

## Variações na composição isotópica de oxigênio na neve superficial ao longo de uma travessia antártica

Luciano MARQUETTO<sup>1</sup>, Jefferson C. SIMÕES<sup>1</sup>, Gino CASASSA<sup>2</sup>, Douglas S. INTRONE<sup>3</sup> & Elaine Alves DOS SANTOS<sup>4</sup>

1 Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: luciano.marquetto@gmail.com; jefferson.simoies@ufrgs.br.

2 Centro de Estudios Científicos, Av. Arturo Prat 514, Casilla 1469, Valdivia, Chile. Los Aromos 3408, Las Vertientes, Santiago, Chile. E-mail: gino.casassa@gmail.com

3 Climate Change Institute, University of Maine, 303 Bryand Global Sciences Center, Orono, ME 04469-5790, EUA. E-mail: introne@maine.edu.

4 Laboratório de Radioecologia e Mudanças Globais, Instituto de Biologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 20550-013 - Rio de Janeiro, RJ, Brasil. E-mail: elainealves1301@gmail.com.

Recebido em 05/2013. Aceito para publicação em 08/2015.

Versão online publicada em 11/12/2015 ([www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br](http://www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br))

---

**Resumo** - Este trabalho apresenta a variabilidade das razões de isótopos de oxigênio na neve superficial ao longo de uma travessia do manto de gelo da Antártida ocidental realizada no verão austral de 2004/2005 por uma expedição conjunta entre pesquisadores chilenos e brasileiros. A travessia foi realizada entre a estação chilena Tenente Parodi, em Patriot Hills (80°18'S, 081°21'W) e o Polo Sul geográfico, cobrindo uma distância de mais de 1.205 km. Foram coletadas amostras de neve superficial (entre 0,05 a 0,2 m de profundidade) aproximadamente a cada 10 km (total de 104 amostras). A temperatura média anual foi obtida em seis pontos espaçados aproximadamente 220 km entre si, a uma profundidade entre 10 e 15 m. A razão isotópica do oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ) de cada amostra foi determinada por espectrometria de massas com fonte de gás (GSMS - *Gas Source Mass Spectrometry*) com precisão de 0,05 ‰. Os resultados indicam forte correlação entre  $\delta^{18}\text{O}$  e temperatura local, latitude, altitude e distância da costa, sendo a primeira positiva e as outras negativas. Valores isotópicos relativamente altos são encontrados entre 87°30'S e 86°44'S, resultantes de processos pós-deposicionais devido à formação de *glaze ice* (esmalte de gelo) identificadas em campo. O gradiente  $\delta^{18}\text{O}$ /Elevação encontrado foi de -0,08‰/100 m e o gradiente  $\delta^{18}\text{O}$ /Temperatura de 0,743‰/°C. Com exceção das anomalias citadas, os resultados são concordantes com os encontrados por outros pesquisadores no manto de gelo antártico.

**Palavras-chave:** isótopos de oxigênio, neve superficial, Antártica.

**Abstract** - OXYGEN ISOTOPIC COMPOSITION VARIATIONS IN SURFACE SNOW ALONG AN ANTARCTIC TRAVERSE. This work presents the distribution of oxygen isotope ratios in the surface snow in the West Antarctic Ice Sheet during the Chilean-Brazilian traverse held in the austral summer of 2004/2005. The traverse was carried out from Chilean Antarctic station Tenente Parodi, in Patriot Hills (80°18'S, 81°21'W) and the Geographic South Pole, along more than 1.205 km. We collected superficial snow samples of the upper 0.05 to 0.2 m deep, approximately at each 10 km (total of 104 samples). The average annual temperature was determined at six points spaced approximately 220 km apart, at a depth between 10 and 15 m. The oxygen isotope ratio ( $\delta^{18}\text{O}$ ) of each sample was determined by mass spectrometry with gas source (GSMS - Gas Source Mass Spectrometry) with a 0.05 ‰ precision. Results point out to the strong correlation between  $\delta^{18}\text{O}$  and the local temperature, latitude, altitude and distance from the coast, the first being positive and the others negative. Anomalous relatively high isotopic values are found between 87°30'S and 86°44'S, which are associated to post-depositional processes due to formation of glaze ice as identified in the field. The gradient  $\delta^{18}\text{O}$ /Altitude is -0.08‰/100 m and the  $\delta^{18}\text{O}$ /Temperature is 0.743‰/°C. Excepting for the cited anomalies, results are consistent with those found by other researchers in the Antarctic ice sheet.

**Keywords:** oxygen isotopes, superficial snow, Antarctica.

## 1 Introdução

O estudo das variações da composição de isótopos estáveis na neve e no gelo é umas das principais ferramentas em Glaciologia. Desde a década de 1950, quando pesquisadores (Dansgaard, 1953; Epstein & Mayeda, 1953; Craig, 1961) constataram a correlação positiva existente entre as razões de isótopos estáveis de oxigênio nas precipitações em altas e médias latitudes e a temperatura local, essas análises tem papel essencial nas pesquisas de testemunhos de gelo. A amostragem da neve tornou-se essencial para estudos paleoclimáticos (Masson-Delmotte *et al.*, 2008) e glaciológicos (Cuffey & Patterson, 2010) nos dois mantos de gelo que cobrem a Antártica e a Groenlândia.

Dansgaard (1954) ao estudar o potencial da análise dos isótopos estáveis de hidrogênio e oxigênio em amostras de neve, constatou que as proporções de isótopos mais pesados ( $H^2$  e  $O^{18}$ ) decrescem com aumento de altitude e latitude. Epstein (1956) complementou essa descoberta ao mostrar que existe uma variação sazonal na composição de isótopos de oxigênio da neve, indicando que períodos mais frios produzem neve empobrecida do isótopo mais pesado.

Nas regiões polares a composição isotópica do hidrogênio e do oxigênio nas precipitações apresenta uma forte correlação com a temperatura local (Dansgaard *et al.*, 1973; Lorius & Merlivat, 1977) em especial com a temperatura de condensação da neve (Dansgaard, 1964). Essas relações foram e continuam sendo utilizadas na reconstrução do registro paleoclimático em testemunhos de gelo na Antártica e na Groenlândia (Masson-Delmotte *et al.*, 2008; Ding *et al.*, 2010; Hou *et al.*, 2012) e proveram os dois registros mais detalhados da variação da temperatura da atmosfera ao longo do Quaternário, aqueles do testemunho de gelo de Vostok ( $78^{\circ}28'S$ ,  $106^{\circ}48'E$ ; 3.520 m de profundidade, últimos 420 mil anos; Petit *et al.* 1999) e do EPICA no Domo C ( $75^{\circ}07,32'S$ ,  $123^{\circ}18,72'E$ ; 3.270 m de profundidade, últimos 800 mil anos, EPICA Community Members, 2004).

No entanto, se observa que a relação entre as razões isotópicas de oxigênio na neve superficial e a temperatura em diferentes locais do continente antártico difere significativamente (Qin *et al.*, 1994), de modo que estudos da distribuição geográfica das razões isotópicas são importantes para refinar os modelos paleoclimáticos existentes e para fornecer dados em escala adequada a estes.

Tendo como um de seus objetivos contribuir para um melhor detalhamento das razões isotópicas da Antártica Ocidental (parte do continente

que está no hemisfério ocidental e é separado da Antártica Oriental pelas montanhas Transantárticas) foi realizada no verão de 2004–2005 uma travessia organizada pelo governo chileno em parceria com pesquisadores brasileiros (a travessia Chileno-Brasileiro antártica). O presente trabalho apresenta os resultados das medições da razão isotópica do oxigênio dessas amostras, reconstruindo a variabilidade espacial na superfície do manto de gelo antártico ao longo da travessia entre  $80^{\circ}$  e  $90^{\circ}S$ . Os resultados podem ser interpretados em termos de variações na temperatura de condensação da precipitação (Petit *et al.*, 1999).

## 2 Revisão sobre o tema

### 2.1 Fracionamento de isótopos estáveis de hidrogênio e oxigênio na precipitação

Na natureza, os processos de fracionamento dos isótopos estáveis de hidrogênio e oxigênio que compõem a água são influenciados por fatores como a temperatura e a sazonalidade do clima, e também por fatores geográficos, como a altitude, latitude e continentalidade (avanço de determinada massa de ar continente adentro, se distancian-do da costa) (Dansgaard, 1964).

Sob o ponto de vista hidrológico, a pressão de vapor superior do  $H_2^{16}O$  em comparação com as pressões de vapor de HDO e  $H_2^{18}O$  é destacada, pois este fator causa fracionamento em todos processos de condensação e também nos de evaporação da água na condição líquida (Dansgaard, 1964).

Se o processo de fracionamento ocorrer lentamente, a ponto de as condições de equilíbrio entre fases serem alcançadas, o fator de fracionamento ( $\alpha$ ) é a simples razão entre a pressão de vapor do componente leve ( $p$ ) e a pressão de vapor do componente pesado ( $p'$ ):

$$\alpha = p/p'$$

Em temperaturas amenas ( $\sim 20^{\circ}C$ ),  $\alpha$  (HDO) = 1,08; e  $\alpha$  ( $H_2^{18}O$ ) = 1,009, de modo que o empobrecimento no vapor em equilíbrio com a água original é de aproximadamente 80 % em  $^{18}O$  e 9 % em D (Dansgaard, 1964). Quando ocorre a condensação, devido à menor pressão de vapor do HDO (10 % menor) e  $H_2^{18}O$  (1 % menor), essas duas moléculas passam para o estado líquido com maior facilidade do que a molécula de  $H_2^{16}O$ .

Em condições de equilíbrio, a condensação pode ocorrer segundo as condições do modelo

*Rayleigh* proposto por Dansgaard (1964). Esse processo ocorre de forma lenta, e gera imediata remoção do condensado após sua formação. O processo *Rayleigh* causa maior fracionamento do que aqueles onde as duas fases equilibram-se mutuamente por troca isotópica.

No entanto, nem sempre o fracionamento isotópico é causado por esses processos de equilíbrio simples. Em reações rápidas, o efeito cinético apresenta grande importância. Esse efeito ocorre porque a difusividade molecular do HDO e H<sub>2</sub><sup>18</sup>O no ar é menor do que a do H<sub>2</sub><sup>16</sup>O, ou seja, o componente mais leve tem uma maior taxa de reação (c) do que os componentes pesados [c(H<sub>2</sub><sup>16</sup>O) > c(HDO) > c(H<sub>2</sub><sup>18</sup>O)] (Dansgaard, 1964). Nesse mesmo artigo, Dansgaard relata experiências demonstrando que o deutério (D) é muito menos sensível aos efeitos cinéticos do que o <sup>18</sup>O. Esse efeito é independente da temperatura e aplica-se a processos de evaporação e condensação que não ocorrem em equilíbrio (Jouzel *et al.*, 1997). Masson-Delmotte *et al.* (2008), pela compilação de dados de mais de 1000 sítios, mostram que na neve antártica o fracionamento isotópico também varia de acordo com os fatores citados.

## 2.2 Escala “δ” e o padrão SMOW

Por convenção as razões isotópicas de oxigênio e hidrogênio (isótopo pesado sobre o leve, ou seja, <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O e <sup>2</sup>H/<sup>1</sup>H) na água não são expressas em um valor absoluto, e sim em uma escala relativa (δ) a uma amostra padrão. Inicialmente a amostra padrão era um corpo d’água hipotético, definido com base em análises isotópicas de amostras de água retiradas em profundidades entre 500 e 2000 m em áreas de oceano aberto no Atlântico, Pacífico e Índico (Craig, 1961). Esta amostra era chamada de SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) e era utilizada como ponto zero da escala δ.

No entanto o termo SMOW passou a ser utilizado para diferentes amostras padrão sem um controle efetivo do valor isotópico destas, causando confusões nos resultados obtidos. Deste modo, a International Union of Pure and Applied Chemistry (IUPAC) recomendou que o uso do padrão SMOW fosse descontinuado, e em seu lugar propôs o padrão VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*), um padrão fabricado em laboratório e distribuído internacionalmente (Coplen, 1994; Hornerberger, 1995).

Devido à eminente exaustão das amostras do padrão VSMOW, em 2006 a International Atomic Energy Agency (IAEA) lançou o padrão VSMOW2, idêntico ao primeiro. Os resultados de δ<sup>18</sup>O para

amostras de água continuam sendo apresentados relativamente ao padrão VSMOW (IAEA, 2009). As razões isotópicas de nossas amostras foram normalizadas em relação à escala VSMOW e calibradas com os padrões SLAP (*Standard Light Antarctic Precipitation*) e GISP (*Greenland Ice Sheet Precipitation*) seguindo as recomendações da IAEA.

A fórmula que define a quantidade de isótopos estáveis em uma determinada amostra é expressa como uma diferença relativa entre a razão isotópica da amostra com relação à razão do padrão (VSMOW):

$$\delta_{\text{amostra}} = \frac{R_{\text{amostra}} - R_{\text{VSMOW}}}{R_{\text{VSMOW}}} \times 1000$$

Onde R<sub>amostra</sub> é a razão entre <sup>18</sup>O e <sup>16</sup>O na amostra (ou D e H);

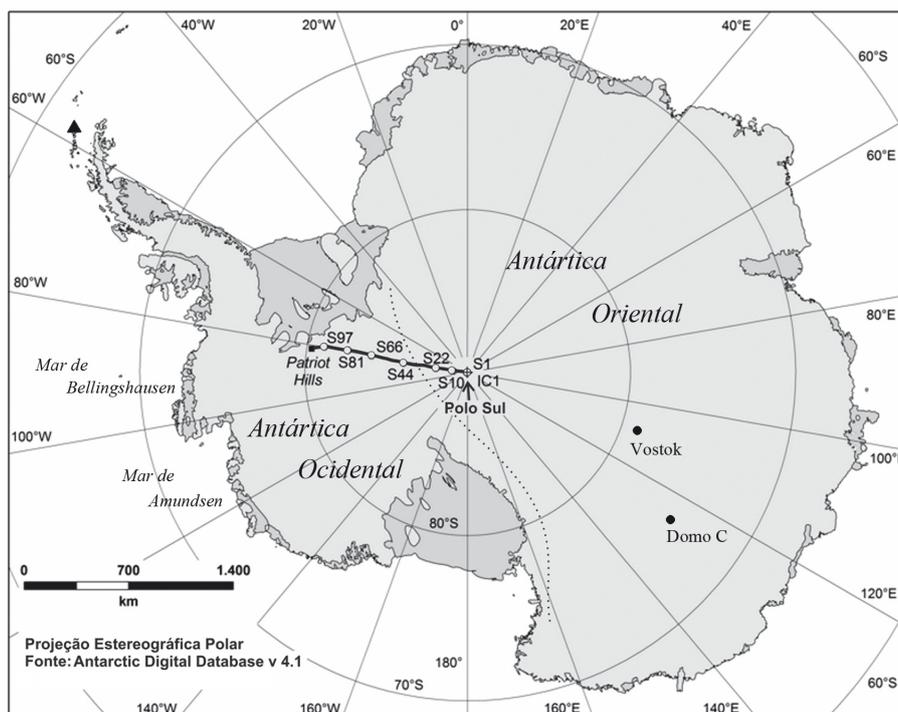
R<sub>VSMOW</sub> é a razão entre <sup>18</sup>O e <sup>16</sup>O (ou D e H) no padrão internacional (VSMOW);

δ<sub>amostra</sub> é a diferença da razão isotópica da amostra em relação ao VSMOW e expressa em partes por mil (‰), pois as diferenças no conteúdo isotópico entre as amostras e a referência são muito pequenas.

Temperaturas obtidas no *firn* antártico (estágio intermediário entre a *neve* e o *gelo*, ainda permeável) foram utilizadas como indicadores da temperatura anual média dos sítios estudados, possibilitando compreender que nas regiões polares a composição isotópica do hidrogênio e do oxigênio nas precipitações apresenta uma forte correlação com a temperatura local (Dansgaard *et al.*, 1973; Lorius & Merlivat, 1977), em especial com a temperatura de condensação da neve (Dansgaard, 1964). Essas relações foram e continuam sendo utilizadas na reconstrução do registro paleoclimático em testemunhos de gelo na Antártica e na Groenlândia (Ding *et al.*, 2010).

## 3 Área, materiais e métodos

No verão austral de 2004–2005 foi realizada pelo Chile a primeira travessia científica latino-americana de parte do manto de gelo antártico, quando então foram percorridos 2.411 km (ida e volta) a partir da estação chilena Tenente Parodi (80°18’S, 081°21’W; 700 m de altitude) em Patriot Hills (Montanhas Ellsworth, Antártica Ocidental) até o Polo Sul geográfico (90°S, 2.840 m de altitude) usando um trator polar (Fig. 1). A equipe científica liderada G. Casassa do Centro de Estudios Científicos de Valdivia contou com um brasileiro, J.C. Simões, o qual foi responsável pela amostragem superficial da neve e perfuração de testemu-



**Figura 1.** Travessia chileno-brasileira (em preto). Pontos brancos representam as seis perfurações realizadas no manto de gelo. A Estação Antártica Comandante Ferraz (EACF) é identificada por um triângulo no canto superior esquerdo do mapa. A linha pontilhada marca a posição aproximada das Montanhas Transantárticas.

nhos rasos de neve e *firn* ao longo do trajeto de retorno (1205,5 km). Os principais objetivos científicos dessa expedição foram: 1) coletar amostras de neve superficial para analisar a variabilidade espacial do conteúdo de isótopos estáveis de oxigênio (relatado neste artigo) e do conteúdo iônico; 2) coletar testemunhos de neve e *firn* que representem os últimos 150 a 200 anos da precipitação local (dependente da taxa anual de acumulação de neve no local da perfuração). No total foram amostrados seis testemunhos de até 46 m de profundidade, geralmente espaçados a cada 220 km (cerca de 2° de latitude). Os resultados foram (i.e., Carlos *et al.*, 2014; Marques *et al.*, 2014) ou serão relatados em outras publicações. Ao longo da travessia também foram realizados levantamentos por radioecossondagem do gelo na frequência de 150 MHz para determinar a espessura e estrutura do manto de gelo (Casassa *et al.*, 2005).

Essa travessia fez parte do programa ITASE (*International Trans-Antarctic Scientific Expedition*), idealizado em 1990 por pesquisadores de 12 países envolvidos em estudos de testemunhos de gelo (Mayewski & Goodwin, 1997), cujo principal objetivo é entender como o ambiente atmosférico moderno (clima e composição atmosférica) está representado nas camadas superficiais do manto de gelo antártico (Mayewski *et al.*, 2005). O foco central do programa são os últimos 200 anos do

registro climático dos testemunhos de gelo. Atualmente o ITASE conta com uma série de dados resultantes de uma amostragem intensiva do manto de gelo antártico realizada por 20 países, de mais de duas centenas de testemunhos de neve e gelo ao longo de 20.000 km sobre o manto de gelo antártico.

### 3.1 Trabalhos de campo e amostragem

Especificamente, para a consecução do primeiro objetivo, tema deste trabalho, foi amostrado a neve superficial a cada 10 km de distância (Tab. 1) no trajeto de retorno da travessia. Primeiramente, 5 a 10 cm superficiais foram removidos utilizando uma pequena pá de plástico, seguido pela amostragem pressionando um vasilhame de polipropileno de 250 mL contra a superfície de neve. Ou seja, foram amostradas a neve superficial entre 5 a 20 cm de profundidade. O vasilhame foi previamente descontaminado com água ultrapura MilliQ (tal procedimento foi necessário porque a amostra também seria usada para determinação do conteúdo iônico por cromatografia líquida; ).

No total 104 amostras superficiais (Tab. 1) foram coletadas, os vasilhames colocados em caixas de isopor de alta densidade e mantidos no estado sólido durante todo o transporte. Na Antártica a temperatura não ultrapassou -15°C durante toda a

travessia, e de Patriot Hills até Boston as amostras foram mantidas frigorificadas. O transporte entre Boston e Bangor, Maine, também foi realizado em caminhão frigorificado. Nesta cidade as amostras foram mantidas em câmara fria (-20°C) até o mo-

mento do derretimento (à temperatura ambiente) e preparação em laboratório, evitando assim qualquer fracionamento isotópico.

Tabela 1. Dados das 104 amostras de neve superficial (primeiros 20 cm) coletadas ao longo da travessia entre o Polo Sul geográfico e Patriot Hills. A posição geográfica das amostras foi determinada por GPS portátil com erro estimado de ± 30 m, o erro da altitude é de ± 75 m. A distância da costa foi calculada a partir da costa do mar de Amundsen-Bellingshausen. Temperatura (T) refere-se à temperatura média anual na superfície do local de amostragem. As concentrações isotópicas são expressas em termos de (‰) normalizadas em relação a escala VSMOV. Note que não existem medições das razões isotópicas para as amostras S68, S100 e S105 (foram destruídas durante a subamostragem).

Ponto	Lat (S)	Long (W)	Altitude (m)	Distância da costa (km)	T(°C)	δ <sup>18</sup> O (‰)	Ponto	Lat (S)	Long (W)	Altitude (m)	Distância da costa (km)	T(°C)	δ <sup>18</sup> O (‰)
IC1	89°58'27,7"	28°09'53,9"	2833	2110	-49		S53	85°10'27,4"	80°52'03,6"	1370	1772		-42,5
S1	89°57'00,0"	93°09'38,7"	2830	2109		-51,6	S54	85°04'59,2"	80°47'27,4"	1360	1765		-40,1
S2	89°51'36,2"	93°09'38,7"	2825	2104		-49,5	S55	84°59'28,0"	80°43'28,9"	1350	1759		-38,4
S3	89°46'04,2"	88°30'16,3"	2820	2097		-49,6	S56	84°54'00,1"	80°38'14,2"	1341	1753		-40,1
S4	89°40'40,7"	86°30'16,4"	2810	2090		-52,6	S57	84°48'17,6"	80°37'38,4"	1350	1747		-39,1
S5	89°35'23,9"	85°08'33,5"	2805	2083		-48,1	S58	84°42'56,5"	80°29'50,6"	1300	1741		-38,2
S6	89°29'31,2"	84°15'23,1"	2789	2075		-50,1	S59	84°36'28,0"	80°26'01,2"	1280	1734		-38,0
S7	89°24'03,6"	83°52'37,9"	2772	2068		-49,8	S60	84°32'00,1"	80°23'30,8"	1290	1729		-39,2
S8	89°18'38,7"	83°32'09,2"	2776	2062		-49,4	S61	84°26'22,1"	80°19'45,7"	1268	1723		-43,5
S9	89°13'04,2"	83°14'13,7"	2771	2054		-47,4	S62	84°20'58,0"	80°17'32,0"	1282	1717		-38,0
S10	89°07'33,1"	83°04'20,2"	2774	2048		-48,5	S63	84°15'24,7"	80°15'41,1"	1312	1712		-36,0
S11	89°01'59,0"	82°49'15,0"	2732	2041		-51,5	S64	84°10'00,3"	80°12'32,8"	1300	1706		-38,7
S12	88°56'00,0"	82°49'00,0"	2770	2033		-50,5	S65	84°04'28,9"	80°10'06,7"	1300	1700		-41,3
S13	88°50'53,2"	82°38'39,8"	2760	2027		-49,0	S66	83°58'59,4"	80°07'01,4"	1295	1694	-33	-41,8
S14	88°45'31,2"	82°33'05,7"	2758	2020		-51,4	S67	83°53'21,6"	80°08'20,5"	1300	1689		-39,9
S15	88°39'58,9"	82°25'38,0"	2744	2013		-49,7	S68	83°47'58,6"	80°05'33,8"	1280	1684		
S16	88°34'28,5"	82°23'15,9"	2750	2007		-46,6	S69	83°42'19,1"	80°06'57,0"	1250	1679		-36,6
S17	88°28'44,4"	82°15'42,5"	2733	1999		-49,7	S70	83°36'55,0"	80°04'12,4"	1250	1673		-42,5
S18	88°23'05,5"	82°12'15,6"	2713	1993		-48,2	S71	83°31'20,7"	80°04'53,5"	1230	1668		-36,4
S19	88°17'41,2"	82°09'40,0"	2677	1986		-49,1	S72	83°25'56,4"	80°03'10,5"	1190	1663		-35,9
S20	88°12'23,4"	82°09'44,3"	2660	1980		-40,2	S73	83°20'21,6"	80°04'26,9"	1150	1658		-37,0
S21	88°06'45,3"	82°09'59,1"	2623	1973		-50,9	S74	83°14'56,3"	80°02'15,3"	1150	1653		-35,1
S22	88°01'21,3"	82°04'21,7"	2621	1967	-45	-49,1	S75	83°08'44,4"	80°00'40,0"	1150	1647		-36,5
S23	87°53'08,9"	82°01'53,0"	2545	1957		-44,2	S76	82°57'33,8"	79°50'22,8"	1050	1635		-35,0
S24	87°50'18,0"	81°59'49,3"	2525	1953		-49,2	S77	82°52'27,5"	79°45'59,8"	1060	1630		-38,1
S25	87°43'41,3"	81°52'52,5"	2512	1945		-45,0	S78	82°46'47,7"	79°41'04,2"	1020	1624		-36,2
S26	87°37'16,5"	81°53'45,5"	2460	1938		-46,4	S79	82°41'26,1"	79°36'21,0"	1030	1619		-34,7
S27	87°30'45,6"	82°24'34,7"	2429	1932		-39,6	S80	82°35'57,0"	79°31'31,1"	1000	1613		-36,9
S28	87°28'15,2"	81°52'43,7"	2385	1927		-38,7	S81	82°30'30,8"	79°28'02,7"	950	1608	-29	-39,6
S29	87°22'34,4"	81°58'01,9"	2340	1921		-38,2	S82	82°24'58,3"	79°23'30,1"	940	1602		-32,6
S30	87°17'12,3"	81°49'08,8"	2300	1915		-42,4	S83	82°19'42,1"	79°31'23,3"	870	1599		-41,8
S31	87°11'32,9"	81°44'58,3"	2300	1908		-41,1	S84	82°14'12,9"	79°40'33,9"	850	1597		-31,1
S32	87°06'08,8"	81°45'50,5"	2200	1902		-39,6	S85	82°08'57,9"	79°49'38,8"	850	1595		-30,0
S33	87°00'20,5"	81°44'30,3"	2170	1895		-39,6	S86	82°04'27,8"	79°56'24,4"	830	1593		-33,7
S34	86°55'07,4"	81°44'26,9"	2070	1889		-36,9	S87	82°00'01,5"	79°57'45,4"	830	1589		-33,5
S35	86°49'33,1"	81°45'19,1"	1990	1883		-38,3	S88	81°53'20,2"	79°57'31,5"	830	1584		-35,7
S36	86°44'08,2"	81°42'06,7"	1914	1877		-34,7	S89	81°47'06,5"	79°56'13,3"	800	1579		-32,7
S37	86°38'30,7"	81°40'25,3"	1900	1870		-41,6	S90	81°41'37,4"	79°56'04,9"	800	1575		-34,3
S38	86°33'05,9"	81°40'58,6"	1860	1865		-45,0	S91	81°36'07,9"	79°54'48,8"	730	1571		-35,4
S39	86°27'31,2"	81°39'12,1"	1840	1858		-43,9	S92	81°30'34,7"	79°54'34,1"	710	1566		-31,8
S40	86°22'01,2"	81°38'13,1"	1802	1852		-44,7	S93	81°25'06,4"	79°53'46,9"	700	1562		-31,6
S41	86°16'35,0"	81°37'53,6"	1754	1846		-46,7	S94	81°19'34,5"	79°53'17,1"	700	1558		-37,9
S42	86°11'00,3"	81°37'02,9"	1740	1840		-45,1	S95	81°14'09,1"	79°52'07,6"	730	1554		-32,1
S43	86°05'25,7"	81°36'08,4"	1710	1834		-43,2	S96	81°08'35,1"	79°50'14,3"	720	1550		-32,3
S44	85°59'57,5"	81°35'06,3"	1620	1828	-36	-43,2	S97	81°03'10,1"	79°50'09,1"	750	1546		-32,8
S45	85°54'20,0"	81°34'44,8"	1590	1822		-39,8	S98	80°57'37,0"	79°49'16,2"	750	1542		-36,0
S46	85°48'55,1"	81°33'04,7"	1570	1816		-44,8	S99	80°42'13,1"	79°48'18,8"	750	1532		-36,0
S47	85°43'20,3"	81°25'54,3"	1550	1810		-39,5	S100	80°46'44,1"	79°47'08,7"	750	1534		
S48	85°37'57,0"	81°19'30,8"	1450	1803		-41,0	S101	80°41'19,3"	79°47'33,3"	750	1531		-31,7
S49	85°31'23,8"	81°11'45,6"	1470	1796		-45,0	S102	80°35'42,8"	79°51'09,7"	750	1528		-31,7
S50	85°25'59,6"	81°09'46,9"	1350	1790		-46,0	S103	80°30'19,2"	79°54'26,0"	750	1526		-33,5
S51	85°20'57,1"	81°02'16,9"	1380	1784		-42,2	S104	80°24'53,3"	79°59'22,3"	700	1524		-33,5
S52	85°15'57,4"	80°57'10,2"	1360	1778		-42,5	S105	80°20'10,7"	80°34'11,1"	750	1531		

O manto de gelo antártico cobre aproximadamente 13,6 milhões km<sup>2</sup> e o número de estações meteorológicas ainda é muito restrito. Assim, a temperatura média do local de amostragem (essencial para determinar a relação entre o conteúdo de isótopos estáveis de uma amostra e a temperatura local) deve ser determinada de maneira indireta. Segundo Robin (1983), a temperatura nas camadas superiores das geleiras polares são governadas pela condutividade térmica da neve e do *firn*, variando sazonalmente. Dez metros abaixo da superfície, essas variações sazonais de temperatura são atenuadas e se aproximam da temperatura média anual da superfície da neve. Em profundidades maiores do que 15 m, o controle da temperatura é feito pelo fluxo de calor geotérmico, pela quantidade de calor gerado por fricção na base da geleira e pelo movimento diferencial interno (Cuffey & Patterson, 2010). Deste modo, a temperatura da neve entre 10 e 15 m reflete mais fielmente a temperatura média do ar no sítio de amostragem. Nos seis locais de perfuração de testemunhos rasos (onde também foram realizadas amostragens da neve superficial) foi medida a temperatura entre 10 e 12 m. Para isso utilizou-se uma sonda com resistência de prata previamente calibrada colocada na ponta de um cabo elétrico. A sonda permaneceu no poço de medição por aproximadamente 24 h para equilibrar a temperatura do ar contido no buraco do poço com aquela da neve/*firn* circundante.

A posição geográfica de cada ponto de amostragem foi determinada utilizando um GPS portátil com erro estimado máximo de 30 m e vertical de 75 m.

### 3.2 Técnicas analíticas

O conteúdo isotópico (<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O) de cada amostra foi determinado por espectrometria de massa com fonte de gás (GSMS - *Gas Source Mass Spectrometry*) no Climate Change Institute, Universidade do Maine, Orono, Maine, EUA, seguindo os procedimentos analíticos descritos em Osterberg et al. (2006) para isótopos de oxigênio e são aqui reportados em termo de diferença de <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O (i.e.,  $\delta^{18}\text{O}$ ) do VSMOW (conforme descrito na seção 3). Usou-se técnica padrão de equilíbrio de CO<sub>2</sub> gasoso, o gás foi então colocado em um equipamento *Micro-mass Multiprep* acoplado a um espectrômetro de massa de análise das razões de isótopos estáveis com precisão de 0,05 ‰ para  $\delta^{18}\text{O}$  (precisão baseada em análise estatística padrão de longo tempo).

O modelo HYSPLIT (*HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*) (Draxler & Rol-

ph, 2003; Rolph, 2003) foi utilizado para calcular as trajetórias das parcelas de ar chegadas em seis pontos escolhidos ao longo da travessia (S1, S27, S36, S59, S80 e S105) durante o período do outono, época de maior precipitação na área (Monaghan et al., 2006). Esta etapa foi executada no Laboratório de Radioecologia e Mudanças Globais da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (LARAMG-UERJ). Nesse modelo, as trajetórias são calculadas com base em um sistema híbrido entre as aproximações Euleriana e Lagrangiana. Os dados meteorológicos foram calculados a partir dos arquivos de reanálise NCAR/NCEP e podem ser encontrados no endereço <ftp://arlftp.arlhq.noaa.gov/pub/archives/reanalysis>. Os dados da trajetória foram produzidos no programa HYSPLIT (versão para Windows) e visualizados através do próprio Hysplit e também no ArcGis 9.0.

A saída do programa HYSPLIT/NOAA fornece um arquivo com extensão Gis para ser utilizado no programa ArcGIS. Esse arquivo possibilita fazer uma investigação mais detalhada do evento, tal como: determinar exatamente o caminho de uma dada massa de ar (por exemplo, posição, período e altura), inserir trajetórias diferentes em um mesmo mapa e mesclar outros dados. Para todas as retrotrajetórias rodadas, foram consideradas as coordenadas geográficas dos pontos de coleta e suas respectivas altitudes. O modelo utiliza dados meteorológicos do sistema de assimilação de dados globais (GDAS). O tempo de análise empregado na modelagem deste trabalho é de 10 dias (240 h), portanto os três pontos mensais fazem uma cobertura do transporte atmosférico mensal.

A distância da costa foi estimada a partir do ponto 71° 04'54.98"S e 82°53'56.55"W utilizando o programa ArcGis 10 e imagens de satélite da extensão mínima do gelo marinho no verão, entre os anos de 1979 e 2000, obtidas no NSIDC (National Snow and Ice Data Center, EUA).

## 4 Resultados

Na tabela 1 são apresentados os dados de coleta e os  $\delta^{18}\text{O}$  determinados para a neve superficial. Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  variam entre -30,0 ‰ e -52,6 ‰ (relativo ao VSMOW-SLAP) com média de -40,1 ‰ e desvio padrão de 5,8 ‰. Foram gerados gráficos para examinar a relação entre o  $\delta^{18}\text{O}$  e a temperatura média anual na superfície (Fig. 2) e fatores geográficos (latitude, longitude, altitude e distância da costa; Fig. 3). As equações de regressão linear foram calculadas seguindo a rotina padrão do editor de planilhas MS Excel® (Quadro 1):

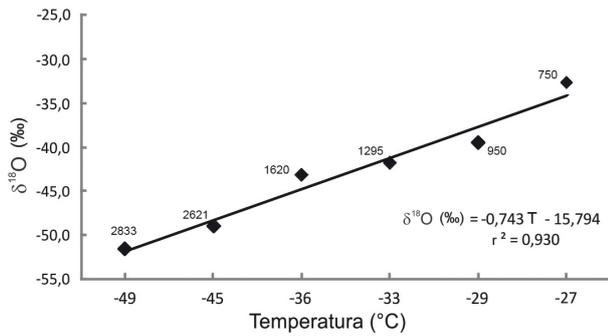


Figura 2. Relação entre  $\delta^{18}O$  na neve e a temperatura média anual ao longo da rota da travessia. Números pequenos juntos aos losangos são as altitudes (em metros) da amostragem.

O cálculo das trajetórias das parcelas de ar mostra que o avanço predominante das precipitações sobre o continente antártico, nas determinadas datas, ocorreu entre os meridianos de 60° e 120° W, pelos mares de Amundsen e Bellingshausen. Houve também avanço pelo mar de Weddell, entre os meridianos -0° e 60°W e pelo mar de Ross, entre 120° e 150°W, porém menos frequente (Figs. 4 e 5).

Com base nas trajetórias das parcelas de ar foi utilizada a região dos mares de Amundsen e de Bellingshausen como ponto de referência (71° 04'54.98"S e 82°53'56.55"W) para a estimativa da distância da costa.

## 5 Discussão

### 5.1 Relação entre $\delta^{18}O$ e a temperatura média anual

A variação do  $\delta^{18}O$  apresenta uma correlação positiva com a temperatura superficial (T) (Fig. 2), essa, evidentemente, diminui com a altitude. Apesar de terem sido mensurados dados em apenas seis pontos, o resultado [ $\delta^{18}O$  (‰) = 0,743 T (°C)] encontra-se dentro do padrão obtido por outros autores (Qin *et al.*, 1994; Masson-Delmotte *et al.*, 2008; Wang & Hou, 2009).

Qin *et al.* (1994) apontam para o fato de que em um modelo Rayleigh a altitude não é fator determinante da composição isotópica da precipitação, de modo que a redução do  $\delta^{18}O$  da precipitação observada na figura 3C também é resultado do decréscimo de temperatura e não do aumento da altitude em si.

### 5.2 Variação espacial do $\delta^{18}O$ ao longo do trajeto da travessia chileno-brasileira

Ao longo do percurso de 1.205 km entre Patriot Hills (no setor ocidental do continente an-

tártico) e o Polo Sul geográfico diversas variáveis podem afetar os valores das razões isotópicas de oxigênio, além dos fatores geográficos já citados. Efeitos pós-deposicionais como a ablação causada pelo vento ou a sublimação nas áreas de menor precipitação (Frezzotti *et al.*, 2004; Neumann & Waddington, 2004), bem como variações na taxa de acumulação anual, podem modificar a composição isotópica da neve originalmente precipitada.

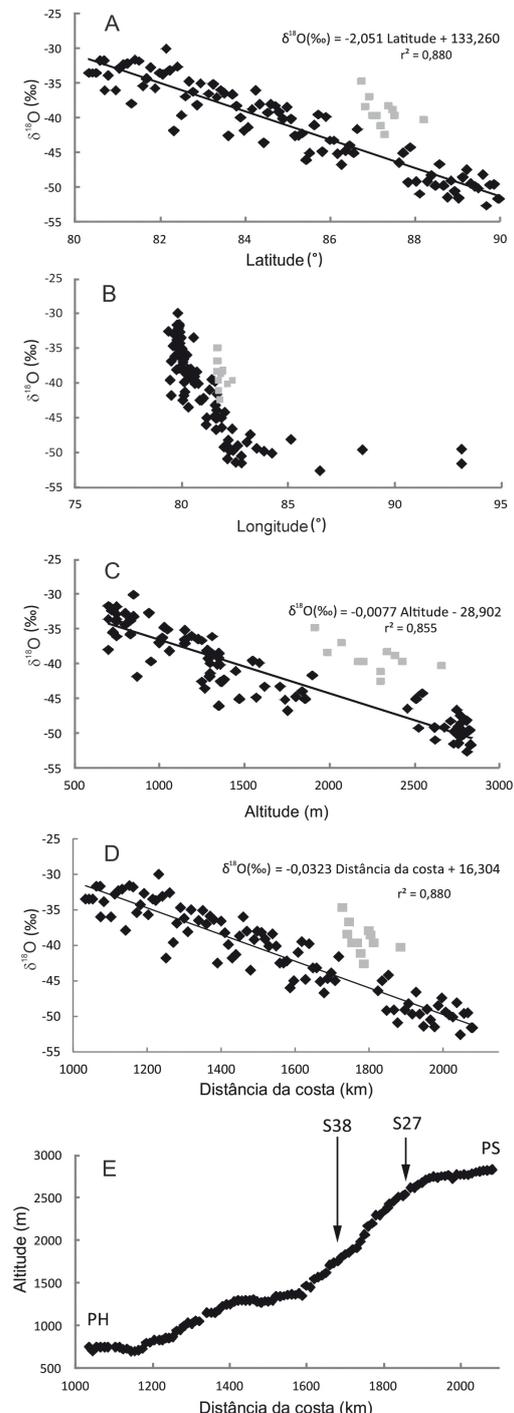


Figura 3. Relação entre  $\delta^{18}O$  e fatores geográficos. A) latitude; B) longitude; C) altitude; D) distância da costa; E) perfil altimétrico da travessia (Patriot Hills = PH; Polo Sul = PS). Nas figuras 3A–D quadrados cinza são pontos anômalos, identificados na figura 3E pelas setas com o número da amostra.

**Quadro 1.** Equações de regressão linear indicando relação entre  $\delta^{18}\text{O}$  e temperatura, latitude, altitude e distância da costa.v

$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = 0,743 \text{ Temperatura} - 15,794$	sendo $r^2 = 0,930$	$p < 0,02$
$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = -2,051 \text{ Latitude} + 133,260$	sendo $r^2 = 0,880$	$p < 0,0001$
$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = -0,0077 \text{ Altitude} - 28,902$	sendo $r^2 = 0,855$	$p < 0,0001$
$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = -0,0323 \text{ Distância da costa} + 16,304$	sendo $r^2 = 0,880$	$p < 0,0001$

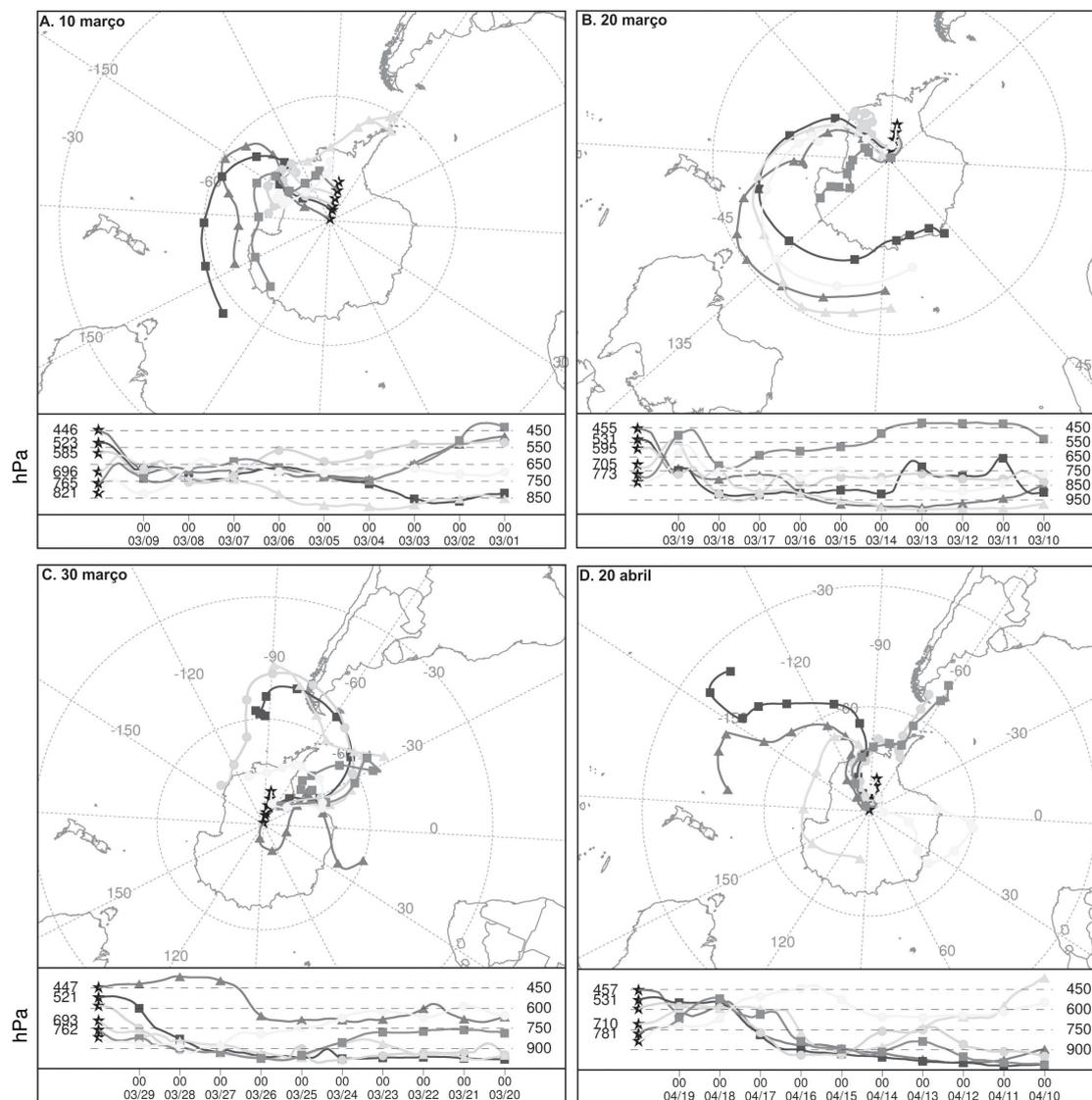


Figura 4. Trajetórias das massas de ar geradas pelo sistema HYSPLIT/NOAA. A) para a data de 10 de março; B) 20 de março; C) 30 de março; D) 10 de abril. Trajetórias de regressão finalizadas em 0000 UTC nas datas marcadas nos cantos superiores esquerdos de cada mapa.

É possível observar que o  $\delta^{18}\text{O}$  apresenta correlação negativa com fatores geográficos (latitude, longitude, distância da costa e altitude; fig. 3). A distância da costa foi calculada a partir dos mares de Amundsen e Bellingshausen, considerando que o cálculo das trajetórias das parcelas de ar indica que está é a origem principal das massas de ar que advectam sobre a rota de nossa travessia. O resultado mostra uma relação do  $[\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = -0,0323 \text{ Distância da costa (km)}]$ , o que estaria dentro da faixa encontrada por Masson-Delmotte et al. (2008). A relação com a altitude é  $[\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = -0,0077$

Elevação (m)] denota o efeito orográfico sobre as massas de ar que adentram o manto de gelo antártico. Já a relação do  $\delta^{18}\text{O}$  e a latitude  $[\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = -2,0357 \text{ Latitude} (\text{°})]$  é um simples artefato indireto da forma e posição do continente antártico, aproximadamente centrado no Polo Sul geográfico. Ou seja, ao adentrar o continente (e avançar para latitudes mais altas) as massas de ar sofrem um fracionamento isotópico intenso devido a menor temperatura, associado com o aumento da elevação e da distância da área fonte de vapor d'água.

O gráfico relativo à longitude não apresenta

uma relação linear entre esta e o  $\delta^{18}\text{O}$ , no entanto sabe-se que o efeito da longitude não influi sobre as razões isotópicas (Dansgaard, 1964), sendo

apenas um reflexo do fator continentalidade (ou distância da costa).

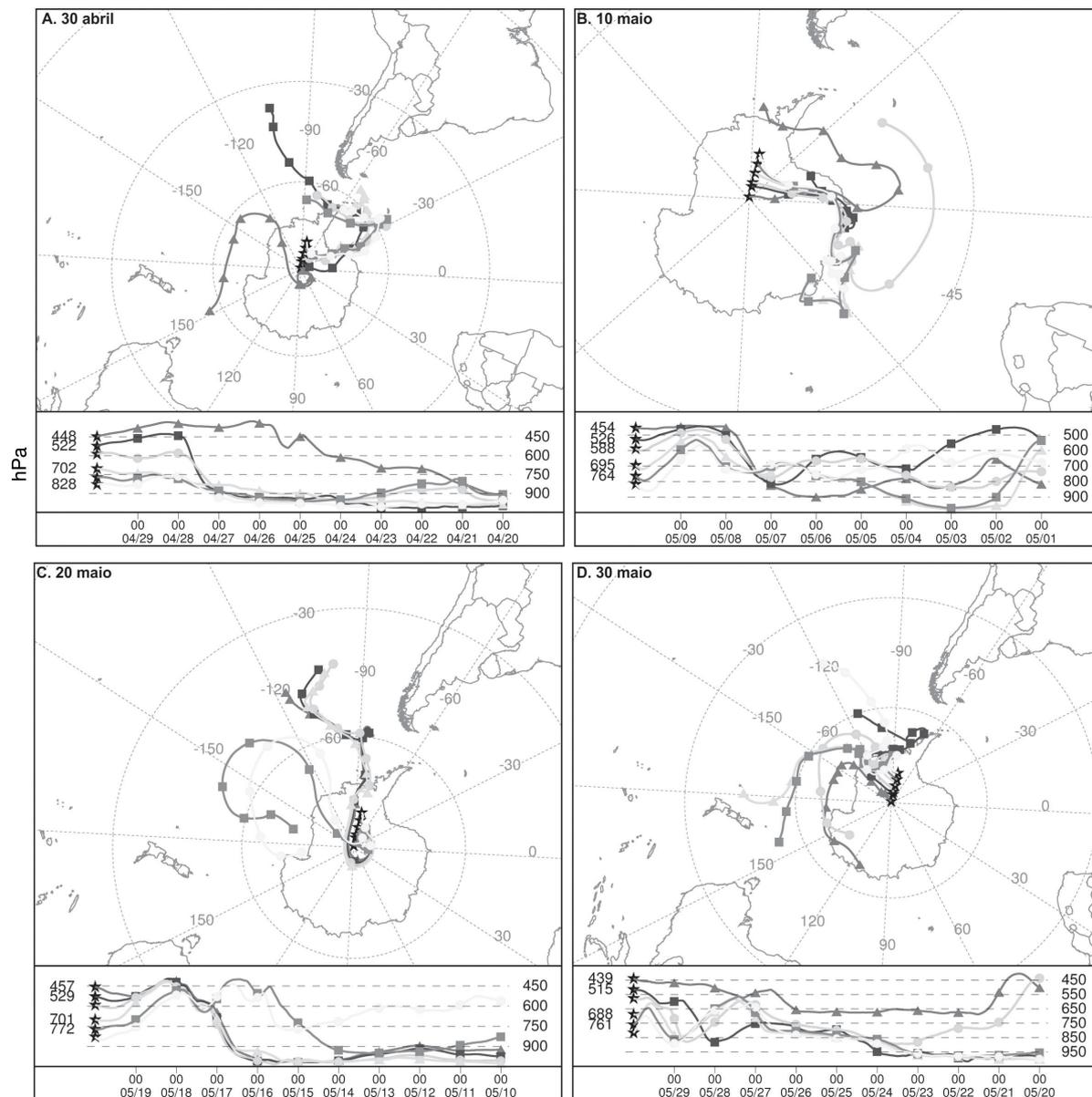


Figura 5. Trajetórias das massas de ar geradas pelo sistema HYSPLIT/NOAA. A) para a data de 30 de abril; B) 10 de maio; C) 20 de maio; D) 30 de maio. Trajetórias de regressão finalizadas em 0000 UTC nas datas marcadas nos cantos superiores esquerdos de cada mapa.

### 5.3 Valores isotópicos anômalos entre 87°30' e 86°44'S

Nas figuras 3A, 3C e 3D percebe-se claramente uma anomalia na tendência do  $\delta^{18}\text{O}$  entre as amostras S38 (86°33'05,9"S; 81°40'58,6"W) e S27 (87°30'45,6"S; 82°24'34,7"W), identificadas por quadrados cinza, e onde em menos de 20 km (entre os pontos S38 e S36, tab. 1) há um brusco aumento na proporção do isótopo mais pesado (o  $\delta^{18}\text{O}$  aumenta de -45,0 ‰ para -34,5 ‰), e aproximadamente 100 km adiante o  $\delta^{18}\text{O}$  retorna para a tendência de decréscimo com o aumento da al-

titude e distância da linha de costa (Figs. 3C e 3D; Tab. 1).

Inicialmente essa anomalia foi atribuída ao efeito orográfico causado pelas Montanhas Transantárticas (Fig. 1), mas neste caso as razões isotópicas não voltariam a seguir a mesma tendência após passarem por aquela cadeia, pois ficariam muito mais pobres de  $^{18}\text{O}$ . O que se observa é um retorno aos valores esperados, pelas tendências de regressão mostradas nas figuras 3A, 3C e 3D. A população continuou a mesma, como se não houvesse uma área com valores anômalos.

Assim, considera-se que esta anomalia seja

causada por um processo pós-deposicional atuando sobre a neve depositada, como sublimação ou ablação parcial do pacote de neve anual, este último por atuação eólica. Em ambos os casos, haveria uma remoção preferencial da neve superficial durante determinada estação do ano (Masson-Delmotte *et al.*, 2008).

Bromwich *et al.* (2004) inferem que os efeitos da sublimação em áreas costeiras é muito maior do que em pontos localizados no interior do continente antártico, chegando até 40 % do volume da precipitação. No entanto, ocorre sublimação mesmo em sítios nos quais há ventos fracos, como em Vostok e no Domo C no platô do manto de gelo antártico. Estima-se que a sublimação nesses pontos seja aproximadamente 10 % da precipitação (Ekaykin *et al.*, 2004; Frezzotti *et al.*, 2004; Urbini *et al.*, 2008). Frezzotti *et al.* (2004) estimam que apenas 10 % da superfície do continente antártico apresente essa baixa intensidade de ventos, sendo o restante do manto de gelo afetado pelos efeitos de sublimação que variam entre 20 %-75 % do volume da precipitação.

No entanto, a sublimação não afeta a composição isotópica da neve residual, podendo, no máximo, causar um hiato sazonal pela remoção preferencial da neve, neste caso, da neve precipitada no inverno (e, portanto, com  $\delta^{18}\text{O}$  menor).

Ao examinar os dados da caderneta de campo, ficou claro que os pontos anômalos correspondem a áreas de *glaze ice* (“esmalte de gelo”). Essas áreas caracterizam-se por uma superfície de gelo polida pelo vento que recobre uma camada de *firn* recristalizado de granulometria grossa e são identificados em campo e imagens de satélite (Scambos *et al.*, 2012; Dixon *et al.*, 2013).

A área com valores isotópicos anômalos coincide com a parte mais íngreme do perfil da travessia (identificada na Fig. 3E). Em média, ao longo do trajeto o aclave é 2,4 m km<sup>-1</sup>, mas entre 1.865 e 1.877 km de linha de costa aumenta para 4,5 m km<sup>-1</sup>, isso indica que a área pode apresentar ventos catabáticos (ventos que transportam por gravidade o ar mais denso e frio do platô antártico para regiões mais baixas) velozes (esses ventos podem facilmente ultrapassar 70 km/h), forte evidência para corroborar a explicação sugerida para os altos valores relativos encontrados.

Por outro lado, é sabido que as superfícies polidas de gelo transmitem mais energia solar para o *firn* subjacente do que uma superfície de neve (Scambos *et al.*, 2012). Isso aqueceria a subsuperfície, forçando um transporte de vapor d’água para cima, mudando a razão isotópica da camada superior de neve (Neumann & Waddington, 2004).

Cabe ressaltar que na amostragem, a fina camada de gelo polido foi removida para que a neve (ou *firn*) pudesse ser coletada.

Os valores isotópicos relativamente altos encontrados entre 86°44’S e 87°30’ podem ser atribuídos tanto à remoção física de camadas de neve precipitada nos períodos mais frios do ano ou a um fracionamento pós-deposicional do pacote superficial de neve devido ao transporte de vapor d’água para cima.

## 8 Conclusões

É evidente a relação entre o  $\delta^{18}\text{O}$  da neve superficial e a temperatura, altitude, latitude e a distância da costa. Como esperado, há uma tendência linear de decréscimo do  $\delta^{18}\text{O}$  conforme a amostragem se aproxima do Polo Sul Geográfico, partindo de -32 ‰ (Patriot Hills, temperatura média de -25°C) para -50 ‰ (Polo Sul geográfico, temperatura média de -49°C). Esses resultados estão de acordo com mapas de distribuição isotópica espacial obtidos por Qin *et al.* (1994) e Masson-Delmotte *et al.* (2008), que registraram razões isotópicas de -33 ‰ e -30 ‰ em Patriot Hills e -51 ‰ e -50 ‰ no Polo Sul Geográfico. O gradiente  $\delta^{18}\text{O}$ /elevação encontrado foi de -0,08 ‰/100 m e o gradiente  $\delta^{18}\text{O}$ /temperatura foi de 0,743 ‰/°C.

Os pontos nos quais as razões isotópicas se mostraram anômalas em relação à reta de tendência principal coincidem com áreas de *glaze ice* (esmalte de gelo) identificadas em campo, tratando-se, portanto, de alterações pós-deposicionais do  $\delta^{18}\text{O}$ .

**Agradecimentos** - Este estudo é parte das investigações do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR) e foi financiado por projetos de pesquisa do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Processos 558117/2005-8 e 557053/2009-9. LM agradece ao CNPq por sua bolsa de mestrado. Os trabalhos de campo foram uma ação colaborativa do Centro de Estudios Científicos de Valdivia (Chile) e o Centro Polar e Climático da UFRGS, e contou com o apoio logístico do Exército do Chile e Força Aérea Chilena (FACH).

## Referências

- Bromwich, D.H., Guo, Z., Bai, L. & Chen, Q. 2004. Modeled Antarctic Precipitation. Part I: Spatial and Temporal Variability. *Journal of Climate*, 17(3): 427-447.
- Carlos, F.S., Simões, J.C., Handley, M. & Casassa, G. 2014. Determinação de elementos-traço em testemunho de *firn* antártico usando ICP-MS. *Geochimica Brasiliensis*, 28(1): 97-107.

- Casassa, G., Urrutia, L., Antivil, M., Carrasco, P., Collao, G., Hernández, J., Iturrieta, C., Quinteros, J., Riveira, A., Simões, J.C., Teitelboim, C., Traub, R. & Zamora, R. 2005. Primeira expedición científica chilena aol Polo Sur. *Boletín Antártico Chileno*, 24(1): 30-34.
- Coplen, T.B. 1994. Reporting of stable hydrogen, carbon, and oxygen isotopic abundances (Technical Report). *Pure and Applied Chemistry*, 66(2): 273-276.
- Craig, H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465): 1702-1703.
- Cuffey, K.M. & Patterson, W. S. B. 2010. *The Physics of Glaciers* (4 ed.). Oxford, Academic Press, 710 p.
- Dansgaard, W. 1953. The abundance of  $^{18}\text{O}$  in atmospheric water and water vapour. *Tellus*, 5(4): 461-469.
- Dansgaard, W. 1954. The  $^{18}\text{O}$  abundance in fresh water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 6(5-6): 241-260.
- Dansgaard, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus A*, 16(4): 436-468.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J. & Clausen, H.B. 1973. Stable isotope glaciology. *Meddelelser Grønland*, 197: 1-53.
- Ding, M.H., Xiao, C. De, Jin, B., Ren, J.W., Qin, D.H. & Sun, W.Z. 2010. Distribution of  $\delta^{18}\text{O}$  in surface snow along a transect from Zhongshan Station to Dome A, East Antarctica. *Chinese Science Bulletin*, 55(24): 2709-2714.
- Dixon, D., Mayewski, P., Korotkikh, E., Sneed, S., Handley, M., Introne, D. & Scambos, T. 2013. Variations in snow and firn chemistry along US ITASE traverses and the effect of surface glazing. *The Cryosphere*, 7: 515-535.
- Draxler, R.R. & Rolph, G.D. 2003. HYSPLIT (HYbrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model. NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, Md. NOAA Air Resources Laboratory. Disponível em (<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>). Acesso em 08/02/2013.
- Ekaykin, A.A., Lipenkov, V.Y., Barkov, N.I., Kuzmina, I., Petit, J.R., Masson-Delmotte, V. & Johnsen, S.J. 2004. The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok Station, East Antarctica, over the past 200 years. *Annals of Glaciology*, 39: 569-575.
- EPICA Community Members. 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429(6992): 623-628.
- Epstein, S. 1956. Variations of the  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios of fresh water and ice. *Nuclear Science Series Report*, 19: 20-28.
- Epstein, S. & Mayeda, T. 1953. Variations of  $^{18}\text{O}$  content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4(5): 213-224.
- Frezzotti, M., Pourchet, M., Flora, O., Gandolfi, S., Gay, M., Urbini, S., Vincent, C., Becagli, S., Gagnani, R., Proposito, M., Severi, M., Traversi, R., Udisti, R. & Fily, M. 2004. New estimations of precipitation and surface sublimation in East Antarctica from snow accumulation measurements. *Climate Dynamics*, 23: 803-813.
- Hornberger, G. 1995. New manuscript guidelines for the reporting of stable hydrogen, carbon, and oxygen isotope ratio data. *Water Resources Research*, 40(6): 1182.
- Hou, S.G., Wang, Y.T. & Pang, H.X. 2012. Climatology of stable isotopes in Antarctic snow and ice: Current status and prospects. *Chinese Science Bulletin*, 58(10): 1095-1106.
- IAEA. International Atomic Energy Agency. 2009. Reference Sheet for VSMOW2 and SLAP2 international measurement standards. IAEA. Vienna: International Atomic Energy Agency.
- Jouzel, J., Alley, R.B., Cuffey, K.M., Dansgaard, W., Grootes, P., Hoffmann, G., Johnsen, S.J., Koster, R.D., Peel, D.A., Shuman, C.A., Stievenard, M., Stuiver, M. & White, J.W.C. 1997. Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores. *Journal of Geophysical Research*, 102(C12): 26,471-26,487.
- Lorius, C. & Merlivat, L. 1977. Distribution of mean surface stable isotope values in East Antarctica: Observed changes with depth in a coastal area. *IAHS Publications*, 118: 125-137.
- Marques, M.M., Peralba, M.C.R., Simões, J.C., Bernardo, R.T., Sneed, S.B. & Casassa, G. 2014. Analysis of an Antarctic ice core by ion chromatography (Mg, Na, Cl, and SO content). *Geochimica Brasiliensis*, 28(1): 89-96.
- Masson-Delmotte, V., Hou, S., Ekaykin, A., Jouzel, J., Aristarain, A., Bernardo, R.T., Bromwich, D., Cattani, O., Delmotte, M., Falourd, S., Frezzotti, M., Galle, H., Genoni, L., Isaksson, E., Landais, A., Helsen, M.M., Hoffman, G., Lopez, J., Morgan, V., Motoyama, H., Noone, D., Oerter, H., Petit, J.R., Royer, A., Uemura, R., Schmidt, G.A., Schlosser, E., Simões, J.C., Steig, E.J., Stenni, B., Stievenard, M., Van Den Broeke, M.R., Van De Wal, R.S.W., Van De Berg, W.J., Vimeux, F. & White, J.W.C. 2008. A review of antarctic surface snow isotopic composition: Observations, atmospheric circulation, and isotopic modeling. *Journal of Climate*, 21(13): 3359-3387.
- Mayewski, P.A., Frezzotti, M., Bertler, N., Van Ommen, T., Hamilton, G., Jacka, T.H., Welch, B., Frey, M., Dahe, Q., Jiawen, R., Simões, J.C., Oerter, H., Nishio, F., Isaksson, E., Mulvaney, R., Holmund, P., Lipenkov, V. & Goodwin, I. 2005. The International Trans-Antarctic Scientific Expedition (ITASE): An overview. *Annals of Glaciology Fily*, M., 41: 180-185.
- Mayewski, P.A. & Goodwin, D. 1997. *International Trans-Antarctic Scientific Expedition (ITASE) - « 200 years of past Antarctic and Environmental Change »*. Science and Implementation Plan - Report from the ITASE Workshop.
- Monaghan, A.J., Bromwich, D.H. & Wang, S.H. 2006. Recent trends in Antarctic snow accumulation from Polar MM5 simulations. *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences*, 364(1844): 1683-1708.
- Neumann, T.A. & Waddington, E.D. 2004. Effects of firn ventilation on isotopic exchange. *Journal of Glaciology*, 169: 183-194.
- Osterberg, E.C., Handley, M.J., Sneed, S.B., Mayewski, P.A. & Kreutz, K.J. 2006. Continuous ice core melter system with discrete sampling for major ion, trace element, and stable isotope analyses. *Environmental Science and Technology*, 40(10): 3355-3361.

- Petit, J.R., Jouzel, J., Raunaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Benders, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. & Stievenard, M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399: 429-436.
- Qin, D., Petit, J.R., Jouzel, J. & Stievenard, M. 1994. Distribution of stable isotopes in surface snow along the route of the 1990 International Trans-Antarctica Expedition. *Journal of Glaciology*, 40(134): 107-118.
- Robin, G. de Q. 1983. *The Climatic Record in Polar Ice Sheets*. Cambridge, Cambridge University Press.
- Rolph, G.D. 2003. Real-time Environmental Applications and Display sYstem (READY). *NOAA Air Resour. Lab., Silver Spring, Md.* Disponível em <<https://www.ready.noaa.gov/>>. Acesso em 08/02/2013.
- Scambos, T.A., Frezzotti, M., Haran, T., Bohlander, J., Lenaerts, J.T.M, Van Den Broeke, M.R., Jezek, K., Long, D., Urbini, S., Farness, K., Neumann, T., Albert, M. & Winther, J.G. 2012. Extent of low-accumulation « wind glaze » areas on the East Antarctic plateau: Implications for continental ice mass balance. *Journal of Glaciology*, 58(210): 633-647.
- Urbini, S., Frezzotti, M., Gandolfi, S., Vincent, C., Scarchilli, C., Vittuari, L. & Fily, M. 2008. Historical behaviour of Dome C and Talos Dome (East Antarctica) as investigated by snow accumulation and ice velocity measurements. *Global Planet Change*, 60(3-4): 576-588.
- Wang, Y. & Hou, S. 2009. A new interpolation method for Antarctic surface temperature. *Progress in Natural Science*, 19(12): 1843-1849.

Man 519

Editores: Ulisses F. Bremmer & Paulo A. Souza.