

IMPACTO DA CONCENTRAÇÃO DO DIÓXIDO DE CARBONO ATMOSFÉRICO NO GELO MARINHO ANTÁRTICO

Flávio Justino^{1,*}, Felipe Hastenreiter¹, Alice Grimm² & Carlos Schaefer¹

¹Departamento de Engenharia Agrícola, Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal de Viçosa (UFV). PH Rolfs, S/N, CEP 36570-000, Viçosa, MG - Brasil

²Departamento de Física, Setor de Ciências Exatas, Universidade Federal do Paraná (UFPR), Centro Politécnico, Jardim das Américas, CEP 81531-990 - Curitiba, PR - Brasil

E-mail: fjustino@ufv.br

RESUMO

Com base em 5 experimentos de sensibilidade numérica conduzidos com um modelo acoplado de intermediária complexidade, estendendo-se por 1500 anos do modelo, e com diferentes níveis de CO₂ (500, 600, 700 e 800 ppm), demonstra-se que o aumento na concentração de CO₂ leva a um aquecimento da região polar austral com sérias implicações na cobertura de gelo marinho. Os resultados numéricos 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, 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 substancial aumento na quantidade de calor oceânico transportado para a região Antártica.

Palavras-chave: Gelo Marinho, Antártica, mudanças climáticas, transporte de calor.

ABSTRACT

IMPACT OF ATMOSPHERIC CO₂ CONCENTRATION ON ANTARCTIC SEA ICE. Five numerical experiments were conducted using a coupled model of intermediate complexity, lasting for 1500 modeled years, using different CO₂ concentrations (500, 600, 700 and 800 ppm). It was observed that increased atmospheric CO₂ concentration leads to a warming in the Southern Hemisphere polar region with serious implications on the sea ice cover. Numerical results revealed ice thickness reduction up to 1m in Weddell and Amundsen 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. The initial investigation indicates that the enhanced oceanic heat transport plays the main role in the modifications of the Southern Hemisphere sea ice under different CO₂ concentration as determined by the CO₂ simulations.

Key-words: Sea ice, Antarctic, climate change, heat transport.

INTRODUÇÃO

O interesse em mudanças climáticas abruptas surgiu com a detecção a partir de testemunhos de gelo que variações acentuadas na temperatura e precipitação foram marcantes no passado. A temperatura global e em particular do Hemisfério Norte, reconstruída a partir de isótopos de oxigênio e hidrogênio, variou grandemente em períodos interdecadais (Lowell *et al.* 1995). O aparecimento destas variações climáticas abruptas têm sido atribuído a flutuações na circulação termohalina e na cobertura de gelo marinho e continental (Blunier *et al.* 1998, Rahmstorf 1994). A importância da Antártica neste cenário climático dá-se através de sua influência no processo de formação de parte do ramo inferior

da circulação termohalina, conhecido como Água Antártica de Fundo e Água Intermediária Antártica. O movimento destas massas d'água mantêm o oceano oxigenado, e regula a quantidade e distribuição de calor/temperatura do planeta (Marotzke & Stone 1995). Além disto, é sabido que a região polar austral tem uma importância substancial na ligação e troca de propriedades entre os oceanos por meio da Corrente Circumpolar Antártica (CCA).

Recentemente, Kiefer *et al.* (2006) baseado em paleoreconstruções fazendo uso de isótopos estáveis de magnésio e cálcio, demonstrou que as mudanças de temperatura no Oceano Índico apresentam períodos quentes e frios em fase com aqueles determinados a partir de testemunhos de gelo na

Antártica. Isto implica que possíveis variações no sistema de monção indiano podem estar associadas a mudanças climáticas na região Antártica. Numa escala sinótica, Aquino *et al.* (2006) argumentam que um aumento na advecção das massas de ar frio na baixa troposfera, provenientes do mar de Weddell, produziu em 2004 e 2005 anomalias de até $-2,0^{\circ}\text{C}$ na temperatura média mensal no Rio Grande do Sul (RS). Ou seja, um número maior de massas polares chegaram ao continente sul-americano. Por outro lado, uma diminuição da advecção foi responsável por anomalias positivas mensais de até $3,5^{\circ}\text{C}$.

A análise de testemunhos de gelo polar fornece com precisão a evolução da atmosfera, dos oceanos, e do clima da terra nos últimos milhares de anos. Estas investigações permitem, por exemplo, determinar variações na concentração dos gases de efeito estufa no passado assim como demonstraram mudanças acentuadas nos níveis destes gases a partir da revolução industrial (Blunier *et al.* 1998). Estas paleo-reconstruções também revelaram que a temperatura global do planeta é altamente correlacionada com a quantidade de CO_2 na atmosfera (Figura 1). A figura

evidencia que nos últimos 100 anos, dentre os 400000 anos, a taxa de CO_2 tem se mantido em níveis nunca antes identificados. Todavia, apesar dos progressos obtidos no entendimento dos processos climáticos físicos e dinâmicos ligados a estas variações, muitos questionamentos permanecem em aberto. Por exemplo, ainda não é claro como as mudanças nos níveis de CO_2 atmosférico podem afetar o clima Antártico e em particular o gelo marinho. Justino *et al.* (2005) e Broccoli & Manabe (1987) entre outros demonstraram que a redução nos níveis de CO_2 atmosférico para 200 ppm (partes por milhão), concentração característica do Último Máximo Glacial (aproximadamente 20000 anos atrás), foi a principal responsável pelo extremo aumento na cobertura de gelo marinho nas vizinhanças do continente Antártico naquele período.

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 do respectivo hemisfério. Na região Antártica isto representa $3,6 \times 10^6 \text{ Km}^2$ em DJF (dezembro, janeiro e fevereiro) e $17,7 \times 10^6 \text{ Km}^2$ em JAS (julho, agosto e setembro) (Parkinson 2002). A

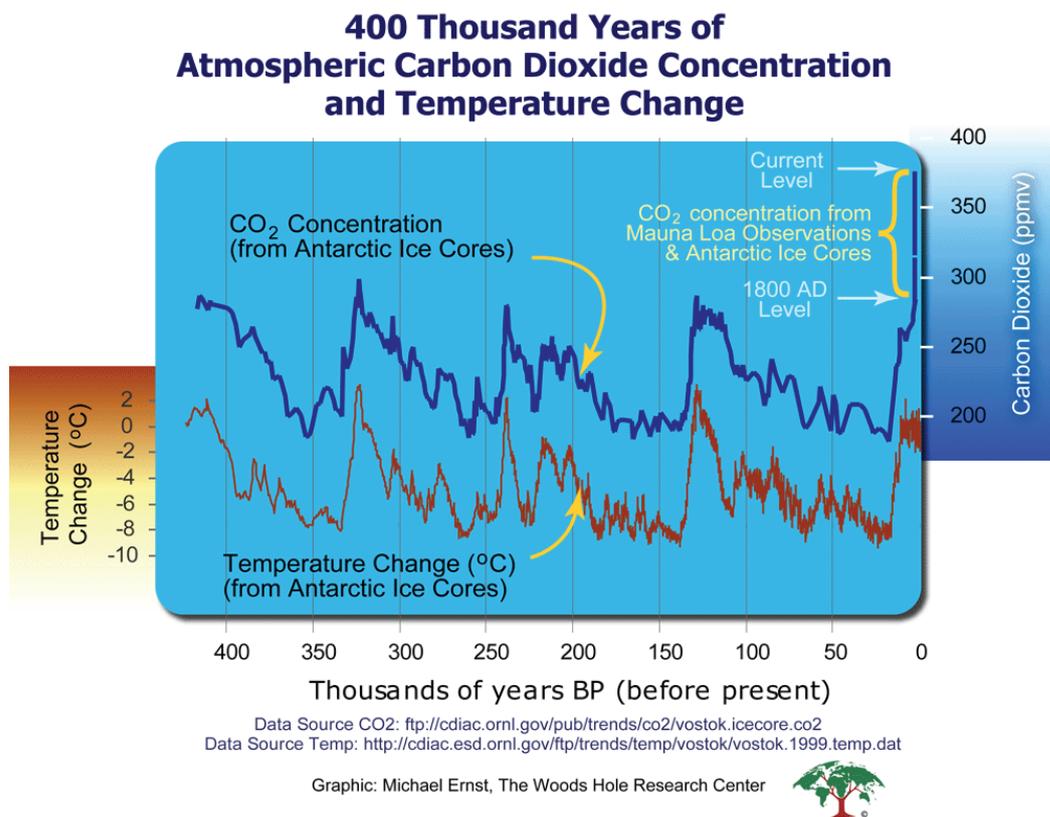


Figura 1. Variações de temperatura e CO_2 atmosférico derivado de ar aprisionado dentro de testemunhos de gelo na Antártica e observações nos últimos 400000 anos. Fonte: Woods Hole Research Center.

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). A importância climática da criosfera também é evidente a partir de estudos numéricos. 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 deve-se principalmente ao mecanismo dinâmico conhecido como retroalimentação climática, devido o albedo 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.

Embora entre 1979 e 2005 a concentração de gelo marinho na Antártica, em área total, tenha aumentado (Lemke *et al.* 2007), as projeções climáticas futuras baseadas em modelos numéricos não acenam para uma permanência deste cenário. Os resultados propostos pelo quarto relatório do Painel Intergovernamental para as Mudanças Climáticas (AR4-WG1, IPCC), indicam para o verão uma redução de até 50% na área de gelo Antártico e de até 30% no inverno para o final deste século. Simular o gelo marinho é particularmente difícil, devido à sua relação direta com a atmosfera (temperatura, vento) e com o oceano (transporte de calor e correntes oceânicas). Uma confiável representação do gelo marinho depende diretamente da parametrização destes fluxos na interface atmosfera-oceano. Este estágio de desenvolvimento foi razoavelmente conseguido no último AR4-WG1. Isto foi verificado pela convergência entre os resultados dos modelos numéricos com relação as projeções sazonais do gelo marinho para o presente e para o futuro.

Muitos estudos têm sido feitos visando elucidar a relação dos gases de efeito estufa (GEE) com o gelo marinho (Lemke *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, em particular no gelo marinho, que é uma variável que necessita de um período maior para se chegar ao estado básico de equilíbrio.

Neste estudo avalia-se qual o impacto do aumento na concentração de CO₂ (500, 600, 700 e 800 ppm) no

gelo marinho Antártico, com base em experimentos numéricos estendendo-se por 1500 anos. Estas simulações são conduzidas com um modelo acoplado de clima que envolve os cinco componentes do sistema climático: continente, oceano, atmosfera, vegetação e gelo marinho. Estas simulações longas são cruciais para avaliar o clima de equilíbrio resultante de diferentes concentrações de GEE.

DESCRIÇÃO DO MODELO ACOPLADO OCEANO-ATMOSFERA-VEGETAÇÃO-GELO MARINHO (LOVECLIM)

O componente atmosférico do modelo acoplado LOVECLIM (LOch-Vecode-Ecbilt-CLio-agIsm Model), a saber ECBilt (Opsteegh *et al.* 1998), é um modelo de 3 camadas com um núcleo adiabático quase-geostrófico atrelado a parametrizações físicas para o ciclo hidrológico, e um código simplificado para a radiação. ECBilt é um modelo spectral que funciona em um truncamento T21 triangular, o que corresponde a uma resolução horizontal aproximada de 5,6° de latitude e longitude. O componente oceânico do LOVECLIM é o modelo Clio. Este último é baseado nas equações primitivas e emprega uma superfície livre com parametrizações termodinâmicas/dinâmicas para o componente do gelo marinho. Parametrizações para difusividade vertical são empregadas, o que constitui uma simplificação do Esquema de Turbulência de Mellor e Yamada (Mellor & Yamada 1982). O modelo oceânico também inclui processos de difusão ao longo das isopícnais para capturar o impacto dos *eddies* de mesoescala no transporte. A resolução horizontal do modelo Clio é de aproximadamente 3° de latitude e longitude, com 20 níveis verticais desigualmente espaçados. LOVECLIM possui um módulo de vegetação dinâmica (VECODE) que evolui de acordo com as condições de superfície (por exemplo, temperatura e precipitação). Desta forma, 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. Informações adicionais sobre o modelo podem ser obtidas no sítio <http://www.knmi.nl/onderzk/CKO/ecbilt-papers.html>.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados aqui apresentados são mostrados a partir das comparações entre o clima simulado pelo modelo para os anos 1970-2000 a partir de condições iniciais observadas, e as projeções do clima nos experimentos numéricos individuais. Cinco simulações foram conduzidas. A primeira para o clima atual (CTR, Justino & Amorim 2007) e 4 experimentos com diferentes níveis de CO_2 , a saber, 500, 600, 700 e 800 ppm (C500, C600, C700 e C800). Estas concentrações de CO_2 estão bem próximas as propostas pelo IPCC para os cenários B1, B2, A1 e A2, respectivamente. Partindo de condições iniciais idênticas os experimentos C500, C600, C700 e C800 foram conduzidos por 1500 anos, levando assim a condição de equilíbrio para as variáveis de interesse (ex. temperatura do ar e do mar e gelo marinho). Como mostrado por Justino & Amorim (2007), a temperatura média global na simulação de controle (CTR) está em torno de 15°C o que é um pouco maior que na reanálise do NCEP, $14,5^\circ\text{C}$. A área de gelo marinho durante JFM é de aproximadamente $5 \times 10^6 \text{ Km}^2$ e $15 \times 10^6 \text{ Km}^2$ em JAS. Comparado com dados de satélites (Parkinson 2002) o modelo superestima a cobertura de gelo no verão ($3,7 \times 10^6 \text{ Km}^2$) e subestima no inverno ($17,7 \times 10^6 \text{ Km}^2$). Deve-se notar que Holland & Bitz (2003) analisando dados de gelo marinho proveniente de várias simulações numéricas, demonstraram que existe uma discrepância entre os resultados dos modelos acoplados de clima com respeito a área oceânica coberta por gelo.

A Figura 2 mostra a evolução temporal da temperatura média global e do Hemisfério Sul (HS) para os experimentos C500, C600, C700 e C800. Como esperado, o aumento na concentração de CO_2 leva a um aquecimento global de 1°C , $1,5^\circ\text{C}$, 2°C , $2,5^\circ\text{C}$, para os respectivos experimentos em relação a simulação de controle (CTR). Isto mostra um comportamento quase linear entre a temperatura média global e a variação nos níveis de CO_2 . Um fato importante a se notar é que o equilíbrio estatístico só é conseguido após cerca de 600 anos de simulação. No caso da temperatura média no HS (Figura 2b), devido à circulação oceânica, o equilíbrio é conseguido aproximadamente no ano 1000. De similar importância é que as diferenças de temperatura média no HS entre os experimentos e o CTR, são menores que as apresentadas na Figura 2a.

Isto deve-se a diferente capacidade térmica entre o oceano e o continente. O hemisfério norte (HN) é predominantemente dominante por áreas continentais enquanto o HS é caracterizado por uma grande massa oceânica. A influência do HN é bem reproduzida na média global (não mostrado).

A distribuição espacial das anomalias de temperatura entre os experimentos e o CTR é mostrada na Figura 3. Estas anomalias são computadas a partir das diferenças entre os últimos 100 anos (1400 a 1500) para os experimentos numéricos (C500, C600, C700, C800), e a média entre os anos 1970 e 2000 na simulação CTR. Nota-se que a temperatura média anual na região Antártica varia de 10°C sobre o oceano a -40°C no interior do continente (Figura 3a). Com o

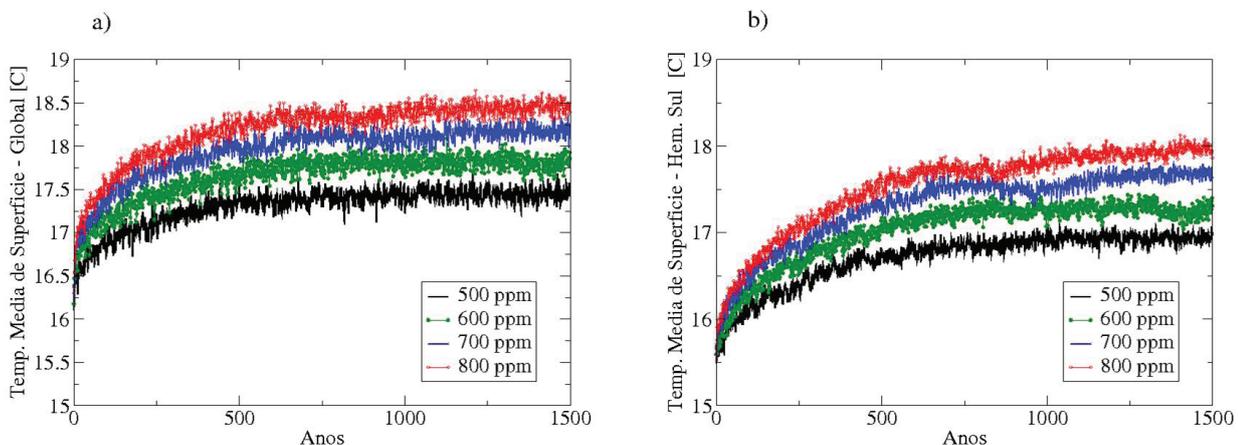


Figura 2. (a) Evolução temporal da temperatura média global para os experimentos C500, C600, C700 e C800. b). Evolução temporal da temperatura média no HS.

enriquecimento de CO_2 atmosférico, estes valores aumentam e causam anomalias positivas de temperatura que vão desde o mar de Ross até as ilhas Georgia do Sul. A região compreendida entre o mar de Amundsen e a península Antártica é onde historicamente existe a maior variabilidade sazonal do gelo marinho. Nesta área, o aquecimento simulado pelo experimento C800 chega a 14°C (Figura 3e). Da mesma forma, embora com menor amplitude, é simulado para o mar de Weddell, onde anomalias da ordem de 6°C predominam. Curiosamente, esta distribuição espacial das anomalias de temperatura do ar não é reproduzida pela distribuição da temperatura da superfície do

mar (TSM, não mostrada). Isto pode indicar que os transportes de calor atmosférico e oceânico na região polar não seguem o mesmo padrão, como será discutido adiante.

Este comportamento anômalo de temperatura associado às mudanças nos níveis de CO_2 como determinado pelos experimentos de sensibilidade, levam a uma substancial redução na área coberta pelo gelo marinho (Figura 4). A Figura 4a, que mostra a concentração de gelo marinho na simulação de controle, reproduz com uma certa acurácia o que tem sido observado por satélite (Parkinson 2002). Isto é, as áreas com a maior predominância de gelo estão nas

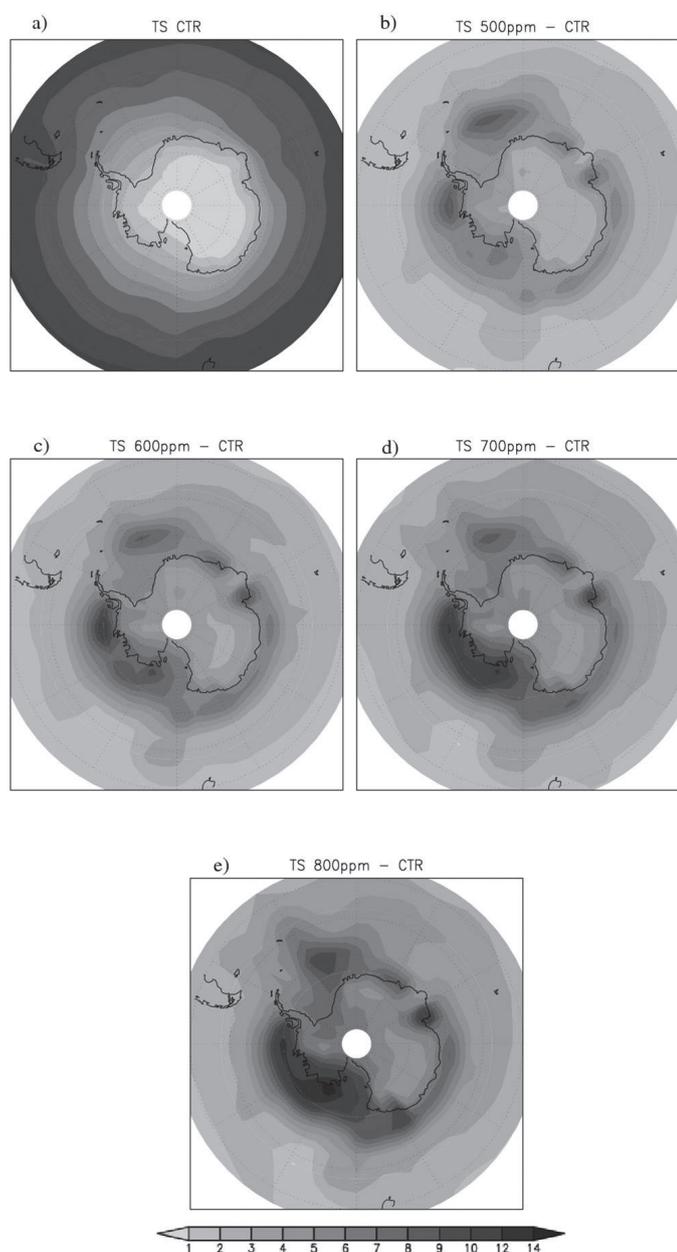


Figura 3. Distribuição espacial da temperatura do ar para (a) simulação de controle ($^\circ\text{C}$) e das anomalias de temperatura entre os experimentos de sensibilidade e o controle: (b) 500C – CTR (c) 600C – CTR, (d) 700C – CTR e (e) 800C – CTR.

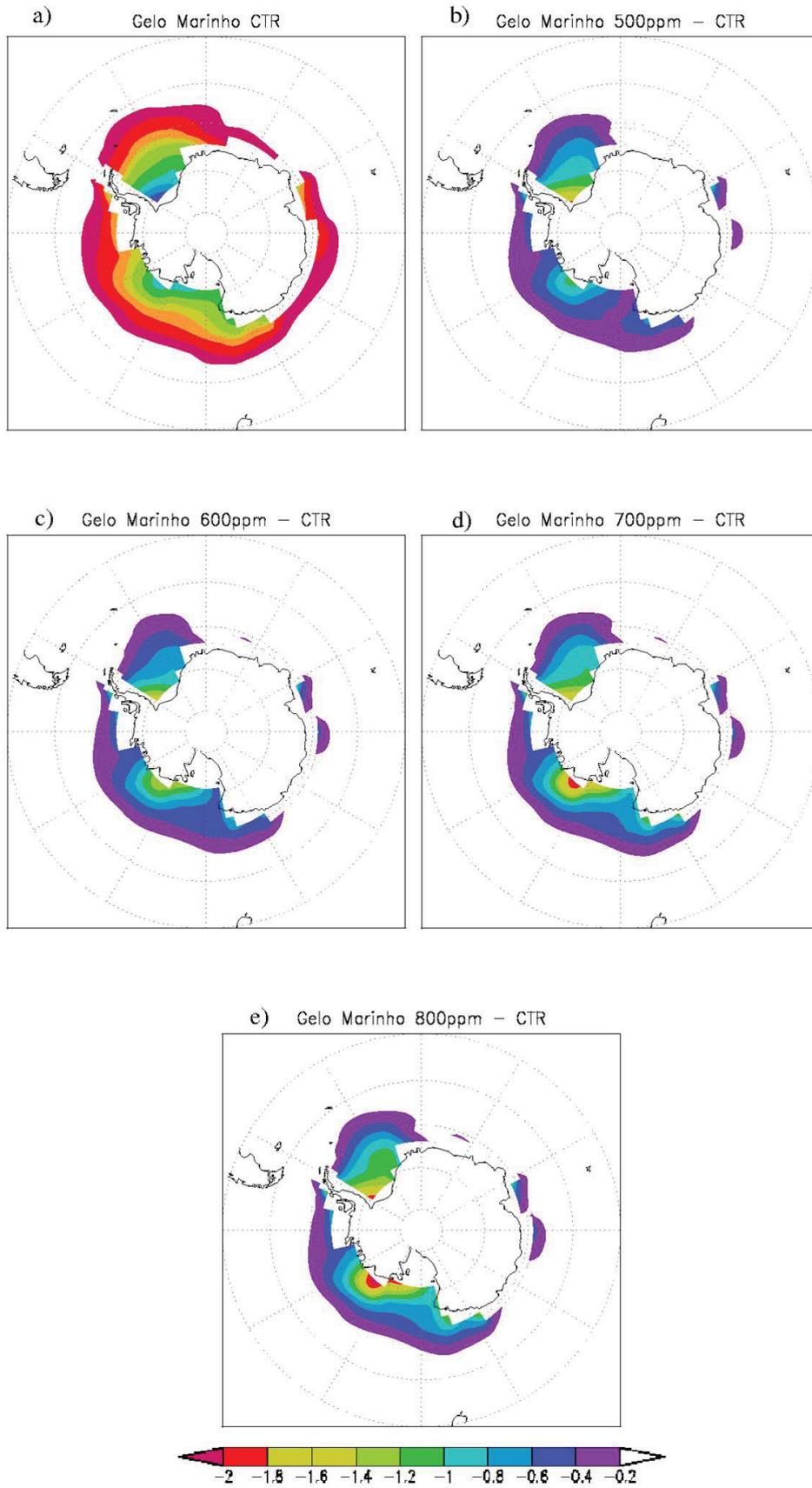


Figura 4. Similar a Figura 3, mas para a espessura do gelo marinho [m].

regiões do mar de Weddell, Amundsen e Ross. Nestas áreas a espessura do gelo simulado pelo CTR chega a 2.5m. As demais região apresentam valores em torno de 0.5m. 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 CCA. Nota-se 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, a ausência do gelo é a característica principal dos experimentos de sensibilidade (Figuras 4b, c, d, e). O impacto do degelo na superfície oceânica é reproduzido pela diminuição da salinidade oceânica, em particular no mar de Weddell (não mostrado). Esta desalinização pode levar a um enfraquecimento do processo de formação da água profunda Antártica e consequentemente induzir variações na intensidade da circulação termohalina global.

Com objetivo de investigar as possíveis causas

que levam à redução no gelo marinho, associada às mudanças na concentração de CO₂, fez-se uma análise em separado do transporte meridional de calor oceânico e atmosférico (Figura 5). 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 extratropicais e dos distúrbios de menor escala (Justino *et al.* 2005). No oceano (Equação 2) as correntes marítimas assumem o papel principal através das circulações de contorno oeste (ex. corrente do Brasil, corrente do Golfo).

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

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

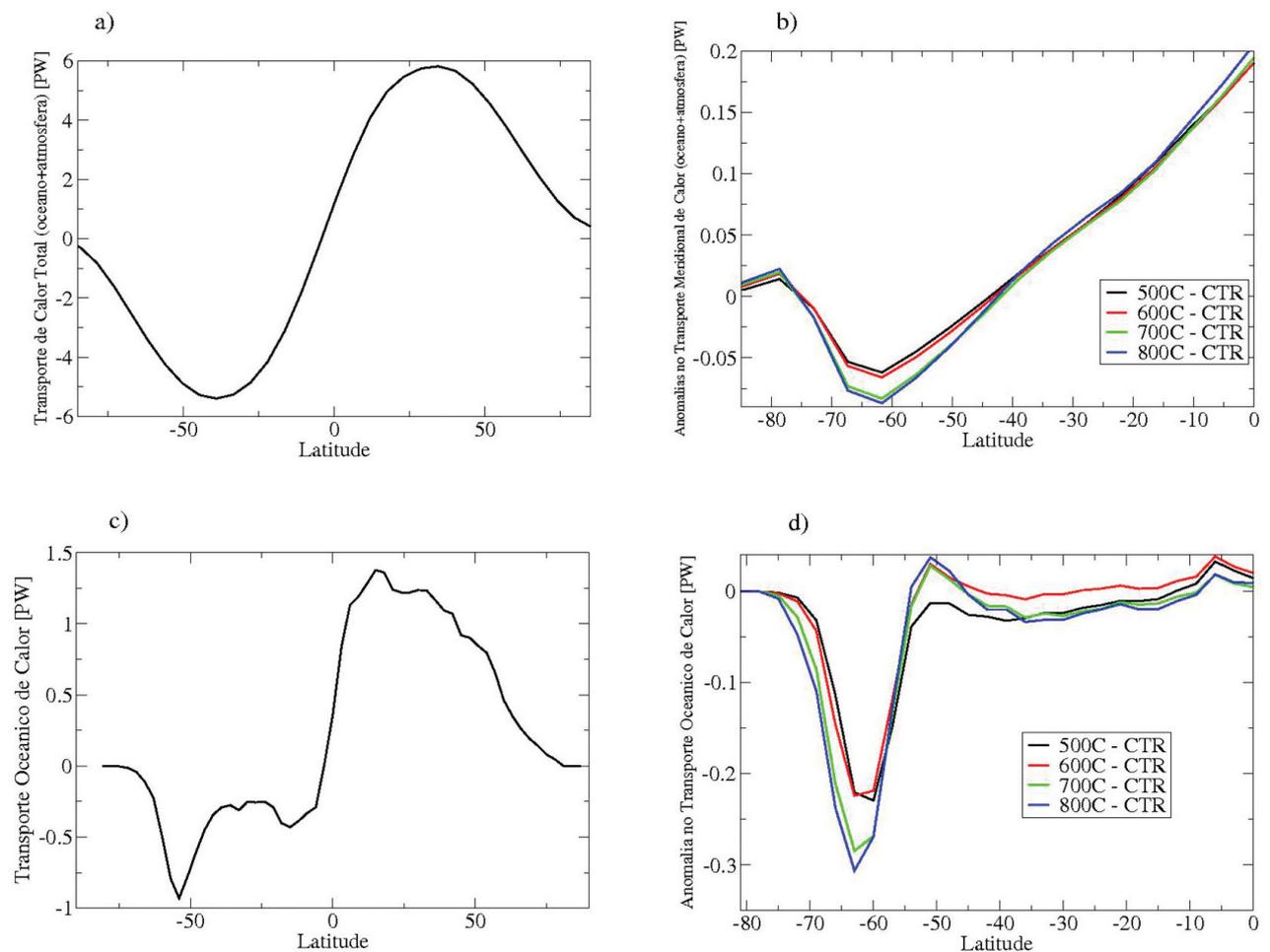


Figura 5. Média anual do transporte meridional de calor: (a) transporte total, (b) anomalias do transporte total nos experimentos numéricos em relação a simulação de controle (CTR). (c) e (d) mesmo que (a) e (b) mas para o transporte oceânico de calor.

Nestas equações, 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 ($4187 \text{ JK}^{-1}\text{K}^{-1}$), 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 impede que a região equatorial (polar) se aqueça (esfrie) continuamente. A Figura 5a mostra o transporte de calor total (oceano+atmosfera) integrado ao longo das latitudes. Observa-se que em torno de 45 graus de latitude é onde ocorre o máximo transporte para os dois hemisférios, em torno de 5,5PW [1PW = 10^{15} W]. Os valores negativos (positivos) indicam transporte de calor em direção ao polo sul (norte). A figura 5c 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 transporte total meridional de calor, o que corresponde aproximadamente a 1PW no HS e 1,5PW no HN, 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 5b) quanto na componente oceânica (Figura 5d). A quantidade de calor oceânico transportado para o sul nos experimentos de sensibilidade (C500, C600, C700 e C800) é entre 20 e 30% maior quando comparados ao CTR (Figuras 5c e 5d). Esta intensificação, todavia, não é reproduzida pelas anomalias do transporte total de calor (Figura 5b). Isto revela que o aumento na concentração de CO_2 , por outro lado, leva a uma redução na quantidade de calor transportada 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.

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.

CONCLUSÕES

Com base em 5 experimentos de sensibilidade numérica conduzidos com um modelo acoplado de intermediária complexidade (LOVECLIM), mostramos que para se alcançar o equilíbrio estatístico climático, para variações de CO_2 em torno de 200ppm a partir de uma concentração inicial padrão, é necessário cerca de 600 anos de simulação. Nossos experimentos mostraram ainda que o aumento na concentração de CO_2 leva a um aquecimento da região polar austral, com sérias implicações na cobertura de gelo marinho. Os resultados numéricos 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, a ausência do gelo foi a característica principal dos experimentos de sensibilidade climática (Figura 4b, c, d, e). Numa análise inicial, nota-se que estas anomalias no gelo marinho devem-se a um aumento substancial na quantidade de calor oceânico transportado para a região Antártica nos experimentos C500, C600, C700 e C800. 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 a corrente do Brasil e/ou um enfraquecimento dos ventos de oeste ao longo da ACC, 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, devido ao transporte anômalo de Ekman (enfraquecimento dos ventos de oeste).

AGRADECIMENTOS: A Fundação Arthur Bernardes (FUNARBE) pelo apoio financeiro através da concessão de bolsa de iniciação científica a Felipe Hastenreiter. Ao CNPq via o PROANTAR através do Projeto 550004/2007-6.

BIBLIOGRAFIA

- AQUINO, F. E.; SETZER, A. & SIMÕES, J.C. 2006. Conexões climáticas entre o Rio Grande do Sul e o mar de Weddell. *XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Florianópolis, SC, 27/ Nov-01/Dez/2006.
- BLUNIER, T.; CHAPPELLAZ, J.; SCHWANDER, J.;

- DALLENBACH, A.; STAUFFER, B.; STOCKER, T.; RAYNAUD, D.; JOUZEL, J.; CLAUSEN, H.; HAMMER, C. & JOHNSEN, S. 1998. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, 394: 739–74.
- BROCCOLI, A.J. & MANABE, S. 1987. The influence of continental ice, atmospheric CO₂, and land albedo on the climate of the last glacial maximum. *Climate Dynamics*, 1: 87–99.
- HERWEIJER, C.; SEAGER, R.; WINTON, M. & CLEMENT, A. 2005. Why ocean heat transport warms the global mean climate. *Tellus*, 57: 662–675.
- HOLLAND, M.M., & BITZ, C.M. 2003. Polar amplification of climate change in the Coupled Model Intercomparison Project. *Climate Dynamics*, 21: 221–232.
- JUSTINO, F. & AMORIM, M. 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* (no prelo).
- JUSTINO, F. & PELTIER, W. 2006. 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.
- JUSTINO, F.; TIMMERMANN, A.; KREBS, U. & SOUZA, E. 2005. Synoptic reorganisation of atmospheric flow during the last glacial maximum. *Journal of Climate*, 18: 2826–2846.
- KIEFER, T.; MCCAVE, I.N. & ELDERFIELD, H. 2006. Antarctic control on tropical Indian ocean sea surface temperature and hydrography. *Geophysical Research Letters*, 33: L24612.
- LEMKE, P.; REN, J.; ALLEY, R.B.; ALLISON, I.; CARRASCO, J.; FLATO, G.; FUJII, Y.; KASER, G.; MOTE, P.; THOMAS, R.H. & ZHANG, T. 2007. Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. Pp.: xx-yy. In: Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; Averyt, K.B.; Tignor, M. & Miller, H.L. (eds.). *Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- LOWELL, T. V.; HEUSSER, C. J.; ANDERSEN, B. G.; MORENO, P. I.; HAUSER, A.; HEUSSER, L. E.; SCHLÜCHTER, C.; MARCHANT, D. R. & DENTON, G. H. 1995. Interhemispheric correlation of late Pleistocene glacial events. *Science*, 269, 1541–1549.
- MAROTZKE, J. & STONE, P. H. 1995. Atmospheric transport, the thermohaline circulation, and flux adjustments in simple coupled model. *Journal of Physical Oceanography*, 25: 1350–1360.
- MELLOR, G. & YAMADA, T. 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysic. & Space Physics.*, 20: 851–875.
- OPSTEEGH, J., HAARSMA, R.; SELTEN, F. & KATTENBERG, A. 1998. ECBILT: A dynamic alternative to mixed boundary conditions in ocean models. *Tellus*, 50A: 348–367.
- PARKINSON, C. L. 2002 Trends in the length of the Southern Ocean sea-ice season, 1979–99. *Annals of Glaciology*, 34(1): 435–440.
- PEIXOTO, J. P. & OORT, A.H. 1992. *Physics of Climate*. American Institute of Physics, 520 pp.
- RAHMSTORF, S. 1994. Rapid climate transitions in a coupled ocean-atmosphere model. *Nature*, 372: 82–85.
- SHIN, S.-I.; LIU, Z.; OTTO-BLIESNER, B.; BRADY, E.; KUTZBACH, J. & HARRISON, S. 2003. A Simulation of the Last Glacial Maximum climate using the NCAR-CCSM. *Climate Dynamics*, 20: 127–151.

Submetido em 15/08/2007.

Aceito em 18/09/2007.