

CARACTERÍSTICAS E PROCESSOS FÍSICOS QUE AFETAM O CLIMA DA ANTÁRTICA

PRAKTI SATYAMURTY, VADLAMUDI B. RAO e YOSHIHIRO YAMASAKI
Instituto de Pesquisas Espaciais
C.P. 515, 12201 São José dos Campos, SP, Brasil

ABSTRACT

Observed characteristics of the climate of Antarctica are briefly reviewed. Several physical processes which affect the climate of Antarctica are discussed. Also given is a critical discussion of the results of climatic simulation. The deficiencies of the general circulation models in simulating the observed climate are mentioned.

RESUMO

Características do clima da Antártica são revisadas. São discutidos os vários processos físicos que o influenciam e também é feita uma abordagem crítica dos resultados de simulações climáticas. As deficiências de modelos de circulação geral na simulação do clima observado são mencionadas.

INTRODUÇÃO

As regiões polares, por estarem cobertas de gelo, atuam como sumidouro para a máquina térmica atmosférica. Dentre todos os processos físicos que atuam nessas regiões, o mais importante é o da transferência radiativa próximo à superfície, tendo em vista que as reflectâncias ou albedos das super-

fícies de neve e de gelo são cinco a oito vezes maiores que aquelas das superfícies terrestres e oceânicas, e tais diferenças podem iniciar mudanças climáticas caso persistam por prolongados períodos. Para uma boa compreensão do clima e das teorias climáticas é imprescindível que os processos polares sejam adequadamente formulados, porque estes são tão importantes quanto os processos convectivos dos trópicos e os processos baroclínicos das latitudes médias e altas.

Bastante conhecido é o fato de que o clima terrestre é muito sensível às variações das concentrações de gás carbônico e poeira, bem como da constante solar devida às variações de parâmetros orbitais. Muito embora alguns pesquisadores tenham conjecturado a possibilidade da terra ficar completamente coberta pelo gelo e permanecer estável com o presente valor da constante solar (Godoy, 1980), é tranqüilizante observar que essa situação nunca se concretizou na história do planeta. Donn e Shaw (1966) e Budyko (1972) especularam que se os oceanos do Hemisfério Norte, por uma anomalia climática, conseguirem atingir o estado de degelo completo, eles assim permanecerão para sempre. Especulações semelhantes não foram ainda feitas para o Hemisfério Sul.

Há evidências de que o clima do globo mudou no passado e continua mudando no presente. É muito importante para a humanidade saber se o clima está se tornando mais hostil ou mais ameno. Atualmente, graças ao advento de novas técnicas de observação meteorológica e ao desenvolvimento da meteorologia, a sociedade já reconhece que para a elaboração de um Planejamento Sócio Econômico é necessário o prévio conhecimento do aspecto climático do país. As ferramentas atualmente empregadas pelo climatologista na determinação do curso futuro do clima são os modelos climáticos; e a confiabilidade dos resultados desses modelos dependem da precisão com que eles conseguem simular os climas passados e futuros. Esses modelos também podem esclarecer aspectos climáticos das regiões menos estudadas como a Antártica.

A Antártica difere da região Ártica principalmente por este ser um continente com vasta área, e pelo fato dos processos físicos que ocorrem na Antártica serem diferentes daqueles da região Ártica, tanto em qualidade quanto em magnitude. Portanto, as conclusões obtidas a partir de estudos da região Ártica não são aplicáveis para a região Antártica.

As características estatísticas da circulação geral da atmosfera dependem não só da quantidade

total da radiação solar, como também da sua distribuição horizontal e vertical. Portanto, grandes mudanças nas características de superfície, tais como albedo e condutividade térmica sobre a Antártica, podem influenciar o tipo e a frequência dos sistemas de tempo que ocorrem nesta região, ou até mesmo em todo o Hemisfério Sul. Nas seções a seguir é apresentado um resumo das principais características climáticas observadas e simuladas da região Antártica.

CARACTERÍSTICAS OBSERVADAS

O clima "sente" a presença da Antártica essencialmente por duas razões; uma devido ao efeito da topografia e a outra ao albedo. A topografia da Antártica, e a extensão da cobertura de gelo compacto em sua borda são apresentados na Figura 1. A elevação continental no interior é da ordem de 3000 m, com um pico de 4000 m situado na parte leste; e os declives em todo o interior são relativamente suaves, enquanto que próximo à costa, estes são muito acentuados.

A Tabela 1 mostra as extensões mensais médias do gelo do mar. Em setembro, a área coberta pelo gelo, ao redor da Antártica, chega a ser de até 10% da área hemisférica, enquanto em março ela diminui

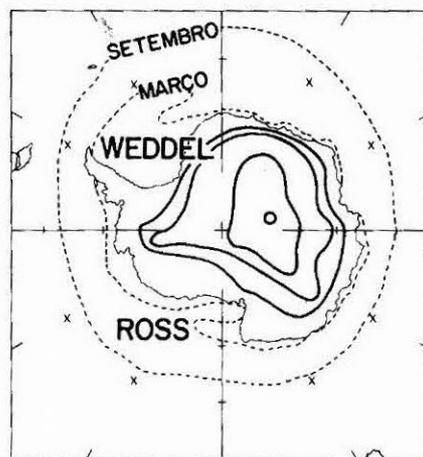


Fig. 1 Topografia da Antártica e extensão média do gelo compacto em março e em setembro. Linhas contínuas traçadas a valores de 2000, 3000 e 4000 m.

para apenas 1%. A área do continente propriamente dito, de $14 \times 10^6 \text{ km}^2$ permanece quase que completamente coberta pelo gelo e neve o ano todo. A cobertura espacial mínima de gelo em março é de $16,4 \times 10^6 \text{ km}^2$, enquanto em setembro ela chega praticamente a dobrar.

As cartas climatológicas da temperatura de superfície na região Antártica, preparadas por Schwertfeger (1970), são reproduzidas na Figura 2. Como pode-se observar, as temperaturas mais baixas

são encontradas na parte leste da Antártica, com valores de -30°C em janeiro e -70°C em julho. Os

TABELA 1

ÁREA COBERTA DO GELO DE MAR NA REDONDEZA DA
ANTÁRTICA (10^6 KM^2)

MÊS	ÁREA
JAN	6.8
FEV	4.3
MAR	2.6
ABR	6.4
MAI	9.2
JUN	11.0
JUL	13.9
AGO	15.7
SET	18.8
OUT	17.8
NOV	15.2
DEZ	11.4

gradientes meridionais de temperatura são maiores no inverno do que no verão, mas nas regiões com fortes declives, nas bordas do continente, os gradientes permanecem altos até mesmo no verão. Próximo à superfície, as inversões térmicas são muito freqüentes, especialmente no inverno, isto é, de junho a agosto.

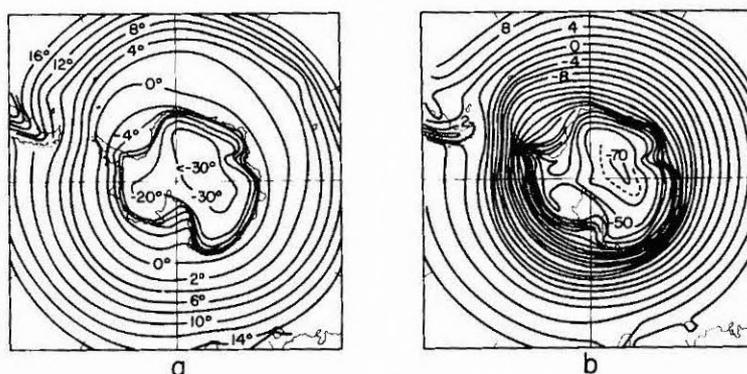


Fig. 2 Isotermas médias em superfície em a) janeiro; b) julho.

A Figura 3 mostra a distribuição da intensidade das inversões no inverno na Antártica. Podemos notar que no interior do continente as inversões são da ordem de 20 a 25°C, com uma profundidade de 1,2 km. A variação sazonal da temperatura observada em várias estações antárticas, mostra claramente que o inverno desta região é relativamente uni-

forme e suave, ou seja, sem picos de temperatura e apresentando apenas uma ligeira elevação nos meses de julho e agosto, com quedas de temperatura antes e após esse período (Van Loon, 1967a e Cavalieri and Parkinson, 1981).

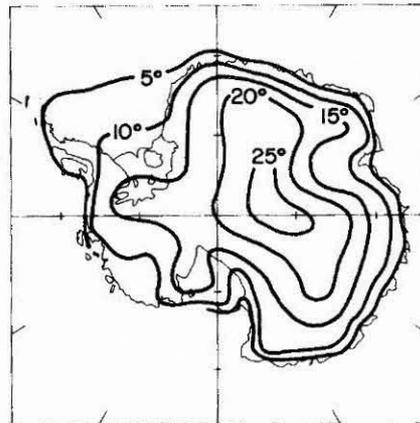


Fig. 3 Isolinhas da intensidade das inversões térmicas no inverno (junho-agosto).

As cartas de pressão de superfície traçadas para janeiro e julho (Figura 4) mostram que a diferença essencial está na intensidade dos quatro centros de baixa pressão ao redor do continente, sendo mais intensos no inverno. Analisando o fluxo médio do vento na superfície, mostrado na Figura 5, podemos notar que o vento flui acompanhando o

declive em todo o interior do continente, exceto nas bordas onde o fluxo gira anticiclonicamente em volta do continente. O regime de vento nas estações costeiras é catabático e apresenta um alto grau de persistência (Parish, 1982). Os fatores responsáveis por este regime são o declive e a inversão térmica.

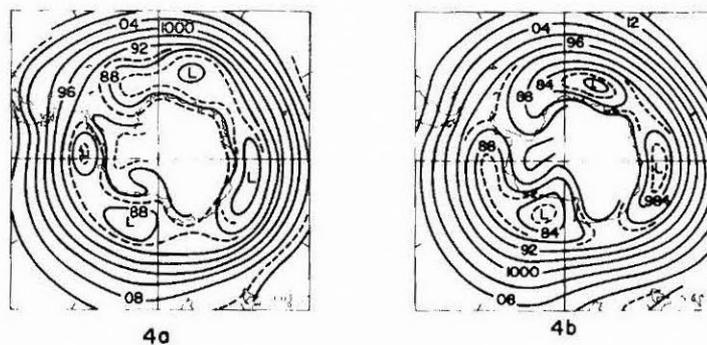


Fig. 4 Pressão no nível do mar em:
a) janeiro; b) julho.

A climatologia do ar superior na Antártica não está ainda bem determinada e definida. Todavia, Van Loon (1976b) e Schwertfeger (1970) apresentaram algumas características gerais, que são resumidas a seguir. Os ventos acima da camada de inversão são razoavelmente geostróficos e, portanto, o campo de pressão os descreve bem. A Figura 6 mostra os cam-

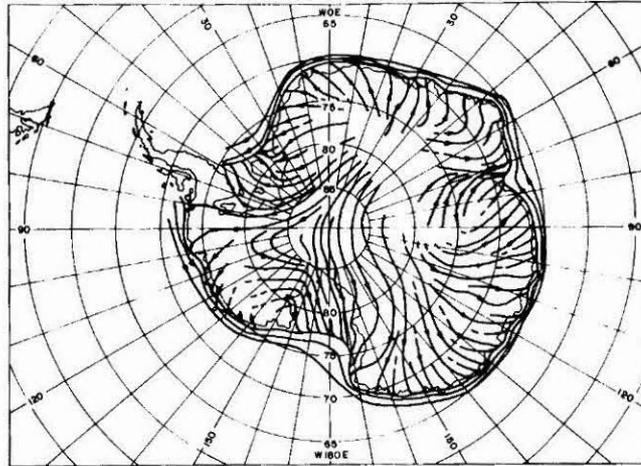


Fig. 5 Fluxo médio de ventos na superfície sobre a Antártica.

pos de geopotencial a 500mb, respectivamente para janeiro e julho. O centro ciclônico situado próximo ao pólo é mais profundo em julho, mas os centros semi-permanentes de baixa pressão nos setores dos oceanos Atlântico e Índico são mais profundos em janeiro. O jato circumpolar do Hemisfério Sul, que se encontra numa altura de 12 km, é relativamente fraco no verão, concordando bem com a relação do vento térmico. Observamos aqui que o jato é mais forte e mais próximo aos trópicos em julho. Há um jato secundário nas altas latitudes a uma altura de 20 km nesta estação.

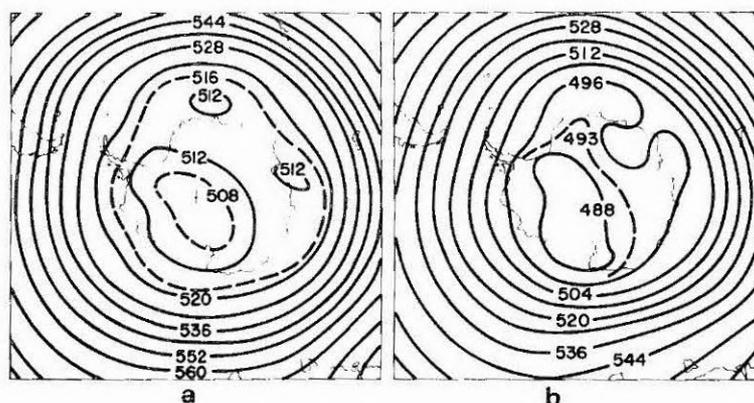


Fig. 6 Campo médio de geopotencial em 500mb na Antártica em: a) janeiro; b) julho.

Existem diferenças apreciáveis entre os climas das regiões Antártica e Ártica. A espessura do gelo do mar é aproximadamente igual nos dois hemisférios, que é da ordem de 2 m. A extensão máxima do gelo do mar no Hemisfério Norte é de aproximadamente $15 \times 10^6 \text{ km}^2$, enquanto no Hemisfério Sul ela é da ordem de $18,8 \times 10^6 \text{ km}^2$. As extensões mínimas do gelo são muito diferentes nos dois hemisférios e, portanto, as variações sazonais no Hemisfério Sul são mais acentuadas. As temperaturas de superfície são menores e as inversões muito mais frequentes no Hemisfério Sul que no Hemisfério Norte. O jato no Hemisfério Sul apresenta dois núcleos, enquanto no Hemisfério Sul, existe um único jato.

REALIMENTAÇÃO NEVE/GELO - ALBEDO - TEMPERATURA

Dentre todos os mecanismos físicos, o efeito mais importante das cunhas de gelo polares na dinâmica da atmosfera e do oceano é o refortalecimento positivo de gelo-albedo-temperatura. Se, por algum motivo, a superfície congelar, o albedo aumenta bruscamente de aproximadamente 0,1 para 0,7 e a radiação solar absorvida na superfície diminui drasticamente, o que causa uma queda de temperatura, a qual, por sua vez, permite formação de mais gelo na redondeza aumentando assim a área congelada. Esse mecanismo do aumento da área congelada é chamado de realimentação ou "feedback" positivo.

A mudança da fase da água é um processo brusco, ou ela ocorre quase instantaneamente dependendo apenas da temperatura da água. A temperatura da água varia de acordo com as mudanças nas características óticas radiativas e térmicas da superfície. Estes processos são difíceis de serem incorporados com exatidão nos modelos matemáticos de clima. Mesmo que o erro na estimativa da temperatura seja 1°C , a superfície congela inevitavelmente em algumas áreas nas quais a temperatura é subestimada.

Os albedos das superfícies cobertas por gelo e neve são, respectivamente, da ordem de 0,6 e 0,8.

Estes valores são 4 a 10 vezes maiores que os albedos das superfícies da terra e do mar (Godoy, 1980). Uma mudança de 20% na área de gelo do mar pode provocar uma mudança de 1% na radiação solar total absorvida pelo globo. O efeito desta mudança não é menos importante que a troca da floresta Amazônica por um deserto, considerando os processos radiativos envolvidos. Robock (1979, 1983) mostrou, através de um modelo de balanço de energia em duas dimensões que, caso a constante solar diminua 1%, a temperatura média do globo poderá diminuir 2°C. Portanto, grandes e prolongadas mudanças na cobertura do gelo do mar, e mudanças conseqüentes na absorção da radiação solar parecem como fatores muito importantes na climatologia global.

A formação do gelo e neve depende da temperatura da superfície, precipitação e demais parâmetros que determinam o balanço energético e o ciclo hidrológico. O gelo se forma em latitudes altas quando a superfície oceânica é resfriada até 0°C (e/ou se o resfriamento perdurar).

A razão da formação de gelo é sensível à espessura desta camada. Uma boa revisão dos processos físicos que ocorrem entre atmosfera, gelo e oceano nas regiões polares é dada por "Polar Group" (1980).

SIMULAÇÕES CLIMÁTICAS E RESULTADOS

Um modelo climático completo deve determinar as coberturas de gelo e neve de forma explícita. Em modelos de balanço energético a cobertura é empiricamente relacionada à temperatura, tal que o albedo torna-se uma função da temperatura. Por exemplo, Budyko (1969) assumiu que, em regiões onde a temperatura é abaixo do seu presente valor médio observado a 72°N , o albedo aumenta de 0,5 para 0,62. Sellers (1969) usou um esquema em que o albedo aumenta a uma razão de 0,09/grau K até um máximo de 0,85 quando a temperatura diminui para valores abaixo de 10°C .

Manabe et alii (1979) usaram o modelo de 9 níveis desenvolvido no Laboratório da Dinâmica de Fluidos Geofísicos para simulações da circulação geral da atmosfera. Este modelo é espectral, e os experimentos correspondem a uma resolução linear de 7,5 ; 5,6 e 3,75 . A Figura 7 mostra a distribuição meridional da pressão da superfície, respectivamente para janeiro e julho. As simulações diferem das observações principalmente nas regiões polares.

A Figura 8 apresenta a distribuição da temperatura de janeiro simulada por McAveney et alii (1979). O modelo superestima a temperatura na

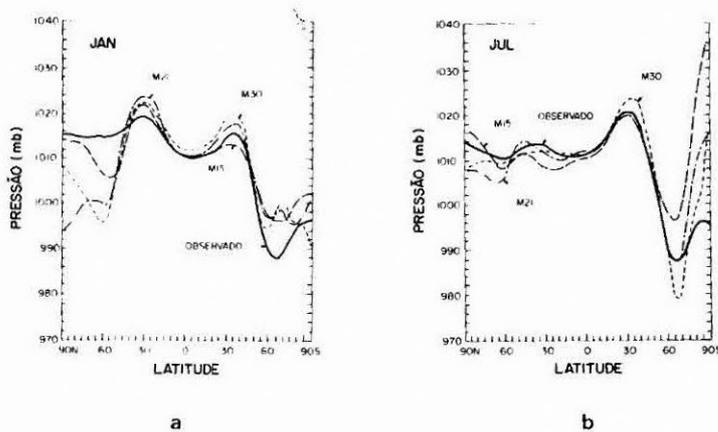


Fig. 7 Distribuição latitudinal da pressão média zonal ao nível do mar simulada pelos modelos de circulação geral da atmosfera e observada para: a) janeiro; b) julho.

Antártica em 10°C e subestima em 5°C nos trópicos, resultando em uma fraca baroclínica. Isso acontece devido à incapacidade do modelo levar adequadamente em consideração as inversões térmicas. A Figura 9 mostra a média zonal da precipitação conforme a simulação de Mc Aveney et alii. O modelo superestima a precipitação nas regiões equatoriais e polares.

Washington et alii simularam o clima usando um modelo de oito camadas, com resolução horizontal de 5, no qual a temperatura de superfície e gelo do mar são especificadas de acordo com a climatologia.

A Figura 10 mostra a distribuição latitudinal da temperatura. As simulações são satisfatórias, exceto nas regiões polares onde o modelo está 10°C mais quente. A Figura 11 mostra ventos zonais e

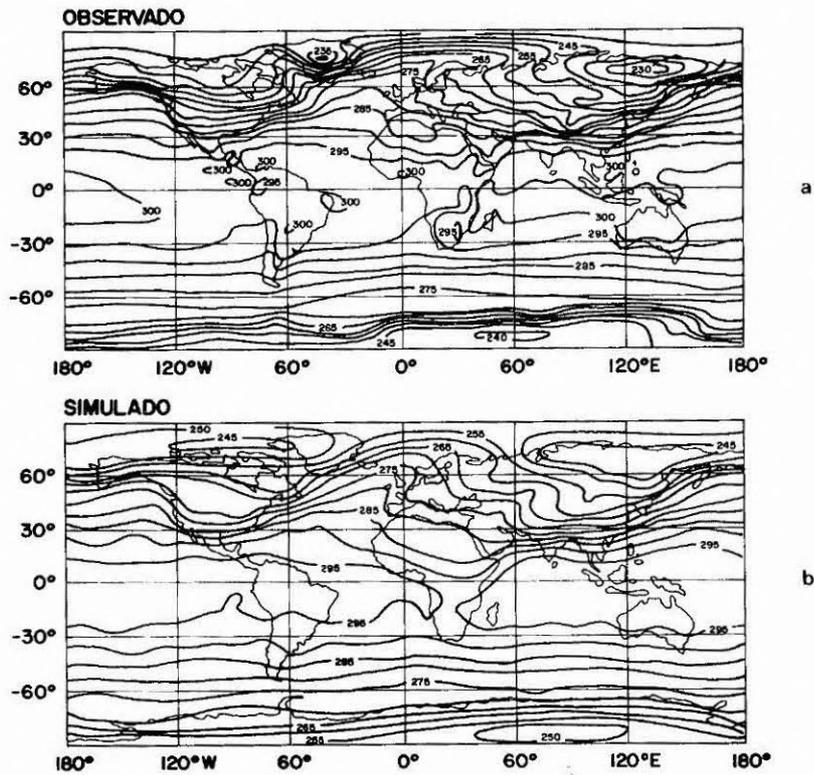


Fig. 8 Temperatura na superfície para janeiro: a) observada; b) simulada por McAveney et alii (1979).

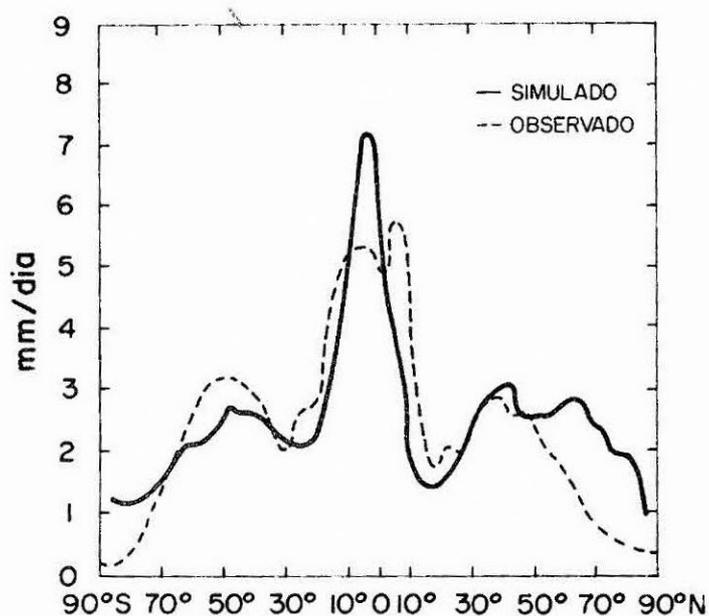


Fig. 9 Distribuição latitudinal da precipitação observada e simulada por McAveney et alii (1979).

simulados. Os ventos de oeste do modelo são mais fortes e a faixa de ventos de leste, na média atmosfera desaparecem na simulação.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O processo físico polar mais importante para o clima é a realimentação positiva de gelo-albedo-

temperatura. Este processo envolve complexidades físicas que são apenas parameterizados nos modelos matemáticos de simulação do clima. Budd (1975, 1982) notou que uma mudança de 1°C na temperatura média anual global corresponde a uma mudança de 2,5 na margem do gelo do mar com 70 dias de duração.

Não há dúvida de que o continente Antártico e o gelo do mar de suas redondezas influem no clima e no tempo do Hemisfério Sul. As duas características importantes da Antártica são a topografia e a cobertura do gelo, e sua grande variabilidade sazonal e interanual.

As derivadas temporais (tendências) das variáveis do tempo são apenas uma ordem de magnitude menor que as magnitudes mensuráveis dos termos que representam a geostrofia, entretanto, as derivadas da massa de gelo são no máximo duas ordens de magnitudes menores que os termos de fluxos que produzem gelo e degelo. Estes termos envolvem parametrizações com formulações que ainda não foram aceitas pela comunidade científica (Saltzman, 1984).

A margem da linha de gelo serve como uma forte zona baroclínica onde frontogênese e ciclogênese são favorecidas. Schwertfeger e Kachelhofer (1973) observaram que a posição da banda de produção de

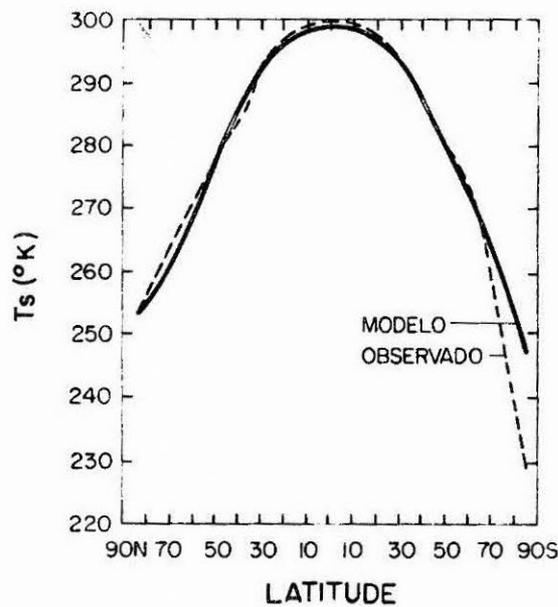


Fig. 10 Temperatura média zonal do ar na superfície observada e simulada por McAveney et alii (1979).

ciclones e a sua frequência, no outono e na primavera, variam com a posição da linha de gelo. O estudo de Fletcher (1969) indicou que uma circulação geral intensa no Hemisfério Sul coincide com as condições de gelo acima da média na Antártica. Os experimentos de Chervin (1979) e Herman and Johnson (1980) mostram evidências de que as anomalias na

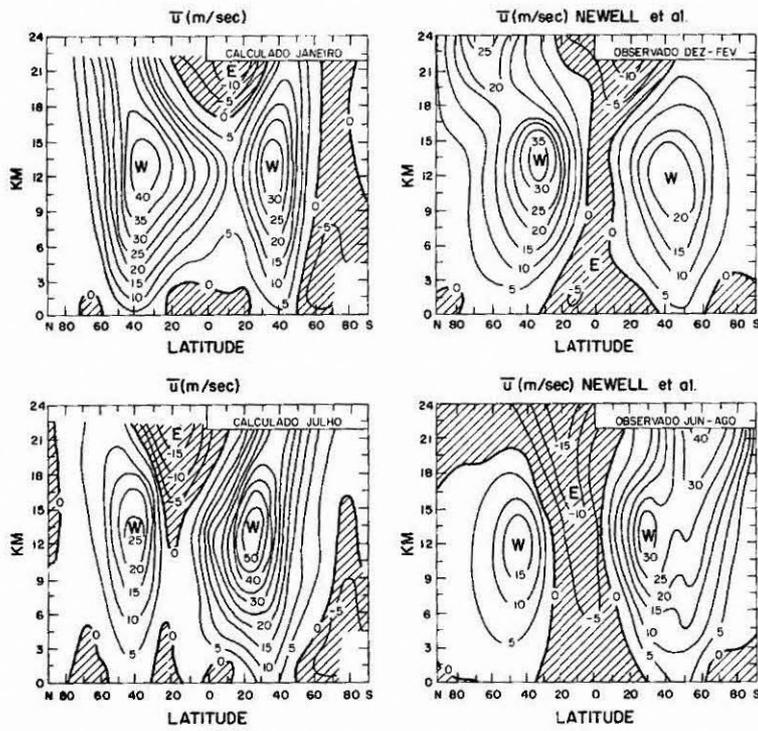


Fig. 11 Distribuição do vento zonal no plano latitude-altura para janeiro e julho observada por Newell et alii e simulada por Washington et alii (1979).

linha do gelo e albedo são capazes de produzir mudanças no clima das altas e médias latitudes.

O "achatamento" do inverno sugere que quando a temperatura cai abaixo de 260°K na faixa de 60 a 70°S a baroclinia gera mais perturbações baroclínicas que transportam calor sensível para latitudes polares e a temperatura estabiliza, ou até tende a subir ligeiramente na Antártica.

Para os meteorologistas brasileiros é interessante estudar possíveis associações entre os climas da Antártica e do Brasil, especificamente, a relação entre a linha de gelo no Atlântico e a penetração das frentes e o posicionamento da zona de convergência do Atlântico Sul. As relações entre as temperaturas na Antártica, o jato polar, a frequência e a intensidade dos sistemas ciclônicos e as migrações dos centros de alta pressão sobre o continente Sul-Americano são também igualmente importantes.

AGRADECIMENTOS

Este projeto foi desenvolvido com auxílio da CIRM/PROANTAR, subprojeto no. 9618.

REFERÊNCIAS

- Budd, W.F., Antarctic Sea-ice variations from satellite sensing in relation to climate, *J. Glaciol.*, 15, 417-427, 1975.
- Budd, W.F., The role of Antarctic in Southern Hemisphere weather and climate, *Austr. Meteorol. Mag.*, 30, 265-272, 1982.
- Budyko, M.I., The effect of solar radiation variations on the climate of the earth, *Tellus*, 21, 611-619, 1969.
- Budyko, M.I., The future climate, *EOS transactions of the American Geophysical Union*, 53(10), 868-874, 1972.
- Cavalieri, D.J., C.F. Parkinson, Large scale variations in observed antarctic sea ice extent and associated atmospheric circulation, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 2323-2336, 1981.
- Chervin, R.M., Response of the NCAR General circulation model to changed land surface albedo, *GARP Pub. Ser.*, 22, M.O., 563-581, 1979.
- Donn, W.L., D.W. Shaw, The stability of ice free Arctic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 71, 1087-1095, 1960.
- Fletcher, J.O., Ice extent on the Southern Ocean and its relation to world climate, *RM-5793-NSF, Rand Corp.*, Santa Monica, CA, 108 pp., 1969.
- Fletcher, J.O., U. Radok, R. Slutz, Climatic signals of the Antarctic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 87, 4269-4276, 1982.
- Godoy, R.M., Polar processes and world climate (a brief overview), *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1935-1942, 1980.
- Herman, G.F., W.T. Johnson, Arctic and Antarctic climatology of a GLAS general circulation model, *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1974-1991, 1980.

- Manabe, S., D.G. Hahn, J.L. Holloway Jr., Climate simulations with GFDL spectral models of the atmosphere: Effect of spectral truncation, *GARP Pub. Ser.*, 22, 41-94, 1979.
- McAveney, B., W. Bourke, K. Puri, A simulation of the January Global Circulation using a spectral model, *GARP Pub. Ser.*, 22, 296-317, 1979.
- Parish, T.R., Surface airglow over East Antarctic, *Mon. Wea. Rev.*, 110, 84-90, 1982.
- POLAR GROUP, Polar atmosphere-ice-ocean processes: A review of polar problems in climate research, *Rev. of Geophys. Space Phys.*, 18, 525-543, 1980.
- Robock, A., The performance of a seasonal global climate model, *GARP Pub. Ser.*, 22, 766-802, 1979.
- Robock, A., Ice and snow feedbacks and the latitudinal and seasonal distribution of climate sensitivity, *J. Atmos. Sci.*, 40, 986-987, 1983.
- Saltzman, B., On the role of equilibrium atmospheric climate models in the theory of long period glacial variations, *J. Atmos. Sci.*, 41, 2263-2266, 1984.
- Schwertfeger, W., The climate of the Antarctic, in: *World Survey of Climatology*, vol. 14, (Ed) H.E. Landsberg, Elsevier, 253-355, 1970.
- Schwertfeger, W., S.J. Kachelhoffer, The frequency of cyclone vortices over the southern ocean in relation of the extension of the park ice belt, *Antarctic J. of U.S.*, 8, 234, 1973.
- Sellers, W.D., A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system, *Appl. Meteorol.*, 8, 392-300, 1969.
- Van Loon, H., The half yearly oscillation in middle and high southern latitudes and the coreless winter, *J. Atmos. Sci.*, 24, 472-486, 1967a.
- Van Loon, H., Synoptic meteorology of Southern Hemisphere, *Meteorol. Monogr.*, 35, *American Meteorol. Soc.*, 139-213, 1967b.
- Washington, W.M., R. Dickinson, V. Ramanathan, T. Mayer, D. Williamson, G. Williamson, R. Wolski, Preliminary atmospheric simulation with the third generation NCAR general circulation model: January and July, *GARP Pub. Ser.*, 22, 95-138, 1979.