptado de Martin et al. (2011).	37
Figura 2.2 – Diagramas de Taylor mostrando a relação entre as médias do HadGEM2-ES com as médias das componentes do HadGEM1, HadGEM2-A, HadGEM2-AO e HadGEM2-CCS. As variáveis são: precipitação (precip), cobertura total de nuvens (tcloud), pressão ao nível médio do mar (pmsl), insolação (insol), emissão de radiação de onda longa (olr) e onda curta (swout), emissão de radiação de ondas curtas em céu claro (csswout), emissão de radiação de onda longa em céu claro (csolr), radiação de onda longa forçada pelas nuvens (lwcf), radiação de onda curta forçada pelas nuvens (swcf) e em diferentes níveis: geopotencial (z), temperatura (T), vento zonal (u), vento meridional (v), umidade relativa (rh) e específica (q). Fonte: adaptado de Martin et al. (2011).	38
Figura 2.3 – Diagrama de Taylor mostrando a relação entre as médias globais do HadGEM2-ES as reanálises do ERA-40, ERA-Interim, MERRA e GPCP. Fonte: adaptado de Martin et al. (2011).	39
Figura 2.4 – Domínio utilizado para as três simulações do modelo RegCM4 com as respectivas áreas de estudo. As áreas A1 e A2, compreendem parte da	

região leste da Argentina e sul Uruguai. As regiões A3, A4, A5 e A6 os estados da região Sul do Brasil, Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná e parte do sul de São Paulo. Já as regiões A7, A8, A9 e A10 representam boa parte da região Sudeste com os estados de São Paulo, Rio de Janeiro, Goiás e Minas Gerais.	42
Figura 2.5 – Representação esquemática do cálculo do índice de bloqueio. As caixas possuem as dimensões de 5° de longitude por 10° de latitude. Fonte: adaptado para o HS de Pelly e Hoskins (2003).	43
Figura 2.6 – Representação dos “setores” para o cálculo do índice de bloqueio. As regiões compreendem o Pacífico Central (170.0°W-120°W), Pacífico Sudeste (117.5°W-80°W) e Atlântico Sudoeste (77.5°W-40°W).	44
Figura 2.7 – Média anual da energia cinética transiente (EKE) em $m^2.s^{-2}$, em 300 hPa para a série 1975-2004, utilizando os dados brutos (sem filtro) do modelo HadGEM2-ES para determinação da latitude preferencial de ocorrência de bloqueios.	45
Figura 3.1 – Campos médios sazonais da temperatura potencial, θ (K) em -2,0 UVP para o período RF do HadGEM2-ES.	50
Figura 3.2 – Soma do total de dias bloqueados (figuras da esquerda) e de eventos de bloqueio (figuras da direita) para cada mês do ano, nas três projeções do HadGEM2-ES, para a região do Pacífico Central.	52
Figura 3.3 – Soma do total de dias bloqueados (figuras da esquerda) e de eventos de bloqueio (figuras da direita) para cada mês do ano, nas três projeções do HadGEM2-ES, para a região do Pacífico Sudeste.	53
Figura 3.4 – Soma do total de dias bloqueados (figuras da esquerda) e de eventos de bloqueio (figuras da direita) para cada mês do ano, nas três projeções do HadGEM2-ES, para a região do Atlântico Sudoeste.	54
Figura 3.5 – Soma do total de dias bloqueados (figuras da esquerda) e de eventos de bloqueio (figuras da direita) para cada ano, nas três projeções do HadGEM2-ES, para a região do Pacífico Central.	56
Figura 3.6 – Soma do total de dias bloqueados (figuras da esquerda) e de eventos de bloqueio (figuras da direita) para cada ano, nas três projeções do HadGEM2-ES, para a região do Pacífico Sudeste.	57
Figura 3.7 – Soma do total de dias bloqueados (figuras da esquerda) e de eventos de bloqueio (figuras da direita) para cada ano, nas três projeções do HadGEM2-ES, para a região do Atlântico Sudoeste.	58
Figura 4.1 – Número de casos de frente fria em agosto de 2002. Fonte: boletim Climanálise CPTEC/INPE.	60
Figura 4.2 – Campos médios diários de vento e da Função Frontogenética em 850 hPa proveniente da reanálise ERA-Interim.	61
Figura 4.3 – Campos médios diários de vento e da Função Frontogenética em 850 hPa do modelo HadGEM2-ES.	62
Figura 4.4 – Campos médios mensais da Função Frontogenética em 850 hPa para agosto de 2002. Em (a) reanálise do ERA-Interim e em (b) o modelo HadGEM2-ES.	63
Figura 4.5 – Número médio de passagens frontais por mês, detectadas em 925 hPa e 850 hPa, nas séries RF (1975-2004) e R45, R85 (2020 -2049) para as áreas A3 e A7 do mapa.	65
Figura 4.6 – Número de passagens frontais por ano, detectadas em 925 hPa, nas	

séries RF (1975-2004) e R45, R85 (2020 -2049) para as áreas A3 e A7 do mapa.	67
Figura 4.7 – Número de passagens frontais por ano, detectadas em 850 hPa, nas séries RF (1975-2004) e R45, R85 (2020 -2049) para as áreas A3 e A7 do mapa.	68
Figura 4.8 – Número médio anual de passagens de frentes frias durante o período de 1979 a 2005 com base nos dados de 925 hPa da reanálise CDAS. Fonte: Cavalcanti et al. (2009) p. 139.	70
Figura 4.9 – Diferenças entre os campos sazonais de precipitação mensal acumulada (mm.mês^{-1}), na forma [Futuro - Passado] simulados pelo RegCM4. ...	72
Figura 4.10 – Média anual da precipitação mensal acumulada (mm.mês^{-1}), nas séries RF (1975-2004) e R45, R85 (2020 -2049) para as áreas A3 e A7 do mapa com as respectivas linhas de tendência.	73
Figura 4.11 – Diferença nos campos de vento (m.s^{-1}) e de temperatura potencial equivalente (K), para todo o período, dos cenários (R45 e R85) e o período de referência. Os cálculos foram feitos para 850 hPa.	74

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 – Média mensal e anual do número de sistemas frontais nas áreas 3 e 7 para a série RF, R45 e R85 em 925 e 850 hPa.....	66
Tabela 4.2 – Média, variância e desvio padrão do número anual de sistemas frontais nas áreas 3 e 7 para a série RF, R45 e R85 em 925 e 850 hPa.	69

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<i>AS</i>	América do Sul
<i>AR5</i>	Assessment Report – 5
<i>B</i>	Índice de Bloqueio
<i>CMIP5</i>	Coupled Model Intercomparison Project – Phase 5
<i>DB</i>	Dias Bloqueados
<i>DJF</i>	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
<i>EV</i>	Eventos de bloqueio
<i>EKE</i>	Energia Cinética Transiente
<i>FF</i>	Função Frontogénica
<i>HadGEM2 – ES</i>	Hadley Centre Global Environment Model versão 2 Earth System
<i>HN</i>	Hemisfério Norte
<i>HS</i>	Hemisfério Sul
<i>IPCC</i>	Intergovernmental Panel on Climate Change
<i>JJA</i>	Junho-Julho-Agosto
<i>MAM</i>	Março-Abril-Maio
<i>MOHC</i>	Met Office Hadley Centre
<i>PH03</i>	Pelly e Hoskins (2003)
<i>R45</i>	Período futuro RCP4.5 (2020-2049)
<i>R85</i>	Período futuro RCP8.5 (2020-2049)
<i>RCP</i>	Radiative Concentration Pathways
<i>RF</i>	Período de referência (1975-2004)
<i>SON</i>	Setembro-Outubro-Novembro
<i>UVP</i>	Unidade de Vorticidade Potencial

VP

Vorticidade Potencial

VPI

Vorticidade Potencial Isentrópica

LISTA DE SÍMBOLOS

h	Altura da coluna de fluido
θ_E	Temperatura Potencial Equivalente
V_g	Vento Geostrófico
η	Vorticidade Absoluta
ζ	Vorticidade Relativa
ζ_θ	Vorticidade Isentrópica

SUMÁRIO

RESUMO	6
ABSTRACT	7
INTRODUÇÃO	16
1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	20
1.1 Bloqueios Atmosféricos	20
1.1.1 Considerações Iniciais	20
1.1.2 Critérios de Identificação de Bloqueios	21
1.1.3 Vorticidade Potencial	23
1.1.4 Energia Cinética Transiente	25
1.2 Sistemas Frontais	27
1.2.1 Considerações Iniciais	27
1.2.2 Instabilidade Baroclínica	27
1.2.3 Frentes: definições e tipos	28
1.2.4 Frontogênese e Frontólise	30
1.3 Climatologia da precipitação nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil	32
1.4 Projeções de Clima Futuro	34
2 DADOS E METODOLOGIA	36
2.1 O modelo HadGEM2-ES	36
2.2 O modelo RegCM4	40
2.2.1 Simulações com o RegCM4	41
2.3 Índice de Bloqueio	43
2.4 Função Frontogenética	46
3 RESULTADOS E DISCUSSÕES - BLOQUEIOS	49
3.1 Climatologia	51
3.1.1 Variabilidade Mensal	51
3.1.2 Análise de Tendência	56
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES - SISTEMAS FRONTAIS	60
4.1 Estudo de caso	60
4.2 Climatologia	64
4.2.1 Variabilidade Mensal	64
4.2.2 Análise de Tendência	67
4.3 Precipitação	71
5 CONCLUSÕES	75
5.1 Sugestões para Trabalhos Futuros	78
Apêndice A – Derivação da Função Frontogenética	79
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	87

INTRODUÇÃO

Ao longo do ano, uma extensa gama de sistemas meteorológicos é observada sobre a América do Sul (AS). O mesmo pode-se dizer do Brasil, que, devido às suas dimensões continentais, apresenta diferentes regimes climáticos caracterizados através da ocorrência de distintos sistemas meteorológicos. Zona de convergência do Atlântico Sul, ciclones, frentes, sistemas convectivos, vórtices ciclônicos, ondas de leste, entre outros, são observados com frequência sobre a AS, (CAVALCANTI et al., 2009). Existe uma complexidade muito grande envolvida no estudo destes sistemas, pois cada um deles possui uma dinâmica particular de formação e maturação, atingindo com intensidade variável, no tempo e no espaço, as regiões preferenciais para sua ocorrência.

O grande desafio da modelagem do clima, tanto para os modelos estatísticos quanto para os dinâmicos, reside em representar da melhor forma possível a distribuição e comportamento desses sistemas. Com o advento da supercomputação, dos satélites ambientais e de uma rede integrada de observação meteorológica, foi possível melhorar a representação do sistema oceânico e atmosférico como um todo. Este avanço exigiu um grande esforço da comunidade científica envolvida neste trabalho. Deve-se citar, também, os maiores investimentos em pesquisa dos processos físicos e biogeoquímicos que influenciam a dinâmica do sistema terrestre, ver (LYNCH, 2008). Deste modo, a confiabilidade dos modelos climáticos na simulação destas complexas interações, vem melhorando de forma significativa com o passar do tempo, tornando-se uma ferramenta de grande importância à sociedade e aos tomadores de decisão.

Esta confiabilidade é quantificada pela validação, por meio da comparação com observações, da capacidade dos modelos em representar diversos sistemas atmosféricos como feito em inúmeros estudos. Ao longo deste trabalho serão investigados dois sistemas meteorológicos, a saber: bloqueios atmosféricos e sistemas frontais, através de índices objetivos de detecção, utilizando um modelo climático na replicação da climatologia observada e implicação para cenários futuros. Os estudos sobre bloqueios foram inicialmente realizados, para o Hemisfério Norte, no final da década de 1940 com o pioneiro estudo realizado por Willet (1949). O mesmo identificou situações nas quais o escoamento nas regiões baroclínicas apresentava uma componente meridional mais intensa do que a média observada. Willet (1949) percebeu que esta componente meridional acentuada obstruía a passagem dos sistemas sinóticos na sua região de influência. Rex (1950a, 1950b), por sua vez, produziu o que se tornou a primeira climatologia de bloqueios. O autor, analisando dados de altura geopotencial em 500 hPa, identificou qualitativamente suas áreas preferenciais de ocorrência, persistência e sua variabilidade sazonal e anual. Para o Hemisfério Sul, os estudos de bloqueios utilizando critérios não objetivos foram elaborados por Van Loon (1950), Wright (1974), Casarin e Kousky (1982).

Quando um bloqueio atmosférico se configura, as condições meteorológicas a ele associadas persistem durante dias, modificando os padrões de precipitação e temperatura em uma região ampla. Desta forma, a identificação de um bloqueio tem grande importância para fins de previsão do tempo e previsões climáticas de médio prazo. O estabelecimento de uma condição de bloqueio aumenta significativamente a previsibilidade do tempo em sua região de ocorrência, devido ao seu caráter persistente tanto no tempo (dias ou semanas) quanto no espaço (semi-estacionário). Investigá-los e verificar de que maneira são representados pelos modelos são, portanto, aspectos muito relevantes para a previsão de tempo e clima.

Para identificar situações de bloqueios existem diversas formas de detecção, sejam elas subjetivas ou objetivas. Os critérios de natureza subjetiva definem uma metodologia mais qualitativa, com características a serem satisfeitas integralmente. Os principais aspectos sinóticos explorados nestes estudos referem-se à descrição da duração, área de abrangência e deslocamento do padrão de bloqueio. Em sua maioria, os índices objetivos empregados para a detecção de bloqueios concordam que a duração de um evento de bloqueio clássico deve ser de, no mínimo, seis dias, como em Van Loon (1950), Wright (1974) e Casarin e Kousky (1982). Em relação ao posicionamento, o sistema de bloqueio, o mesmo deve encontrar-se em latitudes mais altas do que a posição climatológica das Altas Subtropicais. Além disso, o sistema deve apresentar pequeno deslocamento longitudinal, menor que 25° de longitude, durante toda a duração do evento. Infelizmente, existe um fator complicador que reside nesse tipo de análise; há uma significativa dificuldade na implementação de algoritmos que avaliem estas condições em um grande conjunto de dados. Consequentemente, muitos autores preferiram não utilizar os critérios de identificação descritos anteriormente e propuseram novos métodos baseados em critérios que podem ser mais facilmente traduzidos para códigos computacionais, permitindo assim, sua aplicação em uma quantidade maior de dados. Exemplos destes novos índices foram aqueles propostos por LejeÑas (1984), Trenberth e Mo (1985), Kayano e Kousky (1990), Tibaldi et al. (1994) e mais recentemente, o índice proposto por Pelly e Hoskins (2003).

Os critérios de identificação de bloqueios para o Hemisfério Sul foram inicialmente adaptados das primeiras publicações realizadas para o Hemisfério Norte, que possui um comportamento médio atmosférico distinto, devido às suas características mais continentais. Estudos mostram que estes novos critérios, aliados a uma investigação mais profunda da energia cinética associada aos sistemas transientes no Hemisfério Sul, indicam que o critério de número de dias necessários para que o escoamento bloqueado se caracterize como, de fato, um evento de bloqueio, pode ser menor quando comparado ao Hemisfério Norte (BERRISFORD; HOSKINS; TYRLIS, 2007).

Em relação aos sistemas frontais, o primeiro modelo conceitual realístico foi aquele desenvolvido no início do século XX por Bjerknes (1919) e Bjerknes e Solberg (1922),

enunciando a teoria da frente polar e o ciclo de vida dos ciclones extratropicais. A estrutura vertical e o desenvolvimento dos sistemas frontais ocorridos nos Estados Unidos foram posteriormente documentados por Reed e Sanders (1953), Newton (1954), Stone (1966) entre outros. Experimentos computacionais para estudos de caso datam do final da década de 1960 com os trabalhos de Williams (1967) e Mudrick (1974), que mostram o desenvolvimento de casos de frontogênese adiabática (i.e., desconsiderando os efeitos do calor latente de condensação e atrito), apresentando resultados coerentes com as observações e em uma escala de tempo realista.

Ao contrário dos bloqueios, que são sistemas semi-estacionários, as frentes possuem uma natureza mais transiente, percorrendo grandes distâncias em poucos dias. Antes, durante e depois de sua passagem, modificam de forma significativa as condições de tempo e são as principais responsáveis pela distribuição de energia entre os trópicos e os pólos. As frentes são identificadas por campos de pressão atmosférica, altura geopotencial, ventos, temperatura e umidade e, no Hemisfério Sul, as frentes frias geralmente deslocam-se de sudoeste para nordeste. Algumas vezes as frentes frias podem atingir latitudes mais baixas, como o oeste da região Amazônica e o sul da região nordeste do Brasil (CAVALCANTI et al., 2009). A correta caracterização das frentes pelos modelos climáticos é de extrema importância, tendo em vista o papel fundamental delas na distribuição das chuvas e na troca de calor trópicos-extratropicos, além de atuarem com frequência no sul e sudeste Brasil ao longo de todo o ano.

Uma climatologia de frentes para o continente sul-americano foi elaborada inicialmente por Taljaard (1967); posteriormente, Satyamurty e Mattos (1989), calcularam os campos de Função Frontogenética na região entre 45°N e 45°S. Este cálculo foi inicialmente proposto por Petterssen (1956), indicando um método objetivo para determinar locais preferenciais para formação (dissipação) de sistemas frontais. Para isso, utilizou parâmetros indicadores como gradiente horizontal de temperatura, orientação do eixo de dilatação, deformação total e divergência. Orlanski et al. (1985), baseado na ideia proposta por Petterssen (1956), mostrou que o principal agente causador da intensificação do gradiente horizontal de temperatura está associado a deformação no escoamento de baixos níveis.

Os resultados discutidos em Satyamurty e Mattos (1989) foram para os meses mais significativos de cada estação do ano (Janeiro, Abril, Julho e Outubro) para um período de 7 anos (1975-1981). Segundo os autores, sobre a América do Sul, observa-se uma banda frontogenética orientada de noroeste para sudeste que passa sobre sul do Brasil e norte da Argentina chegando até o Rio de Janeiro. Isto concorda com as observações e com os mapas sinóticos que tipicamente mostram as frentes frias, em seu deslocamento para nordeste, se enfraquecendo após passarem pelo Rio de Janeiro. Além disso, indicam que os sistemas ciclônicos provenientes do Pacífico tendem a desenvolver bandas frontais sobre o norte e leste da Argentina.

Objetivos

O presente estudo tem como intuito investigar a detecção objetiva de bloqueios atmosféricos e sistemas frontais na América do Sul, em um modelo climático utilizando alguns métodos mencionados acima. O objetivo inclui avaliar a destreza do modelo em simular a climatologia documentada de frentes e bloqueios para este continente e identificar possíveis alterações em seus regimes considerando-se cenários climáticos futuros. O modelo utilizado nesta pesquisa é o HadGEM2-ES (*Hadley Centre Global Environment Model versão 2 – Earth System*); ele faz parte do CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project – Phase 5*). Nesta base, estão inseridos os mais avançados modelos climáticos dos grandes centros de pesquisa do mundo. O compêndio de modelos do CMIP5 foi usado na fase de detecção das mudanças climáticas no AR5 (*Assessment Report – 5*), o Quinto Relatório de Avaliação do IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*), discutido e redigido no ano de 2013.

A representação numérica da frequência e locais de ocorrência dos bloqueios e sistemas frontais será investigada separadamente, além disto serão identificadas possíveis alterações no regime de precipitação sobre o Sul e o Sudeste do Brasil - as duas regiões brasileiras mais influenciadas por estes sistemas.

Este trabalho está dividido em 5 capítulos. No Capítulo 1 é apresentada uma revisão bibliográfica sobre os temas em estudo. No Capítulo 2 são apresentados os dados e a metodologia empregados. No Capítulo 3 serão mostrados os resultados referentes aos bloqueios atmosféricos. Resultados que dizem respeito à identificação e alteração no regime de sistemas frontais e chuvas estão inseridos no Capítulo 4. As conclusões e indicação para trabalhos futuros encontram-se no Capítulo 5.

1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

De acordo com Peixoto e Oort (1992), o sistema climático terrestre pode ser comparado a uma grande máquina térmica, sendo seu combustível a energia proveniente do Sol. A região tropical recebe uma quantidade maior de energia (saldo positivo) que as regiões polares (saldo negativo). Para compensar este desequilíbrio, a atmosfera e o oceano agem como veículos de transporte da energia térmica no sentido do equador para os pólos. Assim, são observados, nas latitudes médias, os maiores gradientes de temperatura e, por conseguinte, a maior atividade de distúrbios transientes.

As regiões Sul e Sudeste do Brasil experimentam continuamente a atividade destes distúrbios. Os sistemas estudados neste trabalho serão caracterizados em detalhes a seguir.

1.1 Bloqueios Atmosféricos

1.1.1 Considerações Iniciais

Nos altos níveis da atmosfera de latitudes médias é comumente observado um padrão de escoamento zonal caracterizado por um fluxo dirigido de oeste para leste. Nestas regiões, encontram-se os jatos de altos níveis, em que são observados os máximos valores de magnitude do vento zonal (u). Os jatos contribuem de forma significativa para o deslocamento dos distúrbios transientes para leste (CAVALCANTI et al., 2009). Porém, uma atenção especial deve ser dada aos bloqueios atmosféricos, um fenômeno que ocorre especialmente nestas latitudes com duração que pode variar entre alguns dias, chegando a permanecer ativo por semanas.

Durante a ocorrência de um bloqueio atmosférico no Hemisfério Sul, surge uma anomalia persistente de alta pressão, localizada ao sul do cinturão das altas subtropicais semipermanentes. Este quadro impede que os sistemas avancem em seu curso normal, caracterizando uma situação clássica de bloqueio. Pode-se observar um anticiclone quente que se forma em latitudes mais altas do que aquelas onde se localiza a alta subtropical. Frequentemente o mesmo encontra-se acompanhado por uma baixa fria em latitudes mais baixas (CAVALCANTI et al., 2009).

Existem dois tipos principais de bloqueios: o tipo “omega” e o tipo dipolo. O bloqueio tipo “omega” (Figura 1.1) consiste do domínio de uma alta pressão em 500 hPa. Com essa configuração, o escoamento de oeste em altos níveis contorna este padrão no

formato da letra grega Ω (omega invertido do HS), caracterizando a bifurcação do jato.

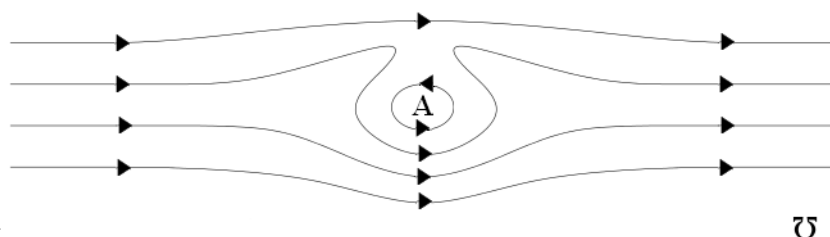


Figura 1.1 - Ilustração esquemática do escoamento em médios níveis em um caso de bloqueio tipo omega no Hemisfério Sul. Fonte: modificado de Pelly (2001).

O bloqueio do tipo dipolo, caracteriza-se por uma baixa despreendida (cut-off low) em direção das latitudes mais baixas (Figura 1.2), encontrando-se meridionalmente em fase com um anticiclone de bloqueio nas latitudes mais altas. Quando este tipo de sistema se configura, as condições a ele associadas persistem durante dias, modificando os padrões de precipitação e temperatura em uma grande região.

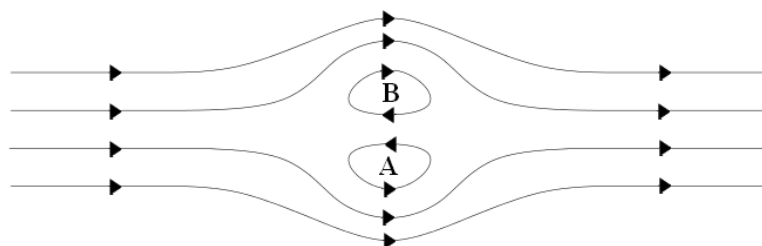


Figura 1.2 - Ilustração esquemática do escoamento em médios níveis em um caso de bloqueio tipo dipolo no Hemisfério Sul. Fonte: modificado de Pelly (2001).

1.1.2 Critérios de Identificação de Bloqueios

Desde os primeiros estudos sobre bloqueios, alguns autores propõem índices subjetivos ou objetivos para caracterização dos eventos. Os índices subjetivos descrevem de forma qualitativa o quadro sinótico associado aos bloqueios, fazendo com que sua identificação se torne um trabalho difícil para conjuntos de dados de longo prazo. Os índices objetivos propostos por cada autor, que podem ser calculados a partir de campos meteorológicos em ponto de grade, são mostrados e discutidos a seguir:

(a) Lejeñas (1984):

O autor propõe um índice zonal, que não caracteriza sua duração, considerando apenas a diferença entre o geopotencial em 500 hPa em duas latitudes específicas (35°S

e 50°S) de modo a identificar padrões anômalos que poderiam estar associados a interrupção do escoamento de oeste. De modo que:

O índice deve ser calculado com intervalos de 10° de longitude garantindo que o fenômeno possua, no mínimo, uma extensão longitudinal de 30°.

(b) Trenberth e Mo (1985):

Com os campos de geopotencial em 500hPa e 1000hPa, calculam-se as anomalias diárias desses campos em relação à climatologia mensal. Se as anomalias positivas excederem 100 mgp por cinco dias ou mais, o evento será considerado um bloqueio.

(c) Kayano e Kousky (1990):

Os autores avaliam dois índices baseados em diferentes campos meteorológicos. O primeiro utiliza a diferença da pressão ao nível do mar entre as latitudes de 35°S e 55°S. Já o segundo, calcula variações latitudinais do vento zonal (u) no nível de 250 hPa. Após a aplicação e avaliação dos índices, os autores encontraram situações em que os mesmos não representam corretamente episódios de bloqueio devido à sensibilidade em relação à orografia de grande escala (Cordilheira dos Andes) e variações sazonais.

(d) Tibaldi et al. (1994): Após algumas modificações e adaptação para o Hemisfério Sul do índice originalmente proposto por LejeÑas e Okland (1983), a versão proposta por Tibaldi et al. (1994), utiliza gradientes zonais de altura geopotencial em 500 hPa. De modo a satisfazer as relações:

$$GHGS = \frac{Z(\Phi_S) - Z(\Phi_0)}{(\Phi_S - \Phi_0)} \quad (1.1)$$

$$GHGN = \frac{Z(\Phi_0) - Z(\Phi_N)}{(\Phi_0 - \Phi_N)} \quad (1.2)$$

$$\Phi_N = 35^\circ S + \Delta$$

$$\Phi_0 = 55^\circ S + \Delta$$

$$\Phi_S = 65^\circ S + \Delta$$

(1.3)

Os valores de Δ podem ser:

$$\Delta = -3,75^\circ$$

$$\Delta = 0^\circ$$

$$\Delta = +3,75^\circ$$

pois a grade utilizada por Tibaldi et al. (1994) possuía uma resolução espacial de $3,75^\circ$. Assim, para caracterizar uma situação de bloqueio, em pelo menos um valor de Δ é necessário que:

$$GHGN > 0.0$$

$$GHGS < -10mgp/^\circ latitude$$

- (e) Pelly e Hoskins (2003): Utiliza o conceito de temperatura potencial em uma superfície de vorticidade potencial constante, geralmente -2.0 UVP (Unidade de Vorticidade Potencial) para o HS, delimitando, em altos níveis, uma região da atmosfera denominada tropopausa dinâmica. Neste nível é feita a identificação dos anticiclones que podem evoluir para uma situação de bloqueio. Este método será usado nesta pesquisa e será detalhado mais adiante.

Estudos mostram que estes novos critérios, aliados a uma investigação mais profunda da energia associada aos sistemas transientes no Hemisfério Sul, indicam que o número de dias para se considerar, de fato, um evento de bloqueio, pode ser menor quando comparado com os eventos encontrados no Hemisfério Norte. Os critérios de identificação foram inicialmente adaptados a partir das primeiras publicações realizadas para o Hemisfério Norte que possui um comportamento médio atmosférico distinto devido suas características mais continentais.

1.1.3 Vorticidade Potencial

A utilização da variável Vorticidade Potencial (VP) foi um passo chave no estudo de sistemas meteorológicos postulado primeiramente por Rossby (1939). Ele percebeu que, na prática, a componente vertical da vorticidade absoluta (η) era um importante traçador do fluxo atmosférico de grande escala. Posteriormente, Rossby (1940) mostrou que existe uma relação de conservação entre a profundidade de uma coluna de fluido e a vorticidade absoluta do mesmo. Assim, se a atmosfera for representada como um fluido incompressível, homogêneo, de profundidade variável (h) e sem cisalhamento vertical do Vento Geostrófico (V_g), tem-se a relação:

$$\frac{D}{Dt} \left(\frac{\zeta + f}{h} \right) = 0 \quad (1.4)$$

Esta relação domina os processos de variação de vorticidade, sejam eles por:

1. Estiramento vertical da coluna de fluido, ou;
2. Advecção horizontal de vorticidade absoluta.

Esta é a versão mais simplista do conceito de vorticidade potencial, (HOSKINS; McIntyre; ROBERTSON, 1985). A unidade de medida é a UVP (Unidade de Vorticidade Potencial), sendo $1 \text{ UVP} = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$.

Outra utilidade da VP encontra-se no fato que determinados valores demarcam tipicamente alguns níveis atmosféricos especiais (Figura 1.3). A análise de ciclones e anticiclones de grande amplitude geram anomalias no posicionamento das superfícies de vorticidade potencial constante. Em casos de ciclogênese há um afundamento da tropopausa com a intrusão de ar estratosférico na região de atuação do sistema, aumentando, em módulo, o valor de VP.

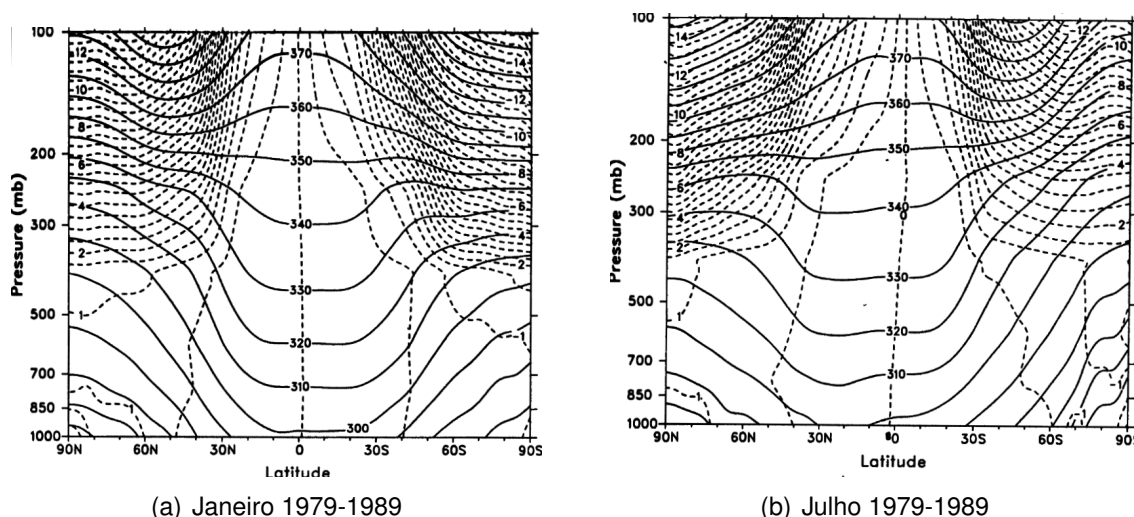


Figura 1.3 - Seção vertical da média zonal dos valores temperatura potencial (linhas cheias) (K) e vorticidade potencial (linhas pontilhadas) (UVP). Fonte: dados diários provenientes do ECMWF Bluestein (1993).

O perfil vertical comumente observado indica valores entre zero e 1,5 UVP, associados ao ar troposférico e aumentam rapidamente em direção à estratosfera. Isso se deve ao fato de que o ar estratosférico possui um alto valor de estabilidade estática. A equação da VP em coordenadas isentrópicas evidencia mais claramente esta afirmação (HOLTON, 2004):

$$P_V = -g(\zeta_\theta + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (1.5)$$

Esta equação é mais conhecida como Vorticidade Potencial de Ertel. Sendo ζ_θ a vorticidade isentrópica, dada por:

$$\zeta_\theta = \hat{k} \cdot \nabla_\theta \times \vec{V} = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)_\theta \quad (1.6)$$

O sinal negativo aparece na equação de (P_V) simplesmente para dar valores negativos ao HS e positivos para o HN. Deste modo, a análise por meio da VPI (Vorticidade Potencial Isentrópica), permite descrever os processos de formação de fenômenos sinóticos em alternativa ao uso da teoria quase-geostrófica e semi-geostrófica.

1.1.4 Energia Cinética Transiente

Devido à forte característica zonal da circulação geral da atmosfera é útil a decomposição da energia cinética em duas componentes. A primeira delas é a energia cinética do fluxo zonal médio (K_M) e a segunda, a componente da energia cinética devido aos distúrbios (K_E), Peixoto e Oort (1992), de modo que:

$$K = K_M + K_E \quad (1.7)$$

Estas componentes são comumente chamadas, respectivamente, de componente média e energia cinética transiente. Esta decomposição é feita para a circulação atmosférica usando a expansão dos termos u , v e T em:

$$[\overline{u^2}] = [\overline{u}]^2 + [\overline{u'^2}] + [\overline{u^{*2}}] \quad (1.8)$$

$$[\overline{v^2}] = [\overline{v}]^2 + [\overline{v'^2}] + [\overline{v^{*2}}] \quad (1.9)$$

$$[\overline{T^2}] = [\overline{T}]^2 + [\overline{T'^2}] + [\overline{T^{*2}}] \quad (1.10)$$

Sendo $[A]$ válido para as variáveis (u , v e T) mostradas anteriormente, $[\overline{A}]$ corresponde ao valor médio, $[\overline{A}']$ ao valor transiente e $[\overline{A}^*]$ ao valor estacionário.

Assim, na equação da energia cinética (K), o termo K_M é definido como:

$$K_M = \frac{1}{2} \int ([\overline{u}]^2 + [\overline{v}]^2) dm \quad (1.11)$$

Já o termo K_E pode ser decomposto em duas partes:

$$K_E = K_{TE} + K_{SE} \quad (1.12)$$

Sendo K_{TE} relacionado aos distúrbios transientes e K_{SE} relacionado aos distúrbios estacionários, assim:

$$K_E = \frac{1}{2} \int ([\overline{u'}]^2 + [\overline{v'}]^2 + [\overline{u^*}]^2 + [\overline{v^*}]^2) dm \quad (1.13)$$

Os distúrbios estacionários (K_{SE}) associados à liberação de calor latente, orografia e ondas estacionárias são muito pequenos em magnitude no Hemisfério Sul (PEIXOTO; OORT, 1992) e podem ser negligenciados. Assim, a energia cinética dominante se deve apenas ao termo K_{TE} , logo:

$$K_E = K_{TE} = \frac{1}{2} \int \left([\overline{u'}^2] + [\overline{v'}^2] \right) dm \quad (1.14)$$

A determinação do máximo valor de energia cinética transiente (EKE) definido acima se torna importante, pois um dos principais parâmetros no cálculo do índice de bloqueio (índice de PH03 que será definido no item 2.3) é a latitude central (ϕ_0) onde preferencialmente se encontram eventos de bloqueio. Deve se levar em conta que esta latitude possui certa variabilidade ao longo do tempo. Por isso se torna necessário determinar um intervalo latitudinal onde o cálculo deverá ser aplicado. Como os bloqueios ocorrem geralmente onde se encontram os jatos e os sistemas transientes de latitudes médias, pode-se esperar que as regiões preferenciais sejam aquelas onde climatologicamente estão posicionados os jatos de altos níveis. Com isso, a determinação do valor da EKE se torna uma ferramenta útil para indicar quais as latitudes onde a atividade transiente é mais intensa, fazendo com que a probabilidade de ocorrência de eventos de bloqueio seja mais alta.

1.2 Sistemas Frontais

1.2.1 Considerações Iniciais

Como mencionado anteriormente, existe um saldo positivo de energia na região tropical (quente) e um saldo negativo nos pólos (frios). A distribuição de temperatura na atmosfera é de fundamental importância para definir o estado termodinâmico, a distribuição dos sistemas de pressão e posteriormente, a estrutura de ventos, (PEIXOTO; OORT, 1992). A componente vertical da força do gradiente de pressão está em balanço aproximado com a força da gravidade; esta é uma das melhores e mais utilizadas aproximações em meteorologia, conhecida como aproximação hidrostática:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (1.15)$$

Na direção horizontal, as principais forças atuantes são: a componente horizontal da força do gradiente de pressão e a força de Coriolis (força aparente que surge devido a rotação da Terra em um sistema de coordenadas não-inercial); este equilíbrio de forças é conhecido como aproximação geostrófica, (HOLTON, 2004). Quando a aproximação (balanço) geostrófico é alcançada temos uma configuração do vento geostrófico (V_g) predominantemente de leste em baixos níveis e de oeste nos altos níveis da atmosfera (Figura 1.4).

Nesta configuração do vento zonal em baixos e altos níveis, o transporte de ar frio dos pólos para o equador não é eficiente. Além disso, a atmosfera não permite a intensificação ilimitada do gradiente horizontal de temperatura entre os trópicos e os pólos. Portanto, quando o gradiente de temperatura se torna muito intenso (ou seja, quando a atmosfera se torna muito baroclínica), ondas atmosféricas se formam nas latitudes médias. O mecanismo que gera estas ondas é chamado de Instabilidade Baroclínica, (WALLACE; HOBBS, 2006).

1.2.2 Instabilidade Baroclínica

As ondas de Rossby barotrópicas são gerados pela conversão da energia cinética do escoamento zonal para energia cinética das ondas. Elas não envolvem qualquer conversão de energia potencial em energia cinética. Essa conversão de energia só pode ocorrer na presença de um fluido baroclínico. Em um fluido baroclínico, a densidade é função da pressão e da temperatura, enquanto em um fluido barotrópico, a densidade é função apenas da pressão. A conversão de energia em regiões de atmosfera baroclínica

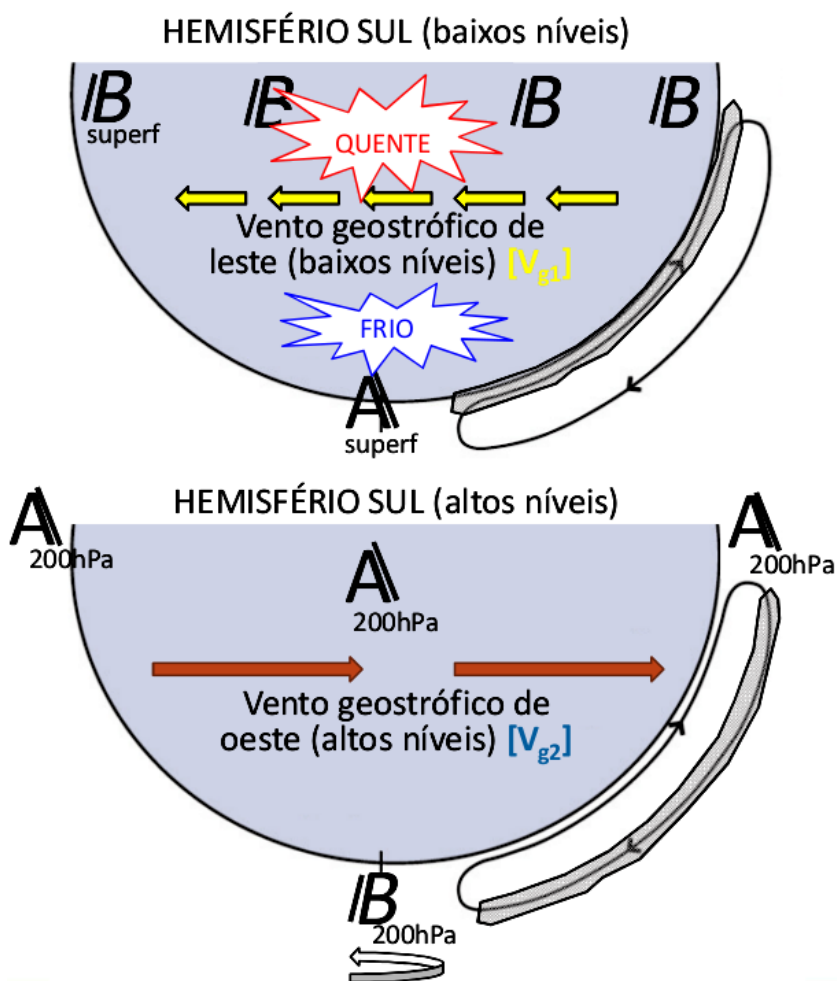


Figura 1.4 - Configuração do vento geostrófico (V_g) em altos e baixos níveis para o HS. Fonte: Nascimento, E. L. (notas de aula), adaptado de Wallace e Hobbs (2006).

é a responsável pelo crescimento e manutenção da maioria dos distúrbios transientes de grande escala, (HOLTON, 2004).

Quando há a intensificação local do gradiente de temperatura potencial em superfície, as equações do movimento apresentam soluções na forma de distúrbios ondulatórios exponencialmente crescentes. Estas ondas (baroclinicamente instáveis) possuem uma estrutura, taxa de crescimento e escalas típicas àquelas observadas no desenvolvimento dos ciclones extratropicais. A instabilidade baroclínica proporciona um modo pelo qual perturbações infinitesimais podem ser amplificadas em perturbações de grande amplitude. Em muitas situações, contudo, afirma-se que distúrbios meteorológicos também podem se desenvolver rapidamente a partir de anomalias preexistentes de vorticidade na ausência de instabilidade baroclínica.

1.2.3 Frentes: definições e tipos

Muitas características significantes da atmosfera não podem ser satisfatoriamente explicadas pela teoria quase-geostrófica, entre eles, os sistemas frontais. De acordo com Bluestein (1993), as frentes frias são frequentemente definidas como zonas alongadas de forte gradiente de temperatura e estabilidade estática relativamente alta. Considera-se forte gradiente de temperatura a intensidade de pelo menos uma ordem de grandeza superior que aquela tipicamente observada na escala sinótica ($10 \text{ K} \cdot 1000 \text{ Km}^{-1}$). Por região alongada entenda-se uma faixa horizontal com comprimento uma ordem de grandeza maior que a largura. Elas podem ser definidas em termos do forte gradiente de umidade (q) ou temperatura potencial equivalente (θ_E).

As frentes em superfície podem ser definidas pelas seguintes propriedades:

1. Uma zona de $\nabla_H T$, $\nabla_H q_V$, $\nabla_H \vec{V}$, $\nabla_H \omega$ e $\nabla_H (\nabla \times \vec{V})$ mais intensos que aqueles tipicamente observados na escala sinótica (há uma descontinuidade nestes gradientes).
2. Um mínimo relativo de pressão (um cavado).
3. Um mínimo negativo de vorticidade (vorticidade ciclônica).
4. Uma zona de confluência ao longo da frente.
5. Forte giro (anti-horário) do vento através da frente.
6. Rápida mudança na nebulosidade.

Ainda de acordo com Bluestein (1993), as frentes podem ser consideradas fenômenos híbridos entre as escalas sinótica e mesoescala, definidas formalmente como meso- α e meso- β por Orlanski (1975), respectivamente. Os sistemas frontais possuem escala na ordem de 100 Km de comprimento e 10 Km de largura. Sua descrição requer princípios básicos da dinâmica quase-geostrófica, aliados principalmente, às leis da dinâmica de mesoescala. Além disso, utiliza características da topografia e, em alguns casos, explicações da dinâmica de pequena escala como atrito e efeitos não-hidrostáticos.

Desta forma, afirma-se que a região de encontro entre duas massas de ar de origens diferentes é uma região favorável a formação de frentes. Na frente fria, uma massa de ar frio, de origem polar, avança para latitudes mais baixas, enquanto na frente quente, a massa de ar de origem equatorial, avança para latitudes mais altas. Já a frente oclusa é designada quando a frente fria “ultrapassa” uma frente quente em torno de um ciclone, o termo oclusão é devido ao fato do ar quente se “desprender” da superfície na zona onde a frente fria encontra a frente quente. As designações, frente fria, frente quente e frente oclusa, emergiram do modelo norueguês de ciclones, introduzido na Primeira Guerra Mundial, e tem sua base na terminologia militar. Nesta analogia “ataques” de

ar polar direcionavam-se a sul (frente fria); e “contra-ataques” aéreos mais quentes se direcionavam a norte (frente quente). Já a frente oclusa se desenvolve quando a frente fria faz uma curva acentuada e “ataca” o ar quente em seu flanco e, em última instância, as duas frentes se fundem com o ar quente subindo acima do ar mais frio em superfície (HOLTON; CURRY; PYLE, 2003). O esquema da figura 1.5, ilustra o mecanismo descrito anteriormente.

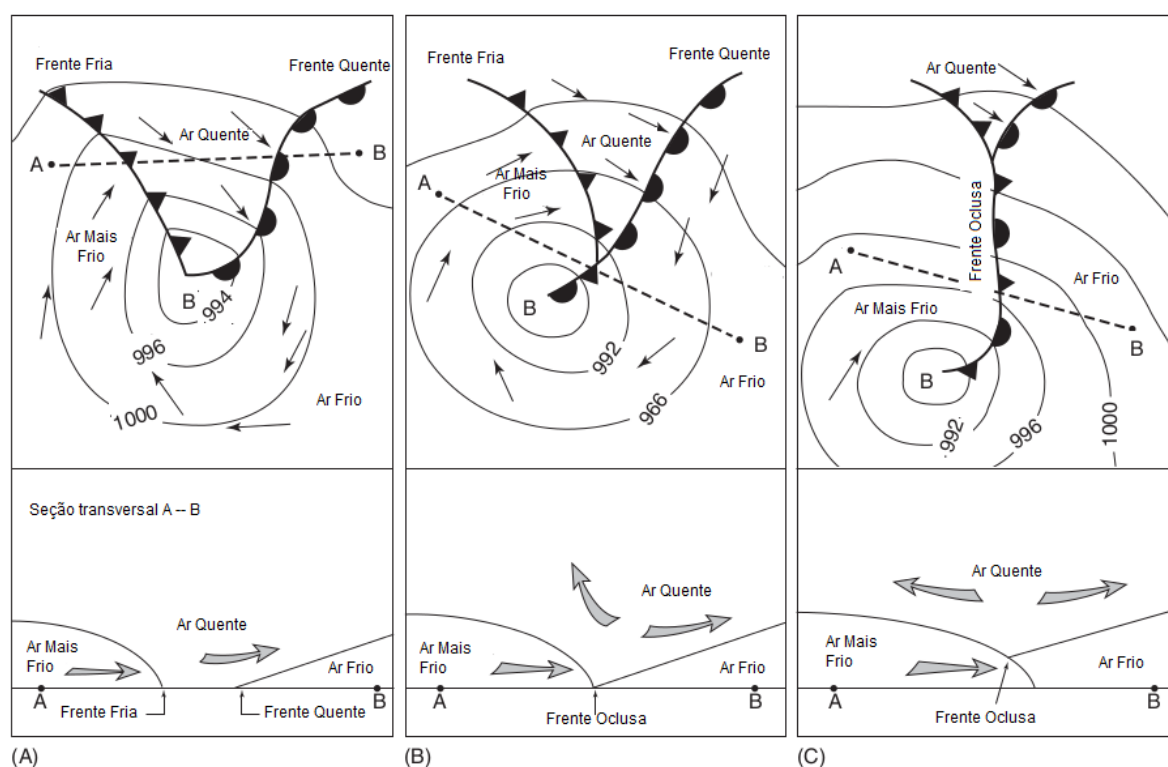


Figura 1.5 - Modelo conceitual dos estágios de desenvolvimento de um sistema frontal e suas respectivas seções transversais. Em (A) Ciclone em estágio maduro com o respectivo posicionamento dos ramos frontais. (B) Ciclone parcialmente em oclusão e (C) Ciclone em fase de dissipação (totalmente ocluso). Fonte: *The Atmosphere*, 5th edn. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall (1992). Adaptado para o HS.

Existe também a frente estacionária, quando nem a massa de ar frio nem a massa de ar quente avançam uma em relação a outra. A região que separa as duas massas é dita frente estacionária. Em alguns casos, uma frente estacionária pode retroceder na forma de uma frente quente.

1.2.4 Frontogênese e Frontólise

A formação de um sistema frontal é denominado Frontogênese, enquanto seu decaimento é chamado de Frontólise (BLUESTEIN, 1993). Este processo pode ser descrito quantitativamente em termos da Função Frontogénica (FF):

$$FF = \frac{D}{Dt} |\nabla_P \theta| \quad (1.16)$$

A derivação completa da equação (1.16) pode ser consultada no Apêndice A deste documento.

Esta função, mostra matematicamente, segundo Petterssen (1956), a taxa de variação do módulo do gradiente horizontal de temperatura potencial seguindo o movimento da parcela de ar. A solução mostra que, para valores positivos de FF, a região é propícia à formação de uma frente e quando FF assumir valores negativos, a região experimentará um ambiente propício à dissipação de uma frente. Embora, valores positivos não indiquem necessariamente que uma frente esteja de fato, atuando naquele momento, a FF promove uma descrição da atmosfera bastante útil no conceito do entendimento de um processo frontal (BLUESTEIN, 1993).

Após a década de 1940, com as observações de ar superior, o conceito de frontogênese tridimensional, incluindo os gradientes verticais de temperatura potencial, começaram a ser observados e estudados, assim (1.16), torna-se:

$$FF = \frac{D}{Dt} |\nabla \theta| \quad (1.17)$$

Combinando (1.17) com a equação da Energia Termodinâmica, obtêm-se a equação da frontogênese tridimensional:

$$FF = \frac{1}{\nabla \theta} \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{1}{C_P} \left(\frac{p}{p_0} \right)^\kappa \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{dQ}{dt} \right) \right]_1 - \left(\frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right)_2 - \left(\frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right)_3 - \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_4 \right\} +$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial y} \left\{ \frac{1}{C_P} \left(\frac{p}{p_0} \right)^\kappa \left[\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{dQ}{dt} \right) \right]_5 - \left(\frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right)_6 - \left(\frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right)_7 - \left(\frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_8 \right\} +$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} \left\{ \frac{p_0^\kappa}{C_P} \left[\frac{\partial}{\partial z} \left(p^{-\kappa} \frac{dQ}{dt} \right) \right]_9 - \left(\frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right)_{10} - \left(\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right)_{11} - \left(\frac{\partial w}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{12} \right\} \quad (1.18)$$

Os termos 1, 5 e 9 são os termos de aquecimento/resfriamento diabático, 2, 3, 6 e 7 caracterizam a deformação horizontal, 10 e 11 são os termos de deformação vertical, 4 e 8 os termos de inclinação (*tilting*) e 12 o termo de divergência vertical (BLUESTEIN, 1993).

1.3 Climatologia da precipitação nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil

As regiões Sul e Sudeste do Brasil estão inseridas entre as latitudes de 34°S e 14°S, isso faz com que essas regiões experimentem uma grande variabilidade de distribuição da precipitação. Especificamente na região Sul, as chuvas são bem distribuídas ao longo do ano. O mesmo já não acontece nas região Sudeste, que apresenta um regime de monção (CAVALCANTI et al., 2009).

A região Sudeste experimenta o regime de precipitação de verão modulado pela atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul. Enquanto no inverno, os acumulados de chuva diminuem drasticamente devido ao deslocamento mais para norte e oeste, configurando a ASAS (Alta Subtropical do Atlântico Sul) em uma posição mais próxima do continente sul-americano, (SATYAMURTY; NOBRE; DIAS, 1998). Já na região Sul, o regime de monção sul-americana é evidente apenas na parte norte do estado do Paraná. No restante, há máximos de precipitação em diferentes épocas do ano, com maiores acumulados no inverno. Isso caracteriza um regime latitudes médias, onde a precipitação é devido a penetração de sistemas frontais com mais frequência associados com ciclones extratropicais migratórios (GRIMM; FERRAZ; GOMES, 1998). Para evidenciar as afirmações anteriores, a figura 1.6 mostra os compostos de precipitação média mensal para cada estação do ano. Na figura, as médias compreendem os anos entre 1975-2004.

Em relação à variabilidade interanual da precipitação, Grimm, Ferraz e Gomes (1998) incluíram um número considerável de estações na região Centro-Sul do Brasil, baseados no estudo de Ropelewski e Halpert (1987). Este último utilizou apenas duas estações brasileiras dividindo a análise em um número de subregiões que são afetadas por forçantes locais como proximidade do oceano e latitude. Assim, a análise retornou resultados com maior acurácia tais como a época do ano em que as anomalias de precipitação causadas por eventos de El Niño ocorrem. Os autores encontraram indícios que essa época seria o verão mas Grimm, Ferraz e Gomes (1998) mostraram que o mesmo ocorreria ao longo da primavera, entre outros aspectos, confirmando boa parte dos padrões encontrados anteriormente por Ropelewski e Halpert (1987).

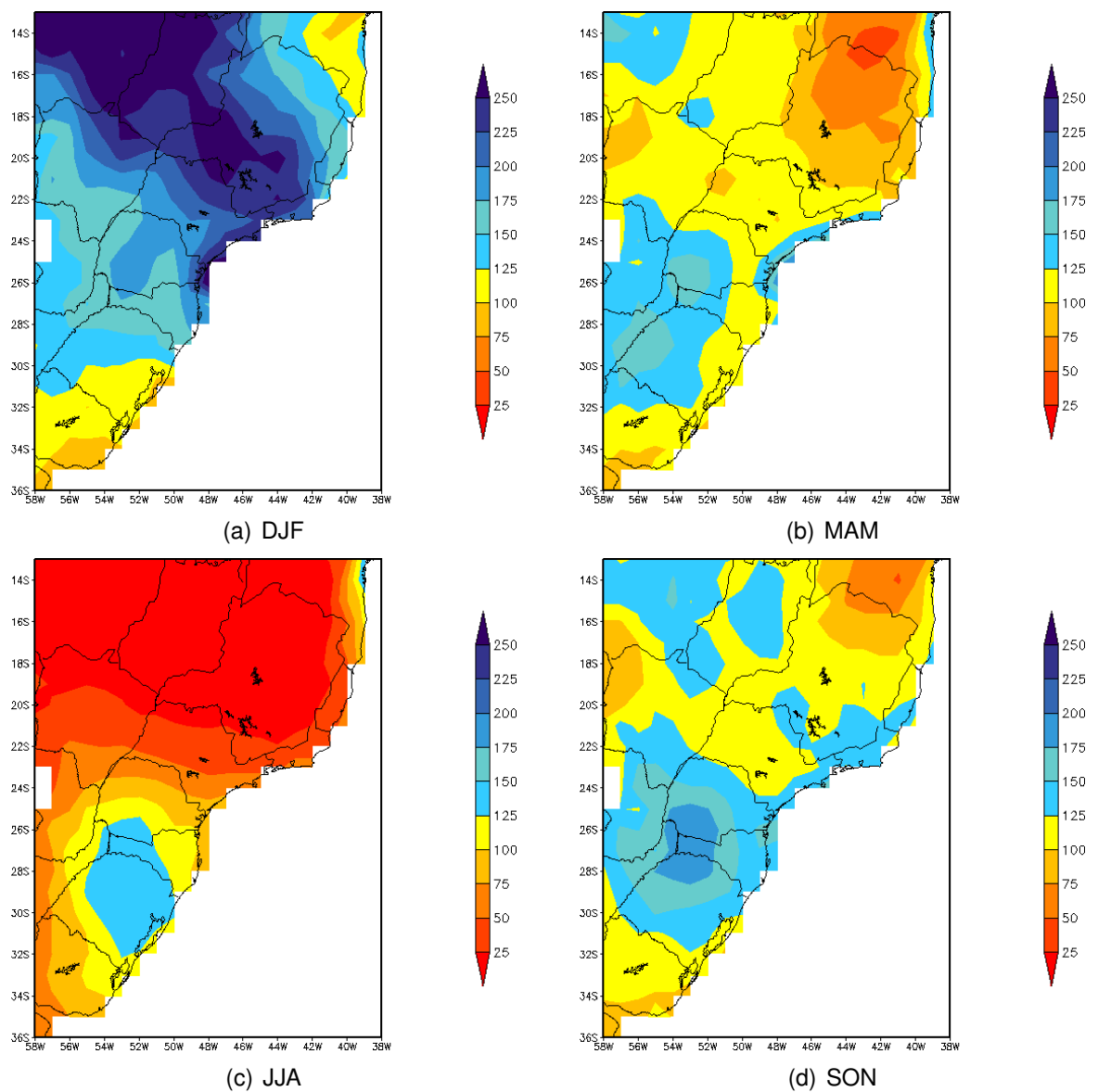


Figura 1.6 - Médias trimestrais (mm.mes^{-1}) da precipitação para as regiões Sul e Sudeste do Brasil entre 1975 e 2004. Sendo (a) Média dos meses de Dezembro-Janeiro-Fevereiro, (b) Média dos meses de Março-Abril-Maio, (c) Média dos meses de Junho-Julho-Agosto, (d) Média dos meses de Setembro-Outubro-Novembro. Fonte: dados provenientes da Physical Sciences Division, Earth System Research Laboratory, NOAA, Boulder, Colorado - EUA, disponível em <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

1.4 Projeções de Clima Futuro

As consequências das emissões de gases de efeito estufa são inevitáveis. Desde sua instauração, na década de 1980, os relatórios do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (do inglês *Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC*) indicam e comprovam esta afirmação. Derretimento de geleiras, aumento do nível do mar e eventos extremos figuram na lista destes (já observados) efeitos na natureza devido às atividades humanas.

Os cenários de emissões SRES (*Special Report on Emission Scenarios*) conhecidos como A1, A2, A1B, B1 e B2 foram recentemente redefinidos como RCP's (*Representative Concentration Pathways*), compostos pelo: RCP2.6, RCP4.5, RCP6 e RCP8.5. Os RCP's foram formulados baseados em uma série de projeções de crescimento populacional, desenvolvimento tecnológico e respostas sociais e são mostrados na figura 1.7. Como os nomes indicam, eles se diferenciam entre si principalmente em relação à "forçante radiativa", que considera um incremento no saldo de energia no sistema terrestre (W.m^{-2}), desencadeado pelas emissões de gases de efeito estufa, aerossóis e forçantes naturais como atividade solar e vulcânica (JONES et al., 2011).

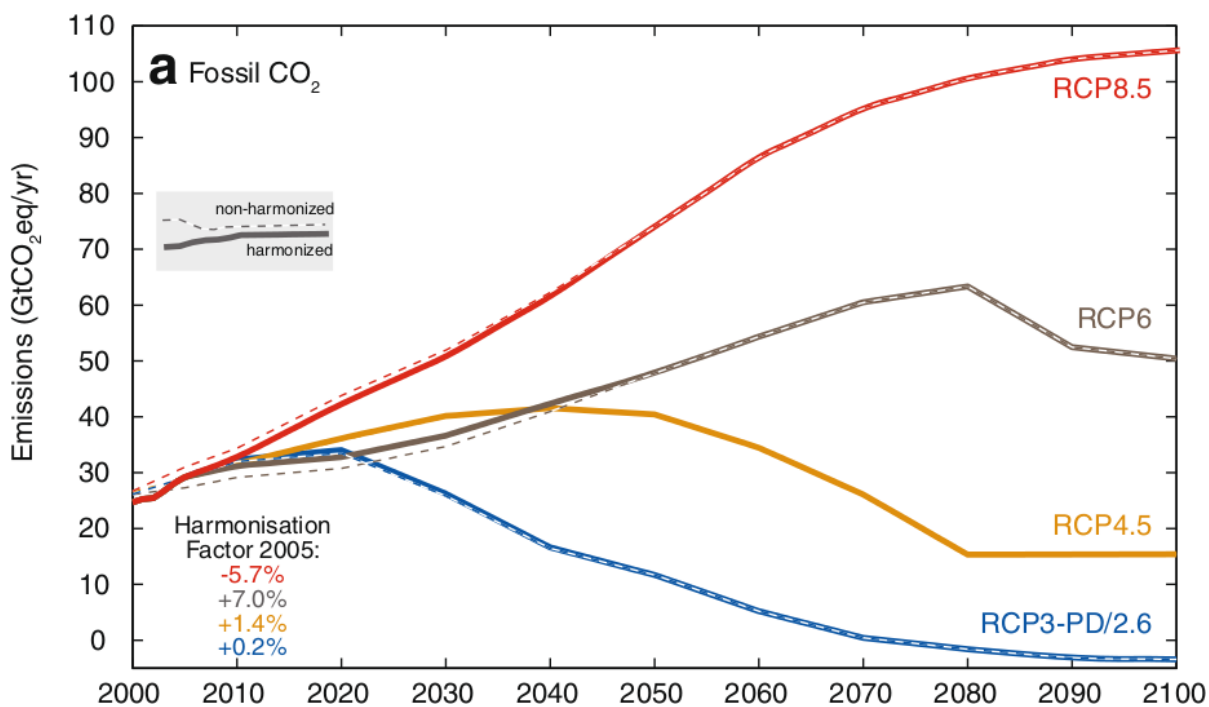


Figura 1.7 - Emissões de CO₂ em GtCO₂.ano⁻¹ para os quatro cenários de emissão. Fonte: Meinshausen et al. (2011).

Globalmente, os relatórios do IPCC (IPCC, 2007a,b) indicam que, a longo prazo, a precipitação global tenderá a aumentar devido ao aumento na temperatura média do planeta. Há, notoriamente, uma substancial variação espacial neste padrão, mas é altamente confiável que o contraste entre as estações secas e úmidas de uma determinada

região fique mais evidente.

Os oceanos globais também mostram sinal de aquecimento em todos os cenários. Os oceanos tropicais e subtropicais mostram os maiores valores de aumento na temperatura e os oceanos do Hemisfério Sul são os que apresentam maior aquecimento de águas superficiais e profundas.

Estudos no Brasil buscam detectar as mudanças nos regimes de precipitação e temperatura como mostrado em Ambrizzi et al. (2007). Neste estudo, foram utilizados três modelos regionais nas simulações de clima futuro (Eta/CPTEC, RegCM3 e HadRM3P). Após a análise dos modelos regionais para o clima do presente, foi constatado que os modelos tem um viés negativo de precipitação na parte mais ao norte da América do Sul. Há também um viés negativo que domina quase todo o continente com exceção da parte mais central, onde, dependendo da estação do ano, observa-se uma neutralidade ou mesmo valores positivos pouco significativos. Os resultados para o futuro indicam que a estação chuvosa na região Nordeste do Brasil possa apresentar chuvas mais fracas, com um alto nível de confiança. Já na região Norte a confiança é média e mostra reduções de chuva a nível anual e sazonal, especialmente no verão e outono. Nas outras regiões o sinal de mudanças é mais fraco e com tendências opostas entre os modelos, e com um menor nível de confiança.

2 DADOS E METODOLOGIA

Dentre os diversos modelos que fazem parte da iniciativa do CMIP5, o centro britânico MOHC (*Met Office Hadley Centre*) disponibiliza, entre seus produtos, o modelo HadGEM2-ES, que representa o estado da arte em modelagem acoplada do Sistema Terrestre (MARTIN et al., 2011). De modo a realizar a detecção dos sistemas meteorológicos, serão utilizadas séries de dados contendo 30 anos cada, uma para o período de referência (*historical*) e duas séries para o futuro. A série para o passado (daqui em diante chamada de RF) é composta do período entre 1975 a 2004. Já as séries do futuro abrangem os anos de 2020 a 2049, em dois cenários (RCP4.5 e RCP8.5), denominadas R45 e R85, respectivamente. Para os bloqueios, a detecção será através do método de Pelly e Hoskins (2003), que daqui em diante será chamado de PH03. Já para os sistemas frontais, será utilizada a Função Frontogenética de Pettersen (1956), que será, daqui em diante, chamada de FF.

2.1 O modelo HadGEM2-ES

A família de modelos HadGEM2 compreende a configuração de modelos que incorporam diferentes níveis de complexidade, mas com uma estrutura física comum. A família HadGEM2 inclui uma configuração acoplada oceano-atmosfera, com uma extensão vertical da atmosfera, de modo a incluir uma dinâmica estratosférica bem resolvida. Já a configuração do sistema terrestre inclui a dinâmica da vegetação, a biologia do oceano e a química da atmosfera. Os membros da família HadGEM2 foram usados no AR5 (*Assessment Report – 5*), que será o Quinto Relatório de Avaliação do IPCC, que será discutido no ano de 2013/2014.

O desenvolvimento do HadGEM2-ES é feito através da combinação de componentes que facilitam a representação de diversos processos dentro do sistema climático, como ilustrado na figura 2.1. Os trapézios sombreados ilustram as fases nas quais a configuração completa do Sistema Terrestre pode ser construída. Começando com a componente Atmosférica (A), com ou sem um estratosfera bem resolvida (S), a adição da representação física dos oceanos e as componentes de gelo marinho constituem o modelo acoplado oceano-atmosfera (AO). Os processos do ciclo de carbono são adicionados para formar a configuração acoplada do Ciclo de carbono (CC), e, finalmente, a adição de química troposférica resulta na configuração completa do Sistema Terrestre (ES).

A componente atmosférica do modelo possui duas configurações. Uma delas possui 38 níveis verticais (L38), estendendo-se até a estratosfera superior (em torno de 40

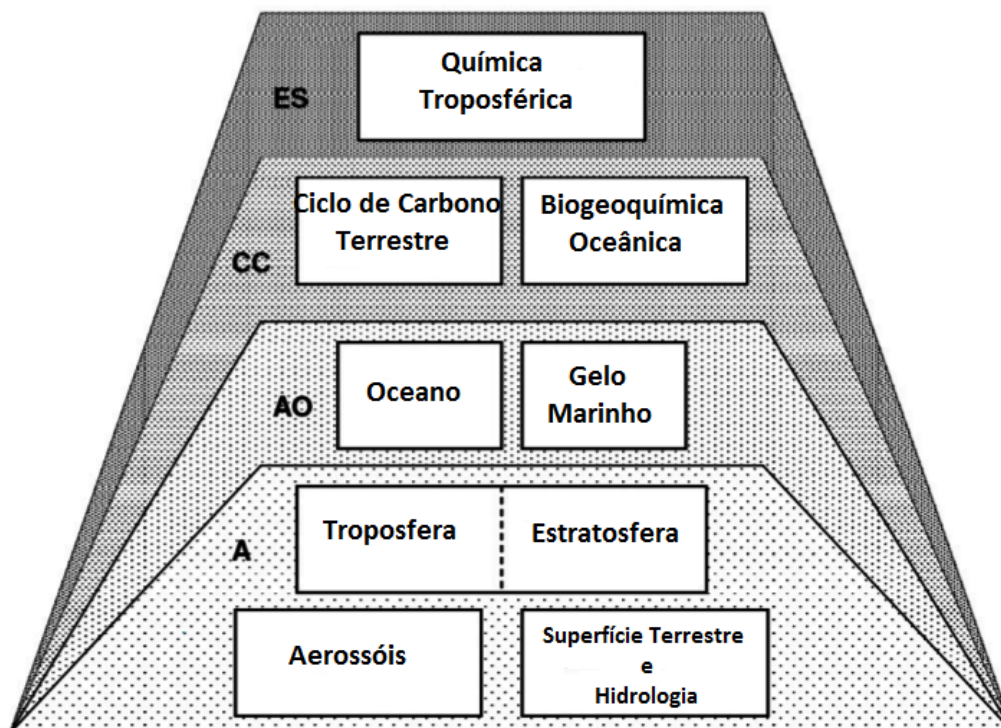


Figura 2.1 - Processos incluídos na descrição completa do Sistema Terrestre no modelo HadGEM2-ES. Fonte: adaptado de Martin et al. (2011).

Km) e a outra possui 60 níveis (L60) atingindo a mesopausa (em torno de 85 Km). A inclusão da mesosfera melhora significativamente a descrição das ondas presentes na estratosfera, bem como a representação de teleconexões de altos níveis como a *North Atlantic Oscillation (NAO)*. Porém há um grande custo computacional na configuração com 60 níveis (L60), sendo necessária a redução no *time step* para que não ocorra instabilidade numérica, usando um tempo de máquina de até duas vezes e meia superior ao L38. Deste modo, as simulações mais longas foram realizadas apenas com o L38, (MARTIN et al., 2011).

As duas configurações contam com uma resolução horizontal de 1,25 graus de latitude por 1,875 graus de longitude, produzindo uma grade global de 192 x 145 pontos. Isso é equivalente a uma resolução da superfície de cerca de 208 km x 139 km no Equador, reduzindo gradativamente a 120 km x 139 km até 55 graus de latitude. Já a componente oceânica utiliza uma grade com resolução de 1 grau de latitude-longitude. A resolução de 1 grau de latitude entre os pólos e 30 graus N/S aumenta suavemente até um terço de grau ($0,33^\circ$) na região equatorial, totalizando 360 x 216 pontos de grade com 40 níveis irregularmente espaçados na vertical chegando a uma resolução de até 10m próximo à superfície, (COLLINS et al., 2008).

A performance do modelo HadGEM2-ES foi estudada por Martin et al. (2011) que fizeram comparações com a versão anterior do modelo (HadGEM1) e entre as diversas configurações do HadGEM2. Os autores apresentam os diagramas de Taylor (Figura

2.2 a e b) contendo a média global e a média para o Hemisfério Sul, respectivamente. Quanto mais próximos da seta preta se encontram os pontos, melhor é a relação entre as variáveis.

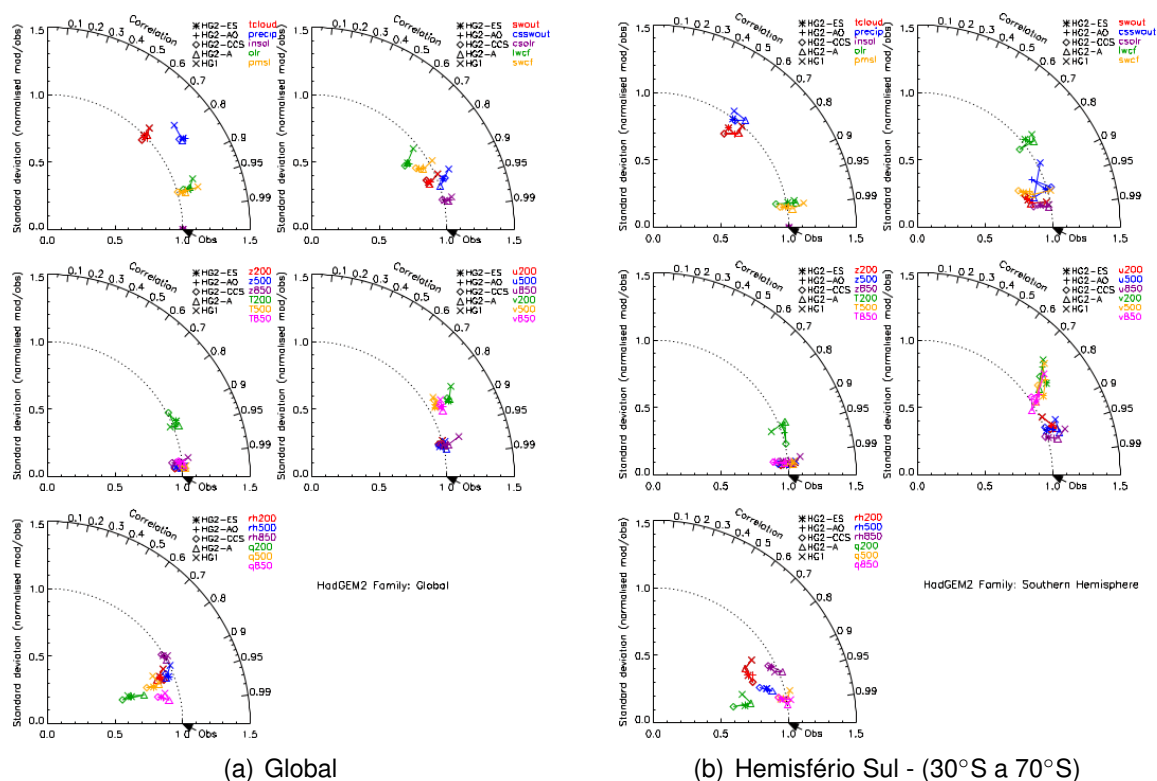


Figura 2.2 - Diagramas de Taylor mostrando a relação entre as médias do HadGEM2-ES com as médias das componentes do HadGEM1, HadGEM2-A, HadGEM2-AO e HadGEM2-CCS. As variáveis são: precipitação (precip), cobertura total de nuvens (tcloud), pressão ao nível médio do mar (pmsl), insolação (insol), emissão de radiação de onda longa (olr) e onda curta (swout), emissão de radiação de ondas curtas em céu claro (cswout), emissão de radiação de onda longa em céu claro (csolr), radiação de onda longa forçada pelas nuvens (lwcf), radiação de onda curta forçada pelas nuvens (swcf) e em diferentes níveis: geopotencial (z), temperatura (T), vento zonal (u), vento meridional (v), umidade relativa (rh) e específica (q). Fonte: adaptado de Martin et al. (2011).

Além disso as projeções do HadGEM2-ES foram confrontadas com dados provenientes de reanálises como ERA40, Uppala et al. (2005), ERA-Interim, Simmons et al. (2006) e MERRA (*Modern Era Retrospective-analysis for Research and Applications*) do centro europeu ECMWF (*European Centre for Medium Range and Weather Forecast*) para análise das variáveis dinâmicas e termodinâmicas da atmosfera. O ERBE (*Earth Radiation Budget Experiment*) foi utilizado para validação da componente radiativa do modelo e dados do GPCP (*Global Precipitation Climatology Project*) para a precipitação (Figura 2.3).

As projeções de temperatura do ar, altura geopotencial e vento zonal foram as variáveis que apresentaram uma melhor concordância global com as reanálises. mais se mostraram globalmente concordantes entre as reanálises e o HadGEM2-ES. Já a pressão ao nível médio do mar e vento meridional mostram diferenças razoáveis entre as reaná-

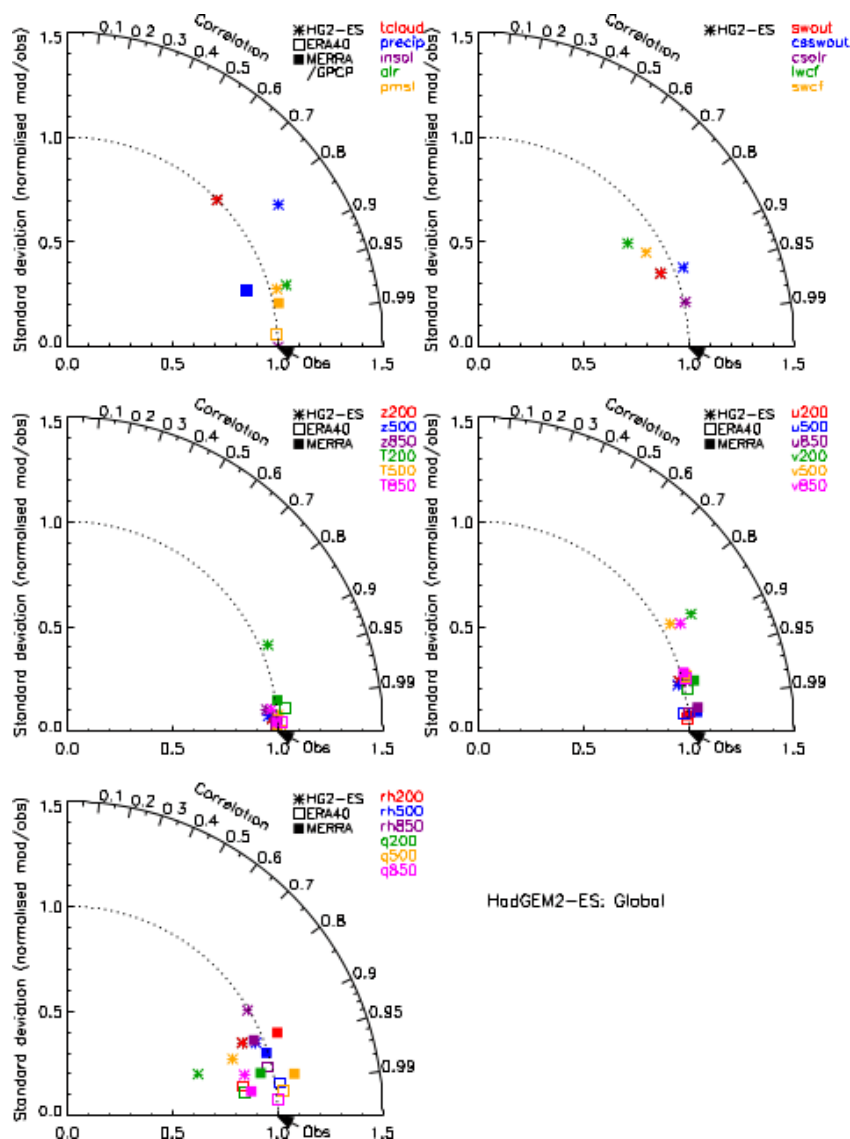


Figura 2.3 - Diagrama de Taylor mostrando a relação entre as médias globais do HadGEM2-ES as reanálises do ERA-40, ERA-Interim, MERRA e GPCP. Fonte: adaptado de Martin et al. (2011).

lises e as saídas do HadGEM2-ES. O mesmo serve para umidade relativa e umidade específica que mostram um nível de concordância mais reduzido. Em relação a precipitação, existem muitas incertezas nas medições e assimilação dos dados, porém a família HadGEM2 mostra resultados satisfatórios (MARTIN et al., 2011).

A base de dados descrita acima, serve como condição de contorno para a última versão do modelo RegCM4 do ICTP (*Abdus Salam - International Centre for Theoretical Physics*), na Itália, que foi disponibilizada à comunidade científica em 2010. Esta nova versão está preparada para ler os dados provenientes do HadGEM2-ES, disponíveis no período de 1949 a 2100 no GPC (Grupo de Pesquisas em Clima) da UFSM. Com isso se torna mais fácil a manipulação dos campos do modelo britânico, além de ser possível utilizar as saídas do RegCM4 para analisar o impacto de outras variáveis meteorológicas causadas pelos bloqueios e pelos sistemas frontais no clima futuro.

2.2 O modelo RegCM4

O *Regional Climate Model versão 4* (RegCM4) foi basicamente utilizado nesta pesquisa com o intuito de serem feitas as simulações da precipitação nas regiões de estudo, sendo a quarta geração de uma estrutura de modelagem originalmente descrita por Giorgi e Bates (1989). O RegCM deriva do modelo MM4 (*Mesoscale Model versão 4*), com algumas modificações para sua aplicação em estudos climáticos. Assim, a primeira versão (RegCM1) data o final da década de 1980 descrito em Dinckinson et al. (1989) e Giorgi (1990) sendo este, o primeiro modelo de área limitada desenvolvido para simulações climáticas de longo prazo, (GIORGI et al., 2012) disponível à comunidade para utilização na plataforma Linux®.

As equações dinâmicas e termodinâmicas do RegCM4 são praticamente as mesmas desde a sua segunda versão. Hidrostático, compressível e em coordenadas verticais sigma, (GIORGI et al., 2012), o modelo possui parâmetros que podem ser facilmente modificados pelos usuários. Opções tais como: diferentes esquemas de parametrização de convecção *cumulus*, resolução espacial, projeção cartográfica, entre outros, são alteradas conforme o objetivo de cada simulação.

As melhorias em relação as versões anteriores incluem novos esquemas de utilização dos códigos de parametrização física da precipitação, um novo modelo de interação superfície-atmosfera, química e aerossóis, além de ser possível a utilização de uma gama mais extensa de condições de contorno. O RegCM4 possui um esquema de variação diurna da TSM (Temperatura da Superfície do Mar) incluindo trocas de energia através do gelo marinho. O novo esquema de interação superfície-atmosfera também pode ser usado, o CLM 3.5 (*Community Land Model versão 3.5*), (OLESON et al., 2008), porém o esquema *default* utilizado ainda é o BATS (*Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme*).

As principais modificações técnicas do código incluem, entre outros:

- Nova opção de escolha de parametrização de Camada Limite Planetária (CLP) de Bretherton, McCAA e Grenier (2004);
- Implementação do esquema de *cumulus* em estágio inicial de desenvolvimento de Tiedke (1989);
- Suporte para múltiplos tipos de calendário (Gregoriano, “noleap” e 360 dias);
- Compatibilidade com modelos do CMIP5;
- Ferramentas de manipulação das saídas do modelo que utilizam softwares como CDO (*Climate Data Operators*), NCL (*NCAR Command Language*), R e GrADS

(*Grid Analysis and Display System*), sem a necessidade de uma fase de pós-processamento propriamente dita, facilitando a análise das saídas.

É importante salientar que, dentre as condições de contorno para simulações futuras, a interface do modelo RegCM4 nos permite manipular as projeções do modelo HadGEM2-ES. Um dos itens anteriores faz referência ao suporte para múltiplos tipos de calendário. O HadGEM2-ES, por ser uma simulação para detecção de mudanças climáticas englobando um período muito grande, possui seu calendário configurado de tal forma que todos os meses contenham um número fixo de 30 dias e, conseqüentemente, os anos contenham 360 dias.

2.2.1 Simulações com o RegCM4

Foram feitas simulações com o modelo RegCM4 com uma resolução espacial de 100 Km. As áreas limitadas mostradas na figura 2.4 possuem dimensões de 5°x5° de latitude-longitude englobando grande parte da região centro-sul da América do Sul. A figura 2.4 mostra o domínio em que foram realizadas as três simulações (RF, R45 e R85), juntamente com as regiões em que serão extraídos os dados de precipitação.

As áreas A1 até A6 experimentam um regime de distribuição de precipitação mais uniforme ao longo do ano. As áreas A7 até A10 já apresentam um regime monçônico, caracterizado fortemente pelas chuvas mais abundantes na estação quente. Essa divisão irá permitir que os diferentes regimes pluviométricos sejam detectados e relacionados os sistemas a serem estudados ao longo da pesquisa.

Durante a realização das simulações com o HadGEM2-ES, foi observado que as condições de contorno utilizadas pelo RegCM4 são sensíveis a escolha da projeção cartográfica do modelo. Esta escolha não é fator complicante ao se utilizar reanálises como a do NCEP ou do ECMWF; mas, o HadGEM2-ES possui uma distribuição de pontos de grade não-uniforme no sentido norte-sul, distorcendo os campos de vento quando utilizada a Projeção Normal de Mercator (NORMER). Por isso, torna-se importante salientar aos usuários do RegCM4 com o HadGEM2-ES que a projeção cartográfica a ser utilizada deve ser a "ROTMER" (Projeção Rotacionada de Mercator).

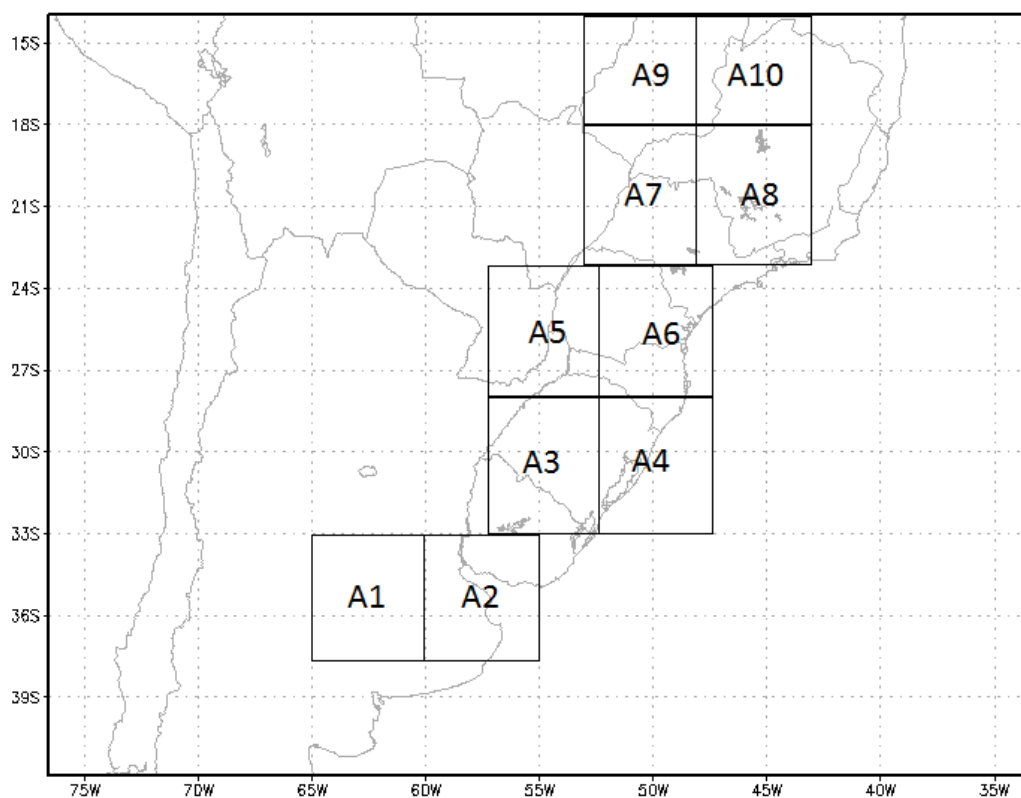


Figura 2.4 - Domínio utilizado para as três simulações do modelo RegCM4 com as respectivas áreas de estudo. As áreas A1 e A2, compreendem parte da região leste da Argentina e sul Uruguai. As regiões A3, A4, A5 e A6 os estados da região Sul do Brasil, Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná e parte do sul de São Paulo. Já as regiões A7, A8, A9 e A10 representam boa parte da região Sudeste com os estados de São Paulo, Rio de Janeiro, Goiás e Minas Gerais.

2.3 Índice de Bloqueio

O índice de bloqueio é baseado na técnica proposta inicialmente por Hoskins, McIntyre e Robertson (1985) sobre o uso dos mapas de vorticidade potencial. A análise por meio da VP permite descrever em detalhes os processos de formação e intensificação de fenômenos sinóticos, entre eles, os bloqueios.

Como dito anteriormente, o índice de Pelly e Hoskins (2003) utiliza o campo de temperatura potencial em uma superfície de vorticidade potencial $VP = -2,0$ no Hemisfério Sul. Esta região da atmosfera delimita a tropopausa dinâmica, fazendo com que o índice possua um caráter de detecção mais dependente da estrutura da atmosfera associada ao sistema. Além disso, o campo de temperatura potencial no nível da tropopausa dinâmica (que varia em torno de 350 a 100 hPa) é mais suavizado que os campos de geopotencial em 500 hPa, utilizado no índice de outros autores.

Na média, a temperatura potencial no HS, tanto em baixos como em altos níveis, possui um gradiente meridional positivo (sul-norte). Deste modo, são encontradas temperaturas mais altas próximas ao equador, diminuindo gradativamente na direção dos pólos. Quando uma situação de bloqueio é observada, o anticiclone fica estacionado por um tempo mais prolongado em uma determinada região. A circulação do próprio anticiclone faz com que o ar mais quente das regiões equatoriais migre para latitudes mais altas e vice-versa, como visto na figura 2.5. Assim, há uma quebra no gradiente meridional comumente observado. A persistência durante alguns dias desta situação leva a concluir que o escoamento pode estar entrando em uma situação de bloqueio, (PELLY; HOSKINS, 2003).

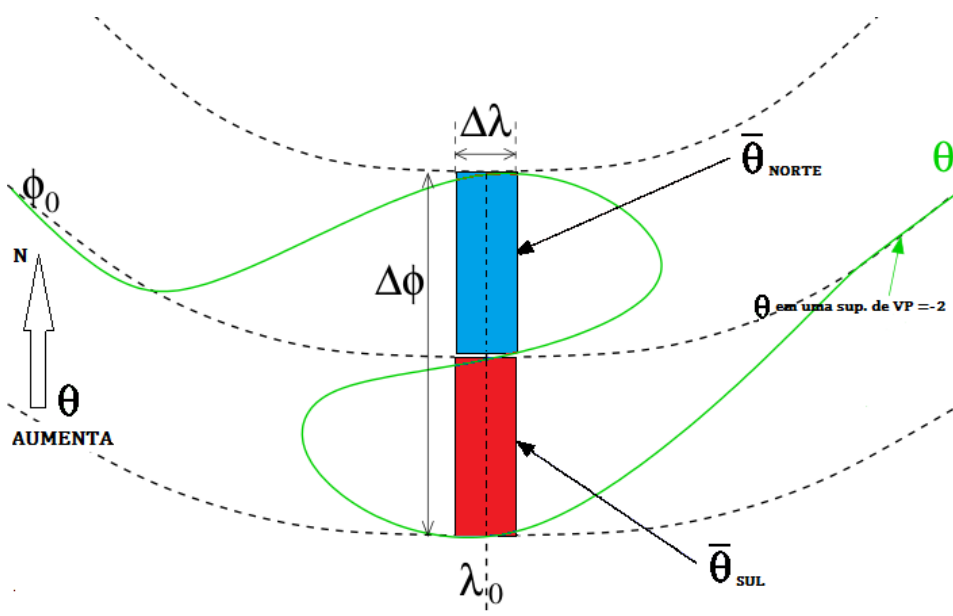


Figura 2.5 - Representação esquemática do cálculo do índice de bloqueio. As caixas possuem as dimensões de 5° de longitude por 10° de latitude. Fonte: adaptado para o HS de Pelly e Hoskins (2003).

A partir dessa ideia, o índice é definido como a média da temperatura potencial de duas áreas (norte e sul), de 10° de latitude por 5° de longitude cada, conforme o esquema ilustrado na figura 2.5. O tamanho do intervalo de longitude se deve ao fato de que o índice pode ser calculado na posição em que se achar necessário. De acordo com os autores, diminuir ou aumentar este intervalo não influenciará significativamente os resultados. Já a dimensão da porção latitudinal (que será de 20°) se deve ao fato de que a escala horizontal de abrangência dos bloqueios ser da ordem de 2000 Km. A região em que será aplicado o índice é mostrada na figura 2.6, abrangendo as longitudes de 170°W a 40°W .

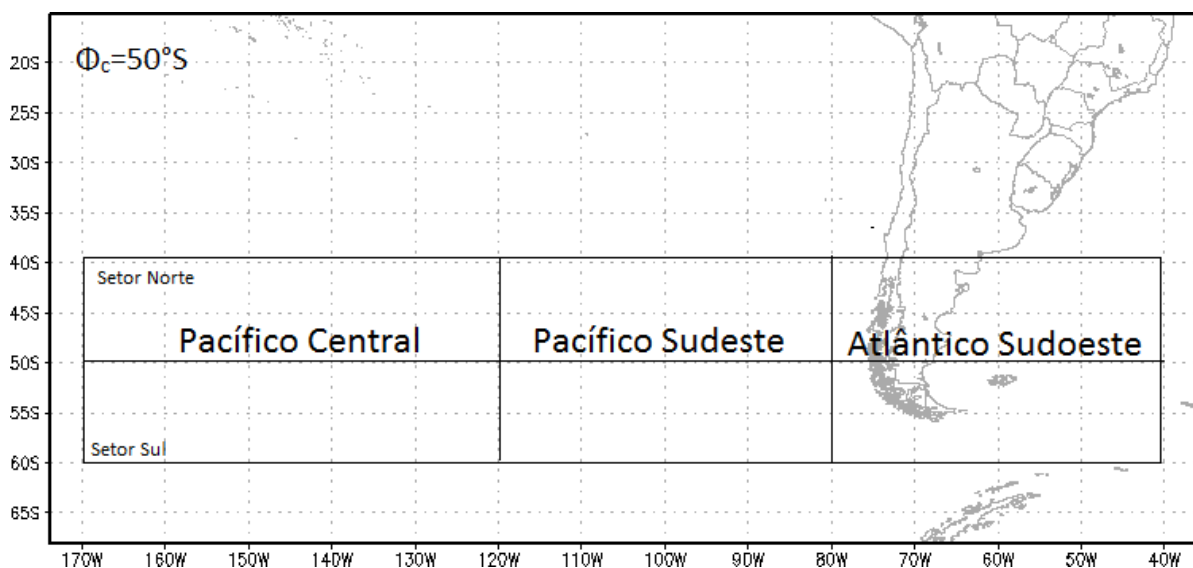


Figura 2.6 - Representação dos “setores” para o cálculo do índice de bloqueio. As regiões compreendem o Pacífico Central (170.0°W - 120°W), Pacífico Sudeste (117.5°W - 80°W) e Atlântico Sudoeste (77.5°W - 40°W).

A latitude central ϕ_c para a detecção dos eventos foi sugerida por Berrisford, Hoskins e Tyrllis (2007). A vantagem em se utilizar o cálculo da EKE para identificar a latitude central para o índice, se deve ao fato de que é possível gerar este campo para qualquer modelo de circulação geral (GCM) a ser estudado. Dessa forma, mesmo que o modelo desloque a posição do núcleo das correntes de jato e, por conseguinte, da máxima atividade transiente, a própria climatologia gerada identificará as regiões preferenciais de ocorrência de bloqueios.

O valor obtido em outros estudos é de 50°S , pois ondas estacionárias não são pronunciadas no Hemisfério Sul devido à pouca variação topográfica e os maiores valores da Energia Cinética Transiente (EKE) encontram-se em torno desta latitude. O cálculo da EKE no HadGEM2-ES também mostra valores em torno desta latitude (Figura 2.7). Assim, será utilizada neste trabalho, a latitude central $\phi_c=50^\circ\text{S}$.

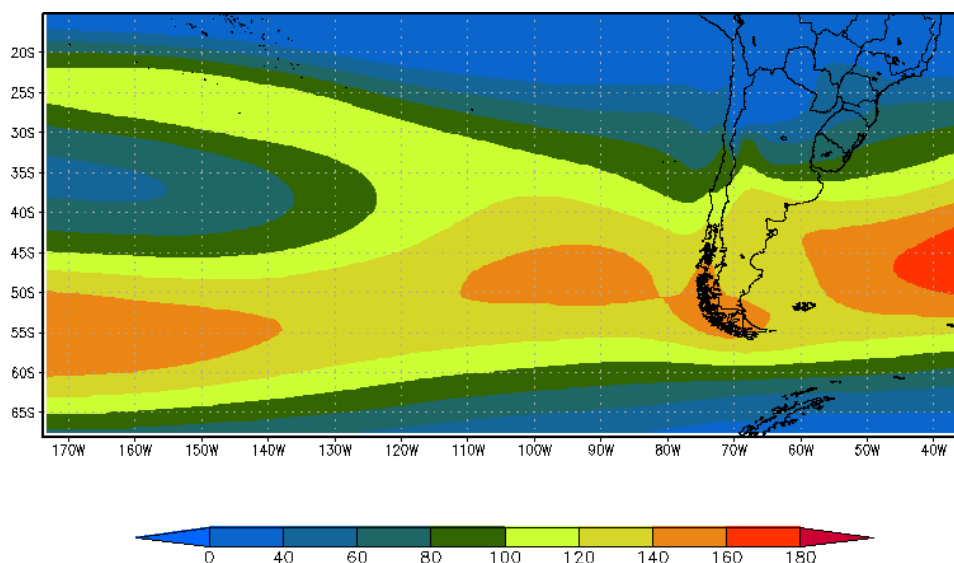


Figura 2.7 - Média anual da energia cinética transiente (EKE) em $m^2 \cdot s^{-2}$, em 300 hPa para a série 1975-2004, utilizando os dados brutos (sem filtro) do modelo HadGEM2-ES para determinação da latitude preferencial de ocorrência de bloqueios.

Sendo assim, o índice de bloqueio, B, como definido por Pelly e Hoskins (2003) é:

$$B_{\lambda_0} = \frac{2}{\Delta\phi} \int_{\phi_0}^{\phi_0 + \frac{\Delta\phi}{2}} \theta d\phi - \frac{2}{\Delta\phi} \int_{\phi_0 - \frac{\Delta\phi}{2}}^{\phi_0} \theta d\phi \quad (2.1)$$

Sendo:

ϕ = latitude (em graus).

θ = temperatura potencial (K).

λ_0 = longitude central (em graus).

Para o HS, quando o valor de $B > 0$, o gradiente meridional de temperatura potencial na tropopausa dinâmica encontra-se em sua condição normal, nestas condições o fluxo médio de oeste é observado. Já quando $B < 0$, com uma persistência superior a três dias e presente em pelo menos 10° de longitude, poderá ser encontrada uma situação de bloqueio.

De acordo com Oliveira (2011), em sua investigação sobre bloqueios atmosféricos em uma base de dados de 59 anos (para o passado), o autor considerou a escala típica de eventos de bloqueio igual ou superior a 3 dias para o HS. Esta conclusão foi obtida através da técnica proposta por Pelly e Hoskins (2003). Ela utiliza o ajuste linear entre o número de eventos em escala logarítmica e a duração dos mesmos. O intervalo típico é estimado pelo decaimento linear (gradiente) deste ajuste. Neste trabalho, para a contagem dos eventos de bloqueio será utilizada a mesma escala típica de, no mínimo, 3 dias, proposta pelos autores.

2.4 Função Frontogenética

O método utilizado para a detecção dos sistemas frontais nas séries de dados será a Função Frontogenética adiabática proposta por Petterssen (1956). Esta função busca quantificar a relação entre a mudança do gradiente de temperatura potencial seguindo o movimento de uma parcela de ar, conforme a equação 1.16. Desconsiderando os efeitos de inclinação (*tilting*) e de aquecimento diabático, a FF será calculada, por ponto de grade, na forma:

$$FF = \frac{1}{2} |\nabla\theta_E| [D \cos 2\gamma - \delta] \quad (2.2)$$

Sendo:

$|\nabla\theta_E|$ = gradiente de temperatura potencial equivalente ($K.m^{-1}$).

D = campo de deformação horizontal (s^{-1}).

γ = orientação do eixo de dilatação.

δ = divergência (s^{-1}).

O módulo do gradiente de temperatura potencial equivalente é dado por:

$$|\nabla\theta_E| = \left[\left(\frac{\partial\theta_E}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial\theta_E}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.3)$$

O campo de deformação total:

$$D = (D_1^2 + D_2^2)^{\frac{1}{2}} \quad (2.4)$$

$$D_1 = \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (2.5)$$

$$D_2 = \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (2.6)$$

A orientação do eixo de dilatação:

$$\gamma = \alpha - \beta \quad (2.7)$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \left(\frac{D_1}{D_2} \right) \quad (2.8)$$

$$\beta = \operatorname{arctg} \left[\frac{\partial T}{\partial y} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^{-1} \right] \quad (2.9)$$

E a divergência:

$$\delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (2.10)$$

A função frontogenética recebe valores positivos quando há condições para frontogênese e negativos para frontólise. Embora originalmente Petterssen (1956) tenha usado a temperatura do bulbo seco em sua fórmula, autores como Ninomiya (1984) usaram a temperatura potencial (θ) e a temperatura potencial equivalente (θ_E), pois estas variáveis são conservadas durante processos adiabáticos e pseudo-adiabáticos respectivamente.

No processo pseudo-adiabático, considera-se que a temperatura potencial da parcela é a temperatura na qual a mesma teria após todo o vapor d'água ser condensado em um processo de ascensão vertical e retirado através de precipitação. Essa temperatura final é chamada de temperatura potencial equivalente (θ_E), obtida pela equação:

$$\theta_E = \theta \exp \left(\frac{L_E \cdot r_S}{C_P \cdot T} \right) \quad (2.11)$$

Sendo:

L_E = calor latente de evaporação ($2,5 \cdot 10^6 J.Kg^{-1}$).

r_S = razão de mistura de saturação ($Kg.Kg^{-1}$).

C_P = calor específico a pressão constante ($1004 J.Kg^{-1}.K^{-1}$).

T = temperatura (K).

Para verificar a funcionalidade de FF no clima futuro, torna-se necessário gerar uma climatologia da série histórica do HadGEM2-ES e compará-la com demais estudos feitos sobre o assunto. Mattos (2003), por exemplo, utilizou a mesma metodologia para definir precursores frontogenéticos na detecção de casos de friagem usando 14 anos de dados de reanálise do ECMWF (1979-1993). Ainda, segundo o mesmo autor, temperaturas em 1000 hPa obtidas de análises em pontos de grade normalmente possuem erros de interpolação. Quando a superfície de pressão de 1000 hPa está abaixo da superfície real

(em regiões de topografia elevada) a extrapolação é feita com uma taxa de decaimento fixa da temperatura com altura (razão adiabática). Esta taxa, muitas vezes, difere da observada na superfície. Sendo assim, o melhor nível padrão para estudar a frontogênese é 925 hPa. Desta forma, os resultados da função frontogenética próximo aos Andes não podem ser considerados como ocorrência de sistemas frontais (SATYAMURTY; MATTOS, 1989).

Para suavizar a detecção dos sistemas frontais que serão investigados neste estudo, os cálculos foram feitos para dois níveis: 925 hPa, como sugerido em Mattos (2003) e 850 hPa, utilizado na climatologia de Satyamurty e Mattos (1989). O nível de 850 hPa, devido ao fato de estar mais afastado da superfície, apresenta campos de temperatura e vento menos ruidosos.

A contagem dos sistemas frontais será feita dentro de cada uma das 10 regiões mostradas na figura 2.4. Foi calculada a média da área de cada uma delas e será considerada como passagem frontal as que respeitarem os seguintes critérios:

- O valor médio diário da Função Frontogenética deve ser positivo no dia (D);
- O valor médio diário do vento meridional deve ser positivo no dia (D), indicando assim, escoamento de sul;
- Deve haver giro do vento obtido pela mudança no sinal do vento meridional do dia anterior (D-1). O mesmo deve mudar de um valor negativo para um valor positivo, passando de norte/noroeste para sul/sudeste (típico durante a passagem de uma frente).

Para análise dos resultados serão feitas as subtrações dos campos médios sazonais para os cenários RF (passado) e R45 e R85 (futuro) na forma (FUTURO - PASSADO) com o intuito de verificar a alteração na circulação atmosférica, temperatura e precipitação utilizando as saídas do RegCM4. Já com os compostos do número de bloqueios e frentes frias serão feitas médias mensais, sazonais e anuais verificando a tendência de cada um dos cenários simulados pelo HadGEM2-ES.

3 RESULTADOS E DISCUSSÕES - BLOQUEIOS

Para avaliação dos bloqueios atmosféricos nas regiões da figura 2.6, apenas a fase de pré-processamento do modelo RegCM4 foi realizada. Desta forma, foram obtidos os campos de vento (zonal e meridional) e de temperatura do HadGEM2-ES necessários para o cálculo do índice de bloqueio. O espaçamento da grade é de 150 km x 150 km, com 11 níveis verticais, que posteriormente foram interpolados para coordenadas isobáricas (já que o RegCM4 trabalha com coordenadas sigma).

Para o cálculo do índice PH03, é necessário obter os campos de temperatura potencial (θ) em uma superfície de -2,0 UVP. Esta superfície, denominada tropopausa dinâmica, se encontra em altos níveis atmosféricos e varia em relação a latitude (WILCOX; HOSKINS; SHINE, 2012). Para isso, foi utilizado um algoritmo de interpolação que faz uso de todos os níveis verticais disponíveis no conjunto de dados e calcula o valor da temperatura potencial para um valor de VP pré-definido (no caso, -2,0 UVP). O algoritmo foi desenvolvido pelo Dr. Clark Evans da *Wisconsin-Madison University*, disponível em <http://derecho.math.uwm.edu/misc/pvinterp.gs>, sendo necessários pequenos ajustes para o seu uso no Hemisfério Sul.

Os autores também mostraram que em uma superfície de -2,0 UVP, a temperatura potencial possui valores que variam em torno de 300 K nos polos aumentando gradativamente até aproximadamente 370 K na região equatorial. Para evidenciar estes resultados, a figura 3.1 mostra a média sazonal de temperatura potencial na tropopausa dinâmica da série RF do HadGEM2-ES. Observa-se corretamente a marcha do ciclo anual, com temperaturas mais altas durante o verão do Hemisfério Sul (DJF) e mais baixas durante o inverno (JJA). Os valores se mostram concordantes com o intervalo mostrado por Wilcox, Hoskins e Shine (2012), em que foram utilizados dados do ERA-40 e do ERA-Interim. Além disso, os campos de posição (nível isobárico) da tropopausa dinâmica variam entre 300 hPa nos polos até valores em torno de 100 hPa no equador (figuras não mostradas), de acordo com os limites mencionados pelos autores.

Desta forma, espera-se que o índice PH03 se mostre eficiente para a contagem dos eventos, uma vez que o HadGEM2-ES posiciona corretamente a tropopausa dinâmica (principal variável usada no cálculo). Assim, as quebras de onda de Rossby (*Rossby wave breaking*), que são detectadas pelo índice, possuem escala espacial e temporal similar àquela que se observa sinoticamente durante os eventos de bloqueio (BERRISFORD; HOSKINS; TYRLIS, 2007). Da mesma forma, o cálculo da EKE (Figura 2.7) se mostrou concordante com os resultados de Pelly e Hoskins (2003) e Berrisford, Hoskins e Tyrlis (2007), indicando que a escolha da latitude central de 50°S é a mais apropriada para aplicação do índice de bloqueio.

A seguir, serão apresentados os resultados das detecções dos eventos que serão

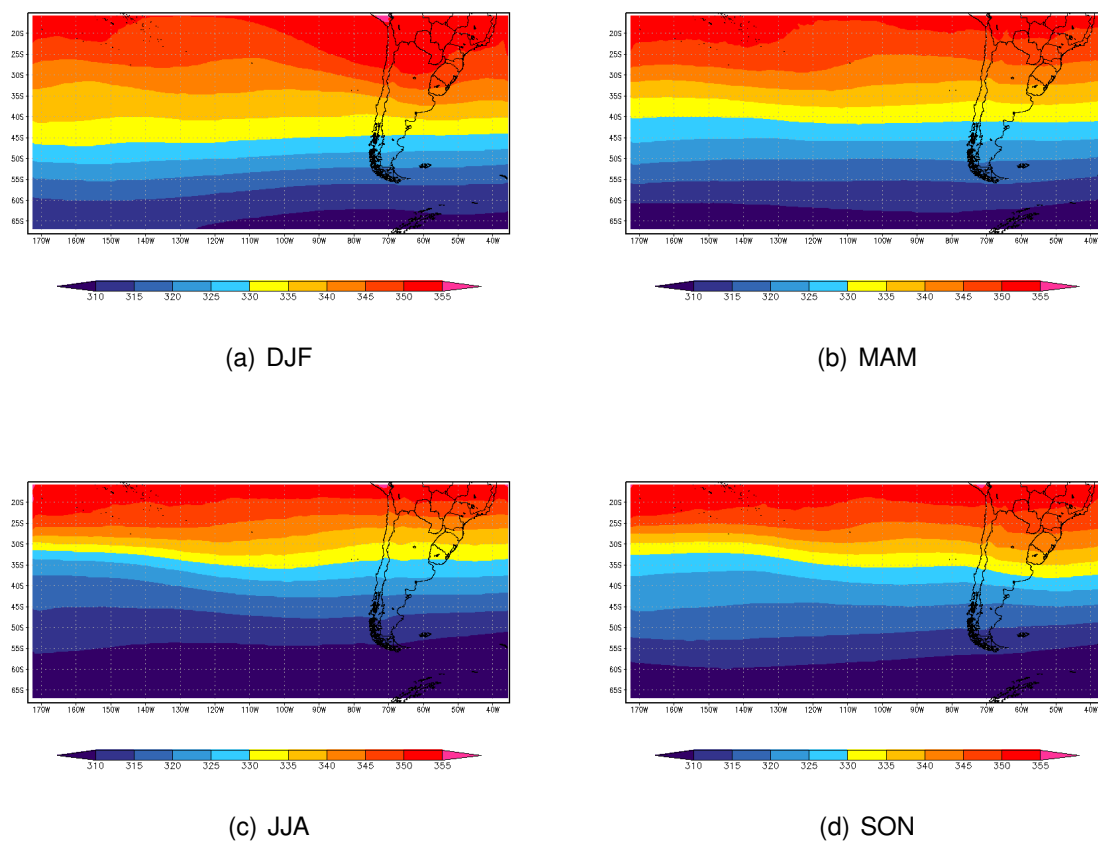


Figura 3.1 - Campos médios sazonais da temperatura potencial, θ (K) em -2,0 UVP para o período RF do HadGEM2-ES.

confrontados com os existentes na literatura. Trabalhos como de Marques (1996), Mendes et al. (2005), Oliveira (2011) e Oliveira, Carvalho e Ambrizzi (2013), apesar de terem usado uma metodologia diferente, se tornam muito úteis, pois, espera-se que os resultados encontrados pelo HadGEM2-ES se mostrem, no mínimo, semelhantes. Espera-se que o número de eventos encontrados por outros métodos, bem como as longitudes preferenciais de ocorrência e o ciclo anual (com um número maior de eventos na estação de inverno), sejam evidenciados pelo índice PH03.

3.1 Climatologia

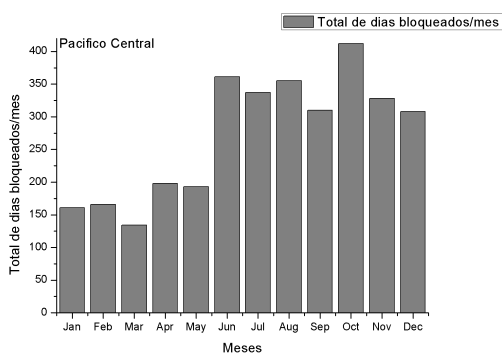
3.1.1 Variabilidade Mensal

Assim como em Mendes et al. (2005), é feita aqui uma distinção entre *dias bloqueados* e *eventos de bloqueio*. Os dias bloqueados são dias em que se verifica que o índice B entra em uma condição de bloqueio, porém, ainda é necessária a “permanência” mínima de 3 dias para que seja contado como 1 evento. Dias bloqueados (1 ou 2 consecutivos), são retirados da série e não fazem parte da soma. Desta forma, a contagem de dias bloqueados (daqui em diante chamados de DB) dá uma ideia da duração dos eventos (EV) detectados. A contabilização também considera uma abrangência de, no mínimo, 10° de longitude.

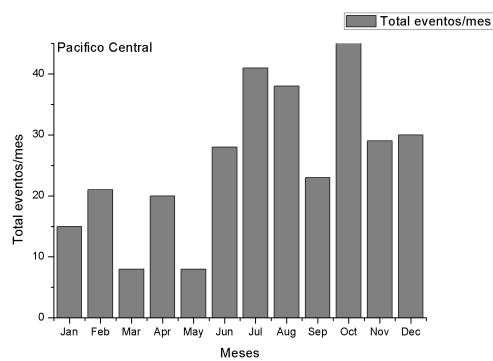
Os resultados mostram que existe uma boa concordância entre o HadGEM2-ES e os trabalhos que analisam o ciclo anual de bloqueios. É unanimidade que os meses de inverno (JJA) são os mais propensos à ocorrência de bloqueios. Observa-se que, durante este período, os fenômenos registrados são quase o dobro daqueles registrados no verão (DJF). Já os meses das estações de transição (outono e primavera), mostram uma diminuição de casos em relação ao inverno e mostram uma quantidade de eventos bem próximas entre si. Marques (1996), Mendes et al. (2005) e outros mostram que a primavera é a estação de transição com maior número de ocorrência de bloqueios.

O HadGEM2-ES, em linhas gerais, mostra um comportamento adequado em relação ao ciclo anual, com um número maior (tanto DB quanto EV) durante o inverno e menor nos meses de verão. Já em relação às longitudes preferenciais de ocorrência, os resultados obtidos pelo modelo também mostram um padrão semelhante ao encontrado por Oliveira, Carvalho e Ambrizzi (2013). Há um número maior de bloqueios na região do Pacífico Central (média de 10,2 eventos por ano), no Pacífico Sudeste, com média de 4 eventos/ano e diminuindo gradativamente até a região do Atlântico Sudoeste, onde é observada uma média de 1,4 eventos/ano. O número médio de eventos por ano são superestimados em relação aos encontrados por Mendes et al. (2005), tanto no Pacífico Central (6,9 eventos/ano), quanto no Pacífico Sudeste (2,9 eventos/ano).

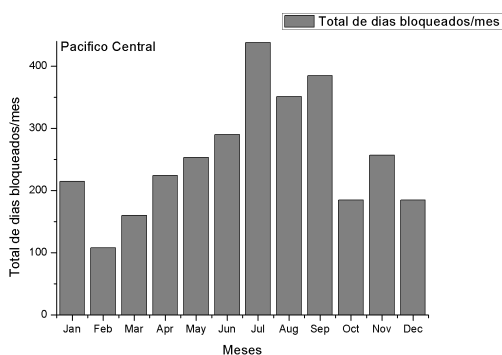
Para verificar esta tendência, as figuras que seguem mostram o número total de dias bloqueados (à esquerda) e de eventos de bloqueio (à direita) em cada uma das séries. A figura 3.2 representa a região do Pacífico Central (170°W - 120°W) nas projeções RF, R45 e R85; a figura 3.3 para o Pacífico Sudeste (117.5°W - 80°W) e a figura 3.4 para a região do Atlântico Sudoeste (77.5°W - 40°W).



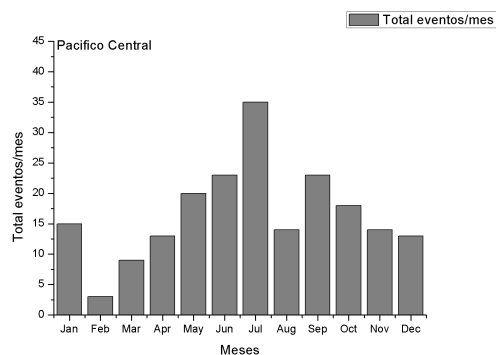
(a) Dias Bloqueados RF



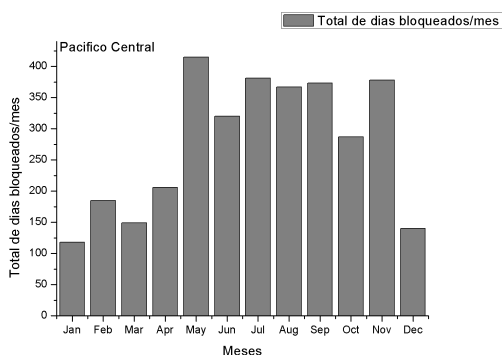
(b) Eventos RF



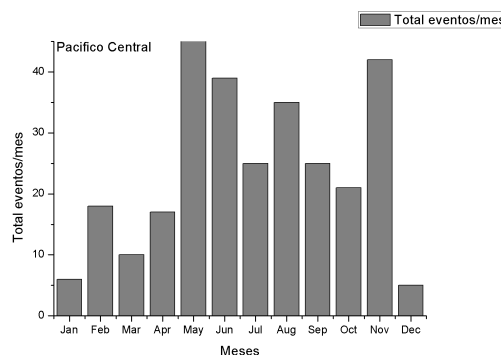
(c) Dias Bloqueados R45



(d) Eventos R45

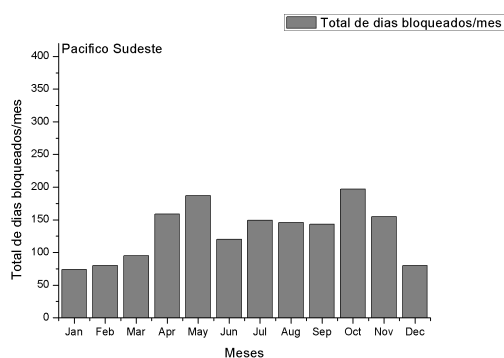


(e) Dias Bloqueados R85

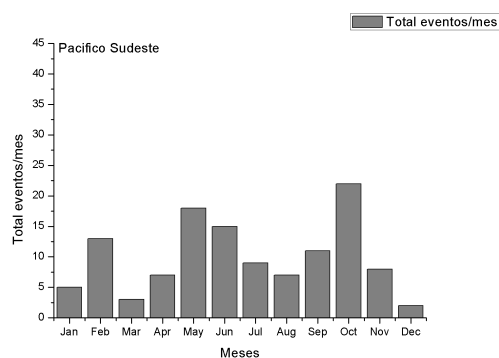


(f) Eventos R85

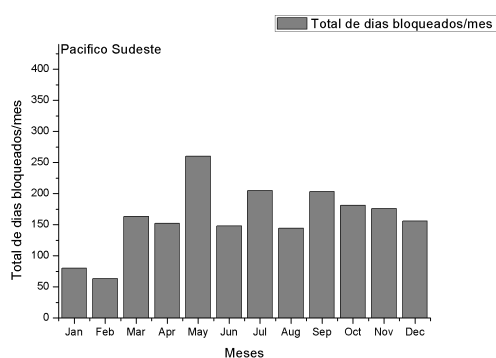
Figura 3.2 - Soma do total de dias bloqueados (figuras da esquerda) e de eventos de bloqueio (figuras da direita) para cada mês do ano, nas três projeções do HadGEM2-ES, para a região do Pacífico Central.



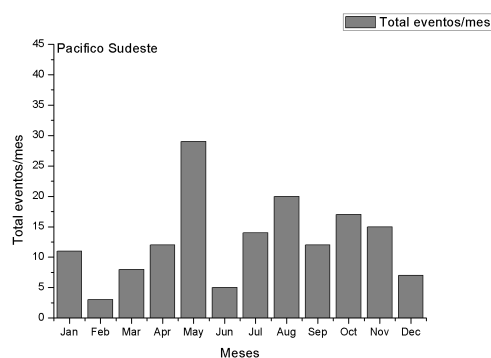
(a) Dias Bloqueados RF



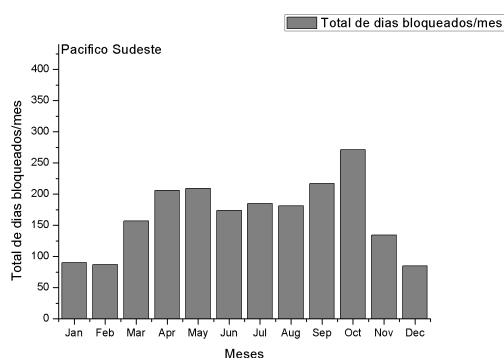
(b) Eventos RF



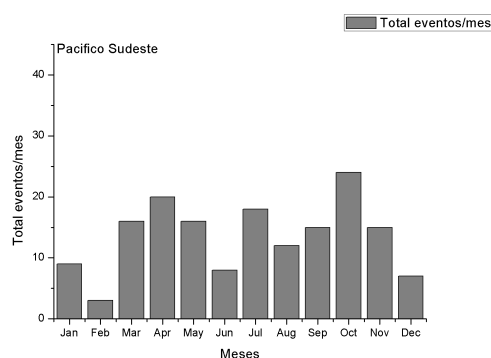
(c) Dias Bloqueados R45



(d) Eventos R45

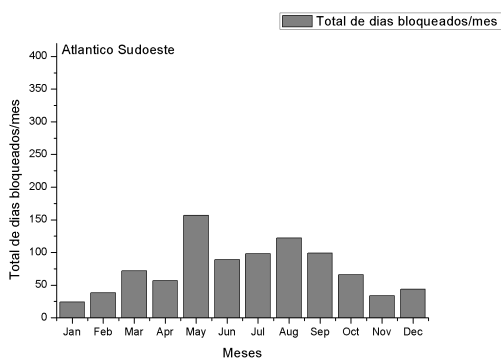


(e) Dias Bloqueados R85

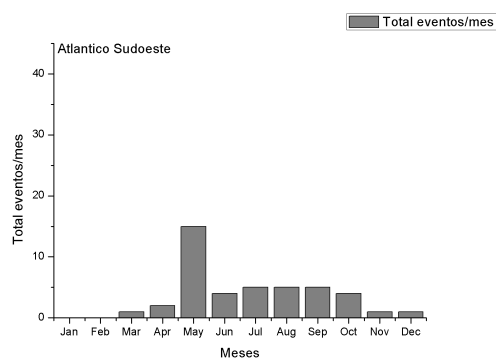


(f) Eventos R85

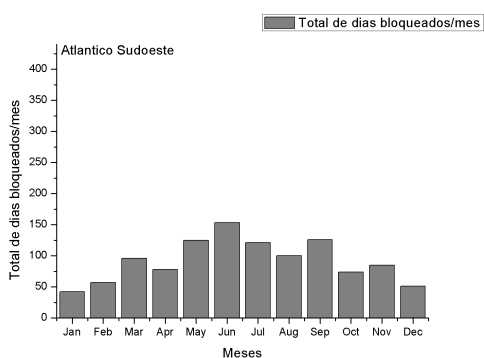
Figura 3.3 - Soma do total de dias bloqueados (figuras da esquerda) e de eventos de bloqueio (figuras da direita) para cada mês do ano, nas três projeções do HadGEM2-ES, para a região do Pacífico Sudeste.



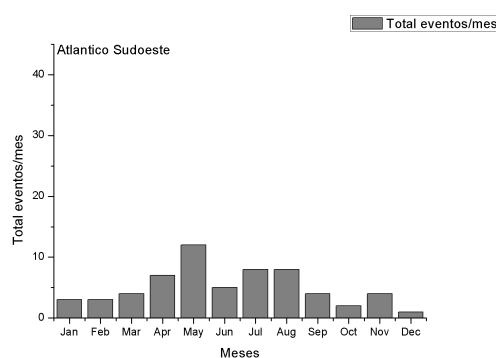
(a) Dias Bloqueados RF



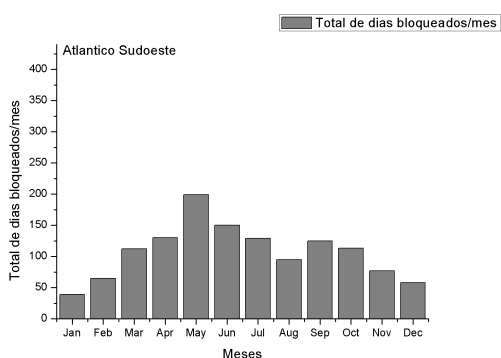
(b) Eventos RF



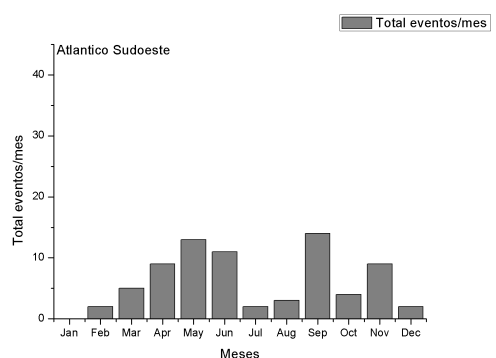
(c) Dias Bloqueados R45



(d) Eventos R45



(e) Dias Bloqueados R85



(f) Eventos R85

Figura 3.4 - Soma do total de dias bloqueados (figuras da esquerda) e de eventos de bloqueio (figuras da direita) para cada mês do ano, nas três projeções do HadGEM2-ES, para a região do Atlântico Sudoeste.

Com relação aos cenários futuros, ainda se verifica um número de eventos (e DB) mais expressivos na estação de inverno e nas estações de transição. Sobre a região do Pacífico Central é observada uma diminuição dos eventos de bloqueio para as duas projeções futuras. Em todas as estações do ano esta condição é observada. A média de 10,2 eventos de bloqueio para o cenário RF, reduz para 9,2 eventos/ano em R85 e 6,7 eventos/ano no cenário R45. Este resultado concorda com aquele obtido por Oliveira (2011), que analisou o número total de eventos, no cenário A1B de dois modelos (ECHAM5_R2 e MIROC 3.2-H). O ECHAM5_R2, quando comparado com a detecção dos bloqueios usando a reanálise do NCEP/NCAR, também superestima o número de eventos, tal como ocorre no HadGEM2-ES. O mesmo não ocorre com o MIROC 3.2-H, que subestima o número de eventos com relação a reanálise. Além disso, confirmando os resultados, as projeções dos modelos estudados por Oliveira (2011) também mostram uma redução na frequência dos eventos sobre o Pacífico Central nos dois modelos.

Já região do Pacífico Sudeste, ao contrário do Pacífico Central, mostra uma tendência de aumento do número de eventos nos dois cenários. No período de referência, uma média de 4 eventos/ano é observada do cenário RF do HadGEM2-ES, passando a 5,1 eventos/ano na projeção R45 e 5,4 eventos/ano em R85. Para esta região a tendência dos modelos estudados por Oliveira (2011) em relação a reanálise se mantém, porém, na região do Pacífico Sudeste, se observa uma pequena redução nos eventos para a projeção A1B dos dois modelos.

As projeções para a região do Atlântico Sudoeste (não analisadas por Oliveira (2011) nem por Mendes et al. (2005)) mantêm a mesma tendência daquela observada na região do Pacífico Sudeste. O cenário em que o aumento no número de eventos é mais significativo também é o R85. Em RF, uma média de 1,4 eventos/ano aumenta para 2,03 eventos/ano em R45 e 2,40 eventos/ano para R85, além de serem detectados mais eventos distribuídos ao longo do ano nas duas projeções futuras. As mesmas mostram mais eventos nas estações de outono e primavera, (inclusive casos no verão que não eram observados), enquanto em RF, o maior número de eventos se concentrava entre os meses de maio a outubro.

3.1.2 Análise de Tendência

O comportamento interanual do número de bloqueios foi obtido através da soma dos casos detectados (EV e DB), para cada ano, nas regiões do Pacífico Central, Sudeste e Atlântico Sudoeste (Figuras 3.5, 3.6 e 3.7 respectivamente). O ajuste linear de cada uma das séries também foi obtido e os resultados serão comparados aos de Mendes et al. (2005) que fizeram uma análise semelhante.

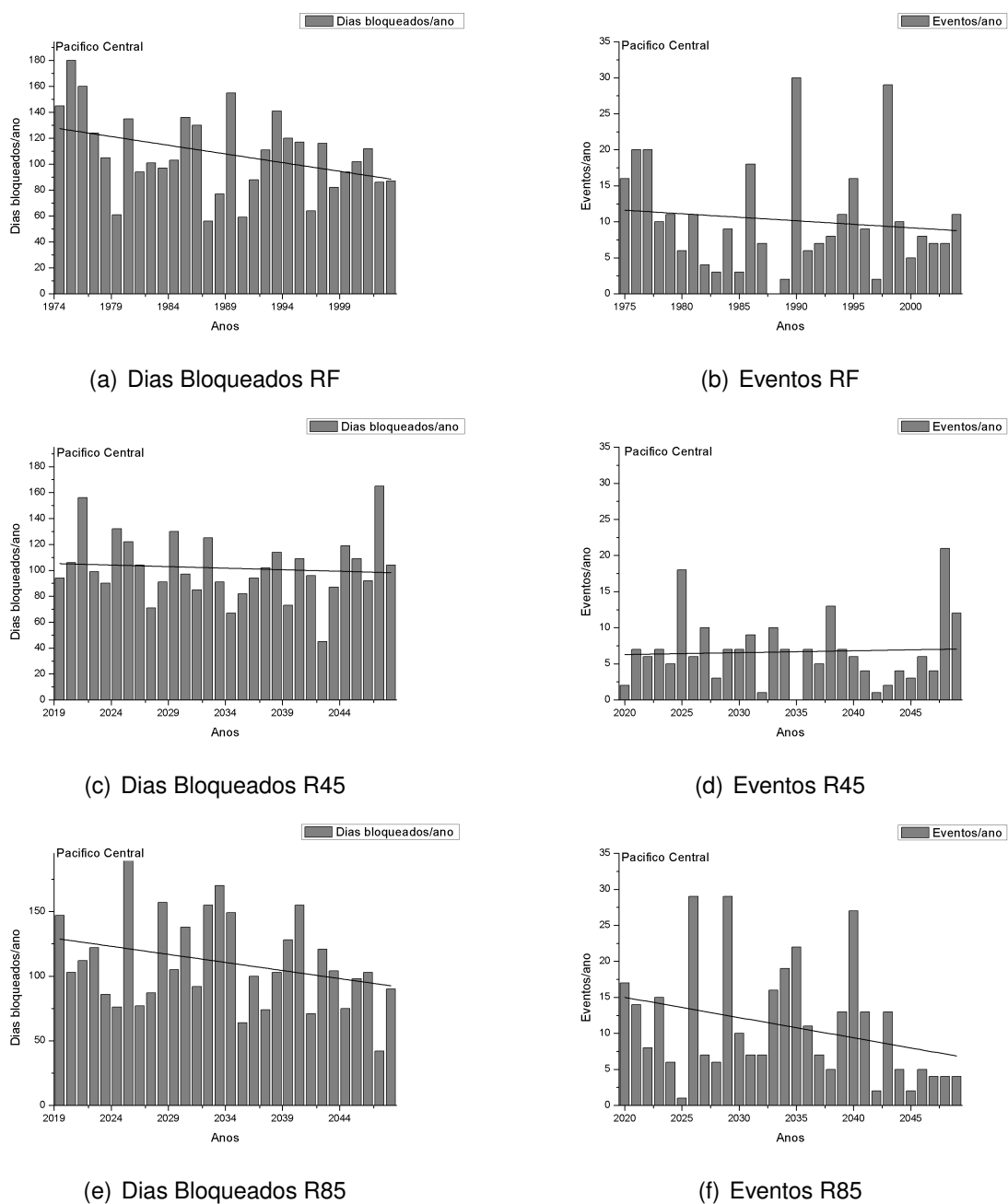
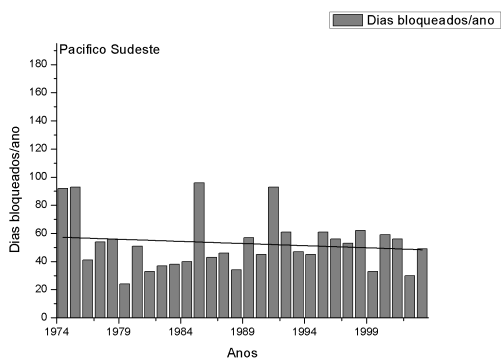
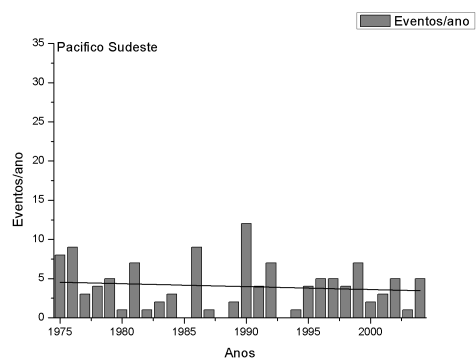


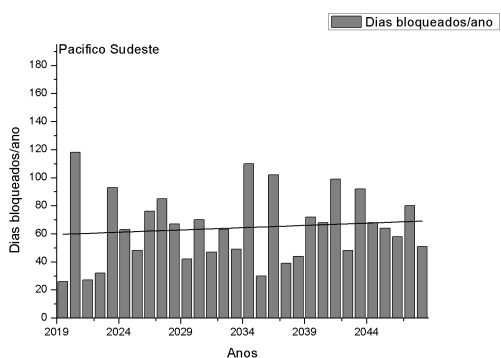
Figura 3.5 - Soma do total de dias bloqueados (figuras da esquerda) e de eventos de bloqueio (figuras da direita) para cada ano, nas três projeções do HadGEM2-ES, para a região do Pacífico Central.



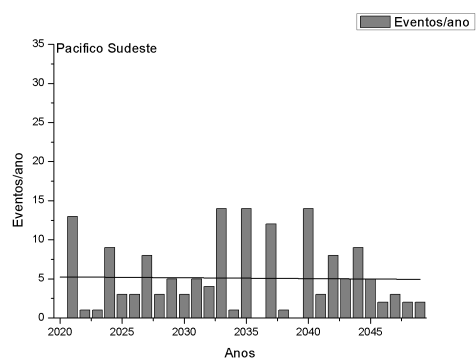
(a) Dias Bloqueados RF



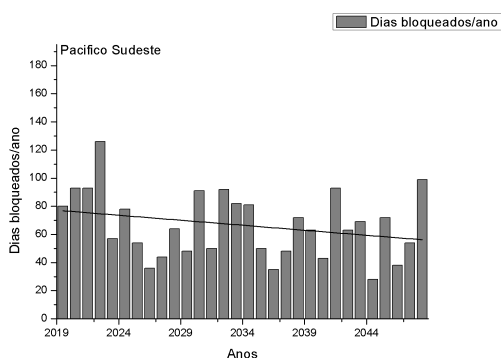
(b) Eventos RF



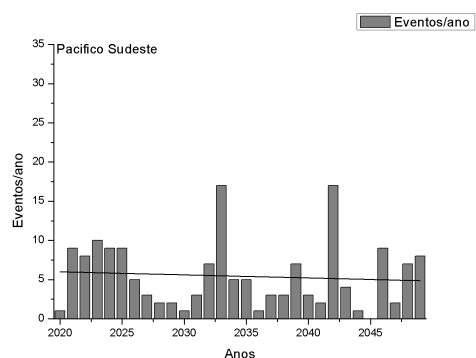
(c) Dias Bloqueados R45



(d) Eventos R45

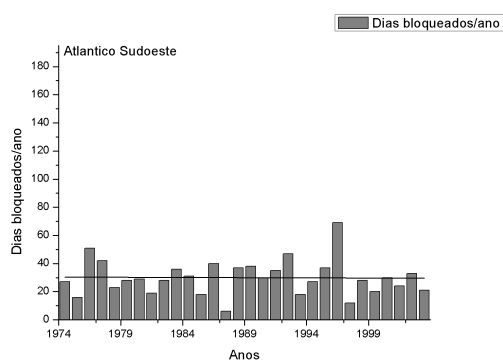


(e) Dias Bloqueados R85

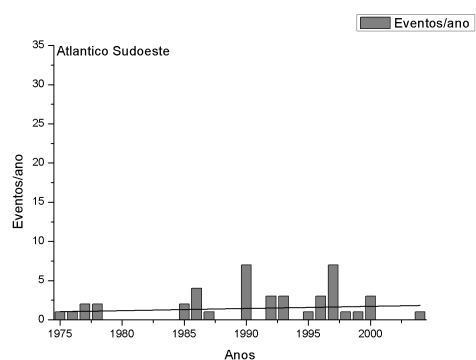


(f) Eventos R85

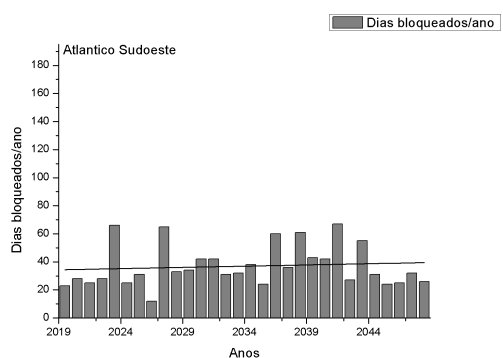
Figura 3.6 - Soma do total de dias bloqueados (figuras da esquerda) e de eventos de bloqueio (figuras da direita) para cada ano, nas três projeções do HadGEM2-ES, para a região do Pacífico Sudeste.



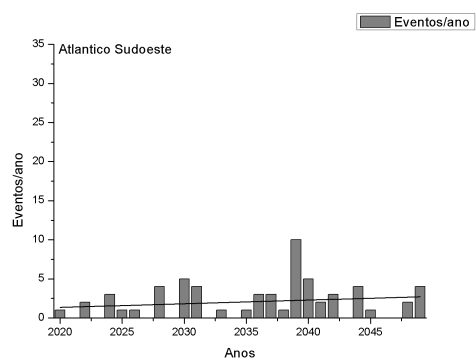
(a) Dias Bloqueados RF



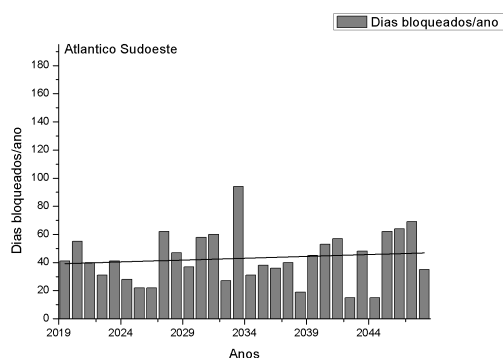
(b) Eventos RF



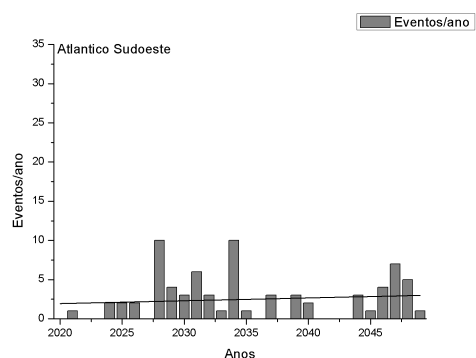
(c) Dias Bloqueados R45



(d) Eventos R45



(e) Dias Bloqueados R85



(f) Eventos R85

Figura 3.7 - Soma do total de dias bloqueados (figuras da esquerda) e de eventos de bloqueio (figuras da direita) para cada ano, nas três projeções do HadGEM2-ES, para a região do Atlântico Sudoeste.

Na região do Pacífico Central, assim como em Mendes et al. (2005) observa-se uma tendência de diminuição gradual dos eventos de bloqueio ao longo das décadas. Apesar do número de eventos detectados estar um pouco acima daqueles encontrados pelos autores (além da variabilidade associada ao modelo/método de detecção ser grande), a ocorrência de eventos se mostra condizente no que diz respeito a um maior número de bloqueios na região do Pacífico Central do que nas outras duas regiões do estudo. Para os cenários futuros, a mesma tendência de diminuição é observada. Existe uma disparidade entre as duas projeções do HadGEM2-ES. Na projeção R85, verifica-se uma queda mais acentuada nos eventos ao longo dos anos, porém, a média do número de eventos (9,6/ano) é superior ao cenário R45, no qual um número menor de eventos (6,7/ano) são detectados.

Sobre o Pacífico Sudeste, Mendes et al. (2005) mostra que existe uma pequena tendência de aumento do número de eventos ao longo das décadas. Aqui, esta tendência mais pronunciada não é observada, apenas uma estacionariedade da série ao longo dos anos, com uma pequena tendência de diminuição. Este padrão também é observado nos dois cenários futuros do HadGEM2-ES.

Por sua vez, a tendência interanual dos bloqueios sobre o Atlântico Sudoeste foi a que mostrou significativas diferenças. A maioria das outras regiões e dos cenários mostra uma diminuição dos eventos enquanto sobre a região a leste da América do Sul, a frequência de eventos, mesmo menor, mostra uma pequena tendência de aumento, tanto na média do número de eventos (e DB), como na tendência ao longo dos anos, tanto na série de referência quanto nas projeções futuras. A média do número de dias bloqueados aumenta (principalmente da projeção R85) indicando que os bloqueios sobre esta região possuem uma tendência de serem mais duradouros.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES - SISTEMAS FRONTAIS

4.1 Estudo de caso

Para fazer uma verificação da metodologia apresentada no item 2.4, foi feita uma análise dos campos médios diários de Função Frontogenética com os dados do ERA-Interim em 850 hPa. Foi escolhido, aleatoriamente o mês de agosto de 2002 e aplicado o cálculo de FF juntamente com a técnica do giro do vento para contagem das passagens frontais em casos que realmente ocorreram.

De acordo com revista Climanálise, publicada mensalmente pelo CPTEC/INPE para o período de 1992-2002, durante o mês de agosto de 2002 um número total de 6 frentes frias atingiram o Brasil (Figura 4.1). A técnica de detecção utilizada mostra um total de 4 casos frontais, identificando corretamente os dias em que realmente ocorreram a passagem dos sistemas. A técnica não identifica os casos da frente de número 1 e a frente de número 5 da figura 4.1, justamente por terem sido frentes frias muito rápidas e qua atingiram poucos locais. Um dos motivos desta não detecção pode ser a suavização do campo de FF quando é aplicado o cálculo da média de todos os pontos dentro da área de 5° lat x lon. No caso da frente 1, por exemplo, existem algumas regiões onde são detectados valores negativos de FF e, na média, esses valores podem comprometer a intensidade real da frente, ou o giro do vento não ser observado de forma tão evidente, considerando o dia como não-frontal.

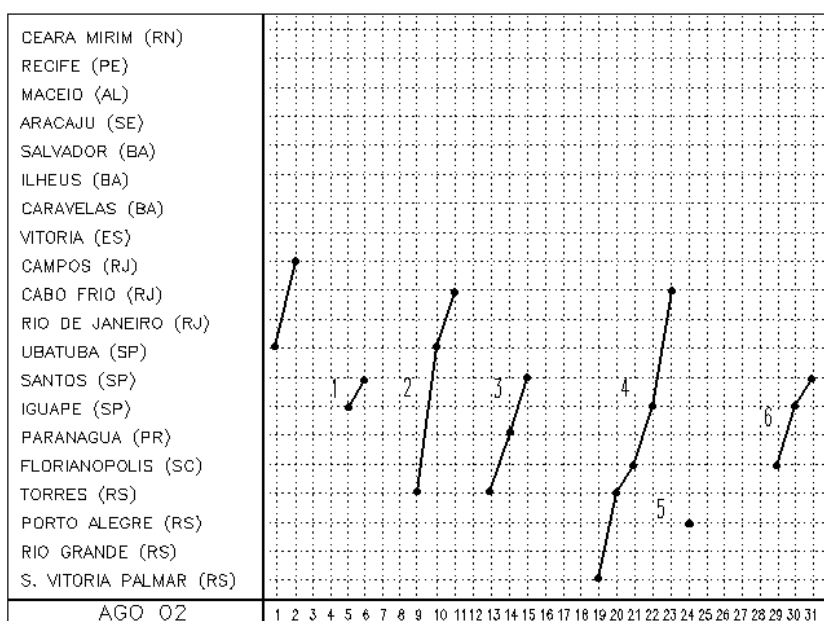


Figura 4.1 - Número de casos de frente fria em agosto de 2002. Fonte: boletim Climanálise CPTEC/INPE.

Como verificação complementar, foi desconsiderado o último item de restrição da metodologia, ou seja, não seria necessário haver giro do vento para que fosse contabilizado o número de casos. Desta vez um número total de 7 casos frontais foi detectado. Pode parecer mais correto, porém, quando calculadas as somas anuais do número de casos, e principalmente as médias mensais, os valores ficavam em torno de 40 a 50% maiores que os encontrados na literatura, quando comparado com Cavalcanti et al. (2009) e outros. A figura 4.2, mostra os campos médios diários de vento e FF em 850 hPa dos dados do ERA-Interim para cada um dos casos da figura 4.1.

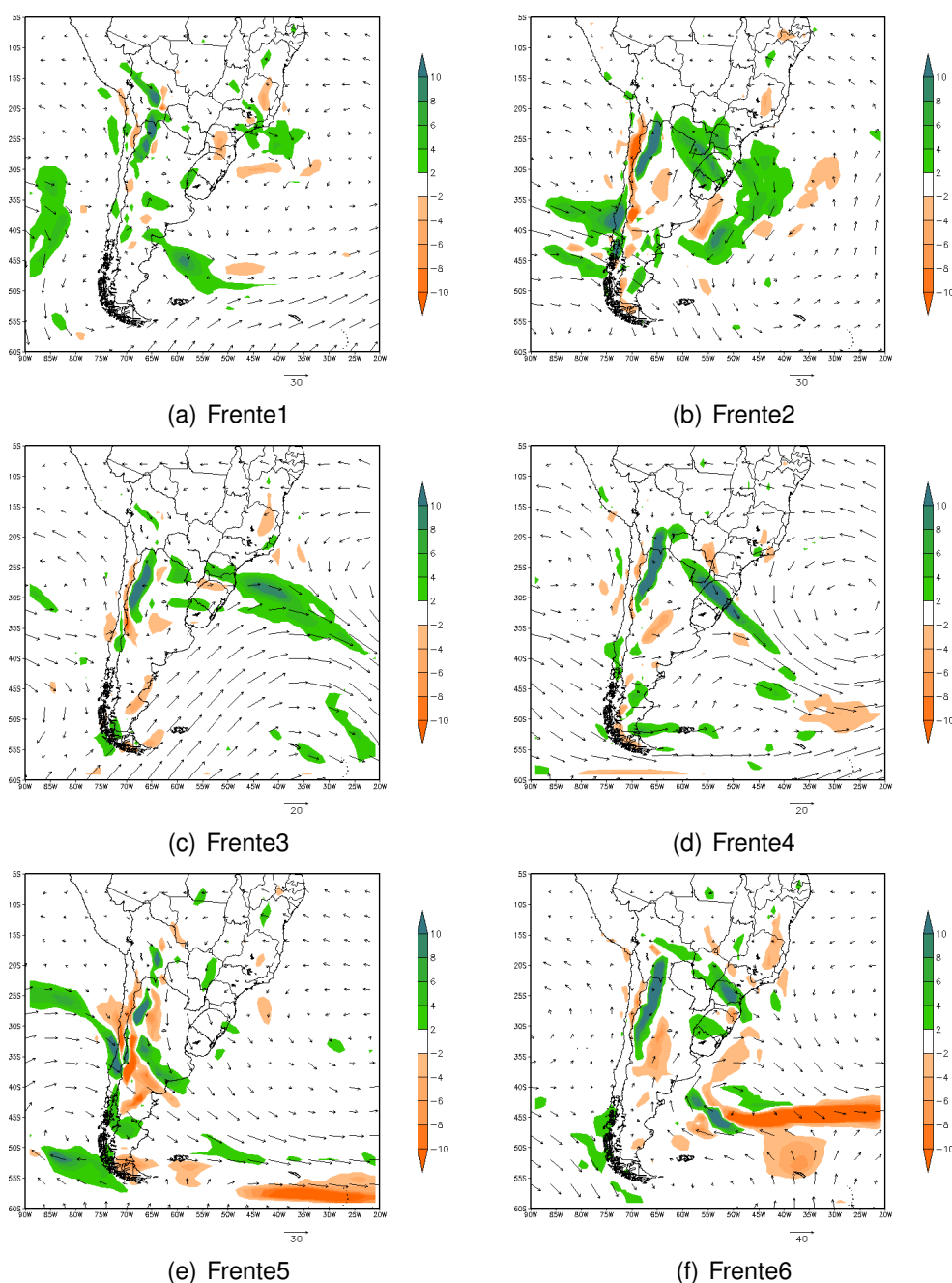


Figura 4.2 - Campos médios diários de vento e da Função Frontogenética em 850 hPa proveniente da reanálise ERA-Interim.

A mesma técnica foi aplicada no mês de agosto de 2002 com os dados do HadGEM2-ES e, na mesma área (área 3 da figura 2.4), o número de casos detectados também foi de 4 passagens frontais durante o período. O que o modelo modifica é o dia em que a detecção ocorre e podem ser verificados na figura 4.3. Isto acontece pelo fato que o calendário do HadGEM2-ES não é posicionado exatamente nos dias do calendário gregoriano, como mencionado no item 2.2.

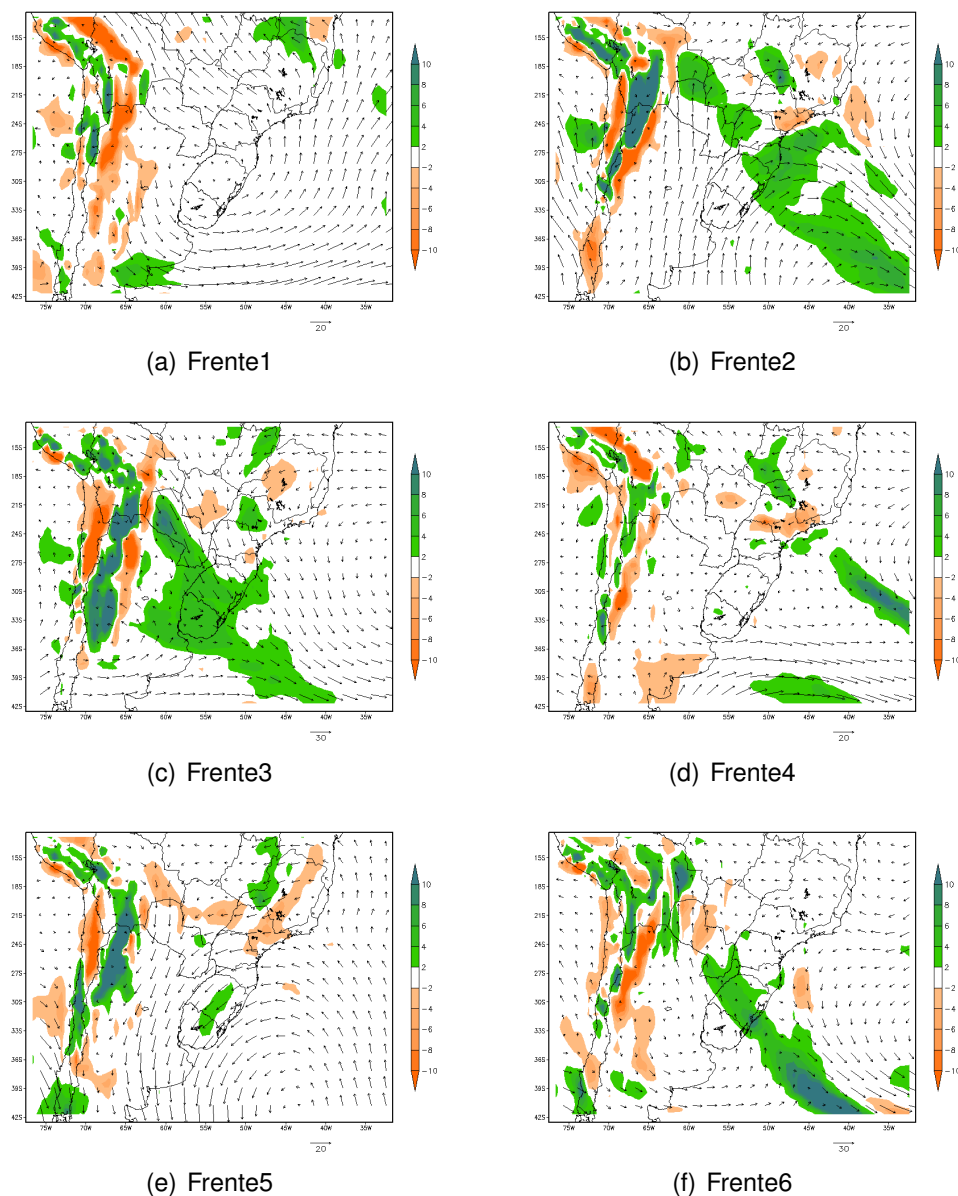


Figura 4.3 - Campos médios diários de vento e da Função Frontogenética em 850 hPa do modelo HadGEM2-ES.

A média para o mês de agosto pode ser vista na figura 4.4. A média mensal suaviza bastante o campo de FF, porém pode ser verificado que, por mais que em alguns casos pontuais os ventos não sejam iguais entre o modelo e a reanálise, a circulação média mensal possui um padrão semelhante, apesar do modelo apresentar ventos mais

fracos.

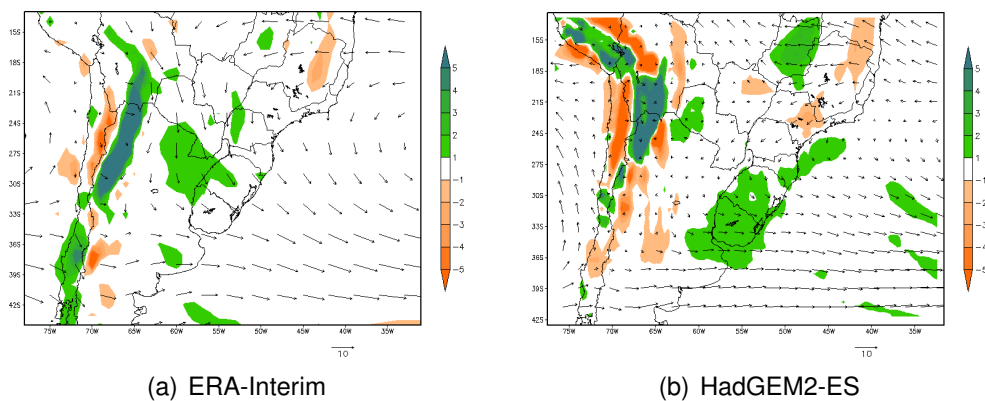


Figura 4.4 - Campos médios mensais da Função Frontogénica em 850 hPa para agosto de 2002. Em (a) reanálise do ERA-Interim e em (b) o modelo HadGEM2-ES.

Segundo Satyamurty e Mattos (1989), os valores persistentes de FF, tanto positivos quanto negativos nas regiões montanhosas (na América do Sul diga-se regiões próximas aos Andes), devem ser desconsiderados pois não representam resultados realísticos.

4.2 Climatologia

4.2.1 Variabilidade Mensal

A partir desta seção, serão apresentados somente resultados do modelo HadGEM2-ES nas áreas 3 e 7 da figura 2.4. A área 3 abrange boa parte do estado do Rio Grande do Sul, e a área 7, o estado de São Paulo. Esta escolha foi feita pois os regimes de precipitação e de passagens frontais nestas duas regiões devem ser distintos, com um número menor de frentes frias na área 7 (A7) do que na área 3 (A3) ao longo do ano. Já o regime de precipitação, deve apresentar uma tendência um pouco mais uniforme em A3, enquanto em A7, o mesmo deve possuir acumulados mais significativos na estação quente e menores durante o inverno.

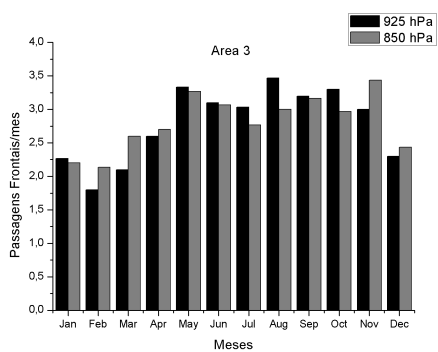
Para gerar a climatologia de passagens frontais, é apresentado o número médio de casos para cada um dos meses (em 925 e 850 hPa), para cada uma das simulações (RF, R45 e R85), que podem ser vistas na figura 4.5. Os resultados mostram o número médio de casos em cada um dos três cenários. O cenário RF (passado) apresenta um padrão muito parecido com as médias apresentadas em Cavalcanti et al. (2009). Isso mostra que a metodologia considerada neste trabalho é eficaz na contagem dos sistemas e mostra uma distribuição anual média muito próxima da observada, tanto para A3 quanto para A7.

O padrão em A7, principalmente, é bem caracterizado na região na qual as frentes frias ocorrem com mais frequência no inverno e na primavera. É importante ressaltar que em A7, apenas a contagem feita com os campos em 925 hPa apresenta este padrão mais marcado, enquanto que em 850 hPa o número de frentes é reduzido e com menor variabilidade anual. Uma provável explicação para esta diferença seria que os sistemas frontais atingem a região Sudeste do Brasil em estágio mais enfraquecido quando comparado às frentes frias que chegam à região Sul. Os gradientes de temperatura e o campo de deformação (que são utilizados pela Função Frontogenética) também são, na média, menos intensos em 850 hPa do que em 925 hPa. Já em A3, o número médio de casos coincide nos dois níveis.

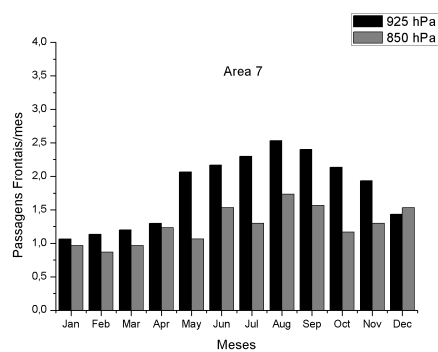
Para a área A7, verifica-se também, nos dois cenários futuros, uma “antecipação” dos sistemas frontais em 925 hPa. Na série RF o número médio de casos começa a aumentar em torno dos meses de julho e agosto até o mês de novembro. Para o futuro, este aumento já começa a ser observado entre os meses de maio e junho ajustando-se a uma distribuição gaussiana na projeção R85.

Com o intuito de verificar a alteração do regime frontal entre os dois cenários, o número médio de sistemas para cada mês é apresentado na tabela 4.1.

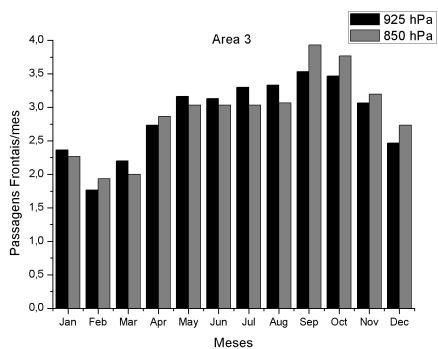
A última coluna mostra a média anual dos casos para o passado e as duas pro-



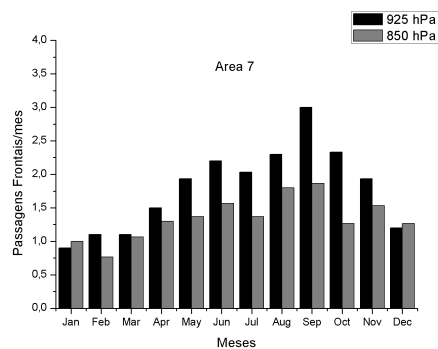
(a) Área 3 - RF



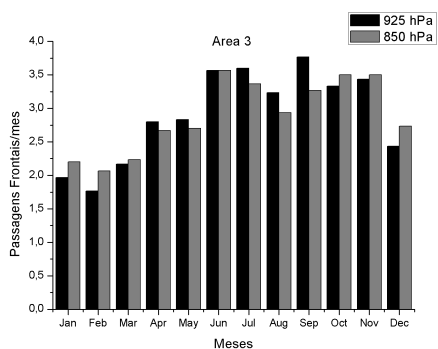
(b) Área 7 - RF



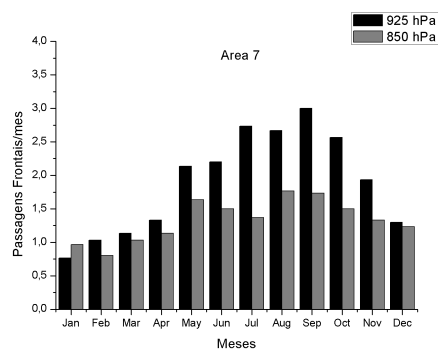
(c) Área 3 - R45



(d) Área 7 - R45



(e) Área 3 - R85



(f) Área 7 - R85

Figura 4.5 - Número médio de passagens frontais por mês, detectadas em 925 hPa e 850 hPa, nas séries RF (1975-2004) e R45, R85 (2020 -2049) para as áreas A3 e A7 do mapa.

jeções futuras do HadGEM2-ES. Em praticamente todos eles, verifica-se um ligeiro aumento no número médio de sistemas. Apenas em A7 (925 hPa) do cenário R45, existe uma ligeira diminuição deste número (de 1,81 para 1,79).

Tabela 4.1 - Média mensal e anual do número de sistemas frontais nas áreas 3 e 7 para a série RF, R45 e R85 em 925 e 850 hPa.

Área	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Média
RF (1975 - 2004)													
A3(925)	2,27	1,80	2,10	2,60	3,33	3,10	3,03	3,47	3,20	3,30	3,00	2,30	2,79
A7(925)	1,07	1,13	1,20	1,30	2,07	2,17	2,30	2,53	2,40	2,13	1,93	1,43	1,81
A3(850)	2,20	2,13	2,60	2,70	3,27	3,07	2,77	3,00	3,17	2,97	3,43	2,43	2,81
A7(850)	0,97	0,87	0,97	1,23	1,07	1,53	1,30	1,73	1,57	1,17	1,30	1,53	1,27
R45 (2020 - 2049)													
A3(925)	2,37	1,77	2,20	2,73	3,17	3,13	3,30	3,33	3,53	3,47	3,07	2,47	2,88
A7(925)	0,90	1,10	1,10	1,50	1,93	2,20	2,03	2,30	3,00	2,33	1,93	1,20	1,79
A3(850)	2,27	1,93	2,00	2,87	3,03	3,03	3,03	3,07	3,93	3,77	3,20	2,73	2,91
A7(850)	1,00	0,77	1,07	1,30	1,37	1,57	1,37	1,80	1,87	1,27	1,53	1,27	1,35
R85 (2020 - 2049)													
A3(925)	1,97	1,77	2,17	2,80	2,83	3,57	3,60	3,23	3,77	3,33	3,43	2,43	2,91
A7(925)	0,77	1,03	1,13	1,33	2,13	2,20	2,73	2,67	3,00	2,57	1,93	1,30	1,90
A3(850)	2,20	2,07	2,23	2,67	2,70	3,57	3,37	2,93	3,27	3,50	3,50	2,73	2,89
A7(850)	0,97	0,80	1,03	1,13	1,63	1,50	1,37	1,77	1,73	1,50	1,33	1,23	1,33

4.2.2 Análise de Tendência

Para verificar o comportamento interanual do número de frentes frias, foram somados os casos detectados, para cada ano, nas regiões Sul e Sudeste. As figuras 4.6 e 4.7, mostram o número total anual de sistemas. Também foi feito o ajuste linear de cada uma das séries, com o intuito de verificar as tendências, tanto para o período de referência, quanto para as projeções futuras.

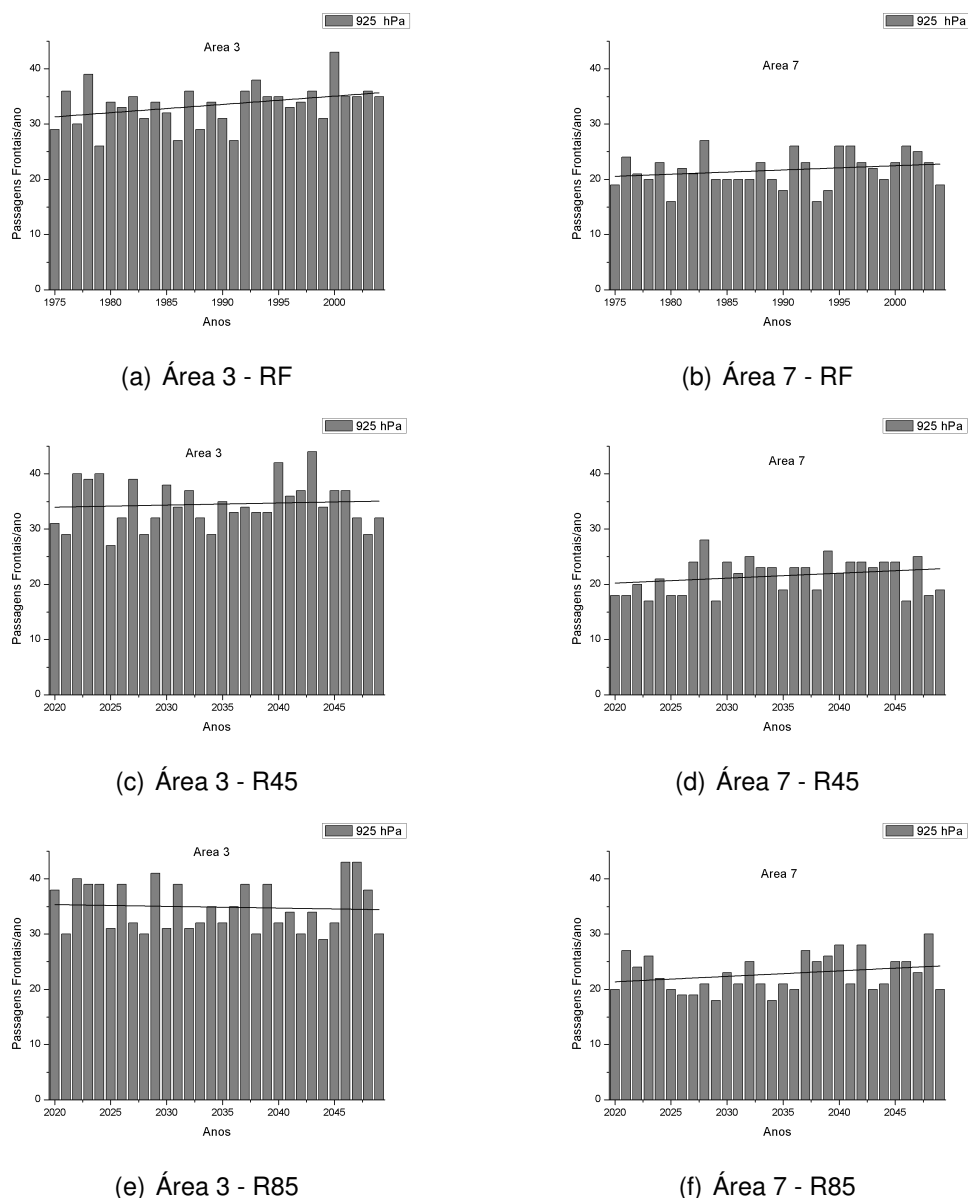


Figura 4.6 - Número de passagens frontais por ano, detectadas em 925 hPa, nas séries RF (1975-2004) e R45, R85 (2020 -2049) para as áreas A3 e A7 do mapa.

Verifica-se que na série RF da região Sul (A3), tanto na detecção em 925 hPa quanto em 850 hPa, é observada uma tendência de aumento do número de passagens frontais ao longo dos anos, porém, observa-se que existe uma pequena tendência de

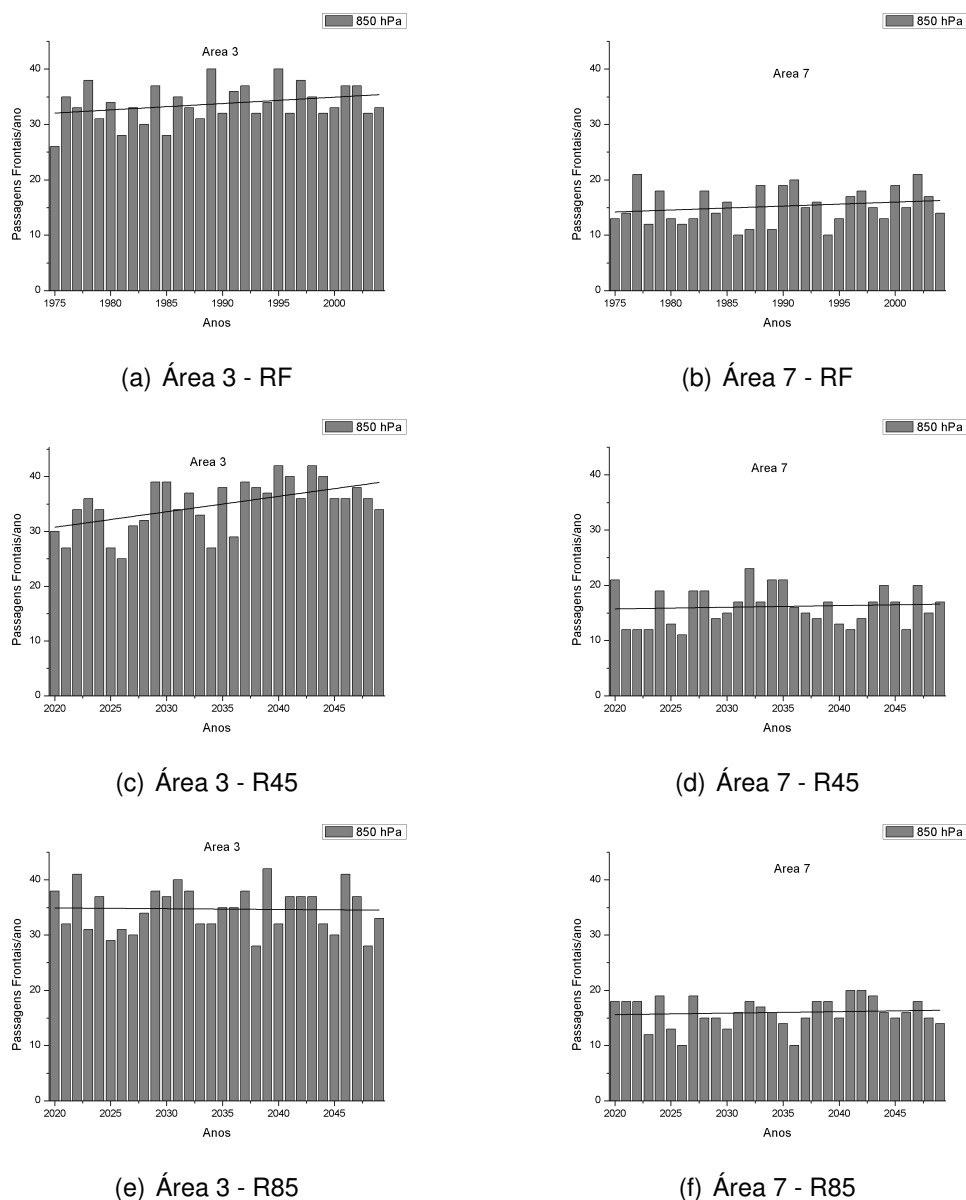


Figura 4.7 - Número de passagens frontais por ano, detectadas em 850 hPa, nas séries RF (1975-2004) e R45, R85 (2020 -2049) para as áreas A3 e A7 do mapa.

aumento ou diminuição (em R85) do número de frentes frias para os dois cenários futuros. Apenas em 850 hPa para o cenário R45, o número de casos detectados possui uma tendência positiva bem mais pronunciada.

Já na região Sudeste, a tendência observada na série RF persiste nas duas projeções futuras na detecção em 925 hPa. Como verificado anteriormente, o nível de 925 hPa respondeu melhor à variabilidade anual dos sistemas, fazendo com que os resultados deste nível sejam os mais confiáveis. Em 850 hPa também se observa uma tendência positiva, porém de menor magnitude.

As estatísticas descritivas como média, variância e desvio padrão são mostradas na tabela 4.2. Em ambos os níveis de detecção, observa-se um aumento no número

médio anual de sistemas frontais para a região A3 e A7. A variância e o desvio padrão também são maiores para as duas regiões em ambos os cenários. Isto pode indicar que o número de passagens frontais poderá ter uma tendência mais irregular, com números de casos mais extremos ao longo dos anos.

Tabela 4.2 - Média, variância e desvio padrão do número anual de sistemas frontais nas áreas 3 e 7 para a série RF, R45 e R85 em 925 e 850 hPa.

	A3(925)	A7(925)	A3(850)	A7(850)
RF (1975 - 2004)				
Média	33,50	21,67	33,73	15,23
Variância	13,84	8,85	11,72	10,46
Desv. Padrão	3,72	2,97	3,42	3,23
R45 (2020 - 2049)				
Média	34,53	21,53	34,87	16,17
Variância	17,77	9,64	21,43	11,25
Desv. Padrão	4,22	3,10	4,63	3,35
R85 (2020 - 2049)				
Média	34,90	22,80	34,73	16,00
Variância	19,27	10,92	16,20	7,17
Desv. Padrão	4,39	3,31	4,03	2,68

O número médio anual de sistemas, apesar dos resultados serem subestimados pelo HadGEM2-ES, concorda com aqueles apresentados em Cavalcanti et al. (2009), que utiliza simultaneamente 3 critérios para contagem dos casos utilizando dados de reanálise. São eles:

1. Diminuição da temperatura em 925 hPa de, pelo menos, 2°C;
2. Aumento na pressão ao nível médio do mar de, pelo menos, 2 hPa;
3. Existência de ventos de sul de, pelo menos, 2 m.s⁻¹.

Mesmo com uma metodologia diferente, os valores ficam muito próximos entre si. A figura 4.8 mostra o número médio anual de passagens frontais entre os anos de 1979 e 2005 (série temporal semelhante àquela utilizada em RF). Para a região Sul é observado um forte “gradiente” com números variando entre 30 e 40 casos por ano. O resultado se mostra bastante concordante com a média anual encontrada em A3 de 33,50 em 925 hPa e 33,73 em 850 hPa. Para a região Sudeste, a figura 4.8 mostra valores variando

entre 15 e 30 casos por ano, novamente evidenciando que os resultados em 925 hPa do HadGEM2-ES se mostram mais concordantes com uma média anual de 21,67 casos. Em 850 hPa o valor médio é de 15,23, ficando abaixo do esperado.

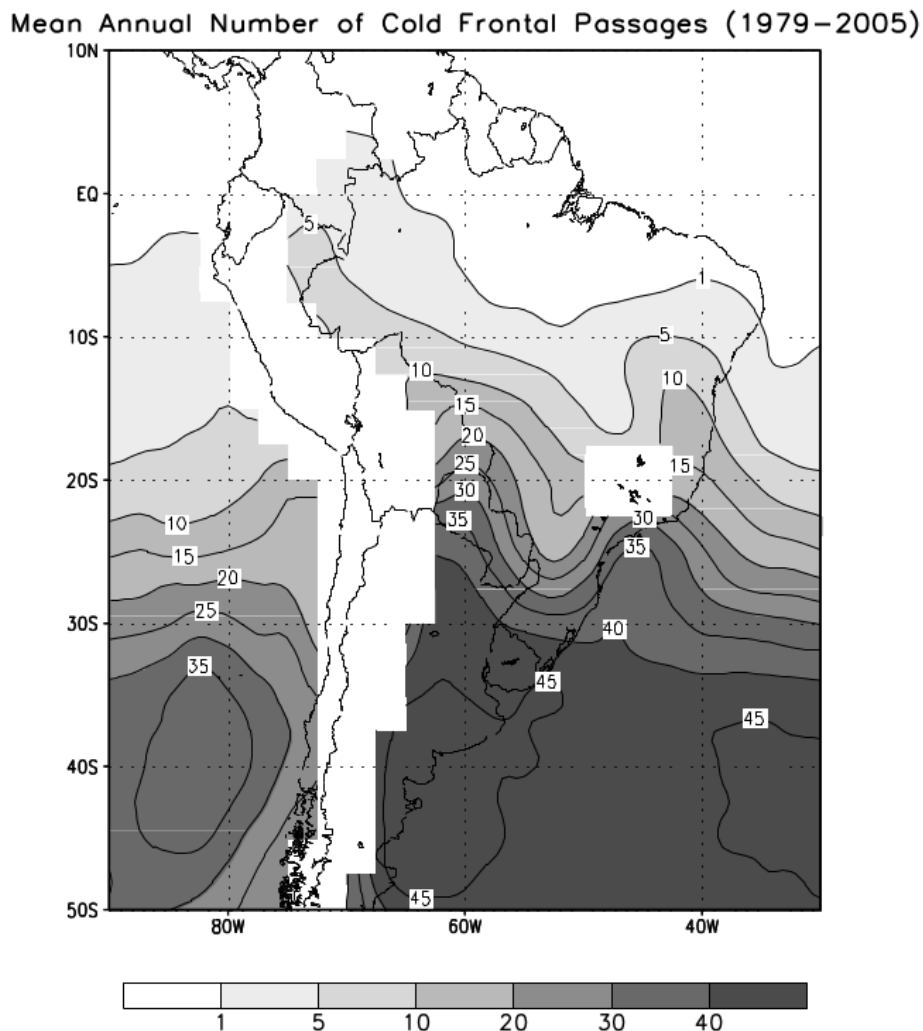


Figura 4.8 - Número médio anual de passagens de frentes frias durante o período de 1979 a 2005 com base nos dados de 925 hPa da reanálise CDAS. Fonte: Cavalcanti et al. (2009) p. 139.

Estes resultados também ficam próximos aos encontrados por Rodrigues, Franco e Sugahara (2004), que fizeram um estudo utilizando 10 anos de dados (1990 - 1999) da reanálise do NCEP. Os autores investigaram o número de frentes frias que passaram sobre o estado de Santa Catarina, utilizando um método parecido com aquele mencionado anteriormente. Além do número médio anual de frentes sobre SC ficar em torno de 40 casos, os autores analisaram a frequência com que eles ocorriam, ou seja, a cada quantos dias uma frente era detectada. Os resultados indicam uma frequência média em torno de 8 dias entre um caso e outro. Com base nesta análise, uma média entre 3 e 4 casos ocorrem durante um mês, concordando com os valores obtidos pelo HadGEM2-ES para a região Sul.

4.3 Precipitação

A partir das simulações feitas no RegCM4, foram preparados os compostos sazonais de chuva para a três séries. De acordo com um estudo recente de Cavalcanti e Shimizu (2012), o HadGEM2-ES representa de forma satisfatória a variabilidade sazonal da precipitação sobre a América do Sul. Neste estudo, os autores fazem uma comparação entre a simulação do HadGEM2-ES (cenário RCP 8.5) com os dados do GPCP (*Global Precipitation Climatology Project*). Foram observadas pequenas diferenças nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, nas quais o modelo superestima em 1 a 2 mm.dia⁻¹ a precipitação em todas as estações do ano, exceto no outono.

Da mesma forma, as principais características do ciclo anual de chuva sobre a região sudeste e centro-oeste do Brasil também ficam evidenciadas. O modelo produz um regime pluviométrico com acumulados mais significativos entre os meses de novembro a março e reduzidos durante o inverno. No estudo também foi feita a comparação entre a série futura (2074-2099) e a série de referência (1979-2005). Um aumento no regime de chuvas é projetado para a região Sul do Brasil em todas as estações, enquanto, sobre o leste da região Amazônica, é projetada uma redução nas chuvas.

Para as simulações do RegCM4, a variabilidade mensal da precipitação se mostra concordante em relação ao regime de chuvas bem distribuídas ao longo do ano na região Sul, porém, no inverno, o modelo subestima a precipitação (figura não mostrada), com acumulados em torno de 70 mm.mês⁻¹. De acordo com Grimm, Ferraz e Gomes (1998), os três meses com precipitação acumulada mais significativa, próximas a região A3, são os meses de agosto, setembro e outubro, enquanto o RegCM4 indica acumulados mais significativos nos meses de outubro, novembro e dezembro. O regime mais uniforme de chuvas na região Sul, é associado principalmente ao constante número de passagens frontais durante o ano todo, e que aumenta durante o inverno, que é mostrado pelos resultados anteriores, entretanto outros fatores como a correta representação da umidade em grande escala e a própria física da precipitação do RegCM4 podem fazer com que a precipitação de inverno não seja corretamente representada.

Para a região Sudeste, em A7, o regime pluviométrico comumente observado é retratado pelo RegCM4 de forma satisfatória de modo que valores muito baixos e longos períodos de dias sem chuva são encontrados durante o inverno, enquanto grandes acumulados ocorrem durante a estação quente. Isto indica que o fenômeno da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é captado pelo HadGEM2-ES, como visto em Cavalcanti e Shimizu (2012). Os autores estudam a variabilidade da ZCAS no HadGEM2-ES, indicando que o modelo produz corretamente o dipolo de precipitação, porém com alguns erros sistemáticos de posicionamento e intensidade da zona de convergência.

Levando em conta as considerações acima, a figura 4.9 mostra os campos de diferença entre as projeções futuras e o período de referência em cada uma das esta-

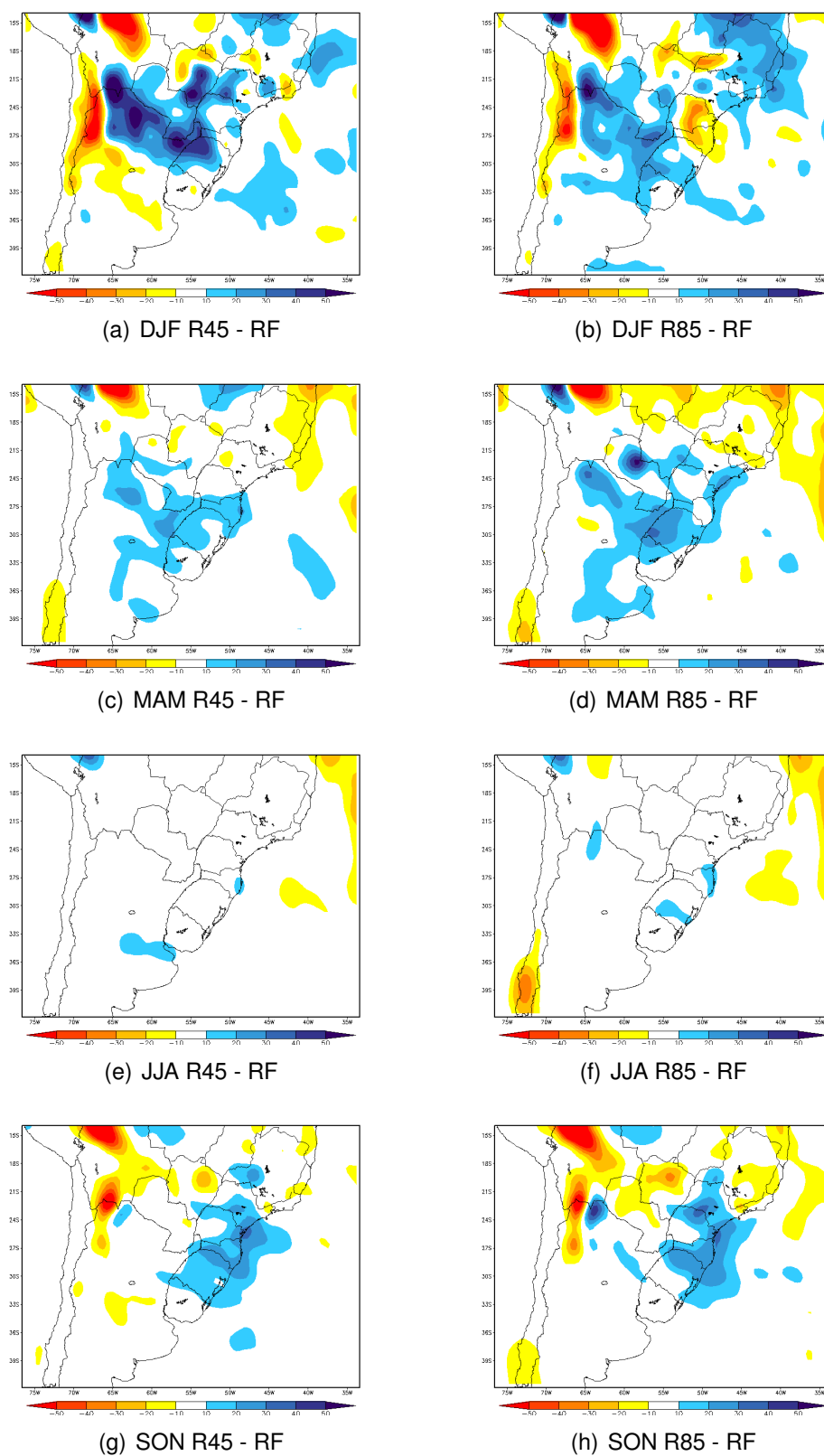


Figura 4.9 - Diferenças entre os campos sazonais de precipitação mensal acumulada (mm.mês^{-1}), na forma [Futuro - Passado] simulados pelo RegCM4.

ções do ano. Como estudado por vários autores e indicado pelos recentes relatórios do IPCC, nestas simulações também é observada uma tendência de aumento nos acumulados sazonais de precipitação para a região da Bacia do Prata. Os dois cenários (R45 e R85) se mostram bastante concordantes entre si e mostram um aumento das chuvas principalmente na estação de verão (DJF), outono (MAM) e primavera (SON). Já para o inverno (JJA), o regime de chuvas não mostra diferenças significativas entre o período de referência e os dois cenários futuros.

Da mesma forma, a variabilidade interanual da precipitação nas áreas A3 e A7 mostra uma tendência de aumento das chuvas em A3 em ambos os cenários, enquanto em A7, uma redução (Figura 4.10).

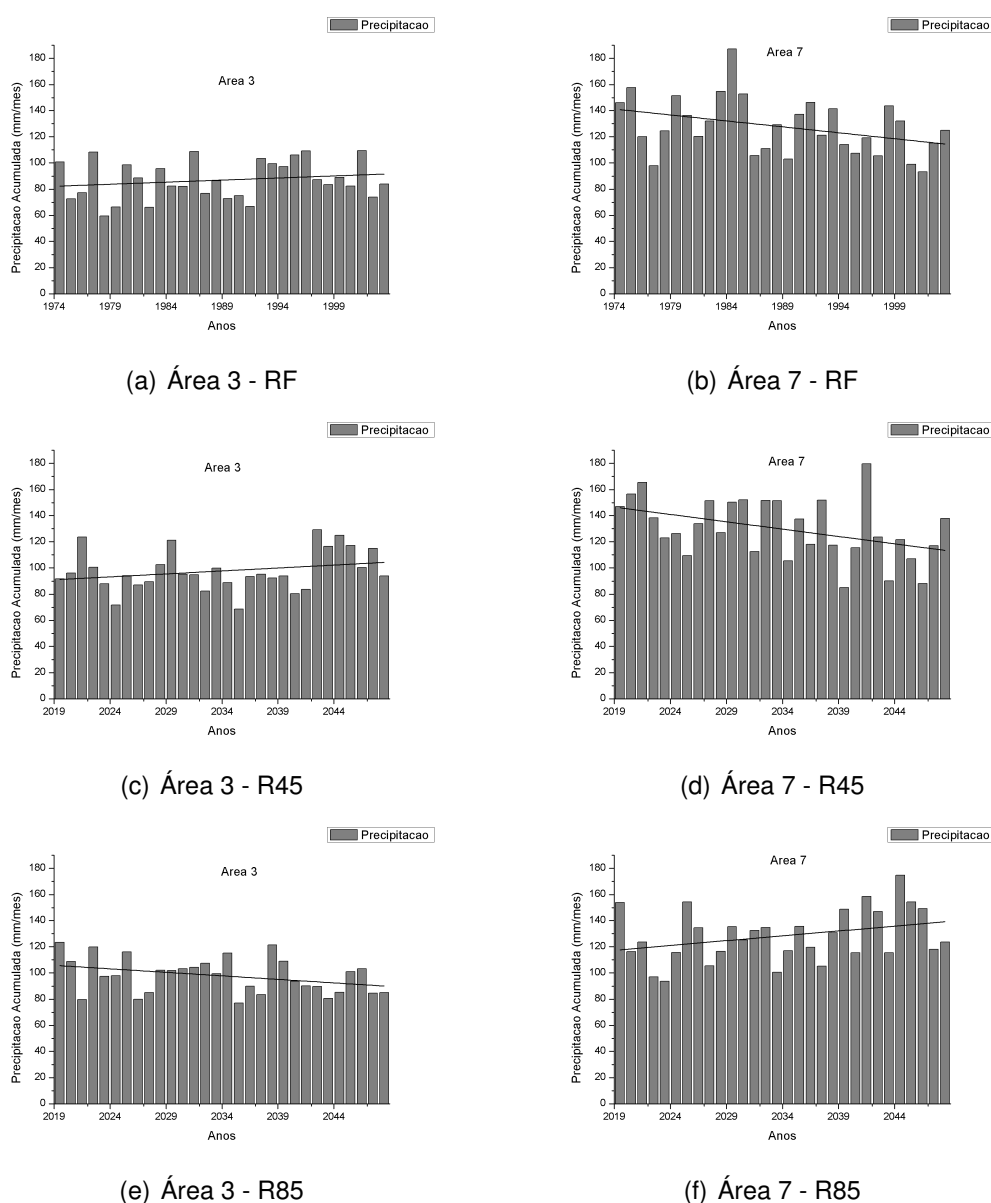
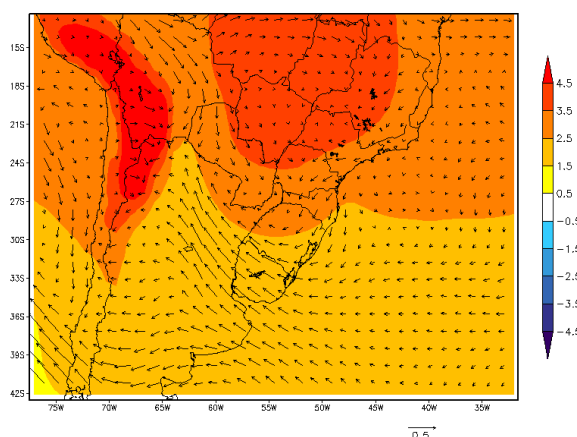
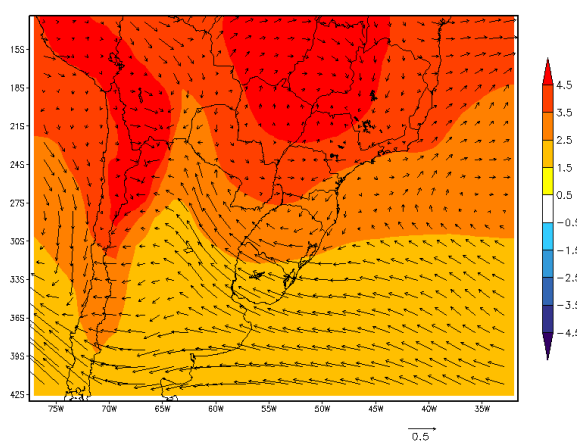


Figura 4.10 - Média anual da precipitação mensal acumulada (mm.mês^{-1}), nas séries RF (1975-2004) e R45, R85 (2020 -2049) para as áreas A3 e A7 do mapa com as respectivas linhas de tendência.

A área A7 engloba pontos nos quais os resultados das simulações mostram uma redução nas chuvas, conforme visto na figura 4.9. Já em A3, em quase todas as estações do ano, os cenários projetam aumento das chuvas. Este quadro pode ser explicado, principalmente, pela ocorrência de mudanças na circulação atmosférica de grande escala. A intensificação do fluxo de baixos níveis sobre a América do Sul transporta mais umidade da região Amazônica para a região da Bacia do Prata, como mencionado em Cavalcanti e Shimizu (2012). Estas alterações na circulação também são reproduzidas pelas simulações feitas no RegCM4, conforme a figura 4.11.



(a) R45 - RF



(b) R85 - RF

Figura 4.11 - Diferença nos campos de vento (m.s^{-1}) e de temperatura potencial equivalente (K), para todo o período, dos cenários (R45 e R85) e o período de referência. Os cálculos foram feitos para 850 hPa.

As projeções no RegCM4 também mostram um aumento significativo dos valores de temperatura potencial equivalente (θ_E). Esta variação, na ordem de 3 a 4°C, está associada ao aumento, não só da temperatura do ar, mas da quantidade de vapor d'água presente na atmosfera. Este excesso de umidade, trazido da região Amazônica, contribui significativamente com a alteração no regime das chuvas na região da Bacia do Prata, concordando assim, com resultados apresentados por outros autores.

5 CONCLUSÕES

O principal objetivo deste estudo se concentrou principalmente em analisar a alteração no regime (ocorrência) de dois sistemas sinóticos com características completamente diferentes perante a projeções de clima futuro. Os bloqueios, marcados pela sua estacionariedade no tempo e no espaço, possuem uma frequência mais reduzida, sendo um fenômeno mais incomum de ser observado quando comparado aos sistemas frontais. As frentes frias são fenômenos frequentes e grandes moduladores do regime de chuvas e temperatura nas regiões analisadas. Nos métodos de detecção, também foram utilizadas técnicas diferentes, além de ser necessária a difícil escolha de apenas uma delas para cada sistema, dentre as várias existentes na literatura.

Em relação ao modelo de projeção utilizado, o HadGEM2-ES, se mostra concorde com grande parte dos outros modelos do sistema terrestre, sendo o estado da arte na modelagem numérica de clima futuro (MARTIN et al., 2011). De acordo com os autores, a comparação entre o HadGEM2-ES e dados de reanálise, o mesmo mostra que existe uma boa concordância entre variáveis como geopotencial, vento zonal e temperatura (exceto em 200 hPa), indicando que o modelo representa, satisfatoriamente, fenômenos associados a estas variáveis. Já o vento meridional, umidade específica e umidade relativa, são as que não se mostraram mais concordantes entre o modelo e as reanálises (vide figuras 2.2 e 2.3). Deve-se portanto, ter em mente que a precipitação, por exemplo, que depende das informações de umidade de grande escala do modelo, podem sofrer variações significativas.

Assim como ocorre com qualquer índice de detecção de fenômenos atmosféricos, diferenças entre a quantidade de eventos encontrados em cada um são consideráveis, pois são altamente sensíveis ao método utilizado, podendo o mesmo ser muito ou pouco restritivo. Quando a base de dados utilizada na investigação são modelos, a variação é ainda maior. O principal objetivo quando se detectam estes fenômenos dentro de modelos climáticos de grande escala é de verificar se o modelo consegue descrever corretamente o posicionamento e a sazonalidade destes fenômenos. O dia exato da ocorrência, a correta duração, amplitude e a posição no espaço, seriam, no mínimo, uma exigência muito grande que os modelos de clima ainda não respondem.

A técnica de detecção dos bloqueios atmosféricos utilizada é o que existe de mais recente no que diz respeito a teoria aplicada a mesma. A utilização do conceito de tropopausa dinâmica na caracterização de bloqueios é inovadora, uma vez que os índices zonais comumente utilizados por vários autores, sugerem a utilização de geopotencial em médios níveis. Ambas as técnicas possuem fundamentos teóricos relevantes e investigar como cada uma delas trabalha, seus erros sistemáticos e tendências devem ser estudados. Para isso, esta pesquisa mostra resultados que podem ser utilizados como

referência no uso do índice de Pelly e Hoskins (2003) em séries longas (de no mínimo 30 anos) utilizando um modelo de mudança climática.

De maneira geral, o índice PH03 mostra corretamente a variação sazonal do número de bloqueios, sendo mais frequentes na estação de inverno e primavera, concordando com trabalhos anteriores. Mais eventos também são observados na região do Pacífico Central, como mostrado por Marques (1996), Mendes et al. (2005) e Oliveira, Carvalho e Ambrizzi (2013). Há uma superestimativa do HadGEM2-ES ao detectar os bloqueios considerando uma duração mínima de 3 dias e abrangência de, no mínimo, 10° de longitude. A natureza mais transiente da atmosfera no Hemisfério Sul, indica que os bloqueios possuem essa duração mais reduzida, configurando-se mais rapidamente que os fenômenos observados no Hemisfério Norte. Aqui, os critérios mínimos foram utilizados (número de dias e tamanho do sistema). Pequenas modificações no índice, fazendo com que o mesmo seja um pouco mais restritivo, podem melhorar significativamente os resultados.

Em relação as projeções futuras o modelo mostra uma variação entre as regiões. Enquanto que sobre o Pacífico Central se observa uma queda no número de casos nos cenários R45 e R85 (com uma redução mais acentuada em R45), nas outras duas regiões há uma ligeira tendência de aumento no número de eventos de bloqueio. Para a região do Pacífico Central a tendência de diminuição é concordante com aquela mostrada em Oliveira (2011), sugerindo um deslocamento da atividade de bloqueios mais à leste da linha internacional de data.

O método de classificação de sistemas frontais, baseado no estudo de Satyamurty e Mattos (1989), foi usado pois era o que possuía o maior número de ingredientes indicadores de passagem de uma frente. Muitos critérios objetivos usam apenas a diminuição da temperatura em 2°C, mas esta diminuição pode não estar associada unicamente a uma frente fria. Já o índice da FF utiliza-se da variável gradiente de temperatura, que é de fundamental importância. Uma vez que o gradiente de temperatura se intensifique localmente, haverá a contração das isotermas e o efeito cinemático desta intensificação gera uma confluência no escoamento, gerando campos de deformação e convergência. Todos estes ingredientes são computados na FF, mostrando ser, teoricamente, uma função bastante robusta para indicação de sistemas frontais. Ainda assim, foi incluído o giro do vento que mostra realmente se houve uma passagem frontal clássica.

O cenário RF (passado) apresenta um padrão muito parecido com as médias apresentadas em Cavalcanti et al. (2009) e Andrade (2005), consolidando de fato que a metodologia utilizada neste trabalho, apesar de ser diferente daquela apresentada pelos autores, se mostra satisfatoriamente concordante com os mesmos. O método/modelo apenas subestima em alguns casos o número anual de passagens frontais quando comparado aos resultados de Andrade (2005).

É importante salientar que em Cavalcanti et al. (2009) o número médio de passa-

gens frontais na região Sul do Brasil, por exemplo, mostrada no mapa da figura 4.8, fica em torno de 30 a 40 frentes/ano. Este número é bem próximo aquele encontrado pela metodologia deste trabalho (em torno de 33 frentes/ano) mas, quando a mesma bibliografia apresenta os resultados anuais do número de frentes frias, há uma incoerência no resultado mostrado nas páginas anteriores. Há menção da passagem de 60 a 70 frentes frias por ano, chegando a um pico de 80 frentes em 1984. Além de indicar uma média de 30 frentes por ano em uma região a sudoeste do Mato Grosso e sudeste da Bolívia.

Para as frentes frias na região Sudeste, uma característica presente em todos os cenários foi a diferença entre a contagem dos sistemas em 925 hPa e 850 hPa. O ciclo anual ficou muito bem representado pelo método/modelo para 925 hPa, indicando que este nível responde melhor à utilização da função frontogenética como traçados de sistemas frontais. O mesmo não ocorre na região Sul, em que os dois níveis se mostraram mais concordantes entre si. A FF também mostra corretamente o ciclo anual de sistemas frontais com um número mais expressivo durante o inverno e a primavera. Além disso, mostra de forma satisfatória a diferença entre as duas regiões, indicando um número maior de sistemas na região Sul do que na região Sudeste.

Em relação aos cenários futuros o modelo indica um pequeno aumento, na maioria dos meses, do número de frentes frias atuando sobre as regiões Sul e Sudeste do Brasil. Uma possível explicação estaria no que a maioria dos modelos de mudança climática mostra, indicando que o fortalecimento do jato de baixos níveis, aumentaria o escoamento de umidade proveniente da região da Bacia Amazônica em direção ao sul da América do Sul. A maior presença de calor e umidade também seria concordante com os maiores acumulados de chuva mostrados pelas simulações no RegCM4.

As chuvas mostram um aumento em todas as estações do ano, principalmente no verão, outono e primavera e ficando muito próximas ao observado na estação de inverno. As mesmas simulações também mostram uma tendência de chuvas abaixo do normal nas regiões centro-oeste, no Paraguai e na Bolívia. A tendência de aumento (diminuição) de chuvas concorda com resultados apresentados de outros modelos, porém os valores simulados de precipitação podem estar abaixo do observado pois não há boa concordância entre o HadGEM2-ES e as variáveis de umidade relativa e específica de grande escala pelo modelo Martin et al. (2011). Ainda há muito a ser feito principalmente no que diz respeito aos efeitos locais da precipitação levando em conta estas alterações associadas à oscilações climáticas de grande escala, além do acoplamento dos sistemas e qual a influência da atividade de bloqueios sobre os sistemas frontais.

5.1 Sugestões para Trabalhos Futuros

Uma sugestão muito importante para a validação dos resultados, é fazer as mesmas análises, com o mesmo período de dados, utilizando a mesma metodologia, porém, com dados de reanálise (para a série RF). Esta análise consolidaria se as superestimativas (subestimativas) de alguns dos resultados estariam associados a pouca (grande) restrição dos métodos utilizados ou se estas diferenças estariam associadas apenas ao modelo. Com estes resultados comparativos, uma melhoria nos métodos poderia ser feita, tais como:

- Se necessário, aumento do número de dias e tamanho (longitudinal) para detecção dos sistemas de bloqueio;
- Cálculo da frontogênese diabática, deixando a função frontogenética mais completa;
- Cálculo do vetor FF e análises de caso;
- Encontrar e relacionar os eventos com variabilidades de grande escala como ENOS e AAO para confirmar os resultados de Oliveira, Carvalho e Ambrizzi (2013);
- Relacionar a frequência de bloqueios e sistemas frontais entre si, buscando alguma relação entre ambos.

Apêndice A – Derivação da Função Frontogenética

A Função Frontogenética adiabática é obtida a partir da derivação total do gradiente horizontal de temperatura potencial em um determinado nível, desconsiderando os efeitos de inclinação (*tilting*) e de aquecimento diabático (BLUESTEIN, 1993). Assim:

$$FF = \frac{D}{Dt} |\nabla_P \theta| \quad (\text{A.1})$$

O módulo do vetor qualquer $|a|$, dado por $a = a_1 \hat{i} + a_2 \hat{j}$ é, por definição, o comprimento do seu vetor posição em relação à origem, assim:

$$|a| = |\langle a_1, a_2 \rangle| \quad (\text{A.2})$$

$$|a| = \sqrt{a_1^2 + a_2^2} \quad (\text{A.3})$$

$$(\text{A.4})$$

Assim:

$$|\nabla \theta| = \left[\left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (\text{A.5})$$

Então A.1 fica:

$$FF = \frac{\partial}{\partial t} \left[\left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} + \vec{V} \cdot \nabla \left[\left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (\text{A.6})$$

Multiplicando ambos os lados por $|\nabla \theta|$, obtemos:

$$|\nabla \theta| FF = \frac{\partial}{\partial t} \left[\left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right] + \vec{V} \cdot \nabla \left[\left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right] \quad (\text{A.7})$$

$$FF = \frac{1}{\nabla \theta} \frac{\partial}{\partial x} \left[\left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \cdot \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \cdot \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \right] + \vec{V} \cdot \nabla \left[\left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \cdot \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \cdot \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \right] \quad (\text{A.8})$$

$$FF = \frac{1}{\nabla\theta} \left[\frac{\partial\theta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial\theta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) \right] + \vec{V} \cdot \nabla \left[\left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) \right] + \vec{V} \cdot \nabla \left[\left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) \right] \quad (\text{A.9})$$

$$FF = \frac{1}{\nabla\theta} \left[\frac{\partial\theta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial\theta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) \right] + \left[u \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) \right] + \left[v \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) \right] + \left[u \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) \right] + \left[v \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) \right] \quad (\text{A.10})$$

$$FF = \frac{1}{\nabla\theta} \left[\frac{\partial\theta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial\theta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) \right] + \left[u \frac{\partial\theta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) \right] + \left[v \frac{\partial\theta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) \right] + \left[u \frac{\partial\theta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) \right] + \left[v \frac{\partial\theta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) \right] \quad (\text{A.11})$$

$$FF = \frac{1}{\nabla\theta} \cdot \frac{\partial\theta}{\partial x} \left[\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) + u \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) + v \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) \right] + \frac{1}{\nabla\theta} \cdot \frac{\partial\theta}{\partial y} \left[\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) + u \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) + v \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) \right] \quad (\text{A.12})$$

$$FF = \frac{1}{\nabla\theta} \left[\frac{\partial\theta}{\partial x} \frac{D}{Dt} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial\theta}{\partial y} \frac{D}{Dt} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) \right] \quad (\text{A.13})$$

As considerações em (A.14) e (A.15) são feitas de modo a obter a forma adiabática da equação termodinâmica diferenciada em relação à x e y . Isto é feito para escrever de outra forma os termos A e B em (A.13):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{D\theta}{Dt} \right) = 0 \quad (\text{A.14})$$

e

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{D\theta}{Dt} \right) = 0 \quad (\text{A.15})$$

Substituindo em A.13:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial\theta}{\partial t} + u \frac{\partial\theta}{\partial x} + v \frac{\partial\theta}{\partial y} \right) = 0 \quad (\text{A.16})$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial\theta}{\partial t} \right) + \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial x} + u \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) = 0 \quad (\text{A.17})$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) + u \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) + v \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) + \\ + \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial y} = 0 \end{aligned} \quad (\text{A.18})$$

$$\frac{D}{Dt} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) = - \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial y} \quad (\text{A.19})$$

e

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial\theta}{\partial t} + u \frac{\partial\theta}{\partial x} + v \frac{\partial\theta}{\partial y} \right) = 0 \quad (\text{A.20})$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial\theta}{\partial t} \right) + \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial\theta}{\partial x} + u \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial\theta}{\partial y} + v \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) = 0 \quad (\text{A.21})$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) + u \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) + v \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) + \\ + \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial\theta}{\partial x} = 0 \end{aligned} \quad (\text{A.22})$$

$$\frac{D}{Dt} \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) = - \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial\theta}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial\theta}{\partial y} \quad (\text{A.23})$$

Substituindo A.19 e A.23 em A.13, ficamos com:

$$FF = \frac{1}{\nabla\theta} \left[\frac{\partial\theta}{\partial x} \left(-\frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial\theta}{\partial y} \left(-\frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial\theta}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial\theta}{\partial y} \right) \right] \quad (\text{A.24})$$

$$FF = \frac{1}{\nabla\theta} \left[-\left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial y} - \frac{\partial\theta}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial\theta}{\partial x} - \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} \right] \quad (\text{A.25})$$

Sabendo que as equações de:

Divergência (δ):

$$\delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (\text{A.26})$$

Vorticidade (ζ):

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (\text{A.27})$$

Deformação por estiramento (D_1):

$$D_1 = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \quad (\text{A.28})$$

Deformação por cisalhamento (D_2):

$$D_2 = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \quad (\text{A.29})$$

Fazendo algumas substituições:

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial x} = \delta - \frac{\partial v}{\partial y} \\ \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial u}{\partial x} - D_1 \end{cases}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \delta - \frac{\partial u}{\partial x} + D_1 \quad (\text{A.30})$$

$$2\frac{\partial u}{\partial x} = \delta + D_1 \quad (\text{A.31})$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{1}{2}(\delta + D_1) \quad (\text{A.32})$$

$$\frac{\partial v}{\partial y} = \frac{1}{2}(\delta + D_1) - D_1 \quad (\text{A.33})$$

$$\frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\delta + D_1 - 2D_1}{2} \quad (\text{A.34})$$

$$\frac{\partial v}{\partial y} = \frac{1}{2}(\delta - D_1) \quad (\text{A.35})$$

e

$$\begin{cases} \frac{\partial v}{\partial x} = \zeta + \frac{\partial u}{\partial y} \\ \frac{\partial u}{\partial y} = D_2 - \frac{\partial v}{\partial x} \end{cases}$$

$$\frac{\partial v}{\partial x} = \zeta + D_2 - \frac{\partial v}{\partial x} \quad (\text{A.36})$$

$$2\frac{\partial v}{\partial x} = \zeta + D_2 \quad (\text{A.37})$$

$$\frac{\partial v}{\partial x} = \frac{1}{2}(\zeta + D_2) \quad (\text{A.38})$$

$$\frac{\partial u}{\partial y} = D_2 - \frac{1}{2}(\zeta + D_2) \quad (\text{A.39})$$

$$\frac{\partial u}{\partial y} = \frac{2D_2 - \zeta - D_2}{2} \quad (\text{A.40})$$

$$\frac{\partial u}{\partial y} = \frac{1}{2}(D_2 - \zeta) \quad (\text{A.41})$$

$$FF = -\frac{1}{2|\nabla\theta|} \left[\left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right)^2 (\delta + D_1) - \frac{\partial\theta}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial y} (\zeta - D_2) \right]$$

$$-\frac{1}{2|\nabla\theta|} \left[\frac{\partial\theta}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial y} (\zeta + D_2) + \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right)^2 (\delta - D_1) \right] \quad (\text{A.42})$$

Rotacionando o eixo de coordenadas para fazer com que $D'_2 = 0$, assim o eixo de

dilatação fique paralelo ao novo eixo x' , temos que:

$$FF = -\frac{1}{2|\nabla\theta|} \left[\delta \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right)^2 + D'_1 \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right)^2 + \delta \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right)^2 - D'_1 \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right)^2 \right] \quad (\text{A.43})$$

$$FF = -\frac{1}{2|\nabla\theta|} \left\{ \delta \left[\left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right)^2 \right] + D'_1 \left[\left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right)^2 \right] \right\} \quad (\text{A.44})$$

$$FF = -\frac{1}{2|\nabla\theta|} \left\{ \delta |\nabla\theta|^2 + D'_1 \left[\left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right)^2 \right] \right\} \quad (\text{A.45})$$

$$FF = -\frac{\delta |\nabla\theta|^2}{2} - \frac{D'_1}{2|\nabla\theta|} \left[\left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right)^2 \right] \quad (\text{A.46})$$

Tomando α como o ângulo entre o gradiente de θ e o eixo x' :

$$\cos\alpha = \frac{\frac{\partial\theta}{\partial x'}}{|\nabla\theta|} \quad (\text{A.47})$$

$$\sen\alpha = \frac{\frac{\partial\theta}{\partial y'}}{|\nabla\theta|} \quad (\text{A.48})$$

O ângulo entre as isotermas e o eixo x' é:

$$\alpha + b = -90 \quad (\text{A.49})$$

Assim:

$$FF = -\frac{1}{2}\delta |\nabla\theta| - \frac{1}{2|\nabla\theta|} D'_1 [(\nabla\theta \cos\alpha)^2 - (\nabla\theta \sen\alpha)^2] \quad (\text{A.50})$$

sendo $\alpha = -90^\circ - b$, então:

$$FF = -\frac{1}{2}\delta |\nabla\theta| - \frac{1}{2|\nabla\theta|} D'_1 [(\nabla\theta \cos(-90^\circ - b))^2 - (\nabla\theta \sen(-90^\circ - b))^2] \quad (\text{A.51})$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial x'} = [\nabla \theta \cos(-90^\circ - b)]^2 \quad (\text{A.52})$$

$$(\nabla \theta)^2 \cdot [\cos(-90^\circ) \cdot \cos(-b) + \text{sen}(-90^\circ) \text{sen}(-b)]^2 \quad (\text{A.53})$$

$$(\nabla \theta)^2 [(-1) \text{sen}(-b)]^2 \quad (\text{A.54})$$

$$(\nabla \theta)^2 \text{sen}^2 b \quad (\text{A.55})$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial y'} = [\nabla \theta \text{sen}(-90^\circ - b)]^2 \quad (\text{A.56})$$

$$(\nabla \theta)^2 \cdot [\text{sen}(-90^\circ) \cdot \cos(-b) + \cos(-90^\circ) \text{sen}(-b)]^2 \quad (\text{A.57})$$

$$(\nabla \theta)^2 [(-1) \cos(-b)]^2 \quad (\text{A.58})$$

$$(\nabla \theta)^2 \cos^2 b \quad (\text{A.59})$$

Voltando e substituindo os resultados encontrados acima em A.51, ficamos com:

$$FF = -\frac{1}{2} \delta |\nabla \theta| - \frac{1}{2 |\nabla \theta|} D'_1 [(\nabla \theta)^2 \text{sen}^2 b - (\nabla \theta)^2 \cos^2 b] \quad (\text{A.60})$$

Da identidade trigonométrica:

$$\cos 2b = \cos^2 b - \text{sen}^2 b$$

$$-\cos 2b = -\cos^2 b + \text{sen}^2 b$$

$$-\cos 2b = \text{sen}^2 b - \cos^2 b \quad (\text{A.61})$$

$$FF = -\frac{1}{2} \delta |\nabla \theta| - \frac{1}{2 |\nabla \theta|} D'_1 (\nabla \theta)^2 (\text{sen}^2 b - \cos^2 b) \quad (\text{A.62})$$

$$FF = -\frac{1}{2} |\nabla \theta| \left[\delta - D'_1 (-\cos 2b) \right] \quad (\text{A.63})$$

$$FF = -\frac{1}{2} |\nabla \theta| \left[\delta + D'_1 \cos 2b \right] \quad (\text{A.64})$$

Passagem de D'_1 para D: o ângulo de rotação anti-horária necessário para que o eixo de dilatação coincida com o novo eixo x' é dado por:

$$\begin{aligned}\alpha &= \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \left(\frac{D_1}{D_2} \right) \\ \alpha - \beta &= \gamma \\ b &= \gamma\end{aligned}\tag{A.65}$$

$$FF = \frac{1}{2} |\nabla\theta| [D \cos 2\gamma - \delta]\tag{A.66}$$

A equação A.66 é a equação da Função Frontogenética adiabática em duas dimensões. D é a deformação resultante no novo eixo de coordenadas, γ a orientação do eixo de dilatação e δ a divergência.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. da; MARENGO, J. A.; PISNITCHENKO, A. I.; ALVES, L.; FERNANDEZ, J. P. Cenários regionalizados de clima no Brasil para o século XXI: projeções de clima usando três modelos regionais. **Ministério do Meio Ambiente - Diretoria de Conservação da Biodiversidade - DCBio**, v. 3, 2007.

ANDRADE, K. M. **Climatologia e Comportamento dos Sistemas Frontais sobre a América do Sul**. 2005. 185 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005.

BERRISFORD, P.; HOSKINS, B. J.; TYRLIS, E. Blocking and Rossby wave breaking on the dynamical tropopause in the Southern Hemisphere. **Journal of Atmospheric Science**, v. 64, p. 2881–2898, 2007.

BJERKNES, J. On the structure of moving cyclones. **Geofysike Publikasjoner**, v. 1, n. 2, p. 1–8, 1919.

BJERKNES, J.; SOLBERG, H. Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. **Geofysike Publikasjoner**, v. 3, n. 1, p. 3–18, 1922.

BLUESTEIN, H. **Synoptic-dynamic Meteorology in Midlatitudes: Observations and theory of weather systems**. [S.l.]: Oxford University Press, 1993. (Synoptic-dynamic Meteorology in Midlatitudes).

BRETHERTON, C. S.; McCAA, J.; GRENIER, H. A new parameterization for shallow cumulus convection and its application to marine subtropical cloud-topped boundary layers. **Monthly Weather Review**, v. 132, p. 864–882, 2004.

CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Um estudo observacional sobre sistemas de bloqueio no Hemisfério Sul. In: **ANAIS DO CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**. [S.l.: s.n.], 1982. v. 2, p. 225–253.

CAVALCANTI, I.; FERREIRA, N.; SILVA, M.; SILVA-DIAS, M. (Ed.). **Tempo e Clima no Brasil**. [S.l.]: Oficina de Textos, 2009.

CAVALCANTI, I. F. A.; SHIMIZU, M. H. Climate fields over South America and variability of SACZ and PSA in HadGEM2-ES. **American Journal of Climate Change**, v. 1, p. 132–144, 2012.

COLLINS, W.; ; BELLOUIN, N.; DOUTRIAUX-BOUCHER, M.; GEDNEY, N. Evaluation of the hadgem2 model. **Hadley Centre Technical Note**, n. 74, 2008.

DINCKINSON, R. E.; ERRICO, R. M.; GIORGI, F.; BATES, G. T. Regional climate model for the western United States. **Climate Change**, v. 15, p. 383–422, 1989.

GIORGI, F.; ; COPPOLA, E.; SOLMON, F.; MARIOTTI, L. RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. **Climate Research**, v. 52, p. 7–29, 2012.

GIORGI, F. Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. **Journal of Climate**, v. 3, p. 941–963, 1990.

GIORGI, F.; BATES, G. T. The climatological skill of a regional model over complex terrain. **Monthly Weather Review**, v. 117, p. 2325–2347, 1989.

GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2863–2880, 1998.

HOLTON, J. R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. Fourth. [S.l.: s.n.], 2004.

HOLTON, J. R.; CURRY, J. A.; PYLE, J. A. **Encyclopedia of Atmospheric Sciences**. [S.l.]: Amsterdam: Academic Press, 2003.

HOSKINS, B. J.; McIntyre, M. E.; ROBERTSON, A. W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 111, n. 470, p. 887–946, 1985.

JONES, C. D.; ; HUGHES, J. K.; BELLOUIN, N.; HARDIMAN, S. C. The hadgem2-es implementation of cmip5 centennial simulations. **Geoscientific Model Development**, v. 4, n. 3, p. 543–570, 2011.

KAYANO, M. T.; KOUSKY, V. E. Southern Hemisphere blocking: a comparison between two indices. **Meteorology Atmospheric Physics**, v. 42, p. 164–170, 1990.

LEJEÑAS, H. Characteristics of Southern Hemisphere blocking as determined from a time series of observational data. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 110, p. 967–979, 1984.

LEJEÑAS, H.; OKLAND, H. Characteristics of northern Hemisphere blocking as a determined from a long time series of observational data. **Tellus**, v. 35A, p. 350–362, 1983.

LYNCH, P. The origins of computer weather prediction and climate modeling. **Journal of Computational Physics**, v. 227, n. 7, p. 3431–3444, 2008.

MARQUES, R. F. C. **Bloqueio Atmosférico no Hemisfério Sul**. 1996. 182 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1996.

MARTIN, G. M.; ; BELLOUINAND, N.; COLLINSAND, W. J.; CULVERWELLAND, I. D. The HadGEM2 family of Met Office Unified Model Climate configurations. **Geoscientific Model Development Discussions**, v. 4, p. 765–841, 2011.

MATTOS, L. F. **Frontogênese na América do Sul e precursores de friagem no estado de São Paulo**. 2003. 213 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003.

MEINSHAUSEN, M.; SMITH, S. J.; CALVIN, K.; DANIEL, J. S.; KAINUMA, M. L. T.; LAMARQUE, J.-F.; MATSUMOTO, K.; MONTZKA, S. A.; RAPER, S. C. B.; RIAHI, K.; THOMSON, A.; VELDERS, G. J. M.; VUUREN, D. P. van. The rcp greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. **Climatic Change**, v. 109, p. 213–241, 2011.

MENDES, M. C. D.; TRIGO, R. M.; CAVALCANTI, I. F. A.; DACAMARA, C. C. Bloqueios atmosféricos de 1960 a 2000 sobre o Oceano Pacífico Sul: impactos climáticos e mecanismos físicos associados. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 2, p. 175–192, 2005.

MUDRICK, S. E. A numerical study of frontogenesis. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 869–892, 1974.

NEWTON, C. W. Frontogenesis and frontolysis as a three-dimensional process. **Journal of Meteorology**, v. 23, p. 449–461, 1954.

NINOMIYA, K. Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer Northern Hemisphere. **Journal of Meteorological Society of Japan**, v. 62, p. 880–894, 1984.

OLESON, K. W.; NIU, G. Y.; YANG, Z. L.; LAWRENCE, D. M. Improvements to the Community Land Model and their impact on the hydrological cycle. **Journal of Geophysical Research-Biogeosciences**, v. 113, 2008.

OLIVEIRA, F. N. M. **Climatologia de Bloqueios Atmosféricos no Hemisfério Sul: observações, simulações do clima do século XX e cenários futuros de mudanças climáticas**. 2011. 158 p. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

OLIVEIRA, F. N. M.; CARVALHO, L. M. V.; AMBRIZZI, T. A new climatology for Southern Hemisphere blockings in the winter and the combined effect of ENSO and SAM phases. **International Journal of Climatology**, p. n/a–n/a, 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/joc.3795>>.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 56, n. 5, p. 527–534, 1975.

ORLANSKI, I.; ROSS, B.; POLINSKI, L.; SHAGINAW, R. Advances in the theory of atmospheric fronts. **Advances in Geophysics**, v. 28B, p. 223–252, 1985.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of climate**. [S.l.]: Springer, 1992.

PELLY, J.; HOSKINS, B. J. A new perspective on blocking. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 60, p. 743–755, 2003.

PELLY, J. R. **The predictability of atmospheric blocking**. 2001. 207 p. Tese (Doutorado) — The University of Reading, Reading, UK, 2001.

PETTERSEN, S. **Weather Analysis and Forecasting**. [S.l.]: New York:McGraw-Hill, 1956.

REED, R. J.; SANDERS, F. An investigation of development of a mid-tropospheric frontal zone and its associated vorticity fields. **Journal of Meteorology**, v. 10, p. 338–349, 1953.

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. 4, p. 196–211, 1950.

_____. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate. Part II: the Climatology of Blocking action. **Tellus**, v. 2, n. 4, p. 196–211, 1950.

RODRIGUES, M. L. G.; FRANCO, D.; SUGAHARA, S. Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 22, p. 135–151, 2004.

ROPELEWSKI, C. H.; HALPERT, S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/southern oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 1606–1626, 1987.

ROSSBY, C. G. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. **Journal of Marine Research**, v. 2, n. 1, p. 38–55, 1939.

_____. Planetary flow patterns in the atmosphere. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 66, p. 68–87, 1940.

SATYAMURTY, P.; MATTOS, L. F. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. **Monthly Weather Review**, v. 6, p. 1355–1364, 1989.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; DIAS, P. L. S. South America. In: Meteorology of the Southern Hemisphere. **Meteorological Monographs**, v. 11, n. 3, p. 119–139, 1998.

SIMMONS, A.; UPPALA, S.; DEE, D.; KOBAYASHI, S. Era-interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. **ECMWF Newsletter**, n. 110, p. 26–35, 2006.

STONE, P. H. Frontogenesis by horizontal wind deformation fields. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 23, n. 5, p. 455–465, 1966.

TALJAARD, J. J. Development, distribution and movement of cyclones and anticyclones in the Southern Hemisphere during I.G.Y. **Journal of Applied Meteorology**, v. 6, p. 973–987, 1967.

TIBALDI, S.; TOSI, E.; NAVARRA, A.; PEDULLI, L. Northern and Southern Hemisphere variability of blocking frequency and predictability. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 1971–2003, 1994.

TIEDKE, M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization on large scale models. **Monthly Weather Review**, v. 117, p. 1779–1800, 1989.

TRENBERTH, K. E.; MO, K. Blocking in the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 113, p. 2–21, 1985.

UPPALA, S. M.; ; KALLBERG, P. W.; SIMMONS, A. J.; ANDRAE, U. The era-40 reanalysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 131, p. 2961–3012, 2005.

Van Loon, H. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate. Part II: the Climatology of Blocking action. **Tellus**, v. 2, n. 4, p. 196–211, 1950.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science : An Introductory Survey** . [S.l.]: Academic press, 2006.

WILCOX, L.; HOSKINS, B.; SHINE, K. A global blended tropopause based on ERA data, part I: Climatology. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 198, p. 561–875, 2012.

WILLET, H. C. Long period fluctuations of the general circulation of the Atmosphere. **Journal of Meteorology**, v. 6, p. 34–50, 1949.

WILLIAMS, R. T. Atmospheric frontogenesis: a numerical experiment. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 24, p. 627–641, 1967.

WRIGHT, A. D. Blocking action in the australian region. **Technical Report**, p. 196–211, 1974.