

ROSE ANE PEREIRA DE FREITAS

**AVALIAÇÃO DA INTENSIDADE E TRAJETÓRIAS DOS CICLONES  
EXTRATROPICAIS NO HEMISFÉRIO SUL SOB CONDIÇÕES  
CLIMÁTICAS ATUAIS E DE AQUECIMENTO GLOBAL**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

VIÇOSA  
MINAS GERAIS – BRASIL  
2011

**Ficha catalográfica preparada pela Seção de Catalogação e  
Classificação da Biblioteca Central da UFV**

T

F866a  
2011

Freitas, Rose Ane Pereira de, 1978-  
Avaliação da intensidade e trajetórias dos ciclones extra-  
tropicais no hemisfério sul sob condições climáticas atuais e  
de aquecimento global / Rose Ane Pereira de Freitas.  
– Viçosa, MG, 2011.  
xiv, 55f. : il. (algumas col.) ; 29cm.

Orientador: Flávio Barbosa Justino.  
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.  
Referências bibliográficas: f. 51-55.

1. Ciclones. 2. Aquecimento global. 3. Mudanças climáticas.  
4. Dióxido de carbono. 5. Meteorologia agrícola.  
I. Universidade Federal de Viçosa. II. Título.

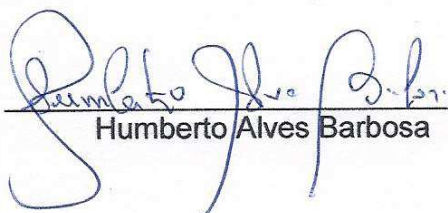
CDD 22.ed. 551.5513

ROSE ANE PEREIRA DE FREITAS

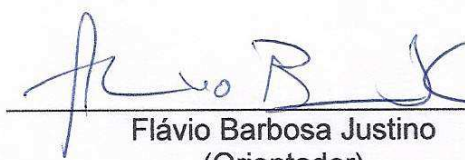
**AVALIAÇÃO DA INTENSIDADE E TRAJETÓRIAS DOS CICLONES  
EXTRATROPICAIS NO HEMISFÉRIO SUL SOB CONDIÇÕES  
CLIMÁTICAS ATUAIS E DE AQUECIMENTO GLOBAL**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

APROVADA: 16 de fevereiro de 2011.

  
Humberto Alves Barbosa

  
Marcos Heil Costa  
(Coorientador)

  
Flávio Barbosa Justino  
(Orientador)

“Ninguém disse que seria fácil, mas que valeria a pena...”

## **AGRADECIMENTOS**

Neste período aprendi que uma dissertação ou qualquer outro trabalho é a extensão da vida do autor. Então, para que algo de valor seja produzido, a pessoa deve primeiro criar algo de valor em si. Pessoa e obra são consistentes com o resultado. Por esse motivo, agradeço sincera e profundamente a todas as pessoas que muito me encorajaram e me ajudaram a produzir algo de valor em minha vida.

Primeiramente, agradeço a Deus, por dar-me saúde, força e equilíbrio, que foram fundamentais na conclusão desta importante etapa.

À minha família que, com dedicação, me ensinou os primeiros passos e, bravamente, encorajaram-me a caminhar passo a passo, rumo aos meus sonhos.

Ao professor Flávio Justino que, para mim, foi de imenso orgulho tê-lo como orientador por esses dois anos. Nunca esquecerei seus ensinamentos, seus conselhos, sua confiança e, principalmente, seu incentivo em seguir um passo à frente sempre. Muito obrigada!

A quem me encorajou, o DSc. Leonardo Neves, sem o qual nada teria sido possível! E a quem me deu incentivo de seguir, meu grande amigo de todas as horas, o DSc. Rafael Delgado. Aos dois, obrigada por tudo, SEMPRE E PARA SEMPRE!

Agradeço aos amigos e às amigas que sempre estiveram ao meu lado, em todos os momentos, e sempre foram uma força e incentivo de seguir em

frente, em especial à Bianca Medeiros, Juliana Ferreira, Luciana Tadiello, Catiane Corrales, Everton Brignol e, aos que, além de amigos, são colegas de profissão, MSc. Fernanda Casagrande, DSc. Maria Angélica Cardoso, MSc. Henrique Oliveira e MSc. Thomé Almeida.

Agradeço a todos os professores, funcionários e amigos do Departamento de Engenharia Agrícola, em particular a Graça por toda sua dedicação na parte administrativa e preocupação com os estudantes.

Aos professores Gilberto Sedyama e Marcos Heil, pelos incentivos e pelas sugestões ao trabalho.

Aos meus amigos e companheiros do grupo de pesquisa, Bruno, Jackson, Douglas e, em especial, ao Jeferson que tanto me ajudou nessa etapa, pela vivência e pela amizade durante os dois anos.

Aos colegas que estiveram junto comigo, em especial meu amigo Augusto Júnior, pela amizade e pelo apoio nessa etapa que estivemos juntos conquistando objetivos.

À Universidade Federal de Viçosa, representada pelo Departamento de Engenharia Agrícola, pela oportunidade de realizar o curso de Mestrado.

Agradeço o imprescindível apoio da Fapemig, pelo auxílio financeiro.

Às 'gurias' que moraram comigo durante esses dois anos, que foram parte da família em Viçosa e com certeza grandes amigas para a vida. Em especial meus carinhosos agradecimentos à Clê, Cláudia, Laurinha e Paty!

Aos professores e colegas de graduação em Meteorologia da UFPEL.

E a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram de alguma forma para a realização deste trabalho.

Mais uma etapa foi vencida! Sei que ainda é o começo...

## SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS .....	vii
LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS .....	ix
RESUMO .....	xi
ABSTRACT .....	xiii
1. INTRODUÇÃO .....	1
1.1. Prováveis mecanismos de intensificação dos <i>storm tracks</i> .....	4
1.1.1. Temperatura da superfície do mar.....	4
1.1.2. Correntes de jatos .....	5
1.1.3. Concentrações de CO <sub>2</sub> .....	6
1.2. Mudanças climáticas e os ST .....	7
1.3. Objetivos .....	8
2. METODOLOGIA .....	9
2.1. Área de estudo.....	9
2.2. Dados utilizados.....	9
2.2.1. Reanálises atmosféricas (ERA-40).....	9
2.2.2. Dados derivados de simulações numéricas (ECHAM5/MPI-OM)....	10
2.2.3. Análise dos resultados.....	11

2.2.4. Determinação dos <i>storm tracks</i> .....	12
2.2.5. Fluxo de calor sensível em baixos níveis .....	12
2.2.6. Energia cinética .....	13
2.2.7. Vetor $E$ .....	14
2.2.8. Funções ortogonais empíricas (EOF) .....	14
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	16
3.1. O modelo ECHAM5/MPI-OM e os dados de reanálise ERA-40 .....	16
3.1.1. Temperatura média do ar .....	16
3.1.2. Componente zonal do vento .....	19
3.1.3. Componente meridional do vento .....	22
3.1.4. Limitações dos dados ERA-40 e do ECHAM5/MPI-OM .....	24
3.2. ST no clima atual e no cenário climático futuro .....	25
3.2.1. Transporte meridional de calor sensível .....	26
3.2.2. Transporte horizontal de momentum .....	30
3.2.3. Energia cinética .....	33
3.2.4. Vetor $E$ .....	37
3.3. Temperatura da superfície do mar .....	40
3.4. Gelo marinho .....	42
3.5. Análises zonais .....	45
4. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	49
REFERÊNCIAS .....	51

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Temperatura média do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ) 500 hPa.....	18
Figura 2 – Componente zonal do vento ( $m\text{s}^{-1}$ ) 500 hPa.....	21
Figura 3 - Componente meridional do vento (500hpa).....	23
Figura 4 – Relação de estações usadas pelo ERA-40.....	25
Figura 5 – Transporte meridional de calor sensível. ....	28
Figura 6 – Anomalia do transporte meridional de calor sensível.....	29
Figura 7 – Transporte horizontal de momentum pelos transientes ( $m^2\text{s}^{-2}$ ). ....	31
Figura 8 – Anomalia do transporte horizontal de momentum ( $m^2\text{s}^{-2}$ ). ....	32
Figura 9 – Energia cinética ( $m^2\text{s}^{-2}$ ) 500 hPa.....	35
Figura 10 - Padrão especial da EKE a partir do cálculo de EOF.....	36
Figura 11 – Vetor-E ( $m^2\text{s}^{-2}$ ) 500hPa.....	39
Figura 12 – Anomalias Vetor $E$ ( $m^2\text{s}^{-2}$ ) 500hPa .....	40
Figura 13 – Temperatura média da superfície do mar ( $^{\circ}\text{C}$ )......	41
Figura 14 – Distribuição espacial da Antártica em perspectiva esferográfica polar (latitude de $90^{\circ}\text{S}$ - $50^{\circ}\text{S}$ e $360^{\circ}$ de longitude), Mar de Weddell ( $60^{\circ}\text{W}$ - $0^{\circ}$ ), Oceano Índico ( $0^{\circ}$ - $90^{\circ}\text{E}$ ), Oceano Pacífico Oeste ( $90^{\circ}\text{E}$ - $150^{\circ}\text{E}$ ), Mar de Ross ( $150^{\circ}\text{E}$ - $120^{\circ}\text{W}$ ) e Mares de Bellingshausen e Amundsen ( $120^{\circ}\text{W}$ - $60^{\circ}\text{W}$ ). ....	44

Figura 15 – (a) Gelo Marinho PD, (b) GHG e (c) Anomalia do Gelo Marinho (m).....	45
Figura 16 – Media zonal energia cinética ( $m^2s^{-2}$ ).....	48

## LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS

( $\cdot$ ) – Desvio da média do valor

$\overline{u'v'}$  – Transporte horizontal de momentum pelos transientes ( $m^2s^{-2}$ )

$\overline{v'T'}$  – Transporte meridional de calor sensível ( $Kms^{-1}$ )

$\bar{u}$  – Vento zonal médio no tempo ( $ms^{-1}$ )

$v'$  – Anomalia do vento meridional ( $ms^{-1}$ )

A1B – Cenário de clima futuro do IPCC

AR4 – Assessment Report 4

AS – América do Sul

AS – América do Sul

Barra superior – Denota a média no tempo

CCA – Corrente Circumpolar Antártica

ECHAM5 – European Centre/Hamburg Model versão 5

ECMWF – European Centre for Medium Range Weather Forecast

EKE – Energia cinética turbulenta devido às ondas transientes

ENOS – El Niño Oscilação Sul

EOF – Empirical Orthogonal Functions

GM – Gelo Marinho

HN – Hemisfério Norte

HN – Hemisfério Norte

HS – Hemisfério Sul

HS – Hemisfério Sul

IOA – Índice de Oscilação Antártica  
IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change  
JBN – Jato de Baixos Níveis  
JP – Jato Polar  
JST – Jato Subtropical  
MCG – Modelo de Circulação Global  
MCGA – Modelo de Circulação Global Atmosférica  
MPI-OM – Max Planck Institute - Ocean Model  
OA – Oscilação Antártica  
PNM – Pressão ao Nível do Mar  
PNMM – Pressão ao Nível do Mar Média  
SRES – Special Report on Emission Scenarios  
ST – Storm Tracks  
Sv – Severdrup  
T – Temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ )  
TSM – Temperatura da Superfície do Mar  
u – Componente zonal do vento ( $\text{ms}^{-1}$ )  
v – Componente meridional do vento ( $\text{ms}^{-1}$ )  
*Vetor  $\vec{E}$*  – Mede a propagação meridional dos ciclones extratropicais em relação à média do fluxo de Oeste  
 $v'T'$  – Fluxo meridional de calor sensível em baixos níveis ( $\text{Kms}^{-1}$ )

## RESUMO

FREITAS, Rose Ane Pereira de, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, fevereiro de 2011. **Avaliação da intensidade e trajetórias dos ciclones extratropicais no Hemisfério Sul sob condições climáticas atuais e de aquecimento global.** Orientador: Flávio Barbosa Justino. Coorientadores: Gilberto Chohaku Sedyama e Marcos Heil Costa.

Os ciclones extratropicais são muito importantes para definir o clima global. Estes sistemas são responsáveis pelo transporte de calor para os pólos impedindo o arrefecimento contínuo da região. As áreas preferenciais destes sistemas baroclínicos são chamados de "Storm Tracks". Os ciclones são diretamente associados ao gradiente meridional e de temperatura. Neste contexto, a variabilidade e mudanças de comportamento dos Storm Tracks no clima atual e em um cenário de aquecimento global são investigadas por meio do modelo climático acoplado ECHAM5/MPI-OM no período entre 1981 a 2000 (PD) e para o aquecimento global (GHG) para o período entre 2081 para 2100. Os resultados mostram que o modelo climático usado reproduz as variáveis e a distribuição de ST com consistência razoável, quando comparado com o reanalises ERA-40. Os resultados para um cenário de aquecimento global A1B indicam que as trajetórias dos ciclones extratropicais sofrerão uma modificação na sua distribuição, deslocando-se mais ao Sul em direção ao pólo. Isso

demonstra que as variações na cobertura de gelo marinho e da temperatura da superfície do mar foram determinantes na redistribuição da atividade ciclônica no cenário climático futuro.

## ABSTRACT

FREITAS, Rose Ane Pereira de, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, February, 2011. **Evaluation of the intensity and trajectories of extratropical cyclones in the southern hemisphere under current climate and global warming conditions.** Adviser: Flávio Barbosa Justino. Co-advisers: Gilberto Chohaku Sedyama and Marcos Heil Costa.

Extratropical cyclones are very important to define global climate. These systems are responsible for the heat transport to poles, preventing the continuous cooling of the extratropical region. The preferential areas of these baroclinic systems are called "Storm Tracks". Cyclones are directly associated to zonal and meridional air or surface temperature gradients. In this context, the variability and changes in the Storm Tracks behavior at present climate and in A1B for global warming scenario are investigated by using the coupled climate model ECHAM5/MPI-OM for the period between 1981 to 2000 (PD), and for global warming (GHG) for the period between 2081 to 2100. The results shows that the climate model used reproduces the variables and the distribution of ST with reasonable consistency, when compared to the ERA-40 reanalises. It may be concluded that the path of extratropical cyclones delivered by the A1B scenario of global warming shows substantial modification in the sense that the ST moves southward in respect present day position demonstrates that variations in sea ice cover and sea surface temperature play the role heading in

the magnitude and preferential area of cyclonic activity in the future climate scenario.

## 1. INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, o interesse pelos estudos das mudanças climáticas tem crescido substancialmente, sobretudo devido à associação de tais impactos na atividade humana. Os eventos climáticos extremos vêm recebendo total atenção da sociedade devido às perdas de vida humana, bem como ao aumento exponencial crescente dos custos associados a estes eventos (KARL; EASTERLING, 1999).

O sistema climático é alterado por variações na composição atmosférica, na radiação solar incidente e refletida, bem como em longas escalas de tempo por mudanças nas características geológicas do planeta (por exemplo topografia, distribuição terra-mar). 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. Estudos apresentam evidências de mudanças no clima que podem afetar significativamente o planeta, com maior impacto nos países menos desenvolvidos na região tropical especialmente nos extremos climáticos. Embora muitas questões ainda permaneçam abertas sobre o impacto destas mudanças nos sistemas meteorológicos (TRENBERTH et al., 2007; MEEHL et al., 2007. e nos Relatórios Científicos do IPCC AR4).

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, momentum e vapor d'água (LAU, 1988; TING; HELD, 1990).

Por exemplo, os ciclones extratropicais exercem forte controle nas condições do tempo e clima no Hemisfério Sul (HS) causando impactos ao meio ambiente e economia. A necessidade de uma investigação qualitativa dos efeitos das emissões dos gases de efeito estufa sobre o comportamento destes sistemas baroclínicos, visando seu melhor entendimento torna-se de fundamental importância.

A distribuição dos ciclones extratropicais é determinada por vários fatores com destaque para os gradientes horizontais de temperatura e a localização e orientação das zonas baroclínicas, Simmonds e Keay (2000) documentaram a variabilidade dos ciclones extratropicais no HS ao longo de quatro décadas (1958-1997) e mostraram uma redução no número de ciclones ao sul de 40°S e aumento ao norte desta latitude. Nas latitudes mais altas, o decréscimo do número de sistemas é acompanhado por ciclones mais intensos e com maior dimensão. Segundo os autores, o número médio anual de ciclones entre 30° a 70°S decresceu cerca de 10% desde o início da década de 70 até o final da década de 90, o que pode estar associado ao aquecimento anômalo reportado no HS neste período. Pezza e Ambrizzi (2003) estudaram também a variabilidade dos ciclones extratropicais no inverno austral, do período de 1973 a 1996, e também observaram uma redução do número de sistemas principalmente no final da década de 70 no Hemisfério Sul.

Na segunda metade do século 20, a região preferencial de atividade das tempestades (ciclones extratropicais) de latitudes médias, localizadas aproximadamente entre os paralelos de 35 e 65 graus em ambos os hemisférios, foi denominada por Blackmon et al. (1977) de “**Storm Tracks**” (em nosso estudo denominaremos “ST”).

Os “ST” têm forte ligação com características do tempo e tem um papel importante na circulação geral da atmosfera através da sua forte influência nas trocas de calor vertical e horizontal, vapor de água e momentum (JUSTINO, 2004; LAU, 1988; TINGS; HELD, 1990). Sobre o Oceano, a troca de momentum ar-mar, é responsável pela agitação marítima que pode levar à

ocorrência de ressacas e ondas gigantes provocando transtornos à navegação, operações em plataformas de petróleo e destruição de áreas costeiras (ROCHA et al., 2004).

Qualquer mudança sistemática na intensidade, frequência, ou na posição destas zonas baroclínicas (ST) são fundamentais para a manutenção do estado de equilíbrio atmosférico (TINGS; HELD, 1990). O clima da Europa, por exemplo, é fortemente dominado pelos ciclones móveis. Foi observado em estudos anteriores que os ciclones do Atlântico, muitas vezes movem-se em faixas preferenciais, tanto no sentido nordeste sobre o mar da Noruega trazendo chuvas torrenciais para o noroeste da Europa, como em uma faixa mais ao sul elevando a precipitação no sul da Europa (van Loon e Rogers, 1979). No HS a principal zona de ST fica entre 45°S e 60°S durante todo o ano. No inverno surge um ramo adicional nos subtropicais, em torno de 20°S a 30°S e 150°W a 90°W (CARMO, 2002).

Pezza e Ambrizzi (2004) examinaram as oscilações interanuais do gelo marinho (GM) ao redor da Antártica para o período de 1979 a 2000 e suas possíveis influências nos ST. Os resultados mostraram que o GM apresenta um ciclo sazonal muito bem marcado e uma notável variação interanual, sendo que as anomalias na extensão do campo de gelo denotaram uma boa coerência com o posicionamento anômalo dos ST.

Na América do Sul estes sistemas foram identificados em vários estudos distintos, Necco (1982) e Gan e Rao (1991) por meio de mínimos de pressão ao nível médio do mar (PNM) em cartas sinóticas; Satyamurty et al. (1990) utilizaram vórtices ciclônicos em imagens de satélite; Sinclair (1995) e Reboita et al. (2008) fizeram uso de mínimos de vorticidade relativa do vento geostrófico em 1000 hPa e do vento a 10 m de altura em reanálises globais. Gan e Rao (1991) observaram duas regiões preferências de ciclogêneses na costa leste da América do Sul, sendo uma na costa sul da Argentina (~45°S) e a outra no Uruguai. Já Reboita et al. (2008) e Sinclair (1995) encontraram além destas duas áreas, uma terceira na costa leste do Brasil entre 33-25°S.

O método mais comum de se estudar os ST consiste na análise da variância de  $\Phi$  (altura geopotencial) na média e alta troposfera, onde a máxima variabilidade é mais característica. Contudo, vários estudos têm usado com sucesso o vento meridional, bem como outras variáveis atmosféricas de

interesse (TRENBERTH, 1991), tais como energia cinética e o fluxo meridional de calor sensível.

## **1.1. Prováveis mecanismos de intensificação dos *storm tracks***

### **1.1.1. Temperatura da superfície do mar**

Segundo Bengtsson (2006), qualquer eventual alteração nos ST é um processo complexo. Por exemplo, uma anomalia na temperatura da superfície do mar (TSM) regional é suficiente para influenciar o domínio de uma tempestade de forma sistemática. Estudos que enfocam a resposta da atmosfera a diferentes condições de TSM, também buscam a compreensão da influência da TSM no desenvolvimento dos ciclones. Giordani e Caniaux (2001) realizaram simulações de mesoescala com o objetivo de elucidar o papel da TSM e dos fluxos entre o mar e o ar na dinâmica dos ciclones oceânicos. Os resultados com base em experimentos numéricos mostraram que os ciclones possuem desenvolvimento mais rápido quando submetidos à TSM maiores que 15°C.

Utilizando resultados de experimentos realizados com um Modelo de Circulação Global (MCG) forçado por diferentes configurações de TSM, Inatsu e Hoskins (2004) notaram que o gradiente da TSM em latitudes médias é importante para a determinação da distribuição assimétrica e intensificação dos 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 e ainda evidencie a baroclinia associada à distribuição dos ST naquela região.

Ainda, Inatsu e Hoskins (2004) estudaram como a TSM e a orografia contribuem para assimetria nos ST de inverno no HS. Os resultados obtidos sugerem que a assimetria zonal dos ST na alta troposfera 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 às regiões de ciclogêneses no sul da África e na AS.

### 1.1.2. Correntes de jatos

Diversos estudos sugerem que os Jatos Polares (JP) no HS fornecem importante suporte dinâmico aos sistemas ciclônicos e é determinante para a distribuição das ST entre 45°S e 70°S. Em particular, isto é observado no verão quando o máximo de suas atividades encontram-se em torno de 60°S, com sinal marcante sobre o Estreito de Drake. Esta é a posição climatológica do JP no verão, o que determina a posição média da região de máxima baroclinia (CAVALCANTI et al., 2009).

Trenberth (1991) observou que ocorre uma maior simetria zonal das ST durante o verão do HS, sendo que o perfil meridional 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-se a uma faixa mais ampla de latitudes e ainda assim, como no verão, está associada principalmente com o JP. O autor filtrou sistemas com crescimento e decaimento de 2 a 8 dias, nas componentes zonal e meridional do vento e observou a presença do jato em altos níveis nas estações de inverno (com dois núcleos) e verão (um núcleo). E novamente notou uma forte relação entre os ST e os jatos polar e subtropical respectivamente, principalmente por conta da baroclinia, em concordância com o vento térmico associado.

Hoskins e Hodges (2005) utilizaram dados de vorticidade relativa derivadas de reanálises do ECMWF (ERA-40) em 850 hPa para comparar características dos ST do HS para as quatro estações do ano. No inverno e verão três regiões ciclogênicas foram observadas: aproximadamente sobre o meridiano de 60°W, em 32°S e 47°S a sotavento dos Andes e sobre a Península Antártica. Foi notado que a variabilidade sazonal das densidades de ciclogênese parece estar de fato relacionada a mudanças nos jatos de altos níveis sobre a AS e a interação com o escoamento sobre a topografia da região.

Como exposto anteriormente, estudos têm sido conduzidos para investigar a variabilidade temporal e espacial dos ST. Todavia, avaliações de como as mudanças do clima podem induzir modificações nestes sistemas baroclínicos ainda são escassas.

### 1.1.3. Concentrações de CO<sub>2</sub>

A frequência e intensidade dos ciclones projetada através dos diferentes modelos do IPCC, para experimentos numéricos em cenário climático de aquecimento (SRES B1, SRESA1B, SRESA2) foram analisados por Lambert e Fyfe (2006). Os modelos, de forma geral, apontam para uma redução no número de tais ciclogêneses e aumento de suas intensidades. Para cada um dos cenários analisados, obtém-se que quanto maior o incremento dos gases de efeito estufa maior o número de eventos, um resultado diferente do obtido por outros autores (SINCLAIR; WATTERSON, 1999; FYFE, 2003; ZHANG; WANG, 1997; WATERSON, 2006). No entanto, Lambert e Fyfe (2006), enfatizam que apesar do aumento do número de eventos, não se destacou uma modificação aparente na distribuição geográfica dos mesmos. Ou seja, em ambos os hemisférios não foi notada modificação significativa na posição por onde estes sistemas se deslocam (ST).

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 duplicou (2 x CO<sub>2</sub>) versus outra com os valores considerados atuais (1 x CO<sub>2</sub>). Eles observaram que ocorre um aumento na altura geopotencial em 500 hPa e espessura entre 1000 e 500 hPa para 2 x CO<sub>2</sub>, 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 x CO<sub>2</sub>. 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 estudo.

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, porém é 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 estudo, ele argumentou que poderá haver uma redução cerca de 30% de ciclones sub-antárticos entre os dias atuais e o fim deste século.

Lim e Simmonds (2004) 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.

## **1.2. Mudanças climáticas e os ST**

De acordo com os resultados de trabalhos anteriores, como os mencionados, os ST podem ser definidos como regiões preferenciais ao desenvolvimento de distúrbios baroclínicos na atmosfera. Estudos já associam os ST observados recentemente às mudanças climáticas. Por exemplo, o evento ocorrido na costa brasileira, em março de 2004, onde o litoral de Santa Catarina foi seriamente afetado pela presença do furacão Catarina causando prejuízos materiais e ceifando vidas humanas. Classificado como um ciclone extratropical foi resultado de uma combinação inédita de ventos baixos em latitudes médias e uma situação de bloqueio atmosférico. Pezza e Siammonds (2005) enfatizam que, durante este período, a Oscilação Antártica estava no seu modo/índice positivo, bem acima dos valores médios, o que induziu um aquecimento do litoral sul brasileiro, reforçando a convecção na região. As tendências previstas para a costa leste da América do Sul, em um cenário de aquecimento global, podem favorecer a intensificação dos ST, aumentando a probabilidade de ocorrência dos ciclones extratropicais no Atlântico Sul.

Utilizando dados provenientes de um modelo de alta resolução sob condições de aquecimento global, Bengtsson (2006) observou que há um

aumento na quantidade e intensidade de tempestades no HS sendo associado ao movimento para o Sul dos ST, fato que pode gerar conseqüências graves para o abastecimento de água no sul da África, sul da Austrália e Nova Zelândia. Isso pode ocorrer porque uma parte considerável da precipitação nestas áreas está relacionada com ciclones transitórios. Problemas semelhantes podem ocorrer na região do Mediterrâneo e Oriente Médio. Estas reduções nos sistemas de precipitação podem diminuir a concentração de gelo nas regiões montanhosas. Nos Alpes, tais mudanças podem ser mais danosas para a sociedade quando comparadas às temperaturas mais elevadas.

Torna-se evidente, portanto, a necessidade de uma investigação qualitativa dos efeitos das emissões dos gases de efeito estufa sobre o comportamento desses sistemas baroclínicos. Neste contexto, a avaliação do comportamento dos ST no clima atual e em um cenário de aquecimento global, são as motivações para este estudo.

### **1.3. Objetivos**

Analisar o comportamento sazonal das trajetórias dos ciclones extratropicais no HS.

Especificamente, pretende-se:

- Analisar como os ciclones extratropicais no HS podem variar no futuro como resultado do aquecimento global.
- Analisar os mecanismos de intensificação dos ciclones extratropicais e suas trajetórias, relacionando com mudanças na TSM e ventos de oeste por meio de correlações entre os campos.

## **2. METODOLOGIA**

### **2.1. Área de estudo**

A região de estudo abrange desde a região extratropical até a região polar do HS, localizada entre as latitudes 40°S e 90°S.

### **2.2. Dados utilizados**

#### **2.2.1. Reanálises atmosféricas (ERA-40)**

A análise do clima atual foi realizada através de estatísticas construídas com base em reanálises obtidas junto ao “European Centre For Medium-Range Weather Forecast” (ECMWF), que disponibiliza produtos de reanálises constituindo o ERA-40, que é um produto resultante da reavaliação das condições para a atmosfera e a superfície compreendendo um período de janeiro de 1957 até o período atual.

A reanálise do ERA-40 possui uma resolução vertical de 60 níveis e uma resolução horizontal de aproximadamente 110 km (T159), resolução temporal de 6 horas e espaçamento de grade de 1,125° x 1,125°. Neste estudo o período analisado foi de 1980 a 2000.

## **2.2.2. Dados derivados de simulações numéricas (ECHAM5/MPI-OM)**

As questões propostas serão investigadas com base em simulações numéricas para o período atual e para o cenário de Aquecimento Global (AG). Para tal fim será utilizada a sexta geração do Modelo de Circulação Geral Atmosférica (MCGA), o modelo ECHAM5/MPI-OM, desenvolvido no Instituto Max-Planck de Meteorologia (MPIM) de Hamburgo na Alemanha. Estas simulações são parte do projeto ESSENCE (STERL et al., 2008), [www.knmi.nl/~sterl/Essence](http://www.knmi.nl/~sterl/Essence)). Os resultados deste modelo foram selecionados para a realização do trabalho porque 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 (OLDENBORGH et al., 2005).

Os dois componentes do modelo, a saber: o ECHAM5 para a atmosfera, e o MPI-OM para o Oceano estão bem documentados (JUNGCLAUS et al., 2006). A versão acoplada foi utilizada para realização dos cenários climáticos usados na elaboração do relatório do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (ROECKNER et al., 2003). A parte atmosférica do modelo apresenta configuração com 31 níveis na vertical e resolução temporal de 6 horas. A coordenada vertical tem resolução horizontal T63, com grade equidistante de  $1,875^\circ \times 1,875^\circ$  na longitude e irregular na latitude (96 paralelos representados).

MPI-OM é a componente oceânica e de GM do modelo acoplado. Sua discretização vertical contém 40 níveis, estando 20 deles confinados entre a superfície e 600 m de profundidade. 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 à parte oceânica. Além destes fluxos, são passados o cisalhamento do vento, calor e precipitação para o Oceano a fim de se calcular a turbulência na superfície causada pelo atrito do vento (BENGTSSON et al., 2006).

Para as projeções climáticas, foi utilizado o cenário A1B, em que se considera aproximadamente 770 ppm a concentração de CO<sub>2</sub> 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.

As análises a serem avaliadas neste trabalho foram baseadas na climatologia para os dois períodos distintos: o primeiro que compreenderá os anos de 1980 a 2000, e o período futuro que é estabelecido entre 2080 e 2100. Este intervalo mais longínquo foi escolhido pela necessidade de se investigar os ST em condições extremamente diferentes das condições atuais.

### **2.2.3. Análise dos resultados**

Para a análise dos resultados, foi feita uma comparação entre os dados de simulações numéricas entre o modelo ECHAM5/MPI-OM e dados provenientes reanálises do ERA-40, que é um produtos resultante da reavaliação das condições para a atmosfera e a superfície. Ambos para o período que compreende o mês de janeiro de 1980 a dezembro de 2000.

Os ST são extraídos a partir de dados diários do modelo e temporariamente classificados usando um filtro passa-alta para incluir apenas sistemas com o crescimento e o decaimento, em intervalos menores do que seis dias.

A influência dos distúrbios sobre a circulação geral durante a marcha sazonal dos ST é analisada por meio de cálculo do transporte de calor sensível, momentum e energia cinética. Isto deve-se ao fato que os sistemas sinóticos em latitudes médias tem sua origem em processos ligados à teoria da instabilidade baroclínica, ou seja, está intimamente conectado ao crescimento na amplitude de distúrbios atmosféricos devido ao cisalhamento vertical do vento médio. Isto consiste na conversão de energia potencial disponível do estado básico para as perturbações. Tal tipo de instabilidade predomina em latitudes médias, ocorrendo nas chamadas zonas baroclínicas, onde se

localizam os máximos gradientes horizontais de temperatura em larga escala e, conseqüentemente, onde se localizam os jatos na alta troposfera.

Os campos de anomalias foram obtidos pela diferença entre as simulações para o futuro e presente. Em estudos climáticos, o conceito de anomalia é freqüentemente empregado, em virtude do interesse das pesquisas em investigar o quanto o clima de determinada região difere do que é considerado normal (PEZZI; SOUZA, 2005). Deste modo, a anomalia de uma determinada variável pode ser definida como a diferença (ou desvio) entre a variável observada para um determinado local, durante certo período e um valor médio, previamente calculado com dados de um longo período, para esse mesmo local.

Para as análises da variabilidade e dos modos dominantes dos campos simulados, é utilizada a técnica de funções ortogonais empíricas (EOF). Neste caso a avaliação é feita por brevidade, unicamente no campo de energia cinética (EKE).

As análises dos resultados e gerações das Figuras, incluindo cálculos de anomalias e EOF, foram feitas através dos softwares GRADS (*Grid Analysis and Display System*) e FERRET, ambos de domínio público, os quais são poderosas ferramentas de processamento, manipulação e análise de dados geofísicos.

#### **2.2.4. Determinação dos *storm tracks***

A fim de obter uma estimativa precisa da intensidade dos ST são analisadas estatísticas das ondas transientes: fluxo de calor sensível em baixos níveis  $[(\overline{v'T'})]$ , energia cinética  $[EKE = \frac{1}{2}(\overline{u'^2 + v'^2})]$  e o vetor  $[E = (\overline{v'^2 - u'^2}, -\overline{u'v'})]$ .

#### **2.2.5. Fluxo de calor sensível em baixos níveis**

Usando as definições das médias zonais e do tempo, o transporte para norte de calor sensível medida em volta do círculo de latitude sobre o período, pode ser escrito da seguinte forma:

$$[\overline{vT}] = [\bar{v}] [\bar{T}] + \bar{v}^* \bar{T}^* + [\overline{v' T'}]$$

(1)            (2)            (3)            (4)

em que o termo 1 representa transporte latitudinal e temporal de calor sensível médio em sentido Norte; termo 2, contribuições da circulação meridional média. termo 3, contribuições dos vórtices estacionários; termo 4, contribuições dos vórtices transientes; e  $\bar{v}$ , movimento estacionário e  $v'$  os movimentos transitórios.

Neste estudo analisam-se os transportes por meio de  $[\overline{v' T'}]$  com a finalidade de procurar esclarecer a relação entre a distribuição zonal dos ST e a dos transportes de calor devido aos vórtices transientes.

### 2.2.6. Energia cinética

Quatro tipos de energia são importantes para determinar o transporte meridional de energia, a energia interna é a energia associada com a temperatura da atmosfera e a energia potencial associada com o potencial gravitacional do ar, em alguma distância, acima da superfície. A associação da energia interna e a potencial constituem em torno de 97% da energia da atmosfera. Embora a energia cinética represente uma pequena fração da energia total, ela ainda é muito importante para entender a gênese e manutenção dos ST, porque os movimentos são os meios pelo qual a energia é transportada do Equador para os Pólos (HARTMAN, 1994).

Estudando a dinâmica das ST para o HN, Mesquita (2006) observou que estes sistemas estão associados 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 provenientes dos trópicos, na direção do pólo e do ar frio descendente na direção do equador conduzido em ondas baroclínicas e sistemas frontais.

O estudo da energia cinética por unidade de massa (EKE), ao longo de uma determinada latitude, é obtido segundo Haltiner e Williams (1980), ou seja:

$$[EKE = \frac{1}{2}(\overline{u'^2 + v'^2})]$$

em que o primeiro termo da equação corresponde à energia cinética do escoamento zonal ( $u^2/2$ ); o segundo termo, energia cinética do escoamento meridional ( $v^2/2$ ); e a barra, média temporal.

### 2.2.7. Vetor $\vec{E}$

Esta avaliação do vetor  $\vec{E}$ , inicialmente proposta por Hoskins e Valdes (1983), quantifica a forma de propagação, e explica a interação do fluxo de vórtices transientes. Além disso, ele também mede a propagação de vórtices alongados meridionalmente em relação ao fluxo de oeste médio. Nas regiões onde  $\vec{E}$  é divergente (convergente), há uma força horizontal da circulação média de acordo com uma tendência dos turbilhões a aumentar (diminuir) a oeste do Fluxo Médio (HALL et al., 1994). Logo, para analisar a influência dos ST sobre o Oeste usaremos:

$$[E = (\overline{v'^2} - \overline{u'^2}, -\overline{u'v'})].$$

em que  $\overline{u'v'}$  mostra os transportes de momentum pelos turbilhões e representa a maior parte da componente meridional do fluxo de  $\vec{E}$ .

Mudanças nos ST também significam mudanças no fluxo de calor transiente de um turbilhão em direção aos pólos e conseqüentemente no Vetor  $\vec{E}$ . Há uma influencia direta dos turbilhões através do transporte de calor e momentum que geralmente é resumida pelo Vetor  $\vec{E}$ , e este será usado para analisar a influencia dos vórtices dos ST nos ventos de oeste.

### 2.2.8. Funções ortogonais empíricas (EOF)

O método das Funções Ortogonais Empíricas (EOF – *Empirical Orthogonal Functions*), também conhecido de Análise de Componentes Principais (ACP), é utilizado para se obter os principais padrões espaciais de variabilidade, sua variação no tempo, e a quantificação da importância relativa desses padrões, por meio da variância explicada.

A técnica de Funções Ortogonais Empíricas (EOFs) tem sido usada para analisar diversos campos escalares e para se estudar os padrões atmosféricos dominantes relacionados com fenômenos de várias escalas de tempo e espaço (LEGLER, 1983). A descrição matemática desta técnica pode ser encontrada em Kutzbach (1967).

### **3. RESULTADOS E DISCUSSÃO**

#### **3.1. O modelo ECHAM5/MPI-OM e os dados de reanálise ERA-40**

Modelos climáticos podem ser utilizados para fins de previsão e também para estudos de processos climáticos. Neste estudo avalia-se a habilidade do modelo ECHAM5/MPI-OM em reproduzir sazonalmente o clima do HS no presente para após utilizá-lo em projeções do clima futuro.

##### **3.1.1. Temperatura média do ar**

A temperatura parece estar diretamente ligada ao desenvolvimento de ciclones no HS e por sua vez na intensificação dos ST. Desta forma a Figura 1 apresenta a climatologia sazonal da temperatura do ar a 500hPa no período de 1981 a 2000 para os meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro, DJF) e para os meses de inverno (junho, julho e agosto, JJA).

Pode-se observar que o padrão espacial da temperatura do ar em 500hPa com base em reanálises do ERA-40 e do ECHAM5/MPI-OM apresentam muito boa similaridade. As maiores temperaturas tanto nas reanálises quanto nas simulações do modelo são encontradas na faixa entre 20° e 35°S durante o verão (Figura 1 – a e b) e nos meses de inverno suas máximas temperaturas apresentam-se entre 20° e 30°S (Figura 1 – c e d). Por outro lado as temperaturas mínimas ocorrem durante o inverno, sobre o

continente antártico, como era esperado, demonstrando com eficácia a influencia que a latitude exerce sobre a temperatura média do ar (Figuras 1 c, d). Outro aspecto interessante a considerar é que tanto o modelo quanto os dados de reanálise combinam entre seus valores máximos e mínimos relacionando-os às latitudes.

Quando analisada a região da antártica, nota-se que as temperaturas são simuladas adequadamente, principalmente para o Mar de Weddell (60°W – 0°), Oceano Índico (0° – 90° E), Oceano Pacífico Oeste (90° E – 150° E), Mar de Ross (150° E – 120°W) e Mares de Bellingshausen e Amundsen (120°W – 60°W). Todas as temperaturas são simuladas de forma precisa em ambas as estações, o que mostra a eficácia do modelo tanto latitudinalmente quanto longitudinalmente.

Entretanto, existem regiões onde as diferenças entre a simulação do modelo ECHAM5/MPI-OM e os dados de reanálise são maiores. Por exemplo, para a região da Antártica acima de 70°S onde a temperatura mínima simulada é menor principalmente entre 10° e 140°E, nos meses de JJA (Figura 1d), enquanto que para os meses de verão, o ECHAM5/MPI-OM apresentou um decréscimo de temperatura em torno de 5°C na mesma região, entre as longitudes 50° e 100°E (Figura 1 – a e b). Nota-se então que as maiores discrepâncias entre modelo e reanálises, apresentaram-se na região antártica acima de 70°S.

Baseados nessa diferença apresentada sobre altas latitudes é importante enfatizar que, de acordo com Justino et al. (2010), os dados de temperatura do ERA-40 apresentam um erro no que tange a amplitude do ciclo sazonal. Fato que pode também ocorrer nas temperaturas da média troposfera.

Maiores detalhes serão apresentados no final deste capítulo, onde estudos comprovam algumas deficiências das reanálises ERA-40, principalmente, na região Antártica e altas latitudes.



### 3.1.2. Componente zonal do vento

Segundo Djuric (1994), o campo de vento zonal está diretamente ligado a distribuição meridional de calor e, além disso, que as diferenças de temperatura entre as regiões polares e o equador são responsáveis pelo estabelecimento dos ventos de oeste em latitudes médias, enquanto os centros de alta pressão semi-estacionários sobre os oceanos determinam o comportamento dos ventos nas regiões tropicais, que são predominantemente de leste.

Como no inverno os contrastes de temperatura são grandes em latitudes médias, ventos de oeste mais intensos são observados no inverno, o que é confirmado pelas observações.

Nas latitudes médias e altas encontra-se um jato associado à frente polar, que está entre os ventos polares de leste e os ventos mais quentes de oeste. É o chamado jato polar que tem um papel muito importante no tempo em latitudes médias. Além de fornecer energia à circulação de tempestades na superfície, ele também dirige suas trajetórias.

O jato polar apresenta velocidade média mais intensa no inverno e aproximadamente a metade no verão. A diferença sazonal é devido ao gradiente mais forte de temperatura que existe em latitudes médias durante o inverno. Durante o inverno, o jato polar pode desviar-se em direção ao equador até 30° de latitude. No verão, sua posição média é usualmente em torno de 50° de latitude. O jato não tem uma trajetória retilínea leste-oeste, mas apresenta ondulações, com grande componente norte-sul.

O papel do jato polar na geração e manutenção de tempestades em escala sinótica está ligado à produção de convergência e divergência em nível superior quando o ar é acelerado e desacelerado ao entrar e sair de faixas de máxima velocidade do jato. Onde o jato produz divergência em altitude ele contribui para o desenvolvimento de ciclones que se formam e deslocam ao longo da frente polar.

O jato polar não é a única corrente de jato. O jato subtropical ocorre próximo à descontinuidade da tropopausa, em torno de 25° de latitude e está localizado a aproximadamente 13 km de altitude. É mais forte e menos variável em latitude que o jato polar.

Baseando-se nas afirmações anteriores, a Figura 2 apresenta a componente zonal do vento, em 500 hPa para dados de reanálise ERA-40 (Figura 2 – a e c) e dados simulados pelo modelo ECHAM5/MPI-ON (Figura 2 – b e d), para os meses de verão (DJF) e inverno (JJA) .É importante destacar que os valores negativos indicam que o vento se desloca no sentido leste-oeste, enquanto que os valores positivos mostram o deslocamento do vento no sentido oeste-leste.

Comparando-se os dados das simulações aos dados de reanálise (Figura 2), observa-se uma maior simetria zonal na distribuição espacial do jato de oeste, durante os meses de verão (Figura 2 – a e b), onde apresenta-se confinado em uma região entre as latitudes 30°S e 60°S com valores mais máximos próximos a 50°S. Longitudinalmente seus valores mais intensos aparecem entre 0° e 120°E e 20° e 0°W, aproximadamente, sobre o Oceano Índico e oeste do continente africano. As principais diferenças entre as análises nos meses de verão são apresentadas no que tange a intensidade da variável, pois o modelo desintensifica a mesma sobre as regiões de latitudes médias e altas.

No inverno (Figura 2 – c e d) a característica mais notável é a bifurcação do escoamento associada ao surgimento do jato subtropical (JS), onde mostra que durante o inverno os ST apresentam um segundo ramo partindo da Austrália cruzando o Pacífico Sul, o sul do continente Sul Americano e do Oceano Atlântico, passando ao sul da África e do Oceano Índico, chegando ao sul da Austrália, onde são muito bem representadas pelo modelo. A única diferença apresentada está ao sul da Austrália e sul do Pacífico onde o ramo sul do bifurcamento apresenta-se com menor intensidade.

Entre as maiores diferenças apresentadas entre modelo e reanálises para a componente zonal do vento, observa-se que o modelo ECHAM5/MPI-OM simula de forma mais intensa os ventos de oeste nos meses de JJA (Figura 2d) em uma única região, sobre o Oceano Índico e sul da Austrália. Por outro lado, os valores são simulados com menor intensidade, principalmente, a leste da Austrália e próximos ao Mar de Ross.



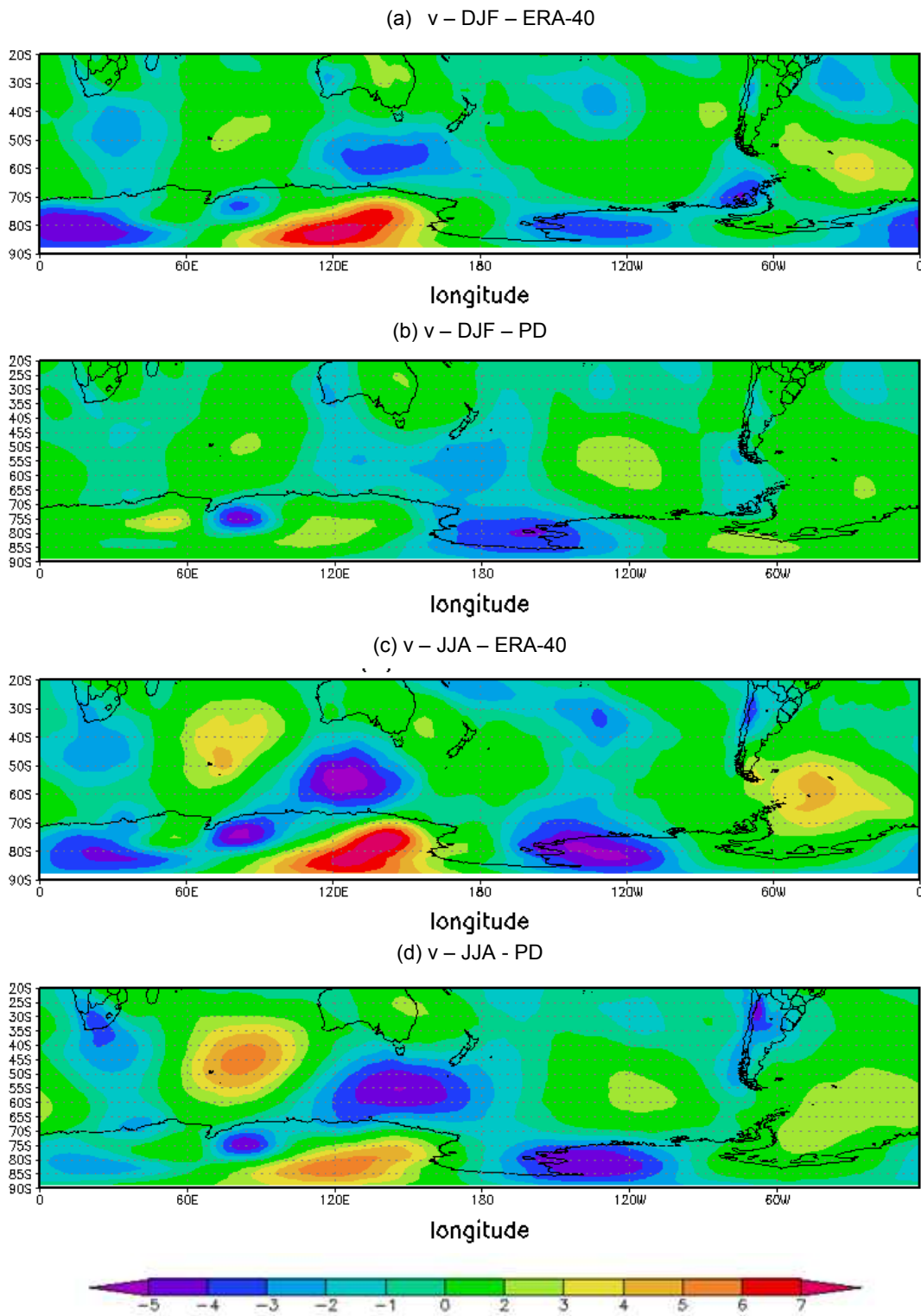
### 3.1.3. Componente meridional do vento

A circulação meridional tem origem no aquecimento desigual da Terra e no efeito do movimento de rotação na atmosfera. O desequilíbrio de radiação entre a região equatorial, onde há saldo positivo de energia, e as polares, deficitárias, promove deslocamentos de ar entre essas latitudes como meio de diminuir as diferenças energéticas (AYOADE, 1983).

A Figura 3 apresenta a climatologia da componente meridional do vento a 500hpa no período de 1981 a 2000, enfatiza-se que os movimentos meridionais são representados de norte para sul por valores negativos e quando associados a movimentos de sul para norte caracterizados por valores positivos.

Pode-se observar que as maiores diferenças entre modelo e reanálises apresentam-se nos meses de verão (Figura 3 – a e b) onde podemos notar que o modelo subestima os valores da componente meridional do vento principalmente sobre o continente antártico nas proximidades de 120°E, sobre o Atlântico Sul entre 60°S e 90°W, sul da Austrália e Atlântico sul. Entre 90°W e 30°E, o ERA-40 apresenta sobre a região da Antártica uma região de valores negativos (Figura 3a), mostrando uma região de ventos de norte para sul, que não é simulada pelo modelo (Figura 3b), sendo essa a maior diferença entre modelo e reanálise, mas deve-se lembrar que as reanálises ERA-40 também apresentam inconsistências sobre a região Antártica (JUSTINO et al., 2010).

Nos meses de verão (Figura 3 – c e d) pode-se notar coerência entre modelo e reanálises. o ECHAM5/MPI-ON reproduziu satisfatoriamente a componente meridional do vento, só apresentando uma pequena intensificação nos movimentos meridionais, e em uma única região, sobre o Oceano Índico entre 40°S e 50°S. Nas demais regiões o modelo simulou de forma precisa e mais uma vez apenas apresentou valores menores quanto às intensidades em questão.



(a) Dados de reanálise ERA\_40 em DJF; (b) Dados simulados pelo modelo ECHAM5/MPI-ON para o presente em DJF; e (c) e (d) O mesmo para os meses de inverno.

Figura 3 - Componente meridional do vento (500hpa).

A distribuição da componente meridional do vento também é bem representada pelo ECHAM5/MPI-OM quando comparada com os dados de reanálise principalmente no inverno onde poucas diferenças entre estes dados são apresentadas para todas as variáveis em questão.

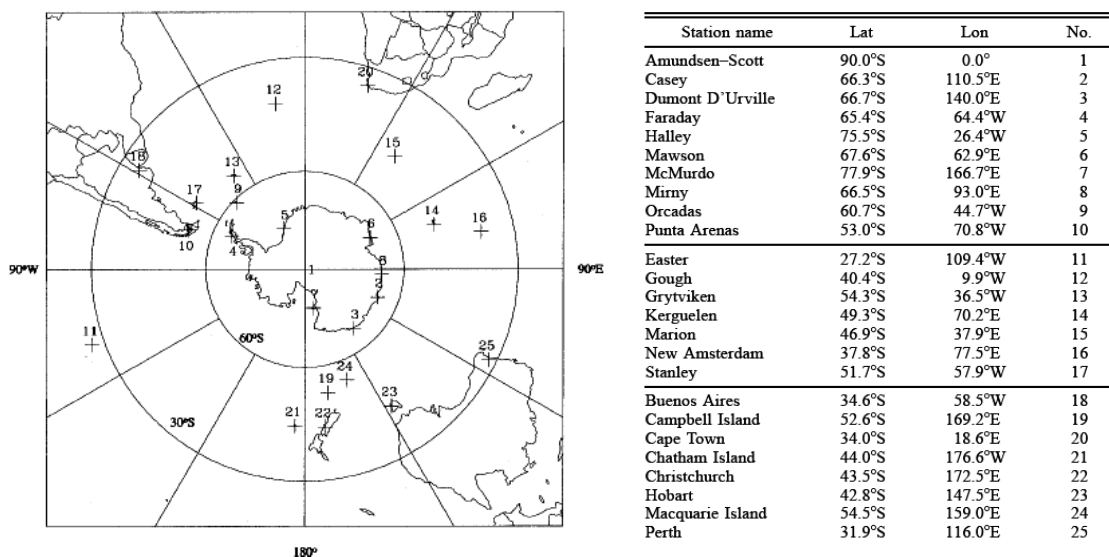
#### **3.1.4. Limitações dos dados ERA-40 e do ECHAM5/MPI-OM**

Setzer e Kayano (2009) alertam que as limitações dos dados de reanálises devem ser consideradas nos estudos climáticos principalmente em latitudes antárticas. Mesmo após 1979, quando a qualidade da informação é considerada aceitável, as diferenças sazonais na temperatura em 1000 hPa, que variam de cerca de 3°C a 15°C, e de até 40 hPa na pressão na superfície, são encontradas entre as reanálises 1 e 2 do NCEP-NCAR, e ECMWF-ERA-40. Dados em altitude estão também sujeitos a variações significativas entre os conjuntos de dados. Tais diferenças são uma ordem de grandeza maior que a magnitude do sinal atribuído a tendências climáticas atuais.

A comunidade científica que usa os dados climáticos antárticos e sub-antárticos deve estar a par das limitações dos dados, e de seus efeitos potenciais nas análises de séries temporais e na modelagem. Uma comparação minuciosa das saídas das reanálises para os locais de várias estações de superfície da Antártica poderia fornecer os fatores de correção para as séries climáticas na região.

Bromwich e Fogt (2004) afirmam que uma das causas dos dados do ERA-40 apresentarem alterações principalmente na região Antártica e altas latitudes dá-se pela rede de estações de observação ser muito limitada conforme mostrado na Figura 4.

Este capítulo teve como objetivo avaliar se o modelo climático ECHAM5/MPI-OM consegue reproduzir o clima sazonal entre os anos 1981 e 2000. Considerando que os modelos climáticos ainda não conseguem reproduzir com alto grau de confiabilidade o padrão sazonal que a climatologia observacional apresenta, o modelo ECHAM5-MPIOM conseguiu simular coerentemente a média anual das variáveis em questão, apesar de algumas incoerências encontradas, demonstrando assim que suas projeções futuras poderão ser usadas com alto grau de confiabilidade.



Fonte: Bromwich e Fogt (2004).

Figura 4 – Relação de estações usadas pelo ERA-40.

Algumas dificuldades que o modelo ECHAM5-MPIOM 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. Entretanto, os valores não se afastam do observado pelos resultados com base nos dados do ERA-40. Em termos gerais, as características do escoamento em 500 hPa foram simuladas e o modelo aproximou-se satisfatoriamente ao observado na Reanálise. Portanto, o ECHAM5-MPIOM pode ser utilizado, com um elevado grau de confiabilidade.

### 3.2. ST no clima atual e no cenário climático futuro

Seguindo a metodologia descrita no capítulo anterior, foram obtidos resultados dos ST no HS para o período de 1980-2000.

Baseados em estudos anteriores onde foram determinados os ST através da máxima variabilidade de  $v'$ , podemos afirmar que os ST têm como características básicas, a atividade dos distúrbios ser maior em latitudes médias e com grande simetria zonal em torno de 50°S e mostram maior variabilidade da circulação ao Sul da Nova Zelândia e ao sul do Oceano Índico. Durante o inverno, os ST apresentam um segundo ramo partindo da Austrália

cruzando o Pacífico Sul, o sul do continente Sul Americano e do Oceano Atlântico, passando ao sul da África e do Oceano Índico, chegando ao sul da Austrália. E no verão apresentam-se confinados em uma região mais simétrica em torno de 50°S e mostram maior variabilidade ao sul da Nova Zelândia e ao sul do Oceano Índico, concordando com trabalhos de Chang (1999) e Berbery e Vera (1996) e recentemente Carmo (2002).

### **3.2.1. Transporte meridional de calor sensível**

A média temporal dos transportes de calor sensível meridional para o presente é mostrada na Figura 5, onde trocas de energia potencial do estado básico e a energia potencial disponível para os distúrbios é mostrada através de  $(\overline{v'T'})$  por meio de dados de reanálise ERA-40 (Figura 5 – a e c) para o período de 1981 a 2000. Sendo avaliadas as estações de verão (dezembro, janeiro e fevereiro, DJF) e inverno (junho, julho e agosto, JJA), onde são comparados com as simulações feitas pelo modelo acoplado ECHAM-5/MPI-OM para o mesmo período (Figura 5 – b e d).

Seguindo a metodologia descrita no capítulo anterior pode-se observar claramente que o transporte meridional de calor sensível nos meses de verão apresenta-se distribuído em uma faixa mais estreita de latitudes sugerindo uma maior simetria zonal (Figura 5a). No inverno a atividade dos sistemas distribui-se por uma faixa maior de latitudes, nesses meses observa-se que os transportes meridionais de calor sensível alcançam seus valores máximos, parecendo estar associados principalmente com as correntes de jato (Figura 5b). Sobre o Pacífico Sul e entre o sul da Austrália e sul da Nova Zelândia o transporte meridional de calor sensível converge para o pólo em ambas as estações.

Quando comparados a um cenário futuro (Figura 5 – b e d), pode-se notar que a atividade dos transportes continua persistente e convergem para o pólo sobre a região de latitudes médias em torno de 5°S principalmente sobre a região do Pacífico Sul, entre o litoral sul da Austrália e sul da Nova Zelândia. A tendência de deslocamento para sul da atividade ciclônica é notada em maior concentração e intensidade ao lado polar da posição média para GHG. Observa-se uma redução da intensidade no Pacífico Sudeste, em uma região

delimitada pelos paralelos  $40^{\circ}\text{S}$  e  $50^{\circ}\text{S}$  e meridianos  $90^{\circ}\text{W}$  e  $110^{\circ}\text{W}$  e uma considerável diminuição de intensidade em uma faixa meridional, em torno de  $75^{\circ}\text{W}$ , que se estende de  $40^{\circ}\text{S}$  a  $60^{\circ}\text{S}$ . Além disto, o Oceano Atlântico apresenta intensificação neste campo em uma faixa latitudinal, em torno de  $50^{\circ}\text{S}$ , que se estende de  $50^{\circ}\text{W}$  a  $0^{\circ}$  para o inverno (GHG).

Quando se comparam os meses de inverno (Figura 5 – c e d) onde é apresentado o transporte meridional de calor sensível para os meses de inverno sugere-se um maior deslocamento para Sul quando comparados com os meses de verão (Figura 5 – a e b). O que concorda com resultados anteriores como Yin (2005), que afirma que 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 meridional de calor sensível causado pelo aquecimento da troposfera.

Observa-se, que a alteração do transporte meridional de calor sensível associada ao aumento na emissão dos gases de efeito estufa, e às variações da camada de ozônio previstas, sugere uma aceleração do escoamento básico tanto para inverno quanto para o verão. O deslocamento observado dos ST para o Sul fica em torno de  $5^{\circ}\text{S}$ , sendo mais ou menos igualmente distribuídos meridionalmente, isso ocasionará a uma menor atividade dos ciclones em torno de  $50^{\circ}\text{S}$  e aumento da atividade em torno de  $60^{\circ}\text{S}$ .

A Figura 6 apresenta a anomalia dos transportes meridionais de calor sensível, podendo-se notar que em um cenário futuro poderá haver uma intensificação dos transportes principalmente ao lado polar da posição média dos ST em direção ao pólo. No inverno (Figura 6b) a região que apresenta máximo transporte para Sul está entre  $20^{\circ}$  e  $120^{\circ}\text{W}$ . Por outro lado no Pacífico Sul esses transportes aparecem mais intensos em ambas as estações com destaque para os meses de inverno onde os valores são ainda maiores. Nos meses de verão (Figura 6a) pequenas mudanças são apresentadas destacando os transportes ao lado norte da posição média dos ST com sinais marcantes no sul da Austrália, sul da África e Pacífico.



As maiores anomalias apresentadas sobre a América do Sul (AS) e Oceano Atlântico no inverno são estudadas por Pezza e Siammonds (2005), que atribuem à Oscilação Antártica no seu modo/índice positivo, acima dos valores médios.

Pode-se afirmar então, com base nas análises anteriores, que em um cenário GHG, a atividade continua persistente durante todo o ano e que os transportes de calor para sul alcançarão seus valores máximos no inverno, com um deslocamento meridional dos ST em direção ao pólo num cenário de aquecimento global.

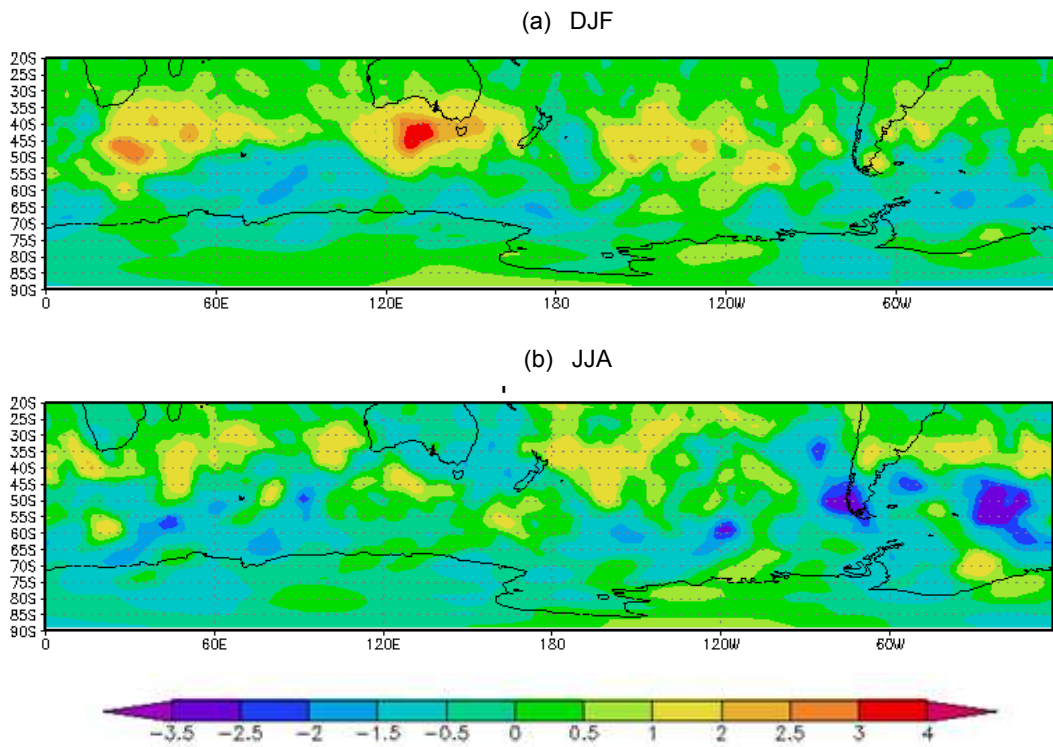


Figura 6 – Anomalia do transporte meridional de calor sensível.

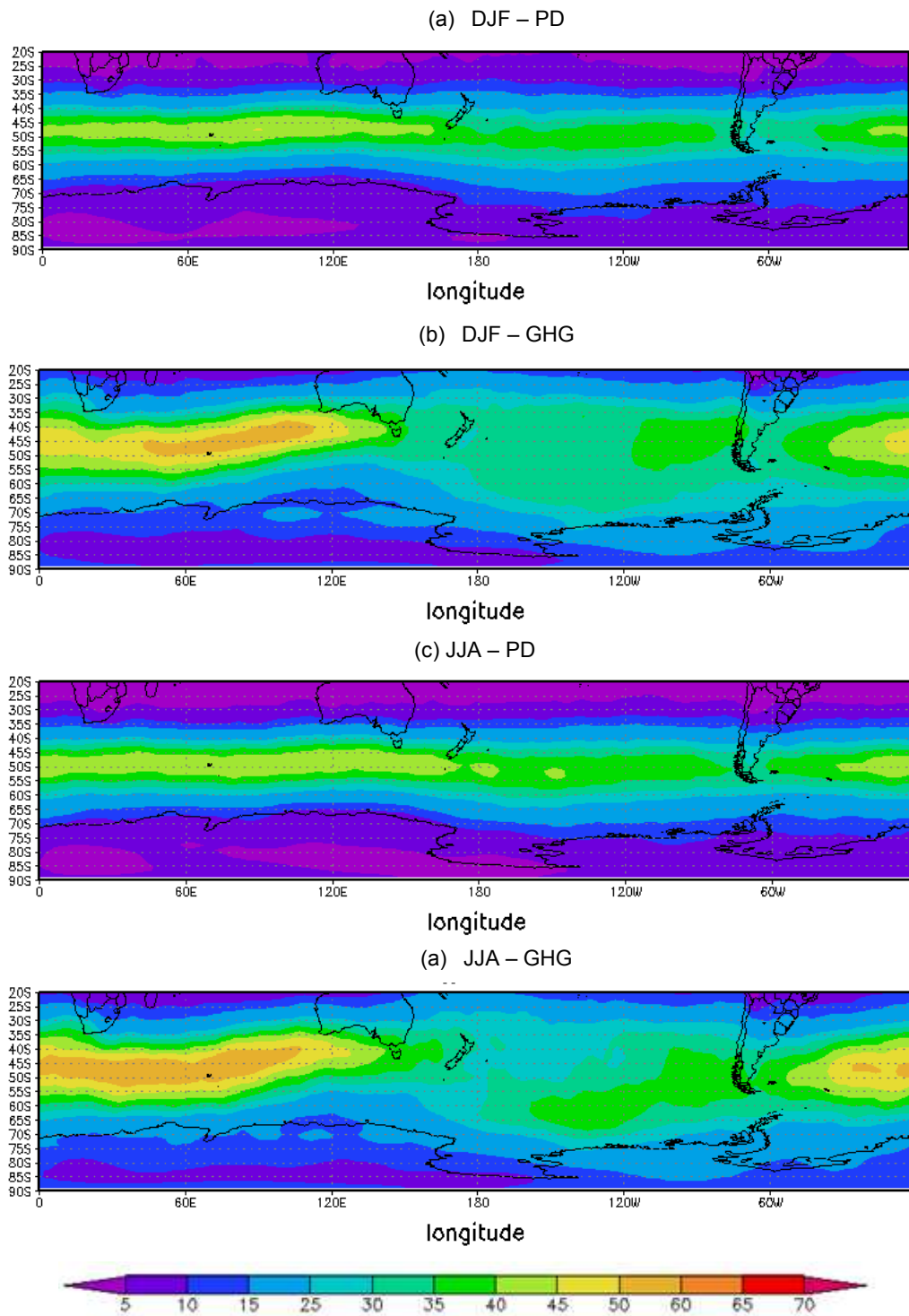
### 3.2.2. Transporte horizontal de momentum

Através de dados de reanálise ERA-40, para o período de 1981 a 2000, para os meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro; DJF) e inverno (junho, julho e agosto; JJA), a média dos transportes horizontais de momentum  $\overline{u'v'}$  são mostrados na Figura 7. Este transporte representa as trocas entre energia cinética dos distúrbios e energia cinética do estado básico, e são comparadas com as simulações feitas pelo modelo acoplado ECHAM-5/MPI-OM para o mesmo período (Figura 7 – c e d).

Durante o verão (Figura 7 – a e b), pode-se observar uma intensa simetria zonal de  $\overline{u'v'}$ . Os vórtices são confinados entre uma faixa estreita de latitudes, sugerindo que esta estação apresenta menor variabilidade espacial, pois os sistemas evoluem e são mantidos dentro do jato. No inverno (Figura 7 – c e d), a atividade destes sistemas meteorológicos estende-se a uma faixa maior de latitudes, de acordo com o fluxo da componente zonal do vento, como discutido no capítulo anterior (Figura 2). Sobre a AS pode-se observar que há uma interrupção do fluxo, provavelmente devido à orografia da região em questão (SINCLAIR, 1995; SIMMONDS; KEAY, 2000).

Observa-se que os valores máximos do transporte de momentum apresentam-se no Oceano Índico em ambas as estações. Quando comparamos às simulações GHG (Figura 7 – b e d), nota-se que o transporte de momentum é intensificado e aumenta a área de máxima atividade do lado polar do ST nas latitudes médias, especialmente em regiões localizadas à costa sudoeste da África, da Austrália e no Oceano Atlântico. Segundo Carmo (2004), a convergência meridional dos transportes de momentum deve implicar na aceleração do escoamento básico.

No inverno,  $\overline{u'v'}$  continua apresentando-se mais forte principalmente sobre o Oceano Índico em um cenário futuro. Sobre o Pacífico Sul a atividade mantém seu padrão mais fraco, em ambas as estações, e sua maior simetria zonal continua a apresentar-se no verão.



(a) Dados de reanálise ERA-40 em DJF; (b) Dados simulados pelo modelo ECHAM5/MPI-ON para GHG em DJF; e (c) e (d) O mesmo para os meses de inverno.

Figura 7 – Transporte horizontal de momento pelos transientes ( $m^2s^{-2}$ ).

Na Figura 8, observa-se a anomalia dos transportes horizontais de momentum para os meses de verão e inverno. Essa anomalia pode ser definida como a diferença (ou desvio) entre a variável observada para um determinado local, durante certo período e um valor médio, previamente calculado com dados de um longo período, para esse mesmo local. Em nosso estudo, relacionamos essa anomalia a valores obtidos pela diferença entre a simulação para o presente (PD) e a simulação para um cenário de aquecimento global (GHG).

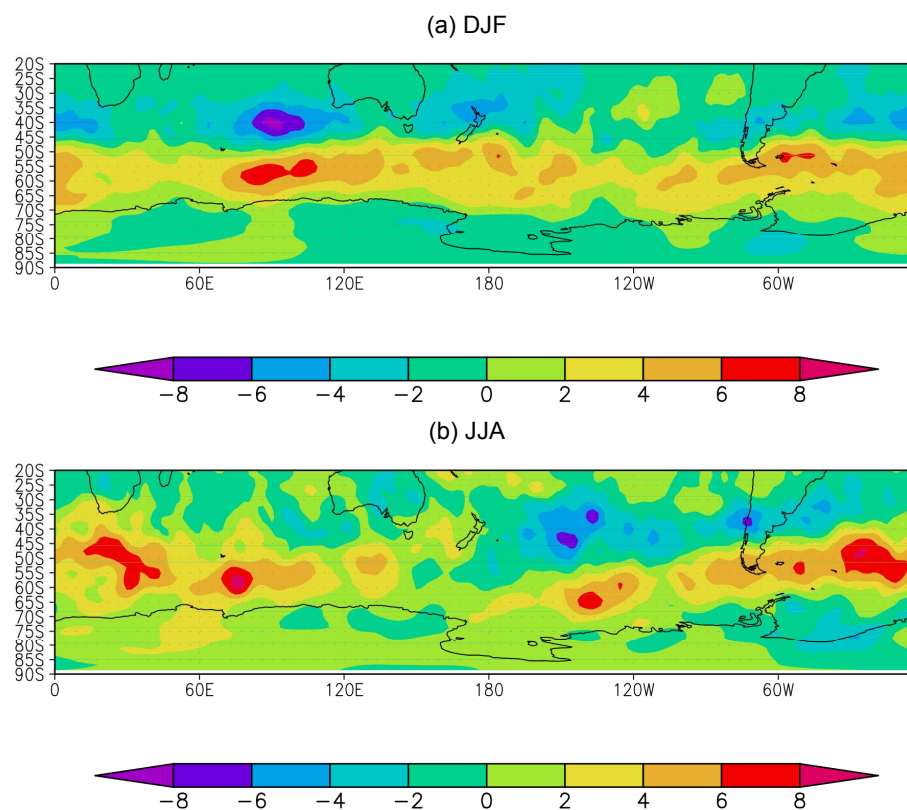


Figura 8 – Anomalia do transporte horizontal de momentum ( $m^2s^{-2}$ ).

Pode-se observar que os maiores valores de anomalia no verão (Figura 8a) apresentam-se sobre o sul do Oceano Índico, aproximadamente entre 55° e 60°S e sobre o leste da AS, aproximadamente, sobre 55°S. No inverno (Figura 8b), os valores máximos estão ao sul da África, sul do Oceano Índico, Pacífico Sul, leste da AS e Atlântico Sul variando entre as latitudes 45° e 70°S. Tendo como base a localização das maiores anomalias apresentadas, para a região de ligação entre o continente Antártico e Oceano Austral, o que está associado basicamente ao maior gradiente térmico meridional.

### 3.2.3. Energia cinética

O campo zonal da energia cinética [ $EKE = \frac{1}{2}(\overline{u'^2 + v'^2})$ ] é mostrado na Figura 9 para os meses de verão (Figura 9 – a e c) e inverno (Figura 9 – b e d) em condições normais e sob condições de aquecimento global.

A Figura 9 (a e b) apresentam EKE para os meses de verão onde podemos notar que seu perfil apresenta-se distribuído entre 40°S e 60°S e seus valores máximos apresentam-se próximos a 50°S, apresentando alguma variação em maior grau sobre o Sul do Oceano Índico e menores sobre o Sul dos Oceanos Pacífico e Atlântico. Nota-se que a simulação GHG apresenta o perfil de energia cinética deslocado mais a sul em torno de 5° e tem valores maiores cerca de 10% maiores.

A Figura 9 (c e d) apresentam os perfis de EKE para os meses de inverno, onde nota-se seus máximos deslocados em uma faixa mais ampla de latitudes entre 30°W e 120°E (PD) e 50°W e 130°E (GHG). Nota-se que em um cenário futuro o perfil apresenta-se mais intenso.

Comparando-se as simulações PD e GHG para os meses de inverno e verão pode-se observar então que no inverno o perfil de EKE mostra um aumento da atividade sobre o Pacífico Central, bem como uma intensificação no sentido do fluxo de Oeste. Logo, em um cenário futuro sistemas mais intensos são esperados com deslocamento das faixas em direção ao pólo em ambas as estações cerca de 5°.

Podemos afirmar então que, nos meses de inverno principalmente sobre influencia de maiores concentrações de CO<sub>2</sub>, sistemas mais intensos

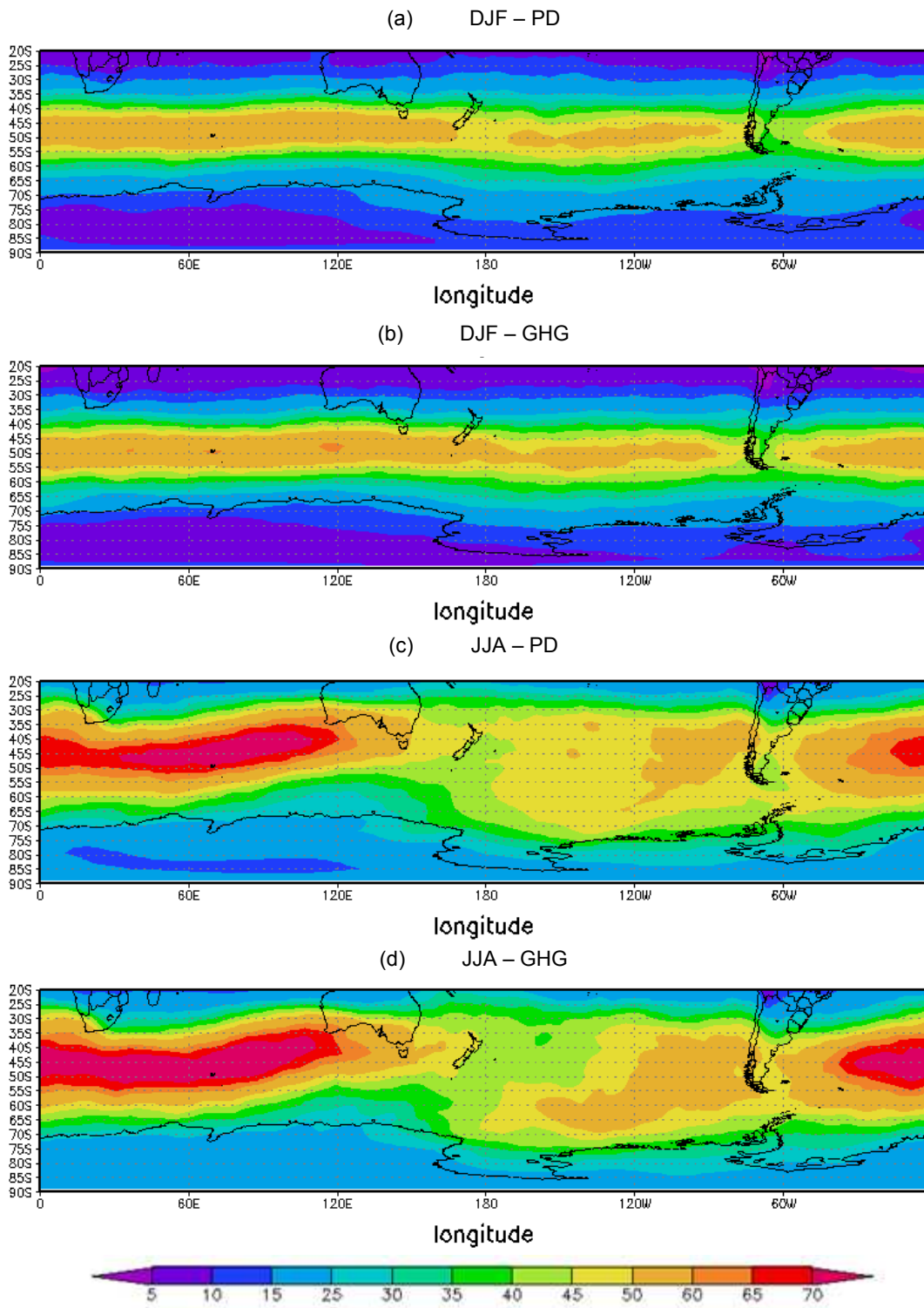
seguirão a trajetória em latitudes médias. Pode-se notar também que os maiores valores de EKE apresentam-se sempre a frente dos máximos valores de  $\overline{v'T'}$  observados na Figura 5.

Estudos anteriores comprovam que o comportamento da energia cinética é associado a posição e intensidade dos ventos em altos níveis, explicando o deslocamento do máximo, das latitudes médias no inverno para latitudes subtropicais no verão. Esta característica do jato de altos níveis do HS tem sido amplamente documentada (TRENBERTH, 1991; CHANG, 1999; RAO et al., 2002). Dessa forma, pode-se argumentar que a variabilidade do perfil zonal da energia cinética observada seja consequência de variações do padrão do jato de altos níveis. Vale salientar, que o processo de transferência de energia corrente abaixo, ocorre principalmente nos altos níveis da atmosfera, onde o vento ageostrófico é praticamente zonal a EKE apresenta sua maior magnitude (BLACKBURN, 1985).

A Figura 10 mostra os padrões dominantes da EKE determinada através do cálculo da EOF para os meses de verão e inverno para as simulações PD e GHG para os meses de inverno e verão.

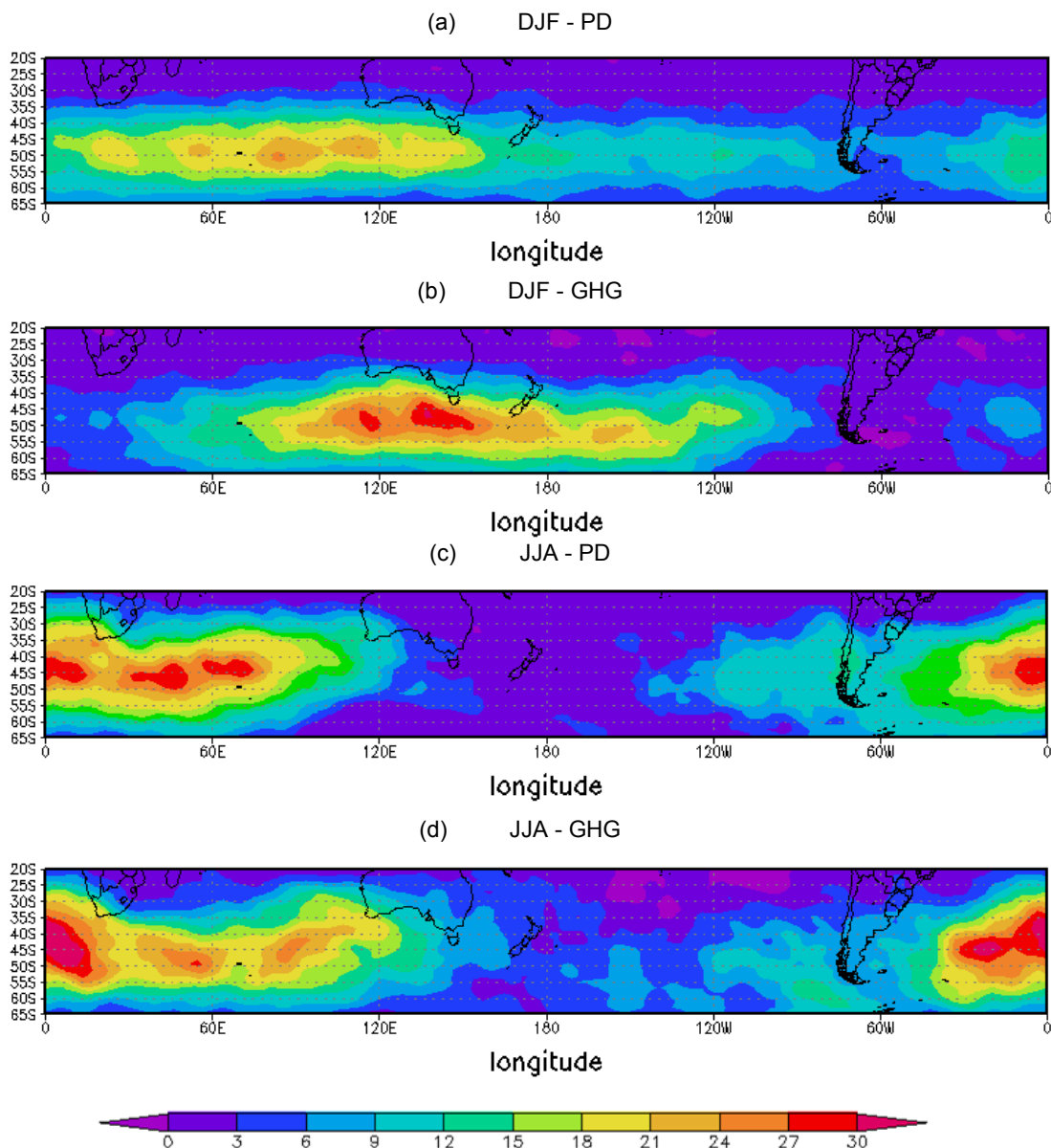
As simulações para o verão são apresentadas na Figura 10 a,b onde verifica-se variações entre 30° e 65°S onde as mais evidentes estão entre 90°E e 120°E com valores máximos de amplitude entre 20 e 22  $m^2s^{-2}$ . As simulações GHG (Figura 10b) demonstram que o padrão dominante apresenta-se entre as mesmas latitudes porém deslocados mais ao sul da Austrália onde seus máximos aproximam-se de 27  $m^2s^{-2}$ .

Para os meses de inverno nas simulações PD (Figura 10c), nota-se que as maiores variações apresentam-se sobre os Oceanos Atlântico e Índico com valores máximos próximos a 22  $m^2s^{-2}$ , demonstrando um acréscimo nas variações em relação aos meses de verão, sendo mais intensas a leste do Oceano Atlântico e Oceano Índico. Para as simulações GHG o padrão dominante se estende por uma faixa maior de latitudes entre 35°S e 55°S evidenciando-se sobre o sul do Oceano Índico, sul da Austrália, e com máximos destacados sobre o Oceano Atlântico.



(a) Dados de reanálise ERA\_40 em DJF; (b) Dados simulados pelo modelo ECHAM5/MPI-ON para GHG em DJF; e (c) e (d) O mesmo para os meses de inverno.

Figura 9 – Energia cinética ( $m^2s^{-2}$ ) 500 hPa.



(a) Dados de reanálise ERA-40 em DJF; (b) Dados simulados pelo modelo ECHAM5/MPI-ON para GHG em DJF; e (c) e (d) O mesmo para os meses de inverno.

Figura 10 - Padrão especial da EKE a partir do cálculo de EOF.

Os padrões dominantes de EKE mostram que, para um cenário futuro, as maiores tempestades estariam distribuídas no verão a partir de 60°E até 120°W, sugerindo maior impacto sobre o sul da Austrália e Nova Zelândia. Nos meses de inverno as maiores tempestades apresentam-se entre o sul da África, Oceano Índico e sul da Austrália e bem mais evidentes no Oceano Atlântico.

Essa tendência a maiores tempestades no Oceano Atlântico são apresentadas em estudos anteriores, como Pezza e Siammonds (2005), que atribuem à Oscilação Antártica no seu modo/índice positivo, acima dos valores médios um aquecimento do litoral sul brasileiro, reforçando a convecção. Em um cenário de aquecimento global a TSM mais altas podem favorecer a intensificação dos ST, aumentando a probabilidade de ocorrência dos ciclones extratropicais no Atlântico Sul.

#### **3.2.4. Vetor $\vec{E}$**

Os turbilhões têm influência direta sobre os transportes de calor e momentum, e essas influências geralmente podem ser resumidas pelo Vetor  $\vec{E}$ , usados para analisar as influências dos vórtices dos ST no fluxo de oeste. O transporte horizontal de momentum representa a maior parte da componente meridional do Vetor  $\vec{E}$ , enquanto que os transportes meridionais de calor constituem a parte vertical do Vetor  $\vec{E}$  sendo um dos principais fluxos associados com instabilidade baroclínica. Além disso, o Vetor  $\vec{E}$  tem como objetivo localizar a origem de tais perturbações, mostrando seus caminhos preferenciais.

A Figura 11 mostra o Fluxo de  $\vec{E}$  em 500hPa para simulações PD e GHG para meses de verão e inverno no HS. Nas Figuras são mostrados os valores do vento zonal médio,  $\bar{u}$ , (região colorida ao fundo da ilustração) e a convergência/divergência em vetores (o tamanho dos vetores representa a intensidade dos mesmos).

Para os meses de verão (Figura 11 – a e b), observa-se as maiores divergências em 50°S desde o sul do Oceano Índico até o sul da Austrália. Para a simulação GHG nota-se o perfil semelhante porém alongando-se até a Nova Zelândia. A intensidade e a divergência do fluxo não parecem aumentar consideravelmente para um cenário futuro, bem como o padrão espacial parece semelhante embora amplie sua extensão longitudinalmente quando comparados a simulação PD.

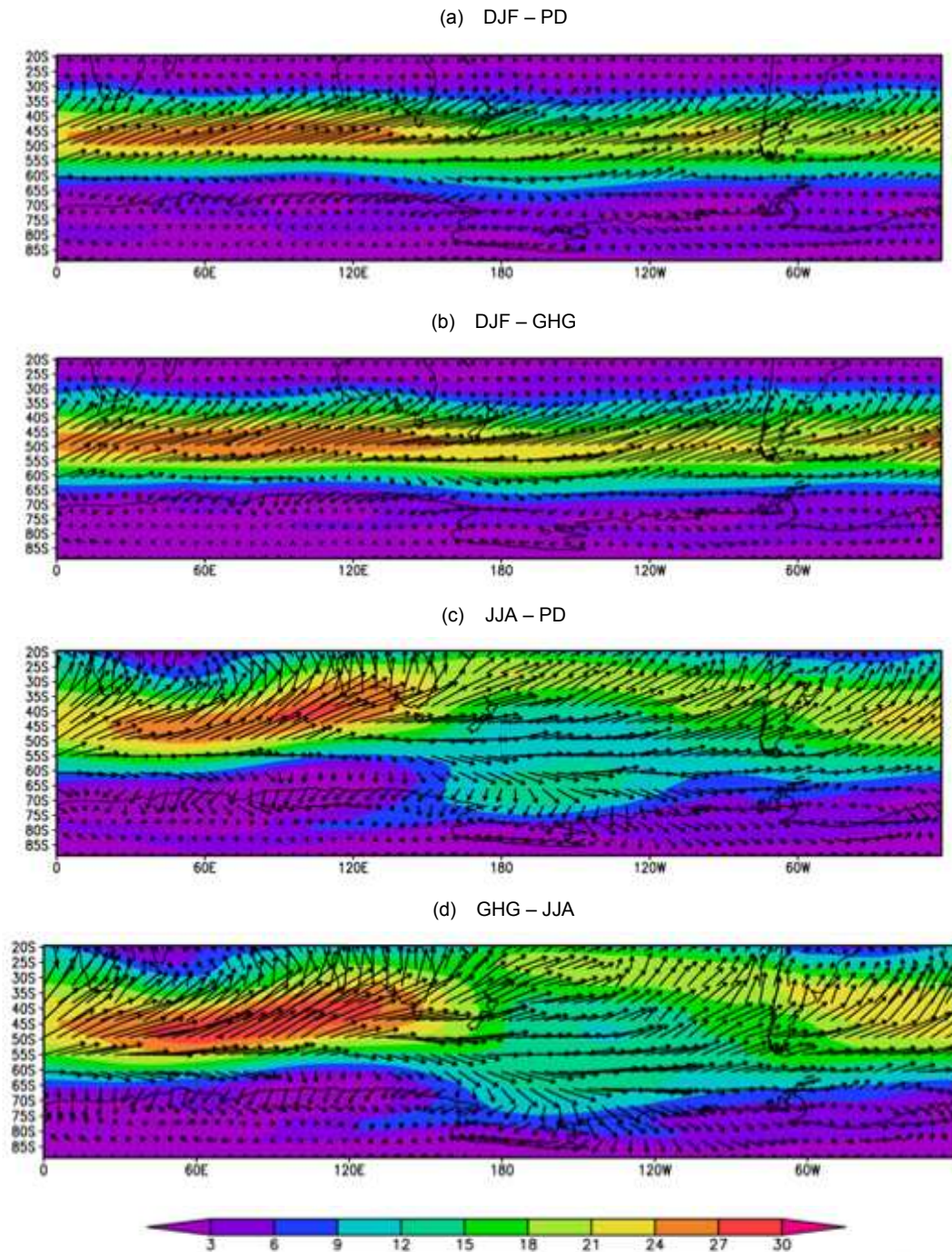
Na Figuras 11 (c e d), observa-se  $\vec{E}$  para os meses de inverno, onde sua atuação é notoriamente mais intensa entre as latitudes 30°S e 50°S

principalmente sobre o Oceano Índico e oeste da Austrália, onde a divergência e a intensidade são bastante pronunciadas sendo ainda mais evidenciada em um cenário GHG onde intensidade e divergência tornam-se maiores e sua distribuição passa às latitudes 35°S e 55°S. Para as duas simulações o Oceano Atlântico também apresenta uma região de divergência, embora sua intensidade seja mais intensa.

Sabendo-se que  $\vec{E}$  mede a propagação dos vórtices alongados meridionalmente em relação ao fluxo de Oeste médio, nota-se na Figura 11 que as regiões de maior divergência do fluxo há um aumento da força horizontal da circulação média reforçando a tendência dos turbilhões em aumentar a oeste do fluxo médio

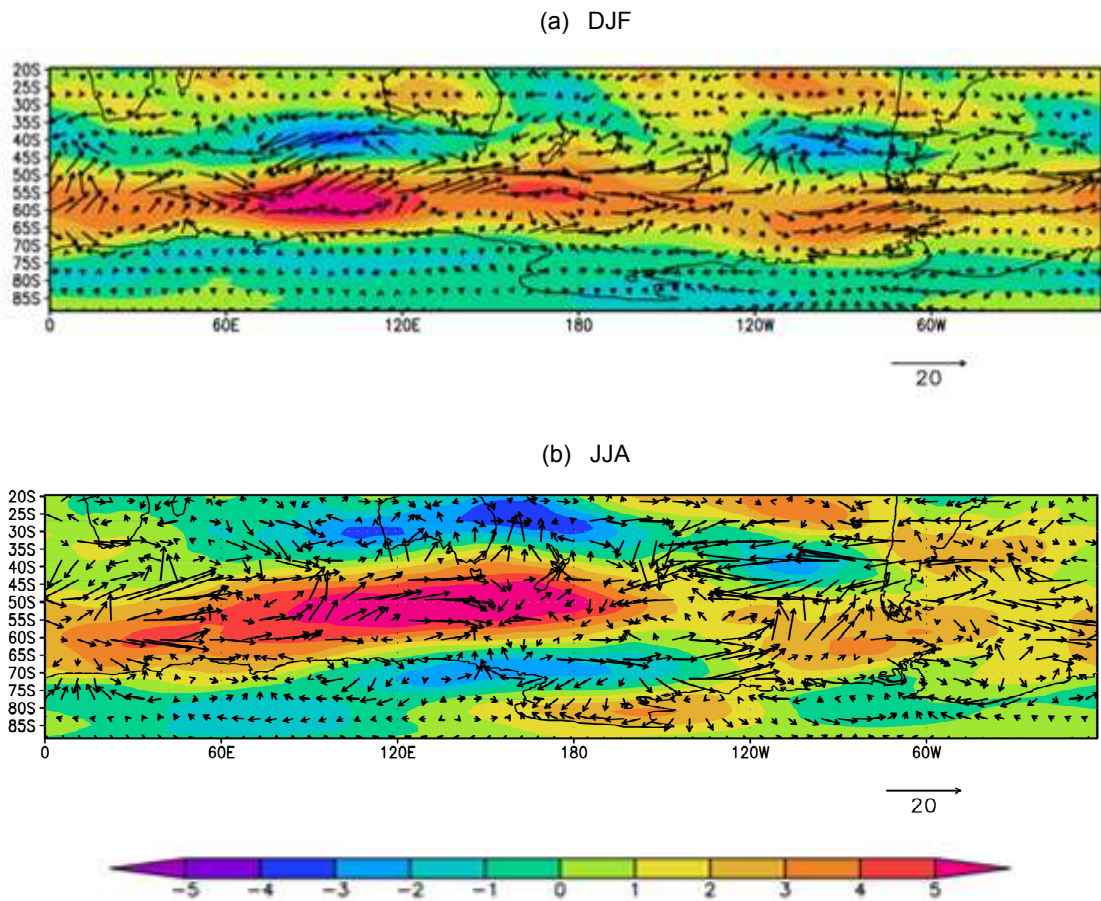
As análises podem ser confirmadas para um cenário de aquecimento global através das Anomalias apresentadas na Figura 12 onde se tem a diferença de  $\bar{u}$  entre GHG e PD. Observa-se que a maior divergência apresenta-se sobre o Oceano Índico revelando que os vórtices estão atuando para acelerar o fluxo de Oeste na faixa em ambas as estações, principalmente no Oceano Índico, sul da Austrália e Nova Zelândia, no inverno, onde os ventos intensificam-se até aproximadamente  $5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  num cenário GHG (Figura 12).

Sabendo-se então, que os ST estão intimamente ligados ao fluxo de oeste, pode-se afirmar que em um cenário futuro haverá uma intensificação desse transporte e os mesmos deslocar-se-ão mais a sul podendo haver implicações nos abastecimentos de água de algumas regiões como o Sul da África onde maior parte depende da precipitação da região.



(a) Dados de reanálise ERA-40 em DJF; (b) Dados simulados pelo modelo ECHAM5/MPI-ON para GHG em DJF; e (c) e (d) O mesmo para os meses de inverno.

Figura 11 – Vetor-E ( $m^2s^{-2}$ ) 500hPa.



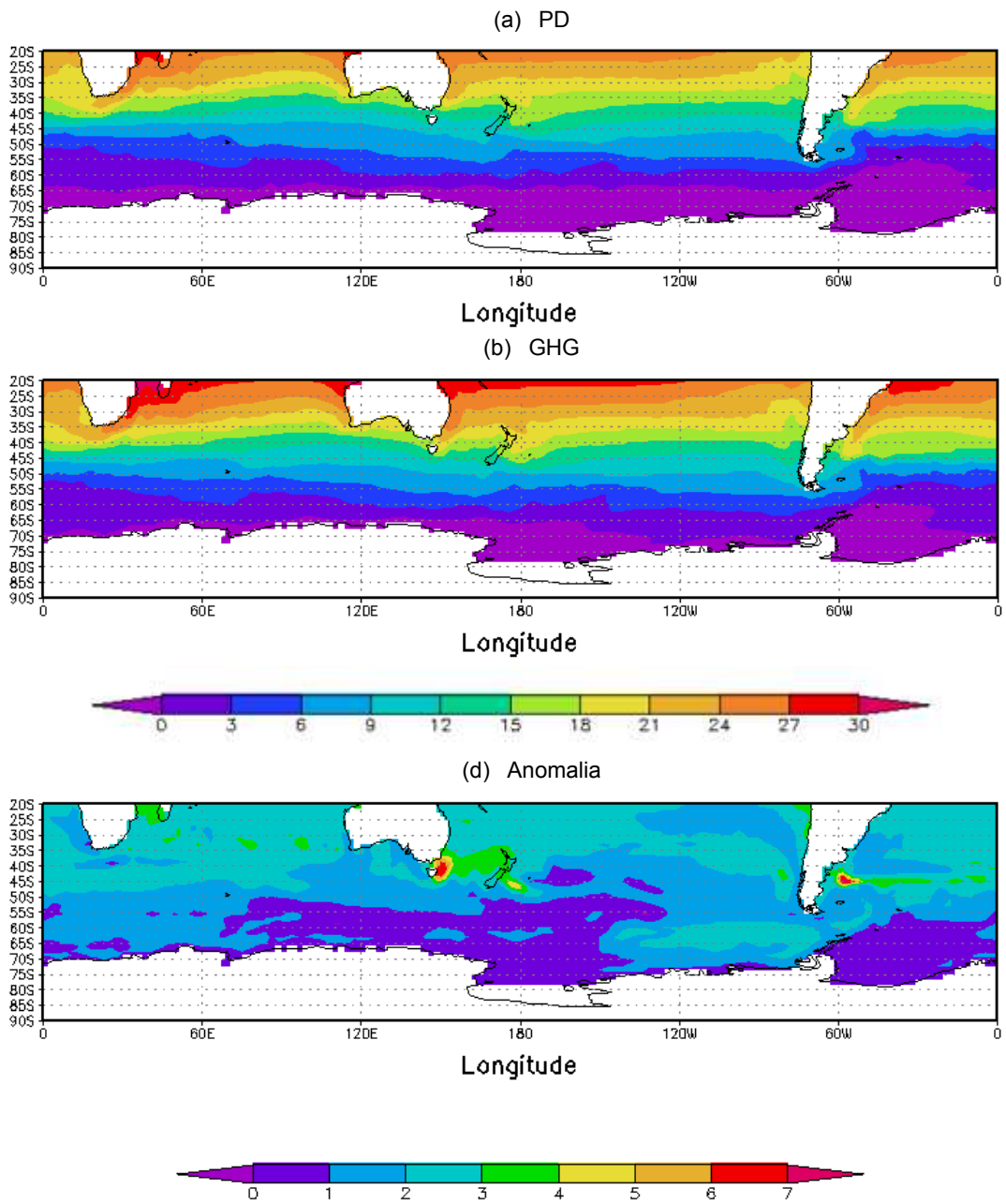
(a) DJF; (b) JJA.

Figura 12 – Anomalias Vetor  $\vec{E}$  ( $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ) 500hPa

### 3.3. Temperatura da superfície do mar

A temperatura da superfície do mar (TSM) em latitudes médias é importante para determinação da distribuição assimétrica e intensificação dos 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 e ainda evidencie a baroclinia associada à distribuição dos ST no HS.

A Figura 13 (a e b) apresenta a Temperatura Média da Superfície do Mar (TSM) para o presente (PD) e para um cenário de aquecimento global (GHG), onde pode-se confirmar seu forte gradiente, principalmente, nas latitudes médias.



(a) PD; (b) GHG; (c) Anomalia.

Figura 13 – Temperatura média da superfície do mar (°C).

As diferenças da TSM ficam mais evidentes ao analisarmos a anomalia (Figura 13c) onde mostramos a diferença entre os dados simulados pelo ECHAM5-MPIOM para o presente e futuro. Observa-se que anomalias positivas de temperatura são apresentadas em todo o Oceano Austral. Os maiores valores de anomalia positiva são encontrados nas regiões entre 60°E-150°W e 60°W-0°, especialmente sobre o Oceano Pacífico Oeste, Mar de Ross e Mar de Weddell.

O forte aumento da TSM em latitudes médias é determinante para a assimetria e intensificação dos ST evidenciado pelo fluxo de calor associado. Pode-se afirmar então que, quando a atmosfera é exposta a altas concentrações de CO<sub>2</sub>, o gradiente da TSM associado será maior como fica evidenciado na Figura 13b.

Sugere-se então que a mudança na distribuição dos ST está relacionada com mudanças nos padrões de TSM, podendo gerar desenvolvimento mais rápido dos turbilhões e diferenças na distribuição assimétrica dos ST, embora, como discutido por Held (1993), as alterações climáticas devido ao aumento da concentração de gases na atmosfera deverá levar a uma série de mudanças que podem afetar a circulação geral da atmosfera.

### **3.4. Gelo marinho**

O gelo marinho (GM) desempenha um importante papel no clima das regiões polares, em função de modificar os processos radiativos, momentum e troca de massa. Além disso, o GM antártico modula a interação e o acoplamento entre o Oceano e a atmosfera (JUSTINO; PELTIER, 2006). A variabilidade da cobertura do GM Antártico em diversas escalas de tempo tem um impacto significativo nos processos que envolvem a formação e modificação das massas de água, particularmente no Mar de Weddell (COMISO; GORDON, 1998; MARKUS et al., 1998). Deste modo, torna-se bastante relevante estudar as mudanças ocasionadas na espessura do GM Antártico e sua relação com os ST. Para fins de localização, a Figura 14 mostra o continente Antártico em perspectiva esferográfica polar com os respectivos mares que o circundam.

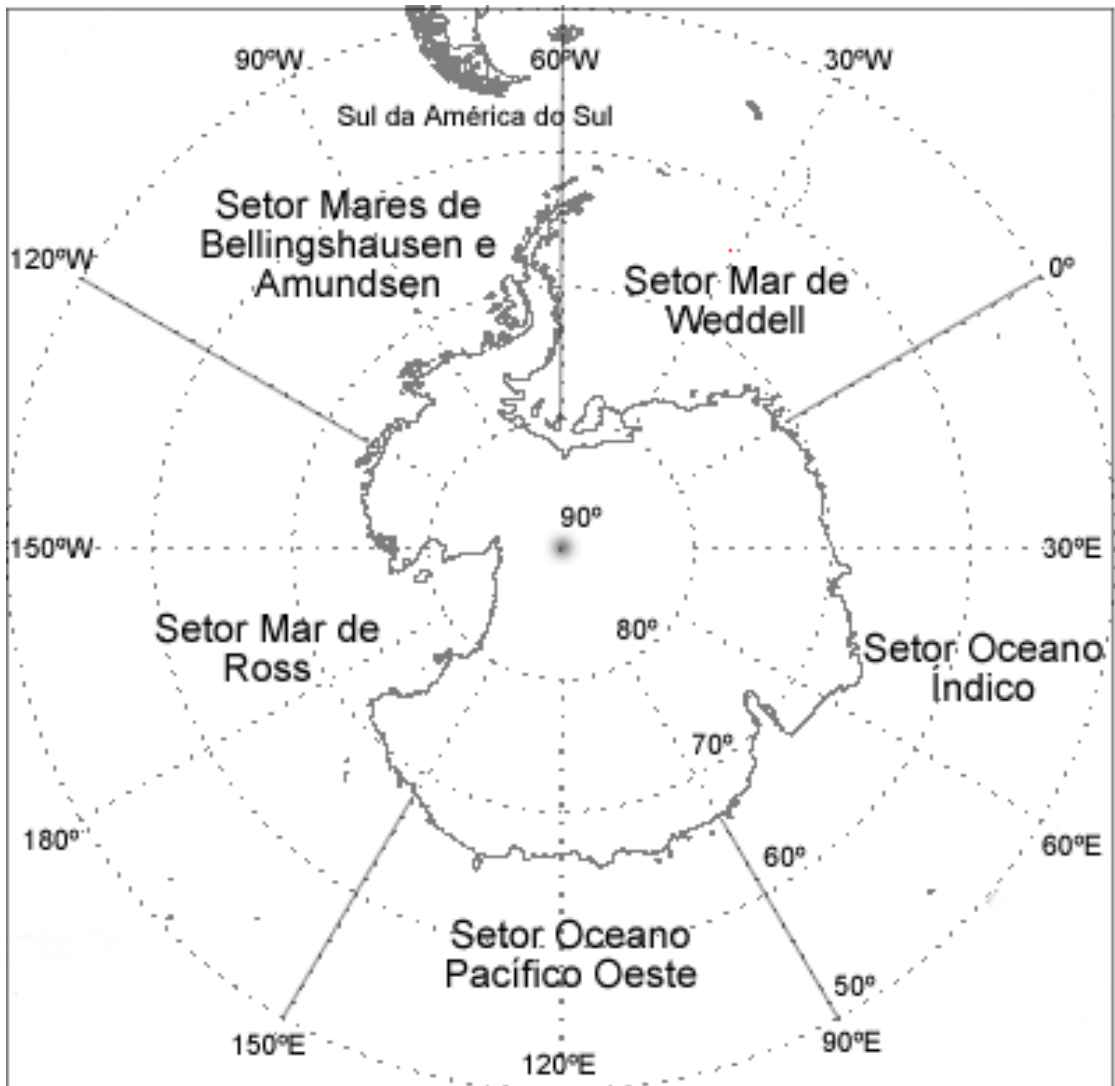
As simulações PD mostram que a espessura média anual para o GM atinge um máximo de 3 metros na região do mar de Weddell (Figura 14a). Já nas regiões do mar de Amundsen e Ross, a espessura do gelo oceânico é aproximadamente 1,5m. Esse padrão de espessura de gelo é semelhante aos resultados obtidos por Parkinson (2002), a partir de medidas realizadas por satélite.

Na Figura 14b podemos observar o GM em simulações GHG, onde principalmente no Pacífico Oeste, Mar de Ross, Mares de Bellingshausen e Amundsen as reduções de GM são maiores. Quando observamos sua espessura, podemos notar que ao norte da península antártica será a região mais afetada.

A anomalia do GM é apresentada na Figura 14c, nesta nota-se claramente a redução na espessura de gelo em até 2m no Norte da península antártica e em até 0,5m em regiões como no mar de Weddel e no mar de Amundsen. Na parte leste da Antártica, desde o mar de Ross até a zona Antártica do Oceano Índico, a ausência do gelo foi a característica principal dos experimentos de sensibilidade climática. Estas anomalias na criosfera devem-se a um substancial aumento na quantidade de calor oceânico transportado para a região Antártica. Estes resultados estão de acordo com estudos anteriores como Justino et al. (2007), que atribuem tais mudanças ao aumento na disponibilidade de calor, em parte devido a uma possível intensificação do transporte Sverdrup (Sv) junto a corrente do Brasil e/ou um enfraquecimento dos ventos de oeste ao longo da CCA. Produzindo assim uma redução no efeito de ressurgência o que leva a um favorecimento da chegada de águas mais quentes oriundas de latitudes médias devido ao transporte anômalo de Ekman (enfraquecimento dos ventos de oeste).

A Figura 14 mostra um fator determinante para o deslocamento dos ST em direção ao Sul que é a retração de gelo a partir do aquecimento induzido pelo aumento na concentração de CO<sub>2</sub>. Nota-se que essa retração de gelo influencia no deslocamento dos ST para o Sul, sendo razoável, por isso, sugerir-se uma forte influência do ponto de vista da baroclinidade zonal induzido pelo contraste térmico entre gelo e água concordando perfeitamente com os resultados obtidos por Pezza e Ambrizzi (2004), que examinaram as oscilações interanuais do GM ao redor da Antártica para o período de 1979 a

2000, e suas possíveis influências nos ST. Os resultados mostraram que o GM apresenta um ciclo sazonal muito bem definido e uma notável variação interanual, sendo que as anomalias na extensão do campo de gelo denotaram uma boa coerência com o posicionamento anômalo dos ST.



Fonte: Adaptada de Blank (2009).

Figura 14 – Distribuição espacial da Antártica em perspectiva esferográfica polar (latitude de 90°S-50°S e 360° de longitude), Mar de Weddell (60°W-0°), Oceano Índico (0°-90°E), Oceano Pacífico Oeste (90°E-150°E), Mar de Ross (150°E-120°W) e Mares de Bellingshausen e Amundsen (120°W-60°W).

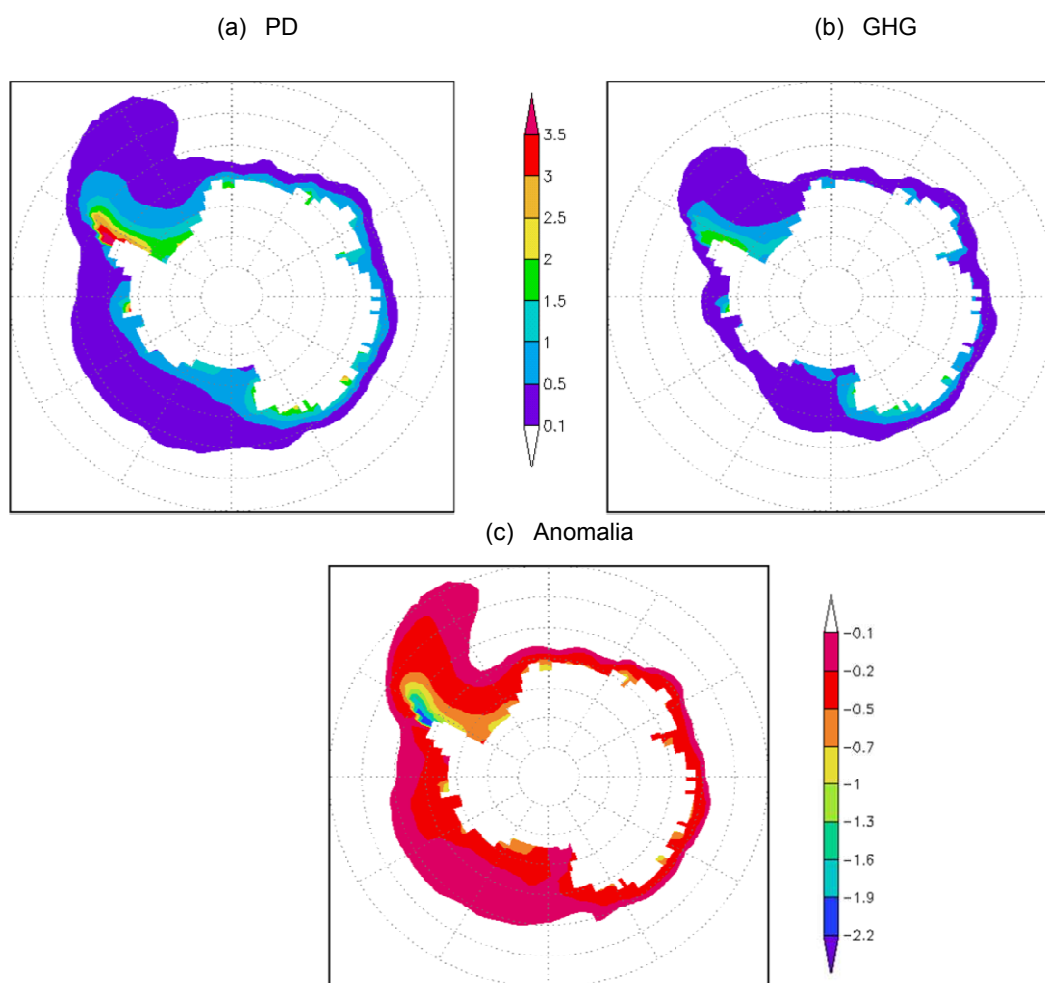


Figura 15 – (a) Gelo Marinho PD, (b) GHG e (c) Anomalia do Gelo Marinho (m).

### 3.5. Análises zonais

Análises zonais da energia cinética e transporte meridional de calor sensível associados aos os ST são apresentados na Figura 16, comparando dados de reanálise ERA-40 e dados simulados pelo modelo ECHAM5/MPI-ON para o presente (PD) e para um cenário de aquecimento global (GHG), para os meses de inverno e verão.

Primeiramente, analisam-se as Figuras para comprovar a validação do modelo descrita no primeiro capítulo deste estudo. Quando se comparam os dados do ERA-40 e PD, para a média zonal da energia cinética (Figura 16), nota-se distribuição semelhante quanto as posições de ocorrência e seus máximos em torno de 50°S no verão (Figura 16a). No inverno, seus máximos

distribuem-se por uma faixa mais ampla de latitudes em torno de 40 a 50°S. As maiores diferenças apresentadas referem-se às intensidades em que as reanálises ERA-40 apresentam valores superiores em até 40%.

Para análises entre os cenários PD e GHG, sobre o comportamento zonal da EKE observa-se primeiramente que nos meses de verão (Figura 16a) os máximos apresentam-se em torno de 45°S (PD) e 50°S (GHG) e no inverno (Figura 16b) nota-se que os valores máximos abrangem uma faixa mais ampla de latitudes localizando-se entre 40° e 50°S (PD) e 45° e 55°S (GHG). Esta torna-se a característica mais notória em ambas estações para um cenário de aquecimento global, confirmando que há um deslocamento em torno de 5° em direção ao sul.

Baseado nas análises zonais então se pode verificar o quanto o modelo consegue simular razoavelmente os dados da reanálise, nota-se que a posição da curva PD e ERA-40, são semelhantes, seguindo o mesmo padrão de deslocamento. Em termos de magnitude, o modelo subestima os ST. É sabido que tanto os modelos climáticos globais quanto os modelos regionais apresentam deficiências no acoplamento entre oceano e a atmosfera (MAROTZE et al, 1999). Associado a esta limitação a avaliação qualitativa dos ST reproduzida pelos modelos precisa ser tomada com cautela. Fatores como resolução horizontal dos MCG muitas vezes é apresentada como a principal causa de subestimativas dos ST. Embora, Hoskins e Valdez (1990) argumentem que limitações na reprodução das principais zonas baroclínicas devido a fracos gradientes meridionais de temperatura, em muitos casos desempenham o papel principal.

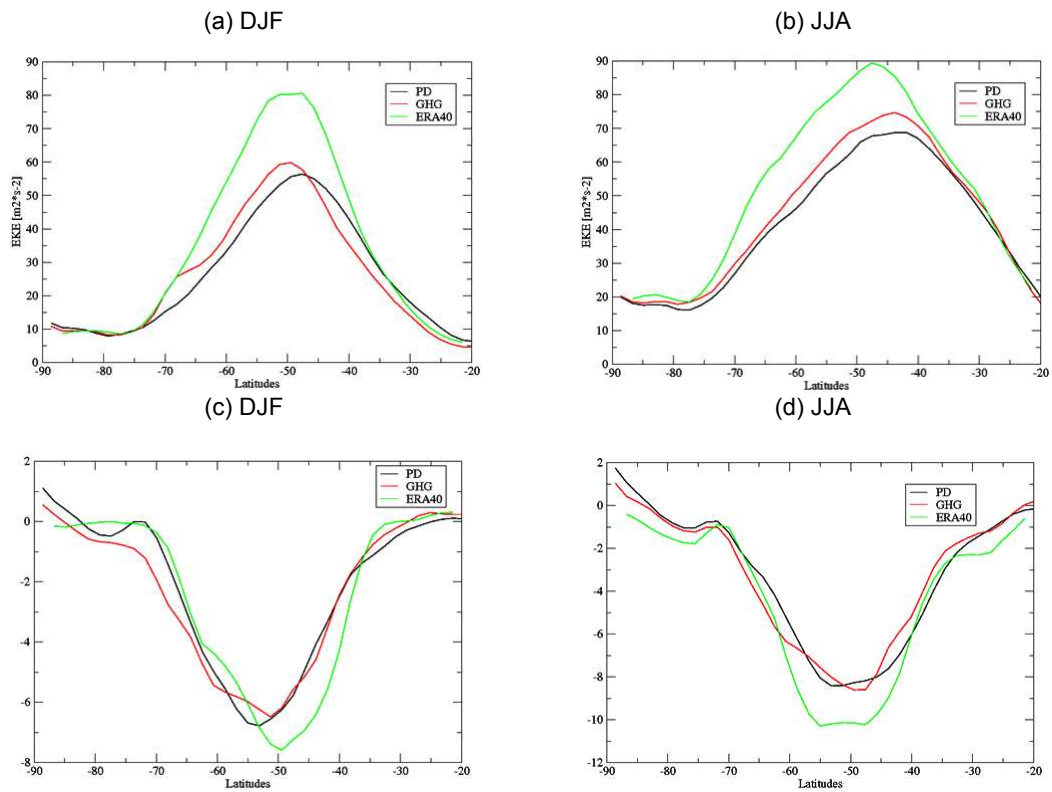
Na Figura 16 (c e d), observa-se o fluxo médio zonal de calor sensível, onde se verifica novamente a razoável capacidade do modelo ECHAM5/MPI-ON em simular os padrões do ERA-40, principalmente para os meses de inverno onde as posições seguem as mesmas latitudes com máximos estendendo-se entre 45°S e 55°S. Nos meses de verão seus máximos ficam por volta de 50°S a 55°S. As maiores discrepâncias encontradas estão ligadas ao deslocamento dos transportes de calor sensível principalmente nos meses de verão, onde a curva ERA-40 apresenta sua posição norte localizada mais acima. Porém a partir de 60°S as mesmas apresentam-se muito semelhantes tanto em localização quanto em intensidade, e nos meses as curvas seguem

os mesmos padrões aproximadamente, com diferenças mais evidentes nas suas intensidades.

Nos meses de verão são apresentadas poucas variações (Figura 16c), como pode observar-se entre 40°S e 50°S onde as curvas PD e GHG seguem o mesmo perfil demonstrando não haver variações futuras. Em 50°S as curvas atingem seus valores máximos, mostrando que para GHG o fluxo de calor sensível desintensifica-se em torno de  $1,0 \text{ Kms}^{-1}$  entre 50° e 60°S e a partir daí segue seu perfil de convergir em direção ao pólo até altas latitudes na mesma proporção apresentada.

Nos meses de inverno (Figura 16d) os transportes continuam mantendo quase a mesma estrutura zonal média de PD e seus valores máximos aparecem cerca de 30% mais altos que nos meses de verão. O perfil PD começa apresentar desintensificação do fluxo a partir de 55°S enquanto que GHG começa em aproximadamente 45°S. Conforme observado nos meses de verão, também há um deslocamento para o Sul em aproximadamente 5° e seu deslocamento máximo para sul apresenta-se entre 60° e 70°S onde é notória também a intensificação do fluxo, comprovando o capítulo anterior, que mostra o deslocamento para sul ao lado polar da posição média dos ST.

Ao fazermos uma correlação entre os campos de EKE e  $v'T$ , pode-se notar que os maiores valores de EKE apresentam-se sempre a frente de  $v'T$  em relação a um cenário GHG, demonstrando então que sistemas mais intensos provavelmente atuarão em latitudes médias e altas sob um cenário de aquecimento global, enquanto que a norte de seus valores máximos o perfil demonstra que as variações de EKE são mais baixas ou não variam num cenário GHG, provavelmente devido ao deslocamento para sul dos ST. Nos perfis  $v'T$  podemos observar o mesmo deslocamento para o pólo principalmente no inverno que pode-se atribuir às alterações no gradiente de temperatura conseqüentemente gerando aceleração do escoamento em ambas estações.



(a) DJF; (b) JJA; (c) e (d) O mesmo para transporte meridional de calor sensível.

Figura 16 – Media zonal energia cinética ( $m^2s^{-2}$ )

#### 4. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Para o presente, o modelo gera trajetórias dos ciclones extratropicais semelhantes às reanálises mostrando que, ao longo do ano, os ST, no HS, permanecem em torno de  $50^{\circ}\text{S}$ , tendo sua maior intensidade sobre o sul do Oceano Índico e menor sobre o Pacífico Sul. Sua simetria zonal é maior no verão, e no inverno sua posição é mais ao Sul.

A alteração do transporte meridional de calor sensível associada ao aumento na emissão dos gases de efeito estufa, e às variações da camada de ozônio previstas, sugere que a mudança na distribuição dos ST poderá estar relacionada às mudanças nos padrões do gradiente da TSM em latitudes médias que será determinante para a assimetria e intensificação dos ST. Outro ponto a ser enfatizado está associado e a redução da cobertura de gelo que ocasiona o deslocamento dos ST para o Sul. É razoável sugerir a forte influência da baroclinidade induzida pelo contraste entre gelo e água.

A energia cinética associada ao deslocamento dos ST mostra um aumento da atividade sobre o Pacífico Central, bem como uma intensificação do fluxo de Oeste demonstrando, assim que, em um cenário futuro, o fluxo médio interage com os ST, principalmente nos meses de inverno. Esta interação entre os fluxos médios e transientes pode ajudar no deslocamento mais para o sul em um cenário climático futuro.

Os padrões dominantes de EKE mostram que para um cenário futuro as maiores tempestades estarão distribuídas no verão a partir de  $60^{\circ}\text{E}$  até

120°W, sugerindo maior impacto sobre o sul da Austrália e Nova Zelândia. Nos meses de inverno as maiores tempestades apresentam-se entre sul da África, Oceano Índico e sul da Austrália e Oceano Atlântico.

Análises zonais sugerem que sistemas mais intensos provavelmente atuarão em latitudes mais altas sob um cenário de aquecimento global, enquanto que a norte dos valores máximos o perfil demonstra que as variações de EKE são mais baixas ou não variam num cenário GHG. Estas variações indicam um aumento na intensidade das tempestades extratropicais em latitudes mais altas e diminuição em latitudes médias os quais sugere-se estar relacionado o deslocamento dos ST em direção ao Pólo, podendo assim, haver implicações no abastecimento de água de algumas regiões como o Sul da África onde maior parte depende da precipitação na região.

As limitações desse estudo referem-se aos dados utilizados de reanálises que devem ser consideradas nos estudos climáticos em latitudes antárticas, mesmo após 1979, quando a qualidade da informação é considerada aceitável. Diferenças sazonais, principalmente, na temperatura e pressão na superfície, são encontradas entre as reanálises do ECMWF-ERA40 (SETZER; KAYANO, 2009). E no que se refere ao modelo é sabido que tanto os modelos climáticos globais quanto os modelos regionais apresentam deficiências no acoplamento entre oceano e a atmosfera, logo a avaliação qualitativa dos ST reproduzida pelos modelos precisa ser tomada com cautela, pois fatores como resolução horizontal dos MCG muitas vezes é apresentada como a principal causa de subestimativas dos ST.

## REFERÊNCIAS

AYOADE, J.O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1983. 332 p.

BENGTSSON, L.; HODGES, K.I.; ROECKNER, E. Storm tracks and climate **Change**. **Journal of Climate**, v. 19, p. 3518-3543, 2006.

BLACKBURN, M. Interpretation of ageostrophic winds and implications for Jet stream maintenance. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 23, p. 2604-2620, 1985.

BLACKMON, M.L.; WALLACE, J.M.; LAU, N.C.; MULLEN, S.L. An observational study of the northern hemisphere wintertime circulation. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 34, n. 7, p. 1040-1053, 1977.

BLANK, D.M.P. **Relação entre a concentração de gelo marinho Antártico e a temperatura mínima na América do Sul**. 2009. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, RS.

BROMWICH, D.H.; FOGT, R.L. Strong trends in the skill of the ERA-40 and NCEP/NCAR reanalyses in the high and middle latitudes of the Southern Hemisphere, 1958-2001. **Journal of Climate**, v. 17, p. 4603-4619, 2004.

CARMO, A.M.C. **Os storm tracks no hemisfério sul**. 2002. 137 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP.

CAVALCANTI, I.F.A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. São José dos Campos: INPE, 1982.

DA ROCHA, R.P.; SUGAHARA, S.; SILVEIRA, R.B. Sea waves generated by extratropical cyclones in the south atlantic ocean: Hindcast and validation against altimeter data. **Weather and Forecasting**, v. 19, p. 398-410, 2004.

DJURIC, D. **Weather analysis**. New York: Prentice-Hall, 1994.

FYFE, J.C. Extratropical southern hemisphere cyclones: Harbingers of climate change? **Journal of Climate**, v. 16, n. 17, p. 2802-2805, 2003.

GAN, M.A.; RAO, B.V. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 293-302, 1991.

GIORDANI, H.; CANIAUX, G. Sensitivity of cyclogenesis to sea surface temperature in the North western Atlantic. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 6, p. 1273-1295, 2001.

HALL, N.M.J. et al. Storm tracks in a high-resolution GCM with doubled carbon dioxide. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 128, p. 1209-1230, 1994.

HARTMANN, D.L. Global physical climatology. **International Geophysics Series**, v. 56, 1994.

HOSKINS, B.J.; HODGES, K.I. A new on Southern Hemisphere storm tracks. **Journal of Climate**, v. 18, p. 4108-4129, 2005.

INATSU, M.; HOSKINS, B.J. The zonal asymmetry of the Southern Hemisphere winter storm track. **Journal of Climatology**, p. 4882-4892, 2004.

INTERGOVERNAMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE – IPCC. **Climate change 2007: the physical science basis**. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 989 p.

JUNGCLAUS, J.H. et al. Ocean circulation and tropical variability in the coupled model ECHAM5/MPI-OM. **Journal of Climate**, v. 19, p. 3952-3972, 2006.

JUSTINO, F. et al. Harmonic analysis of climatological temperature over Antarctica: present day and greenhouse warming perspectives. **International Journal of Climatology**, v. 1, 2010.

JUSTINO, F. Impacto da concentração de dióxido de carbono atmosférico no gelo marinho antártico. **Oecologia Brasiliensis**, v. 11, n. 1, p. 69-77, 2007.

JUSTINO, F. **The influence of boundary conditions on the last glacial maximum**. 2004. 107 p. Thesis (Doutorado) – Institute of Marine Research, Leibniz, Germany.

JUSTINO, F.; PELTIER, R. Influence of present day and glacial surface conditions on Antarctic Oscillation/Southern Annular Mode. **Geophysical Research Letters**, Washington, v. 33, L22702, 2006.

KARL, T.R.; EASTERLING, D.R. Climate extremes: selected review and future research directions. **Climatic Change**, v. 42, p. 309-325, 1999.

KUTZBACH, J.E. Empirical eigenvectors of sea level pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America. **Journal of Applied Meteorology**, v. 6, p. 791-802, 1967.

LAMBERT, S.J.; FYFE, J.C. Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse warming experiments: results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise. **Climate Dynamics**, 2006.

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

LEGLER, D.M. Empirical orthogonal function analysis of wind vectors over the tropical Pacific region. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 64, n. 3, p. 243-241, 1983.

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.

MAROTZE, J. et al. Construction of the adjoint mit ocean general circulation model and application to atlantic heat transport sensitivity. **Journal of Geophysical Research-Oceans**, v. 104, n. C12, p. 29529-29547, 1999.

MEEHL, G.A. et al. Global climate projections. In: SOLOMON, S. et al. **Climate change 2007: the physical science basis**, contribution of working group. New York: Cambridge University Press, 2007. p. 748- 849.

MESQUITA, M.S. **Tracking summer extra-tropical storms**: a climatological overview and variability in the Northern Hemisphere. 2006. 113 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – University of Bergen, Norway.

NECCO, G.V. Comportamiento de vórtices ciclonicos en el area sudamerica durante el fgge: ciclogeneis. **Meteorologica**, v. 13, n. 1, p. 7-19, 1982.

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.

PEIXOTO J.P.; OORT, A.H. American institute of physics. **Physics of Climate**, 1992.

PEZZA, A.B.; AMBRIZZI, T. Variability of southern hemisphere cyclone and anticyclone behavior: further analyses. **Journal of Climate**, v. 16, n. 7, p. 1075-1083, 2004.

PEZZA, A.B.; SIMMONDS, I. The first south atlantic hurricane unprecedented blocking, low shear and climate change. **Geophysical Research Letters**, L15712, p. 1-5, 2005.

PEZZI, L.P.; SOUZA, E.B. O uso da temperatura da superfície do mar em estudos climáticos. In: SOUZA, R.B. (Org.). **Oceanografia por satélites**. São Paulo: Oficina de Textos, 2005. p. 117-133.

RAO, V.B.; DO CARMO, A.M.C.; FRANCHITO, S.H. Interannual variations of storm tracks in the southern hemisphere and their connections with the antarctic oscillation. **Geophysical Research Letters**. 2001.

RAO, V.B.; DO CARMO, A.M.C.; FRANCHITO, S.H. Seasonal variations in the southern hemisphere storm tracks and associated wave propagation. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 59, n. 6, p. 1029-1040, 2002.

RAO, V.B.; DO 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, p. 1029-1040, 2002.

REBOITA, M.S. **Ciclones extratropicais sobre o Atlântico Sul**: simulação climática e experimentos de sensibilidade. 2008. 316 p. Tese (Doutorado em Ciências Atmosféricas) – Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.

ROECKNER, A. et al. The atmospheric general circulation model ECHAM5: model description. **MPI for Meteorology Bundesstr.**, Hamburg, Germany, v. 53, p. 20146, 2003.

SATYAMURTY, A. et al. Cyclonic vortices over South America. **Tellus**, 42A, p. 194-201, 1990.

SETZER, A.; KAYANO, M. Limitações das reanálises para altas latitudes do hemisfério sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 24, n. 3, 2009.

SIMMONDS, I.; KEAY, K. Mean Southern Hemisphere extratropical cyclone behavior in the 40-year. **Journal of Climate**, v. 13, p. 873-885, 2000.

SINCLAIR, M.R. A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 1601-1619, 1995.

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.

SINCLAIR, M.R.; WATTERSON, I.G. Objective assessment of extratropical weather systems in simulated climates. **Journal of Climate**, v. 12, p. 3467-3485, 1999.

STERL, A. et al. **Simulações parte do Projeto ESSENCE**. Instituto Max-Planck de Meteorologia. Disponível em: <[www.knmi.nl/~sterl/Essence](http://www.knmi.nl/~sterl/Essence)>. Acesso em: 05 jun. 2010.

TINGS, M.F.; HELD, I.M. The stationary wave response to a tropical SST anomaly in an idealized GCM. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, p. 2546-2566, 1990.

TRENBERTH, K.E. et al. Observations: surface and atmospheric climate change. In: SOLOMON, S. et al. **Climate change 2007: the physical science basis, contribution of working group**. New York: Cambridge University Press, 2007. p. 235-336.

TRENBERTH, K.E. et al. Storm tracks in the southern hemisphere. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 48, n. 19, p. 2159-2178, 1991.

VAN LOON, H. The association between latitudinal temperature gradient and eddy transport: transport of sensible heat in winter. **Monthly Weather Review**, v. 107, p. 525-534, 1979.

WATTERSON, I.G. The intensity of precipitation during extratropical cyclones in global warming simulations: a link of cyclone intensity? **Tellus**, v. 58, p. 82-97, 2006.

ZANG, Y.M.; WANG, W.C. Model-simulated northern winter cyclone and anticyclone activity under a greenhouse warming scenario. **Journal of Climate**, v. 10, p. 1616-1634, 1997.