



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16676-TDI/1623

**STORM-TRACK NA AMÉRICA DO SUL E
VIZINHANÇAS: CLIMATOLOGIA, VARIABILIDADE E
MUDANÇAS CLIMÁTICAS**

Leonardo Diogo da Silva

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada
pelo Dr. Nelson Jesus Ferreira, aprovada em 31 de março de 2010

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/03.08.19.36>>

INPE
São José dos Campos
2010

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:

Presidente:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Membros:

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Viveca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16676-TDI/1623

**STORM-TRACK NA AMÉRICA DO SUL E
VIZINHANÇAS: CLIMATOLOGIA, VARIABILIDADE E
MUDANÇAS CLIMÁTICAS**

Leonardo Diogo da Silva

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada
pelo Dr. Nelson Jesus Ferreira, aprovada em 31 de março de 2010

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/03.08.19.36>>

INPE
São José dos Campos
2010

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Silva, Leonardo Diogo.
Si38s Storm-track na América do Sul e vizinhanças: climatologia,
variabilidade e mudanças climáticas / Leonardo Diogo da Silva. –
São José dos Campos : INPE, 2010.
xxii + 88 p. ; (INPE-16676-TDI/1623)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional
de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.

Orientador : Dr. Nelson Jesus Ferreira.

1. Mudanças climáticas. 2. Oscilação Antártica. 3. El Niño os-
cilação sul. 4. Climatologia. 5. Ciclones extratropicais. I.Título.

CDU 504.7(8)

Copyright © 2010 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2010 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

**Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Mestre em
Meteorologia**

Dr. Clóvis Angeli Sansigolo



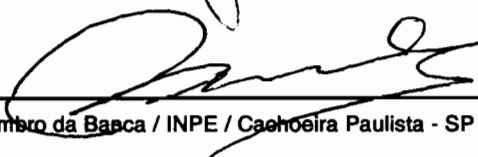
Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Nelson Jesus Ferreira



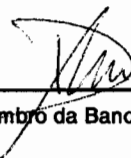
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. José Antonio Marengo Orsini



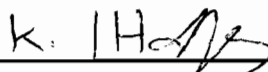
Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. David Mendes



Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Kevin Ivan Hodges



Convidado(a) / UR / Reino Unido -

Aluno (a): Leonardo Diogo da Silva

São José dos Campos, 31 de março de 2010

*“O limite real de um homem termina quando começa a sua
imaginação.”*

ANÔNIMO

AGRADECIMENTOS

Agradeço:

- ao meu orientador, Dr. Nelson Jesus Ferreira, pelo apoio prestado durante a pesquisa de mestrado. Suas obrigações como presidente da Sociedade Brasileira de Meteorologia não o impediram de se fazer presente nos momentos difíceis dos meus estudos acadêmicos.

- ao Dr. Kevin I. Hodges pelo apoio irrestrito dispensado durante todo o período do curso. Sua presença constante, apoio e disponibilidade, mesmo que a distância, foi decisiva para a conclusão bem sucedida deste trabalho. Tenho a certeza de que além de um mentor científico ele é também um amigo que fiz nestes dois anos.

- aos meus colegas alunos de pós-graduação que cordialmente me receberam e sempre estiveram disponíveis a ajudar-me em todos os momentos em que precisei.

- ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) por outorgar-me a possibilidade de realizar meus estudos de mestrado e desenvolver este trabalho, apoiando com infraestrutura e conhecimento.

- à minha família, que mesmo distante, prestou todo apoio emocional e tornou meus dias mais fáceis durante toda esta jornada.

- à Marinha do Brasil por confiar a mim a missão de representá-la neste curso.

RESUMO

Este estudo apresenta uma climatologia de ciclones extratropicais para a América do Sul (AS), Península Antártica e oceanos adjacentes nas estações de inverno e verão para o clima atual e projeções climáticas para o fim deste século. Aplicou-se um método objetivo e automático de acompanhamento de características específicas em campos meteorológicos às reanálises do "European Centre for Medium Range Weather Forecast" (ECMWF) e "National Centers for Environmental Prediction" (NCEP) para os períodos de 1961 - 1990 e 1989 - 2008 e simulações do "World Data Center for Climate" (WDC), para os períodos de 1961 - 1990 e 2071 - 2100 a fim de se apresentar estatísticas relativas as "Storm-Tracks" (ST) e mostrar suas interações com fenômenos oceano-atmosféricos de baixa frequência nos dias atuais e em um futuro climático de aquecimento global. São observados dois centros com ciclogênese marcante sobre o litoral sudeste da AS e um sobre a Península Antártica para as duas estações da climatologia atual. Nota-se que a ST de verão distribui-se em uma faixa de latitudes mais estreita que a da estação mais fria e que o inverno apresenta maior atividade ciclônica. Diagnostica-se que o sinal da Oscilação Antártica (OA) e do El Niño Oscilação Sul (ENOS) influenciam a distribuição latitudinal e de intensidades médias relacionadas a vorticidade relativa em ambas as estações, sendo a OA o principal modo de variabilidade climática atuante em latitudes médias e altas observado neste trabalho. As projeções climáticas sugerem um deslocamento das ST para latitudes mais altas e redução da quantidade de sistemas observados no futuro. Foi observado que o deslocamento da região de baroclinia máxima e a atuação do Modo Anular Sul (MAS) foram determinantes na redistribuição da atividade ciclônica no cenário climático futuro.

STORM-TRACK OVER SOUTH AMERICA AND ADJACENT AREAS: CLIMATOLOGY, VARIABILITY AND CLIMATE CHANGE

ABSTRACT

This study deals with an extratropical cyclone climatology for South America (SA), Antarctic Peninsula and adjacent oceans in the austral winter and summer seasons for the current and future climate. An automatic and objective method to monitoring specific features of meteorological fields of the "European Centre for Medium Range Weather Forecast"(ECMWF) and "National Centers for Environmental Prediction"(NCEP) reanalysis for the 1961 - 1990 and 1989 - 2008 periods and simulations of the "World Data Center for Climate"(WDC) for the 1961 - 1990 and 2071 - 2100 was applied in order to analyse statistics on the "Storm - Tracks"(ST) and show their interactions with low frequency ocean - atmospheric phenomena. The results show two marked cyclogenesis centers over the southeastern coast of SA and another one over the Antarctic Peninsula for both seasons on current days. It is noted that the austral summer ST is distributed in a latitudes range narrower than the cold season one and that the austral winter period presents higher cyclonic activity. It is diagnosed that the Antarctic Oscillation (AAO) or Southern Annular Mode (SAM) and the El Niño Southern Oscillation (ENSO) signals influence the latitudinal position and mean intensities of relative vorticity in both seasons. Also AAO is characterized as the principal mode of climate variability in middle and high latitudes. The climate projections results suggest that the ST belt displace towards high latitudes and the number of cyclones decreases in the future. The maximum baroclinic region shifts southwards and the influence of the SAM seems very important for the cyclonic activity redistribution of the future climate scenario.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Densidade de ciclólises para o verão (a) e inverno (b) no HS. O intervalo de contorno é de $1,0 \cdot 10^{-4}$ ciclones $\text{dia}^{-1}(\text{gr.lat.})^{-2}$. As áreas sombreadas clara e escura mostram os valores acima de 2,0 e 4,0 respectivamente.	9
2.2 Desvio padrão (SD) do vento meridional (v) em 300 hPa no HS para o (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera. Isolinhas representam intervalos de 2 ms^{-1} . áreas escuras marcam valores de SD de v maiores que 14 ms^{-1}	10
2.3 Ciclo sazonal das ST de baixa troposfera no HS. As cores representam a densidade de trajetórias e as linhas as intensidades médias para o (a) verão, (b) outono, (c) primavera e (d) inverno. Densidades têm unidade de nº de eventos por mês por unidade de área (10^{-6} km^2). Intensidades têm unidade de 10^{-5} s^{-1} . i. c. = $0,5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. A linha branca indica áreas com 50% de cobertura de gelo marítimo. . .	11
2.4 Distribuição espacial do número de ciclogêneses detectadas para as quatro estações do ano na AS no período entre 1979 - 2003 com base em dados de reanálise do NCEP/NCAR.	12
2.5 Diferença das razões de crescimento de Eady entre as fases quentes e frias do ENOS calculada para a camada 850-500 hPa. Tons de cinza claro denotam valores negativos e escuro positivos.	15
2.6 1º modo da análise por FOE aplicada a anomalia diária de altura geopotencial em 700 hPa.	18
2.7 Diferenças entre as fases negativas e positivas dos padrões de teleconexões com a OA obtidos das anomalias de vento zonal em 200 hPa.	19

2.8	Diferenças nas estatísticas geradas para acompanhamento de ciclones (base para cálculos, ζ_{850}) entre um quadro de projeção para o futuro e climatologia de tempos atuais. (a) densidade de trajetórias em DJF, (b) densidade de trajetórias em JJA, (c) intensidade média em DJF e (d) intensidade média em JJA. As diferenças de densidades de trajetórias são o número de eventos por mês por unidade de área, onde a unidade de área é equivalente a 10^6 km^2 . As diferenças de intensidade média estão em unidades de 10^{-5} s^{-1} . Tais diferenças somente foram plotadas onde a densidade de trajetórias foi maior que um por mês por unidade de área. As linhas brancas indicam regiões com significância acima de 95%.	23
3.1	Região do Oceano Pacífico Tropical referente à área Niño 3.4.	31
3.2	Mapa representativo das faixas de latitudes consideradas para cálculo do Índice de Oscilação Antártica (IOA).	32
4.1	(a) Densidades de trajetórias, (b) razão de crescimento/decaimento, (c) regiões com ciclogênese e (d) ciclólise para a estação de verão calculadas com base em " ζ_{850} " oriundas das reanálises ERA-Interim, ERA40 e NCEP/NCAR 1. A unidade das densidades de trajetórias, ciclogênese e ciclólise é o número de sistemas por mês por unidade de área (10^6 km^2). A unidade da razão de crescimento/decaimento é h^{-1}	40
4.2	Trajetoórias dos ciclones extratropicais originados e dissipados na região de estudo no verão. (a) originados na Península Antártica, (b) formados na costa da AS, em 47° S , (c) originados em $30^\circ \text{ S} - 60^\circ \text{ W}$, (d) os dissipados no mar de Bellingshausen e (e) os dissipados na costa chilena.	42
4.3	Como na figura 4.1, mas para o inverno.	43
4.4	Como na figura 4.2, mas para o inverno.	45

4.5	Diferenças entre (a) densidades de trajetórias para ERA-Interim, (b) densidades de trajetórias para NCEP, (c) intensidades médias para ERA-Interim e (d) intensidades médias para NCEP calculadas para as fases positivas e negativas da OA (positivas - negativas) do período de 1989-2008 para o verão. A unidade das densidades são apresentadas em nº de eventos por mês por área (10^6 km^2) e as intensidades em 10^{-5} s^{-1} . As linhas brancas circulam áreas que apresentaram níveis de significância acima de 95%	48
4.6	Como na Figura 4.5, mas para o inverno	50
4.7	Diferenças entre (a) densidades de trajetórias e (b) intensidades médias calculadas para as fases positivas e negativas do ENOS (positivas - negativas) do período de 1961-1990 (NCEP e ERA40) e 1989-2008 (ERA-Interim) para o verão. A unidade das densidades é apresentada em nº de eventos por mês por área (10^6 km^2) e as intensidades em 10^{-5} s^{-1} . As linhas brancas envolvem áreas que apresentaram níveis de significância acima de 95%	52
4.8	Como na Figura 4.7, mas para o inverno	54
4.9	Estatísticas calculadas com base nas reanálises ERA40, ERA-Interim e NCEP/NCAR 1 e simulações do ECHAM5 (AMIP2) para o inverno e verão. (a) Densidades de trajetórias para o inverno, (b) intensidades médias para o inverno, (c) densidades de trajetórias para o verão e (d) intensidades médias para o verão. As densidades estão apresentadas em unidades de nº de eventos por mês por unidade de área (10^6 km^2). As intensidades têm unidade 10^{-5} s^{-1}	58
4.10	Número de ciclones extratropicais por mês em função das intensidades máximas.	58
4.11	Diferença entre as densidades de trajetórias calculadas com base nas simulações do modelo ECHAM5 relativa aos cenários SRES A1B e 20C3M do IPCC AR4 (A1B - 20C3M) no verão. (a) densidades de trajetórias, (b) ciclogêneses, (c) ciclólises e (d) intensidades médias. As densidades apresentam unidade como o número de eventos por mês por unidade de área (10^6 km^2). A intensidade tem unidade 10^{-5} s^{-1} . As linhas brancas indicam regiões com nível de significância superiores a 95%.	61

4.12	Número de ciclones extratropicais (eixo y) por mês em função das intensidades máximas (eixo x) para os cenários 20C3M e A1B no verão. As intensidades são apresentadas na unidade 10^{-5} s^{-1}	62
4.13	Como na Figura 4.11, mas para o inverno.	65
4.14	como o Figura 4.12, mas para o inverno.	65
4.15	Padrão espacial e série temporal da componente principal obtidos do primeiro modo da FOE aplicadas a anomalias de altura geopotencial em 700 hPa para cada membro do ensemble que constitui os resultados do modelo ECHAM5 para o período de 1961 - 1990.	67
4.16	Como na Figura 4.15, mas para o período de 2071 - 2100.	68
4.17	Diferenças entre (a) densidades de trajetórias e (b) intensidades médias calculadas para as fases positivas e negativas da OA (positivas - negativas) para os verões do período de 2071-2100. A unidade das densidades é apresentada em nº de eventos por mês por área (10^6 km^2) e as intensidades em 10^{-5} s^{-1} . As linhas brancas circulam áreas que apresentaram níveis de significância acima de 95%	69
4.18	Como a Figura 4.17, mas para o inverno	70
4.19	Diferenças entre (a) densidades de trajetórias e (b) intensidades médias calculadas para as fases positivas e negativas do ENOS (positivas - negativas) para os verões do período de 2071-2100. A unidade das densidades é apresentada em nº de eventos por mês por área (10^6 km^2) e as intensidades em 10^{-5} s^{-1} . As linhas brancas circulam áreas que apresentaram níveis de significância acima de 95%.	72
4.20	Assim como na Figura 4.19, mas para o inverno.	74

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

20C3M	–	Cenário de clima atual do IPCC
AMIP2	–	<i>Atmospheric Model Intercomparison Project</i> versão 2
AR3	–	<i>Assessment Report 3</i>
AR4	–	<i>Assessment Report 4</i>
AS	–	América do Sul
ASAS	–	Alta Subtropical do Atlântico Sul
A1B	–	Cenário de clima futuro do IPCC
CPC	–	<i>Climate Prediction Center</i>
DOE	–	<i>Department of Energy</i>
ECHAM5	–	<i>European Centre/Hamburg Model</i> versão 5
MPI-OM	–	<i>Max Planck Institute - Ocean Model</i>
ECMWF	–	<i>European Centre for Medium Range Weather Forecast</i>
ENOS	–	El Niño Oscilação Sul
EN	–	El Niño
E.U.A.	–	Estados Unidos da América
FOE	–	Funções Ortogonais Empíricas
HN	–	Hemisfério Norte
HS	–	Hemisfério Sul
IOA	–	Índice de Oscilação Antártica
IPCC	–	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
JBN	–	Jato de Baixos Níveis
JP	–	Jato Polar
JST	–	Jato Subtropical
LN	–	La Niña
MAS	–	Modo Anular Sul
MCGA	–	Modelo de Circulação Global Atmosférico
NOAA	–	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NCAR	–	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
OA	–	Oscilação Antártica
SD	–	<i>Standard Deviation</i>
PNM	–	Pressão ao Nível do Mar
PNMM	–	Pressão ao Nível do Mar Média
SRES	–	<i>Special Report on Emission Scenarios</i>
ST	–	<i>Storm Track</i>
TSM	–	Temperatura da Superfície do Mar
WDC	–	<i>World Data Climate Center</i>

LISTA DE SÍMBOLOS

dv/dz	–	Cisalhamento vertical do vento meridional (s^{-1})
f	–	Parâmetro de Coriolis (s^{-1})
$i.c.$	–	Intervalo de Confiança
N	–	Frequência de Brünt-Vaisälä
u	–	Vento Zonal (ms^{-1})
v	–	Vento Meridional (ms^{-1})
σ	–	Estabilidade estática
θ	–	Temperatura Potencial (K)
ζ_{250}	–	Vorticidade no nível de 250 hPa (s^{-1})
ζ_{850}	–	Vorticidade no nível de 850 hPa (s^{-1})

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 Instabilidade Baroclínica	5
2.2 Climatologia	7
2.3 Teleconexões	13
2.3.1 El Niño Oscilação Sul (ENOS)	13
2.3.2 Oscilação Antártica (OA)	16
2.4 Projeção Climática	19
2.5 Papel da Orografia	24
3 DADOS E METODOLOGIA	27
3.1 Dados	27
3.2 Metodologia	29
3.2.1 Visão Geral do TRACK	34
4 RESULTADOS.	37
4.1 ST no clima atual	37
4.1.1 Climatologia atual	37
4.1.2 Teleconexões	45
4.1.2.1 Oscilação Antártica	46
4.1.2.2 El Niño Oscilação Sul	50
4.2 ST no clima futuro	54
4.2.1 Comparação dos resultados das reanálises e do ECHAM5	55
4.2.2 ST no cenário climático futuro	57
4.2.3 Oscilação Antártica	66
4.2.4 El Niño Oscilação Sul	71
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTU- ROS	77
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	83

1 INTRODUÇÃO

Variações nas emissões antropogênicas dos gases causadores do efeito estufa, na radiação solar incidente e emitida e em características geológicas, tais como emissões vulcânicas, alteram o equilíbrio energético do sistema climático. A concentração de dióxido de carbono, gás metano e óxido nitroso têm aumentado marcadamente como resultado de atividades humanas desde o início da revolução industrial. Atualmente essa concentração ultrapassou em muito os valores da pré-industrialização.

O entendimento com relação às influências antropogênicas de aquecimento e resfriamento tem evoluído desde o Terceiro Relatório de Avaliação do "Intergovernmental Panel on Climate Change" (IPCC) AR3 - indicando que a ação humana tem influenciado a aceleração do aquecimento global nas últimas décadas. As evidências apresentadas pelas observações do aumento das temperaturas do ar e oceanos, derretimento de gelo e neve e aumento do nível dos mares no Quarto Relatório de Avaliação do "Intergovernmental Panel on Climate Change" AR4, comprovam o aquecimento do planeta. Contudo, muitas incertezas ainda pairam sobre o impacto destas mudanças sobre os sistemas meteorológicos. Neste contexto, é importante saber que mudanças ocorrerão com sistemas tais como os ciclones extratropicais e como elas poderão influenciar regionalmente as condições de tempo e clima.

Os ciclones extratropicais podem exercer grande influência em regiões de latitudes médias e altas por possuírem a capacidade de alterar a condição de tempo de determinada região e exercerem forte influência na precipitação, cobertura de nuvens e radiação incidente. Além do mais, é sabido que estes sistemas sinóticos são importantes componentes da circulação geral atmosférica, por conta do forte impacto que exercem nos processos de troca de calor, momento e vapor d'água (LAU, 1988; TING; HELD, 1990).

Portanto, é razoável que existam inúmeros trabalhos sobre ciclones extratropicais e o acompanhamento da trajetória e característica destes. Muitos estudos foram realizados, desde os trabalhos clássicos de Bjerkness (1919) e Bjerkness e Solberg (1922) que tratavam da estrutura e ciclo de vida dos ciclones até os mais recentes como os de Bengtsson et al. (2006) e Ashok et al. (2007), que versam sobre ST e mudanças climáticas.

Bengtsson et al. (2006) investigaram ciclones na região tropical e extratropical do Hemisfério Norte (HN), para o clima atual e em um cenário climático futuro. Um amplo estudo sobre "Storm-Tracks" (ST), no contexto de mudanças climáticas foi apresentado, explorando a variabilidade desses sistemas meteorológicos com base em simulações oriundas do modelo climático acoplado oceano - atmosfera "European Centre Hamburg Model/Max Planck Institute Ocean Model versão 5" (ECHAM5/MPI-OM) . Eles verificaram a acurácia que este modelo possui em representar as características referentes as ST comparando os resultados obtidos com o uso das simulações referentes ao cenário "Special Report on Emission Scenarios" (SRES 20C3M), alcançados pela componente atmosférica do modelo ECHAM5 do IPCC AR4, para o clima atual, com os obtidos com a reanálise ERA40 do ECMWF. Contudo, este trabalho não avaliou o HS, e em particular a AS. Deve-se destacar que há um grande interesse em diagnosticar os possíveis impactos dessas mudanças a nível regional, devido aos eventos extremos observados recentemente. Neste contexto, a variabilidade e mudanças de comportamento das ST no clima atual e em um cenário de aquecimento global são as motivações para esta dissertação.

Este estudo tem como objetivo geral explorar as propriedades das ST da baixa troposfera na América do Sul (AS), Antártica e oceanos adjacentes nas estações de verão (DJF) e inverno (JJA) para as condições climáticas atuais e projeções futuras. Estas estações foram analisadas, em função da ocorrência de extremos, como por exemplo, a maior frequência de ciclogêneses no inverno e a menor no verão (GAN, 1992). A área abrangida situa-se entre os paralelos 90°S e 20°S e meridianos 110°W e 0°.

Especificamente pretende-se avaliar as densidades de trajetórias, ciclogêneses, ciclólises e razões de crescimento/decaimento calculadas com base no campo de vorticidade relativa em 850 hPa (ζ_{850}) oriundo das reanálises do ECMWF (ERA40) e NCEP/NCAR para o período 1961-1990 e para o ERA-Interim no período de 1989 - 2008. Contabilizaram-se o número de distúrbios transientes que atuaram sobre áreas de reconhecida atividade ciclônica na AS e continente Antártico bem como se mostraram as trajetórias destes a fim de destacar diferenças no comportamento dos ciclones de acordo com suas regiões de atuação. Posteriormente observou-se a interação entre fenômenos de alta (ciclones extratropicais) e baixa frequência (El Niño Oscilação Sul (ENOS) e

Oscilação Antártica (OA)), no clima atual através da construção de compostos que relaciona as ST aos fenômenos supracitados. Índices oriundos do "Climate Prediction Center" foram utilizados a fim de representar a variabilidade do ENOS e OA e relacioná-los as ST.

O estudo de projeções climáticas baseou-se em simulações de vorticidade relativa em 850 hPa (ζ_{850}) utilizadas pelo IPCC, oriundos do modelo acoplado oceano-atmosfera ECHAM5, produzidas com base nos cenários A1B, em que se considera dobrar a quantidade de gases do efeito estufa no globo (NAKICENOVIC et al., 2000), para o clima futuro e 20C3M para os dias atuais. O modelo ECHAM5 é a versão mais recente da série de modelos tipo ECHAM originada do modelo espectral de previsão do tempo pertencente ao ECMWF, que sofreu modificações para se tornar adequado a projeção climática, por ex. suas parametrizações.

As estatísticas geradas pela parte atmosférica do ECHAM5, ligeiramente modificada a fim de atender o protocolo "Atmospheric Model Intercomparison Project versão 2" (AMIP2), foram utilizadas para comparar as climatologias apresentadas com base nas simulações, cobrindo o período entre 1978 - 1999, e as baseadas em reanálises do ECMWF, ERA-40 e ERA-Interim, e "National Centres for Environmental Prediction" (NCEP/NCAR Reanálise 1) para o mesmo período a fim de verificar o quanto os resultados obtidos pelo modelo se aproximam dos conseguidos com as reanálises.

Posteriormente, apresentou-se um estudo comparativo das características das ST do clima atual e do cenário futuro climático. Os resultados de densidades de trajetórias e intensidades médias foram comparados e mostrados realizando diferenças entre as estatísticas calculadas para o cenário A1B e 20C3M a fim de determinar as alterações que ocorrerão nas distribuições espaciais e de intensidades, caso se confirmem as mudanças no clima de acordo com os cenários aqui apresentados.

A etapa final deste trabalho mostra compostos que visam diagnosticar a interação entre as ST e os fenômenos ENOS e OA, admitindo-se este quadro futuro de aquecimento global. Simulações de altura geopotencial e temperatura à superfície foram utilizadas para construir índices aos moldes do realizado pelo CPC - NOAA a fim de se verificar a variabilidade destes fenômenos de baixa frequência e estudar a relação entre eles e as ST no clima do futuro.

Tais simulações cobrem períodos nas segundas metades do século XX (1961 - 1990) e XXI (2071 - 2100). Estes espaços de tempo foram escolhidos por representarem o período de aquecimento mais recente sofrido pelo planeta e por apresentarem um bom contraste entre os climas atual e futuro.

A metodologia utilizada baseou-se no uso do método TRACK, proposto por [Hodges \(1994\)](#), [Hodges \(1995\)](#), [Hodges \(1996\)](#), [Hodges \(1999\)](#), que identifica e acompanha máximos e mínimos em campos meteorológicos, produzindo uma grande gama de diagnósticos estatísticos.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo é apresentada uma síntese dos estudos realizados sobre climatologia, instabilidade baroclínica, projeção climática, orografia e teleconexões relacionadas a ST. Inicialmente serão mostradas as posições climatológicas das ST no HS e, em particular, na AS. Em seguida serão mostradas conclusões sobre a dependência da posição das ST em relação às regiões que apresentam instabilidade baroclínica existentes no HS e AS. A seguir mostrar-se-ão trabalhos que atestam que o aquecimento global pode alterar a posição das regiões de maior baroclinia, assim alterando a posição climatológica das ST. Apresenta-se um breve subitem sobre a interação do escoamento em grande escala e barreiras orográficas na determinação de características específicas das ST e, por fim, as considerações sobre as teleconexões existentes entre as ST no HS e os eventos ENOS e OA.

2.1 Instabilidade Baroclínica

Hoskins e Valdes (1990) propuseram que uma condição importante para a existência de duas ST, nas costas leste da América do Norte e da Ásia, é o aquecimento diabático na região preferencial de passagem de distúrbios transientes nas proximidades dos continentes. Eles discutiram como tal situação concorre com a baroclinia média para desenvolver sistemas de tempo concentrados nesta região. Eles mostraram ainda que os sistemas meteorológicos de latitudes médias podem ter origem com base na teoria da instabilidade baroclínica. A equação da máxima razão de crescimento de Eady pode comprovar esta teoria:

$$\sigma_{BI} = 0,31 \cdot f \cdot |dv/dz| \cdot N^{-1}$$

(onde f é a força de Coriolis, N é a frequência de Brunt-Väisälä e dv/dz é o cisalhamento vertical do vento meridional). Eles citaram que esta equação provê uma boa estimativa da razão de crescimento máxima em se tratando de uma região de instabilidade baroclínica.

Berbery e Vera (1996) em seu trabalho sobre as características das ST de inverno do HS consideraram que dentre os mecanismos que podem contribuir

para a existência das ST, destaca-se a instabilidade baroclínica. Eles observaram duas regiões de máximo vento zonal em 300 hPa, sobre as posições 50° S - 45° E, com máximo de 35 ms⁻¹, e na latitude de 30° S sobre a Austrália, com máximo de 40 ms⁻¹, ligadas ao jato polar e subtropical respectivamente. Estas regiões apresentaram máximos de baroclinia. Eles notaram ainda que o pacote de ondas que se deslocava pela ST mostrava decaimento corrente acima de centros de baixa pressão e crescimento corrente abaixo, o que sugere que o processo de desenvolvimento corrente abaixo é importante para a evolução de ondas em escala sinótica nas ST do HS.

Trenberth (1991) aplicou um filtro passa banda, no período de 2 a 8 dias, nas componentes zonal e meridional do vento e observou, no HS, a presença do jato em altos níveis nas estações de inverno (com 2 núcleos) e verão (1 núcleo). Ele notou uma forte relação entre as ST e estes jatos principalmente por conta da baroclinia, conforme evidenciado pelo vento térmico associado.

Utilizando resultados de experimentos realizados com um MCGA forçado por diferentes configurações de TSM, Inatsu e Hoskins (2004) notaram que o gradiente de TSM em latitudes médias é importante para a determinação da distribuição assimétrica e intensificação da ST da baixa troposfera, o que fica evidenciado pelo fluxo de calor meridional associado. É provável que a assimetria observada na TSM contribua para a intensificação do gradiente meridional de temperatura, o que explicaria o fluxo de calor para o Sul e ainda evidenciaria a baroclinia associada à distribuição das ST naquela região.

Nakamura e Shimpo (2004) através de uma análise de vorticidade potencial, observaram diferenças entre as estruturas verticais do jato polar e subtropical no HS. Eles mostraram que, no Oceano Atlântico sudeste e Oceano Índico, a atividade turbulenta na alta e baixa troposfera está fortemente associada à núcleos do jato subpolar durante todo o ano, mesmo durante o inverno austral quando este jato se bifurca e forma o jato subtropical sobre o Oceano Índico e Pacífico sul. Eles ainda notaram que a ST do Pacífico é dependente da formação do jato subtropical e que, no verão e outono, somente uma ST circumpolar se forma, acompanhando o jato polar. Observaram também que este mesmo jato acompanha os fortes ventos de oeste em superfície que cruzam a região baroclínica sobre a zona frontal oceânica. Esta é a região das ST. Eles notaram que a instabilidade em baixos níveis está bem correlacionada com a baroclinia

de superfície, sendo máxima no inverno e mínima no verão.

Durante o inverno, sobre a Nova Zelândia, a variação na posição climatológica da bifurcação do jato polar, que gera o jato subtropical, está altamente relacionada com o mínimo de atividade das ST sobre àquele país. Esta divisão ocorre por causa de uma onda de Rossby forçada, gerada por um escoamento que cruza a linha do Equador no Oceano Índico. Na primavera e outono a bifurcação do jato desaparece e ocorre um mínimo de atividade das ST naquela região. Nesta época nota-se a ausência da onda de Rossby forçada por conta do enfraquecimento do escoamento que cruza a linha do Equador no Oceano Índico (INATSU; HOSKINS, 2006).

Estudando a dinâmica das ST para o HN, Mesquita (2006) observou que elas estão associadas a regiões de geração baroclínica que se formam devido à conversão de energia potencial do estado básico para energia cinética. Isto ocorre por conta do movimento do ar quente ascendente na direção do pólo e do ar frio descendente na direção do equador conduzido em ondas baroclínicas e sistemas frontais. Deste modo, a instabilidade baroclínica apresentou-se como uma das responsáveis pela ciclogênese observada em latitudes médias.

2.2 Climatologia

Taljaard (1967) observou anticiclones, ciclones e ciclogêneses no HS durante o Ano Geofísico Internacional, e notou que a maior frequência de ciclogênese ocorre na faixa entre 35° e 55° S nas quatro estações do ano. Ele identificou algumas exceções importantes como as áreas ciclogênicas à leste dos Andes, junto a costa Atlântica na faixa subtropical da AS e a parte nordeste do Oceano Pacífico Sul entre os meridianos de 120° e 180° W, que aparecem principalmente no inverno. A África do Sul e sua costa junto ao Oceano Índico também mostrou frequência moderada de ciclogênese durante a estação de verão e as intermediárias. A área situada, abaixo do paralelo 50° S, apresentou ciclogênese reduzida durante todo o ano e regiões de concentração de decaimento de sistemas frequentemente localizadas em baías e enseadas juntas ao continente Antártico como a conhecida como "cemitério de ciclones" situada na parte leste do Mar de Ross.

Monitorando a evolução de vórtices e dados de velocidade de sistemas

meteorológicos, [Streten e Troup \(1973\)](#) observaram um grande número de áreas em latitudes altas, próximas a costa Antártica, que apresentam alta frequência de dissipação de sistemas ciclônicos.

[Trenberth \(1991\)](#) observou que ocorre uma maior simetria zonal das ST durante o verão do HS, sendo que o perfil meridional destas se apresentou confinado em uma faixa estreita de latitudes, sugerindo que esta estação apresenta menor variabilidade espacial que as outras. No inverno, a atividade destes sistemas meteorológicos estende a uma faixa maior de latitudes e, assim como no verão, está associada principalmente com o jato polar.

Estudando a climatologia das ciclogêneses em superfície na AS através da análise manual de cartas de superfície, imagens satélite e radiosondagens, realizada para um período de 10 anos, [Gan \(1992\)](#) explorou a variação sazonal deste campo, e observou que os meses de inverno mostram um máximo na frequência de ciclogênese e os de verão, um mínimo. Ele observou a existência de duas regiões de máximos dessa variável: uma sobre o Golfo de São Matias (42,5° S - 62,5° W) e outra sobre o Uruguai (32,5° S - 55° W). Além disso, o mês de maio foi o que apresentou o maior número de ciclogêneses e o de dezembro, o menor. Tal fato pode ser explicado pelo ciclo anual, uma vez que no mês de maio as condições para a intensificação da baroclinia, por exemplo a ocorrência de gradientes horizontais mais acentuados de temperatura, aumentam no HS.

[Jones e Simmonds \(1993\)](#) apresentaram um amplo estudo sobre a distribuição de ciclones extratropicais no Hemisfério Sul (HS) através da aplicação de um método euleriano ao campo de vorticidade geostrófica. Eles mostraram que essa distribuição é principalmente influenciada por um núcleo de latitudes altas coincidente com a posição do cavado circumpolar. No inverno e estações intermediárias, dois ramos de latitudes médias aparecem nos setores do mar da Tasmânia e América do Sul e se deslocam em forma de espiral na direção do pólo, se dissipando na costa Antártica. Ambos observaram que em latitudes médias, há frequente ocorrência de "desenvolvimentos corrente abaixo" do ciclone, sugerindo que esta região é propícia para formação de vórtices ciclônicos. Já em latitudes altas, a sul de 65° S, foi encontrada uma região de concentração de ciclólises situada aproximadamente em 5° a sul da posição média do cavado circumpolar, concordando com [Taljaard \(1967\)](#), que encontrou uma região de dissipação de sistemas naquela faixa de latitudes.

Eles observaram que a distribuição de áreas de ciclólise junto a costa Antártica coincide com áreas de enseadas e baías, com destaque para os mares de Weddell e Bellingshausen, Figura 2.1. Notaram ainda que, embora os resultados sugerissem que a influência geográfica é importante na determinação da maioria de áreas de ciclólises, o pico de dissipação ocorre ao longo da costa leste da Antártica, que é desprovida de reentrâncias costeiras. Foi assim que diagnosticaram que esta região de "morte" de ciclones pode estar relacionada com sua posição corrente abaixo de regiões de ciclogênese em latitudes médias e altas, o que indica que nem sempre o efeito geográfico determina a ciclólise no continente Antártico.

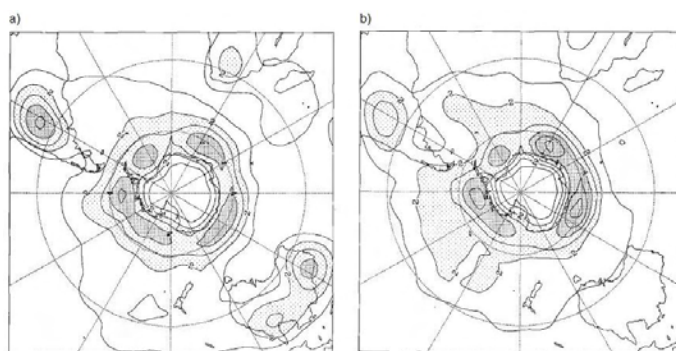


Figura 2.1 - Densidade de ciclólises para o verão (a) e inverno (b) no HS. O intervalo de contorno é de $1,0 \cdot 10^{-4}$ ciclones $\text{dia}^{-1}(\text{gr.lat.})^{-2}$. As áreas sombreadas clara e escura mostram os valores acima de 2,0 e 4,0 respectivamente. Fonte: Jones e Simmonds (1993).

Estudando os máximos do desvio padrão (σ) da componente meridional do vento (v), Figura 2.2, (RAO et al., 2002) observaram que a ST no HS é mais forte (maior frequência) e extensa no outono, tendo valores máximos de σ do vento meridional (v) superiores a 16 ms^{-1} . Nesta estação ela cobre quase todo o círculo de latitudes em 50° S , exceto por uma descontinuidade notada na AS. Na primavera, a ST é mais fraca e de menor extensão. Durante o inverno, apresenta-se em forma de espiral, envolvendo o hemisfério, com gênese acima da Austrália, desenvolvendo-se através do Pacífico, AS e Atlântico Sul; continua seu desenvolvimento pelo sul da África e Oceano Índico, então desloca-se para o sul da Austrália e Nova Zelândia e por fim se posiciona mais ao sul da área onde ocorreu o início do desenvolvimento desta ST.

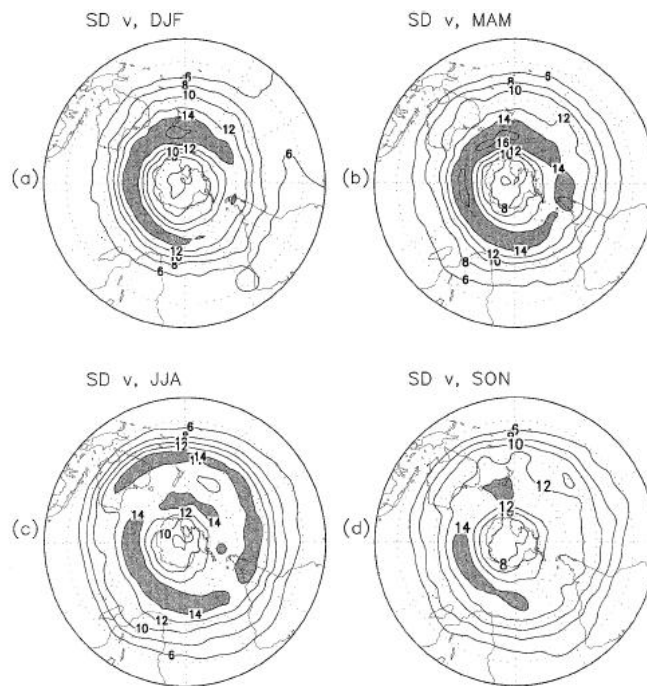


Figura 2.2 - Desvio padrão (SD) do vento meridional (v) em 300 hPa no HS para o (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera. Isolinhas representam intervalos de 2 ms^{-1} . áreas escuras marcam valores de SD de v maiores que 14 ms^{-1} .

Fonte: Rao et al. (2002).

Inatsu e Hoskins (2004) estudaram como a TSM e a orografia contribuem para assimetria na ST de inverno no HS. Os resultados obtidos sugerem que a assimetria zonal na troposfera alta é principalmente estabelecida pela interação entre ondas estacionárias e a assimetria zonal da TSM tropical e, na baixa troposfera, pela interação entre as ondas estacionárias e o gradiente de TSM local. Eles também notaram a influência da orografia ligada as regiões de ciclogênese no sul da África e na AS.

Analisando reanálises de variáveis como a circulação atmosférica e umidade e observações de ar de altos níveis, Marengo et al. (2004) observaram que o Jato de Baixos Níveis (JBN) que acompanha os Andes canaliza a umidade vinda da Amazônia, durante o verão, e com menor intensidade a oriunda da circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), no inverno. A intensificação notada no transporte de umidade de verão associa-se a formação de uma crista em altos níveis sobre o sul do Brasil e um cavado sobre a Argentina o que trás

consequências severas para o tempo na região .

Hoskins e Hodges (2005) utilizaram dados de vorticidade relativa derivadas de reanálises do ECMWF (ERA40) em 850 hPa para comparar características das ST do HS para as quatro estações do ano, Figura 2.3. Eles verificaram que o verão apresenta uma ST com aparência circumpolar e simétrica comparada com a de inverno que mostra distribuição espacial em forma de espiral e um ramo no Oceano Pacífico. Ambos observaram nas estações de verão e inverno três regiões ciclogênicas aproximadamente sobre o meridiano de 60° W, em 32° e 47° S a sotavento dos Andes e sobre a Península Antártica, sendo que a mais a norte e a mais a sul se apresentam mais fracas na estação mais quente. Foi notado que a variabilidade sazonal das densidades de ciclogênese parece estar relacionada a mudanças nos jatos de altos níveis sobre a AS e a interação com o escoamento sobre a topografia da região.

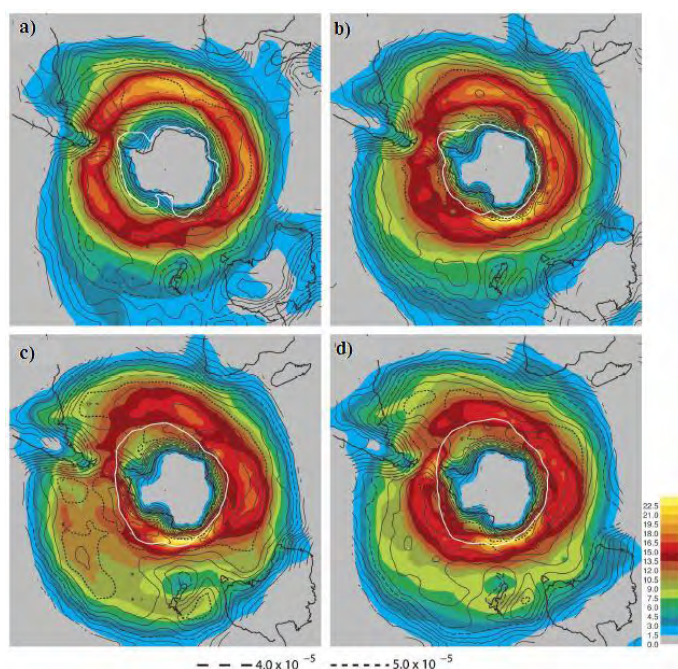


Figura 2.3 - Ciclo sazonal das ST de baixa troposfera no HS. As cores representam a densidade de trajetórias e as linhas as intensidades médias para o (a) verão, (b) outono, (c) primavera e (d) inverno. Densidades têm unidade de nº de eventos por mês por unidade de área (10^{-6} km^2). Intensidades têm unidade de 10^{-5} s^{-1} . i. c. = $0,5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. A linha branca indica áreas com 50% de cobertura de gelo marítimo.

Fonte: Hoskins e Hodges (2005).

Para estudar a climatologia da ciclogênese à superfície para a região da América do Sul, Mendes (2006) fez uso de um método objetivo e observou que, para as quatro estações do ano, uma região preferencial de formação dos ciclones extratropicais encontra-se localizada sobre o litoral sudeste da AS, Figura 2.4. A região de máxima formação ocorreu sobre o Uruguai, leste e nordeste da Argentina. O inverno é a estação com maior quantidade de ciclones, enquanto que o Verão é a estação com menor ocorrência deste tipo de evento, concordando com os estudos de Gan (1992) e Taljaard (1967). As demais estações apresentam quantidades semelhantes e com valores entre os máximos de inverno e os mínimos de verão.

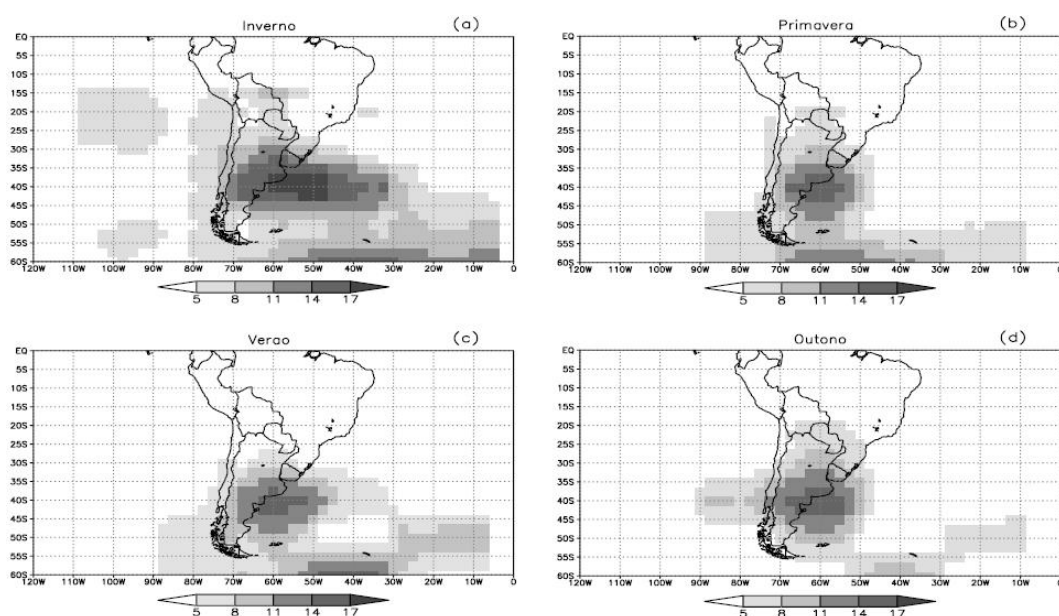


Figura 2.4 - Distribuição espacial do número de ciclogêneses detectadas para as quatro estações do ano na AS no período entre 1979 - 2003 com base em dados de reanálise do NCEP/NCAR.

Fonte: Mendes (2006).

A concentração da ciclogênese nesta região pode ser explicada pela interação entre os distúrbios transientes no escoamento zonal de altos níveis e a orografia ali existente. A redução da formação de sistemas nos meses de verão pode estar associada à diminuição do número de núcleos de ventos máximos em altos níveis. A estação quente apresenta um único núcleo enquanto o inverno se caracteriza por dois, ocorrendo o surgimento do JST. O aumento da baroclinia

associada ao aparecimento deste jato pode explicar o aumento da ciclogênese no inverno, se comparada ao verão (HOSKINS e HODGES 2005).

2.3 Teleconexões

Nesta seção apresentam-se estudos sobre os processos envolvidos na determinação dos padrões que relacionam as ST aos fenômenos atmosféricos ENOS e OA. Neste contexto, discute-se a influência remota das anomalias da circulação atmosférica causada pela interação oceano - atmosfera no Pacífico Tropical, bem como o impacto do modo de latitudes altas no HS sobre a trajetória dos ciclones extratropicais no HS.

2.3.1 El Niño Oscilação Sul (ENOS)

Sinclair et al. (1997) sugeriram que a densidade de ciclones extratropicais é afetada pelas fases extremas da Oscilação Sul (OS). Eles observaram esta influência mais intensa durante o inverno quando ocorrem correlações positivas entre o Índice de Oscilação Sul (IOS) e a densidade de ciclones sobre a Australásia, correlações negativas no Pacífico Tropical leste e em latitudes altas do Oceano Índico. Eles verificaram que os invernos com ocorrência de episódio de EN apresentaram redução de 10%-20% na ocorrência de ciclones sobre o Oceano Índico Subtropical, Australásia, e Pacífico Sul e aumento no Pacífico Leste subtropical, sobre a AS e na parte oceânica a sul da Austrália. Por outro lado, em invernos com predominância de eventos LN a distribuição dos ciclones é quase oposta ao encontrado em anos com EN. Mais ciclones cruzam o Oceano Índico e Australásia e menos são vistos no Pacífico leste e AS. Já no verão, a principal resposta relacionada ao IOS é uma alternância de fase na direção leste-oeste na frequência de ciclones ao longo do Pacífico Tropical.

Held e Lyons (1989) utilizaram um modelo de onda baroclínica estacionária linearizado aplicado a um escoamento zonalmente simétrico a fim de entender a resposta da atmosfera extratropical ao ENOS. Eles perturbaram o modelo com anomalias de aquecimento diabático e tendências devido aos sistemas transientes e notaram que a resposta atmosférica em latitudes médias e altas, em ambas as fases do fenômeno, é pouco dependente da liberação de calor, mas está conectada a anomalias transientes, principalmente na troposfera alta.

Estudando anomalias de altura geopotencial em 500 hPa no HS, Houseago-

Stokes e McGregor (2000) diagnosticaram que a mudança notada na convecção tropical entre o Pacífico oeste e central durante os extremos de episódios de ENOS se manifesta como anomalias de pressão/altura geopotencial nos subtropicais e latitudes altas no Pacífico sul e que estão fora de fase com as anomalias de latitudes médias. Este é o padrão de circulação Pacífico/América do Sul (PAS) principal responsável pela transmissão do sinal do ENOS de latitudes baixas para altas.

Solman e Menéndez (2002) estudaram a influência do ENOS sobre as ST de inverno entre o Oceano Pacífico Leste e o Atlântico, Figura 2.5. Eles observaram durante as fases quentes uma redução de atividade ciclônica sobre o mar de Bellingshausen, um deslocamento da ST subtropical do Oceano Pacífico na direção do Equador e um ligeiro aumento na quantidade de sistemas que passaram sobre Oceano Atlântico Central. Considerando-se ainda as fases quentes, os distúrbios oriundos das ST dos oceanos Atlântico e Índico mostrou deslocamento para a região do ramo subpolar da ST do Pacífico Sul, próximo a Austrália. Além disso, o trem de ondas do Pacífico tropical se propagou por uma região a norte do observado se comparado ao deslocamento em fases frias. Este fato é consistente com o deslocamento para o equador da região de maior baroclinia quando da ocorrência de eventos positivos. Já em anos de La Niña, as ondas se propagam ao longo do ramo subtropical da ST do Pacífico sul, com desenvolvimento sobre uma faixa maior de latitudes se comparado com fases quentes. Eles também observaram um deslocamento das ondas subtropicais para sul e das subpolares para nordeste. Em invernos de fases frias as ondas oriundas do ramo subtropical do Oceano Pacífico sul se propagam através da ST do Oceano Atlântico. Nos invernos de El Niño há propagação de ondas relativa ao ramo subtropical e do subpolar em direção ao Atlântico. Desta forma verificou-se que em fases positivas do ENOS as ST experimentam deslocamento para o Equador e que em fases negativas elas tendem a se aproximar do Pólo.

Analisando dados observados e reanálises NCEP/NCAR 1 do período de 1979 - 2003, Ashok et al. (2007), diagnosticaram que durante os eventos de ENOS na fase quente para o inverno do HS, o jato subtropical tende a se reforçar substancialmente, aumentando sua bifurcação, o que leva a redução da atividade de ST em latitudes médias no Pacífico sul, parte sul da Austrália e sobre a Tasmânia. Já em inverno de anos com episódios de fase fria foi notada

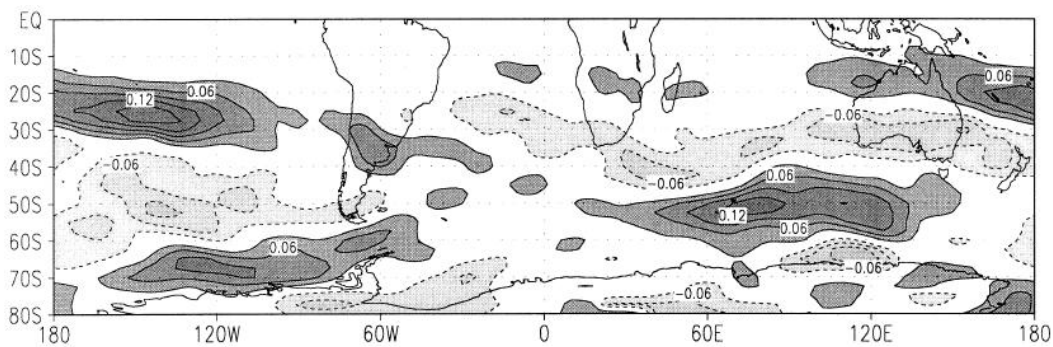


Figura 2.5 - Diferença das razões de crescimento de Eady entre as fases quentes e frias do ENOS calculada para a camada 850-500 hPa. Tons de cinza claro denotam valores negativos e escuro positivos.
 Fonte: [Solman e Menéndez \(2002\)](#).

uma diminuição de intensidade daquele jato e a formação de uma única ST circumpolar tipicamente observada no verão. Foi observada também a tendência de aumento (diminuição) na atividade turbulenta onde os jatos de oeste são mais fortes (fracos) por conta da influência do ENOS. Contudo, esta tendência não foi notada na entrada e no núcleo do jato subtropical sobre o Oceano Índico e Pacífico sudoeste, pois lá não foi observada influência do ENOS sobre as ST.

[Grimm \(2010\)](#) atestou que o fenômeno ENOS é a principal fonte de variabilidade interanual do clima no Brasil. Ela observou que a anomalia de aquecimento nos trópicos provocada pelo EN/LN perturba as circulações de Walker e Hadley sobre a AS e alteram o trem de ondas de Rossby de latitudes médias. Nos subtrópicos e extratropicais, a anomalia na onda de Rossby causada pela alteração na convecção tropical pela interação com o ENOS influencia decisivamente a precipitação no inverno. No verão ela diagnosticou que processos regionais afetam o impacto do ENOS, e que durante episódios de LN (EN) ocorrem anomalias negativas (positivas) de precipitação ao sul de 23°S, sobre a região Sul do país.

2.3.2 Oscilação Antártica (OA)

Kidson (1988) verificaram que o primeiro modo das Funções Ortogonais Empíricas (FOE) aplicada ao vento zonal em 500 hPa apresenta máximos de sinais opostos nas proximidades de 40° e 60° S e um padrão barotrópico equivalente quando correlacionado com valores em ponto de grade em 500 hPa e a PNMM. Eles observaram que as correlações do padrão zonal com anomalias regionais em latitudes médias são caracterizadas pela concentração dos distúrbios no Oceano Índico e Paífico Oeste e um padrão zonal simétrico a sul de 60° S.

A primeira componente da FOE aplicado a Pressão ao Nível do Mar (PNM), o "modo de latitudes altas", modula a ocorrência de ciclones na região compreendida entre latitudes médias e altas no HS o que é notado no aumento (diminuição) da intensidade dos ventos de oeste entre 50°-65° S, intensificação (desintensificação) da atividade ciclônica em regiões circumpolares e redução (aumento) em latitudes médias, Sinclair et al. (1997).

Gong e Wang (1999) estudaram a estrutura espacial da variação de PNM através da aplicação de uma análise de FOE a fim de conhecer o ciclo anual da OA e observaram que um padrão similar se repete ao longo do ano: o continente Antártico e suas vizinhanças apresentaram um mesmo sinal e uma faixa de sinal oposto foi diagnosticada em todo o círculo de latitudes entre 40-50° S. Isto sugere que o padrão da OA é estável. Eles notaram que o primeiro modo da FOE explica, em média, 22,5% da variância atmosférica anual, sendo que março foi o mês com o sinal mais fraco, com 17,2% da variância, e dezembro o mais forte, apresentando 33,1%.

Thompson e Wallace (2000) citam que em anos com índices positivos extremos, os ventos de oeste e a baroclinia aumentam em latitudes altas e enfraquecem próximo ao núcleo da corrente de jato. Além disso, o cinturão de fluxos turbulentos se desloca na direção do pólo em relação a sua posição climatológica, juntamente com o limite da célula de Hadley e toda a célula de Ferrell.

A redução dos valores de altura geopotencial sobre o continente antártico e o resfriamento da baixa estratosfera observados por Thompson et al. (2000)

sugeriram a predominância de períodos dominados por sinais positivos do MAS sem aparente variabilidade sazonal. Eles notaram esta tendência analisando a componente principal normalizada oriunda do primeiro modo da análise por FOE aplicada ao campo de médias mensais de altura geopotencial em 850 hPa a sul de 20°S, para o período de 1968 a 1997. Além disto, foi notado que a variação de temperatura na baixa estratosfera está relacionada com as perdas de ozônio que ali ocorreram na segunda metade do século XX.

Carleton (2003) estudou o padrão dominante na variabilidade de baixa frequência na circulação do HS que ocorre em áreas extratropicais. Este padrão é dominado por "modo de latitudes altas" simétrico zonal ou Oscilação Antártica (OA). A OA é definida como uma alternância de massa atmosférica entre médias e altas latitudes no HS que pode ser observado em vários campos meteorológicos. Ele diagnosticou que o sinal da OA pode ser identificado no primeiro modo da análise por FOE aplicadas a campos de altura geopotencial ou pressão ao nível do mar no HS. Observou-se nesse estudo uma variação fora de fase entre a pressão/altura geopotencial e a anomalia de vento zonal em uma faixa de latitudes entre 40° e 65° S, sendo que o IOA explica a maior parte da variância da PNM naquelas latitudes. Além disso o IOA mostrou aumento de anomalias positivas após a década de setenta associado ao resfriamento observado em superfície e diminuição das alturas geopotenciais sobre a Antártica e no aumento da intensidade dos ventos de oeste sobre os oceanos subpolares.

Marshall (2003) utilizou dados observados e reanálises a fim de determinar possíveis tendências no sinal da OA no período entre 1958 e 2002. Ele notou que houve predominância de fases positivas do MAS diagnosticada através da diferença realizada entre a PNMM zonal nas latitudes 40° e 65° S. Verificou-se que esta tendência de sinais positivos ocorreu principalmente após a década de setenta e que as maiores diferenças foram encontradas no verão.

A OA está associada com a variabilidade de baixa frequência do escoamento zonal que ocorre por conta da interação entre distúrbios transientes e o vento zonal médio. Rao et al. (2003) observaram que, por serem as ST regiões de atividade de fortes distúrbios transientes e que esta turbulência é gerada pela instabilidade do escoamento zonal, esse fenômeno pode estar relacionado com a variabilidade interanual das ST do HS. Neste estudo foi encontrada uma correlação negativa significativa entre a função envoltório da componente

meridional do vento v_e (mostra a variação interanual das ST) e o índice de OA em latitudes altas, uma positiva nas latitudes médias e novamente uma negativa nos subtropicais durante todo o ano, exceto no inverno. Além disto, durante a fase de IOA positivos, o cisalhamento do vento zonal em baixos níveis aumenta na região das ST de latitudes médias e a estabilidade estática decai, o que parece coerente, pois há um aumento da instabilidade baroclínica, aumentando a razão de crescimento dos distúrbios (o oposto ocorre em fases negativas). Isto explica a correlação positiva, em latitudes médias, entre a v_e e o IOA. Na fase de índices positivos na região da ST subtropical, o cisalhamento do vento decai e a estabilidade estática aumenta, concordando com a redução da instabilidade baroclínica, fazendo decair a razão de crescimento, o que explica a correlação negativa entre a v_e e o IOA.

Carvalho et al. (2005), estudando a OA durante o verão do HS, aplicaram uma análise por FOE a uma série de anomalias diárias de altura geopotencial em 700 hPa, Figura 2.6, e notaram que a alternância de fases da OA parece estar relacionada com a variação de posição latitudinal do jato subtropical de altos níveis e com a intensidade do jato polar.

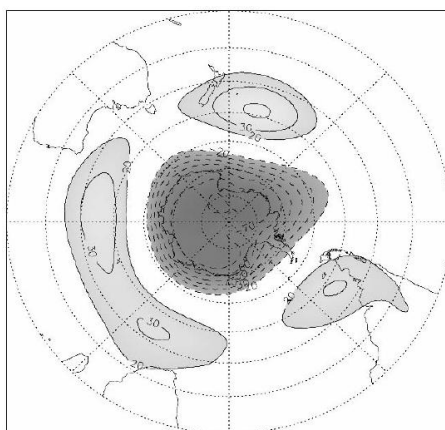
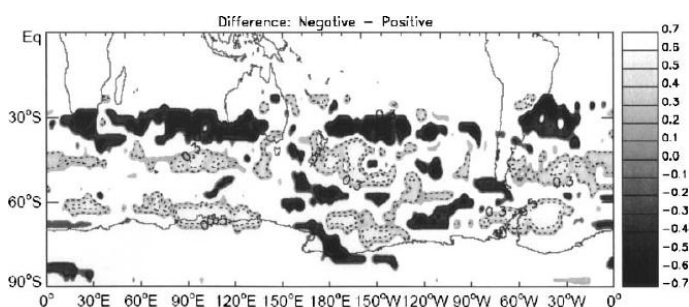


Figura 2.6 - 1º modo da análise por FOE aplicada a anomalia diária de altura geopotencial em 700 hPa.

Fonte: Carvalho et al. (2005).

Carvalho e colaboradores observaram que estas mudanças afetam propriedades dos ciclones extratropicais tais como suas regiões de origem, mínimos e

máximos de pressão e propagação. Eles aplicaram o método de [Murray e Simmonds \(1991\)](#) a PNM e notaram que o sinal do modo anular sul determina a latitude inicial e média durante o ciclo de vida dos ciclones extratropicais. A posição longitudinal sofre pouca influência da mudança de fase da OA. Isto ocorre por causa do deslocamento sofrido pelo jato subtropical para norte (sul) da posição climatológica em anos dominados por fases negativas (positivas) da OA, que favorece a formação e dissipação em latitudes mais baixas (altas), [Figura 2.7](#). Eles também diagnosticaram que em fases negativas do modo de latitudes altas a pressão mínima e máxima no centro dos sistemas é cerca de 10 hPa maior que a da média e que, com a OA positiva, os distúrbios formados próximo a Antártica são mais intensos que os formados a norte deste continente, por conta da forte baroclinia encontrada na região. Assim como a posição longitudinal, o ciclo de vida dos ciclones sofre pouca influência do sinal da OA.



[Figura 2.7](#) - Diferenças entre as fases negativas e positivas dos padrões de teleconexões com a OA obtidos das anomalias de vento zonal em 200 hPa.
Fonte: [Carvalho et al. \(2005\)](#).

[Cavalcanti et al. \(2009\)](#), destacam que em fases positivas da OA ocorre um aumento na intensidade dos ventos de oeste e na densidade de ciclones extratropicais em regiões circumpolares e diminuição em latitudes médias, e o contrário em fases negativas do Modo Anular Sul.

2.4 Projeção Climática

Utilizando um método automático de identificação e acompanhamento de sistemas meteorológicos, [Sinclair e Watterson \(1999\)](#) estudaram o comportamento de ciclones extratropicais, mostrando comparações entre o comportamento de algumas variáveis atmosféricas em um cenário em que a

quantidade de gás carbônico fosse dobrada ($2 \times \text{CO}_2$) versus outra com os valores considerados atuais ($1 \times \text{CO}_2$). Eles observaram que ocorre um aumento na altura geopotencial em 500 hPa e espessura entre 1000 e 500 hPa para $2 \times \text{CO}_2$, tanto no HN como no HS. Considerando-se que a altura geopotencial e espessura são funções diretas da temperatura, pode-se concluir que houve acréscimo nos valores de temperatura na situação $2 \times \text{CO}_2$. Estas mudanças foram mais marcantes junto aos pólos, o que resultou no enfraquecimento nos jatos de oeste e redução da baroclinia troposférica. Por isso, uma diminuição de 10 a 15% na atividade ciclônica e anticiclônica foi encontrada neste trabalho.

Nas últimas décadas, dados de PNMM de reanálises do NCEP/NCAR, comprovaram uma significativa redução no número de ciclones encontrados entre o paralelo de 40° S e a parte norte do oceano Antártico e um modesto aumento no restante deste oceano. Tal resultado pode ser explicado pelo deslocamento da região de maior baroclinia na direção do pólo. Motivado pelo problema exposto, [Fyfe \(2003\)](#) identificou mínimos de pressão à superfície em um campo não filtrado e apresentou projeções oriundas de modelos numéricos forçado por interações antropogênicas que mostraram resultados similares aos encontrados com base nos dados do NCEP. Neste mesmo trabalho ele observou que haverá redução acima de 30% de ciclones sub-antárticos entre os dias atuais e o fim deste século.

[Lim e Simmonds \(2004\)](#) pesquisaram mudanças no comportamento dos ciclones extratropicais em um cenário de aquecimento global. Eles estudaram a climatologia e estrutura vertical dos ciclones extratropicais de inverno utilizando dados de PNMM e altura geopotencial em 925, 850, 700, 600 e 500 hPa, baseados em reanálises do NCEP - DOE II. Eles avaliaram simulações realizadas com um MCGA configurado com um padrão de emissões dobrada e triplicada dos gases do efeito estufa em relação aos dias atuais e compararam os resultados com a climatologia. Ambos concluíram que poderá haver uma redução na frequência de ciclones observados nos dois hemisférios em todos os níveis, exceto na superfície do HN. Foi também notado que eles poderão ter, quanto à escala espacial, maiores raios em um futuro de aquecimento. Eles observaram que no HS houve um aumento na intensidade média dos sistemas em todos os níveis troposféricos. A justificativa para tal comportamento pode ser a redução da baroclinia causada pela diminuição dos gradientes horizontais de temperatura e,

quanto ao aumento da escala espacial e intensidade, o aumento da temperatura média a superfície, que serviria como fonte de energia para os ciclones.

Observou-se em [Oldenborgh et al. \(2005\)](#) que o comportamento esperado para o ENOS em um cenário de aquecimento global no futuro é ainda uma grande incógnita. Eles estudaram os resultados de uma série de modelos utilizados pelo IPCC e verificaram discordâncias em relação a determinação da variabilidade e intensidade deste fenômeno no futuro. Porém, foi notado que o modelo ECHAM5 é um dos que representam bem os padrões do fenômeno ENOS quando comparado a dados observados. Além disto, diagnosticou-se que a maioria dos modelos projetou uma tendência de predominância de períodos de EN sobre LN no fim deste século (cerca de 15% a mais de fases positivas). Eles observaram ainda que o ECHAM5 apresenta uma intensificação da variabilidade deste fenômeno nos cenários climáticos do futuro.

[Yin \(2005\)](#) realizou um estudo com quinze modelos acoplados utilizados pelo IPCC e observou que a distribuição das ST em latitudes mais altas notada no fim deste século ocorre por causa do deslocamento para sul e para níveis mais altos da região de baroclinia inicialmente localizada em latitudes médias. Estas mudanças estão relacionadas com o aquecimento da troposfera tropical alta e aumento da altura da tropopausa notado no futuro. Ele notou que as alterações que ocorrem com o gradiente meridional de temperatura a superfície causam o deslocamento da região de baroclinia máxima no HS. Foi diagnosticado neste trabalho que as ST são altamente relacionadas ao MAS ou OA. Observou-se que o deslocamento das ST para sul tende a acompanhar a redução da PNM no pólo e a sua elevação em latitudes mais baixas, o que sugere que este movimento tende a ser motivado também pelo predomínio de sinais positivos da OA no futuro. O MAS é um tipo de variabilidade da circulação atmosférica que pode sofrer mudanças de sinal associadas a forçantes externas como a diminuição da cobertura de ozônio ou o aquecimento global causado pela emissão de gases do efeito estufa.

Um estudo sobre a variação do sinal do Modo Anular Sul (MAS) ou OA, para cenários climáticos no fim deste século, foi realizado por [Miller et al. \(2006\)](#). Diagnosticou-se, através da análise dos resultados de vários modelos de projeção climática utilizados pelo IPCC, uma tendência de predomínio de períodos com sinais positivos do IOA e diminuição da PNM sobre a Antártica.

Além disso, notou-se que as simulações mostravam uma maior ocorrência de fases positivas do MAS no fim do século XX. A causa desta tendência está associada principalmente a diminuição da cobertura de ozônio estratosférico, especialmente notada na primavera e verão (THOMPSON; SOLOMON, 2002; ARBLASTER; MEEHL, 2006) e, em menor escala, a alteração ocorrida no gradiente meridional de temperatura causado pelo aumento da emissão dos gases do efeito estufa. Para o século XXI, embora esteja prevista a recuperação da camada de ozônio, projeta-se o predomínio de períodos com sinais positivos ligados a intensificação do vórtice polar causada pelo aumento da emissão dos gases do efeito estufa (ARBLASTER; MEEHL, 2006).

Bengtsson et al. (2006) estudaram ST e mudanças climáticas utilizando o modelo acoplado ECHAM5 configurado com base no cenário de emissões A1B do relatório especial do IPCC que compreende um período até o fim deste século. Eles observaram que ocorre uma translação das trajetórias dos ciclones extratropicais do HS na direção do Pólo comparando-se as observações feitas no século XX e as projeções do século XXI, e diminuição na quantidade de sistemas formados, Figura 2.8. A maior redução ocorre em torno de 40° S durante o inverno, acima do sul da Austrália e norte da Nova Zelândia. No verão, tal diminuição acontece em torno de 50° S, com um aumento correspondente nas proximidades de 60° S (KUSHNER et al., 2000). A redução no número de ciclones extratropicais indicou redução na quantidade de precipitação nas regiões afetadas por estas mudanças. Ambos observaram que este quadro tem origem na mudança do padrão de circulação na alta troposfera, uma vez que a bifurcação do jato de altos níveis encontrada no inverno passou a ser vista também no verão. Eles notaram ainda uma alteração na configuração da bifurcação do jato de inverno que apresentou enfraquecimento geral. Uma possível explicação para este novo padrão é a mudança ocorrida na convecção tropical que influencia a geração das ondas de Rossby (INATSU; HOSKINS, 2004), que por sua vez altera a estrutura dos jatos da alta troposfera. Além do exposto, eles descobriram que as mudanças ocorridas, para este cenário futuro nas intensidades médias no inverno indicam um aumento geral das mesmas nas regiões onde houver aumento de atividade ciclônica, enquanto no verão houve um enfraquecimento geral da intensidade.

Nas últimas três décadas foram diagnosticadas uma redução considerável

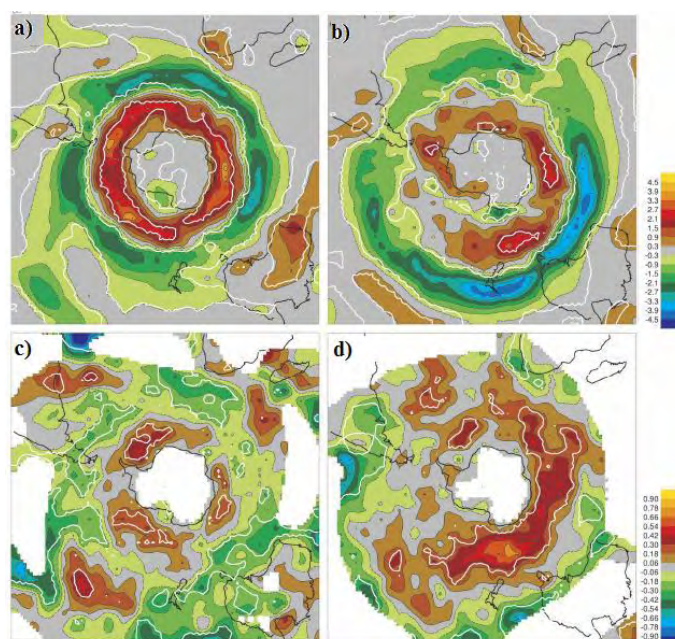


Figura 2.8 - Diferenças nas estatísticas geradas para acompanhamento de ciclones (base para cálculos, ζ_{850}) entre um quadro de projeção para o futuro e climatologia de tempos atuais. (a) densidade de trajetórias em DJF, (b) densidade de trajetórias em JJA, (c) intensidade média em DJF e (d) intensidade média em JJA. As diferenças de densidades de trajetórias são o número de eventos por mês por unidade de área, onde a unidade de área é equivalente a 10^6 km^2 . As diferenças de intensidade média estão em unidades de 10^{-5} s^{-1} . Tais diferenças somente foram plotadas onde a densidade de trajetórias foi maior que um por mês por unidade de área. As linhas brancas indicam regiões com significância acima de 95%.

Fonte: Bengtsson et al. (2006).

da atividade ciclônica, um aumento no raio médio e um aprofundamento dos ciclones em áreas extratropicais do HS (IPCC, 2007) associadas ao comportamento do sinal da OA. Isto implicou em redução da precipitação em latitudes médias e aumento em regiões circumpolares, junto a costa Antártica.

Nos últimos anos, vários trabalhos (THOMPSON et al., 2000; MARSHALL, 2003) atestaram que os ventos troposféricos de oeste têm se acelerado no seu lado polar. Isto ocorre por conta da influência antropogênica nas emissões de gases do efeito estufa e redução do ozônio estratosférico. Tal fato é corroborado pela tendência positiva do IOA observado nos últimos anos. Son et al. (2008) compararam os resultados de um modelo de projeção climática com química

estratosférica interativa com os obtidos pelos modelos utilizados no IPCC AR4. Eles observaram que, por causa da recomposição da camada de ozônio prevista para a primeira metade do século XXI, houve discrepância entre os ventos de oeste representados pelos dois resultados. Eles notaram que os modelos do IPCC apresentam aceleração dos jatos de oeste em seu lado polar enquanto os de química estratosférica mostram desaceleração. Atribuiu-se tal fato a química de estratosfera simples dos modelos do IPCC e a pouca quantidade de níveis verticais estratosféricos encontrados nestes modelos. Esta nova visão climática indicou uma tendência de redução do IOA para as próximas décadas.

2.5 Papel da Orografia

A introdução do efeito de montanha como uma perturbação em um modelo quase-geostrófico, mostrou que a ciclogênese ocorrida nas proximidades das cordilheiras aparece como resultado da interação de um distúrbio baroclínico pré-existente com a topografia. Diversos estudos mostram que modos instáveis livres crescendo em um escoamento zonal baroclínico modificam-se quando da inclusão do efeito de montanha em uma atmosfera quase-geostrófica. A formação de um dipolo alta-baixa a sotavento da orografia se estende pela troposfera e tem escala horizontal comparável ao raio de deformação de Rossby, (SPERANZA et al., 1985).

Uma análise por correlação defasada aplicada a dados de altura geopotencial foi utilizada por Gan e Rao (1994) a fim de investigar a influência da Cordilheira dos Andes em distúrbios transientes. Eles observaram que a onda que se propaga para leste naquela faixa de latitudes possui inclinação para oeste e sofre os efeitos da orografia ao passar pela montanha. Nesse contexto observa-se um movimento anticiclônico sobre os Andes induzido pela trajetória de um distúrbio pré-existente de baixos níveis seguido de uma trajetória zonal em altos níveis e distorções nas isolinhas de correlação e alongamento do centro de máxima correlação a sotavento da Cordilheira. Este resultado foi encontrado também por Hsu (1987) para as Montanhas Rochosas, sendo possível atribuir tal alongamento a duas diferentes possibilidades: uma relacionada a um dipolo estacionário com uma estrutura vertical barotrópica equivalente a oeste das Rochosas e outra ligada a estrutura vertical baroclínica na encosta leste da montanha que mostra a propagação da fase da onda. Isto indica a superposição de uma onda estacionária de Rossby a um distúrbio transiente baroclínico que

explica a ciclogênese orográfica.

Seluchi (1995), analisando campos médios de altura geopotencial e espessura em 500 e 1000 hPa, concluiu que uma perturbação em superfície que deslocando lentamente em direção ao continente sul-americano, em latitudes que cruzem os Andes, sofrerá uma interrupção em seu movimento no momento em que encontrar aquela formação orográfica, e irá se dissipar e regenerar-se-á a sotavento, em latitudes mais baixas. Ele observou que uma das regiões ciclogênicas do HS encontra-se entre os paralelos 20° e 35° S sobre a costa leste da AS.

Seluchi et al. (1998) testaram a capacidade de um MCGA de simular o comportamento de sistemas transientes que cruzam os Andes. Foram analisados parâmetros meteorológicos convencionais, como geopotencial e pressão, e construídos compostos com base em análises e observações de estações meteorológicas. O campo de altura geopotencial em 1000 hPa mostrou o deslocamento de um cavado sobre a parte sul do continente ligado a passagem de uma frente fria. Eles observaram que a baroclinia associada ao sistema frontal, intensificava os ventos de oeste da alta troposfera e aumentava a interação do escoamento com a orografia. Além disso, destacaram que os sistemas de alta e baixa pressão em latitudes extratropicais, que passam sobre a cordilheira, são fortemente afetados por esta barreira natural. A presença da orografia desvia o escoamento atmosférico para norte e faz com que o campo de vento meridional apresente-se com direções contrárias em ambos os lados da montanha.

Realizando experimentos com um MCGA, suprimindo os Andes e Platô Sul Africano da topografia do modelo, Inatsu e Hoskins (2004) observaram uma redução na intensidade da ST existente corrente abaixo deles devido à redução na ciclogênese associada à topografia. Baseados nesses resultados, eles concluíram que os Andes contribuem para a intensificação da ST existente corrente abaixo através da área de ciclogênese formada a seu sotavento. A ST existente a oeste do Platô Sul Africano sofre a mesma influência como a ocorrida junto aos Andes.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

A análise do clima atual foi realizada através de estatísticas construídas com base em reanálises obtidas junto ao ECMWF e NCEP/NCAR: As geradas pelo centro europeu foram a ERA-40, que apresenta 60 níveis na vertical, resolução temporal de 6 horas e espaçamento de grade de $1,125^\circ \times 1,125^\circ$. Estes dados cobrem o período de 1961 a 1990 e consistem de ζ_{850} , e ERA-Interim, com 60 níveis na vertical, resolução espacial T255, integrações de 6 horas e espaçamento de grade de $1,5^\circ \times 1,5^\circ$. Tais reanálises abrangem o período de 1989 a 2008 e também são constituídos de ζ_{850} . A oriunda do centro americano é a NCEP/NCAR reanálise 1, com 17 níveis de pressão, espaçamento de grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ e passo de tempo de 6 horas. Estes dados cobrem os períodos de 1961 a 1990 e 1989 a 2008. Tais resultados consistem das componentes zonais e meridionais do vento e foram utilizados para cálculo da vorticidade relativa associada à eles.

Foram também utilizados neste estudo dados oriundos do WDC para a projeção climática que consistem de simulações para um tempo passado e projeções construídas para o fim deste século pelo modelo global acoplado oceano-atmosfera ECHAM5. Os resultados deste modelo foram selecionados para a realização do trabalho por que eles se incluíram entre os cinco mais realísticos dentre vinte e três apresentados por modelos utilizados pelo IPCC quando comparados a observações para o tempo presente, principalmente na representação do fenômeno ENOS (OLDENBORGH et al., 2005)). A parte atmosférica do modelo apresenta configuração com 31 níveis na vertical e resolução temporal de 6 horas. A coordenada vertical é a híbrida σ /pressão e a resolução horizontal T63, com grade equidistante de $1,875^\circ \times 1,875^\circ$ na longitude e irregular na latitude (96 paralelos representados).

Dados da componente atmosférica, que cobrem o período de 1978 a 1999, foram utilizados a fim de se determinar a acurácia do modelo ECHAM5 em representar as estatísticas dos ciclones como representadas pelas reanálises. Estes resultados foram obtidos com uma configuração da parte atmosférica que atende ao protocolo AMIP2, em que se utilizaram dados observados de TSM na iniciação do modelo e resolução espacial

T159 (BENGTSSON et al., 2006). O AMIP2 é um protocolo experimental padrão à ser empregado por MCGAs. Neste contexto, ele pode auxiliar na determinação de diagnósticos apresentados por modelos climáticos, validações, comparações, documentação e acesso a base de dados. Esta configuração permite que se realize a análise da componente atmosférica do modelo sem incluir a complexidade da interação oceano-atmosfera em sistemas climáticos (<http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/amip/NEWS/overview.php>).

Já a parte oceanográfica, o MPI-OM, é a componente oceânica e de gelo marinho do modelo acoplado. Utiliza um esquema de equações primitivas com aproximações hidrostática e de Boussinesq. Sua discretização vertical contém 40 níveis, estando 20 deles confinados entre a superfície e 600m de profundidade. A resolução horizontal varia gradualmente de 12 km nas proximidades da Groenlândia a 150 km no Pacífico Tropical. O passo de tempo é de 1,3 h. Os pólos são deslocados para áreas sobre a Groenlândia e o mar de Weddell. O modelo oceanográfico fornece à atmosfera TSM, concentração e espessura de gelo oceânico, profundidade de neve no gelo e a velocidade das correntes marítimas. Uma vez iniciada com estes valores de contorno, a parte atmosférica é processada para o período de um dia a fim de acumular fluxos que serão retransmitidos a parte oceânica. Além destes fluxos, são passados o cisalhamento do vento, calor e precipitação ao oceano a fim de se calcular a turbulência na superfície causada pelo atrito do vento (BENGTSSON et al., 2006).

Simulações de vorticidade relativa ao nível de 850 hPa (ζ_{850}), obtidas para as estações DJF e JJA, constituíram base para construção das climatologias. Estes dados são apresentados como previsões/projeções por conjunto compostas por três membros construídos de acordo com os cenários SRES A1B e 20C3M do IPCC AR4, dos quais falar-se-ão mais adiante. Séries mensais de temperatura à superfície e altura geopotencial em 700 hPa produzidas pelo mesmo modelo e também representadas por três membros de previsões/projeções por conjunto foram utilizadas para confecção de índices utilizados no estudo das teleconexões no clima futuro.

Para as projeções climáticas, foi utilizado o cenário A1B, compreendendo um período de 30 anos (2071-2100) em que se considera o dobro de emissões de CO₂ em relação aos dias atuais. Este quadro faz parte de uma série de sete cenários desenvolvidos a fim de representar possíveis situações

de desenvolvimento sócio-econômico mundial. O A1B descreve um rápido crescimento sócio-econômico, com baixo crescimento populacional e introdução de novas e mais eficientes tecnologias na área de produção e uso de fontes de energia. Ele representa um subcenário do quadro A1 correspondendo a um determinado nível de dependência de recursos naturais e emprego de diferentes tecnologias energéticas, como descrito a seguir: Considerou-se o uso moderado das matrizes de energia através da utilização equilibrada de tecnologias disponíveis para tal. Assumiram-se importantes inovações tecnológicas que melhoraram a eficiência do uso da energia e reduziram o custo de sua produção e fornecimento. O A1B assume, em particular, drásticas reduções no custo de produção energética, considerando o uso de fontes eólica, solar e outros recursos renováveis modernos. Considera ainda progressos significativos na exploração de gás, e seu uso nos transportes. Assumiu-se que nenhuma fonte de energia será excessivamente dominante sobre as outras. As simulações para o tempo presente, que foram construídas considerando-se o cenário 20C3M, baseiam-se nas médias globais anuais, dos séculos XIX (a partir de 1860) e XX, de emissão dos gases referentes ao efeito estufa de acordo com observações atmosféricas e de núcleos de gelo. Dados mensais de concentração de ozônio troposférico e estratosférico também foram considerados e distribuídos em duas dimensões (latitude e altura). A distribuição espaço-temporal dos aerossóis constituídos de sulfatos é oriunda de simulações "off-line" (PHAM et al., 2005). O efeito direto e um indireto (causado pelo albedo das nuvens) relacionado aos sulfatos foram considerados. Não foram incluídas forçantes naturais nestas simulações. Este quadro é constituído de dados relativos ao período compreendido entre 1961-1990.

3.2 Metodologia

Este estudo analisa climatologias relativas as ST através da aplicação do método automático e objetivo de identificação de características em dados meteorológicos TRACK (HODGES, 1994; HODGES, 1995; HODGES, 1996; HODGES, 1999). Este programa foi aplicado aos vários dados de ζ_{850} (reanálises do NCEP, ECMWF e modelo ECHAM5). Uma descrição do método será apresentada no item 3.3 desta dissertação. Esta variável e nível foram escolhidos por que são considerados os melhores para identificação de ciclones na baixa troposfera. Isto é válido pois a ζ_{850} não depende de nenhum tipo de extrapolação, é menos

influenciada pelo "background" de grande escala (ex. o ocorrido com PNMM) e ambos são adequados ao estudo em escala sinótica, (BENGTSSON et al., 2006). Os resultados foram apresentados em uma grade gaussiana com resolução espectral T42. Como se computaram ciclones que apresentaram ciclo de vida superior a 2 dias e deslocamento mínimo de 1000 km, entendeu-se que esta resolução relativamente baixa seria adequada ao trabalho. Utilizou-se um limiar para seleção dos sistemas com valor de $-1,0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Estes critérios de seleção foram adotados a fim de estudarem-se somente sistemas sinóticos. Outro motivo para a escolha desta baixa resolução está relacionado ao fato de que a ζ_{850} pode gerar um campo ruidoso se utilizada para o acompanhamento de trajetórias de ciclones em resoluções de moderada a alta, Bengtsson et al. (2006). Apesar de não ser estritamente necessário, pois a variável utilizada não sofre grandes impactos da circulação para grandes áreas, foi realizada remoção do "background" de grande escala. Para tal ajustaram-se os coeficientes de cada passo de tempo da expansão harmônica esférica para 0 de todas as ondas de $n^\circ 5$, (HOSKINS; HODGES, 2002; HOSKINS; HODGES, 2005).

Além disso, serão avaliadas as estatísticas de densidades de trajetórias, ciclogêneses, ciclólises e razões de crescimento/decaimento dos sistemas ciclônicos que compõem o clima atual calculadas com base nas reanálises ERA40, ERA-Interim e NCEP/NCAR 1. Isto foi realizado a fim de diagnosticar o comportamento das ST e verificar a dinâmica apresentada pelos ciclones extratropicais nos dias de hoje. As trajetórias destes sistemas meteorológicos indicam as principais rotas dos sistemas meteorológicos que influenciam as condições de tempo e clima na parte sul da AS e continente Antártico. Foram selecionadas cinco regiões de estudo distribuídas da seguinte forma: duas áreas com concentração de ciclólise situadas na costa oeste da AS junto aos Andes (Latitude 45° S , Longitude 77° W) e mar de Bellingshausen e três com marcada atividade ciclogênica sobre a Península Antártica, costa leste da Argentina, aproximadamente em $47^\circ \text{ S} - 62^\circ \text{ W}$ (golfo de São Matias) e a região que compreende o nordeste da Argentina, Uruguai e Sul do Brasil (Latitude 30° S , Longitude 60° W). O critério adotado para seleção dos sistemas foi extrair somente as trajetórias compreendidas em um círculo centrado nas posições citadas com raio igual a 7° de latitude.

Neste estudo foram avaliados campos estatísticos que relacionam as ST e

o ENOS e a OA criados com base na técnica dos estimadores revisados, Bengtsson et al. (2006). Para isto realizou-se a subtração entre as climatologias construídas para as fases positivas e negativas (positivas-negativas) relativas aos fenômenos a fim de se construírem os compostos e observarem as mudanças espaciais e de intensidade que ocorreram entre elas. Isto foi realizado com base nas reanálises, para o clima atual, e nas simulações do modelo acoplado para o futuro. Os índices obtidos junto ao CPC - NOAA foram utilizados a fim de representarem a variabilidade dos fenômenos de baixa frequência para o clima atual e calcularam-se índices com base nos dados do modelo ECHAM5 para representar a variabilidade do cenário climático futuro. Os métodos utilizados para confecção dos índices utilizados na projeção climática serão apresentados a seguir:

Para o estudo referente à teleconexão com o ENOS, calcularam-se inicialmente séries de médias mensais de área de temperatura à superfície para a região Niño-3.4, Figura 3.1, compreendendo o período de 2071-2100, para cada membro do ensemble oriundo do modelo global ECHAM5. Elas foram centradas e normalizadas e estes valores foram utilizados para o cálculo de pesos mensais conforme a técnica dos estimadores revisados. Separaram-se os pesos positivos dos negativos e cada peso calculado, referente ao membro, foi aplicado ao seu correspondente de acordo com as três equações supracitadas para o cômputo das climatologias referentes ao fenômeno ENOS. Posteriormente os membros, separados pelas fases, foram agrupados. Tais cálculos realizaram-se a fim de se estudar a resposta das ST ao fenômeno ENOS no cenário de projeção climática A1B já citado.

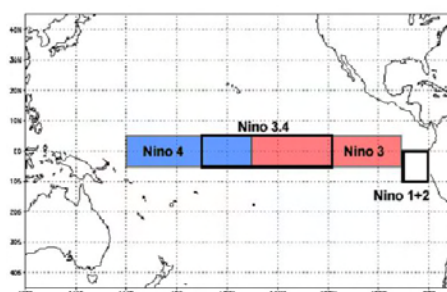


Figura 3.1 - Região do Oceano Pacífico Tropical referente à área Niño 3.4.
Fonte: www.srh.noaa.gov/images/mlb/enso/nino-regions.gif

Para a análise do padrão de teleconexão com a OA foi aplicada uma análise por FOE, utilizando-se o método da matriz covariância, a séries de anomalias de altura geopotencial em 700 hPa, Figura 3.2, para o período de 2071-2100, oriundas de cada membro do modelo ECHAM5, a sul de 20° S. As anomalias foram criadas a partir da remoção do ciclo sazonal do campo de altura geopotencial. Aplicou-se um peso em cada ponto de grade determinado pela raiz quadrada do cosseno da latitude a fim de garantir distribuição de grandezas de ordem iguais para a matriz covariância. A série temporal resultante da aplicação das FOE foi normalizada pelo seu próprio desvio padrão para gerar os índices utilizados para construção dos pesos. Separaram-se os pesos positivos dos negativos e cada peso calculado, referente ao membro, foi aplicado ao seu correspondente de acordo com as três equações supracitadas para o cômputo das climatologias referente as fases positiva e negativa do fenômeno OA. Desta forma, os membros separados pelas fases foram agrupados a fim de produzir o resultado final.

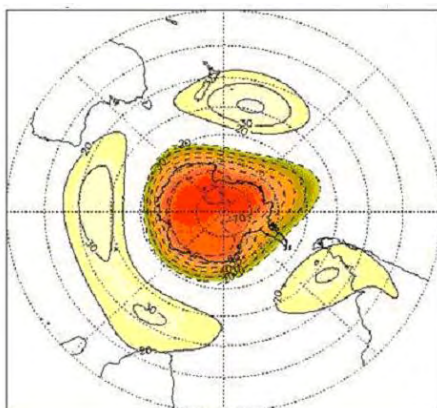


Figura 3.2 - Mapa representativo das faixas de latitudes consideradas para cálculo do Índice de Oscilação Antártica (IOA).

Fonte: <http://www.ices.ucsb.edu/gem/eof-campos.htm>

Os compostos climáticos foram criados com base nos índices calculados para cada fenômeno através do uso da técnica dos estimadores revisados. Calcularam-se pesos mensais, com base nos índices, determinados pela seguinte relação: $w_i(l) = \tanh(\pm 1,5W_I)$, se $\pm 1,5W_I > 0$; e $w_i(l) = 0$ se $\pm 1,5W_I < 0$. Assim separaram-se os sistemas meteorológicos selecionados em dois grupos

referentes as fases positivas e negativas. Isto permitiu estudar a influência de todos os índices, quer sejam positivos, negativos ou proximamente neutros, nas ST da AS. As estimativas estatísticas, exemplo densidade de acompanhamento e intensidade média foram calculadas com base nestes pesos mensais de acordo com as seguintes equações: estimação da densidade, estimação do atributo médio e número efetivo de pontos de dados, respectivamente expressas por:

$$f(X) = \frac{\sum_{i=1}^N w_i K(X_i X)}{\sum_{i=1}^N w_i} \quad (3.1)$$

$$Y(X) = \frac{\sum_{i=1}^N w_i Y_i K(X_i X)}{\sum_{i=1}^N w_i K(X_i X)} \quad (3.2)$$

$$N_e = \frac{\sum_{i=1}^N w_i}{\sum_{i=1}^M w_I} \quad (3.3)$$

Onde X_i é o vetor unidade para o ponto de dado "i" na esfera unidade, Y_i é o valor do ponto "i", seja um escalar ou vetor. w_i é o peso, que depende do ano e mês, para o ponto "i"; w_I é o índice mensal para o mês "i"; K é a esfera de Kernel; n é o número de ponto de dados; e M é o número total de meses.

A fim de verificar a acurácia do modelo ECHAM5 em representar satisfatoriamente as estatísticas climáticas, realizou-se uma comparação entre os resultados obtidos pelo método TRACK, com base nas reanálises ERA40 e NCEP/NCAR 1 com os produzidos pela parte atmosférica do ECHAM5, com a configuração AMIP2. Discutiu-se a distribuição espacial e os atributos médios (intensidades) apresentados pelas simulações e pelas reanálises enfatizando as sub e superestimções bem como as diferenças espaciais notadas nas densidades de trajetórias e intensidades médias. Comparou-se também a distribuição do número de ciclones mensais em função de sua intensidade máxima obtidos das reanálises e do ECHAM5 (AMIP2) a fim de observar o quão próximos estão os resultados, [Bengtsson et al. \(2006\)](#).

Foram mostradas diferenças entre os resultados produzidos com base no modelo ECHAM5 para o clima atual e o futuro a fim de apresentar as mudanças no comportamento das ST para o fim deste século. Subtraíram-se os valores

encontrados para as estatísticas referentes ao cenário 20C3M dos campos relacionados ao cenário A1B e os resultados foram discutidos a luz das alterações espaciais e de intensidade que as tempestades sofrerão no futuro.

A determinação dos testes de significância relativos aos compostos criados neste trabalho foi realizada através da aplicação do método de Monte Carlo. Tal tratamento estatístico foi escolhido, pois foram utilizados estimadores de kernel não paramétricos para geração dos resultados desta pesquisa. Testes como o t e o χ^2 são paramétricos (requerem a determinação do desvio padrão, número de graus de liberdade e escolha do nível de significância) e são aplicáveis a séries normalmente distribuídas e de valores independentes para cada ponto de grade. Isto não ocorre com as estatísticas apresentadas neste trabalho. O método de Monte Carlo é uma técnica de re-amostragem adequada a séries longas e usa aproximação não-paramétrica, o que não obriga a determinação dos parâmetros de distribuição e graus de liberdade (HODGES, 2008). Foram discutidos somente os resultados que alcançaram níveis superiores a 95% de confiança. Para o cálculo da significância, foram utilizados os valores absolutos dos índices, separados pelas fases, aplicados diretamente aos acompanhamentos, sem a determinação dos pesos. Posteriormente foram realizadas 2000 reamostragens para cada grupo de dados. Em sequência, foram calculadas a diferença entre cada par de dados pertencentes a ambas as fases. Finalmente os níveis de significância foram determinados através da comparação do acompanhamento a ser testado e cada diferença obtida dos pares acima citados.

3.2.1 Visão Geral do TRACK

As análises apresentadas neste estudo foram realizadas utilizando-se o TRACK que trabalha com identificação de pontos característicos em "pontos objeto", por exemplo, máximos ou mínimos em campos meteorológicos. Tais pontos são ligados a fim de produzir os acompanhamentos dos sistemas de interesse. Para isso, um grupo de acompanhamentos iniciais é criado através do método do "vizinho mais próximo". Posteriormente estes são tratados através da minimização de uma função custo que produz um conjunto de acompanhamentos suavizados. A execução do algoritmo envolve os seguintes passos, (HODGES, 1994; HODGES, 1995; HODGES, 1996; HODGES, 1999):

- a) A variável de cada passo de tempo de uma seqüência de campos é

segmentado em pontos objeto e segundo plano ("background") através da aplicação de um limiar determinado pelo usuário. Cada ponto de grade analisado receberá um valor 0, se for "background", ou 1, se for objeto. A parte do algoritmo responsável por esta tarefa é a "segmentação". A seleção total de pontos objeto é separada em objetos distintos que serão processados a "posteriori". As informações de segundo plano são descartadas pelo programa. O limiar é determinado segundo a relação abaixo:

$$b_{i,j} = \begin{cases} 1, & \text{se } f_{i,j} \geq T \quad i = N_x, \dots, N_x + 2^{n-1} \\ 0, & \text{se } f_{i,j} < T \quad j = N_y, \dots, N_y + 2^{m-1} \end{cases}$$

Onde $b_{i,j}$ é o valor binário no ponto de grade, $f_{i,j}$ é o valor do campo, T é o limiar, N_x e N_y são os pontos de grade e n e m determinam o número de pontos que compõem a grade;

- b) O TRACK é um método de análises de movimento de sistemas meteorológicos ou oceanográficos e portanto, características específicas devem ser selecionadas nos objetos. Este passo é realizado pela parte de "detecção de feições do algoritmo". Pontos característicos são obtidos pela seleção de, por exemplo, extremos ou centróides em cada objeto. Os objetos podem apresentar mais de um ponto selecionado, o que é comum quando tratamos de campos que coalescem ou se dividem em um determinado intervalo de tempo (ex., desenvolvimento corrente abaixo). Cada ponto identificado consiste de uma posição e uma intensidade, única ou média da área circunvizinha ao ponto.
- c) As partes de segmentação e detecção de feições do algoritmo processam cada quadro (variável por passo de tempo) sequencialmente e armazenam os objetos e os pontos característicos para utilização posterior do programa.
- d) Uma grade de máximos e mínimos é obtida aplicando-se interpolação e uma minimização descendente máxima;
- e) Um grupo de acompanhamentos é criado com base na técnica do "vizinho mais próximo";

- f) Esses acompanhamentos são tratados a fim de se obter um grupo mínimo suavizado através da minimização forçada de uma função custo construída dos desvios dos acompanhamentos, calculada com base em três passos de tempo consecutivos. Esta fase do processamento é realizada pela parte do "acompanhamento". Tal minimização é realizada através de uma técnica iterativa que promove troca de pontos entre acompanhamentos. Pontos fantasma são inseridos como conveniência computacional a fim de fazer com que os acompanhamentos se apresentem com a mesma extensão quando da minimização, o que acontece simultaneamente de forma adiantada e atrasada no tempo (HODGES, 1994); e
- g) Após a determinação das trajetórias, são calculadas as densidades (por ex. trajetórias, ciclogênese e cilólises) e atributos médios (razões de crescimento/decaimento e intensidades médias) de acordo com as equações 3.1, 3.2 e 3.3, porém com o peso $w_i = 1$.

O programa TRACK é um método automático e objetivo de identificação de características específicas e acompanhamento de dados meteorológicos, podendo também ser aplicado a trabalhos oceanográficos. Uma ampla gama de campos estatísticos diagnósticos é obtida através do uso estimadores esféricos de Kernel (HODGES, 1996). Os resultados são projetados diretamente na esfera de Kernel, que é uma projeção menos sujeita a erros sistemáticos quando comparados a outros tipos de projeções. Os seguintes campos são gerados: intensidade média, desvio padrão da intensidade, velocidade média (km/h), desvio padrão da velocidade, densidade de gênese ($n^\circ/\text{mês}/\text{unidade de área (}10^6 \text{ km}^2\text{)}$), densidade de dissipação ($n^\circ/\text{mês}/\text{unidade de área (}10^6 \text{ km}^2\text{)}$), densidade de acompanhamentos ($n^\circ/\text{mês}/\text{unidade de área (}10^6 \text{ km}^2\text{)}$), tempo de vida médio (dia), razão de crescimento/decaimento (h^{-1}). Funções densidade de probabilidade das propriedades das ST podem também ser calculadas, ex. intensidade máxima, que será representada por algum valor, como por exemplo, pressão, vortacidade ou precipitação.

4 RESULTADOS.

Nesta seção são disponibilizadas análises do comportamento das ST da baixa troposfera na AS e oceanos adjacentes baseada no método TRACK. Inicialmente apresenta-se o comportamento das ST no clima atual. As estatísticas que mostram o comportamento espacial e atributos médios (ex. intensidades de vorticidade relativa) calculadas com base nas reanálises são avaliadas, além da trajetória dos ciclones extratropicais que nascem e se dissipam em áreas específicas da AS e adjacências. Posteriormente apresentam-se os compostos estatísticos que diagnosticam a influência de fenômenos atmosféricos de grande escala e baixa frequência, o ENOS e a OA, sobre as ST na área de estudo. Posteriormente apresenta-se uma comparação entre os resultados obtidos com reanálises NCEP/NCAR 1, ERA40 e ERA-Interim e as alcançadas com a parte atmosférica do modelo ECHAM5, com configuração AMIP2. Neste caso, o objetivo é avaliar a acurácia do modelo acoplado em representar as características referentes as ST e validar o seu uso nesta pesquisa. A subseção final versa sobre o comportamento das ST no fim deste século. As projeções climáticas realizadas com base nos cenários SRES A1B e 20C3M do IPCC AR4 também são apresentadas a fim de diagnosticar as modificações esperadas nas distribuições espaciais e intensidades das ST, representadas pelos mesmos campos analisados para o clima atual, bem como a interação das ST e os fenômenos de baixa frequência estudados na subseção anterior.

4.1 ST no clima atual

Nesta seção apresentam-se as estatísticas referentes aos ciclones extratropicais para o clima atual. São mostradas as características relativas às ST, bem como a interação com o ENOS e a OA a fim de diagnosticar o comportamento destes sistemas meteorológicos no tempo presente e compará-los com os resultados obtidos das projeções climáticas a fim de verificar que alterações eles sofrerão em um futuro de aquecimento global.

4.1.1 Climatologia atual

O comportamento das ST da baixa troposfera para as estações de verão e inverno está representado pelas estatísticas calculadas com base nas ζ_{850} obtidas das reanálises ERA-Interim, ERA40 e NCEP/NCAR1. Por várias vezes

os termos "reanálise ERA-Interim", "reanálise ERA40" e "reanálise NCEP/NCAR 1" serão utilizados, a partir deste ponto nos referiremos a eles como INTERIM, ERA40 e NCEP respectivamente.

Pode-se notar nas três reanálises que a ST de verão, Figura 4.1a, se distribui em uma faixa de latitudes relativamente estreita, entre 45° S e 70° S aproximadamente, apresentando comportamento simétrico. Observa-se que o máximo de densidades encontra-se em torno de 60°S, com sinal marcante sobre o Estreito de Drake. Esta é a posição climatológica do jato polar (JP) no verão, Cavalcanti et al. (2009). O JP determina a posição média da região de máxima baroclinia. Sendo assim, sugere-se que ele fornece importante suporte dinâmico aos sistemas ciclônicos e é determinante para a distribuição das ST naquela região.

As análises dos resultados evidenciam a presença de regiões ciclogênicas a sotavento dos Andes, em torno de 32° S, 47° S e sobre a Península Antártica, especialmente vistas em ERA40 e INTERIM, Figura 4.1c. Uma possível explicação para a distribuição de ciclogênese na região a sul da AS, e Península Antártica, citada em Hoskins e Hodges (2005) e Gan (1992), é a interação entre o escoamento permanente de oeste e as formações orográficas. Através de análise preliminar do comportamento das razões de crescimento/decaimento de sistemas, Figura 4.1b, sugere-se que a formação de ciclones está ligada a dissipação de sistemas observada corrente acima dos Andes e a orografia Antártica e a formação dos sistemas a sotavento destas montanhas. A área em torno de 30° S está relacionada a interação entre distúrbios transientes observados no escoamento de altos níveis (HOSKINS; HODGES, 2005) e o transporte de umidade oriundo da Amazônia, realizado pelo JBN que acompanha os Andes (MARENGO et al., 2004). Os ventos de oeste nesta faixa de latitudes é menos intenso durante o verão, por isso nota-se pouca formação de ciclones nesta área.

Observaram-se também regiões de concentração de ciclólise na costa chilena, em torno de 50° S - 72° W, no mar de Bellingshausen e em torno de 60° S - 0°, Figura 4.1d (a NCEP desloca esta área para norte, em torno de 53° S - 15° W). Esta duas últimas fazem parte do cinturão de áreas de decaimento de sistemas ciclônicos encontradas em torno do continente Antártico, também documentadas por Taljaard (1967) e Jones e Simmonds (1993), o que sugere que

o resultado apresentado pelo NCEP pode estar em desacordo com a realidade. Uma justificativa para a existência da região posicionada a norte é a interação entre os distúrbios transientes vindos de oeste e a Cordilheira dos Andes, que serve como "barreira" para os sistemas meteorológicos da baixa troposfera que por ali passam. As áreas ciclônicas a sul podem ter relação com a geografia do continente Antártico ou desenvolvimento corrente abaixo, fortemente notado em latitudes médias e altas no HS.

A existência de formações orográficas junto a baías da costa Antártica pode servir como impedimento para o deslocamento dos ciclones e levá-los ao decaimento (STRETEN; TROUP, 1973). Embora se perceba uma concentração de ciclólise em muitas enseadas daquele continente e a efetiva interação com a orografia, alguns trabalhos diagnosticaram ocorrência deste tipo de evento em regiões desprovidas de baías ou promontórios (JONES; SIMMONDS, 1993). Analisando o posicionamento da região de formação de ciclones localizada no paralelo 47° S, e a de dissipação no meridiano 0°, Figura 4.1c e 4.1d respectivamente, e as áreas que mostram crescimento, Figura 4.1b, sobre a área de ciclogênese, e a de decaimento, junto a de ciclólise, pode-se supor que estes locais compõem um guia de onda com formação de sistemas na costa sudeste da AS e decaimento corrente abaixo, na costa Antártica, indicando que os processos de desenvolvimento corrente a baixo podem fazer parte do processo de formação de ciclólise observada a sul de 60° S.

A Figura 4.2 apresenta as trajetórias dos ciclones extratropicais formados ou dissipados na AS, oceanos adjacentes e Península Antártica durante o verão. Para evitar redundância de informações são mostrados somente os resultados obtidos com base nas reanálises ERA40, já que elas apresentam a maior resolução horizontal das aplicadas neste trabalho.

Durante o verão foram contados 2296 sistemas atuantes na região. Destes, 172 se formaram a oeste da Península Antártica, Figura 4.2a, 526 se originaram da região ciclogênética da AS na posição 47° S - 62° W, Figura 4.2b, 202 iniciaram seu ciclo de vida na AS em torno de 30° S - 60° W, Figura 4.2c, 269 se dissiparam na costa chilena, Figura 4.2e, 154 encerraram seu ciclo de vida sobre o mar de Bellingshausen, Figura 4.2d e 973 (não mostrados) passaram pela área, sem terem se formado ou dissipado ali.

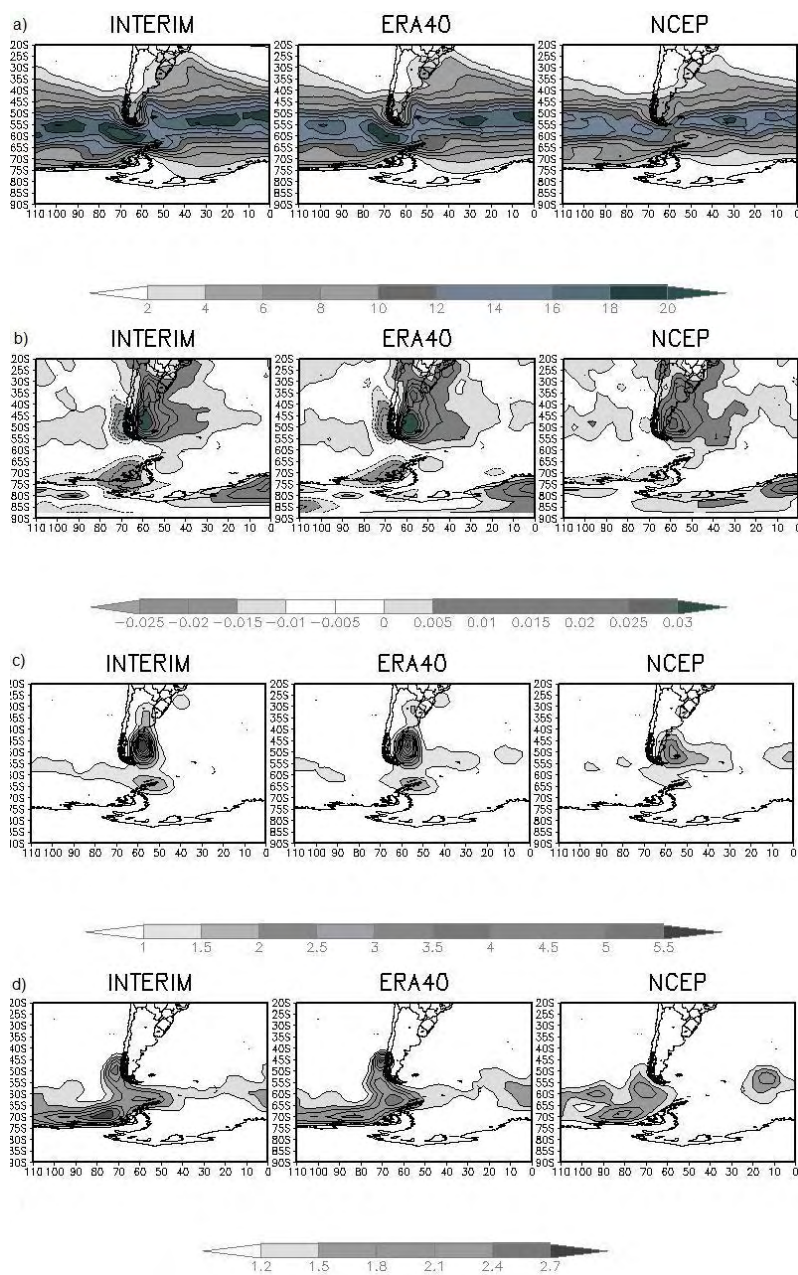


Figura 4.1 - (a) Densidades de trajetórias, (b) razão de crescimento/decaimento, (c) regiões com ciclogênese e (d) ciclólise para a estação de verão calculadas com base em ζ_{850} oriundas das reanálises ERA-Interim, ERA40 e NCEP/NCAR 1. A unidade das densidades de trajetórias, ciclogênese e ciclólise é o número de sistemas por mês por unidade de área (10^6 km^2). A unidade da razão de crescimento/decaimento é h^{-1} .

Pode-se observar que os ciclones que transitaram pelo Oceano Pacífico percorreram distâncias mais longas e ocuparam uma faixa maior de latitudes que

os do Atlântico, porém notam-se dois casos interessantes de circunavegação em um sistema que se dissipou na Península Antártica, Figura 4.2d, e outro formado junto a AS, Figura 4.2c.

As estatísticas relacionadas as ST de inverno estão apresentadas na Figura 4.3. Nota-se que a atividade ciclônica se distribui por uma faixa de latitudes mais ampla, aproximadamente entre 35° S e 75° S, e seus máximos são mais deslocados para sul que os de verão. Observa-se uma concentração de trajetórias abrangendo o mar de Bellingshausen, o Estreito de Drake, áreas de latitudes médias e, em menor escala, em áreas subtropicais no Oceano Atlântico, Figura 4.3a. Estudos prévios, como o realizado por Jones e Simmonds (1993), relatam a existência de um ramo de ST oriunda da Austrália que se distribui em forma de espiral até o Estreito de Drake, o que explicaria a atividade naquela região. Hoskins e Hodges (2005) relacionam a concentração de atividade ciclônica no mar de Bellingshausen à aproximação do ar úmido e quente oriundo da ST que se desloca em forma de espiral pelo Atlântico ao ar frio do continente Antártico. Para o Atlântico, este mesmo estudo cita um ramo com menores densidades que se estende de latitudes subtropicais na AS até o sudeste do continente africano, o que concorda com o encontrado neste trabalho. Esta estação apresenta uma bifurcação no JP distribuindo máximos de ventos em altos níveis sobre latitudes subtropicais, dando origem ao jato subtropical (JST), (INATSU; HOSKINS, 2006). Este jato pode fornecer suporte dinâmico para manutenção das ST subtropicais e explicaria a concentração de atividade ciclônica em latitudes mais baixas notada no Oceano Atlântico.

As regiões ciclogênicas observadas no verão também são notadas no inverno, Figura 4.3c. Elas se apresentam mais fortes nesta estação, à exceção do centro sobre 47° S, que não se altera. Observa-se atividade mais acentuada, com valores acima de quatro e meio ciclones formados por mês em torno de 30° S e dois sobre a Península Antártica contra um em cada uma das mesmas áreas no verão. A intensificação do vento zonal em altos níveis, ocorrida devido a formação do JST, aliada ao transporte de umidade oriunda da ASAS realizado pelo JBN canalizado pela Cordilheira dos Andes, pode explicar a intensificação de atividade de formação na região mais a norte. A gênese de distúrbios transientes nas outras duas regiões pode ser explicada pelos mesmos mecanismos observados no verão.

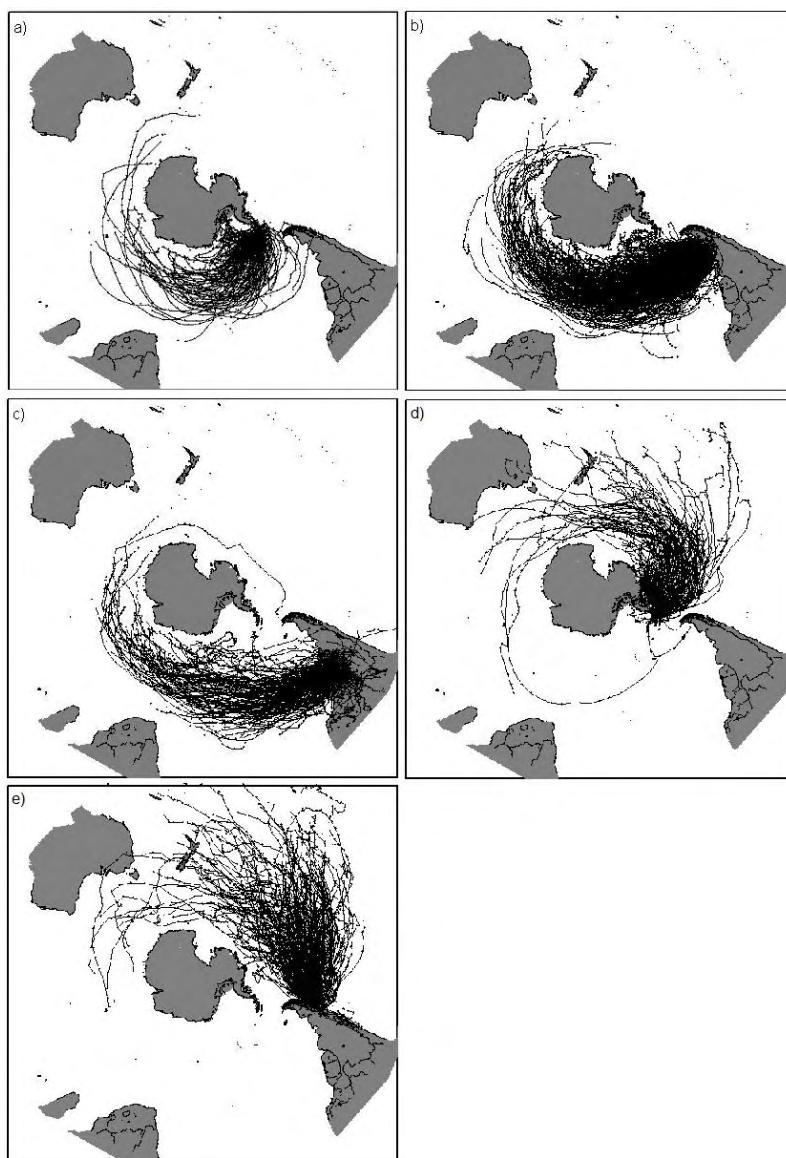


Figura 4.2 - Trajetórias dos ciclones extratropicais originados e dissipados na região de estudo no verão. (a) originados na Península Antártica, (b) formados na costa da AS, em 47° S, (c) originados em 30° S - 60° W, (d) os dissipados no mar de Bellingshausen e (e) os dissipados na costa chilena.

Áreas de ciclólise são notadas sobre as mesmas localizações de verão, Figura 4.3d. Como o observado no caso da ciclogênese, à atividade ciclônica no inverno apresentou-se mais intensa que a da estação mais quente. Observam-se também valores acima de quatro e meio ciclones dissipados por mês em torno

de 47° S - 70° W e sobre o mar de Bellingshausen contra menos de três em cada uma das mesmas áreas no verão. Os processos físicos responsáveis pela determinação destas regiões no inverno são similares aos notados no verão.

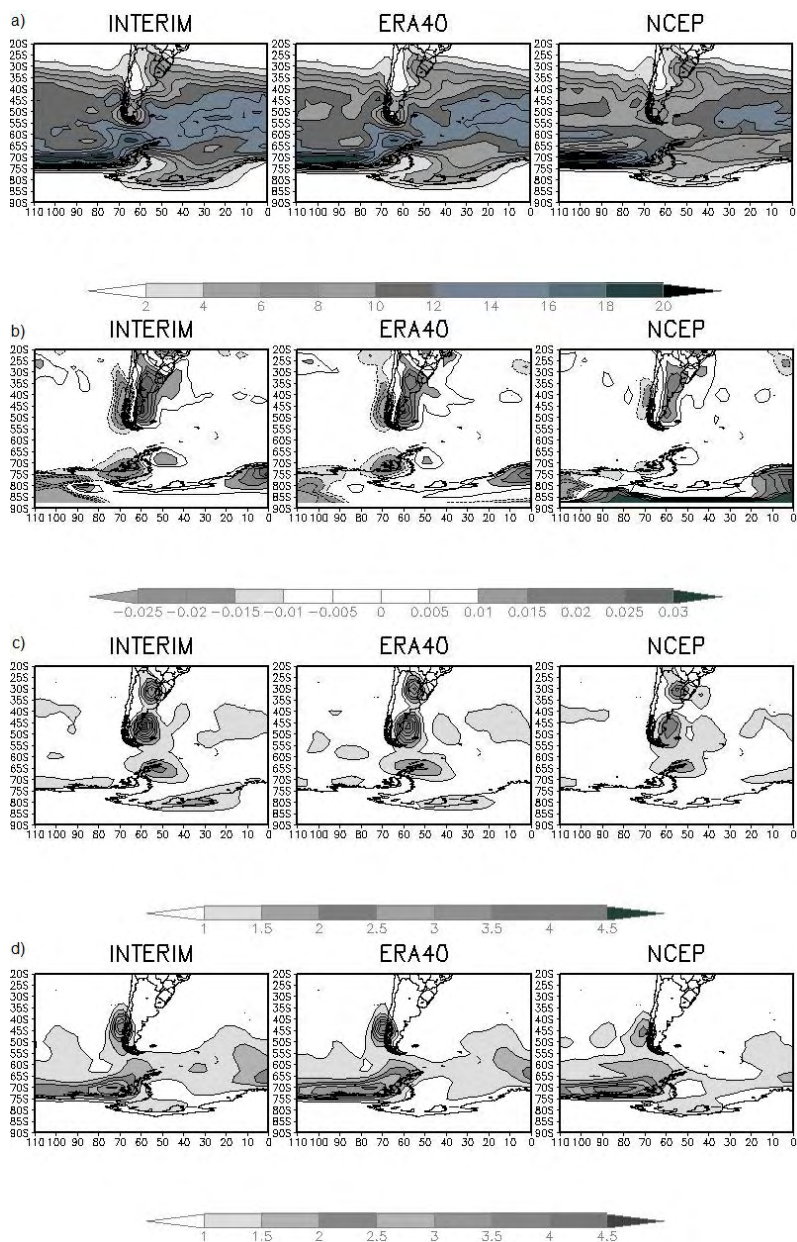


Figura 4.3 - Como na figura 4.1, mas para o inverno.

No inverno foram identificados 3542 sistemas ciclônicos. Destes, 346 se formaram na AS em torno de 30° S - 60° W, Figura 4.4c, 447 originaram-se

aproximadamente em 47° S - 62° W, Figura 4.4b, 227 iniciaram seu ciclo de vida sobre a Península Antártica, Figura 4.4a 355 dissiparam-se na costa do Chile, Figura 4.4e e 356 no mar de Bellingshausen, Figura 4.4d. 739 (não mostrados) passaram pela região, sem terem se formado ou dissipado ali. O total de ciclones extratropicais contabilizados confirmou maior atividade ciclônica durante o inverno. Notou-se, assim como no verão, que os sistemas meteorológicos que transitaram pelo Oceano Pacífico percorreram distâncias maiores e se distribuíram por uma faixa mais ampla de latitudes que os do Atlântico. Pode-se observar que, em média, os sistemas de verão percorrem distâncias maiores que os de inverno, sugerindo que o aquecimento dos oceanos a sul aliado a processos de desenvolvimento corrente abaixo podem explicar o comportamento visto na estação mais quente.

Pode-se observar que os resultados obtidos com base em ERA40 e ERA-Interim concordaram muito bem entre si e com trabalhos anteriores como os de Hoskins e Hodges (2005) e Jones e Simmonds (1993). O NCEP, de uma forma geral, subestimou os valores estatísticos calculados para as reanálises do ECMWF e em alguns resultados, como o das densidades de ciclólises para o verão, mostrou distribuição espacial discordante com ERA40 e ERA-Interim e em desacordo com alguns trabalhos publicados anteriormente (TALJAARD, 1967; JONES; SIMMONDS, 1993).

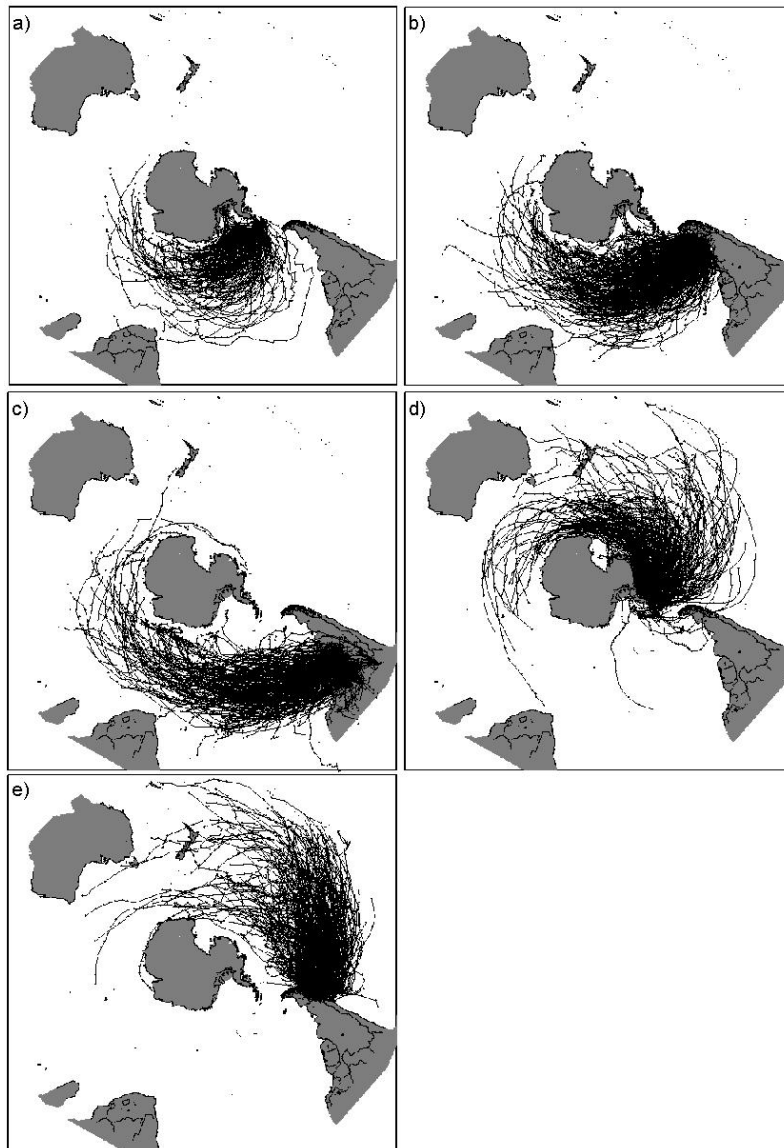


Figura 4.4 - Como na figura 4.2, mas para o inverno.

4.1.2 Teleconexões

Uma vez apresentado o comportamento climatológico dos ciclones extratropicais na região de estudo, avalia-se a seguir as influências que estes sistemas podem sofrer, oriundas de anomalias remotas da circulação atmosférica. É sabido que oscilações de baixa frequência e grande escala, provocadas por interações atmosféricas ou oceano - atmosféricas, podem alterar os padrões da circulação no planeta em baixos e altos níveis e assim apresentarem impacto na distribuição

espacial e de intensidades dos ciclones em distantes regiões da Terra. A relação entre as ST e os fenômenos OA e ENOS serão mostradas através de compostos criados com base em índices representativos dos dois fenômenos obtidos do CPC - NOAA.

4.1.2.1 Oscilação Antártica

Os compostos mostrados nas Figuras 4.5 e 4.6 retratam as diferenças entre densidades de trajetórias e intensidades médias das ST de fases positivas e negativas da OA durante as estações de verão e inverno. As regiões limitadas pelas linhas brancas apresentam níveis de significância acima de 95%. Por convenção, fases positivas (negativas) da OA são caracterizadas por alturas geopotenciais mais baixas (altas) em latitudes altas (médias). Nota-se uma concordância muito boa entre os resultados obtidos com as reanálises para as densidades de trajetórias, mas no caso das intensidades, a concordância é razoável. É possível observar que a concentração de atividade ciclônica ocorre em regiões de latitudes médias e altas em fases negativas e positivas. Cabe ressaltar que nesta subseção não foram apresentadas as estatísticas referentes a ERA40, pois quis-se mostrar resultados que cobrissem os mesmos períodos nas reanálises utilizadas. O espaço temporal abrangido pelos índices do CPC - NOAA mostrou-se incompatível com a cobertura temporal daquela reanálise. O ERA40 cobre o período de 1961 a 1990 e os índices, 1979 a 2008. Optou-se então por apresentar as estatísticas com base em dados que englobam a faixa de tempo entre 1989 e 2008.

Durante o verão, nota-se claramente uma tendência de deslocamento das ST para sul e concentração em uma faixa de latitudes altas, aproximadamente entre os paralelos 55° S e 70° S, durante períodos dominados por sinais positivos da oscilação em questão, Figura 4.5a e b. As reanálises apresentam regiões de máximo de atividade em toda a faixa latitudinal, com exceção dos resultados do NCEP para o Estreito de Drake, que se mostraram mais próximos da neutralidade, porém com significância estatística abaixo de 95%. Uma forte redução de densidades foi notada no Oceano Atlântico Sudeste em torno de 45° S, entre os meridianos 30° W e 0°. Em fases negativas observou-se o deslocamento da atividade para latitudes médias em uma faixa mais estreita que a de verão, confinada aproximadamente entre 45° e 50° S. O extremo sul da AS, bem como o Atlântico Sudoeste, parece ser mais afetado

pelos ciclones extratropicais durante esta fase, embora NCEP não mostre isto claramente. Pode-se notar um comportamento zonal simétrico em ambas as fases, concordando com [Carvalho et al. \(2005\)](#).

As intensidades médias parecem sofrer um impacto menor do que as densidades em relação ao sinal da OA, Figura 4.5c e d. Apesar disto, pode-se observar que as regiões que apresentaram valores extremos acompanharam a tendência de deslocamento das trajetórias dos ciclones. Em fases positivas os máximos de intensidades posicionaram-se em uma faixa de latitudes deslocada para sul em relação às negativas. O ERA-Interim apresentou uma exceção: A região no Pacífico Sudeste, em torno de 40° S - 110° W, onde se viram diferenças positivas acima de 10^{-5} s^{-1} . Já o NCEP mostra aumento de intensidade em latitudes mais baixas que ERA-Interim no Atlântico. Foram notados valores altos para fases positivas nas proximidades do mar de Weddell e sobre a Península Antártica. A fase negativa mostrou concentração de valores extremos em uma faixa de latitudes subtropicais entre 85° W e 110° W, sobre o centro sul da Argentina e no extremo leste da área de estudo, em torno de 45° S. A aproximação das ST junto ao ar frio oriundo do continente antártico pode explicar a intensificação das tempestades notada em fases positivas da OA.

Observou-se que o verão apresenta maior distribuição de áreas afetadas pelo sinal negativo da OA que o inverno. Este resultado confirma o encontrado por [Carvalho et al. \(2005\)](#) que sugeriram que a convecção profunda no Pacífico Tropical Central associada ao El Niño, a propagação para leste da Oscilação Madden-Julian ou a combinação dos dois fenômenos, modula a circulação do HS no verão e favorece o predomínio de sinais negativos da OA durante a estação mais quente.

As alterações na posição latitudinal do JST e de intensidade do JP causadas pela mudança de sinal da OA podem explicar a concentração das ST nas faixas de latitudes observadas para as duas fases deste fenômeno. O deslocamento para sul de sua posição climatológica e intensificação do jato de altos níveis em fases positivas deste fenômeno provocam aumento (diminuição) da intensidade dos ventos de oeste entre 50°-65° S, intensificação (desintensificação) da atividade ciclônica em regiões circumpolares e redução (aumento) em latitudes médias ([SINCLAIR et al., 1997](#)).

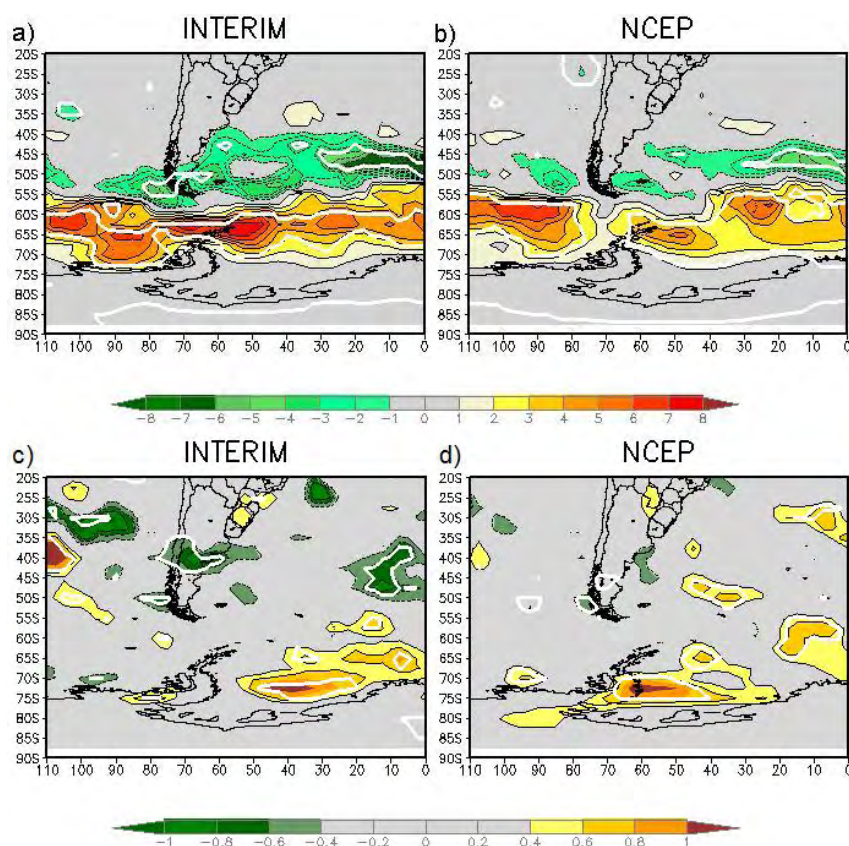


Figura 4.5 - Diferenças entre (a) densidades de trajetórias para ERA-Interim, (b) densidades de trajetórias para NCEP, (c) intensidades médias para ERA-Interim e (d) intensidades médias para NCEP calculadas para as fases positivas e negativas da OA (positivas - negativas) do período de 1989-2008 para o verão. A unidade das densidades são apresentadas em nº de eventos por mês por área (10^6 km^2) e as intensidades em 10^{-5} s^{-1} . As linhas brancas circulam áreas que apresentaram níveis de significância acima de 95%

A interação entre as ST e a OA para o inverno está apresentada na Figura 4.6. Assim como no verão, pode-se notar um deslocamento para sul dos ciclones em períodos dominados por sinais positivos da OA. As estatísticas mostraram distribuição espacial em uma faixa mais ampla de latitudes e zonalmente assimétrica. Ambas as reanálises diagnosticaram uma região com concentração de atividade ciclônica sobre o mar de Bellingshausen, Figura 4.6a e b. ERA-Interim apresentou concentração de densidades sobre o Pacífico Sudeste em latitudes médias e altas e um padrão em espiral iniciando-se sobre esta área, continuando pelo Estreito de Drake e distribuindo-se a leste do mar de Weddell, Figura 4.6a. O NCEP mostra uma distribuição similar, porém com máximos

de atividade ciclônica confinada em latitudes altas, em se tratando do Oceano Pacífico Sudeste, Figura 4.6b. Durante as fases negativas observou-se que os sistemas meteorológicos se posicionaram em uma faixa estreita de latitudes médias, com significância abaixo de 95%, a exceção da área notada sobre o Atlântico Sul em torno de 45° S. Este resultado concorda o de [Gong e Wang \(1999\)](#) que diagnosticaram que o impacto da OA no inverno é menor que na estação quente. Eles mostraram que o mês de dezembro sofre maior influência do sinal da OA e março, a menor.

As intensidades médias dos sistemas parecem ser menos afetadas pelo sinal da OA, assim como o observado no verão. Os resultados encontrados com as duas bases de dados não concordaram bem sobre a distribuição espacial das intensidades no inverno. Para costa Antártica junto ao mar de Weddel, o ERA-Interim apresentou valores positivos e o NCEP mostrou valores negativos.

A tendência de deslocamento da concentração de intensidades para sul em períodos dominados pela fase positiva da OA notada no verão é menos presente nesta estação, somente sendo mostrada em ERA-Interim. Além disso, diagnosticaram-se extremos para a fase positiva sobre a mesma região de concentração observada nas densidades de trajetórias sobre o Pacífico Sudeste e mar de Bellingshausen. Ambas as reanálises destacaram uma área de aumento das intensidades próxima a costa sudeste do Brasil, com maiores valores notados em ERA-Interim. Nas fases negativas diagnosticaram-se extremos de intensidades na região subtropical do Pacífico Sudeste, próximo a posição 30° S - 100° W e latitudes médias do Oceano Atlântico Sudoeste, em torno de 40° S - 35° W e 55° S - 13° W.

Os deslocamentos latitudinais do JST e intensificação/enfraquecimento do JP observados por conta da mudança de sinal da OA propostos por [Sinclair et al. \(1997\)](#) também podem explicar a distribuição espacial e de intensidades documentada para o inverno.

De um modo geral pode-se observar que os resultados obtidos com base em ERA-Interim concordaram bem com os alcançados com NCEP e com padrões identificados em trabalhos anteriores. Neste contexto, as densidades de trajetórias apresentaram resultados muito próximos, porém as intensidades médias não obtiveram o mesmo desempenho, principalmente no inverno. A

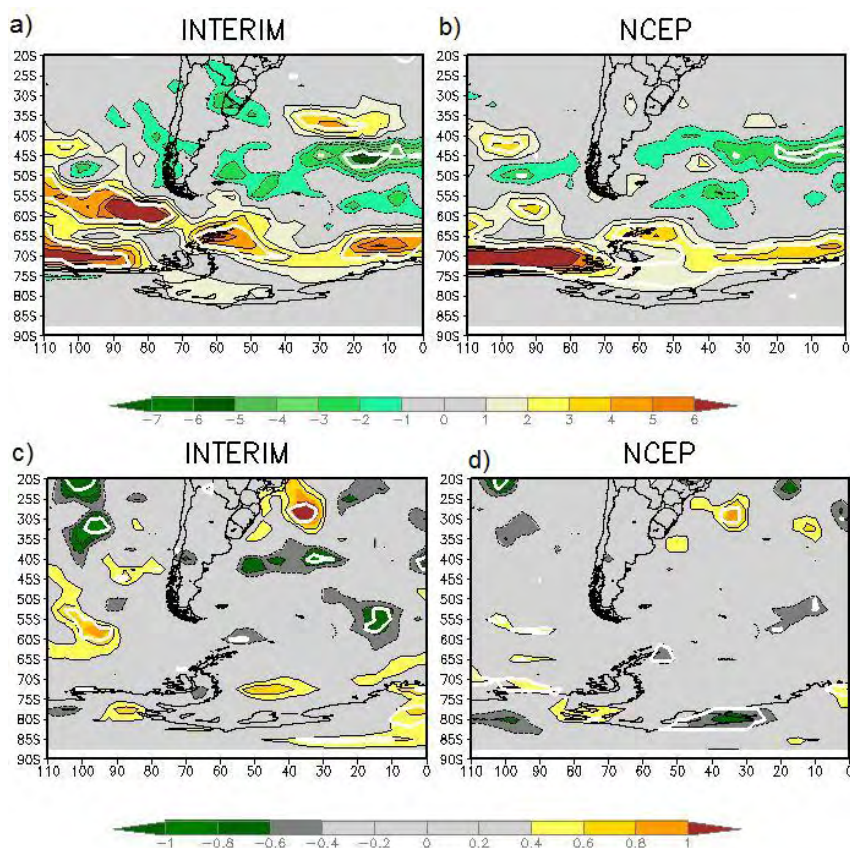


Figura 4.6 - Como na Figura 4.5, mas para o inverno

resolução espacial mais alta da base de dados gerada pelo ECMWF pode nos provê maior confiança se comparado aos resultados obtidos com base na reanálise do NCEP.

4.1.2.2 El Niño Oscilação Sul

Os compostos da Figura 4.7 e 4.8 diagnosticam a relação entre o fenômeno ENOS, para suas fases quentes e frias, e as ST na região sul da AS, Península Antártica e oceanos adjacentes durante o verão e inverno.

Pode-se notar que em verões sob influência do fenômeno EN a ST do Pacífico Sudeste posiciona-se em uma faixa de latitudes mais próxima da linha do equador do que em períodos de LN. O Oceano Atlântico apresenta uma concentração de densidades de trajetórias em uma faixa mais ampla que a do Pacífico, compreendida entre os paralelos de 30° S e 50° S também mais próximas da linha do equador. Por outro lado, o ERA-Interim destaca um máximo

de densidades de trajetórias no Estreito de Drake, entre dois máximos de fases frias do ENOS, Figura 4.7a. Para a fase fria, observam-se poucas regiões com significância estatística, a exceção de duas áreas de latitudes tropicais em ERA-Interim, aproximadamente em 20° S - 80° W e 20° S - 10° W, e no Pacífico Sudeste, em torno de 55° S - 100° W.

As intensidades de verões dominados por sinais positivos do ENOS acompanharam a tendência de deslocamento para latitudes mais baixas em fases quentes para ERA-Interim, porém com concentração de intensidades em uma faixa de latitudes ainda mais baixas que a das trajetórias, Figura 4.7b. Os resultados do ERA40 e NCEP mostram intensidades mais elevadas sobre a costa Antártica junto ao mar de Bellingshausen (ERA40) e mar de Weddell, sul da Península Antártica e mar de Bellingshausen (NCEP). Nas fases negativas observa-se uma influência menor do sinal do ENOS sobre as intensidades, a exceção de uma área de máximos diagnosticada sobre o Atlântico Sudoeste em torno de 70° S - 10° W.

Grimm (2010) sugeriu que durante o verão a influência remota do ENOS é pouco notada em de regiões de latitudes médias sobre a AS. Elas diagnosticaram que a interação da TSM do Atlântico Sudoeste com o clima daquela região é maior do que com o ENOS. Uma possível explicação para a influência dos episódios de ENOS na distribuição espacial e intensidade das ST foi documentada por Houseago-Stokes e McGregor (2000) que observaram que a mudança notada na convecção tropical entre o Pacífico Oeste e Central durante extremos de episódios de ENOS afeta o padrão de anomalias de pressão/altura geopotencial nos subtropicais e latitudes altas no Pacífico Sul, e de forma defasada com as duas primeiras áreas, em latitudes médias. Este é o padrão de circulação Pacífico América do Sul (PAS), principal responsável pela transmissão do sinal do ENOS para latitudes médias e altas.

Os invernos que sofrem influência do fenômeno EN, Figura 4.8, apresentam intensificação da atividade ciclônica em latitudes subtropicais do Oceano Pacífico Sudeste, sul da Argentina e sobre o Oceano Atlântico Sudoeste em uma faixa compreendida entre 40° S e 65° S, deslocada para norte se comparada a região de concentração de densidades para o período de LN, Figura 4.8a, concordando com os resultados encontrados por Sinclair et al. (1997). O ERA-Interim e o ERA40 mostram aumento de densidades sobre o mar de Bellingshausen e o

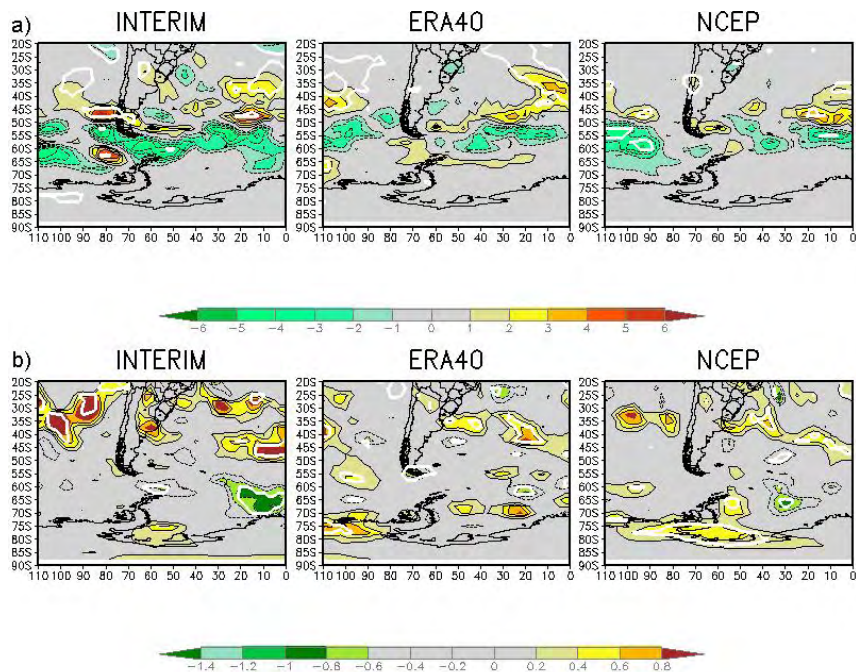


Figura 4.7 - Diferenças entre (a) densidades de trajetórias e (b) intensidades médias calculadas para as fases positivas e negativas do ENOS (positivas - negativas) do período de 1961-1990 (NCEP e ERA40) e 1989-2008 (ERA-Interim) para o verão. A unidade das densidades é apresentada em n° de eventos por mês por área (10^6 km^2) e as intensidades em 10^{-5} s^{-1} . As linhas brancas envolvem áreas que apresentaram níveis de significância acima de 95%

NCEP, redução de atividade sobre esta região, também notada por [Solman e Menéndez \(2002\)](#). Os períodos dominados pelo padrão La Niña apresentam concentração de trajetórias no Pacífico Sudeste, entre os paralelos de 45° S e 70° S e sobre o Uruguai, especialmente notado em ERA-Interim.

As estatísticas de intensidades médias, com base nas três reanálises utilizadas neste trabalho, Figura 4.8b, mostram resultados discordantes, na maior parte das regiões apresentadas. Considerando as fases quentes do ENOS, o ERA40 e NCEP destacaram regiões de aumento de intensidades sobre o Oceano Atlântico Sudoeste em uma ampla área compreendida entre as latitudes 30° S e 85° S , com destaque para as proximidades do mar de Weddell. Ao contrário das duas primeiras reanálises, o ERA-Interim apresenta áreas com redução de intensidades em períodos de EN no Atlântico, em torno de $45^{\circ} \text{ S} - 20^{\circ} \text{ W}$ e $65^{\circ} \text{ S} - 12^{\circ} \text{ W}$. Diagnosticaram-se também regiões com valores elevados para fases

positivas em latitudes subtropicais do Pacífico Sudeste, entre os meridianos 90° W e 110° W. Para os períodos dominados pelo fenômeno LN, uma boa concordância foi notada entre as intensidades médias obtidas de ERA40 e NCEP nos subtropicais, onde foram notadas intensidades máximas em torno da posição 30° S - 20° W.

O ERA-Interim apresentou uma faixa ampla latitudinal sobre o Pacífico Sudeste com intensidades maiores para a fase fria do ENOS, compreendida entre os paralelos 25° S e 65° S e meridianos 70° W e 85° W correspondente a áreas de concentração de densidades observada naquele oceano.

O deslocamento da região de maior baroclinia, em invernos dominados por LN sobre o Pacífico Sudeste, para latitudes mais altas do que as notadas para períodos com predominância do sinal de EN (SOLMAN; MENÉNDEZ, 2002), pode explicar o posicionamento mais a sul das ST de inverno e o padrão de intensidades observadas naquela localização. As anomalias de aquecimento diagnosticadas nos trópicos provocadas por períodos com predomínio do sinal do EN/LA perturbam as células de Walker e Hadley e alteram as ondas de Rossby de latitudes médias decisivamente durante o inverno (GRIMM, 2010). Além disto, pode-se observar nesta estação um impacto mais claro do sinal do ENOS sobre o padrão de circulação PAS. Observa-se que as anomalias na convecção do Pacífico Tropical (HOUSEAGO-STOKES; MCGREGOR, 2000) alteram a circulação em altos níveis da região de latitudes médias e altas, conectando-se assim ao PAS. Neste contexto nota-se, principalmente em ERA-Interim, que as ST subtropicais e de latitudes altas encontram-se em fase com a TSM do Pacífico Tropical Central e os ciclones posicionados em latitudes médias estão defasados daquela temperatura. A dinâmica citada acima pode explicar as diferenças de posicionamento das trajetórias e intensidades observadas para as duas fases do ENOS.

A maior concordância apresentada entre as reanálises ERA40 e NCEP no estudo das interações entre as ST e o fenômeno ENOS pode estar relacionada com o fato de que os períodos adotados para elas são os mesmos (1961 - 1990). Apesar de o ERA-Interim cobrir um espaço temporal diferente (1989 - 2008) das outras reanálises, foram apresentados resultados relativos a este dado do ECMWF, por que poucas regiões com significância estatística acima de 95% foram encontradas em alguns resultados, como por exemplo, para as das

intensidades médias.

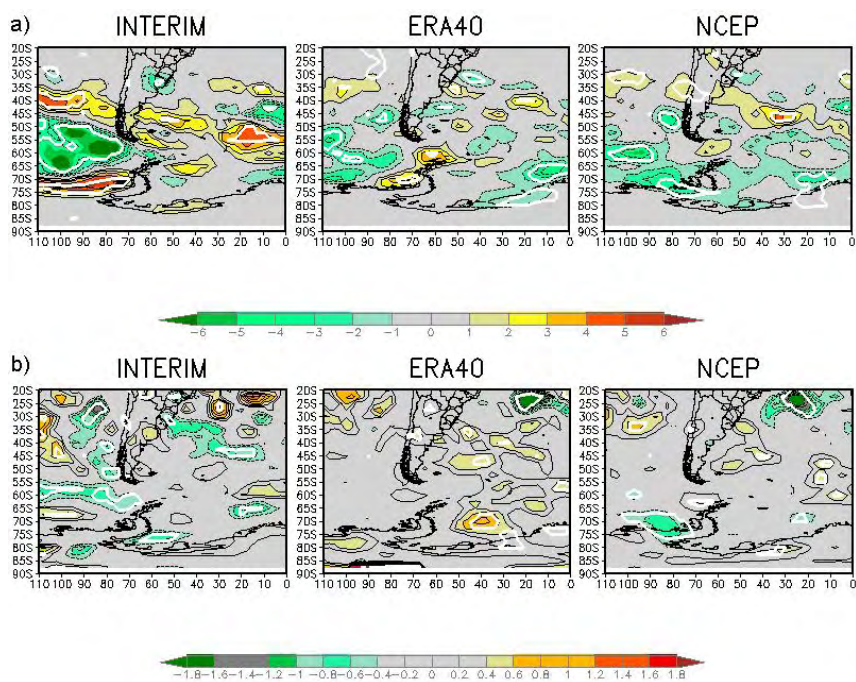


Figura 4.8 - Como na Figura 4.7, mas para o inverno

Comparando-se a significância estatística encontrada nestes resultados com a obtida para a interação das ST com a OA, Figuras 4.5 e 4.6, podemos observar que a OA parece ser um modo oscilatório mais relacionado a variabilidade atmosférica em latitudes médias e altas na área estudada do que o ENOS, o que também foi notado por Carleton (2003).

4.2 ST no clima futuro

Analisa-se a seguir diagnósticos do comportamento esperado dos ciclones extratropicais em um futuro de aquecimento global. Inicialmente apresenta-se uma comparação entre os resultados obtidos com a parte atmosférica do ECHAM5 com modificação de sua configuração (AMIP2) e os gerados com base nas reanálises utilizadas neste estudo a fim de verificar o quanto as simulações se aproximam do controle. As estatísticas geradas com base nas simulações do modelo acoplado ECHAM5 são discutidas a fim de mostrar as mudanças que ocorrerão nas distribuições espaciais e de intensidades destes sistemas no fim

deste século, bem como a interação com o ENOS e a OA.

4.2.1 Comparação dos resultados das reanálises e do ECHAM5

A Figura 4.9 mostra as regiões de densidades de trajetórias e intensidades médias para o verão e inverno representadas pelos resultados obtidos com base na componente atmosférica modificada do modelo ECHAM5 (AMIP2) e reanálises ERA40, ERA-Interim e NCEP/NCAR 1. Foi realizada uma comparação entre os campos a fim de verificar o quanto as estatísticas apresentadas pelo ECHAM5 se aproximam das obtidas com reanálises. Os resultados mostraram boa concordância entre as simulações e as reanálises para o inverno, especialmente no Oceano Atlântico Sul. Observando as comparações realizadas entre o ECHAM5 (AMIP2) x ERA40 e ECHAM5 (AMIP2) x ERA-Interim pode-se notar que as diferenças encontradas são muito semelhantes. Além disso, há uma superestimação da densidade de trajetórias sobre o extremo sul da AS, a leste da Península Antártica próximo ao mar de Weddell e no Pacífico Sul, em torno de 62° S - 95° W. Déficits de densidades de trajetórias foram observados sobre o nordeste da Argentina, a oeste da Península Antártica e na costa Antártica em torno de 73° S - 90° W, Figura 4.9a. A comparação ECHAM5 (AMIP2) versus NCEP basicamente confirmou as diferenças encontradas nos dois confrontamentos anteriores. Nota-se um deslocamento da área de densidades de trajetórias superestimadas para o Estreito de Drake, a sul da posição observada com as outras duas reanálises e um alongamento para o Oceano Atlântico da área de densidades subestimadas vista sobre o nordeste da Argentina.

Para as intensidades médias foi observada uma boa concordância, porém menor que as notadas nas densidades de trajetórias, Figura 4.9b. As melhores performances foram encontradas sobre o Oceano Atlântico Sul e continente Antártico. Mais uma vez os resultados apresentados pela comparação com as reanálises ERA40 e ERA-Interim mostraram-se muito semelhantes. Valores maiores nos resultados do ECHAM5 (AMIP2) foram observados sobre o extremo sul da Cordilheira dos Andes, a mesma região de com excesso de trajetórias, porém mais alongada para sudeste do que o observado com as densidades, sugerindo ser esta uma área problemática para as projeções do ECHAM5. Por outro lado, intensidades mais baixas que a das reanálises ocorrem em latitudes subtropicais, em torno de 13° W. Nota-se também uma superestimação no

Pacífico Sudeste em quase toda sua extensão, exceto na região subtropical em torno de 85° W. A comparação com a reanálise do NCEP concordou com as duas anteriores. Neste contexto, diferenças mais acentuadas ocorreram sobre todo o Pacífico Sudeste, exceto em torno de 30° S - 85° W.

Os padrões densidades de trajetórias e intensidades médias de verão, assim como os de inverno, mostraram boa concordância entre a simulação e as reanálises, Figura 4.9c e Figura 4.9d. O modelo representou bem as densidades de trajetórias em latitudes subtropicais e altas. Novamente a comparação com o ERA40 e ERA-Interim estão concordantes. O ECHAM5 (AMIP2) excedeu a quantidade de sistemas em uma faixa que se estende das proximidades da posição 45° S - 90° W no Oceano Pacífico Sudeste, seguindo na direção sudeste até o extremo sul da AS, continuando após até o extremo norte da Península Antártica.

Percebe-se no Atlântico Sudoeste uma região de densidades superestimadas em quase toda a área de latitudes médias a exceção do encontrado sobre as ilhas Geórgia do Sul e Sandwich do Sul. Nota-se também a subestimação na quantidade de trajetórias do Pacífico Sudeste paralela a região em que o modelo excedeu as reanálises, com origem em torno de 56° S - 108° W e término no mar de Weddell. Os cálculos referentes aos resultados obtidos com o NCEP/NCAR 1, em geral, confirmam o observado com as reanálises do ECMWF.

As densidades das regiões subtropicais no Pacífico Sudeste, sul da AS e de latitudes altas mostram diferenças pequenas na comparação entre estas bases de dados. Em relação à outra comparação, alterações marcantes ocorrem a norte da Península Antártica e na área de trajetórias subestimadas no Pacífico Sudeste. O excedente de densidades nas proximidades do continente Antártico mostrou-se maior na comparação com os dados do NCEP e a região com déficit de sistemas no Pacífico apresentou-se menor que as notadas com o uso das reanálises do ECMWF, restrita a área em torno da posição 55° S - 100° W.

As intensidades médias acompanharam a tendência das densidades no Oceano Pacífico Sudeste. Assim como nos padrões anteriores, nota-se que as comparações obtidas com o ERA40 e ERA-Interim são muito semelhantes. Observa-se que o modelo superestima os valores em uma faixa que se origina em torno de 35° S - 110° W e segue até o extremo norte da Península

Antártica. Uma subestimação de intensidades situa-se aproximadamente na mesma região de déficit de densidades no Pacífico Sudeste, mais acentuada no padrão obtido com a reanálise ERA-Interim. No Oceano Atlântico Sudoeste em geral, observa-se uma subestimação dos valores, a exceção de uma pequena faixa em torno de 65°S que se estende entre 40° e 20° W, e na costa leste da AS. Os dados do NCEP mostram resultados similares, mas com algumas ressalvas, principalmente na região do Pacífico. Destaca-se o déficit de valores na costa chilena, estendendo-se pela faixa de latitudes subtropicais. Em todo o restante deste oceano nota-se que o modelo excede as intensidades médias em comparação com a reanálise NCEP/NCAR 1.

A Figura 4.10 mostra a distribuição do número de ciclones extratropicais por mês em função das intensidades máximas para as estações de verão e inverno com base na simulação ECHAM5 (AMIP2) e das reanálises ERA40, ERA-Interim e NCEP/NCAR 1. Pode-se observar que a dispersão entre os quatro resultados é pequena, principalmente no caso das tempestades mais fracas ($\zeta_{850} > -4,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). Nota-se também que o modelo excede a máxima quantidade de tempestades em ambas as estações, com maiores discrepâncias no inverno e que subestima levemente os valores para sistemas mais intensos ($\zeta_{850} < -8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$).

Algumas dificuldades que o modelo tem de representar o escoamento sobre montanhas, cobertura de gelo e gradiente de TSM acentuados (BENGTSSON et al., 2006) podem explicar as discrepâncias apresentadas pelo ECHAM5. Analisando os resultados desta subseção nota-se que as estimativas apresentadas pelo modelo sub ou superestimaram as apresentadas pelas reanálises em determinadas áreas da região de estudo. Entretanto os valores não se afastam, em média, 20% do observado pelos resultados com base nos dados do NCEP e ECMWF. A boa concordância entre os padrões apresentados pelas simulações e reanálises comprova que as estatísticas produzidas pelo ECHAM5 podem ser utilizadas para o estudo de projeções climáticas apresentado a seguir.

4.2.2 ST no cenário climático futuro

A Figura 4.11a apresenta a diferença entre as densidades de trajetórias calculadas com base nas simulações do modelo ECHAM5 para os cenários climáticos do futuro (A1B) e dos dias atuais (20C3M) para a estação de verão.

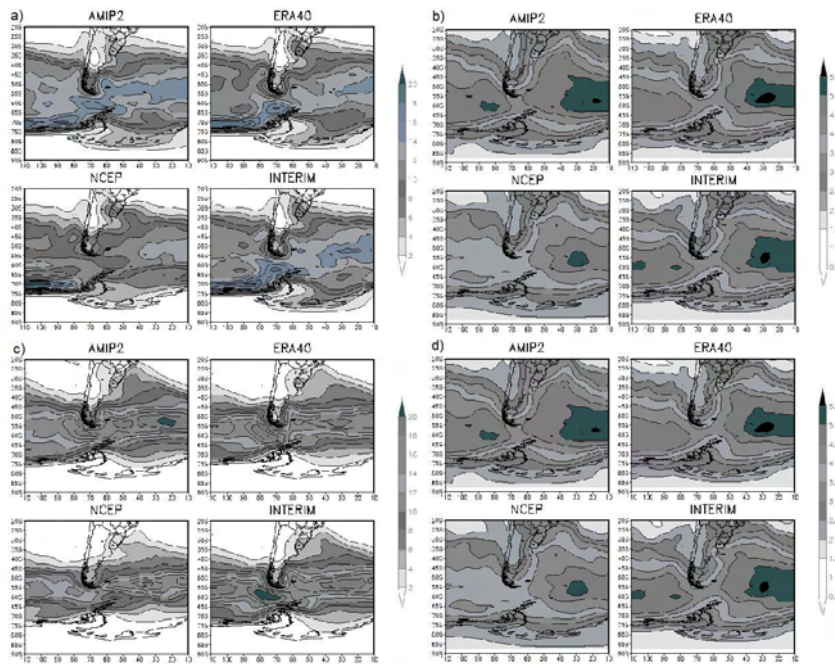


Figura 4.9 - Estatísticas calculadas com base nas reanálises ERA40, ERA-Interim e NCEP/NCAR 1 e simulações do ECHAM5 (AMIP2) para o inverno e verão. (a) Densidades de trajetórias para o inverno, (b) intensidades médias para o inverno, (c) densidades de trajetórias para o verão e (d) intensidades médias para o verão. As densidades estão apresentadas em unidades de n° de eventos por mês por unidade de área (10^6 km^2). As intensidades têm unidade 10^{-5} s^{-1} .

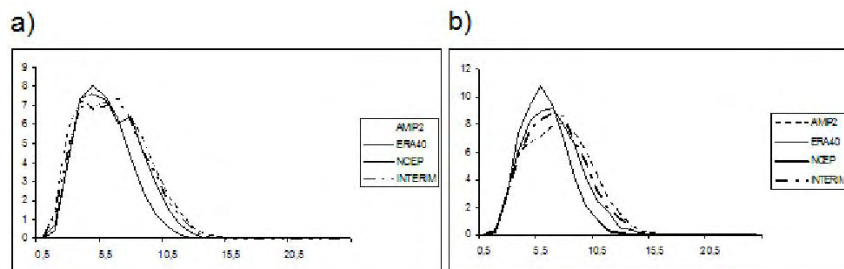


Figura 4.10 - Número de ciclones extratropicais (eixo y) por mês em função das intensidades máximas (eixo x) para as estações de (a) verão e (b) inverno. As intensidades são apresentadas na unidade 10^{-5} s^{-1}

Observa-se um deslocamento da atividade ciclônica para uma faixa de latitudes mais altas que as encontradas nos dias atuais (FYFE, 2003; BENGTTSSON et al., 2006) e um comportamento zonal simétrico acentuado. Esta simetria pode estar associada a influência do MAS no posicionamento das ST no HS (YIN,

2005). Neste contexto, diagnostica-se a maior redução de densidades em uma faixa de latitudes médias, em torno de 45° S, sobre os oceanos Pacífico Sudeste, Atlântico Sudoeste e extremo sul da AS. Nota-se ainda um aumento na quantidade de sistemas observados em uma faixa latitudinal confinada entre 55° S e 70° S, com destaque para as áreas sobre o Pacífico Sudeste, em torno de 60° S - 98° W, extremo norte da Península Antártica e no Atlântico 63° S - 05° W.

Verifica-se também uma pequena redução de 1,5% da quantidade de ciclones atuantes na área de estudo no fim deste século. Esta diminuição de atividade pode estar relacionada com a circulação da alta troposfera, uma vez que a bifurcação no jato de altos níveis observada no inverno também ocorre no verão (BENGTSSON et al., 2006)). Isto dá suporte dinâmico a redução ocorrida na quantidade de sistemas diagnosticados nesta estação. O deslocamento da ST para sul e diminuição da atividade ciclônica observados no verão podem estar relacionados com a redução e deslocamento da região de baroclinia máxima na direção do pólo que ocorrerá no futuro. Isto se deve às alterações que ocorrerão com o gradiente horizontal meridional de temperatura causado pelo aquecimento da troposfera alta em regiões tropicais (YIN, 2005).

Apresenta-se na Figura 4.11b a diferença entre as densidades de ciclogêneses calculadas com base nas simulações do modelo ECHAM5 para os cenários climáticos do futuro e dos dias atuais para o verão. Observa-se, de uma forma geral, um deslocamento das áreas de formação de ciclones para sul, assim como o ocorrido com as densidades de trajetórias. As áreas ciclogênicas encontradas no clima atual a sul da AS e Península Antártica apresentam alterações no padrão de distribuição e atividade. Neste contexto, nota-se uma redução de atividade ciclogênica sobre a área em torno de 48° S - 62° W, próxima ao Golfo de São Mathias, e um deslocamento para oeste e leve aumento de atividade da área de geração de sistemas localizada em torno de 30° S - 60° W, sobre o centro do Chile. Além disso, verifica-se que esta região apresenta baixa geração de sistemas meteorológicos no verão.

A redução da baroclinia observada no escoamento de altos níveis em regiões de latitudes médias diminui a formação de ciclones sobre a área do Golfo de São Mathias, uma vez que o efeito causado pela interação dos ventos de oeste e a Cordilheira dos Andes é menor no cenário climático de aquecimento global. O

deslocamento desta região de máxima turbulência para latitudes altas dá suporte dinâmico à aceleração observada nos jatos de altos níveis a sul de 60°S e a interação deste com a orografia da Península Antártica pode explicar a região de concentração de atividade ciclôgenética no extremo norte daquela península.

A Figura 4.11c apresenta a diferença entre as densidades de ciclólises calculadas com base nas simulações do modelo ECHAM5 para os cenários climáticos do futuro e dos dias de hoje para a estação de verão. A tendência de deslocamento para sul da atividade ciclônica também é notada neste campo, uma vez nota-se uma distribuição das áreas de concentração de ciclólises em uma região de latitudes mais altas no clima do futuro. Observa-se uma redução da atividade ciclônica no Pacífico Sudeste, em uma região delimitada pelos paralelos 40° S e 50° S e meridianos 90° W e 110° W e uma considerável diminuição de densidade de ciclólises em uma faixa meridional, em torno de 75° W, que se estende de 40° S a 60° S. Além disto, o Oceano Atlântico apresenta redução neste campo em uma faixa latitudinal, em torno de 50° S, que se estende de 50° W a 0°. Diagnostica-se aumento na quantidade de sistemas dissipados em uma faixa de latitudes altas, notavelmente sobre o mar de Bellingshausen, extremo norte da Península Antártica e em uma região a norte do mar de Weddell. Além destas observa-se uma área de aumento da atividade ciclônica em torno de 60° S - 10° W.

O confinamento das trajetórias dos ciclones em regiões de latitudes altas propicia a redução da ciclólise diagnosticada na faixa de latitudes médias, especialmente notada a sotavento dos Andes. A interação observada entre os sistemas que transitam em regiões junto à costa Antártica, a forma do mar de Bellingshausen e a orografia da Península Antártica (TALJAARD, 1967) podem explicar o aumento da atividade ciclônica sobre aquela a área a oeste da Península. O aumento da densidade de ciclólises notada sobre a região a norte do mar de Weddell pode estar relacionada a intensificação dos processos de desenvolvimento corrente abaixo que ocorre associado a elevação da atividade ciclônica na região de latitudes altas.

A Figura 4.11d apresenta a diferença entre as intensidades médias calculadas com base nas simulações do modelo ECHAM5 para os cenários climáticos do futuro e dos dias atuais para a estação quente. De uma forma geral, nota-se que há enfraquecimento dos sistemas nas faixas de latitudes subtropicais e médias,

a exceção do observado junto a costa do sudeste brasileiro e na posição 30° S - 30° W. Uma fraca intensificação é diagnosticada sobre o mar de Weddell se estendendo latitudinalmente até o meridiano de 0°.

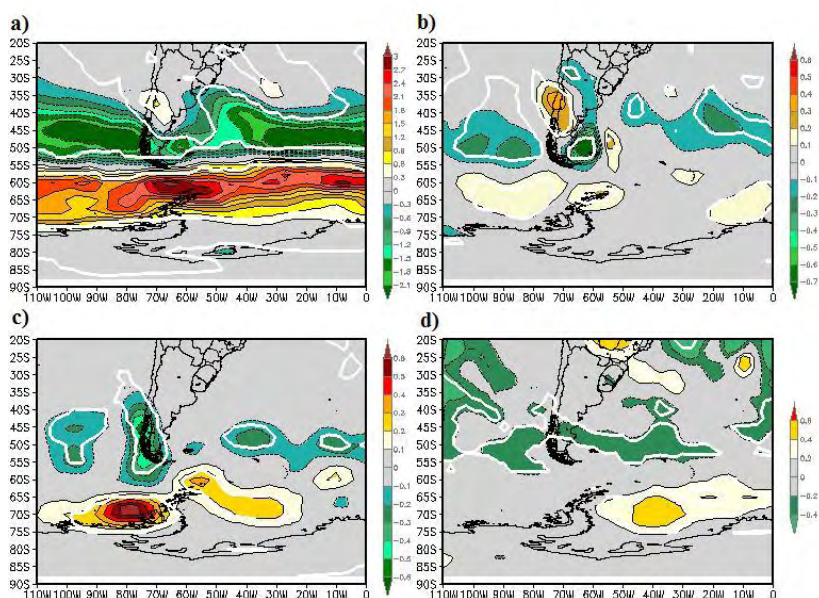


Figura 4.11 - Diferença entre as densidades de trajetórias calculadas com base nas simulações do modelo ECHAM5 relativa aos cenários SRES A1B e 20C3M do IPCC AR4 (A1B - 20C3M) no verão. (a) densidades de trajetórias, (b) ciclogêneses, (c) ciclólises e (d) intensidades médias. As densidades apresentam unidade como o número de eventos por mês por unidade de área (10^6 km^2). A intensidade tem unidade 10^{-5} s^{-1} . As linhas brancas indicam regiões com nível de significância superiores a 95%.

A Figura 4.12 mostra a distribuição do número de ciclones por mês em função de suas intensidades máximas no verão. Observa-se uma distribuição bastante similar nos dois cenários, porém verifica-se que o número de tempestades de média intensidade (entre -4 e $-10,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) é menor nas projeções para o fim deste século, assim como o notado em Bengtsson et al. (2006). Nota-se ainda que o número de tempestades mais intensas (acima de $-10,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) não sofre variação considerando os dois períodos.

O enfraquecimento das tempestades observado no verão, assim como notado para as densidades de trajetórias, pode estar relacionado com a dinâmica da alta troposfera. Neste contexto, a bifurcação do jato de altos níveis, que também

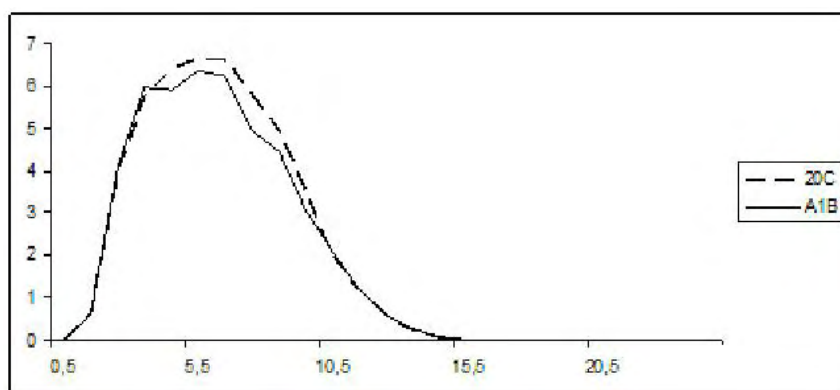


Figura 4.12 - Número de ciclones extratropicais (eixo y) por mês em função das intensidades máximas (eixo x) para os cenários 20C3M e A1B no verão. As intensidades são apresentadas na unidade $10^{-5} s^{-1}$.

ocorre durante a estação mais quente no fim deste século, relaciona-se com tal diminuição de intensidades. Esta dinâmica está associada a mudanças na convecção tropical que afetam as ondas de Rossby de latitudes mais altas, responsáveis pela modulação da circulação na alta troposfera.

A Figura 4.13a apresenta a diferença entre as densidades de trajetórias calculadas com base nas simulações do modelo ECHAM5 para os cenários climáticos do futuro (A1B) e dos dias atuais (20C3M) para o inverno. Observa-se a tendência de translação das trajetórias para sul, assim como diagnosticado para o verão, porém com uma distribuição zonal menos simétrica do que a da outra estação. A redução na simetria pode estar associada a menor influência do MAS no inverno se comparada a estação mais quente (GONG; WANG, 1999). Além disto, verifica-se uma área de redução da quantidade de sistemas maior que a observada na estação mais quente. Ainda verifica-se que e as diferenças entre a quantidade de sistemas do clima atual e do futuro é menor nesta estação. Neste contexto, nota-se uma maior redução da atividade ciclônica em uma faixa de latitudes subtropicais e médias, com destaque para a região compreendida pelos paralelos $33^{\circ} S$ e $43^{\circ} S$ e meridianos $75^{\circ} W$ e $110^{\circ} W$ situada no Pacífico Leste. Além desta, observa-se outra área de diminuição das densidades de trajetórias no Atlântico Oeste situada entre as latitudes $33^{\circ} S$ e $45^{\circ} S$ e longitudes 0° e $35^{\circ} W$. Diagnosticam-se regiões de aumento na atividade ciclônica sobre o mar de Bellingshausen, notadamente sobre as posições $73^{\circ} S - 100^{\circ} W$ e $65^{\circ} S - 70^{\circ} W$. Ainda diagnostica-se uma área latitudinal de elevação das densidades de

trajetórias situada em torno do paralelo 70° S, entre os meridianos 0° e 40° W.

Outro resultado observado é uma redução mais acentuada do que a notada na estação mais quente (4% no inverno) na quantidade de distúrbios transientes deste tipo no futuro. Neste contexto, observa-se que as mudanças no padrão da bifurcação do jato de altos níveis diagnosticado para o inverno (INATSU; HOSKINS, 2004) podem ser responsáveis pela diminuição da quantidade de ciclones observados no futuro. Apesar disto, o inverno continua a ter maior atividade ciclônica que o verão. Foram contabilizados 5171 sistemas nesta estação contra 4125 na estação quente. Além disto, a predominância de períodos influenciados pelas fases positivas da OA aliada a estabilidade desta oscilação ao longo do ano dão suporte dinâmico as alterações de posição das ST nesta estação.

A Figura 4.13b mostra a diferença entre as densidades de ciclogêneses calculadas com base nas simulações do modelo ECHAM5 para os cenários climáticos do futuro e dos dias de hoje para o inverno. Destaca-se também neste campo o deslocamento das trajetórias dos ciclones para sul no cenário climático futuro. Observa-se a diminuição da formação de sistemas em uma área compreendida pelas latitudes 30° S e 50° S e longitudes 72° W e 110° W, no Oceano Pacífico Sudeste, em torno do Golfo de São Mathias situado a costa leste da Argentina e sobre o Oceano Atlântico Sudoeste, em uma região compreendida entre os paralelos 30° S e 50° S e meridianos 0° e 50° W. Outra característica observada são as áreas com um leve aumento de atividade ciclogênica sobre o Uruguai e norte da Argentina, em torno de 30° S - 60° W, na costa chilena em 28° S - 72° W e uma faixa sobre a costa Antártica, com notada ciclogênese sobre o mar de Bellingshausen, a leste do extremo norte da Península Antártica e na região em torno de 70° S - 0°.

Sugere-se que, assim como na outra estação, o deslocamento da baroclinia para regiões de latitudes altas aliado aos processos de desenvolvimento corrente abaixo e a interação com as formações orográficas na AS e Península Antártica podem ser as motivações para a distribuição da densidade de ciclogênese no futuro.

Apresenta-se na Ffigura 4.13c a diferença entre as densidades de ciclólise calculadas com base nas simulações do modelo ECHAM5 para os cenários climáticos do futuro e dos dias atuais para o inverno. Verifica-se que o

deslocamento para sul observado no verão é encontrado na estação fria, porém menos simétrico que o notado na estação quente. Além disto, diagnostica-se uma pequena diminuição dos valores deste campo estatístico na maioria das regiões, com destaque para a área localizada junto à costa Antártica em torno da posição 73° S - 108° W e a situada no Oceano Atlântico em 58° S - 15° W. Uma leve elevação da atividade ciclônica é notada na costa do Chile em 45° S - 72° W, sobre a Península Antártica e na área em torno de 70° S - 0°.

A redução observada na ciclólise mostra coerência com a ocorrida com as densidades de trajetórias. A região de notável atividade ciclônica encontrada sobre o mar de Bellingshausen no clima atual apresenta diminuição dos valores deste campo, no fim deste século, porém como diagnosticado na Figura 4.13b, observa-se um leve aumento da ciclogênese neste mesmo mar. Isto sugere que alguma modificação poderá ocorrer nos processos de desenvolvimento corrente abaixo ou da interação das tempestades com a geografia local no futuro naquele local. O aumento da atividade ciclônica aliado a formação geográfica da costa Antártica e a dinâmica do desenvolvimento corrente abaixo podem explicar o leve aumento da ciclogênese no continente austral.

A Figura 4.13d apresenta a diferença entre as intensidades médias calculadas com base nas simulações do modelo ECHAM5 para os cenários climáticos do futuro e dos dias atuais para a estação fria. Nota-se um enfraquecimento dos sistemas em uma região de latitudes subtropicais, destacadamente sobre o Pacífico Leste, na área compreendida entre os paralelos 20° S e 35° S e meridianos 77° W e 110° W e sobre o Oceano Atlântico entre as latitudes 20° S e 30° S e longitudes 05° W e 45° W. Observa-se um aumento das intensidades em uma área que apresenta elevação de densidades de trajetórias, Figura 4.13a, no Oceano Atlântico Sudoeste, concordando com Bengtsson et al. (2006).

O diagnóstico mostrado na Figura 4.14 destaca o número de ciclones extratropicais por mês como função de suas intensidades máximas para a estação de inverno. Como observado no verão, verifica-se um comportamento bastante similar nos dois cenários, com uma pequena redução no número de sistemas meteorológicos de média intensidade no fim deste século. Além disto, nota-se que, para os extremos de intensidade ($> 10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), a curva do cenário A1B apresenta valores maiores que os verificados para o 20C3M. Isto sugere poderá haver tempestades mais severas no futuro do

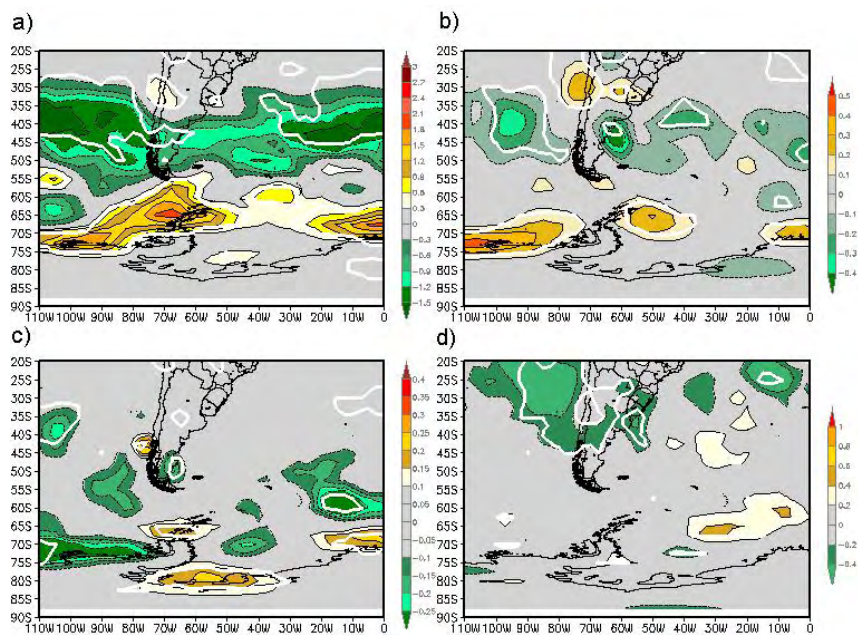


Figura 4.13 - Como na Figura 4.11, mas para o inverno.

que as registradas nos dias atuais durante o inverno. A provável causa desta intensificação está relacionada ao deslocamento das ST para latitudes mais altas. Neste contexto, o contato dos ciclones extratropicais com o ar frio das massas de ar oriundas da Antártica pode levar ao aumento da energia potencial que atua no desenvolvimento das tempestades no futuro.

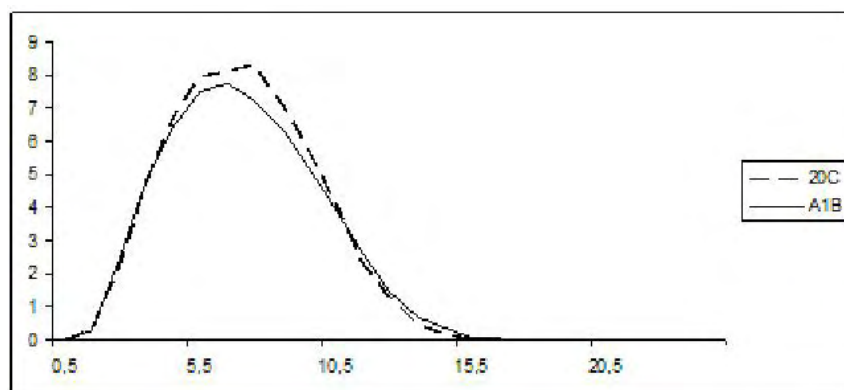


Figura 4.14 - como o Figura 4.12, mas para o inverno.

4.2.3 Oscilação Antártica

A Figura 4.15 e 4.16 apresentam os padrões espaciais e as componentes principais obtidas através de uma análise por FOE aplicada ao campo de anomalias de altura geopotencial em 700 hPa para os membros da simulação por conjunto que constitui os resultados do modelo ECHAM5, considerados os cenários climáticos presente e futuro, respectivamente. O primeiro modo de cada uma das simulações dos dias atuais explica 30,3, 31,0 e 30,6% da variância do campo de anomalias de geopotencial respectivamente, enquanto que os resultados do fim deste século explicam 33,5, 31,2 e 32%. Isto mostra que a OA é responsável por grande parte da variabilidade climática das latitudes incluídas entre 20° S e 90° S e que sua influência na variabilidade climática do futuro é maior. Além disso, o sinal da amplitude do padrão espacial da oscilação apresenta o mesmo comportamento para os três membros, apresentando sinais negativos sobre o continente Antártico e positivos sobre latitudes médias. Neste contexto, uma primeira análise das componentes mostra a predominância de períodos com sinais positivos sobre os negativos nos dois cenários, embora as amplitudes negativas sejam mais intensas, o que indica que, a maior ocorrência de anomalias positivas de geopotencial em latitudes médias e negativas sobre o continente Antártico observada nos dias de hoje (CARLETON, 2003; RAO et al., 2003; CARVALHO et al., 2005), é também notada no futuro.

Quanto à periodicidade, observa-se pouca alteração entre os dois cenários, sendo diagnosticada uma variabilidade interanual nas componentes principais. Nota-se que o máximo positivo destacado nos padrões espaciais sobre a região sudeste da Austrália e os negativos a oeste da Península Antártica verificados no presente são mais intensos no futuro. Além disto, destaca-se uma diferença encontrada na distribuição espacial da OA no futuro, em relação ao diagnosticado para o presente: Apresenta-se uma área com predominância de sinais negativos no padrão espacial em uma faixa de latitudes subtropicais não observada nos dias atuais. Isto sugere que o modo anular sul estará confinado a uma região de latitudes mais altas no futuro.

Os compostos das Figuras 4.17 e 4.18 diagnosticam a relação entre o fenômeno OA e as ST na região sul da AS, Península Antártica e oceanos adjacentes durante as estações de verão e inverno.

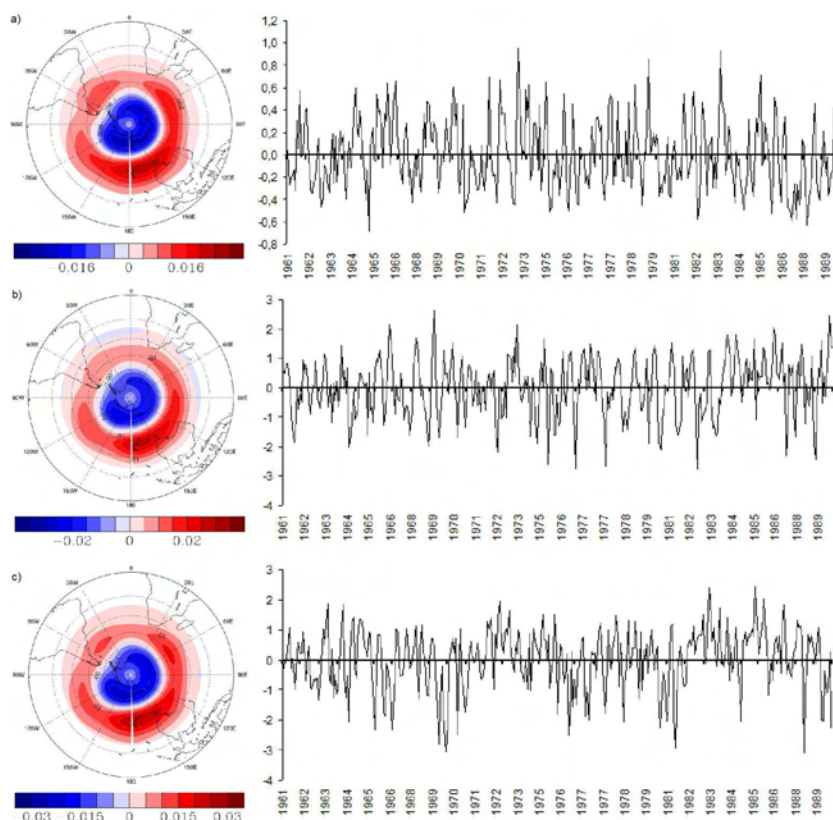


Figura 4.15 - Padrão espacial e série temporal da componente principal obtidos do primeiro modo da FOE aplicadas a anomalias de altura geopotencial em 700 hPa para cada membro do ensemble que constitui os resultados do modelo ECHAM5 para o período de 1961 - 1990.

Durante o verão, pode-se observar maior simetria zonal das ST e pouca variação na quantidade de ciclones observados em relação ao diagnosticado para o clima atual, 4.18a. A influência do sinal da OA na distribuição espacial das ST parece ser maior no futuro do que nos dias atuais. Para a fase positiva notou-se um confinamento da atividade ciclônica em uma faixa de latitudes altas, entre os paralelos de 58° S e 73° S. Máximos de densidades foram verificados sobre o mar de Bellingshausen, extremo norte da Península Antártica e em torno das posições 62° S -30° W e 60° S - 19° W. Foi também diagnosticada uma região de concentração de densidades em fases positivas sobre o Chile, em torno da posição 35° S - 70° W. Considerando as fases negativas, notou-se um deslocamento da região de densidade de trajetórias para uma faixa de latitudes médias, entre os paralelos de 40° S e 55° S mais ampla que a verificada nas estatísticas para o clima atual, máximos de atividade ciclônica no Oceano

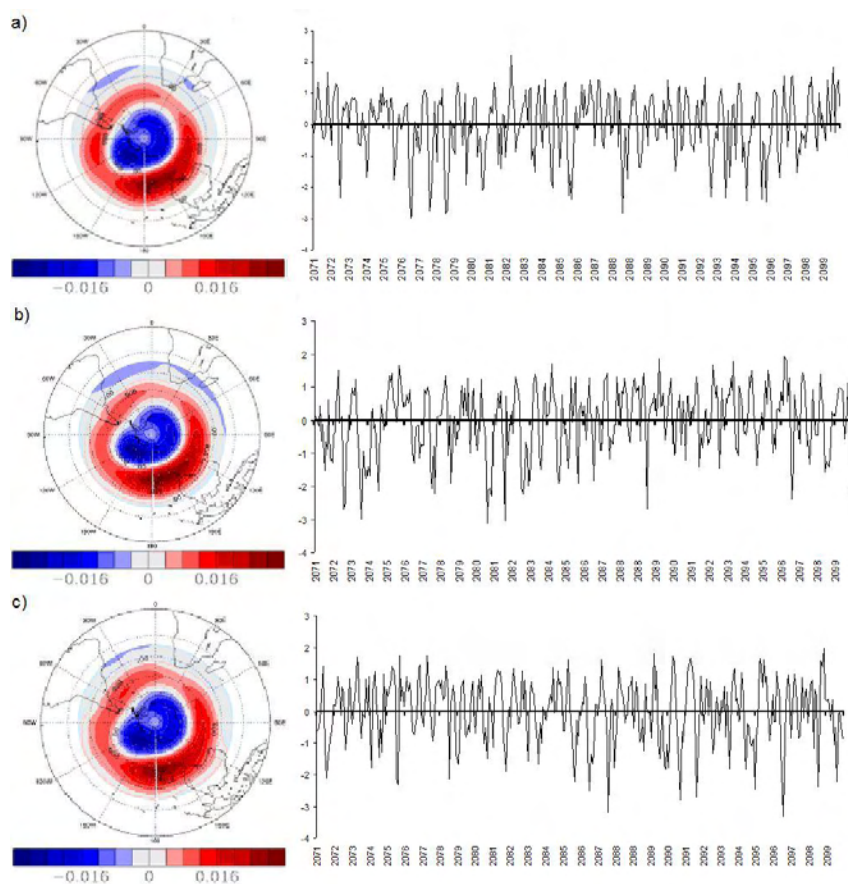


Figura 4.16 - Como na Figura 4.15, mas para o período de 2071 - 2100.

Atlântico em torno do paralelo 45° S e também foi observado que os valores com significância estatística se distribuíram por toda a extensão oeste - leste da região de estudo, área maior que a notada para as estatísticas dos dias atuais.

As intensidades médias, assim como nos estudos para o presente, pareceram ser menos afetadas pelo sinal da OA do que a distribuição das trajetórias, 4.18b. Este campo se apresentou menos ruidoso e foi mais influenciado pela oscilação em questão na climatologia para o futuro. Houve uma concentração de valores positivos no Oceano Pacífico Sudoeste e Estreito de Drake sobre a mesma área de concentração de densidades para fase positiva da OA em uma faixa compreendida pelos paralelos 55° S e 75° S e os meridianos 57° W e 110° W. Máximos de intensidades para fases positivas foram também diagnosticados a norte do mar de Weddell e junto a costa Antártica, na área compreendida pelas latitudes 60° S e 70° S e longitudes 0° e 25° W. As fases negativas mostraram

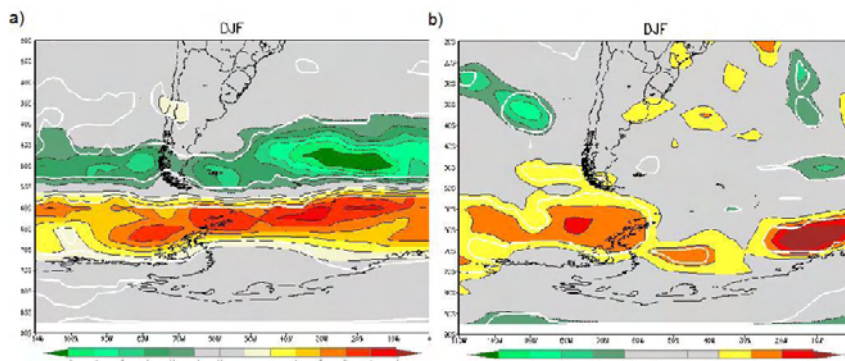


Figura 4.17 - Diferenças entre (a) densidades de trajetórias e (b) intensidades médias calculadas para as fases positivas e negativas da OA (positivas - negativas) para os verões do período de 2071-2100. A unidade das densidades é apresentada em nº de eventos por mês por área (10^6 km^2) e as intensidades em 10^{-5} s^{-1} . As linhas brancas circulam áreas que apresentaram níveis de significância acima de 95%

deslocamento das maiores intensidades para uma faixa de latitudes mais a norte em relação ao diagnosticado para fases positivas. Foram observados máximos sobre a posição $28^\circ\text{S} - 108^\circ \text{W}$ e $35^\circ \text{S} - 90^\circ \text{W}$ no Oceano Pacífico Leste, no Oceano Atlântico Oeste em $25^\circ\text{S} - 12^\circ \text{W}$, $35^\circ \text{S} - 12^\circ \text{W}$ e $50^\circ \text{S} - 08^\circ \text{W}$.

A alteração do gradiente meridional de temperatura associada ao aumento na emissão dos gases do efeito estufa e, em menor escala, as variações da camada de ozônio previstas para o fim deste século sugerem a aceleração observada no lado polar dos ventos de oeste de altos níveis notada nos resultados apresentados pelos modelos utilizados pelo IPCC AR4. Isto explica a tendência de intensificação do sinal positivo da OA para o fim deste século (SON et al., 2008), e pode ser a causa do aumento da simetria da distribuição zonal diagnosticada nesta estação. Este fato aliado a mudança de posicionamento do JST e alteração da intensidade do JP verificado para cada fase deste fenômeno pode explicar a distribuição espacial e intensidades médias encontradas nesta estação.

O inverno mostra uma distribuição zonal simétrica, porém com menor simetria que a observada no verão. Além disso, a diferença de densidades entre fases positivas e negativas é menor do que na estação mais quente, Figura 4.19a. A tendência de deslocamento para sul das trajetórias em fases positivas da OA, notada no verão, está presente também no inverno. Observa-se também que a distribuição das ST atua em uma ampla faixa de latitudes no Oceano

Pacífico Sudeste compreendida entre os paralelos 45° S e 70° S, com um máximo de atividade sobre a posição 55° S - 108° W. No Estreito de Drake e Península Antártica a concentração de densidades de trajetórias em fases positivas da OA, com valores máximos a leste da península e sobre o mar de Bellingshausen. Diagnostica-se, no Oceano Atlântico Sudoeste, uma região compreendida entre os paralelos 50° S e 75° S e os meridianos 0° e 50° W que é marcada por densidades elevadas, principalmente na área em torno de 58° S - 20° W. Ainda pode-se notar uma região de concentração de atividade ciclônica sobre o centro do Chile e Argentina existente na fase positiva da OA. Durante períodos dominados pelo sinal negativo desta oscilação observa-se um padrão de distribuição espacial das ST menos zonal que o diagnosticado para a outra fase.

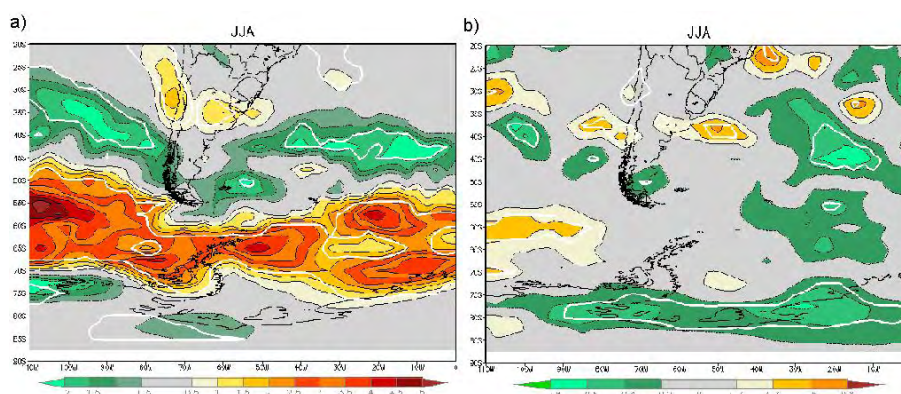


Figura 4.18 - Como a Figura 4.17, mas para o inverno

Isto é evidente principalmente sobre o Oceano Pacífico Sudeste, onde nota-se uma região de distúrbios transientes originada na posição 25° S - 110° W que se alonga para sudeste até a costa chilena, nas proximidades de 43° S - 78° W. A costa Antártica apresenta duas regiões de maior quantidade de ciclones em fases negativas em torno de 75° S - 110° W e na região do mar de Weddell, próximo a 80° S - 70° W. Diagnostica-se no Oceano Atlântico Sudoeste uma área de concentração de densidades com comportamento mais simétrico que o observado no Pacífico, situada em torno do paralelo de 40° S, entre os meridianos de 5° W e 45° W.

Observa-se que as intensidades médias são menos afetadas pelo sinal da

OA do que as trajetórias, assim como o ocorrido com a estação mais quente, Figura 4.18b. Em fases positivas notam-se regiões de valores máximos sobre as mesmas áreas que apresentaram alta concentração de atividade ciclônica. Elas estão situadas no Pacífico Sudeste, entre 50° S e 70° S, sobre o Chile e a Argentina próxima a 40° S - 70° W e 37° S - 70° W respectivamente e no Atlântico Oeste, em torno de 25° S - 38° W e 35° S - 10° W. A fase negativa mostra a mesma tendência de posicionamento diagnosticada para a fase positiva, com valores elevados de intensidades sobre as regiões de máximos de densidades. Nota-se uma área de máximos de intensidades sobre o Oceano Pacífico Leste, em torno de 40° S - 100° W, outra no Oceano Atlântico em torno de 45° S - 20° W e finalmente uma sobre a costa Antártica envolvendo o mar de Weddell e a área a leste dele.

Uma vez que a OA apresenta um comportamento estável ao longo do ano e já que se verifica que no fim deste século haverá tendência de predomínio de sinais positivos deste tipo de oscilação, assim como no clima atual, pode-se explicar a distribuição espacial e de intensidades das ST durante o inverno pelos mesmos mecanismos observados no verão. A simetria menos marcante diagnosticada para a estação mais fria em relação a mais quente pode estar relacionada ao fato de que a estação mais quente costuma apresentar maior sinal da OA em relação ao inverno (GONG; WANG, 1999; THOMPSON; SOLOMON, 2002; ARBLASTER; MEEHL, 2006).

4.2.4 El Niño Oscilação Sul

Os compostos da Figura 4.19 diagnosticam a relação entre o fenômeno ENOS e as ST na região sul da AS, Península Antártica e oceanos adjacentes durante o verão. Os resultados mostram que as densidades de ciclones das regiões de latitudes subtropicais e altas se encontram em fase com a TSM no Pacífico Tropical (área Niño 3.4) e que as áreas de latitudes médias estão defasadas com a temperatura do Pacífico Tropical Central. Nota-se que a diferença entre o número de sistemas contabilizados entre as fases quente e fria diminuiu consideravelmente (de seis para dois) em relação ao diagnosticado para os dias atuais.

Observa-se também que a distribuição espacial dos ciclones apresenta uma estrutura aparentemente influenciada pelo padrão Pacífico América do Sul (PAS),

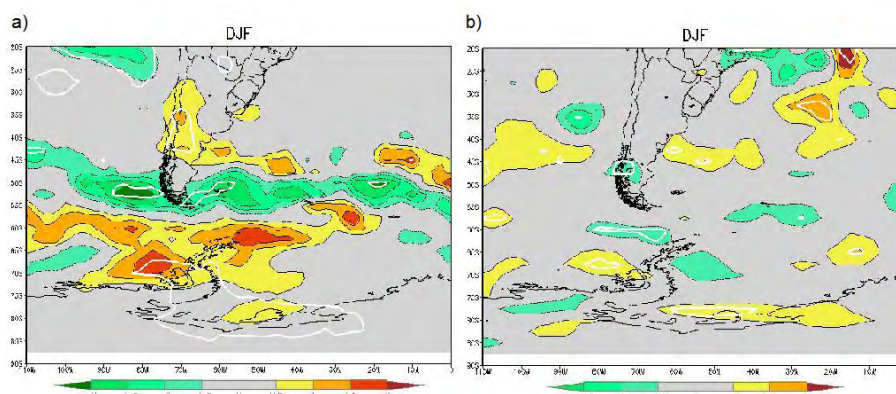


Figura 4.19 - Diferenças entre (a) densidades de trajetórias e (b) intensidades médias calculadas para as fases positivas e negativas do ENOS (positivas - negativas) para os verões do período de 2071-2100. A unidade das densidades é apresentada em nº de eventos por mês por área (10^6 km^2) e as intensidades em 10^{-5} s^{-1} . As linhas brancas circulam áreas que apresentaram níveis de significância acima de 95%.

Figura 4.19a: Na Península Antártica e no mar de Weddell pode-se notar uma área de concentração de sistemas em períodos com predomínio de EN posicionada a sul da região de máximos de densidades em períodos de LN. Além disto, o Oceano Atlântico Sudoeste apresenta somente uma pequena área com valores positivos, em torno de $43^\circ \text{ S} - 10^\circ \text{ W}$. Isto é evidente através das poucas áreas com níveis de significância acima de 95%. Na fase negativa observa-se uma área em regiões subtropicais no Oceano Pacífico Leste com concentração de atividade ciclônica e uma faixa de latitudes que se inicia próximo a posição $43^\circ \text{ S} - 110^\circ \text{ W}$ e se distribui para sudeste até o extremo sul da AS, com dois máximos a oeste e leste do Estreito de Magalhães.

As intensidades médias parecem sofrer menor impacto do sinal do ENOS do que as densidades de trajetórias, 4.19b. Além disso, assim como observado para as trajetórias, foram notadas diferenças menores neste campo entre a fase quente e fria, se comparadas a climatologia atual. Para fases com predomínio do sinal do EN, uma faixa de latitudes com orientação nordeste - sudoeste é notada sobre o Oceano Atlântico Oeste com origem em $20^\circ \text{ S} - 15^\circ \text{ W}$ e distribuição até a costa leste da Argentina. Além desta região notam-se duas áreas com valores positivos sobre o mar de Weddell e Bellingshausen e no Pacífico Sudeste próximo a posição $47^\circ \text{ S} - 110^\circ \text{ W}$ e $57^\circ \text{ S} - 110^\circ \text{ W}$. O diagnóstico de fases negativas mostra uma influência menor do ENOS do que a observada nas positivas. Foram

verificadas áreas de concentração de intensidades médias sobre o Estreito de Drake, sobre o Chile em torno de 46° S - 72° W e numa pequena região situada em 35° S - 87° W.

Embora os resultados encontrados nos estudos realizados pelo IPCC sejam ainda pouco conclusivos quanto a determinação comportamento do fenômeno ENOS no futuro (OLDENBORGH et al., 2005), algumas tendências podem ser observadas na maioria dos modelos utilizados naqueles estudos: A intensificação da variabilidade do EN/LN, projetada para o fim deste século, aliada ao predomínio de períodos sob influência do EN em relação a LN, sugere que o padrão de circulação PAS será mais forte no fim deste século do que nos dias atuais, principalmente no verão, e pode explicar o posicionamento das ST no Pacífico Sudeste e AS. Observa-se que a concentração de ciclones em latitudes subtropicais e altas encontra-se em fase com a TSM da área Niño 3.4 e a de latitudes médias está defasada daquela temperatura. Esta distribuição se assemelha a do clima atual, porém a relação com o PAS parece mais clara no futuro.

Os compostos da Figura 4.20 diagnosticam a relação entre o fenômeno ENOS e as ST na região sul da AS, Península Antártica e oceanos adjacentes durante o inverno. Assim como no verão, nota-se que as ST de áreas de latitudes subtropicais e altas encontram-se em fase com a TSM no Pacífico Tropical Central, exceto as encontradas no Pacífico Sudeste, e que a densidade de trajetórias da região de latitudes médias apresenta-se defasada daquela temperatura. E ainda observa-se que a diferença entre a quantidade de ciclones computados por mês por área é menor entre as duas fases no futuro do que o observado nos dias atuais (redução de cinco para dois por mês). O impacto do sinal do ENOS nesta estação mostrou-se maior que na estação mais quente. Além disto, a influência de períodos com predomínio do padrão LN sobre as trajetórias dos ciclones é maior que a observada na outra estação.

Diagnostica-se pouca influência de fases de EN sobre as ST no Pacífico Sudeste, Figura 4.20a. Além disto, nota-se uma região com concentração de atividade ciclônica em fases positivas sobre a Península Antártica, a leste do mar de Weddell na posição 75° S - 10° W e sobre o Atlântico Sudoeste em uma faixa de latitudes entre 30° S e 45° S, com destaque para o valor encontrado sobre a posição 40° S - 08° W. As trajetórias em fases negativas do ENOS concentram-se

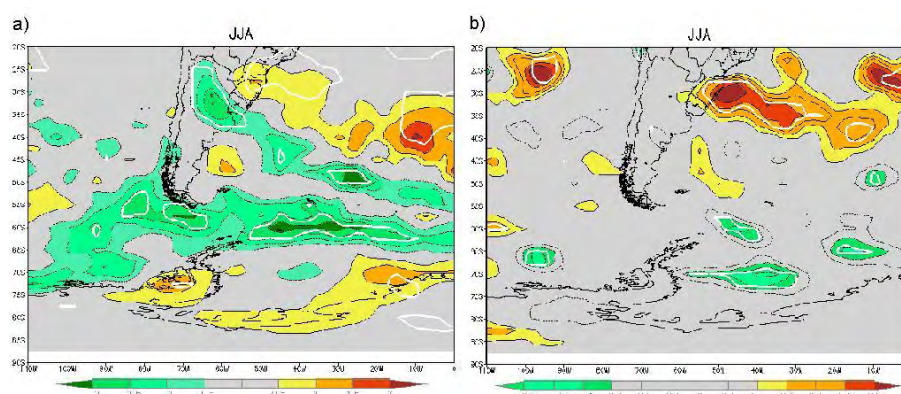


Figura 4.20 - Assim como na Figura 4.19, mas para o inverno.

em uma área no Atlântico Sudoeste disposta no sentido noroeste - sudeste, com origem sobre o norte da Argentina, que se estende até a posição 50° S - 25° W. Além desta, observa-se também uma região com distribuição zonal de máximos de atividade ciclônica em períodos com predomínio de LN em uma faixa entre 53° S e 65° S, que se estende do Estreito de Drake até a longitude de 10° W.

Como notado no verão, as intensidades médias aparentemente são menos afetadas pelas fases do ENOS do que as densidades de trajetórias, Figura 4.20b. Em fases de EN, nota-se que há uma distribuição das intensidades mais elevadas sobre quase toda a faixa de latitudes subtropicais. Neste contexto, foram observados máximos em torno de 30° S - 49° W e 29° S - 05° W, no Atlântico Oeste, e 25° S - 108° W, no Pacífico Leste. Para os períodos com predominância de ocorrência de LN diagnostica-se um deslocamento das áreas de intensidades máximas para latitudes mais altas que o verificado para a fase quente. Notaram-se valores elevados a oeste do mar de Bellingshausen, a leste da Península Antártica, sobre o mar de Weddell e nas regiões em torno de 60° S - 42° W, 65° S - 12° W e 50° S - 10° W.

O impacto do ENOS no inverno é mais acentuado do que o observado no verão, assim como o ocorrido com o clima atual. A intensificação da variabilidade do EN/LN projetada para o futuro, aliada ao fato de que a influência do ENOS é mais forte na estação mais fria na área de estudo (GRIMM, 2010), pode explicar a dinâmica encontrada nesta estação. Além disto, o padrão de circulação PAS não parece estar tão organizado como na estação mais quente. Neste contexto, nota-se que a distribuição da atividade ciclônica em latitudes médias e altas está

defasada da TSM da área Niño 3.4 e que uma área no mar de Bellingshausen e outra em torno de 55°S - 110°W estão em fase com aquela temperatura, sugerindo alguma conexão com o PAS no inverno.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS

O estudo dos ciclones extratropicais é de suma importância para o entendimento do comportamento destes sistemas meteorológicos e dos possíveis impactos que eles possam causar em regiões urbanas, rurais ou mesmo sobre as áreas marítimas. Neste contexto, observa-se que um grande esforço já foi realizado a fim de compreender a dinâmica destes fenômenos no HN, porém uma quantidade menor de pesquisas foram desenvolvidas no HS, e em particular na AS, a fim de entender a dinâmica e os processos envolvidos desde a formação até a dissipação dos ciclones que atuam nesta região.

Assim, este trabalho teve como objetivo apresentar uma climatologia dos ciclones extratropicais que atuam na AS, Península Antártica e oceanos adjacentes nos dias de hoje e em um cenário futuro de aquecimento global nas estações de solstício. Para tal, utilizou-se um método automático e objetivo de acompanhamento de características em campos meteorológicos, o TRACK, aplicado aos dados de reanálises do NCEP e ECMWF e simulações do WDC. Neste contexto, mostrou-se também a interação destes sistemas meteorológicos com dois fenômenos oceânico - atmosféricos de variabilidade interanual/interdecenal que ocorrem em regiões distantes do globo nos dois cenários climáticos, a OA e o ENOS. Apresentaram-se ainda comparações, através da diferença entre as climatologias das ST do cenário climático do futuro e do presente com base em simulações do modelo acoplado ECHAM5/MPI-OM.

Para a análise do clima atual, foram utilizados dados de reanálises do ECMWF, o ERA40 e o ERA-Interim, que abrangeram os períodos de 1961 - 1990 e 1989 - 2008 respectivamente e do NCEP, o NCEP/NCAR 1, que cobriram os mesmos períodos. Observou-se que a ST de verão encontra-se confinada em uma faixa mais estreita de latitudes que a de inverno e que a atividade ciclônica é mais intensa na estação mais fria.

Diagnosticaram-se áreas ciclogênicas em 30° S - 60° W, nas proximidades dos Golfo de São Mathias, também encontradas em Gan (1992), e sobre a Península Antártica nas duas estações, sendo que durante o verão as regiões mais a norte e a sul das três mostraram formação reduzida destes sistemas meteorológicos. A interação entre a baroclinia associada ao escoamento zonal de altos níveis e as formações orográficas encontradas no sul da AS e na Península Antártica dão o

suporte dinâmico necessário para a geração dos sistemas, o que se comprovou pelas taxas de crescimento computadas para aquelas localidades. Além disto, o transporte de umidade oriundo da Amazônia, observado no verão, e da ASAS notado no inverno (MARENGO et al., 2004), alcança a região em torno de 30°S - 60°W e é importante para explicar a ciclogênese naquela área.

Verificaram-se locais com notada atividade ciclônica a sotavento da Cordilheira dos Andes, sobre o mar de Bellingshausen e na posição 60°S - 0° em ambas as estações. A presença dos Andes atua como barreira natural para as tempestades e é a responsável pela dissipação de sistemas naquela região, o que foi confirmado pelas maiores taxas de decaimento de sistemas ali diagnosticadas. A geografia da costa Antártica e a interação entre as áreas ciclogênicas, que se encontram corrente acima, e das áreas de ciclólise, situadas corrente abaixo, no sítio de estudo são fatores determinantes na distribuição das regiões que apresentaram valores altos deste campo estatístico.

Observou-se que a OA é o modo de variabilidade da circulação atmosférica que mais influenciou a distribuição e intensidade das ST nas estações de solstício. Neste contexto, notou-se que a estabilidade do sinal deste fenômeno ao longo do ano (GONG; WANG, 1999) foi responsável pela distribuição simétrica dos ciclones extratropicais em latitudes médias e altas, principalmente diagnosticada no verão. Verificou-se uma concentração da atividade ciclônica em latitudes altas associada a períodos dominados pelo sinal positivo da OA e um posicionamento das ST em latitudes médias, em anos de MAS negativo. A predominância de períodos com sinal positivo diagnosticada nas últimas décadas (GONG; WANG, 1999), relacionada ao aquecimento global, pode explicar o comportamento destes sistemas meteorológicos nos dias atuais.

Notou-se que as distribuições espacial e intensidades médias das ST foram afetadas pelo fenômeno ENOS. Houve um posicionamento dos ciclones extratropicais no Pacífico Sudeste em latitudes subtropicais e altas, em fase com a TSM do Pacífico Tropical Central, e uma distribuição defasada daquela temperatura em latitudes médias, destacadamente no inverno. Sugeriu-se que as conexões remotas entre as anomalias da convecção observadas no Pacífico Tropical Central e Leste e a circulação atmosférica do Pacífico Sul, o padrão conhecido como PAS (HOUSEAGO-STOKES; MCGREGOR, 2000), teve grande relação com o comportamento das ST naquele oceano.

Os resultados encontrados para o comportamento das ST no cenário climático futuro apontam para uma translação das trajetórias dos ciclones extratropicais para latitudes mais altas, notada nos campos de densidade de trajetórias, ciclogêneses e ciclólises, e redução da atividade ciclônica no fim deste século. Esta dinâmica pode estar associada ao deslocamento da área de máxima baroclinia para sul e a alteração do escoamento em altos níveis causado pelo aquecimento global. Além disto, observou-se que esta alteração de posição ocorreu de uma forma zonal simétrica, provavelmente influenciada pela predominância do sinal positivo da OA diagnosticada para o futuro.

Foi também notada a diminuição da formação e dissipação dos ciclones em toda a faixa de latitudes médias e aumento nas regiões de latitudes altas. A diminuição da baroclinia associada ao escoamento zonal de altos níveis na região da Cordilheira dos Andes, observada no cenário climático do fim deste século, pode explicar a redução da ciclogênese relacionada a interação entre a orografia e os ventos de oeste. A menor quantidade de sistemas formados nesta faixa de latitudes fez com que a ciclólise fosse ali reduzida no futuro climático. Sugeriu-se que a dinâmica ligada a localização da área de máximo de instabilidade baroclínica junto a costa Antártica e a geografia deste continente, além da intensificação dos processos de desenvolvimento corrente abaixo determinaram o aumento das estatísticas de ciclogêneses e ciclólises junto ao continente mais austral.

Diagnosticou-se um enfraquecimento generalizado das intensidades médias no cenário futuro, principalmente notado no verão. No inverno, observou-se uma leve elevação nos valores deste campo em regiões do Oceano Atlântico onde houve aumento de densidades de trajetórias. O número de ciclones que apresentam intensidades máximas de valores medianos por mês é menor no futuro para ambas as estações, porém notou-se que a estação fria poderá registrar tempestades mais severas no cenário do fim deste século.

Assim como nos dias atuais, diagnosticou-se que a OA é o principal modo de variabilidade climática atuante em latitudes médias e altas da região de estudo. Foi notado um predomínio de períodos influenciados pelo sinal positivo da OA nos três membros da projeção por conjunto que compõem as simulações do ECHAM5. Este padrão apresentou-se mais intenso no futuro (YIN, 2005) e conferiu uma distribuição zonal simétrica às duas estações, destacadamente

observada no verão. As intensidades médias da estação quente mostraram valores mais altos sobre as áreas de concentração da atividade ciclônica durante a fase positiva do MAS, e em menor escala, na fase negativa. No inverno, este mesmo padrão de distribuição espacial e intensidades médias foi observado no Oceano Pacífico Sudeste e em uma área de latitudes médias no Atlântico. Observou-se que o deslocamento do JST e a variação na intensidade do JP ocorridas nas diferentes fases deste fenômeno, assim como no presente, são determinantes para a distribuição espacial e de intensidades das ST nos cenários climáticos do futuro.

A influência do fenômeno ENOS no padrão de circulação atmosférica PAS afetou a distribuição espacial e intensidades das ST no Oceano Pacífico Sudeste, notadamente diagnosticado pelas projeções climáticas do verão no futuro. Os ciclones de inverno sofreram maior impacto remoto da variabilidade do EN/LN do que a estação quente. Neste contexto, observou-se que o PAS não influenciou a distribuição da ST tão marcadamente como no verão. As intensidades médias foram menos afetadas pelo sinal do ENOS do que as densidades de trajetórias nas duas estações. Além disto notou-se um posicionamento dos valores positivos deste campo em latitudes subtropicais e médias e dos negativos em latitudes altas, sugerindo uma intensificação das tempestades em latitudes mais baixas em anos de EN e mais altas em períodos de LN. Os resultados do IPCC sobre a variabilidade do ENOS no futuro ainda são pouco conclusivos, o que é confirmado pelas respostas diferentes encontradas por diversos modelos utilizados por aquele painel intergovernamental. Apesar disto, a intensificação da variabilidade deste fenômeno diagnosticada por algumas daquelas simulações pode explicar a acentuação do padrão PAS no futuro e a distribuição das ST no Oceano Pacífico Sudeste.

As análises apresentadas nesta dissertação alcançaram bons resultados no tocante aos campos relativos à distribuição espacial das ST e quantidades de sistemas contabilizados em ambas estações para os cenários climáticos do presente e futuro. As intensidades médias, em geral, mostraram áreas reduzidas com significância estatística acima de 95% se comparadas aos outros resultados que compuseram este trabalho. Além disto, as climatologias e compostos relacionados as teleconexões aqui abordados visaram diagnosticar o comportamento e a variabilidade dos ciclones extratropicais na baixa troposfera,

em diversas situações do presente e em um futuro climático de aquecimento global. Conforme exposto em vários trechos desta dissertação, as relações das ST com a circulação atmosférica em altos níveis são fundamentais para o entendimento da dinâmica relacionada ao posicionamento e determinação das intensidades dos sistemas meteorológicos que a compõem. É ainda necessário conhecer a influência das relações oceânico - atmosféricas ligadas as diversas bacias oceânicas que podem causar impacto nas ST. Neste contexto, sugerem-se os seguintes trabalhos para o futuro:

1. Estudo das ST que atuam na AS, Península Antártica e oceanos adjacentes em médios e altos níveis e a relação destas com o comportamento dos sistemas que a compõem em baixos níveis a fim de verificar a estrutura vertical destas em um cenário de aquecimento global;
2. Análise do comportamento das ST de baixa troposfera com base em outros modelos utilizados no IPCC AR4 e em cenários climáticos disponibilizados pelo IPCC que incluam uma realidade mais extrema que o utilizado neste trabalho;
3. Estudo da climatologia das ST na área sul da AS e adjacências, bem como da interação destas com fenômenos oceânico-atmosféricos de baixa frequência que ocorrem em outras partes do globo com base em reanálises mais modernas como o JRA25 e o NCEP-CFS.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARBLASTER, J. M.; MEEHL, G. A. Contributions of external forcings to southern annular mode trends. **Journal of Climate**, v. 19, n. 12, p. 2896–2905, 2006. [22](#), [71](#)

ASHOK, K.; NAKAMURA, H.; YAMAGATA, T. Impacts of enso and indian ocean dipole events on the southern hemisphere storm-track activity during austral winter. **Journal of Climate**, v. 20, n. 13, p. 3147–3163, 2007. [1](#), [14](#)

BENGTSSON, L.; HODGES, K. I.; ROECKNER, E. Storm tracks and climate change. **Journal of Climate**, v. 19, n. 15, p. 3518–3543, 2006. [1](#), [2](#), [22](#), [23](#), [28](#), [30](#), [31](#), [33](#), [57](#), [58](#), [59](#), [61](#), [64](#)

BERBERY, E. H.; VERA, C. S. Characteristics of the southern hemisphere winter storm track with filtered and unfiltered data. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, n. 3, p. 448–481, 1996. [5](#)

BJERKNES, J. On the structure of moving cyclones. **Monthly Weather Review**, v. 47, n. 2, p. 95–99, 1919. [1](#)

BJERKNES, J.; SOLBERG, H. On the life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. **Monthly Weather Review**, v. 50, n. 9, p. 468–473, 1922. [1](#)

CARLETON, A. M. Atmospheric teleconnections involving the southern ocean. **Journal Of Geophysical Research**, v. 108, n. C4, p. 7–1–7–15, 2003. [17](#), [54](#), [66](#)

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite phases of the antarctic oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. **Journal of Climate**, v. 18, n. 5, p. 702–718, 2005. [18](#), [19](#), [47](#), [66](#)

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J. J. da; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e clima no brasil**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 463 p. [19](#), [38](#)

FYFE, J. C. Extratropical southern hemisphere cyclones: Harbingers of climate change? **Journal of Climate**, v. 16, n. 17, p. 2802–2805, 2003. [20](#), [58](#)

- GAN, M. A. **Ciclogêneses e ciclones sobre a America do Sul**. 221 p. Dissertação (Tese (Doutorado em Meteorologia)) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1992. [2](#), [8](#), [12](#), [38](#), [77](#)
- GAN, M. A.; RAO, V. B. The influence of the andes cordillera on transient disturbances. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 6, p. 1141–1157, 1994. [24](#)
- GONG, D. Y.; WANG, S. W. Definition of antarctic oscillation index. **Geophysical Research. Letters**, v. 26, p. 459–462, 1999. [16](#), [49](#), [62](#), [71](#), [78](#)
- GRIMM, A. M. Interannual climate variability in south america: impacts on seasonal precipitation, extreme events and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, 2010. Accepted. [15](#), [51](#), [53](#), [74](#)
- HELD, I. M.; LYONS, S. N. S. W. Transients and the extratropical response to el niño. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 1, p. 163–174, 1989. [13](#)
- HODGES, K. I. A general method for tracking analysis and its application to meteorological data. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 11, p. 2573–2586, 1994. [4](#), [29](#), [34](#), [36](#)
- _____. Feature tracking on the unit sphere. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 12, p. 3458–3465, 1995. [4](#), [29](#), [34](#)
- _____. Spherical nonparametric estimators applied to the ugamp model integration for amip. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 12, p. 2914–2932, 1996. [4](#), [29](#), [34](#), [36](#)
- _____. Adaptive constraints for feature tracking. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 6, p. 1362–1373, 1999. [4](#), [29](#), [34](#)
- _____. Confidence intervals and significance tests for spherical data derived from feature tracking. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 5, p. 1758–1776, 2008. [34](#)
- HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. New perspectives on the northern hemisphere winter storm tracks. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 6, p. 1041–1061, 2002. [30](#)
- _____. A new perspective on southern hemisphere storm tracks. **Journal of Climate**, v. 18, n. 20, p. 4108–4129, 2005. [11](#), [30](#), [38](#), [41](#), [44](#)

HOSKINS, B. J.; VALDES, P. J. On the existence of storm tracks. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 15, p. 1854–1864, 1990. 5

HOUSEAGO-STOKES, R. E.; MCGREGOR, G. R. Spatial and temporal patterns linking southern low and high latitudes during south pacific warm and cold events. **International Journal of Climatology**, v. 20, n. 7, p. 793–801, 2000. 14, 51, 53, 78

HSU, H. H. Propagation of low-level circulation features in the vicinity of mountain ranges. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 9, p. 1864–1893, 1987. 24

INATSU, M.; HOSKINS, B. J. The zonal asymmetry of the southern hemisphere winter storm track. **Journal of Climate**, v. 17, n. 24, p. 4882–4892, 2004. 6, 10, 22, 25, 63

_____. The seasonal and wintertime interannual variability of the split jet and the storm-track activity minimum near new zealand. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 84, n. 63, p. 433–445, 2006. 7, 41

IPCC. Climate change 2007. synthesis report. In: IPCC PLENARY XXVII, AR4., 2007, Valência. [S.I.], 2007. 23

JONES, D. A.; SIMMONDS, I. A. A climatology of southern hemisphere extratropical cyclones. **Climate Dynamics**, v. 9, n. 3, p. 131–145, 1993. 8, 9, 38, 39, 41, 44

KIDSON, J. W. Interannual variations in the southern hemisphere circulation. **Journal of Climate**, v. 1, n. 12, p. 1177–1198, 1988. 16

KUSHNER, P. J.; HELD, I. M.; DELWORTH, T. L. Southern hemisphere atmospheric circulation response to global warming. **Journal of Climate**, v. 14, n. 10, p. 2238–2249, 2000. 22

LAU, N.-C. Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation pattern. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 19, p. 2718–2743, 1988. 1

LIM, E.; SIMMONDS, I. Assessment of changes in winter extratropical cyclones with increasing. In: SYMPOSIUM ON GLOBAL CHANGE AND CLIMATE VARIATIONS, 15., 2004, Melbourne. **Proceedings...** Melbourne: AMS, 2004. 20

MARENGO, J. A.; SOARES, W.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low level jet east of the andes as derived from the ncep/ncar reanalyses.

Journal of Climate, v. 17, n. 12, p. 2261–2280, 2004. [10](#), [38](#), [78](#)

MARSHALL, G. J. Trends in the southern annular mode from observations and reanalyses. **Journal of Climate**, v. 16, n. 24, p. 4134–4143, 2003. [17](#), [23](#)

MENDES, D. **Regimes de circulação no atlântico sul e sua relação com a localização e intensidade de sistemas ativos e com o balanço de vapor na região**. 115 p. Dissertação (Tese (Doutorado em Meteorologia)) — Universidade de Lisboa, Portugal, 2006. [12](#)

MESQUITA, M. S. **Tracking Summer Extra-Tropical Storms: A Climatological Overview and Variability in the Northern Hemisphere**. 113 p. Dissertação (Tese (Doutorado em Meteorologia)) — University of Bergen, Norway, 2006. [7](#)

MILLER, R. L.; SCHIMIDT, G. A.; SHINDELL, D. T. Forced annular variations in the 20th century intergovernmental panel on climate change fourth assessment report models. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. D18, 2006. [21](#)

MURRAY, R. J.; SIMMONDS, I. A numerical scheme for tracking cyclones centres from digital data. part i: Development and operation of the scheme. **Australian Meteorological Magazine**, v. 39, p. 155–166, 1991. [19](#)

NAKAMURA, H.; SHIMPO, A. Seasonal variations in the southern hemisphere storm tracks and jet streams as revealed in a reanalysis dataset. **Journal of Climate**, v. 17, n. 9, p. 1828–1844, 2004. [6](#)

NAKICENOVIC, N.; GRITSEVSKYI, A.; GRÜBLER, A.; RIAHI, K. Global natural gás perspectives. In: INTERNATIONAL GAS UNION (IGU) AND INTERNATIONAL INSTITUTE OF APPLIED SYSTEMS ANALYSIS (IIASA), 2000, Kyoto. **Proceedings...** Kyoto, Japan: IGU Kyoto Council Meeting, 2000. [3](#)

OLDENBORGH, G. J. V.; PHILIP, S.; COLLINS, M. El niño in a changing climate: a multi-model study. **Ocean Science Discussions**, v. 2, n. 3, p. 267–298, 2005. [21](#), [27](#), [73](#)

PHAM, M.; BOUCHER, O.; HAUGLUSTAINE, D. Changes in atmospheric sulfur burdens and concentrations and resulting radiative forcings under ipcc sres emission scenarios for 19902100. **Journal of Geophysical Research**, v. 17, 2005. [29](#)

RAO, V. B.; CARMO, A. M. C.; FRANCHITO, S. H. Seasonal variations in the southern hemisphere storm tracks and associated wave propagation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 6, p. 1029–1040, 2002. [9](#), [10](#)

_____. Interannual variations of storm tracks in the southern hemisphere and their connections with the antarctic oscillation. **Journal of Climatology**, v. 23, n. 12, p. 1537–1545, 2003. [17](#), [66](#)

SELUCHI, M. E. Diagnóstico y pronóstico de situaciones sinópticas conducentes a la formación de frentes sobre el este de sudamérica. **Geofísica Internacional**, v. 34, n. 2, p. 171–186, 1995. [25](#)

SELUCHI, M. E.; SERAFINI, Y. V.; TREUTH, H. L. The impact of the andes on transient atmospheric systems: A comparison between observations and gcm results. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 4, p. 895–912, 1998. [25](#)

SINCLAIR, M. R.; RENWICK, J. A.; KIDSON, J. W. Low-frequency variability of southern hemisphere sea level pressure and weather system activity. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 10, p. 2531–2543, 1997. [13](#), [16](#), [47](#), [49](#), [51](#)

SINCLAIR, M. R.; WATTERSON, I. G. Objective assessment of extratropical weather systems in simulated climates. **Journal of Climate**, v. 12, n. 12, p. 3467–3485, 1999. [19](#)

SOLMAN, A. S.; MENÉNDEZ, C. G. Enso-related variability of the southern hemisphere winter storm track over the eastern pacific-atlantic sector. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 13, p. 2128–2140, 2002. [14](#), [15](#), [52](#), [53](#)

SON, S. W.; POLVANI, L. M.; WAUGH, D. W.; AKIYOSHI, H.; GARCIA, R.; KINNISON, D.; PAWSON, S.; ROZANOV, E.; SHEPHERD, T. G.; SHIBATA, K. The impact of stratospheric ozone recovery on the southern hemisphere westerly jet. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 320, n. 5882, p. 1486–1489, 2008. [23](#), [69](#)

SPERANZA, A.; BUZZI, A.; TREVISAN, A.; MALGUZZI, P. A theory of deep cyclogenesis in the lee of the alps. part i: Modifications of baroclinic instability by localized topography. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 14, p. 1521–1535, 1985. [24](#)

- STRETEN, N. A.; TROUP, A. J. A synoptic climatology of satellite-observed cloud vortices over the southern hemisphere winter. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 99, n. 419, p. 56–72, 1973. [8](#), [39](#)
- TALJAARD, J. J. Development, distributions and movement of cyclones and anticyclones in the southern hemisphere during igy. **Journal of Applied Meteorology**, v. 6, n. 6, p. 973–987, 1967. [7](#), [8](#), [12](#), [38](#), [44](#), [60](#)
- THOMPSON, D. W. J.; SOLOMON, S. Interpretation of recent southern hemisphere climate change. **Science**, v. 296, n. 5569, p. 895–899, 2002. [22](#), [71](#)
- THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. part i: Month-to-month variability. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 1000–1016, 2000. [16](#)
- THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M.; HEGERL, G. C. Annular modes in the extratropical circulation. part ii: Trends. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 1018–1036, 2000. [16](#), [23](#)
- TING, M.; HELD, I. M. The stationary wave response to a tropical sst anomaly in an idealized gcm. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 21, p. 2546–2566, 1990. [1](#)
- TRENBERTH, K. E. Storm tracks in the southern hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 19, p. 2159–2178, 1991. [6](#), [8](#)
- YIN, J. H. A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 18, p. L18701.1–L18701.4, 2005. [21](#), [59](#), [79](#)