

VIVIANE GOMES

**IMPACTOS DO AUMENTO DE CO₂ NO BALANÇO DE RADIAÇÃO E NAS
CIRCULAÇÕES ATMOSFÉRICA E OCEÂNICA SIMULADOS PELO MODELO
CLIMÁTICO LOVECLIM**

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
MARÇO, 2009

VIVIANE GOMES

IMPACTOS DO AUMENTO DE CO₂ NO BALANÇO DE RADIAÇÃO E NAS
CIRCULAÇÕES ATMOSFÉRICAS E OCEÂNICAS SIMULADOS PELO MODELO
CLIMÁTICO LOVECLIM

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

T

G633i
2009
Gomes, Viviane, 1983-
Impactos do aumento de CO₂ no balanço de radiação
e nas circulações atmosférica e oceânica simulados pelo
modelo climático LOVECLIM / Viviane Gomes.
- Viçosa, MG, 2009.

ix, 51f. : il. (algumas col.) ; 29cm.

Orientador: Flávio Barbosa Justino.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de
Viçosa

Referências bibliográficas: f. 46-51.

1. Mudanças climáticas. 2. Dióxido de carbono
atmosférico. 3. Aquecimento global. 4. Efeito estufa
(Atmosfera). 5. Radiação solar. I. Universidade Federal de
Viçosa. II. Título.

CDD 22.ed. 551.6

MINAS GERAIS - BRASIL

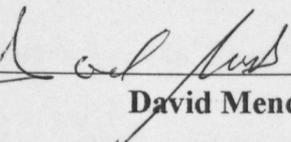
2009

VIVIANE GOMES

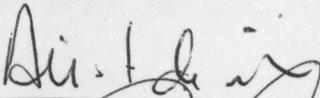
**IMPACTOS DO AUMENTO DE CO₂ NO BALANÇO DE RADIAÇÃO E NAS
CIRCULAÇÕES ATMOSFÉRICA E OCEÂNICA SIMULADOS PELO MODELO
CLIMÁTICO LOVECLIM**

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*.

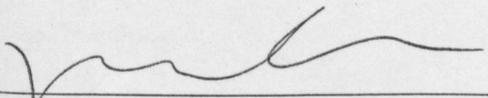
APROVADA: 26 de março de 2009.



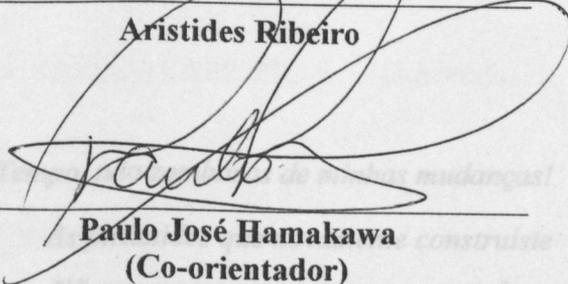
David Mendes



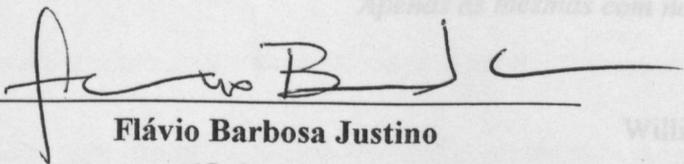
Aristides Ribeiro



José Maria Nogueira da Costa
(Co-orientador)



Paulo José Hamakawa
(Co-orientador)



Flávio Barbosa Justino
(Orientador)

EPÍGRAFE

*Minhas raízes estão no ar
Minha casa é qualquer lugar
Se depender de mim
Eu vou até o fim
Voando sem instrumentos
Ao sabor do vento
Se depender de mim
Eu vou até o fim*

Até o Fim

Engenheiros do Hawai

“Não, Tempo, não zombarás de minhas mudanças!

As pirâmides que novamente construístes

Não me parecem novas, nem estranhas;

Apenas as mesmas com novas vestimentas...”

William Shakespeare

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Flávio Justino, orientador desta dissertação, por todo empenho, sabedoria e compreensão. Gostaria de ratificar a sua competência, participação com discussões, correções, revisões, sugestões que fizeram com que concluíssemos este trabalho.

Em especial a Leonardo J. G. Aguiar, pelo incentivo e apoio para meu ingresso neste programa, sem o mesmo nada disso seria possível.

Aos co-orientadores José Maria e Hamakawa pela compreensão e apoio e sabedoria mostrada. Aos professores que ministraram disciplinas e os que colaboram com o projeto, seminário e defesa: José Maria, Hamakawa, Gilberto Sedyama, Aristides, Zonier, Marcos Heil, Antonio e Carlos Fernando Lemos.

Aos colegas do grupo de estudo e pesquisa: Geraldo (nas disciplinas e seminários), Jéferson (na validação do modelo), Anailton (formatação desta), Felipe (simulações) e Hudson.

Aos colegas de mestrado, Evandro, Leonardo (Coelho), Stefeson, Márcia, Brás, Rafael, Varejão, Rose e Natalha pelo companheirismo no decorrer das disciplinas.

A Fundação de Amparo a Pesquisa de Minas Gerais – FAPEMIG pela concessão da bolsa de estudo.

Aos meus pais pelo incentivo, dedicação amor e carinho.

A todos os meus amigos e amigas e em especial a Lucía, Déborah, Jefferson e Dora, que sempre estiveram presentes me aconselhando e incentivando com carinho e dedicação.

A todas as pessoas que, direta ou indiretamente, contribuíram para a execução dessa Dissertação de Mestrado.

BIOGRAFIA

VIVIANE GOMES, filha de Vera Lúcia Dezan Gomes e Rubens Martins Gomes, nasceu em 25 de junho de 1983, em Matelândia, estado do Paraná.

Em dezembro de 2005, graduou-se em Licenciatura Plena em Matemática, pela Universidade Federal de Rondônia (UNIR), em Ji-Paraná, Rondônia.

Ingressou na Universidade Federal de Viçosa em março de 2007, iniciando o curso de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, em nível de mestrado, na área de modelagem climática.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	vi
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
1 – INTRODUÇÃO	1
2 – MATERIAL E MÉTODOS	14
2.1 – Modelo LOVECLIM	14
2.1.1 – Modelo Atmosférico: ECBILT	16
2.1.2 – Modelo Oceânico e de Gelo Oceânico: CLIO.....	17
2.1.3 – Acoplamento Entre ECBILT e CLIO.....	17
2.1.4 – Modelo de Vegetação Dinâmica: VECODE	18
2.2 – Validação do Modelo LOVECLIM	18
3 – RESULTADOS E DISCUSSÃO	24
3.1 – Circulação Atmosférica	24
3.1.1 – Temperatura do Ar	25
3.1.2 – Componentes de Radiação	27
3.1.3 – Análise do Campo de Vento Zonal	34
3.1.4 – Análise do Campo de Precipitação.....	36
3.2 – Circulação Oceânica	37
3.2.1 – Temperatura da Superfície do Mar (TSM).....	37
3.2.2 – Gelo Marinho	39
4 – CONCLUSÕES	44
5 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	46

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Variações de temperaturas e CO ₂ atmosférico derivado de ar aprisionado dentro de núcleos de gelo na Antártica e observações nos últimos 400000 anos.....	3
Figura 2: Diagrama ilustrando os diferentes componentes do modelo LOVECLIM. Fonte: adaptado de Driesschaert (2005)	15
Figura 3: Média Global do ar a 2m na simulação de controle (°C).....	19
Figura 4: Temperatura média anual do ar a 2m (°C). a) simulada pelo LOVECLIM, b) reanálise do NCEP e c) linha preta: média zonal do LOVECLIM, linha vermelha: média zonal pela reanálise do NCEP, d), e) e f) o mesmo que a, b, c, mas para a precipitação e g), h), i) para a TSM.....	20
Figura 5: Amplitude do primeiro harmônico para temperatura do ar a 2m (°C) a) LOVECLIM e b) NCEP	21
Figura 6: Média do vento zonal (m/s). a) LOVECLIM e, b) NCEP	22
Figura 7: Distribuição global do vento (m/s) em 500 hPa. DJF: a) e c). JJA: b) e d)	23
Figura 8: (a) Evolução da Temperatura por 1500 anos a 2m de altura. (b) Evolução da Temperatura por 500 anos a 2m de altura.....	25
Figura 9: (a) Anomalia da temperatura a 2m no experimento acoplado, entre simulação com 700ppm de CO ₂ e CTR. (b) Anomalia da temperatura a 2m no experimento desacoplado, entre simulação com 700ppm de CO ₂ e CTR	26
Figura 10: Anomalia no BOC para o experimento acoplado, entre o cenário com 700ppm de CO ₂ e CTR: a) Anual, c) DJF e e) JJA. Anomalia no BOC para o experimento desacoplado, entre o cenário com 700ppm de CO ₂ e CTR: b) Anual, d) DJF e f) JJA.....	29
Figura 11: Anomalia no BOL para o experimento acoplado, entre o cenário com 700ppm de CO ₂ e CTR: a) Anual, c) DJF e e) JJA. Anomalia no BOL para o experimento desacoplado, entre o cenário com 700ppm de CO ₂ e CTR: b) Anual, d) DJF e f) JJA.....	31
Figura 12: Anomalia no Rn para o experimento acoplado, entre o cenário com 700ppm de CO ₂ e CTR: a) Anual, c) DJF e e) JJA. Anomalia no Rn para o experimento desacoplado, entre o cenário com 700ppm de CO ₂ e CTR: b) Anual, d) DJF e f) JJA.....	33

Figura 13: a) Anomalia nos Ventos com experimento acoplado, entre um cenário com 700ppm de CO ₂ e CTR. b) Anomalia nos Ventos com experimento desacoplado, entre um cenário com 700ppm de CO ₂ e CTR Diagrama ilustrando os diferentes componentes do modelo LOVECLIM.	35
Figura 14: a) Anomalia na precipitação com experimento acoplado, entre um cenário com 700ppm de CO ₂ e CTR. b) Anomalia na precipitação com experimento desacoplado, entre um cenário com 700ppm de CO ₂ e CTR.....	37
Figura 15: Simulações da Temperatura Superfície do Mar, média anual para: a) CTR b) 700 ppm de CO ₂ e c) Anomalia entre simulação 700 ppm e CTR....	38
Figura 16: Simulações do Gelo Marinho Anual para: a) CTR b) 700 ppm de CO ₂ e c) Anomalia entre simulação 700 ppm e CTR.....	40
Figura 17: Média anual do transporte meridional de calor. (a) transporte total, (b) anomalias do transporte total nos experimentos numéricos em relação a simulação de controle (CTR). (c) e (d) é o mesmo que (a) e (b) mas para o transporte oceânico de calor.....	43

RESUMO

Gomes, Viviane, M.Sc, Universidade Federal de Viçosa, Março de 2009. **Impactos do aumento de CO₂ no balanço de radiação e nas circulações atmosférica e oceânica simulados pelo modelo climático LOVECLIM.** Orientador: Flávio Barbosa Justino. Co-orientadores: José Maria N. da Costa e Paulo José Hamakawa.

Com base em experimentos de sensibilidade numérica de longo prazo conduzidos com um modelo acoplado Oceano-Atmosfera-Vegetação-Gelo (LOVECLIM) e sob diferentes concentrações de CO₂, foram analisadas alterações do sistema climático, fazendo uso de experimentos acoplados (oceano e atmosfera) e desacoplados (atmosfera). Isto possibilita investigar o papel do oceano. O experimento numérico para um cenário com 700 ppm de CO₂ na atmosfera, mostra um incremento no saldo de radiação devido ao aumento no balanço de ondas longas, bem como um acréscimo médio na temperatura do ar de aproximadamente 3°C. Estas mudanças produzem uma desintensificação dos ventos alísios sobre o Pacífico leste e sobre o Oceano Atlântico, e uma intensificação dos ventos de oeste especialmente sobre as áreas oceânicas no Hemisfério Norte. No Hemisfério Sul, observa-se maior ocorrência de precipitação na faixa tropical oceânica sobre as regiões dos oceanos Pacífico e Atlântico e uma diminuição sobre as regiões continentais. As alterações no vento e precipitação acontecem devido a sensibilidade da temperatura da superfície do mar ao acréscimo de CO₂. Estes resultados são similares aos padrões atuais em anos de eventos El Niño. Os resultados no campo gelo marinho mostram a redução em sua espessura de até 1m em particular no mar de Weddell 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.

ABSTRACT

Gomes, Viviane, M.Sc, Universidade Federal de Viçosa, March of 2009. **Impacts of increased CO₂ on the radiative balance and the atmospheric and oceanic circulations simulated by the LOVECLIM climate model.** Advisor: Flávio Barbosa Justino. Co-advisors: José Maria N. da Costa e Paulo José Hamakawa.

Based upon numerical experiments lasting for 1500 years long conducted with a coupled model of intermediate complexity, LOVECLIM, and under different CO₂ concentrations, changes of the climatic system had been analyzed, through coupled (ocean and atmosphere) and uncoupled simulations (atmosphere). This allows to investigate the role of the ocean on climate changes. The numerical experiment carried out with 700 ppm of CO₂ in the atmosphere, delivers an increase in the radiative balance due to the enhancement in the longwave component, moreover air temperature increases up to approximately 3°C, in respect to the control climate. These changes lead to a reduction of the trade winds on the east Pacific and the Atlantic Ocean, and an intensification of westerlies especially on the oceanic areas in the Northern Hemisphere. In the Southern Hemisphere, positive precipitation anomalies occur in the tropical ocean whereas a reduction is found in the tropical lands. These results are similar to current patterns in associated with El Niño. Changes of ice thickness show reduction up to 1 m in Weddell and Amuddsen Seas. In east Antarctic, from the Ross Sea to the Indian part of Antarctic Ocean, the absence of sea ice is the most prominent feature in the sensitivity experiments.

1. INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas dentre muitas discussões científicas, deve-se destacar o acalorado debate sobre a relação entre o clima e as variações nos níveis atmosféricos de dióxido de carbono (CO₂). As concentrações do CO₂ mantiveram-se na faixa de 200-300 ppm nos últimos 420 mil anos mesmo entre períodos glaciais e interglaciais (ROYER *et al.* 2007). Com o advento da revolução industrial no início do século XIX o nível do CO₂ de 300 ppm foi consideravelmente ultrapassado subindo para 368 ppm durante os últimos 10 anos (HOUGHTON *et al.*, 1995). Esse fato despertou o interesse da comunidade científica para as causas desse incremento e o que isso pode acarretar para as atividades humanas.

Vários estudos têm sido desenvolvidos associando o aquecimento global com o aumento na concentração do CO₂, e outros gases de efeito estufa, usando modelos de circulação geral da atmosfera. Com base em simulações numéricas de clima (MANABE & STOUFFER, 1993; THOMAS, *et al.*, 1997 e HAYWOOD, 1997), demonstrou-se o potencial que estes gases possuem para a geração de mudanças climáticas. Por exemplo, Kushner *et al.* (2001), argumenta com base em resultados numéricos a partir de um modelo climático acoplado atmosfera-oceano, que a resposta da circulação atmosférica no Hemisfério Sul extratropical é diretamente associada aos níveis de ozônio estratosférico (O₃). Os estudo de Cox *et al.* (2000) e Friedlingstein *et al.* (2001), mostram ainda que o incremento de CO₂ por causas antropogênica, afetam a eficiência dos sumidouros de CO₂ causando uma redução na absorção de CO₂. Todavia, esses estudos têm sido desenvolvidos por meio de simulações de curto

prazo e em sua maioria, apresentam avaliações em nível global. Para o Hemisfério Sul temos estudos como, por exemplo, Justino & Amorim (2007), onde são apresentadas projeções do Clima da América do Sul segundo o cenário "B1" do IPCC no período de 2070 á 2100, segundo este, para a região central da América do Sul e região Amazônica, pode ocorrer um aquecimento em torno de 1°C e 0,6°C, respectivamente; Justino *et al.* (2007), demonstra que o aumento na concentração de CO₂ leva a um aquecimento da região polar austral com sérias implicações na cobertura de gelo marinho; Kushner *et al.* (2000), simula a resposta da circulação atmosférica do Hemisfério Sul em um cenário de aquecimento global e em Taschetto & Wainer (2005), através de simulações feitas para 150 anos com o CCSM (Community Climate System Model), desenvolvido no NCAR (National Center for Atmospheric Research), indicam que a mudança na concentração dos gases estufa, juntamente com o acoplamento entre o oceano e a atmosfera, pode alterar a variabilidade dos parâmetros oceânicos.

Devido a sua grande massa oceânica, o entendimento do clima no Hemisfério Austral em um futuro próximo será essencial para a caracterização do clima global. Para a América do Sul, por exemplo, fenômenos climáticos adversos como secas, inundações e um aumento na frequência de ondas de calor podem estar diretamente associados a uma distinta disponibilidade de energia, devido o incremento do efeito estufa (MARENGO *et al.* 2007).

Com base em estudos paleoclimáticos a partir de isótopos estáveis de oxigênio aprisionado em amostras de gelo polar, demonstrou-se a ocorrência de variação na temperatura global e na concentração de CO₂ nos últimos 400.000 anos (BARNOLA, 1991). As análises desses testemunhos de gelo polar fornecem com relativa precisão a evolução da atmosfera, dos oceanos, e do clima da Terra nos últimos milhares de anos. Essas investigações permitiram, por exemplo, determinar variações nas concentrações dos gases de efeito estufa no passado, assim como mostraram mudanças acentuadas nos níveis destes gases a partir da

revolução industrial (BLUNIER *et al.* 1998). O denominado Ciclo de Milankovich (ciclos de precessão e obliquidade do eixo da Terra e excentricidade da órbita terrestre), explica as mudanças ocorridas no clima no decorrer de milhares de anos, podendo-se constatar com base nesses ciclos, as circunstâncias que levaram as glaciações (IMBRIE & IMBRIE, 1980; BERGER, 1980 e 1988). As paleo-reconstruções também revelaram adicionalmente, que a temperatura global do planeta é altamente correlacionada com a concentração de CO₂ na atmosfera (Figura 1).

A Figura 1 evidencia que nos últimos 100 anos, dentre os 400.000 anos mostrados, as concentrações de CO₂ tem aumentado a níveis nunca antes identificados. Os efeitos climáticos dos parâmetros orbitais, ligados aos ciclos de Milankovich, são de pouca valia quando assumida uma escala de tempo de expectativa da vida humana. Por exemplo, para a previsão da mudança climática no século XXI essas variações orbitais serão bem menos importantes do que as forçantes radiativas dos gases de efeito estufa (GEE) (IPCC, 2007).

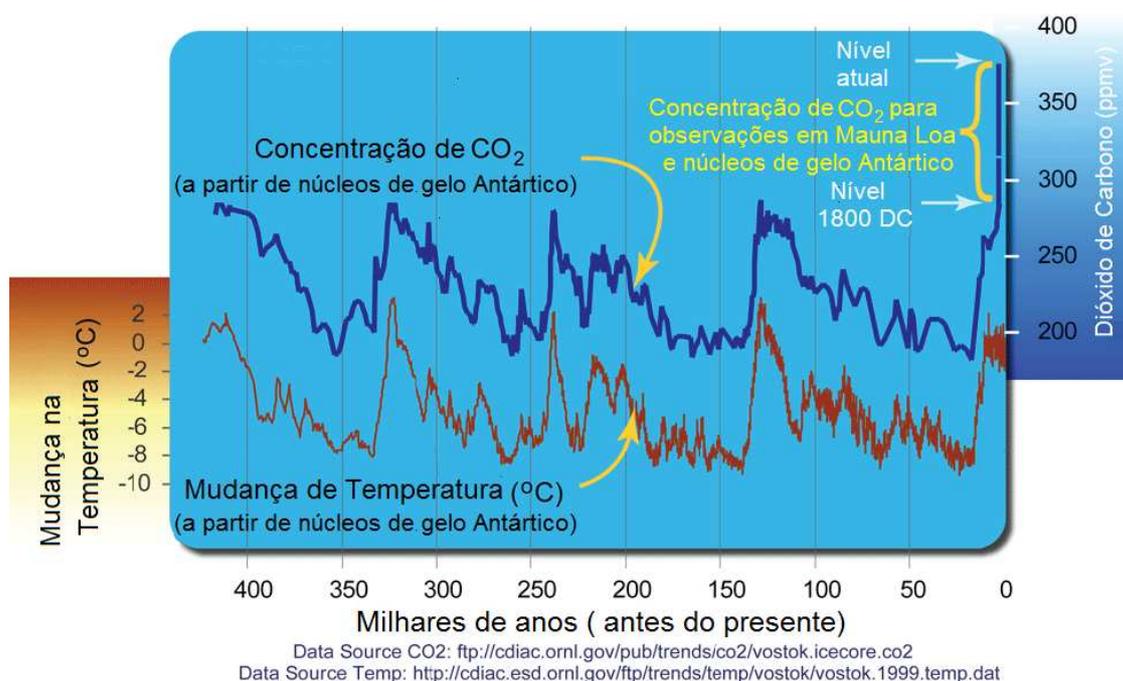


Figura 1: Variações de temperaturas e CO₂ atmosférico derivado de ar aprisionado dentro de núcleos de gelo na Antártica e observações nos últimos 400000 anos. Fonte: Woods Hole Research Center, 1999.

Dentre os gases de efeito estufa que estão aumentando o CO₂ é o mais importante e está presente na atmosfera terrestre desde os primórdios, sendo assim, responsável também pela fotossíntese das plantas, bem como é um agente regulador da temperatura da Terra (BUDIKO, 1969). Todavia, com o aumento da população mundial e a necessidade crescente de energia, têm ocorrido variações sem precedentes na concentração de CO₂ atmosférico. A concentração atmosférica global de CO₂ aumentou de um valor pré-industrial de cerca de 280 ppm para 379 ppm em 2005 (IPCC, 2007). Este valor atual de CO₂ ultrapassa em muito a faixa natural dos últimos 400.000 anos (180 a 300 ppm), como determinado a partir de testemunhos de gelo (BARNOLA, 2003). A taxa de aumento da concentração anual de CO₂ foi mais elevada durante os últimos 10 anos (média de 1995 a 2005: 1,9 ppm por ano) do que desde o início das medições atmosféricas diretas contínuas (média de 1960 a 2005: 1,4 ppm por ano). É importante, no entanto, notar que existem variações sazonais na taxa de aumento dessas concentrações (IPCC, 2007).

O efeito estufa ocorre quando uma parte da radiação emitida pela superfície terrestre (radiação infravermelha) é absorvida pela atmosfera, em especial pelo dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O), CFC's (CF_xCl_x) e vapor d'água. Como consequência disso, a energia fica retida por maior tempo não sendo liberada rapidamente para o espaço. O efeito estufa pode originar-se de processos naturais e antropogênicos (STOTT *et al.*, 2001). Nos processos naturais estão inclusos influências externas, como por exemplo, as causas de origens solares e as internas como vulcanismo (BROECKER, 1975). Os processos antropogênicos, em geral, são devido a queima de combustíveis fósseis e biomassa (ANDREAEE *et al.*, 1996).

Este aumento de CO₂, tem modificado substancialmente o comportamento das principais variáveis determinantes no estabelecimento do clima global, como mostrado a seguir.

O Sol é a principal fonte de energia utilizada no sistema terra-atmosfera. Todavia, apenas cerca de 51% da energia solar que chega ao topo da atmosfera atinge a superfície da Terra (BUDIKO, 1969). Parte desta radiação é re-emitida para a atmosfera influenciando diretamente a disponibilidade de energia. Esta energia a princípio alimenta a máquina térmica do sistema ar-mar definindo assim os padrões climáticos de grande escala. A variação do saldo/balanco de radiação ocorre nas mais variadas escalas temporais como resultado das trocas de energia estabelecidas no sistema atmosfera-solo-planta-oceano-gelo (PEIXOTO & OORT, 1992).

O Saldo de radiação é o resultado do balanço entre os fluxos radiativos de ondas longas e de ondas curtas. Segundo Leitão (1994), estudos envolvendo radiação solar são importantes por esta ser a principal fonte de energia para processos físicos e biológicos que ocorrem na biosfera. A radiação é ainda de fundamental importância para os processos de fotossíntese, aquecimento e evapotranspiração (FEITOSA *et al.* 1998). Quando a radiação solar incide sobre uma superfície vegetada, parte dela é absorvida pelo dossel, e eventualmente pelo solo, parte é refletida de volta a atmosfera, e uma terceira parte é transportada para atmosfera através dos processos energéticos de trocas turbulentas que envolvem o dossel e a atmosfera (CORREIA, 2000).

O balanço de ondas longas é um dos componentes do balanço de radiação mais difíceis de serem medidos (VON RANDOW e ALVALÁ, 2006), pois recebe influência da pressão de vapor, nebulosidade; dependência entre emissividade da atmosfera e temperatura, dependência esta, explicada pelas propriedades de absorção espectral do vapor de água e do CO₂ na atmosfera. Portanto, a atual mudança na composição da atmosfera devido ao aumento dos níveis de CO₂, pode resultar em uma alteração no balanço de ondas longas, alterando deste modo o clima.

Dentre as forçantes climáticas que causam variações na quantidade de energia recebida pela Terra, destacam-se os ciclos solares decadais (BARNES, 1979), e as periodicidades climáticas ligadas aos componentes dos ciclos de Milankovitch (ZACHOS *et al.* 2001, MILANKOVITCH, 1930). Estas últimas têm sido observadas em registros sedimentares do pré-quaternário, o que pode ser entendido como mudanças climáticas naturais forçadas pelo posicionamento da Terra em sua órbita em torno do Sol (BERGER & LOUTRE, 1989). Um exemplo da forçante orbital como causadora de variações climáticas é o Último Máximo Glacial (UMG), que ocorreu entre 25 e 20 mil anos atrás. Este período foi caracterizado pela predominância de imensos blocos de gelo no Hemisfério Norte conhecidos como: Fennoscandian (no nordeste da Europa e Escandinávia); e Laurentide (na América do Norte). Estes depósitos de gelo que eram da ordem de 3500-4000m causaram variações drásticas no balanço de ondas curtas devido ao seu alto albedo (PELTIER; 2004). Somando-se a esta variação na topografia terrestre, o nível de CO₂ atmosférico de 200 ppm (partes por milhão), concentração característica durante o UMG tem-se os responsáveis por mudanças no comportamento do balanço de ondas longas daquela época (JUSTINO *et al.* 2005 e BROCCOLI e MANABE, 1987). As mudanças dos componentes radiativos durante o UMG, foram as principais responsáveis pelas substanciais variações na circulação atmosférica e oceânica que resultaram no estabelecimento da última idade do gelo.

De acordo com o Painel Inter-governamental de Mudanças Climáticas (IPCC), o clima futuro também deve ser caracterizado por drásticas variações nos componentes radiativos. Argumenta-se que o aumento na concentração dos gases de efeito estufa na atmosfera observado ao longo dos últimos 200 anos, resulta no re-direcionamento parcial da radiação térmica infravermelha para a superfície, alterando assim o saldo de radiação e aumentando a temperatura na superfície da Terra. O CO₂, o metano (CH₄) e o óxido nitroso (N₂O), são os principais gases absorvedores da radiação térmica infravermelha. Quando em associação com

o vapor d'água estes constituintes são responsáveis por aproximadamente 2/3 do aquecimento global que ocorre atualmente na atmosfera (IPCC 2007).

Mudanças na atmosfera da quantidade de CO₂, aerossóis, radiação solar e nas propriedades da superfície da Terra alteram o equilíbrio energético do sistema climático. Assim, o balanço de radiação é um mecanismo potencial de mudança climática. Por isso, vários estudos vêm sendo desenvolvidos, relacionando aumento de CO₂ e balanço de radiação fazendo o uso de modelos de circulação geral da atmosfera (PINNOCK *et al.*, 1995; ROEHL *et al.*, 1995; STORDAL e MYHRE, 1997; MYHRE *et al.*, 1998b; JAIN *et al.*, 2000). As mais recentes estimativas do saldo de radiação supondo uma duplicação das emissões de CO₂ mostram um aumento na disponibilidade de energia entre 3,5 e 4,1 Wm⁻².

Desta maneira o estudo do balanço de radiação, em um cenário de aquecimento global, é importante, pois, pode-se verificar como essas alterações afetaram o clima, alterando a temperatura do ar, da superfície do mar, causando dentre outros efeitos, redução em geleiras da Antártica como mostrado por (JUSTINO *et al.*, 2007). É de grande importância também as verificações a nível de balanços de ondas longas (BOL) e balanços de ondas curtas (BOC).

O aumento dos gases de efeito estufa na atmosfera produz uma forçante radiativa positiva no sistema climático, produzindo conseqüentemente um aquecimento atmosférico e oceânico, levando a um aumento do nível do mar, por expansão térmica. Meehl *et al.* (2005), por meio de dois modelos globais acoplados mostram que, mesmo que as concentrações de gases de efeito estufa estivessem estabilizadas no ano de 2000, ainda se teria um aquecimento global de pelo menos 0,5 °C nos anos seguintes.

Os oceanos cobrem 70% da superfície da Terra, e são um componente fundamental do meio ambiente. Os padrões de circulação da água nos diferentes oceanos e entre eles, têm uma forte influência no clima global. Os oceanos recebem a maior parte da radiação solar que atinge a Terra, o planeta ganha calor nos trópicos e perde nas altas latitudes. A distribuição

desse calor cabe fundamentalmente aos oceanos, especialmente nos trópicos. Os oceanos ainda absorvem grandes quantidades do dióxido de carbono atmosférico.

Mudanças significativas nas médias climatológicas não são esperadas até a metade do século XXI, sendo que, para esse período, os resultados preliminares sugerem que os aumentos de temperatura irão beneficiar os países frios do Hemisfério Norte. Enquanto que, nos países tropicais e climas mais quentes, qualquer aumento de temperatura reduzirá o bem estar, e resultará em grandes mudanças no custo de vida dessas comunidades.

Embora mudanças na climatologia sejam mais suaves, eventos extremos podem ser mais frequentes (MARENGO, 2007). Os eventos climáticos extremos vêm recebendo total atenção da sociedade devido as perdas de vidas humanas, bem como, ao aumento exponencial crescente dos custos associados a estes eventos (KARL e EASTERLING, 1999). Enchentes e desmoronamentos associados ao furacão Mitch, em 1998, resultaram em mais de 10 mil mortes na América Central (apud JUSTINO e AMORIM, 2006). Em 1995, as perdas econômicas nos Estados Unidos foram orçadas em mais de cinco bilhões de dólares (LANDSEA e PIELKE, 1998). Todavia, esses prejuízos não se caracterizam apenas no Hemisfério Norte. Em março de 2004, o litoral de Santa Catarina foi seriamente afetado pela presença do furacão Catarina (PEZZA e SIMMONDS, 2004), causando prejuízos materiais e ceifando vidas humanas.

A maioria dos aumentos observados na temperatura média global desde meados do século XX, mostram relação com o aumento nas concentrações de gases de efeito estufa antropogênico (GEE). O aumento na concentração dos GEE's leva a um aumento na disponibilidade de energia global devido ao incremento da forçante radiativa. A probabilidade de que o aquecimento atmosférico seja causado apenas por processos naturais é menor que 5%. Deste modo, tanto as emissões passadas bem como as futuras de CO₂, CH₄ e

N_2O , devem contribuir para o aquecimento global bem como para o aumento da frequência de eventos extremos, tais como, enchentes, secas, nevascas e furacões (IPCC, 2007).

Para avaliar o impacto das emissões de CO_2 tem-se considerado dois cenários econômicos que supõem-se prováveis comportamentos sociais até o final deste século. Atualmente os cenários propostos são os seguintes: o cenário A que caracteriza-se por um crescimento populacional elevado, baixa preocupação ambiental, desenvolvimento econômico e tecnológico médio, enquanto o cenário B caracteriza-se por: crescimento populacional moderado, elevada preocupação ambiental, e um rápido desenvolvimento econômico e tecnológico (SRES, 1998). Nota-se ainda que dependendo do modelo econômico adotado as variações futuras na concentração de CO_2 serão maiores ou menores. É importante ressaltar que as variações climáticas previstas até o ano de 2020, devido as mudanças na quantidade de CO_2 são praticamente independentes do cenário adotado. Estes cenários A e B, possuem subdivisões indo desde substanciais concentrações de CO_2 a valores mais moderados. No capítulo 2 será dada uma breve descrição da concentração de CO_2 utilizada neste estudo.

Considerando-se vários níveis de CO_2 , Manabe & Stouffer (1993) realizaram três simulações que se estenderam por um período de 500 anos; a primeira considerando a atmosfera com 370 ppm de CO_2 , a segunda duplicando o nível de CO_2 ($2\times\text{CO}_2$) e a terceira quadruplicando o nível de CO_2 ($4\times\text{CO}_2$). A temperatura superficial média global para o experimento $2\times\text{CO}_2$ e $4\times\text{CO}_2$ aumenta aproximadamente $3,5^\circ\text{C}$ e $7,0^\circ\text{C}$, respectivamente.

Recentemente, Ambrizzi *et al.* (2007) concluíram com base em simulações numéricas com um modelo regional, que para o período de 2071 – 2100 o maior aquecimento deve ocorrer na Amazônia com um aumento de temperatura entre 4 a 8°C .

A atmosfera pode ser tratada como uma “máquina térmica”, cuja principal fonte de calor é a energia solar. Essencialmente, essa máquina converte energia térmica em energia mecânica, com um baixo rendimento: apenas 2% da energia solar recebida é convertida em

energia mecânica, dando origem a circulação geral atmosférica (VIANELLO E ALVES, 2000).

O aumento na concentração dos gases estufa e a diminuição do ozônio estratosférico são fatores importantes que afetam, por exemplo, a Oscilação Antártica (Antartic Oscillation – AAO), também conhecida como modo anular de altas latitudes do Hemisfério Sul (TURNER, 2004). A tendência nas últimas décadas para a fase positiva da oscilação (THOMPSON *et al.* 2000), está associada ao aumento dos ventos de oeste em latitudes médias e às condições frias sobre a maior parte da Antártica, exceto sobre a Península, onde esta torna-se mais quente devido a advecção de ar dos mares a oeste.

A variabilidade acoplada mais proeminente envolvendo atmosfera-oceano é conhecida como ENOS, a qual se refere ao fenômeno El Niño-Oscilação Sul (indicado por um padrão de anomalias positivas da temperatura da superfície do Oceano Pacífico equatorial). Segundo estudo de Cox *et al.* (2004), teremos para o futuro um padrão mais freqüente de El-Niño, sendo assim, durante a ocorrência desse fenômeno as interações oceano-atmosfera de grande escala que se processam na Bacia do Pacífico Tropical, provocam modificações na circulação geral da atmosfera, isto é na Célula de Walker e, conseqüentemente, desencadeiam eventos climáticos classificados como adversidades (secas, enchentes, temperaturas altas), em diversas regiões continentais ao redor do globo. As principais características oceânicas e atmosféricas associadas ao El Niño são: (i) sobre o Pacífico leste (principalmente na costa do Peru e Equador), as águas aquecem mais do que o normal; os ventos Alísios diminuem sensivelmente a sua intensidade; as pressões no Pacífico leste ficam abaixo do normal, enquanto que no Pacífico oeste as pressões ficam acima do normal; a presença de águas quentes e convergência de umidade favorecem a formação de nuvens convectivas profundas sobre o Pacífico centro-leste modificando a circulação atmosférica (Célula de Walker); (ii) Sobre o Pacífico oeste (Austrália e Indonésia), onde havia o ramo de ar ascendente, durante o

El Niño passa a apresentar o ramo de ar descendente que inibe a formação de nuvens; (iii) Sobre o Pacífico leste (Peru e Equador) onde havia o ramo de ar descendente, durante o El Niño passa a apresentar o ramo de ar ascendente que é favorável a formação de nuvens; (iv) Sobre a Bacia do Atlântico Equatorial, incluindo o leste da Amazônia e Semi-Árido Nordeste aparece a predominância de um ramo de ar descendente que inibe a formação de nuvens.

A relação entre ENOS e a Antártica foi discutida por Turner (2004), através de análise de anomalia geopotencial em 500hPa durante o inverno no Hemisfério Sul, verificando através destas análises, que em anos de El Niño anomalias positivas de geopotencial são observadas no Pacífico Sul, causando um aumento da temperatura média sobre esta região. Chen et al. (1996) mostraram que o jato subtropical é mais intenso durante eventos quentes do ENOS, com o jato polar mais intenso durante eventos frios ou neutros.

Vera *et al.* (2006) analisou sete modelos climáticos do IPCC e verificaram um aumento significativo na precipitação durante o trimestre compreendido entre Janeiro e Março para a região sudeste da América do Sul e norte dos Andes, e uma diminuição da precipitação no sul dos Andes. Meehl et al (2005) analisaram as saídas de nove modelos climáticos para final do século XXI e verificaram que a maioria das regiões mostra aumento da intensidade da precipitação para a média dos modelos, sendo que a América do Sul é uma das regiões que apresentam as maiores diferenças entre modelos. Isto deve-se as deficiências que os modelos apresentam em simular o sistema de monção sul-americano. A elevação da temperatura da superfície do mar na região tropical leva a um aumento na evaporação, enquanto que temperaturas elevadas na atmosfera aumentam a capacidade do ar em reter água. Estes fatores levam a um aumento da convergência de umidade do ar e conseqüentemente a um aumento da precipitação média (MEEHL *et al.*, 2005).

Marengo (2007) também avaliou através das saídas do Terceiro e Quarto Relatório do IPCC (TAR e AR4), as projeções de temperatura e precipitação para o clima futuro para a América do Sul; para os cenários de alta emissão de gases de efeito estufa, A2, e de baixa emissão de gases de efeito estufa, B2. Os resultados mostraram que os modelos globais utilizados não foram capazes de representar bem as mudanças no clima local ligados as tempestades ou frentes, devido os efeitos orográficos e eventos extremos do clima. Outro problema com estes modelos globais, apontada por Nobre e Malagutti (2004), é a baixa resolução espacial do mesmo, que por vezes são da ordem de centenas de quilômetros. Isto limita a possibilidade de prever com exatidão satisfatória as variações na temperatura ou precipitação em escala regional.

Conforme o AR4 (IPCC, 2007) a temperatura da água dos oceanos aqueceu nos primeiros três quilômetros abaixo da superfície. O degelo das calotas polares e aumento no nível dos oceanos são apontados pelos integrantes do relatório do IPCC como as questões mais complexas a serem respondidas para fins de previsão. Entre as respostas comuns tem-se sugerido ainda a possibilidade de severo derretimento do gelo do Ártico e da Groenlândia nos próximos séculos, mas afasta-se a idéia de que haveria uma mudança na Corrente do Golfo no Atlântico Norte, que resultaria em uma nova glaciação na Europa. O aquecimento global anularia qualquer efeito de resfriamento no entendimento dos pesquisadores.

O derretimento dos glaciares já é um fato real no sul da Argentina. Também verificou-se uma redução entre 10% e 20% na extensão das geleiras da Patagônia nos últimos 20 anos. A situação é mais crítica na Cordilheira dos Andes segundo o Instituto de Estudos Científicos da Venezuela. As geleiras dos Andes venezuelanos retrocederam cerca de 70% nos últimos 30 anos. A montanha mais afetada é o Pico Bolívar, a mais alta do país, com 4.980 metros de altitude. Na Cordilheira Blanca, ao norte do Peru, o glaciar Broggi desapareceu em 2005 em consequência das altas temperaturas.

Os resultados apresentados por Justino *et al.* (2007) mostram claramente a redução na espessura do gelo em até 1m, em particular no mar de Weddell e no mar de Amundsen. Na parte leste da Antártica, desde o mar de Ross até a zona Antártica do oceano Índico. Estas anomalias na criosfera deve-se a um substancial aumento na quantidade de calor oceânico transportado para a região Antártica.

Segundo o relatório do Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente (PNUMA) divulgado em 2007, em Tromso, na Noruega, 40% da população mundial poderá ser afetada pelo derretimento da neve e de geleiras nas montanhas da Ásia. Entre as áreas citadas no relatório estão Groenlândia e Antártida, onde estão concentrados 98% da água potável da superfície da Terra. O derretimento total da capa de gelo da Groenlândia iria desencadear um aumento do nível do mar estimado em sete metros. O derretimento de apenas 20% da Groenlândia e o derretimento de 5% da Antártida resultaria em um aumento do nível do mar que ficaria entre quatro e cinco metros.

Em vista do exposto, o presente trabalho teve como objetivos simular e avaliar o impacto do aumento de CO₂ no clima global, avaliando as mudanças no saldo de radiação, nas temperaturas na superfície do ar e do mar, na circulação atmosférica, na precipitação e no gelo marinho(espessura); através de simulações acopladas e desacopladas dos oceanos, para estimar a resposta climática unicamente devido ao CO₂.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. Modelo LOVECLIM

O modelo acoplado Oceano-Atmosfera-Continente-Vegetação-Gelo marinho (*LOVECLIM*) é de complexidade intermediária do sistema Terrestre. Esses tipos de modelos foram propostos com o objetivo de preencher uma lacuna entre os modelos globais e conceituais. Os modelos conceituais estudam os possíveis processos climáticos, tal como a resposta da Circulação Termohalina (CTH) em função do aquecimento global, a variabilidade climática em diferentes escalas de tempo ou a resposta do clima para uma forçante particular. Entretanto, os resultados obtidos são bastante limitados. Isto ocorre devido ao baixo nível de complexidade em relação aos detalhes e aos números de processos considerados. Por outro lado, os modelos de circulação geral (MCGs) são mais completos, sendo baseados em equações primitivas. Além disso, os MCGs descrevem, em detalhes, os padrões geográficos de muitos processos climáticos. A principal limitação dos MCGs é o alto custo computacional, o que gera longas simulações e um grande número de execuções (CLAUSSEN *et al.*, 2002).

O desenvolvimento do LOVECLIM teve como base o modelo acoplado ECBILT-CLIO-VECODE, porém, com a adição de dois novos componentes do sistema climático: as plataformas de gelo da Groenlândia e da Antártica (AGISM) e o ciclo de carbono oceânico (LOCH). Deste modo, o LOVECLIM é um modelo capaz de simular os padrões geográficos

em grande escala, além de fazer projeções relacionadas com as mudanças climáticas. As principais simplificações do modelo são a baixa resolução e o nível de complexidade das parametrizações (DRIESSCHAERT, 2005). Outras limitações encontradas no LOVECLIM referem-se à nebulosidade, dificuldade de simular as mudanças climáticas de escala regional e de representar as características do solo devido à baixa resolução. A dificuldade de simular a variabilidade atmosférica nas zonas equatoriais é, também, umas das principais limitações do LOVECLIM (OPSTEEGH *et al.*, 1998).

A Figura 2 ilustra a interação entre os diferentes componentes do LOVECLIM. Por simplificação, as interações entre o oceano e a atmosfera não mostradas na figura, são as seguintes: cisalhamento do vento; temperatura da superfície do mar (TSM); fluxos radiativos, turbulentos e de água doce; albedo; espessura e fração de gelo marinho e neve. É importante notar que o LOVECLIM captura as variações climáticas em virtude das mudanças nas condições oceânicas e no gelo marinho, que são de suma importância para cenários climáticos de mudanças globais.

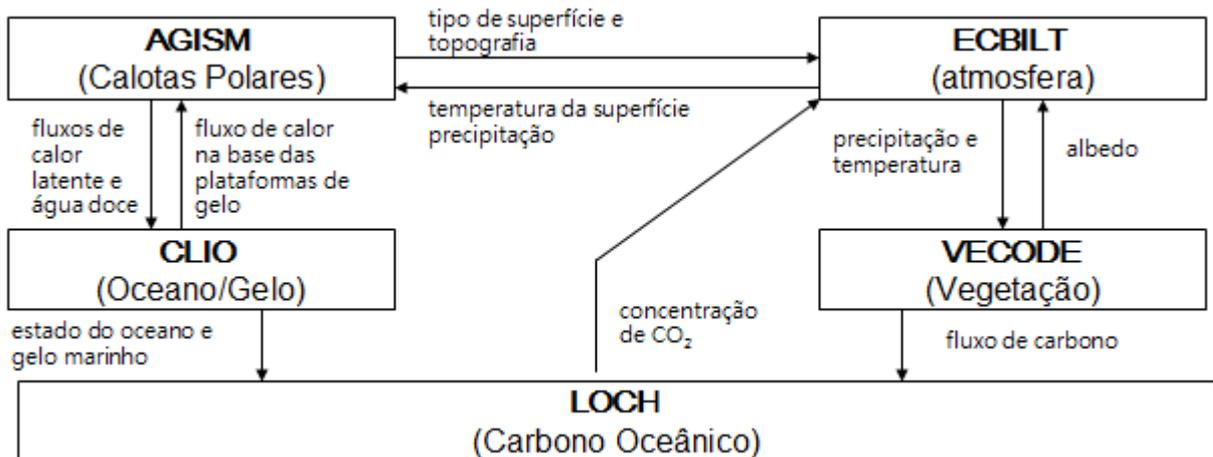


Figura 2: Diagrama ilustrando os diferentes componentes do modelo LOVECLIM. Fonte: adaptado de Driesschaert (2005).

2.1.1. Modelo Atmosférico: ECBILT

O componente atmosférico do modelo acoplado LOVECLIM, denominado de ECBILT (OPSTEEGH *et al.*, 1998), é um modelo de 3 níveis na vertical (800, 500 e 200 hPa) com um núcleo adiabático quase-geostrófico, mas com condições ageostróficas com o intuito de uma melhor representação da célula de Hadley. O modelo inclui ainda parametrizações físicas para o ciclo hidrológico, e um código simplificado para a radiação. O ECBILT é um modelo espectral que funciona em um truncamento T21 triangular, em que T refere-se ao tipo de truncamento espectral utilizado, denominado triangular, de 21 ondas na coordenada horizontal. Isto corresponde a uma resolução horizontal aproximada de $5,625^\circ$ de latitude e longitude.

O tratamento dos fluxos radiativos é feito através de dois esquemas: o primeiro refere-se à radiação de ondas longas e o segundo a radiação de ondas curtas. O fluxo de onda longa é baseado no método de Neelin e Chou (1996), ou seja, é computado como uma perturbação a partir de um perfil vertical de referência determinado por um esquema de radiação de ondas longas empregados nos modelos de circulação geral. As perturbações resultam de mudanças na temperatura, umidade e concentrações de gases do efeito estufa, incluindo o ozônio troposférico. O fluxo de radiação de ondas curtas conta com um esquema de absorção pelas nuvens e pelos gases presentes na atmosfera, enquanto que a reflexão ocorre na superfície e no topo da atmosfera. O aquecimento diabático da-se em função dos fluxos radiativos, liberação de calor latente e troca de calor sensível com a superfície da Terra.

A camada limite atmosférica não é resolvida no ECBILT. A temperatura é, então, interpolada de acordo com a taxa de resfriamento com a altura (*lapse rate*). A umidade relativa é distribuída uniformemente desde a superfície até o nível de 500 hPa e a velocidade do vento na superfície é considerada 80% da velocidade do vento em 800 hPa.

2.1.2. Modelo Oceânico e de Gelo Oceânico: CLIO

O componente oceânico do LOVECLIM é o modelo Coupled Large-Scale Ice-Ocean model (CLIO) (GOOSSE E FICHEFET, 1999). Este último é baseado nas equações primitivas (equações de Navier-Stokes sujeitas às aproximações hidrostática e de Boussinesq) e emprega uma superfície livre com parametrizações termodinâmicas e dinâmicas para o componente do gelo marinho. Também são empregadas parametrizações para difusividade vertical, o que constitui em uma simplificação do Esquema de Turbulência de Mellor e Yamada (MELLOR E YAMADA, 1982). O modelo oceânico inclui, ainda, processos de difusão ao longo das superfícies isopícnais (densidade constante) para capturar o impacto dos vórtices turbulentos de mesoescala (*eddies*) no transporte (GENT e MCWILLIAMS, 1990). A resolução horizontal do modelo CLIO é de aproximadamente 3° de latitude e longitude, com 20 níveis verticais desigualmente espaçados.

2.1.3. Acoplamento entre ECBILT e CLIO

Os modelos ECBILT e CLIO possuem tamanhos de grades diferentes. Cada célula de grade, no ECBILT contém uma fração de terra, oceano e gelo marinho, de modo que todos os cálculos termodinâmicos para a atmosfera são computados separadamente para cada fração. Entretanto, o modelo superestima a precipitação sobre os oceanos: Ártico e Atlântico Norte, tornando-se necessária uma correção de fluxo de água doce. Esta correção é aplicada diariamente e evita que a circulação termohalina seja simulada de forma errada, em função de ser muito sensível aos fluxos de água doce. Desta maneira, a precipitação é reduzida em 10% no Atlântico Norte e em 50% no Oceano Ártico (GOOSSE *et al.*, 2001).

2.1.4. Modelo de vegetação dinâmica: VECODE

O LOVECLIM possui um módulo de vegetação dinâmica, denominado de Vegetation Continuous Description model (VECODE) (BROVKIN *et al.*, 1997), que evolui de acordo com as condições da superfície (por exemplo, temperatura e precipitação). Deste modo, é possível investigar o comportamento da floresta amazônica e outros biomas sob diferentes condições climáticas. A partir de valores médios anuais de diversas variáveis climáticas, o modelo VECODE computa a evolução da vegetação descrita como uma distribuição fracionária de deserto, florestas, e da grama em cada ponto da grade.

2.2. Validação do modelo LOVECLIM

Para o experimento de referência (CTR), o modelo foi rodado por 500 anos tendo como base a concentração atmosférica de CO₂ pré-industrial (277 ppm) e condições atuais de albedo e topografia. Após 100 anos de integração o modelo atinge o estado de equilíbrio para a temperatura do ar à superfície (Figura 3). A avaliação da climatologia do LOVECLIM é feita pela comparação com os dados de reanálise do NCEP / NCAR do período de 1948 a 2003 (Kalnay *et al.*, 1996). Dada a simplicidade da componente atmosférica do LOVECLIM, observa-se uma boa concordância para a temperatura média anual a 2m (t2m) (Figuras 4 a, b), em especial para a média zonal (Figura 4 c).

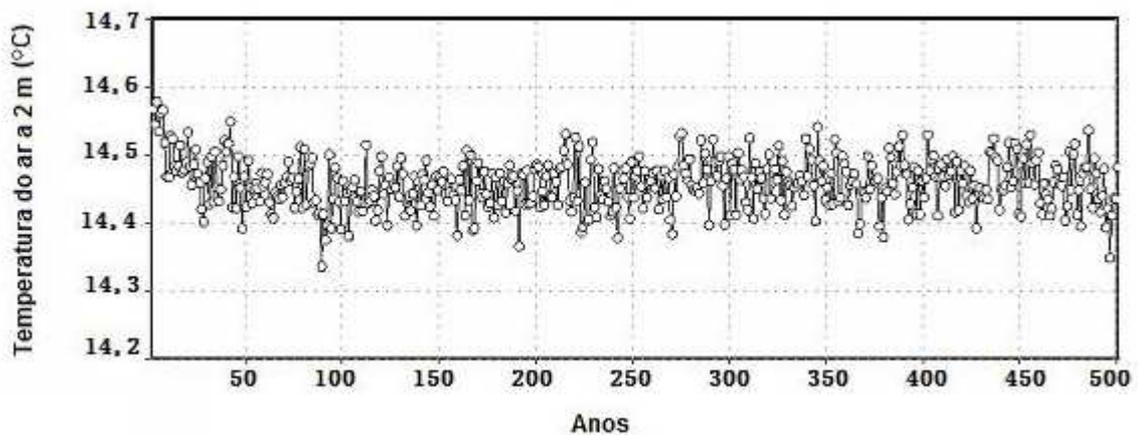


Figura 3: Média Global do ar a 2m na simulação de controle (°C).

Existem, no entanto, regiões no modelo onde as diferenças são maiores (Figura 4). Por exemplo, a temperatura simulada para o leste da Antártica é menor do que na reanálise, enquanto que para a região oeste da Antártica, é maior. Ao longo de muitas regiões montanhosas (Tibete, Groenlândia e Montanhas Rochosas) e sobre o Ártico, a temperatura simulada é menor quando comparada com os dados de reanálise do NCEP. Este efeito é mais evidente nas regiões parcialmente cobertas por gelo ou neve. Outra grande diferença é com relação à simulação do gradiente térmico meridional, o qual é considerado fraco para a costa leste da América do Norte e Ásia. Com relação à temperatura média zonal, o LOVECLIM apresenta valores próximos aos padrões observados. A maior diferença entre o modelo e as observações está localizada ao norte de 65°N (Figura 4c). As anomalias negativas de temperatura são, em grande parte, devido a superestimativa do LOVECLIM para a espessura do gelo, o que isola a atmosfera impedindo o fluxo de calor sensível do oceano abaixo.

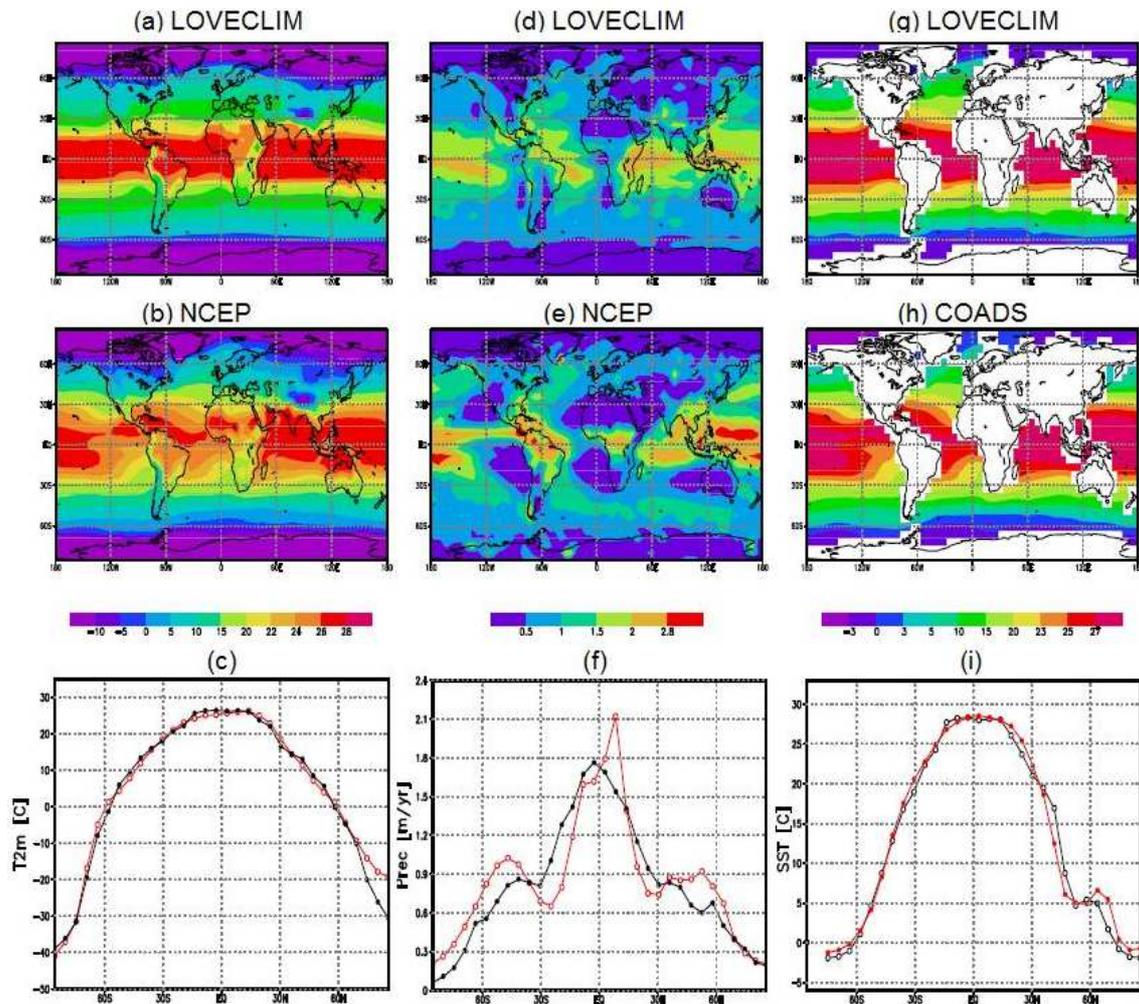


Figura 4: Temperatura média anual do ar a 2m (°C). a) simulada pelo LOVECLIM, b) reanálise do NCEP e c) linha preta: média zonal do LOVECLIM, linha vermelha: média zonal pela reanálise do NCEP, d), e) e f) o mesmo que a, b, c, mas para a precipitação e g), h), i) para a TSM.

A variabilidade sazonal do modelo é analisada através do cálculo da amplitude do primeiro harmônico da temperatura do ar a 2m (Figura 5). Ao comparar com a reanálise do NCEP, o LOVECLIM é capaz de reproduzir o padrão e as amplitudes da variabilidade anual. As maiores diferenças do ciclo anual são observadas ao longo da região leste da Ásia. Para América do Norte, Europa e os trópicos, o modelo mostra uma grande similaridade com a reanálise do NCEP.

Para a precipitação (PPT), os valores observados e simulados na região equatorial, associados à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), excedem 1,5 m/ano (Figuras 4 d,e). As diferenças mais significativas são observadas na região oeste do Pacífico subtropical, onde

a PPT associada com a convecção na piscina quente é subestimada pelo LOVECLIM. Para a floresta tropical no Brasil e na África central, a precipitação simulada pelo LOVECLIM é cerca de 35% menor que a reanálise do NCEP. Condições mais secas são também simuladas para ambos os hemisférios ao longo de 45°N e 45°S, em função da fraca modelagem da zona baroclínica (Figura 4 f).

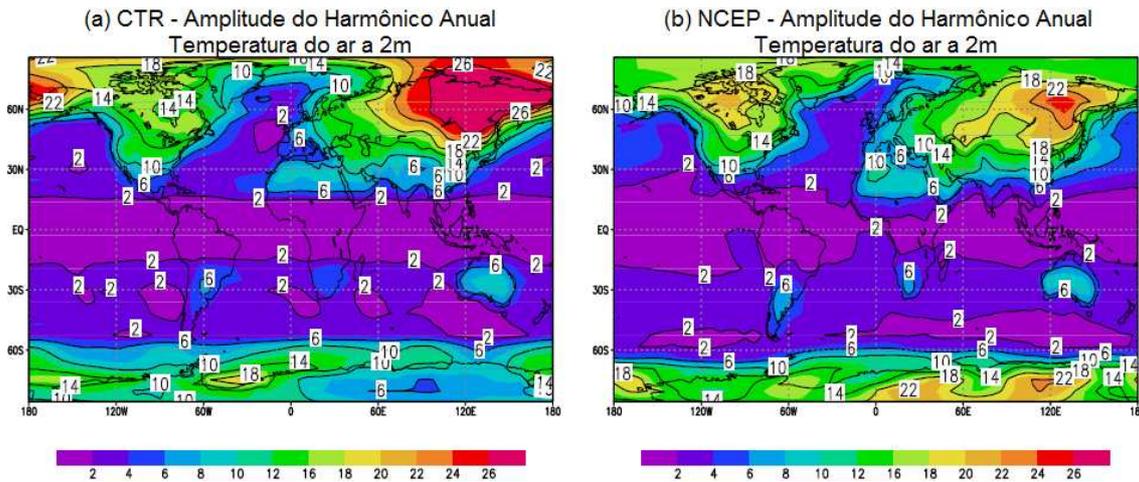


Figura 5: Amplitude do primeiro harmônico para a temperatura do ar a 2m (°C). a) LOVECLIM e, b) NCEP.

A TSM simulada pelo LOVECLIM mostra uma razoável reprodução quando comparada com a climatologia do Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set - COADS (da Silva et al., 1994) (Figuras 4g,h,i). Entretanto, em função do resfriamento em altas latitudes, proposto pelo modelo a média global da TSM (17,7°C) é aproximadamente 0,5°C menor do que a média da TSM observada pelo COADS. O modelo simula um aquecimento para o Atlântico Norte e para os Mares do Norte, em função da fraca advecção de ar frio do leste da Sibéria e Canadá durante o inverno boreal. Nas regiões subtropicais, o modelo mostra condições de aquecimento para o leste do Pacífico e Atlântico, em decorrência da subestimativa do vento zonal à superfície, o qual reduz a ressurgência e o resfriamento evaporativo. O modelo e as observações mostram diferenças em áreas de formação de stratocumulus marinho, isto é, sobre a costa oeste da África e da América do Sul. Estas áreas são caracterizadas por forte ressurgência, que é subestimada pelo LOVECLIM. Com relação a média zonal da TSM (Figura 4i), o modelo e o COADS exibem um padrão bastante semelhante, tanto na distribuição como na magnitude. Isto sugere que, apesar das diferenças

locais da TSM entre o LOVECLIM e as observações, a dinâmica da atmosfera associada com o gradiente térmico meridional não é afetada drasticamente.

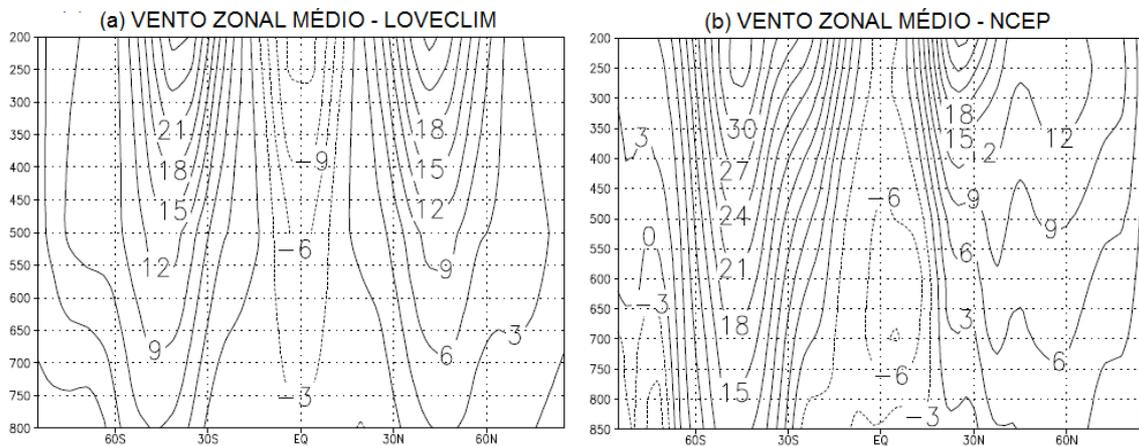


Figura 6: Média do vento zonal (m/s). a) LOVECLIM e, b) NCEP.

A distribuição vertical do vento zonal simulados e as reanálises do NCEP são mostradas, respectivamente, nas Figuras 6 a,b. Em geral, o modelo e as observações exibem um elevado grau de similaridade. Entretanto, comparado com os dados do NCEP, o nível de vento máximo (*jet stream*) simulado é mais fraco e deslocado cerca de 10° quando comparada aos dados do NCEP. Esta fraca corrente de jato é explicada, em parte, pela fraca simulação dos vórtices transientes e estacionários. O enfraquecimento do vento zonal é observado, também, no Hemisfério Sul ao redor de 45°S .

A Figura 7a mostra o padrão de ondas estacionárias em 500 hPa, simulado pelo LOVECLIM, para o período de verão do Hemisfério Sul. É possível notar que muitas características relacionadas com os padrões de ondas em 500 hPa, são bem representadas pelo LOVECLIM. Tais características referem-se a baixa das Aleutas, a baixa sobre a baía de Hudson, além do sistema de alta pressão sobre a costa oeste da América do Norte e Europa. Diferenças entre o modelo e as observações podem ser notadas, principalmente, sobre a América do Norte e a Groenlândia. Além do mais, a baixa das Aleutas simulada está localizada mais ao norte quando compara com o padrão observado (Figura 7a,c). Para o Hemisfério Sul, o padrão de ondas estacionárias simulado pelo LOVECLIM é mais fraco do que a reanálise do NCEP, além de ser mais deslocado para o sul.

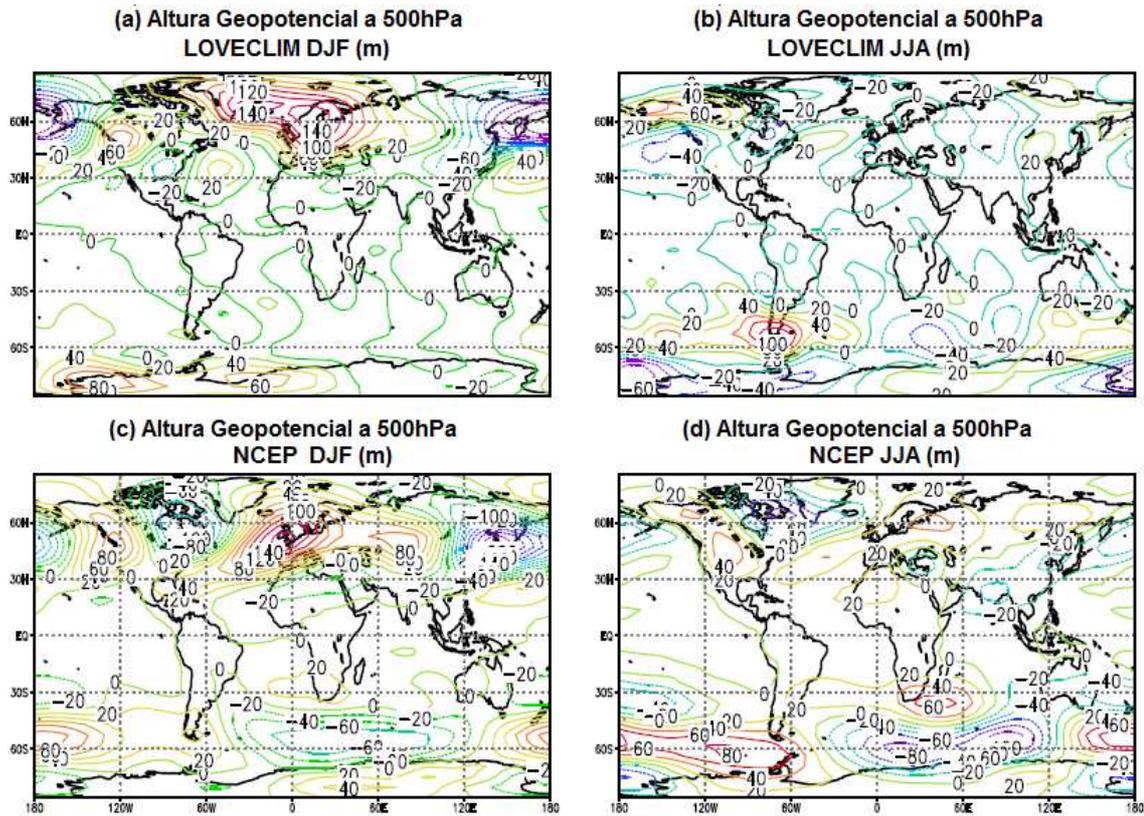


Figura 7: Altura geopotencial em 500 hPa (m). CTR em a) DJF e, b) JJA. NCEP em c) DJF e, d) JJA.

Durante o inverno do Hemisfério Sul para os dados de reanálise do NCEP (Figura 7d), é possível observar um centro de baixa pressão sobre a região sudeste da Ásia, estendendo-se em direção ao Pacífico Norte, enquanto que para a simulação, a atividade das ondas estacionárias é praticamente nula nessa região (Figura 7b). Para a América do Norte, o NCEP traz uma melhor reprodução, mostrando uma alta (baixa) pressão para a costa oeste (leste). Já para o Hemisfério Sul, o LOVECLIM é capaz de reproduzir o trem de ondas da zona da Antártica com um centro de baixa pressão na parte leste do hemisfério e um centro de alta pressão sobre o Oceano Pacífico.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA

(Experimento acoplado e desacoplado)

Com o objetivo de se investigar o impacto das variações no nível de CO₂ atmosférico e do oceano no clima, 10 simulações numéricas foram realizadas: 4 destas incluem o acoplamento entre o sistema terra-atmosfera-gelo-oceano forçado com 500, 600, 700 e 800 ppm de CO₂. Outros 4 experimentos numéricos incluem os mesmo níveis de CO₂ anteriores, mas não trazem o acoplamentos dos oceanos. Isto permite investigar em separado a resposta climática devido a variações de CO₂, sem o impacto do oceano. Como a resposta do clima global as mudanças de CO₂ são aproximadamente lineares, (Figura 8 e 9), por brevidade aqui são mostradas unicamente as análises com 700 ppm e 277 ppm (simulação de controle – CTR).

3.1.1. Temperatura do Ar

Através das séries temporais de temperatura a 2m (Figura 8a, b) verifica-se que o clima no experimento acoplado precisa de cerca de 800 anos para obter o equilíbrio devido a grande inércia da circulação oceânica. Por ser o oceano mais estável que a atmosfera, este necessita de um tempo maior para o equilíbrio. Nos experimentos com oceano desacoplado o sistema se estabiliza muito mais rápido, em cerca de 30 anos. Meehl *et al.*, (2005), através de estudos com dois modelos climáticos globais acoplados, mostra que mesmo que as concentrações de gases de efeito estufa se estabilizem em dado momento, ainda assim teríamos um acréscimo na temperatura global e também um incremento no nível do mar causado por expansão térmica, devido a mais lenta resposta do oceano

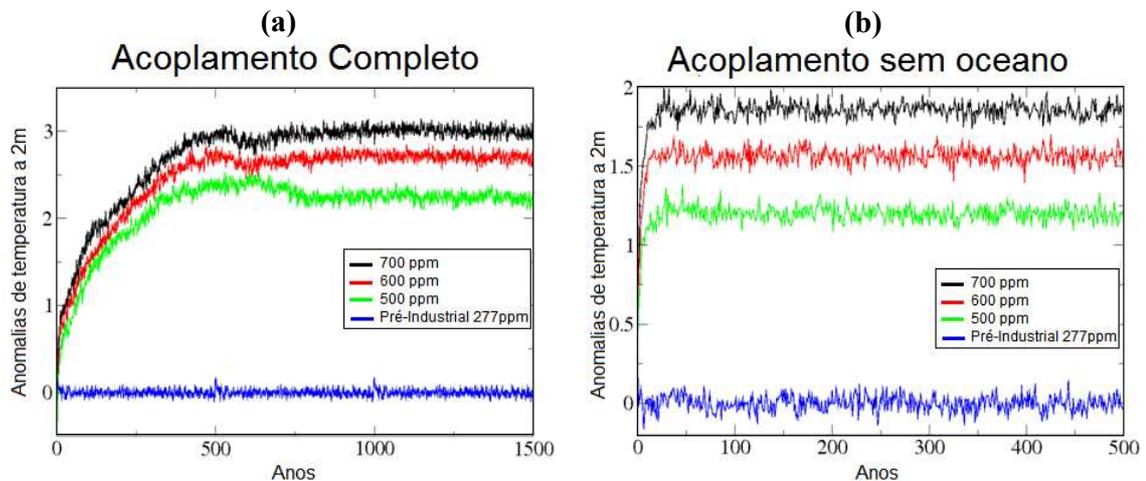


Figura 8: (a) Evolução da Temperatura por 1500 anos a 2m de altura. (b) Evolução da Temperatura por 500 anos a 2m de altura.

Modelos de circulação geral de clima (GCM's), geralmente mostram um aquecimento maior nas regiões polares que nas regiões tropicais para um cenário futuro de aquecimento global. Isto se deve principalmente ao mecanismo dinâmico conhecido como retroalimentação climática, devido a redução do gelo marinho. Com o aquecimento da

atmosfera adjacente, existe um derretimento do gelo, favorecendo assim uma maior absorção de radiação solar e reforçando o aquecimento inicial (JUSTINO *et al.*, 2007).

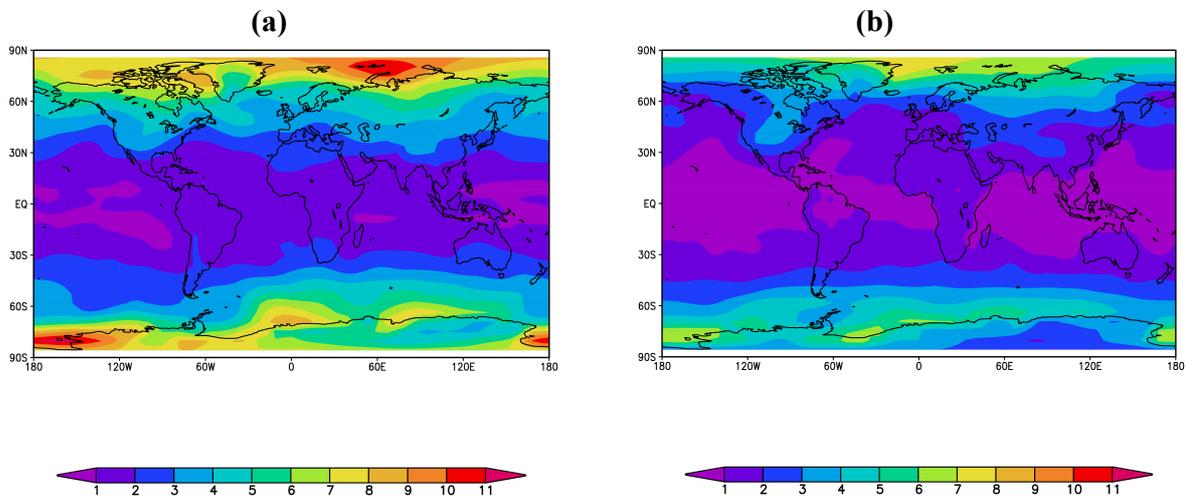


Figura 9: (a) Anomalia da temperatura a 2m no experimento acoplado, entre simulação com 700ppm de CO₂ e CTR. (b) Anomalia da temperatura a 2m no experimento desacoplado, entre simulação com 700ppm de CO₂ e CTR

As mudanças nos fluxos radiativos estão diretamente ligadas ao aumento de temperatura, logo a observação de como se comportará a temperatura com a presença de 700 ppm de CO₂ na atmosfera é importante para uma melhor compreensão das mudanças nos fluxos radiativos. Podemos observar graficamente através da Figura 9 um aquecimento variando de 1°C a 11°C, sendo que os maiores aquecimentos ocorrem nas regiões polares devido ao mecanismo conhecido como retroalimentação gelo-albedo, no sistema acoplado (Figura 9a), notamos que devido as trocas oceânicas no experimento acoplado, a temperatura se eleva bem mais do que no experimento desacoplado (Figura 9b), que apresenta um aquecimento de 1°C a 8°C. Nota-se ainda que as anomalias de temperatura nas regiões tropicais são bem menores, quando comparadas as regiões de latitudes médias. As áreas continentais do Hemisfério Norte também mostram maiores valores de temperatura no experimento acoplado, em comparação a simulação desacoplada. Isto deve-se a advecção de calor a partir da superfície oceânica. No Hemisfério Sul, por ter uma maior área oceânica os valores são mais homogêneos.

3.1.2. Componentes de Radiação

Variações no campo de temperatura estão diretamente associado a disponibilidade de energia, ou o saldo de radiação (Rn). O saldo de radiação foi estimado por meio do modelo *LOVECLIM*, através do balanço de ondas curtas (BOC) e balanço de ondas longas (BOL). Desta forma o Rn foi obtido pela avaliação dos fluxos de radiação incidentes (\downarrow), refletido e emitido (\uparrow), isto é:

$$R_n = BOC + BOL \quad (1)$$

$$BOC = S_{\downarrow} - S_{\uparrow}$$

$$BOC = S_{\downarrow} - \alpha S_{\downarrow}$$

$$BOC = S_{\downarrow} (1 - \alpha) \quad (2)$$

$$R_n = (S_{\downarrow} - S_{\uparrow}) + (L_{\downarrow} - L_{\uparrow})$$

$$BOL = L_{\downarrow} - L_{\uparrow}$$

$$L_{\downarrow} = \sigma T^4 \{ 1 - 0,26 \exp [- 7,77 \times 10^{-4} (273 - T)^2] \} \quad (3)$$

$$L_{\uparrow} = \epsilon \sigma T^4 \quad (4)$$

$$BOL = \sigma T^4 \{ 1 - 0,26 \exp [- 7,77 \times 10^{-4} (273 - T)^2] \} - \epsilon \sigma T^4$$

$$R_n = S_{\downarrow} (1 - \alpha) + \sigma T^4 \{ 1 - 0,26 \exp [- 7,77 \times 10^{-4} (273 - T)^2] \} - \epsilon \sigma T^4$$

Em que α = albedo da superfície; T = temperatura da superfície (K); σ = constante de Stephan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$); ϵ = emissividade da superfície (assumida igual a 1, embora para o gelo este valor seja 0,97); S_{\downarrow} = é a radiação solar global; S_{\uparrow} = é a radiação refletida pela superfície; L_{\uparrow} = radiação de ondas longas emitida pela superfície e L_{\downarrow} = radiação atmosférica.

Fez-se uso da equação Idso & Jackson (1969), equação (3), para o calculo da radiação de ondas longas da atmosfera, já que Galvão e Fisch (2000) demonstraram que as

melhores estimativas para a região tropical foram obtidas por esta equação em detrimento as equações de Swinbank (1963); Brunt (1932); Satterlund (1979) & Brutsaert (1975).

A distribuição do BOC para o período atual apresenta maior intensidade da radiação solar na região inter-tropical decaindo em direção aos pólos. Na Figura 10b, relativa ai experimento desacoplado, não é observado nenhum aumento significativo do BOC. Mesmo assim essa simulação aponta pequenos aumentos nos mares perto da Antártida. Na Figura 10a, experimento acoplado, observa-se um aumento do BOC de 4 Wm^{-2} a 12 Wm^{-2} próximo ao mar de Weddell. Estas variações ao longo das regiões polares, no experimento acoplado, pode-se atribuir ao derretimento de gelo marinho, portanto, mudança/diminuição no albedo. Nas regiões continentais do Hemisfério Sul, as variações do BOC podem estar associadas as mudanças de cobertura de nuvens.

Analisando sazonalmente as alterações no BOC, destacando os meses de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF), verão no Hemisfério Sul, pode-se encontrar aumentos um pouco mais relevantes para o experimento acoplado (Figura 10c), apresentando este um aumento de 14 Wm^{-2} a 22 Wm^{-2} no mar de Weddell e no mar de Amundsen. Já no experimento desacoplado (Figura 10d) não observamos nenhuma alteração marcante.

3. Resultados e Discussão

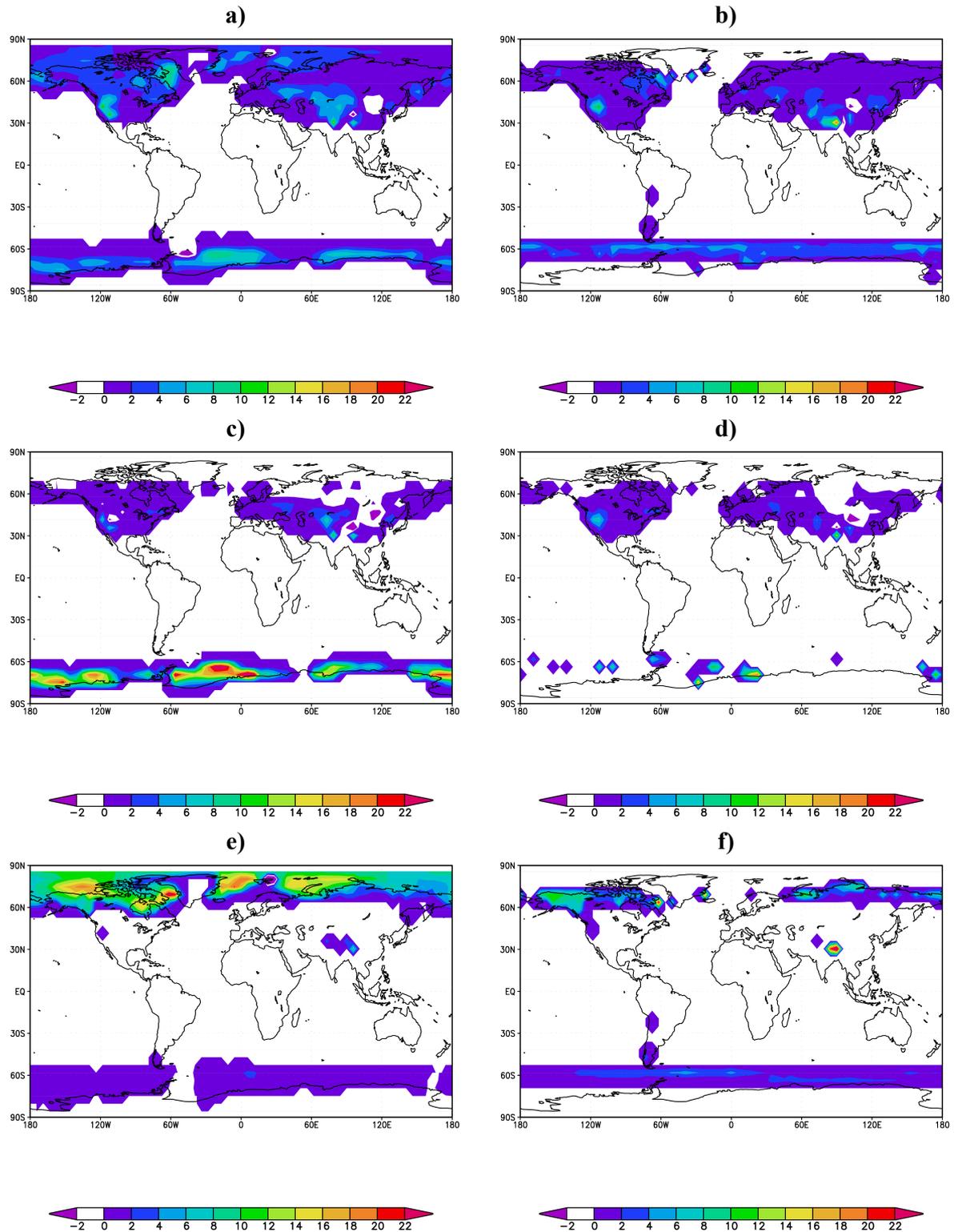


Figura 10: Anomalia no BOC para o experimento acoplado, entre o cenário com 700ppm de CO₂ e CTR: a) Anual, c) DJF e e) JJA. Anomalia no BOC para o experimento desacoplado, entre o cenário com 700ppm de CO₂ e CTR: b) Anual, d) DJF e f) JJA.

3. Resultados e Discussão

Considerando a análise de BOC para os meses de junho, julho e agosto (JJA), observa-se para o experimento acoplado (Figura 10e), aumentos de até 22 Wm^{-2} em torno do Ártico ao norte do Alasca, e um aumento de 16 Wm^{-2} no mar Barents. Já no experimento desacoplado (Figura 10f) observa-se somente um aumento próximo ao Tibete e no sul do Canadá, que também não são alterações significativas. Isto reforça a importância da redução no gelo marinho em definir o BOC.

A análise do campo de BOL para o presente se configura com valores tendendo a zero nos pólos, já que as temperaturas do ar e da superfície são bem próximas. Nas regiões que apresentam temperaturas mais elevadas, tem-se uma maior emissão de radiação para a atmosfera à partir da superfície em função da temperatura. No campo das anomalias de BOL (Figuras 11a, b) podemos observar um aumento de 10 Wm^{-2} em quase todo o globo em concordância com o aumento da temperatura global. Nas regiões polares nota-se, todavia, um decréscimo entre -40 Wm^{-2} e -20 Wm^{-2} . Nos pólos acontece um aumento maior de temperatura da superfície (Figuras 9a, b), assim tem-se um aumento de emissão de radiação de ondas longas da superfície para atmosfera pela equação de Stefan-Boltzmann. Devido a este acréscimo demasiado na emissão pela superfície, a contribuição da radiação atmosférica (L_{\downarrow}) não é suficiente para minimizar a perda por parte da superfície. Na Figura 11b observa-se um aumento de BOL mais forte nos continentes e uma diminuição nos oceanos entre 30°N e 30°S se comparado a Figura 11a. Isto acontece devido a simulação desacoplada (Figura 11b), não incluir o aquecimento oceânico devido o aumento de CO_2 , deixando o oceano e a atmosfera com temperatura menos distintas.

3. Resultados e Discussão

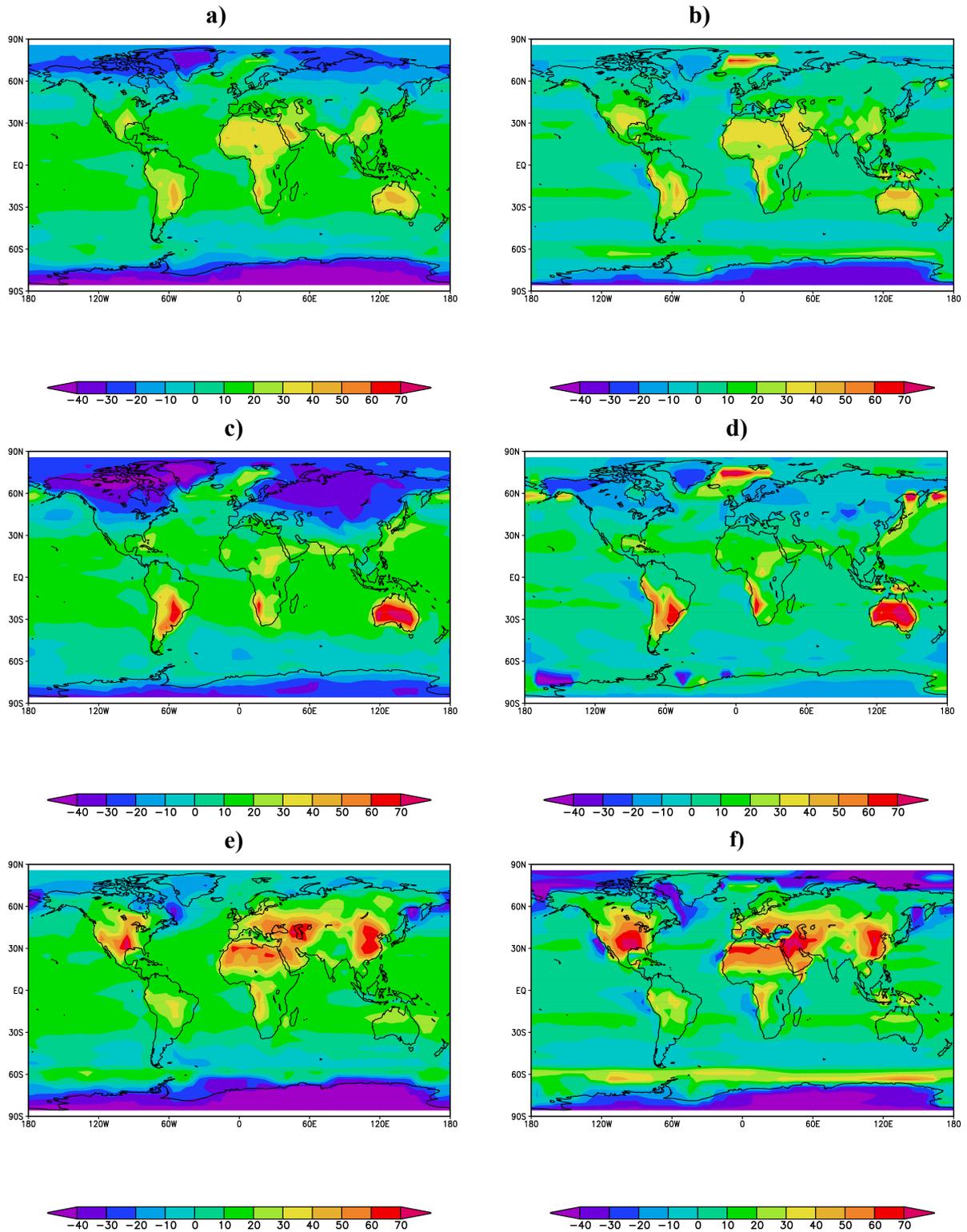


Figura 11: Anomalia no BOL para o experimento acoplado, entre o cenário com 700ppm de CO₂ e CTR: a) Anual, c) DJF e e) JJA. Anomalia no BOL para o experimento desacoplado, entre o cenário com 700ppm de CO₂ e CTR: b) Anual, d) DJF e f) JJA.

A distribuição de BOL, para os meses DJF (Figuras 11c, d), mostra que as regiões polares do Hemisfério Norte são extremamente afetadas. Isto ocorre devido as intensas diferenças entre as temperaturas do ar em comparação com a temperatura do gelo; nestas situações existe uma grande perda radiativa por parte da radiação de superfície ($L\uparrow$). Nas áreas continentais isto também é verificado, pois o substancial aumento nas áreas cobertas por neve produz o mesmo mecanismo.

Nas áreas continentais e oceânicas do Hemisfério Sul existe um ganho de BOL em ambos os experimentos: acoplado e desacoplado. Este resulta, em parte, pela maior temperatura do ar que da superfície para os meses de verão, já que a amplitude térmica na superfície é maior que na atmosfera.

Na avaliação da distribuição de BOL, para os meses JJA (Figuras 15e, f), temos uma inversão se compararmos a DJF (Figuras 11c, d), já que nesta estação não são as regiões polares do Hemisfério Norte as mais afetadas, mas sim, a região Antártica. Isto ocorre devido o mesmo mecanismo presente nas regiões polares do Hemisfério Norte, ou seja, baixas temperaturas do ar em comparação com a temperatura do gelo. Porém esse efeito não se propaga para o continente devido a massa oceânica em torno da Antártida. Observa-se ainda um ganho nas áreas continentais e oceânicas localizadas entre 30°S e 60°N, sendo que por volta de 45°N este acréscimo chega a até 60 Wm^{-2} , este ganho do BOL também se verifica em ambos experimentos: acoplado e desacoplado, como resultado da maior amplitude térmica da superfície do que da atmosférica.

3. Resultados e Discussão

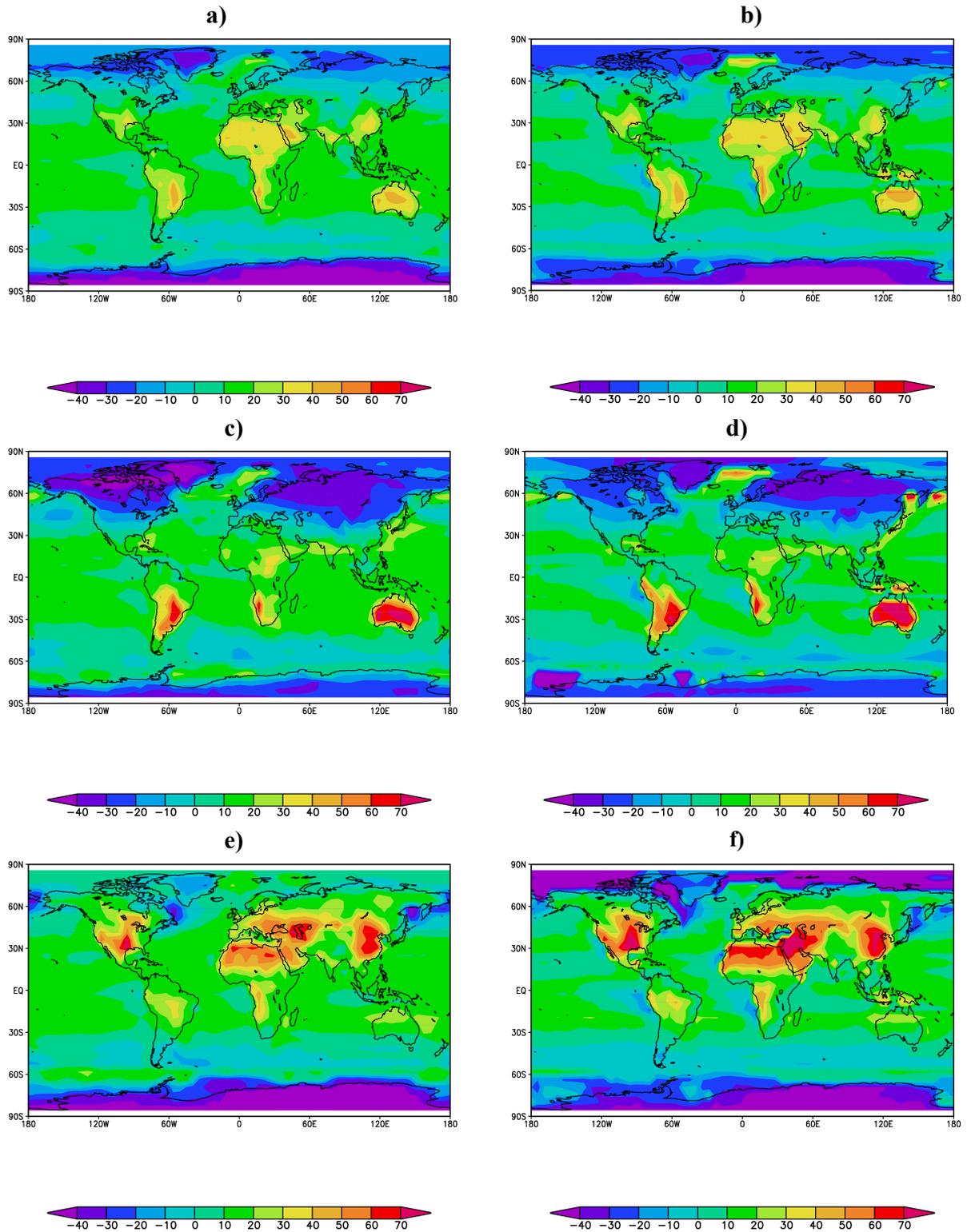


Figura 12: Anomalia no Rn para o experimento acoplado, entre o cenário com 700ppm de CO₂ e CTR: a) Anual, c) DJF e e) JJA. Anomalia no Rn para o experimento desacoplado, entre o cenário com 700ppm de CO₂ e CTR: b) Anual, d) DJF e f) JJA.

Nas Figuras 12a, b nota-se um acréscimo no Saldo de Radiação de 30 Wm^{-2} a 50 Wm^{-2} em grande parte da América do Sul, África e Austrália, porém nas regiões polares, existe um decréscimo entre -40 Wm^{-2} e -20 Wm^{-2} tem relação as simulações com 277 ppm de CO_2 . Todas as mudanças no Rn estão diretamente ligadas ao BOL, devido ao acréscimo de CO_2 na atmosfera e aumento na temperatura global, já que no campo do BOC as alterações não foram suficientemente relevantes para influenciarem o Rn, exceto as mudanças nas regiões polares que podem ser atribuídas ao BOC. Em 1993, Patrick Minnis e seus colaboradores, usando dados do satélite ERBE/NASA, mostraram que a erupção do Pinatubo, Filipinas, ocorrida em junho de 1991, reduziu de 10 a 15 Wm^{-2} o Rn planetário entre as latitudes 40°N e 40°S durante vários meses. Essa única erupção causou um resfriamento temporário de até $0,5^\circ\text{C}$ durante 3 anos. Logo, um aumento no Rn entre as latitudes 40°N e 40°S de proporção bem maior como mostrado na Figura 16a é coerente com o aumento da temperatura mostrado na Figura 8a.

Ao observarmos o Rn para DJF (Figuras 12c, d) e JJA (Figura 12e, f), pode-se afirmar mais uma vez a relação com o BOL, pois em ambas temos a configuração de Rn definida pelo BOL, sendo apresentadas pequenas alterações próximas aos pólos que podem ser atribuídas ao BOC.

3.1.3 Análise do Campo de Vento Zonal

A circulação atmosférica, mais precisamente o campo do vento está diretamente ligado a distribuição térmica de calor. As diferenças de temperatura entre as regiões polares e o Equador são responsáveis pelo estabelecimento dos ventos de oeste em médias latitudes,

enquanto os centros de alta pressão semi-estacionários sobre os oceanos determinam o comportamento dos ventos nas regiões tropicais.

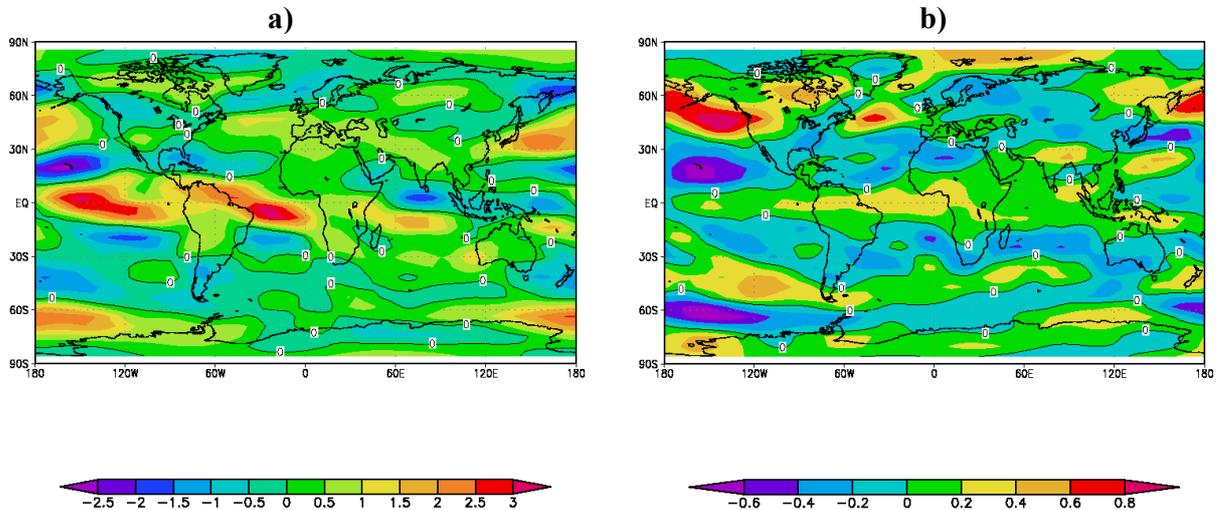


Figura 13: a) Anomalia nos Ventos com experimento acoplado, entre um cenário com 700ppm de CO₂ e CTR. b) Anomalia nos Ventos com experimento desacoplado, entre um cenário com 700ppm de CO₂ e CTR

A observação da Figura 13a mostra que sob condições de aquecimento global e oceano ativo existe uma desintensificação dos ventos alísios, em especial sobre o Pacífico leste e sobre o Oceano Atlântico. Esta característica é enfraquecida no experimento desacoplado (Figura 13b). Sobre as regiões de médias latitudes ambos experimentos mostram uma intensificação de ventos de oeste especialmente sobre as áreas oceânicas no Hemisfério Norte. No Hemisfério Sul, observa-se que no experimento acoplado (desacoplado) existe uma desintensificação (intensificação) do jato subtropical e uma intensificação (desintensificação) do jato polar. Embora as causas para estas anomalias no Hemisfério Sul não sejam de fácil interpretação, pode-se assumir que variações no comportamento do gelo marinho nos mares Antárticos devem desempenhar um papel preponderante.

3.1.4. Análise do Campo de Precipitação

Deve-se notar que variações no comportamento térmico e dinâmico da atmosfera estão intimamente ligadas a mudanças no regime hídrico planetário. Devido ao campo de precipitação ser extremamente variável tanto nas escalas espacial como temporal, optou-se aqui por uma análise anual. A Figura 14a mostra as diferenças no campo de precipitação entre o experimento acoplado de controle (CTR) e a simulação de 700 ppm de CO₂. Observa-se claramente um aumento de precipitação no último experimento na faixa tropical oceânica principalmente sobre as regiões dos oceanos Pacífico e Atlântico. Isto deve-se a maior evaporação sobre estas áreas associado ao aumento da temperatura da superfície do mar (TSM). Por outro lado sobre as regiões continentais observa-se uma redução na precipitação com o aumento de CO₂.

Estas condições em muito se assemelham aos padrões climáticos resultantes dos eventos El Niño. De fato, Timmermann *et al.*(1998) propõe que o aumento na circulação atmosférica de CO₂ pode induzir condições climáticas características do El Niño, como as aqui detectadas.

Quando a análise é feita para os experimentos desacoplados – oceano climatológico – uma diferente figura é notada. O aumento de precipitação previamente observado no campo acoplado (Figura 14a), não é tão evidente quando a simulação não inclui o efeito das mudanças na TSM devido o aumento de CO₂. Na Figura 14 b destacam-se os aumentos de precipitação sobre o Atlântico Norte e sobre a região norte do oceano Pacífico, possivelmente ocasionado por mudanças na circulação atmosférica. Comparando as Figuras 14a e b pode-se ainda notar, em linhas gerais, que o acoplamento oceano-atmosfera leva a um aumento de precipitação associado as variações nos níveis de CO₂ atmosférico. Todavia,

ao manter o oceano sob condições climáticas atuais, ou seja desacoplado, o mesmo atua como um inibidor das anomalias climáticas causadas pelo aumento de CO₂.

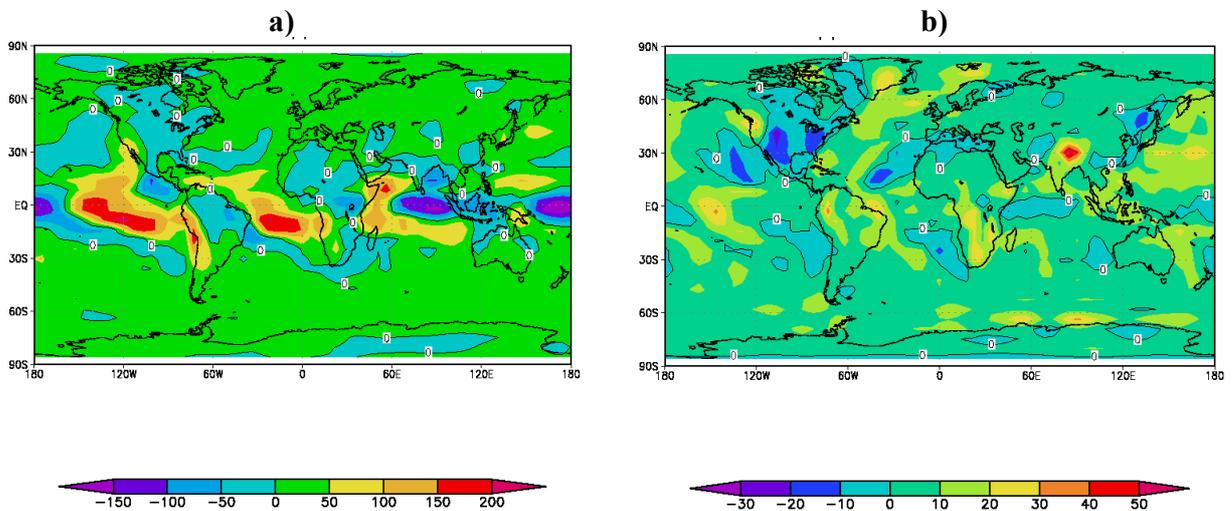


Figura 14: a) Anomalia na precipitação com experimento acoplado, entre um cenário com 700ppm de CO₂ e CTR. b) Anomalia na precipitação com experimento desacoplado, entre um cenário com 700ppm de CO₂ e CTR

3.2. CIRCULAÇÃO OCEÂNICA

3.2.1. Temperatura da Superfície do Mar (TSM)

A Figura 15a, e 15b mostra que o aumento na concentração do CO₂ atmosférico para 700ppm não induz drásticas mudanças na distribuição espacial da TSM, em relação a configuração atual ou de controle (CTR). Um outro ponto a se destacar é que quando comparada às mudanças na temperatura do ar (Figura. 9), nota-se que a TSM em especial na região polar austral dos oceanos Atlântico e Índico, é extremamente sensível ao incremento do CO₂. Dentre os principais responsáveis por mudanças na TSM destaca-se o sistema de ventos, já que estes possuem a propriedade de induzirem mudanças no sistema de correntes oceânicas. No caso em estudo, pode-se observar que em torno de 30°S-60°S existe uma

3. Resultados e Discussão

desintensificação dos ventos de oeste o que resulta numa menor ressurgência nestas áreas. Desta maneira, maiores valores de TSM devem ser esperados devido a redução na ascensão de água das camadas sub-superficiais. Nas regiões tropicais, o aumento na TSM está associado a maior disponibilidade de energia, como pode ser notado avaliando o saldo de radiação. Ademais, o enfraquecimento dos ventos alísios é outra contribuição importante devido a sua influência na redução do efeito da ressurgência equatorial.

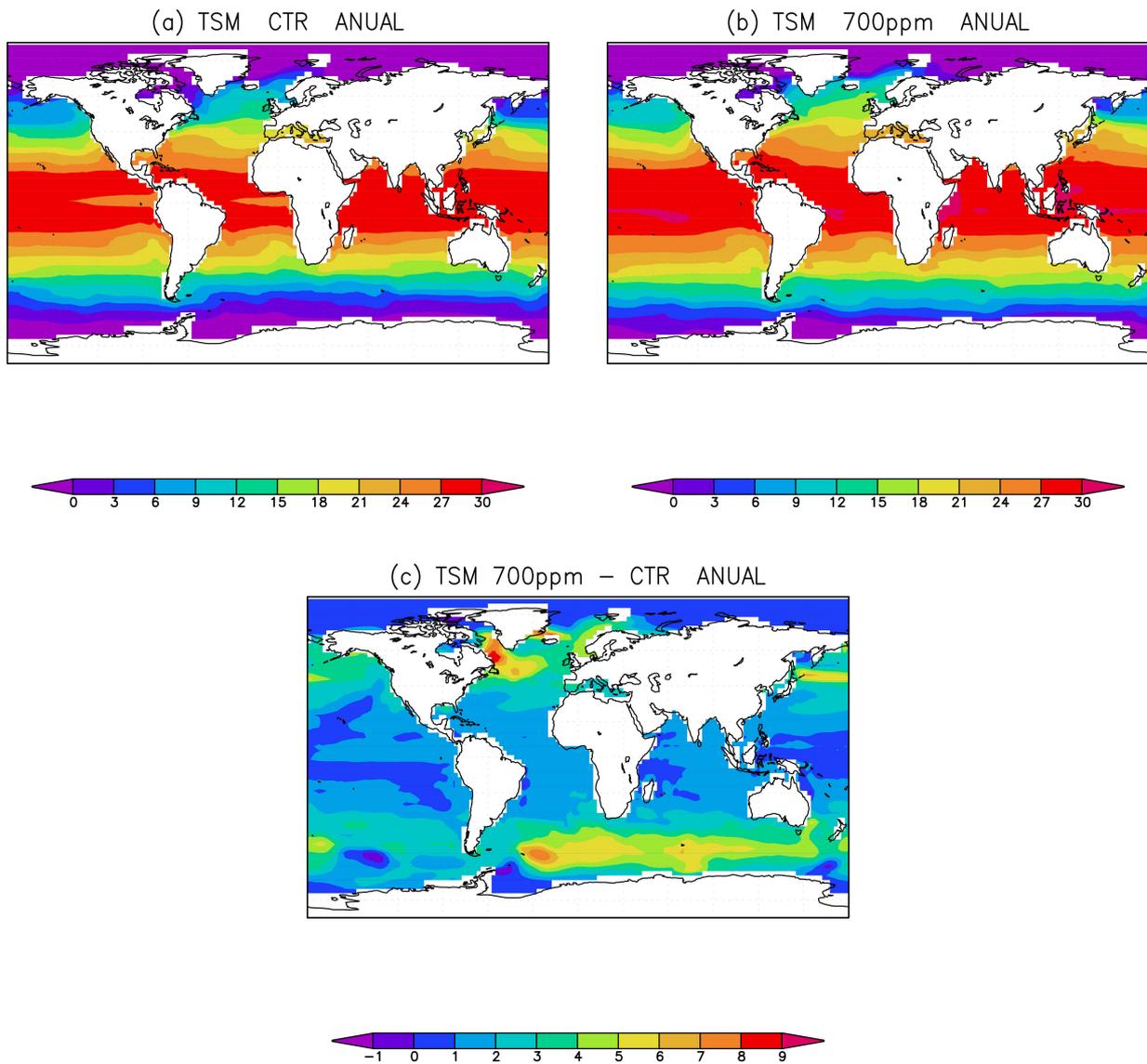


Figura 15: Simulações da Temperatura Superfície do Mar, média anual para: a) CTR b) 700 ppm de CO₂ e c) Anomalia entre simulação 700 ppm e CTR.

As análises para o Hemisfério Norte apresentam as maiores anomalias de TSM quando comparadas com as regiões extratropicais. Deve-se enfatizar que o maior aquecimento associado ao aumento nos níveis de CO₂ atmosférico, é localizado no oceano Atlântico Norte, nas áreas de formação da circulação termohalina (CTH). Este aquecimento pode causar uma redução na densidade da água do mar, e assim enfraquecer o transporte de água da própria CTH, o que pode resultar em consideráveis variações climáticas, como as ocorridas nos períodos glaciais. Estas mudanças, todavia, são de menor magnitude.

3.2.2. Gelo Marinho

O gelo marinho é um dos parâmetros mais variáveis e sensíveis do sistema climático. Em seu máximo sazonal o gelo marinho cobre cerca de 10% de toda a superfície oceânica. Na região Antártica isto representa $3,6 \times 10^6$ Km² em DJF (dezembro, janeiro e fevereiro) e $17,7 \times 10^6$ Km² em JAS (julho, agosto e setembro) (Parkinson, 2002). A presença do gelo influencia fortemente a quantidade de radiação solar refletida e as trocas do calor, massa e momento entre o oceano e a atmosfera em altas latitudes (Justino & Peltier 2006).

Muitos estudos têm sido feitos visando elucidar a relação dos gases de efeito estufa (GEE) com o gelo marinho (Lenke *et al.* 2007), todavia, estas investigações geralmente se restringem a períodos curtos de tempo, em média 200 anos, no qual o clima planetário não se encontra em equilíbrio. Isto dificulta uma análise precisa da influência dos GEE na criosfera, e em particular no gelo marinho, que é uma variável que necessita de um período maior para atingir o estado básico de equilíbrio.

3. Resultados e Discussão

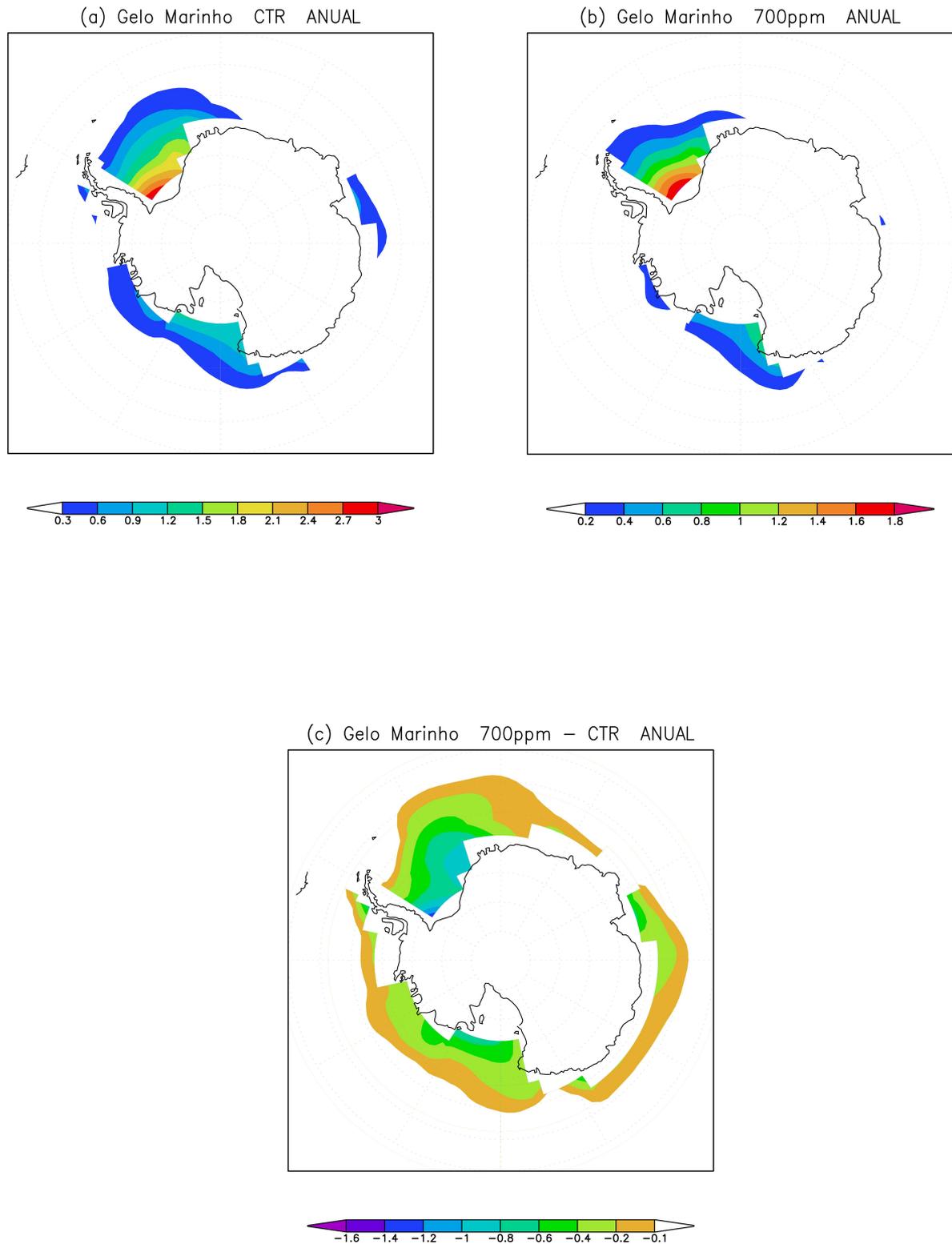


Figura 16: Simulações do Gelo Marinho Anual para: a) CTR b) 700 ppm de CO₂ e c) Anomalia entre simulação 700 ppm e CTR.

A Figura 16a que mostra a concentração de gelo marinho na simulação de controle, reproduz com uma certa acurácia o que tem sido observado por satélites (Parkinson 2002).

Isto é, as áreas com a maior predominância de gelo estão nas regiões do mar de Weddell, Amundsen e Ross. Nestas áreas a espessura do gelo simulado pelo CTR chega a 2,5 m. As demais regiões polares apresentam valores em torno de 0,5 m. Com o aumento na concentração de CO₂ e a respectiva elevação na temperatura do ar existe uma drástica queda na área coberta por gelo ao longo da região da Corrente Circumpolar Antártica (Figura 16c). Nota-se claramente a redução na espessura do gelo em até 1 m, em particular no mar de Weddell e no mar de Amundsen. Na parte leste da Antártica desde o mar de Ross até a zona Antártica do oceano Índico, a ausência de gelo é a característica principal dos experimentos de sensibilidade (Figura.16c). O impacto do degelo na superfície oceânica é reproduzido pela diminuição da salinidade oceânica, em particular no mar de Weddell (não mostrado). Esta dessalinização pode levar a um enfraquecimento do processo de formação da água profunda Antártica e conseqüentemente induzir variações na intensidade da circulação termohalina global.

Com objetivo de investigar as possíveis causas que levam a redução no gelo marinho associado as mudanças na concentração de CO₂, fez-se uma análise em separado do transporte meridional de calor oceânico e atmosférico (Figura 17). Vários autores têm atribuído mudanças na cobertura de gelo marinho a variações no transporte oceânico de calor (Herweijer *et al.* 2005). O transporte de calor total é calculado de acordo com a equação 1 (Peixoto & Oort, 1992). Na atmosfera este transporte se dá primariamente devido a célula de Hadley, havendo uma substancial contribuição em médias latitudes dos ciclones extra-tropicais e dos distúrbios de menor escala (Justino *et al.* 2005). No oceano (Eq. 2) as correntes marítimas assumem o papel principal através das circulações de contorno oeste (ex. corrente do Brasil, corrente do Golfo).

$$H_{total} = T_{at} + T_{oc} = -2\pi R^2 \int_{\pi/2}^{\varphi} (S_{toa}(\phi') - L_{toa}(\phi')) \cos \phi' \cdot d\phi' \quad (1)$$

$$T_{oc} = \rho c_o R \iiint vT \cdot \cos \phi \cdot d\lambda \cdot dz \quad (2)$$

Onde H_{total} , T_{at} e T_{oc} são o transporte de calor total, atmosférico e oceânico. R é o raio da terra, ϕ é a latitude, S_{toa} (L_{toa}) é o saldo de radiação de ondas curtas (longas) integrado na direção zonal no topo da atmosfera. ρ é a densidade do oceano (1000 Kg m^{-3}), c_o é o calor específico ($4187 \text{ JKg}^{-1}\text{K}^{-1}$), λ é a longitude, v é a componente meridional das correntes oceânicas, T é a temperatura e Z a profundidade do oceano.

Este transporte intermitente de calor entre os trópicos e os polos impedem que a região equatorial (polar) se aqueça (resfrie) continuamente. A Figura 17a mostra o transporte de calor total (oceano+atmosfera) integrado ao longo das latitudes. Observa-se que em torno de 45° de latitude é onde ocorre o máximo do transporte para os dois hemisférios, em torno de $5,5 \text{ PW}$ [$1\text{PW} = 10^{15}\text{W}$]. Os valores negativos (positivos) indicam transporte de calor em direção ao pólo sul (norte). A Figura 17c mostra o transporte de calor oceânico integrado na direção zonal ao longo da profundidade oceânica. Nota-se que o oceano é responsável por cerca de 20 a 30% do total meridional de calor, o que corresponde aproximadamente a 1 PW no Hemisfério Sul e $1,5 \text{ PW}$ no Hemisfério Norte, valor similar ao calculado por Shin *et al*, 2003. A análise das anomalias demonstra que existe um aumento na quantidade de calor transportado para a região polar austral, tanto do transporte total (atmosfera+oceano, Figura 17b) quanto na componente oceânica (Figura 17d). A quantidade de calor oceânico transportado para o sul nos experimentos de sensibilidade conduzidos com adicional de CO_2 estão entre 20 e 30% maior quando comparados ao CTR (Figuras. 17c e 17d). Esta intensificação, todavia, não é reproduzida pelas anomalias do transporte total de calor (Figura 17b). Isto revela que o aumento na concentração de CO_2 , por outro lado, não induz a

3. Resultados e Discussão

um aumento substancial de calor transportado pela atmosfera. Isto pode estar associado a redução no gradiente térmico meridional (fraca atividade baroclínica) na região de formação dos distúrbios de médias latitudes e ciclones extratropicais.

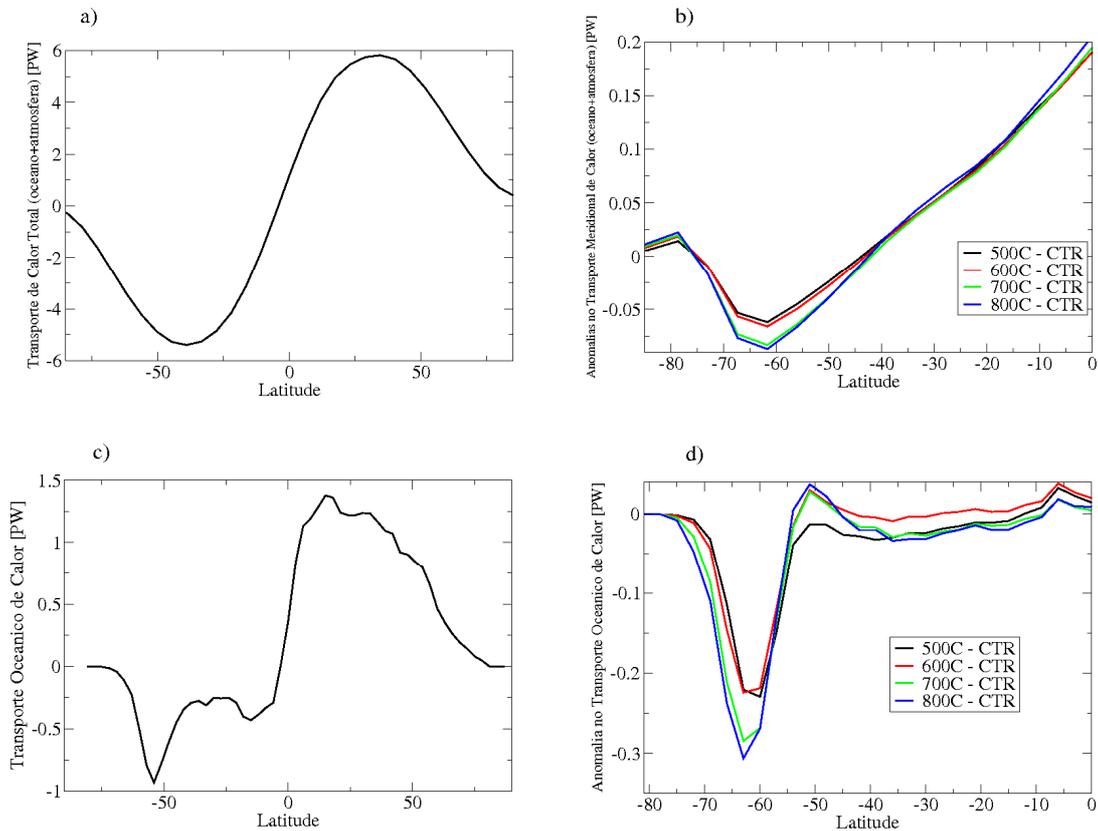


Figura 17: Média anual do transporte meridional de calor. (a) transporte total, (b) anomalias do transporte total nos experimentos numéricos em relação a simulação de controle (CTR). (c) e (d) é o mesmo que (a) e (b) mas para o transporte oceânico de calor.

Isto demonstra que o acúmulo de calor na região polar oceânica e o consequente aumento da TSM e da temperatura do ar adjacente, são os principais candidatos responsáveis pela redução na espessura do gelo marinho, assim como pelo seu desaparecimento em algumas áreas nas vizinhanças do continente Antártico. Todavia, estudos adicionais estão sendo conduzidos visando uma melhor elucidação dos mecanismos climáticos responsáveis pelas variações nos transportes oceânico e atmosférico de calor.

4. CONCLUSÕES

Para a validação dos resultados do LOVECLIM utilizou-se os dados de reanálises do NCEP. As análises climáticas, para os dados do LOVECLIM e NCEP, mostraram que o modelo representa relativamente bem o período atual em termos de temperatura atmosférica, precipitação e temperatura da superfície do mar, já que o mesmo consegue capturar os padrões climatológicos dominantes.

Com base nas análises dos experimentos acoplados e desacoplados para a circulação atmosférica, detectou-se no campo do saldo de radiação (R_n), que o mesmo é afetado diretamente pelo aquecimento atmosférico devido a um acréscimo no campo do balanço de ondas longas (BOL), tanto para o experimento acoplado quanto para o experimento desacoplado, confirmando que se aumentado os níveis CO_2 na atmosfera amplifica-se o efeito estufa bloqueando, em parte, a passagem da radiação de ondas longas para o espaço. No experimento acoplado detectou-se um maior acréscimo no campo de BOL nos continentes, isto não acontece quando o experimento é desacoplado. A ausência do oceano que faz com que não haja trocas entre oceano e atmosfera.

Na avaliação do vento zonal, conclui-se que sob condições de aquecimento global e oceano ativo tem-se uma desintensificação dos ventos alísios mas precisamente sobre o Pacífico leste e sobre o Oceano Atlântico. Esta característica é enfraquecida no experimento desacoplado. Sobre as regiões de médias latitudes ambos experimentos mostram uma intensificação de vento de oeste especialmente sobre as áreas oceânicas no Hemisfério Norte.

No Hemisfério Sul, observa-se que no experimento acoplado (desacoplado) existe uma desintensificação (intensificação) do jato subtropical e uma intensificação (desintensificação) do jato polar. No campo da precipitação observa-se que o experimento acoplado leva a um aumento da precipitação na faixa tropical oceânica, em relação ao experimento desacoplado, principalmente sobre as regiões dos oceanos Pacífico e Atlântico. Isto deve-se a maior evaporação sobre estas áreas associado a o aumento da temperatura da superfície do mar (TSM). Por outro lado sobre as regiões continentais observa-se uma redução na precipitação com o aumento de CO₂.

Na circulação oceânica quanto a TSM observou-se sua susceptibilidade ao aumento na concentração do CO₂ atmosférico para 700ppm. Os experimentos mostraram ainda que o aumento na concentração de leva a um aquecimento da região polar austral com sérias implicações na cobertura de gelo marinho. Os resultados numéricos retratam a redução na espessura do gelo em até 1m em particular no mar de Weddell 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. Numa análise inicial, nota-se que estas anomalias na criosfera deve-se a um aumento substancial na quantidade de calor oceânico transportado para a região Antártica nos experimentos conduzidos com adicional de CO₂. Dentre muitos mecanismos que podem estar associados a este aumento na disponibilidade de calor oceânico, destacam-se uma possível intensificação do transporte de Sverdrup junto à corrente do Brasil; e/ou uma desintensificação dos ventos de oeste ao longo da corrente circumpolar Antártica produzindo assim uma redução no efeito de ressurgência. Com a redução na ressurgência existe um favorecimento da chegada de águas mais quentes oriundas das latitudes médias.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMBRIZZI, T., DA ROCHA, R. P.; MARENGO, J.; PISNITCHENKO, I.; ALVES, L. M. e FERNANDEZ J. P. R. (2007). Cenários regionalizados de clima no Brasil e América do Sul para o Século XXI: Projeções de clima futuro usando três modelos regionais. Relatório 3, MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE - MMA, SECRETARIA DE BIODIVERSIDADE E FLORESTAS – SBF, DIRETORIA DE CONSERVAÇÃO DA BIODIVERSIDADE – **DCBio** Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade - Sub projeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI. Brasília, Fevereiro 2007.
- ANDREAE, M. O; ATLAS, E.; CACHIER, H.; COFER, W.R.; HARRIS, G.W.; HELAS, G.; KOPPMANN, R.; LACAUX, J.-P.; WARD, D. E. Trace gas and aerosol emissions from savanna fires. **Biomass Burning and Global Change**, edited by J.S. Levine, pp. 278-295, MIT Press, Cambridge, Mass. 1996a
- BARNES, H. R. Enjambement and oral composition, **TAPhA** 109 1979 1-10.
- BARNOLA, J. M.; M. ANKLIN; J. PORCHERON; D. RAYNAUD J.; SCHWANDER and STAUFFER B. CO₂ evolution during the last millennium as recorded by Antarctic and Greenland ice. **InterScience**, 1991.
- BARNOLA, J. M.; PIMIENTA, P.; RAYNAUD, D. and KOROTKEVICH. Y.S. CO₂-climate relationship as deduced from the Vostok ice core: A re-examination based on new measurements and on a re-evaluation of the air dating. **Tellus** 43(B):83- 90. 2003.
- BERGER, A. and LOUTRE, M.F.. Insolation values for the climate of the last 10 million years. **Quaternary Science Reviews** 10: 297-317. 1989.
- BERGER, A. Milankovitch theory and climate. **Reviews of Geophysics**, 26(4): 624-657. 1988.
- BERGER, A. The Milankovitch astronomical theory of paleoclimates: a modern review. **Vistas in Astronomy**, 24:103-122. 1980.
- BLUNIER, T.; CHAPPELLAZ, J.; SCHWANDER, J.; DÄLLENBACH, A.; STAUFFER, B.; STOCKER, T.; RAYNAUD, D.; JOUZEL, J.; CLAUSEN, H. B.; HAMMER, C. U. AND JOHNSEN, S. J. Asynchrony of Antarctica and Greenland climate during the last glacial, **Nature**, 394, 739-743, 1998.
- BROCCOLI, A. J. and MANABE, The Effects of the Laurentide Ice Sheet on North American Climate during the Last Glacial Maximum, **Geographie Physique et Quaternaire**, XL1(2), 291-299, 1987.
- BROECKER, W. S. "Climate Change: Are We on the Brink of a Pronounced Global Warming?" **Science** 189, 460 (1975).
- BROVKIN, V.; GANOPOLSKI, A.; CLAUSSEN, M.; KUBATZKI, C. and PETOUKHOV, V. A continuous climate-vegetation classification for use in climate biosphere studies. **Ecoll. Modell.**, 101:251_261. 1997.
- BRUNT, D. Notes on radiation in the atmosphere. **Quatt. J. Roy. Meteorol. Soc.** 58: 389-420, 1932.

- BRUTSAERT, W., On a derivable formula for radiation from clear skies. *Water Resources Res.*, BRUTSAERT, W., **1982**. Evaporation into the atmosphere. **Reidel Publishing Company**, 299 pp., 1975.
- BUDIKO, M. The effect of solar radiation variations on the climate of the earth. **Tellus**, 1969.
- CHEN, B.; SMITH, S. R. and BROMWICH, D. H. Evolution of the tropospheric split jet over the South Pacific Ocean during the 1986-89 ENSO cycle. **Monthly Wather Review**, 124: 1711-1731, 1996.
- CLAUSSEN, M.; MYSAK, L. A. e WEAVER, A. J. M. Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models. **Clim Dyn** 18 (7): 579-586, 2002.
- CORREIA, F. W. S. (2000). Estudo do balanço de radiação em área de policultivo na Amazônia. São José de Campos, INPE. **Dissertação (mestrado)**: 111p.
- COX, P. M.; BETTS, R. A.; COLLINS, M.; HARRIS, P. P.; HUNTINGFORD, C. and JONES, C. D. "Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century". **Theoretical and Applied Climatology**, 78, 137-156. 2004.
- COX, P. M.; BETTS, R.^a; JONES, C. D.; SPALL, S. A. & TOTTERDELL, I. J. Aceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. **Nature**, 408: 184-187, 2000.
- da SILVA, A.; YOUNG, A. C.; LEVITUS, S."Atlas of surface marine data 1994, volume 1.: Algorithms and procedures.," Tech. Rep. 6, U.S. Department of Commerce, NOAA,NESDIS, 1994.
- DRIESSCHAERT, E. Climate change over the next millennia using LOVECLIM, a new Earth system model including the polar ice sheets, **Ph.D. thesis, Université Catholique de Louvain**, Louvain-la-Neuve, Belgium, BelnUcetd-10172005-185914. 1108, 1109, 2005.
- FEITOSA, J. R. P.; NOBRE, C. A.; FISCH, G.; Ferreira da Costa; SOUZA, S. S. E. . Radiação solar global em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 6, p. 1-7, 1998.
- FRIEDLINGSTEIN, P.; FUNG, I.; HOLLAND, E.; JOHN, J.; BRASSEUR, G.; ERICKSON, D. and SCHIMMEL, D. On the contribution of CO₂ fertilization to the missing biospheric sink. **Glob.Biogeochem. Cycles**, **9**, 541-556. 2001.
- GALVÃO, J. A.; FISCH, G. Balanço de radiação em área de pastagem na Amazônia. **RBA**, v.8, n.1, p.1-10, 2000.
- GENT, P. R.; BRYAN, F. O.; DANABASOGLU, G.; DONEY, S. C.; HOLLAND, W. R.; LARGE, W. G.; MCWILLIAMS, J. C. The NCAR Climate System Model global ocean component. **Journal of Climate**, v. 11, p. 1287-1306, 1998.
- GOOSSE, H. and FICHEFET, T. Importance of ice-ocean interactions for the global ocean circulation: a model study. **Journal of Geophysical Research**, v. 104(C10), p. 337-355, 1999.
- HAYWOOD, J. M.; ROBERTS, ; SLINGO, A.; EDWARDS, J. M. e SHINE K. P. General Circulation Model Calculations of the Direct Radiative Forcing by Anthropogenic Sulfate and Fossil-Fuel Soot Aerosol. **Journal of Climate**., 1997.
- HERWEIJER, C.; SEAGER, R.; WINTON, M. & CLEMENT, A. Why ocean heat transport warms the global mean climate. **Tellus**, 57: 662–675, 2005.

- HOUGHTON, J. T.; MEIRA FILHO, L. G.; CALLENDER, B. A.; HARRIS, N.; KATTENBERG, A. and MASKELL, K. **Climate Change** 1995 - The science of climate change. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 1995.
- IDSO, S.B. & JACKSON, R. D. Thermal radiation from the atmosphere. **J. Geophys. Res.**, 74: 5397-5403, 1969.
- IMBRIE, J.; IMBRIE, J.Z. Modeling the climatic response to orbital variations. **Science**, v.207, p. 943-953, February. 1980.
- Inter-American Development Bank. 2000 **Report**. Washington, DC: IDB. 199 p.
- IPCC (2007a) Climate change 2007: the physical science basis WGI Summary for Policymakers, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 18pp. IPCC (2007b) Climate change 2007: climate change impacts, adaptation and vulnerability WGII Summary for Policymakers, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 23pp. IPCC (2007c) Climate change 2007: mitigation of climate change WGIII **Summary for Policymakers**, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 24pp.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). (2001). Climate Change 2001: The scientific basis. Contribution of WG1 to the IPCC Third Assessment, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 944 p.
- JAIN, A. K.; BRIEGLEB, B. P.; MINSCHWANER, K. and WUEBBLES, D. J. Radiative forcings and global warming potentials of 39 greenhouse gases. **J. GEOPHYS. Res.**, **105**, 20773-20790. , 2000.
- JUSTINO, F. & PELTIER, W. Influence of present day and glacial surface conditions on the Antarctic Oscillation/ Southern Annular Mode. *Geophysical Research Letters* 33(22): doi: 10.1029/2006GL027001. L22702, 2006.
- JUSTINO, F.; A. Timmermann; U. Merkel; E. S. Baroclinic reorganization of atmospheric flow during the Last Glacial Maximum. **Journal of Climate**, v. 18, p. 2826-2846, 2005.
- JUSTINO, F.; AMORIM, M. C. Projeções do clima da América do Sul segundo o cenário B1 do IPCC adotando um modelo acoplado Oceano-Atmosfera-Vegetação-Gelo Marinho. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia**, 2007.
- JUSTINO, F.; HASTENREITER F.; SCHAEFER, C. Impacto da Concentração do Dióxido de Carbono Atmosférico no Gelo Marinho Antártico. **Oecologia Brasiliensis**, 11 (1): 69-77, 2007.
- KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R., COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOLLEN, J.; ZHU, Y.; LETMAN, A.; REYNOLDS, R.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MOO, K.C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, R; JOSEPF, D. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 1996.
- KARL, T. R.; and EASTERLING, D. R. Climate extremes: selected review and future research directions, **Climatic change** , 42, 309-325. 1999.
- KUSHNER, P. J.; HELD, I. M.; and DELWORTH, T. L. Southern-hemisphere atmospheric circulation response to global warming. **J. Climate**, 14, 2238-2249, 2001.
- LANDSEA, C. N.; PIELKE, R. A.; MESTAS-NUÑES, A. M.; KNAFF, J. A. Atlantic basin hurricanes: índices of climatic changes. **Climatic Change**, 42, 1999. p. 89-129.

- LEITÃO, M.M.V.B.R. Balanço de radiação em três ecossistemas da Floresta Amazônica: Campina, Campinarana e Mata Densa. São José dos Campos: INPE, 1994. 135p. **Tese Doutorado**.
- LI, W.; FU, R. and DICKINSON, E. "Rainfall and its seasonality over the Amazon in the 21st century as assessed by the coupled models for the IPCC AR4". **Journal of Geophysical Research**, 111, D02111, 2006.
- MACHADO, J. P., JUSTINO, F., HASTENREITER, F. Anomalias climáticas na América do Sul devido o enfraquecimento da circulação termohalina. **Anais, XV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, São Paulo, SP. CD Room, 2008.
- MANABE, S, STOUFFER, R. J. Century-scale effects of increased atmospheric CO₂ on the ocean-atmosphere. **Nature**, 364:64346434, 215-218, 1993.
- MANABE, S. & STOUFFER, R. J. Century-scale effects of increased atmospheric CO₂ on the ocean-atmosphere system. **Nature** 364, 215–218 (1993).
- MARENGO J. A. Cenários de Mudanças Climáticas para o Brasil em 2100. **Ciência & Ambiente**, v. 34, p. 100-125, 2007.
- MARENGO, J. A.; Nobre, C. A.; SALATI, E. & AMBRIZZI, T. Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. Min. do Meio Ambiente, **SBF/DCBio**, Brasília, 54 pp. 2007.
- MEEHL, G. A.; ARBLASTER,, J. M.; and TEBALDI, C. Understanding future patterns of increased precipitation intensity in climate model simulations, **Geophysical Research Letters**, vol. 32, L18719, doi:10.1029/2005GL023680, 2005.
- MELLOR, G. and YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 20, p. 851–875, 1982.
- MILANKOVITCH, M. Mathematische Klimalehre und Astronomische Theorie der Klimaschwankungen, **Handbuch der Klimologie Band 1 Teil A Borntager Berlin**.1930.
- MINNIS, P.; HARRISON, E. F.; STOWE, L. L.; GIBSON, G. G.; DENN, F. M.; DOELLING, D. R., and SMITH Jr., W. L.: Radiative Climate Forcing by the Mt. Pinatubo Eruption. **Science**, Vol. 259, pp. 1411-1415, March 5, 1993.
- MYHRE, G., HIGHWOOD, E. J.; SHINE, K. P. and STORDAL, F. New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases. **Geophys. Res. Lett.**, **25**, 2715-2718. 1998b.
- NEELIN, J. and CHOU, C. Linearization of a long-wave radiation scheme for intermediate tropical atmospheric models. **Journal of Geophysical Research**, v. 101(15), p. 129-145, 1996.
- NOBRE, P.; MALAGUTTI, M. Uma avaliação do modelo de circulação geral do CPTEC para estudos de modelagem acoplada oceano-atmosfera. **XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Fortaleza, Brasil, 2004. Disponível em: <<http://mtc-m15.sid.inpe.br>>. Acesso em: 19 nov. 2008.
- OPSTEEGH, J.D.; HAARSMA, R. J.; SELTEN, F. M. and KATTENBERG, A. ECBILT: a dynamic alternative to mixed boundary conditions in ocean models, **Tellus**, 50A, 348-367, 1998.
- PARKINSON, C. L. Trends in the length of the Southern Ocean sea-ice season, 1979-99. **Annals of Glaciology**, 34(1):435-440, 2002.

- PEIXOTO, J. P. and A. H. OORT, **Physics of Climate**, 520 pp., **Am. Inst. of Phys.**, New York, 1992.
- PELTIER, W. Global Glacial Isostasy and the Surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 111–149, doi:10.1146/annurev.earth.32.082503.144359, 2004.
- PEZZA, A. B.; SIMMONDS, I. . The first South Atlantic hurricane: Unprecedented blocking, low shear and climate change.. **Geophysical Research Letters**, v. 32, p. 10.1029/2005GL0, 2004.
- PIELKE, C. W. and LANDSEA, C. W. Normalized U.S. hurricane damage, 1925–1995. **Wea. Forecasting**, 13, 621–631. 1998.
- PINNOCK, S.; HURLEY, M. D.; SHINE, K. P.; WALLINGTON, T. J. and SMYTH, T.J.: Radiative forcing of climate by hydrochlorofluorocarbons and hydrofluorocarbons. **J. Geophys. Res.**, 100, 23277-23238. 1995.
- ROEHL, C.M.; BOGLU, D.; BRÜHL, C. and MOORTGAT, G. K. Infrared band intensities and global warming potentials of CF₄, C₂F₆, C₃F₈, C₄F₁₀, C₅F₁₂, and C₆F₁₄. **Geophys. Res. Lett.**, 22, 815-818. 1995.
- ROYER, D. L.; BERNER, R. A. AND PARK, J. Climate sensitivity constrained by CO₂ concentrations over the past 420 million years. **Nature**, Vol 446|29 March 2007| doi:10.1038/nature05699, 2007.
- SATTERLUND, D.R. An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere. **Water Resources Res.**, 15: 1649-1650, 1979.
- SRES. Special Report on Emissions Scenarios OPEN PROCESS. Intergovernmental Panel on Climate Change - Working Group III: Mitigation of Climate Change. Disponível em: <<http://sres.ciesin.org>> 1998.
- STORDAL, F. and MYHRE, G. Role of spatial and temporal variations in the computation of radiative forcing and GWP. **J. Geophys. Res.**, 102, 11181-11200. 1997.
- STOTT, P. A.; TETT, S. F. B.; JONES, G. S.; ALLEN, M. R.; INGRAM, W. J.; MITCHELL, J. F. B. Attribution of twentieth century temperature change to natural and anthropogenic causes. **Clim. Dynam.**, v.17, n.1, p.1-21, 2001.
- SWINBANK, W.C.. Long-wave radiation from clear skies. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 89: 339-348, 1963.
- TASCHETTO, A.; WAINER I. A influencia dos gases estufa no oceano Atlântico Sul Variabilidade interanual. **Revista Brasileira de Meteorologia**. Vol. 20, n. 1, Abril / 2005, Páginas: 105 -120, 2005.
- THOMAS, C. D. et.al. "Extinction risk from climate change". **Nature**, 427 (6970). pp. 145-148.2004.HAYWOOD, V.B. Nightguard vital bleaching: current concepts and research. **J. Am. Dent. Assoc.**, 128 Suppl:19S-25S, Apr,1997.
- THOMPSON, D. W. J. and WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: trends. **J. Climate**, 13, 1018-1036, 2000.
- TIMMERMANN, A.; LATIF, M.; VOSS, R. and GROETZNER, A.: Northern Hemisphere interdecadal variability: A coupled air–sea mode. *J. Climate*, 11, 1906–1931, 1998.
- TURNER, J. The El Niño-Southern Oscillation and Antarctica, **Review, Int. J. Climatol.**, 24, 1-31-1, 2004.

- TURNER, J.; LACHLAN-COPE, T. A.; MARSHALL, G. J.; MORRIS, E. M.; MULYANEY, R.; WINTER, W. Spatial variability of Antarctic Peninsula net surface mass balance. **Journal of Geophysical Research**, 107 (D 13), DOI: 10.109/2001JD000755. 2002.
- VERA, C.; SILVESTRI, G.; LIEBMANN, B. and LEZ, P. G. Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. **Geophysical Research Letters**, VOL. 33, L13707, doi:10.1029/2006GL025759, 2006.
- VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: Editora da UFV. 2000. 448 p.
- VIANELO, R. L.; ALVES, A. R., Meteorologia Básica aplicada. Viçosa, Impr. Universidade Federal de Viçosa, 449p. 1991.
- VON RANDOW, R. C. S.; ALVALÁ, R. C. S. Estimativa de Radiação de Onda Longa Atmosférica no Pantanal Sul Mato-Grossense Durante os Períodos de 1999 e 2000. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.21, n. 3b, p.398-412, 2006.
- ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; THOMAS, E.; BILLUPS, K. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. **Science**, Vol 292, Issue 5517, 686-693 , 27 April 2001.