

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL DAS RAZÕES DE
ISÓTOPOS ESTÁVEIS EM UM TESTEMUNHO DE *FIRN* DO
MANTO DE GELO DA ANTÁRTICA**

FLAVIA ALVES TAVARES

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

Porto Alegre - 2019

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL DAS RAZÕES DE
ISÓTOPOS ESTÁVEIS EM UM TESTEMUNHO DE *FIRN* DO
MANTO DE GELO DA ANTÁRTICA**

FLAVIA ALVES TAVARES

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

BANCA EXAMINADORA:

Dra. Franciéle Schwanck Carlos – UFRGS

Prof. Dr. Norberto Dani – UFRGS

Prof. Dr. Heitor Evangelista da Silva – UERJ

Dissertação de mestrado apresentada como
requisito parcial para obtenção do Título de
Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2019

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Tavares, Flavia Alves

Interpretação ambiental das razões de isótopos estáveis em um testemunho de *Firn* do manto de gelo da Antártica . / Flavia Alves Tavares. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2019.
[77 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2019.

Orientador: Jefferson Cardia Simões

1. Antártica. 2. Testemunho de neve/*firn*. 3. Isótopos estáveis. I. Título.

CDU 551.32

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves

CRB 10/1947

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

“Na vida, não existe nada a temer, mas a entender.”

Marie Curie

“Você não pode ensinar nada a ninguém, mas pode ajudar a pessoas a descobrirem por si mesmas.”

Galileu Galilei

Agradecimentos

Se pudesse agradecer com um abraço a todos os seres que cruzaram meu caminho enquanto estive nessa jornada do mestrado. Foram muitas as pessoas que mesmo não diretamente, me ajudaram a fechar mais este ciclo.

Agradeço ao professor Jefferson, por cada palavra trocada, sejam elas relacionadas à pesquisa ou sobre a vida. Obrigada por cada oportunidade. Serei eternamente grata.

Agradeço as mulheres do Centro Polar e Climático, em especial, a Rafa, Fran, Cláudia, Carina e Maria. Vocês me serviram de inspiração para continuar até o fim. Vocês me mostraram que nós mulheres podemos sim estar onde quisermos inclusive na ciência.

Agradeço ao Ronaldo, pelo seu trabalho junto às análises isotópicas e por toda sua paciência em ensinar a técnica. Além disso, lhe agradeço por toda boa convivência que tivemos, por cada conversa e por todas as risadas que demos juntos.

Agradeço ao irmão que a vida me fez reencontrar em Porto Alegre. Edgar, gratidão por dividir sua caminhada comigo durante esse período. Eu poderia escrever aqui dez páginas de agradecimentos a você, mas mesmo assim não seriam suficientes para expressar todo o amor e carinho que tenho por ti. Obrigada por ter aturado todas as minhas chatices e incertezas e ter se mantido forte ao meu lado. Eu te amo muito e sempre.

Agradeço a um amigo, chamado João Afonso, que surgiu em um momento complicado da minha vida, mas que fez a minha jornada se tornar um sonho mágico. Gratidão por ter me inserido na cidade e ter me mostrado que posso ser muito mais do que sou. A sua coragem de se jogar de peito aberto ao mundo, de sempre acreditar no amor, a sua coragem de seguir seus sonhos, me inspiraram muito e seguem me inspirando para decidir meus próximos passos nessa estrada chamada vida.

Agradeço a minha mãe, por todo seu incentivo e apoio em estudar. Obrigada nega, por ter acreditado em mim. Peço-lhe para continuar acreditando, pois no fim, tudo dá certo.

Agradeço ao meu pai, que apesar de não estar mais aqui nessa dimensão em que vivemos, sei que sentirá toda minha gratidão. Paizinho, onde quer que esteja, saiba que é minha principal fonte de amor incondicional. Obrigada por ter me ensinado um dos meus maiores dons, o de amar a qualquer ser que cruze meu caminho.

Enfim, agradeço a toda minha família, a todos os colegas da UFRGS e CPC. E a todos os amigos que fiz nesse porto, que apesar frio, consegue ser alegre. A cultura gaúcha vai junto comigo, por onde quer que eu vá.

Resumo

O testemunho de neve/*firn* IC-02 (88°01'21,3"S, 82°04'21,7"W), com 42,92 m de comprimento, foi recuperado a uma altitude de 2.621 m no platô do manto de gelo da Antártica Oriental, a 220 km do Polo Sul geográfico. Esta dissertação tem por objetivo determinar a variabilidade sazonal e anual das razões de isótopos de oxigênio e hidrogênio deste testemunho de neve e *firn*, além de interpretar essas variações em termos de mudanças climáticas no sítio de coleta e comparar os resultados com medidas similares em outras partes do continente. O testemunho IC-02 foi descontaminado e subamostrado em um sistema de fusão contínua desenvolvido pela equipe do *Climate Change Institute (University of Maine – Maine/EUA)* e as razões de isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$ e δD) foram determinadas por um espectrômetro a laser de cavidade ressonante do tipo ring-down (WS-CRDS PICARRO L2130i) no Laboratório de Glacioquímica do Centro Polar e Climático (CPC) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Brasil). A série isotópica compreende 1696 amostras (21,74 m eq. H_2O), com valores mínimo e máximo de $\delta^{18}\text{O}$ de $-50,77\text{‰}$ e $-41,40\text{‰}$, respectivamente, com média de $-46,39 \pm 1,37\text{‰}$. O δD médio é de $-367,43 \pm 12,51\text{‰}$ e varia entre $-408,18\text{‰}$ e $-323,85\text{‰}$. O excesso de deutério possui valor médio de $4,36 \pm 2,66\text{‰}$. As análises glacioquímicas confirmaram a relação linear entre as razões isotópicas (δD e $\delta^{18}\text{O}$) de acordo com a linha de Craig (1961) para água meteórica. A interpretação da coluna estratigráfica correspondente a 1091 amostras (aproximadamente 14,35 m eq. H_2O) corresponde a 85 ± 3 anos de acumulação de neve, corroborada pela variação do conteúdo iônico de sódio (Na^+) e sulfato de origem não marinha (nnSO_4^{2-} , ou seja, *no-sea salt sulphates*) obtidos por cromatografia iônica. A média da acumulação líquida anual no IC-02, entre 1918 e 2003, é de $152 \pm 64 \text{ mm ano}^{-1}$ em equivalente d'água, o valor máximo de 292 mm ano^{-1} ocorreu em 1960 e mínimo de 27 mm ano^{-1} em 1969. Durante os últimos 30 anos (1974–2003), a acumulação líquida no sítio da perfuração aumentou em 17% quando comparada com os 30 anos anteriores a esse período (1944–1973), com a média de valores aumentando de $136,3 \pm 58,4 \text{ mm eq H}_2\text{O}$ para $164,7 \pm 64,5 \text{ mm eq H}_2\text{O}$. A densidade média do testemunho é de $0,66 \text{ g cm}^{-3}$ (ou seja, basicamente *firn*). A temperatura obtida no furo do testemunho, numa profundidade de 10 m, foi de $-45^\circ\text{C} \pm 0,5^\circ\text{C}$. A diminuição da média anual de δD correlacionada ao aumento da taxa de acumulação, que ocorre no inverno, confirma a influência da temperatura sobre o fracionamento isotópico, assim como, os fatores geográficos, tais como altitude e continentalidade.

Palavras-chave: Antártica, testemunho de neve/*firn*, isótopos estáveis.

Abstract

The snow/firn IC-02 (88°01'21.3"S, 82°04'21.7"W), 42.92 m long, was recovered at an altitude of 2,621 m on the plateau of the Eastern Antarctic ice sheet, 220 km from the geographical South Pole. This dissertation aims to determine the seasonal and annual variability of oxygen and hydrogen isotope ratios of this snow and firn core, and to interpret these variations in terms of climatic changes at the collection site and to compare results with similar measurements elsewhere in the continent. The IC-02 core was decontaminated and sub-sampled in a continuous fusion system developed by the Climate Change Institute team (University of Maine - Maine/USA) and the stable isotope ratios ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) were determined by a ring-down resonant cavity laser spectrometer (WS-CRDS PICARRO L2130i) at the Glaciochemistry Laboratory of the Centro Polar e Climático (CPC) of the Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS, Brazil). The isotopic series comprises 1696 samples (21.74 m eq. H_2O), with minimum and maximum values of $\delta^{18}\text{O}$ of -50.77‰ and -41.40‰ , respectively, and a mean of $-46.39 \pm 1.37\text{‰}$. The average δD is $-367.43 \pm 12.51\text{‰}$, ranging from -408.18‰ to -323.85‰ . Deuterium excess has a mean value of $4.36 \pm 2.66\text{‰}$. Glaciochemical analyses confirmed that the isotopic ratios (δD and $\delta^{18}\text{O}$) linear relationship between follows Craig's (1961) line for meteoric water. The interpretation of the stratigraphic column corresponding to 1091 samples (approximately 14.35 m eq. H_2O) represents 85 ± 3 years of snow accumulation, corroborated by the variations of the ionic content of sodium (Na^+) and non-marine sulphate (nnSO_4^{2-} , *i.e.* no-sea salt sulphates) obtained by ion chromatography. The average annual net accumulation in the IC-02, from 1918 to 2003, is 152 ± 64 mm year⁻¹ in water equivalent, the maximum value of 292 mm year⁻¹ occurred in 1960 and a minimum of 27 mm year⁻¹ in 1969. Over the past 30 years (1974–2003), the net accumulation at the drilling site increased by 17% when compared with the 30 years prior to that period (1944–1973), with the mean value increasing from $136,3 \pm 58.4$ mm eq H_2O to 164.7 ± 64.5 mm eq H_2O . The mean core density is 0.66 g cm⁻³ (*i.e.* basically firn). The temperature obtained in the core borehole at a depth of 10 m was $-45^\circ\text{C} \pm 0.5^\circ\text{C}$. The decrease in the δD annual mean, correlated with the increase in the accumulation rate, which occurs in winter, confirms the influence of temperature on the isotopic fractionation, as well as geographical factors such as altitude and continentally.

Key words: Antarctica, snow and firn core, stable isotopes.

Sobre a estrutura dessa dissertação

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de artigos publicados em periódicos ou publicações equivalentes. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos, o estado da arte sobre o tema de pesquisa.
- b) Anexos, compreendendo: artigo no qual o pós-graduando é o primeiro autor, resumo(s) e artigo(s) publicado(s) em eventos, relacionado(s) ao tema central da dissertação, bem como documentação pertinente de natureza numérica (tabelas, cálculos), gráfica (figuras, diagramas, mapas, seções) e fotográfica que, por sua dimensão e/ou natureza não se pode ser incluída no(s) artigo(s).
- c) Considerações finais com base nos dois tópicos anteriores.

Sumário

Resumo	1
Abstract	2
Sobre a estrutura dessa dissertação.....	3
Lista de ilustrações	5
Lista de tabelas.....	6
Capítulo 1 - Introdução	7
1.1. Considerações iniciais	7
1.2. Objetivos	8
1.3. Localização e caracterização da área de estudo	8
1.3.1. Glaciologia.....	11
1.3.2. Substrato rochoso	13
1.3.3. Climatologia: circulação atmosférica na Antártica.....	15
1.4. Programa ITASE (<i>International Trans-Antarctic Scientific Expedition</i>)	17
1.5. Travessia chileno-brasileira de 2004/2005.....	18
1.6. Trabalho de campo.....	21
1.6.1. Perfuração e amostragem do testemunho	21
1.7. Trabalhos laboratoriais	22
1.7.1. Descontaminação e preparação das amostras	22
1.7.2. Derretimento do testemunho	23
1.7.3. Análise glacioquímica: sistema Picarro.....	25
1.8. Estado da arte	27
1.8.1. O registro ambiental dos testemunhos de gelo	27
1.8.2. Química da neve e gelo polar	29
1.8.3. Isótopos estáveis (δD e $\delta^{18}O$).....	30
Capítulo 2 - Anexos	34
2.1. Artigo científico.....	34
2.2. Resumo publicado em evento	71
Capítulo 3 - Considerações finais	73
Referências Bibliográficas	75

Lista de ilustrações

Figura 1: Localização e limites da região Antártica.	9
Figura 2: Localização do continente Antártico em relação à América do Sul.....	9
Figura 3: Mapa de localização dos seis testemunhos de gelo obtidos durante a travessia chileno-brasileira, no verão austral de 2004/2005.....	10
Figura 4: Mapa de localização do testemunho de neve/ <i>firn</i> IC-02 no platô do manto de gelo da Antártica Oriental.	11
Figura 5: Mapa do continente Antártico (A), as curvas de nível estão espaçadas em 1000 metros. Note a posição do Domo A (o local mas frio da Terra). O perfil na figura B representa um corte Oeste – Leste (identificado na figura A) e mostra o perfil da superfície de gelo e do substrato rochoso.	12
Figura 6: Mapa do continente Antártico com destaque as rochas aflorantes.....	14
Figura 7: Média anual da temperatura (°C) na superfície da Antártica	16
Figura 8: Mapa das travessias propostas (linha pontilhada) e/ou completadas (linha sólida) para o continente Antártico pelo programa ITASE.	18
Figura 9: Fotos da travessia chileno-brasileira.....	20
Figura 10: Principais componentes da perfuradora FELICS.....	21
Figura 11: Modelo esquemático do sistema de fusão contínua.....	24
Figura 12: Em (A) frascos de 25 ml contendo água de degelo do IC-02 e (B) Vials de 2 μ L utilizados no WS-CRDS PICARRO.....	26
Figura 13: Espectrômetros a laser de cavidade ressonante do tipo ring-down (WS-CRDS - <i>Wavelength-Scanned Cavity Ring Down Spectroscopy</i> , sistema Picarro) utilizados na determinação das razões de isótopos estáveis (Laboratório de Glacioquímica do Centro Polar e Climático/ UFRGS).	27
Figura 14: Esquema mostrando o metamorfismo da neve com a profundidade.....	29
Figura 15: Modelo esquemático do transporte da umidade formada em medias e altas latitudes, com ênfase nas variâncias dos valores isotópicos (δ) da massa de ar e precipitação.	32

Lista de tabelas

Tabela 1: Dados dos testemunhos coletados durante a travessia. Em vermelho, o testemunho IC-02 analisado nesta dissertação.	19
Tabela 2: Espécies e parâmetros investigados em testemunhos de neve e gelo polares e informações ambientais associadas	30

Capítulo 1 - Introdução

1.1. Considerações iniciais

As pesquisas sobre isótopos estáveis nas regiões polares foram iniciadas por Dansgaard (1953), as quais evoluíram no decorrer das últimas décadas com o avanço das tecnologias necessárias para a determinação das razões isotópicas, além da contribuição de diferentes autores com dados químicos sobre amostras de precipitação, seja em forma de chuva e/ou neve, em diferentes locais do mundo. Importantes relações a respeito do comportamento e fracionamento isotópico foram estabelecidas, além do conhecimento solidificado sobre os principais fatores que afetam o efeito cinético/ fracionamento das moléculas de água presentes na precipitação. Alguns dos principais mecanismos envolvidos no processo de fracionamento isotópico, são as variações geográficas que ocorrem através do efeito da latitude e efeito da altitude/continentalidade, e as variações temporais que acarretam o efeito sazonal e paleoclimático no comportamento isotópico das moléculas de água (Dansgaard, 1964; Masson-Delmotte *et al.*, 2008).

A Antártica é considerada o melhor local para os estudos da composição atmosférica pois a acumulação de neve ano após ano sob temperaturas constantemente abaixo de 0°C faz com que características da química atmosférica seja preservada nos estratos de neve e gelo. Dessa maneira, as regiões polares são importantes arquivos dos registros climáticos de centenas de milhares de anos do planeta Terra. E nada melhor do que entender as variações climáticas do passado para prever as mudanças climáticas futuras.

Esse trabalho de dissertação apresenta as razões isotópicas de oxigênio e hidrogênio de um testemunho de *firn*¹ e gelo raso, denominado IC-2 (88°01'21,3"S, 82°04'21,7"W), coletado no verão austral de 2004/2005 no platô da Antártica Oriental a 220 km do Polo Sul geográfico. O testemunho foi subamostrado através de um sistema de fusão contínua e as subamostras foram analisadas por um espectrômetro a laser de cavidade ressonante do tipo ring-down (WS-CRDS - *Wavelength-Scanned Cavity Ring Down Spectroscopy*, sistema Picarro).

¹ *Firn*, estágio intermediário entre a neve e o gelo. O limite entre a neve e o *firn* não é bem definido, geralmente é identificado por características tais como cristais soldados uns aos outros, mas onde ainda persiste a conexão dos espaços intergranulares (ou seja, ainda é permeável). O limite *firn*- gelo, por sua vez, é marcado pelo fechamento da conexão entre os poros, e ocorre quando a densidade atinge 0,83 g cm⁻³ (Simões, 2004).

1.2. Objetivos

Este trabalho de dissertação tem por objetivo ampliar o conhecimento da química isotópica do continente antártico. Para alcançar o objetivo proposto foram estabelecidas algumas metas. São elas:

- Determinar a variabilidade sazonal e anual das razões de isótopos de oxigênio e hidrogênio do testemunho de neve/*firn* IC-2;
- Interpretar essas variações em termos de variações climáticas ao longo do tempo no sítio de coleta;
- Comparar os resultados com medidas similares em outras partes do continente, determinando variações espaciais (geográficas).

1.3. Localização e caracterização da área de estudo

O continente Antártico, com 13,8 milhões de km² é um dos elementos constituintes da região Antártica, que somado ao Oceano Austral, cobre cerca de 9% da superfície terrestre (cerca de 45,6 milhões de km²) (Fig. 1) (Simões, 2011). O continente é totalmente coberto por uma imensa massa de gelo de origem, composição química e características físicas diferentes.

A principal diferença entre a Antártica e o Ártico é que o primeiro deles é um continente circundado por uma conjunção da massa d'água (Oceano Austral) advinda de três bacias diferentes. O Ártico, por sua vez, consiste em uma bacia oceânica circundada por uma massiva crosta continental (Eurásia e América do Norte). A Figura 2 apresenta uma projeção territorial da área do continente antártico e o território brasileiro numa mesma escala. A proximidade dos dois continentes e a influência climática que um exerce sobre o outro, principalmente na região sul do país, ressaltam a importância das pesquisas no continente branco (Simões, 2011).

A Antártica concentra cerca de 90% da massa da criosfera², tendo 99,7% do continente coberto por um gigantesco manto de gelo com espessura média de

² Termo usado para se referir coletivamente a todo o gelo e neve existente na superfície terrestre. Os principais componentes são a cobertura de neve, o gelo de água doce em lagos e rios, o gelo marinho, as geleiras de montanha (ou altitude), os mantos de gelo e o gelo no subsolo (permafrost) (Simões, 2004).

1.829 m. Para se ter uma ideia da quantidade descometida de gelo, os 25,4 milhões de quilômetros cúbicos de gelo existente poderiam cobrir todo o Brasil (8,5 milhões de km^2) com uma camada de 2.988 m de espessura (Simões, 2011).

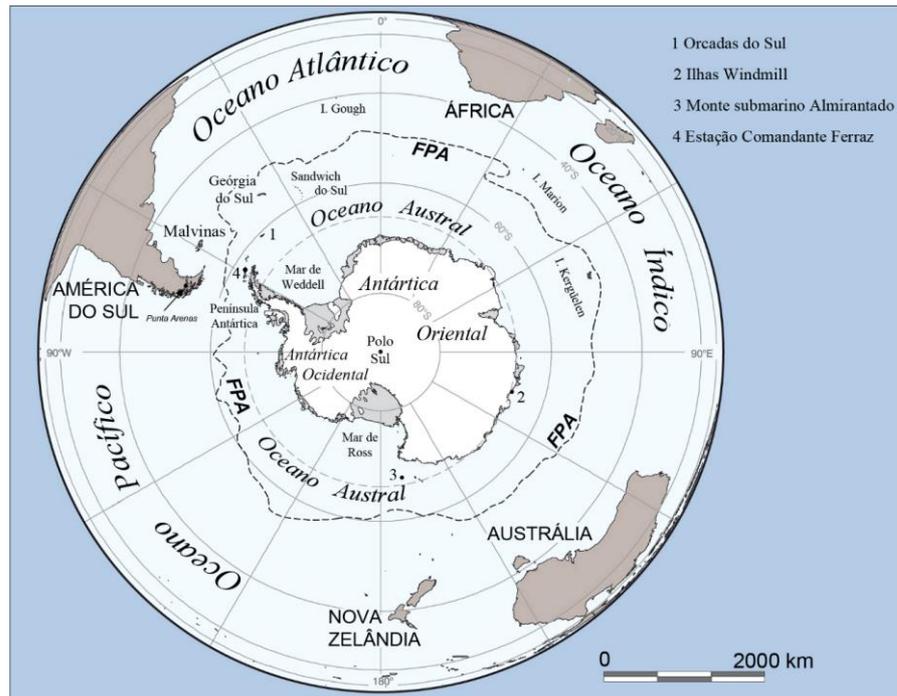


Figura 1 - Localização e limites da região Antártica. FPA representa a posição média da Zona da Frente Polar Antártica. Fonte: Landsat Image Mosaico of Antarctica (LIMA) – U.S. Geological Survey (<http://lima.usgs.gov/>). (Simões, 2011)

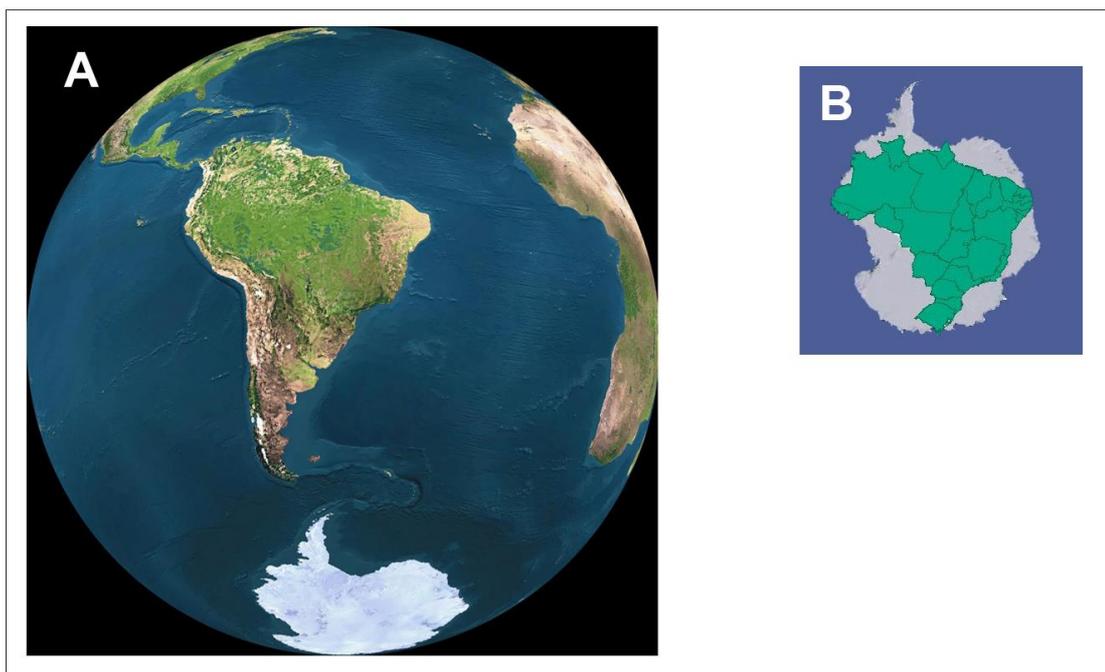


Figura 2 - Localização do continente Antártico em relação à América do Sul. A figura menor (B) compara a área territorial do Brasil (8,5 milhões de km^2) com aquela do continente Antártico (13,8 milhões de km^2). Fonte: Centro Polar e Climático, UFRGS. (Simões, 2011)

O testemunho de neve/*firm* IC-02 ($88^{\circ}01'21,3''S$ e $82^{\circ}04'21,7''W$) com 42,92 m, foi recuperado a uma altitude de 2.621 m no platô do manto de gelo da Antártica Oriental. Esse testemunho foi obtido durante a travessia chileno-brasileira do programa ITASE (*International Trans-Antarctic Scientific Expedition*), junto com outros cinco testemunhos (Fig. 3) na viagem de retorno que partiu do Polo Sul geográfico, ao longo de 1.150 km, em direção à estação chilena Tenente Parodi ($80^{\circ}18,2'S$, $81^{\circ}23,3'W$, 790 m) nos montes Patriot no verão austral de 2004/2005. O local de perfuração do IC-02 (Fig. 4) foi escolhido principalmente por estar distante de áreas fontes de material crustal (as montanhas mais próximas estão a mais de 250 km de distância), reduzindo a contribuição antártica para a química local. Além disso, a região de amostragem está na zona de neve seca, onde o derretimento da neve precipitada e processos de sublimação são baixos, o que possibilita a preservação da coluna de neve de forma contínua (Hammes, 2011).

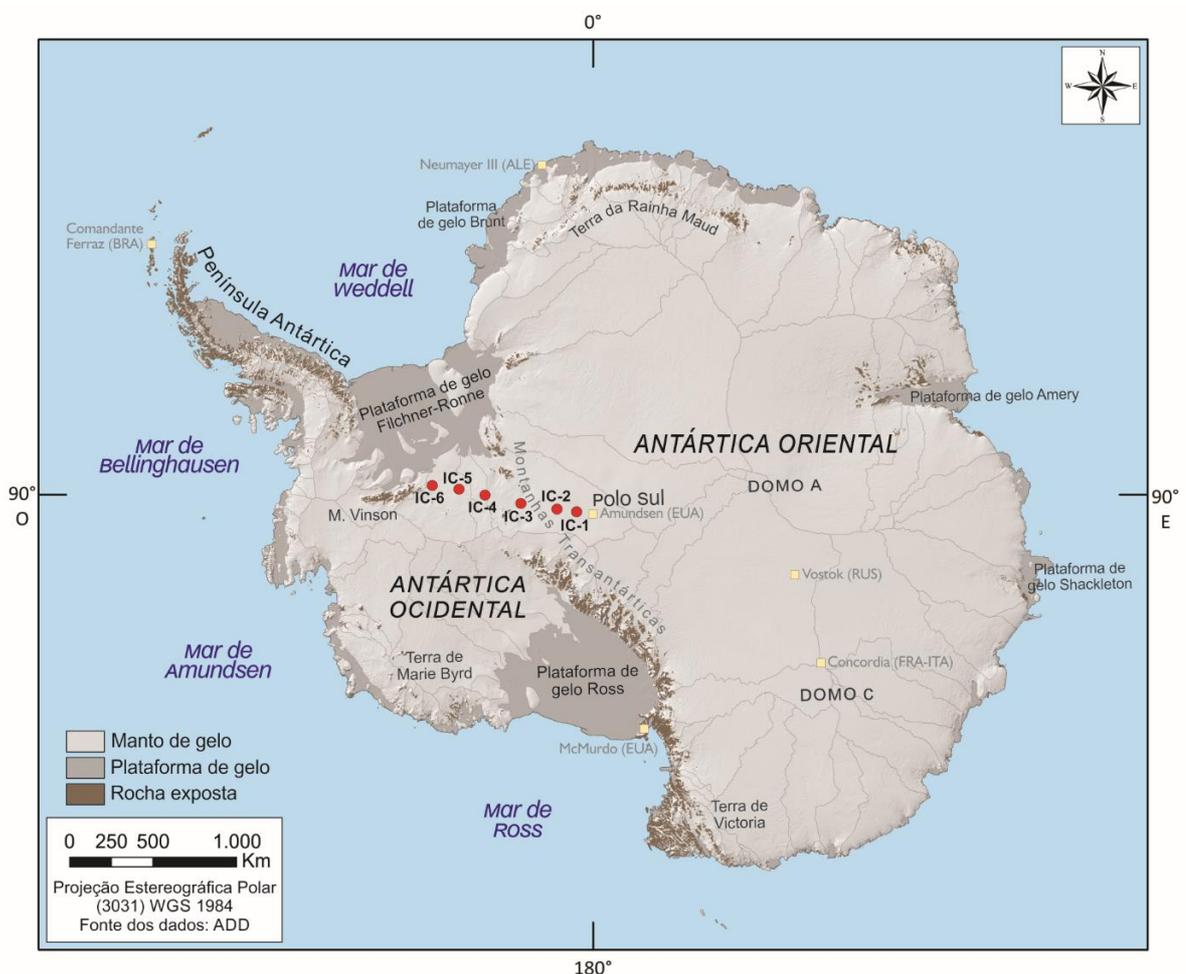


Figura 3 - Mapa de localização dos seis testemunhos de gelo obtidos durante a travessia chileno-brasileira no verão austral de 2004/2005. Linhas cinzas fracas marcam os divisores de bacias de drenagem do manto de gelo antártico.

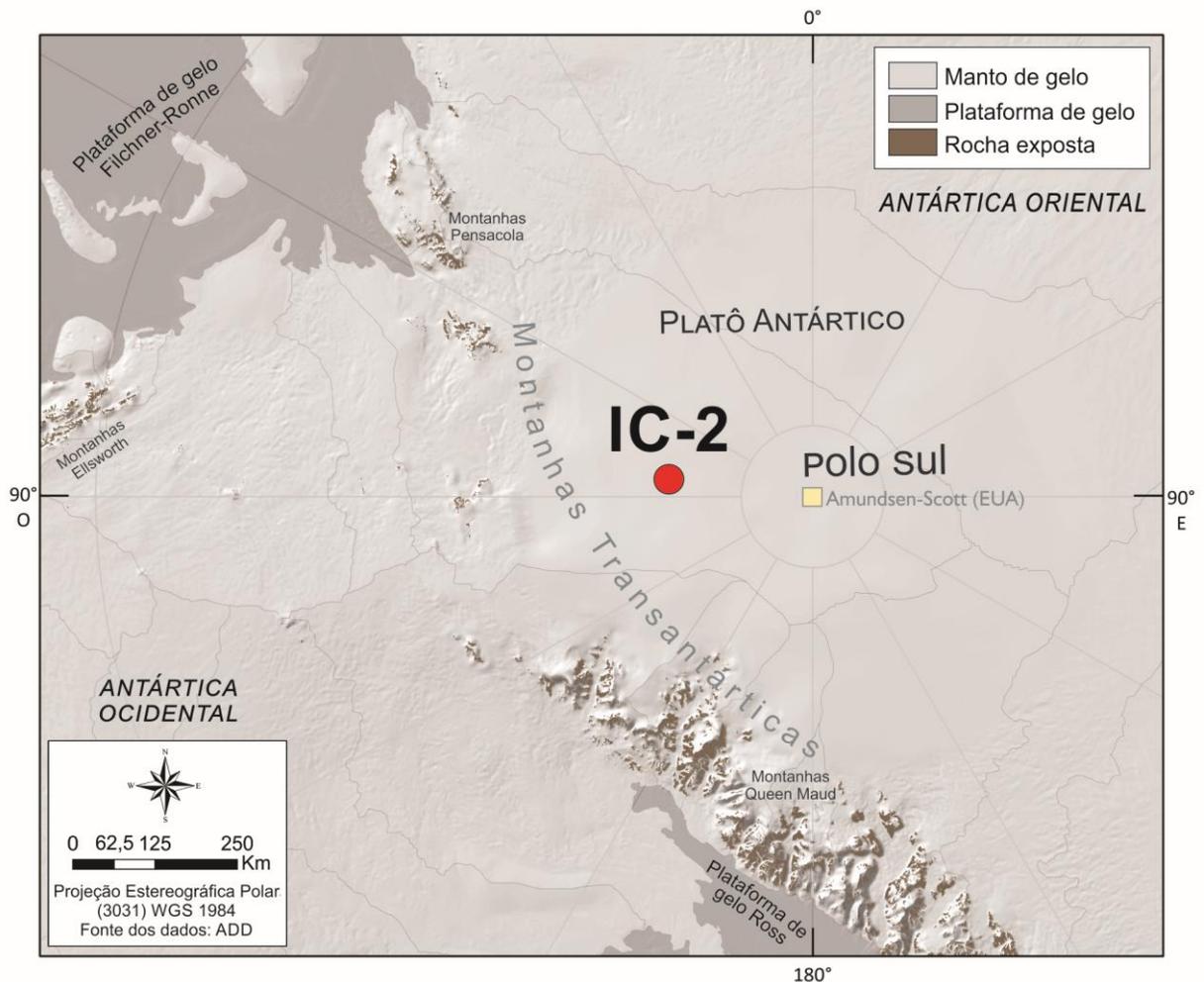


Figura 4 - Mapa de localização do testemunho de neve/firn IC-02 no platô do manto de gelo da Antártica Oriental.

1.3.1. Glaciologia

A criosfera que cobre a região Antártica exercem diferentes funções na circulação geral atmosférica e marinha a depender de sua gênese. Os principais constituintes dessa massa de gelo são o manto de gelo que cobre o continente, as plataformas de gelo e o cinturão de gelo marinho. A seguir, serão explicados cada um desses componentes que juntos controlam o clima do planeta.

Manto de gelo é definido como sendo uma massa de neve e gelo com grande espessura e área maior do que 50.000 km² que podem estar apoiados sobre o embasamento rochoso (manto de gelo interior) ou flutuando (plataforma de gelo). Podem ser formados por vários domos de gelo, que refletem elevações subglaciais, além de poderem ter seu embasamento acima do nível médio dos mares ou abaixo. Atualmente, só existem o manto de gelo Antártico, com 13,9 milhões de km², e o Groenlandês que possui 1,7 milhões de km² (Simões, 2004).

Na Antártica Oriental, o manto de gelo ultrapassa 4.050 m de altitude, chegando a atingir 4.776 m de espessura máxima. Nessa região afloram algumas montanhas isoladas, formando ilhas de rocha (conhecidas pelo termo de origem inuit *nunatak*) no meio da imensidão de gelo que é espesso o suficiente para esconder uma cadeia de montanhas (Gamburtsev) de 3.000 m de altitude nas cercanias do Domo A (Figura 5) (Simões, 2011).

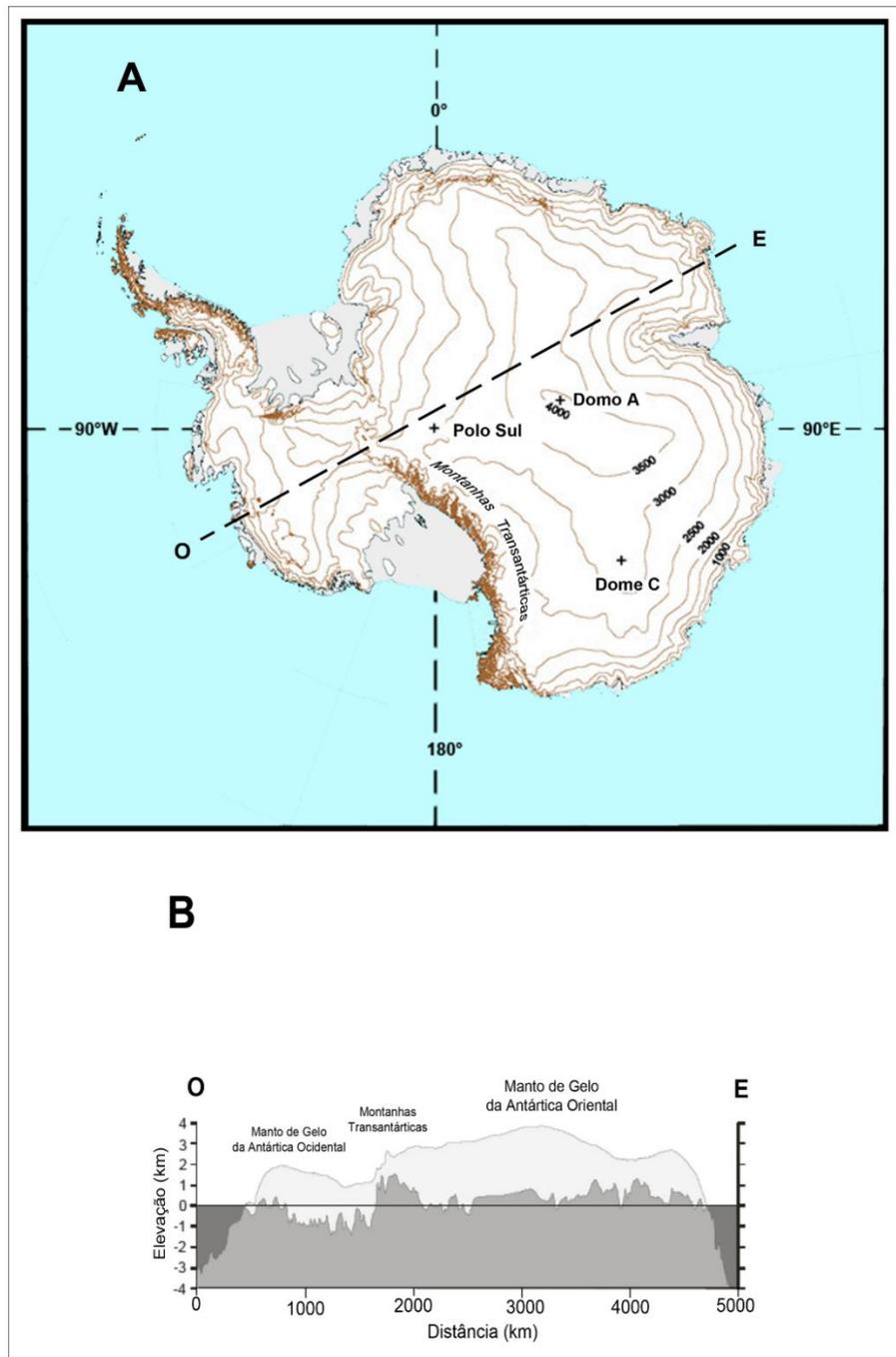


Figura 5 - Mapa do continente Antártico (A), as curvas de nível estão espaçadas em 1.000 metros. Note a posição do Domo A (o local mas frio da Terra). O perfil na figura B representa um corte Oeste – Leste (identificado na figura A) e mostra o perfil da superfície de gelo e do substrato rochoso (Simões, 2011).

A parte flutuante de um manto de gelo fixa a costa, com espessura entre 200 e 2.000 m, é denominada plataforma de gelo. Tais plataformas possuem grande extensão horizontal e superfície plana ou suavemente ondulada. São formadas pelo gelo que flui constantemente da parte aterrada para a costa ou pela acumulação *in situ*, perdendo massa pelo desprendimento de icebergs ou derretimento do fundo pela água do mar. A Antártica possui cerca de 42% de sua costa formada por plataformas de gelo, o que é a principal responsável pela ablação do gelo do continente (cerca de 80% da perda). Essas plataformas tem uma velocidade de deslocamento entre 0,8 e 2,6 km a⁻¹, sendo que algumas partes estão encalhadas. O paredão vertical formado pela separação de icebergs no limite com o mar é chamado falésia de gelo (Simões, 2004).

O gelo marinho ao redor do continente antártico possui cerca de 1 a 2 m de espessura, e varia sazonalmente, entre verão e inverno, de 3,0 milhões de km² (em fevereiro) para 18 milhões de km² (final de setembro) respectivamente (Summerhayes *et al.*, 2009). Durante a extensão máxima, o cinturão de mar congelado alcança facilmente 60°S, e chega até 55°S ao norte do mar de Weddell, o que faz com que o balanço energético do Oceano Austral seja alterado, afetando o clima e circulação oceânica do hemisfério sul (Simões, 2011).

1.3.2. Substrato rochoso

O continente antártico começou a ser formado durante a amalgamação (cerca de 550 milhões de anos) e fragmentação do supercontinente Gondwana há 180 milhões de anos. A abertura completa da Passagem de Drake, há cerca de 25 a 30 milhões de anos marca o fim da separação da Antártica e possibilitou a criação de uma circulação oceânica circumpolar que, por sua vez, contribuiu para a formação do manto de gelo (Simões, 2011).

O principal local onde afloram rochas no continente Antártico é na cadeia das montanhas Transantárticas (Fig. 6), soerguida em um evento orogênico há cerca de 50 Ma, e que marca o limite entre a Antártica Ocidental e Oriental, cortando todo o continente desde a Terra de Victoria até a plataforma de gelo Filchner. As Transantárticas possuem cerca de 3.300 km de extensão e de 100 a 300 km de largura, atingindo até 4.500 metros de altitude, e são formadas por uma sequência de rochas sedimentares (arenitos, folhelhos e conglomerados) do Paleozoico tardio ao Mesozoico médio (400 a 200 Ma), encaixadas sobre gnaisses e granitos. Na sequência sedimentar são encontrados estratos de carvão permiano (299 a 251 Ma),

fósseis de peixes e plantas, os quais possibilitam a correlação com outras partes do Gondwana, inclusive com o sul do Brasil. A cadeia de montanhas é cortada de forma quase transversal por geleiras que derramam gelo da Antártica Oriental sobre a plataforma de gelo Ross ou sobre o manto de gelo da Antártica Ocidental (Simões, 2011).

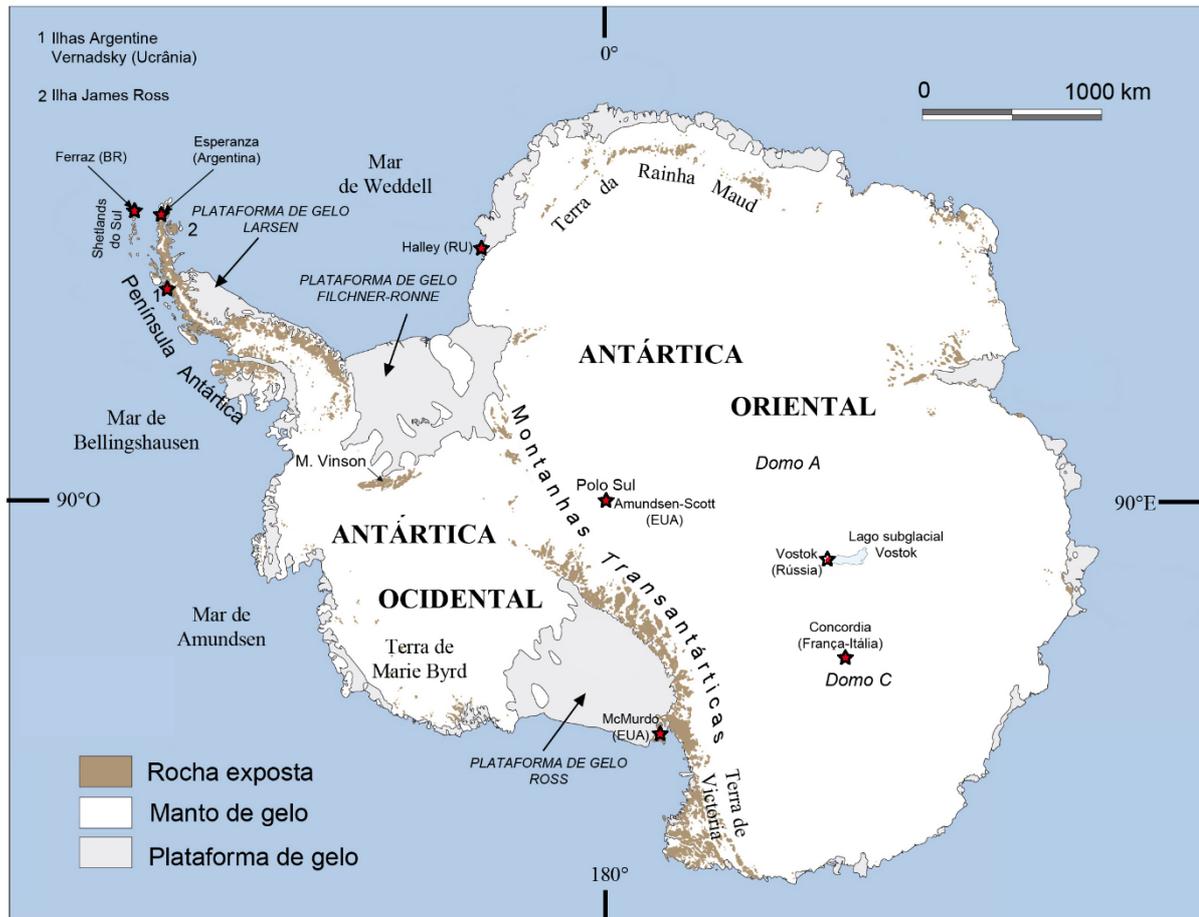


Figura 6 - Mapa do continente Antártico com destaque as áreas com rochas aflorantes. Fonte: Landsat Image Mosaic of Antarctica (LIMA) – U.S. Geological Survey (<http://lima.usgs.gov/>).

O substrato rochoso localizado na Antártica Ocidental encontra-se abaixo do nível do mar, tendo em média 800 m de altitude. Porém, o ponto mais alto do continente, o maciço Vinson (4.892 m) nas montanhas Ellsworth está nesse local (Fig. 6), onde predominam rochas mesozoicas (251 Ma a 65 Ma) e cenozoicas (65 Ma ao presente) e que, em geral, tornam-se cada vez mais jovens a partir das montanhas Transantárticas em direção ao mar de Amundsen. Por outro lado, em vários outros pontos são destacadas as sequências de rochas mais antigas, como os montes Ellsworth, em que são encontradas rochas proterozóicas (2.500 a 542 Ma) e paleozoicas (542 a 254 Ma). Na Antártica Oriental, o espesso manto de gelo esconde

o substrato rochoso de rochas antigas (> 600 Ma) que formam o estável escudo pré-cambriano, cuja geologia é análoga àquelas da América do Sul, África, Índia e Austrália (Simões, 2011).

Na Península Antártica ocorrem rochas de origem vulcânica e plutônica de idade mesozoica e cenozoica, que estão relacionadas à orogenia andina cenozoica, a qual é responsável por quase todo magmatismo, soerguimento e dobramento na região (Simões, 2011).

A costa pacífica da Antártica é marcada por um vulcanismo ativo em uma linha que inicia na ilha de Ross (vulcão Erebus próximo à estação McMurdo, EUA) e passa pelos vulcões subglaciais na Terra de Marie Byrd, continuando pela costa da Península Antártica (até as ilhas Deception e Bridgeman no arquipélago Shetland do Sul) (Simões, 2011).

1.3.3. Climatologia: circulação atmosférica na Antártica

As superfícies terrestres cobertas de neve e gelo possuem alto albedo, isso acarreta o resfriamento nas altas latitudes pois a radiação refletida é muito maior do que em rochas expostas ou na superfície oceânica. Qualquer variação no grau de albedo pela diminuição (aumento) da temperatura e o conseqüente aumento (diminuição) na cobertura de neve/gelo tende a amplificar a mudança da temperatura original. Esse mecanismo de retroprocessamento do albedo da neve e do gelo pode ser importante para gerar variações e mudanças no clima polar que tem um impacto no sistema climático global (King & Turner, 1997).

O albedo controla diretamente a proporção de energia absorvida pela superfície terrestre, assim é possível afirmar que a Antártica e o Ártico são os dois sorvedouros de energia do planeta, principalmente a primeira devido a sua grande dimensão continental, à elevação, além da localização quase centrada no Polo Sul geográfico e a cobertura permanente de neve e gelo, resultando em um albedo entre 80 a 90%. Tais características contribuem para a redução da temperatura atmosférica e influenciam e/ou controla a circulação atmosférica nas regiões de latitudes altas e médias do Hemisfério Sul (King & Turner, 1997; Wallace & Hobbs, 2006).

A Península Antártica é uma barreira efetiva ao fluxo zonal tanto da atmosfera, como do oceano, tendo grande importância na circulação do Hemisfério Sul. No interior na Antártica, os domos de gelo fazem com que haja uma circulação persistente de ventos catabáticos, isto é, o ar frio viaja do interior do continente em direção a costa (King & Turner, 1997).

O mapa da Figura 7 apresenta as temperaturas médias anuais sobre a superfície da Antártida, deduzidas de medidas de temperatura de neve a 10 m de profundidade. No interior do continente predominam baixas temperaturas médias (entre -25 e -55°C), sendo que as menores temperaturas ocorrem na Antártica Oriental devido à alta elevação (maior que 4.000 m). No litoral antártico, as temperaturas médias anuais estão entre -7°C e -15°C , e em locais próximos a Península Antártica a temperatura é bem superior, estando próxima a 0°C (King & Turner, 1997; Bromwich & Parish, 1998; Ferron *et al.*, 2004). Essa grande variação de temperatura ocorre devido a sazonalidade da temperatura atmosférica. No verão, as temperaturas encontram-se em torno de 0°C nas áreas costeiras e -35°C no platô Antártico (interior do continente). Enquanto que no inverno as temperaturas médias alcançam -20°C na costa e -55°C no interior do continente (King & Turner, 1997).

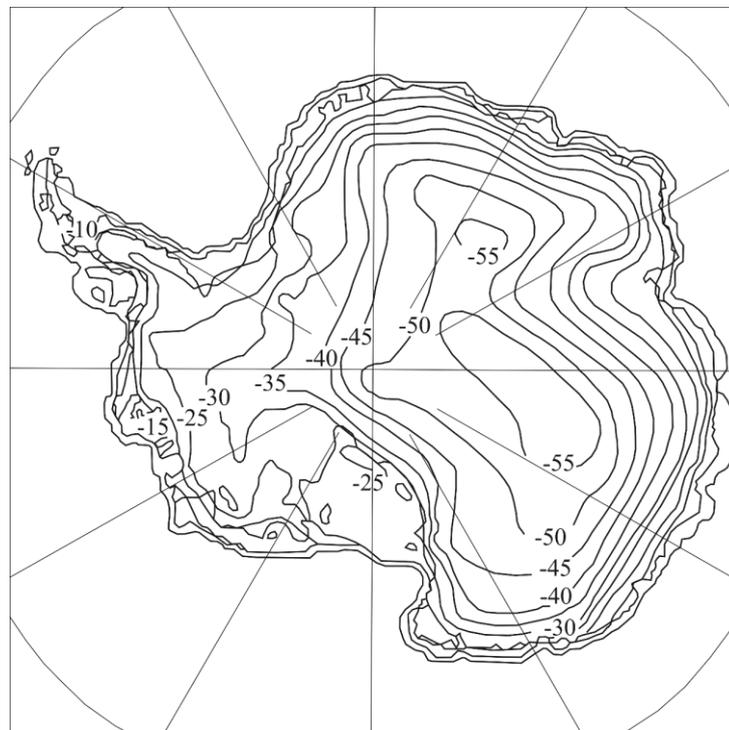


Figura 7 - Média anual da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) na superfície da Antártica (Modificado de King & Turner, 1997).

A Antártica possui ao seu redor um cinturão de centros de baixas pressões de forma semipermanente, centrados no paralelo 65°S . No interior do continente existe um anticiclone permanente responsável pela estabilidade atmosférica nesse local, acarretando o clima seco, com precipitação quase escassa durante o ano, e ventos constantes que sopram do interior para a costa, sentido anti-horário no Hemisfério Sul (King & Turner, 1997; Bromwich & Parish, 1998).

A precipitação na Antártica é caracterizada por ser em sua maior parte em forma de neve, com exceção na região marítima e na parte oeste da Península Antártica onde ocorrem chuvas nos meses de verão, com temperaturas superiores a 0°C. A média de precipitação no interior do platô antártico é de aproximadamente 50 mm a⁻¹, o que caracteriza o clima seco típico de regiões desérticas. Enquanto próximo a Península Antártica a precipitação alcança 1.260 mm a⁻¹ em um clima marítimo (King & Turner, 1997; Bromwich & Parish, 1998).

1.4. Programa ITASE (*International Trans-Antarctic Scientific Expedition*)

O ITASE (*International Trans-Antarctic Scientific Expedition*) foi criado em 1990 e sancionado pelo SCAR (*Scientific Committee on Antarctic Research*) durante um encontro das delegações na Argentina (XXII SCAR), em 1992. Com base em negociações durante o XXVII SCAR ocorrido na China, em 2002, pesquisadores de 19 nações envolveram-se no programa ITASE (Argentina, Austrália, Bélgica, Brasil, Canadá, China, França, Alemanha, Índia, Itália, Japão, Holanda, Nova Zelândia, Noruega, Rússia, Coreia do Sul, Suécia, Reino Unido e Estados Unidos) (Mayewski *et al.*, 2005).

O ITASE tem como foco principal entender como o ambiente atmosférico moderno (clima e composição atmosférica), está representado nas camadas superiores de neve e gelo antártico. Dessa maneira, o interesse primário dos cientistas é estudar os últimos 200 anos do registro do gelo, apesar de alguns dados obtidos pela ITASE alcançarem os últimos 1000 anos. Ao estabelecer-se esta escala de tempo para o programa, considerou-se que a recuperação dos testemunhos rasos de neve e gelo rasos são relativamente simples e a logística a ser usada em a área territorial escolhida para as travessias (Fig. 8). Ademais, esse período de tempo abrange informações sobre a atmosfera já com influência antrópica e a adjacente atmosfera pré-anthropogênica (Mayewski *et al.*, 2005).

Os dois principais objetivos científicos do ITASE são responder as seguintes questões: Qual é a variabilidade temporal e espacial do clima antártico nos últimos 200 a 1000 anos? Quais são as principais mudanças ambientais (e.g., variação do nível do mar e do gelo, atividade antrópica, produtividade oceânica e atividade vulcânica) que impactaram a Antártica durante os últimos 200 a 1000 anos? (Mayewski *et al.*, 2005).

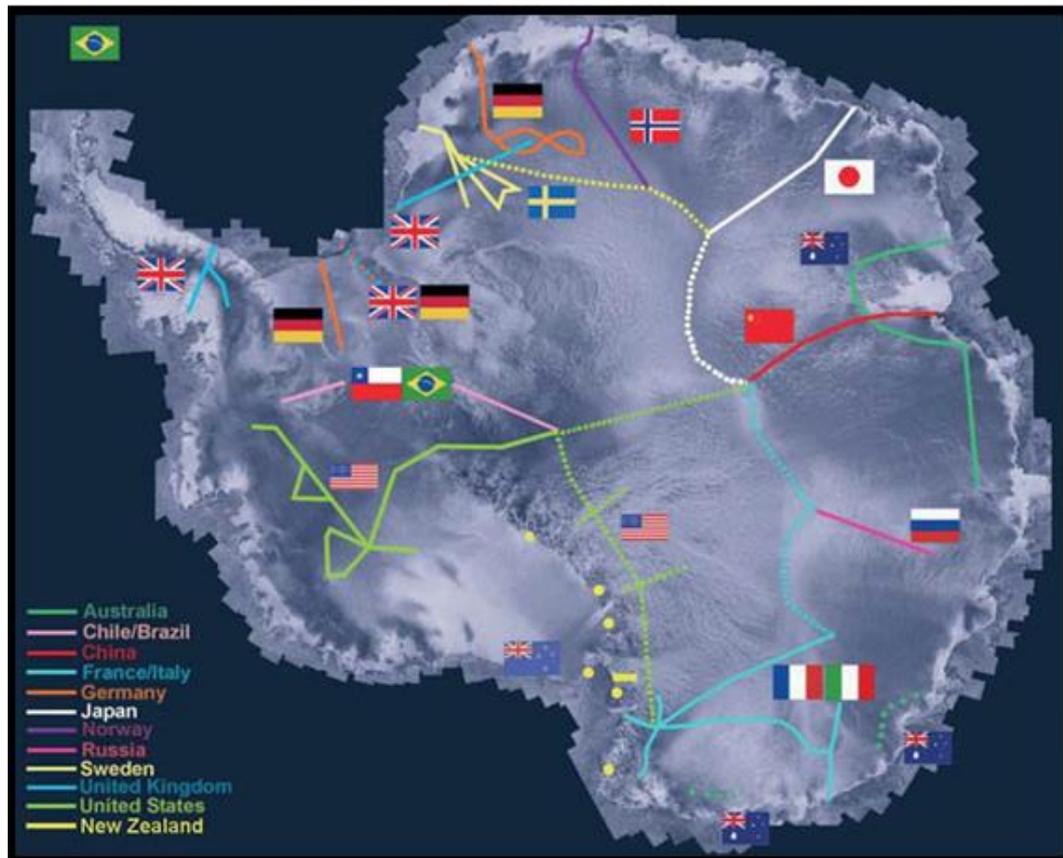


Figura 8 - Mapa das travessias propostas (linha pontilhada) e/ou completadas (linha sólida) para o continente Antártico pelo programa ITASE. Modificado de Mayewski *et al.* (2005).

1.5. Travessia chileno-brasileira de 2004/2005

O principal objetivo da travessia chileno-brasileira, realizada durante o verão austral de 2004/2005, foi a obtenção de seis testemunhos de gelo (rasos) do manto de gelo da Antártica, além da coleta de neve superficial a cada 10 km percorridos (no total foram 105 amostras) em condições limpas, para determinar sua composição química. As sondagens foram realizadas ao longo da travessia durante a viagem de retorno a partir do Polo Sul geográfico até os montes Patriot. A Tabela 1 contém algumas informações sobre os testemunhos, obtidos com uma perfuradora eletromecânica, de fabricação suíça e propriedade do CPC (Centro Polar e Climático/UFRGS)/ CNPq (Hammes, 2011).

Tabela 1 - Dados dos testemunhos coletados durante a travessia. Em vermelho, o testemunho IC-02 analisado nesta dissertação.

Testemunho	Latitude	Longitude	Altitude	Profundidade	T
(IC)	(S)	(W)	(m)	(m)	(°C)
1	89°58'27,7"	28°09'53,9"	2833	30,80	-49
2	88°01'21,3"	82°04'21,7"	2621	42,92	-45
3	85°59'57,5"	81°35'06,3"	1620	46,31	-36
4	83°58'59,4"	80°07'01,4"	1295	22,20	-33
5	82°30'30,8"	79°28'02,7"	950	42,51	-29
6	81°03'10,1"	79°50'09,1"	750	36,06	-27

A travessia foi organizada pelo governo chileno sob coordenação logística do Exército do Chile e apoio da Força Aérea Chilena (FACH). O Prof. Jefferson Simões, único brasileiro da equipe que realizou a travessia, foi responsável pela perfuração e amostragem dos testemunhos de neve e gelo. O grupo de pesquisadores chilenos, do Centro de Estudos Científicos (CECs) de Valdivia, coordenado pelo Dr. Gino Casassa, foi responsável pelo levantamento geofísico (radio ecossondagem).

O local de partida da equipe foi a cidade de Punta Arenas, no Chile, a bordo de três aviões (2 Hércules C-130 da FACH e 1 Ilyushin IL-76 fretado da *Antarctic Logistics and Expeditions*), que também carregava um trator polar sueco Berco TL-6 (com motor Cummins Euro II de 250HP) em dois módulos e preparados para enfrentar temperaturas de até -60°C (Fig. 9). No dia 13 de novembro de 2004, deu-se início a travessia na Antártica Ocidental, partindo de Patriot Hills (80°18'S, 81°22'W), atravessando as montanhas Transantárticas, e daí alcançando o Polo Sul geográfico, já no platô da Antártica Oriental. O comboio polar percorreu cerca de 2.410 km no trajeto ida e volta.

Ao longo do trajeto de ida ao Polo Sul geográfico foi determinada a espessura e estrutura interna do gelo por radio ecossondagem (RES, frequência 150MHz). Um GPS diferencial foi utilizado para definir a velocidade do gelo através do levantamento da posição de estacas implantadas ao longo do trajeto (a cada 10 km de distância). Além disso, medidas gravimétricas realizadas simultaneamente serviram para caracterizar a estrutura crustal ao longo do percurso. O objetivo era determinar as variações na espessura do gelo que poderiam indicar respostas as mudanças climáticas na Antártica (Schwanck, 2012).

A coleta de amostras para um estudo mais detalhado foi feita em uma trincheira seguido de uma perfuração manual de até 4 metros de profundidade, na latitude 89°S (Fig. 9). No total foram obtidos 225 m de testemunhos de neve-*firn* para análise química de sua composição e 105 amostras da neve superficial sob condições limpas, usando frascos de polipropileno pré-lavados com água ultralimpa (Schwanck, 2012).

Durante a perfuração dos testemunhos é fundamental a definição dos locais mais apropriados pois o controle topográfico obtido em campo pode explicar possíveis discrepâncias que ocorrem devido a interferência do relevo e a distribuição espacial da amostragem. Desse modo, a seleção de locais adequados para a perfuração tem extrema importância, e deve obedecer a fatores como: locais isolados e frios; relevo plano e perto de divisor da bacia de drenagem do gelo; além de apresentar dinâmica glacial simples (Hammes, 2011).



Figura 9 - Fotos da travessia chileno-brasileira, em (A) desembarque do módulo, (B) comboio polar, (C) processo de perfuração dos testemunhos e (D) barraca da perfuradora. Fonte: Jefferson C. Simões.

1.6. Trabalho de campo

1.6.1. Perfuração e amostragem do testemunho

A perfuradora utilizada no trabalho de campo foi do tipo FELICS (Fast Electromechanical Lightweight Ice Coring System) (Fig. 10), fabricada pela companhia FS Inventor AG, com colaboração do Instituto Paul Scherrer (Zurique) e da Universidade de Bern na Suíça. Uma das suas vantagens é ter todo seu sistema montado dentro de uma barraca e não necessitar escavação de trincheira. O equipamento tem peso líquido de 228 kg (Ginot *et al.* (2002), sendo formado por três partes principais, broca, guincho e a fonte de alimentação. Os materiais das partes que entram em contato com o gelo são formados de alumínio anodizado, aço inoxidável, polietileno e polioximetileno (Delrin © DUPONT). Como fonte de energia, foi utilizado um grupo de seis painéis solares flexíveis com potência de pico de 190 W (USF-32, Unisolar), além de um gerador de pequeno porte movido a gasolina com potência nominal de 1000 W (UE-10, Honda) ligado a uma bateria recarregável (capacidade de 840 Wh, 120 W / 7 Ah) em carregamento contínuo.

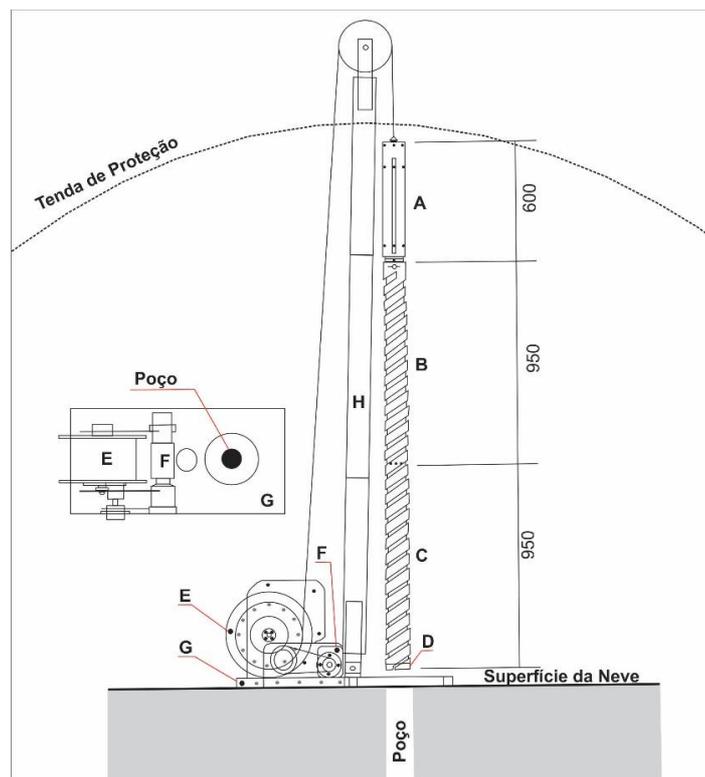


Figura 10 - Principais componentes da perfuradora FELICS: (A) unidade de disco com motor e sistema antitorque; (B) cano em espiral, permitindo transporte dos pedaços para a abertura na parte superior do barrilete; (C) barrilete de testemunhagem; (D) peça de corte em anel; (E) guincho com cabo; (F) guincho do motor; (G) guincho da placa base e (H) peças da torre instalada dentro da tenda (em mm). Inserção: vista superior da placa base do guincho. Modificado de Ginot *et al.* (2002). Fonte: Schwanck (2012).

Após a coleta das seções de testemunhos, eles eram embalados em tubos de polietileno dentro de caixas de isopor. As caixas foram transportadas por um avião cargueiro de Patriot Hills até Punta Arenas no Chile, em seis horas de voo e sem refrigeração. De Punta Arenas, os testemunhos seguiram de avião até Nova Iorque, sobre refrigeração, e depois foram em caminhão frigorífico até Bangor no estado do Maine, local em que foi feita a preparação das amostras.

1.7. Trabalhos laboratoriais

1.7.1. Descontaminação e preparação das amostras

Os trabalhos de descontaminação e preparação das amostras foram realizados numa câmara fria a aproximadamente -20°C no *Climate Change Institute* (CCI) da Universidade do Maine, EUA. Como a amostragem do testemunho de *firn* IC-02 seria destinada também à análise de elementos maiores e traços, foi necessário se fazer a descontaminação do gelo. Para a obtenção de dados confiáveis é essencial a eliminação de toda parte exterior do testemunho que esteve sujeita a contaminação durante a perfuração, o transporte e o armazenamento (Tao *et al.*, 2001). Evidentemente, para somente a análise isotópica isso não seria necessário.

O manuseio das seções de gelo exige a utilização de roupas para baixa temperatura e luvas plásticas estéreis para evitar contaminação das amostras. O local de trabalho deve ser mantido limpo e todos os equipamentos utilizados, tais como, bancadas, serra elétrica, mesa de fluxo laminar horizontal, facas de cerâmica, canivete, régua e tubos de *Plexiglas* limpos com água deionizada (DI) gerada e, sistema *MilliQ-Element* (Millipore, Milford, EUA) com resistividade de 18,2 M Ω .

As seções de 1 m de *firn* tiveram suas extremidades removidas por ser os locais mais suscetíveis à contaminação e ainda passaram por um processo de raspagem manual da parte externa (entre 2 e 4 mm), mais suscetível a contaminação, com a utilização de uma faca de cerâmica (ZrO). As amostras descontaminadas foram colocadas em tubos de *Plexiglas* (acrílico), de acordo com o posicionamento estratigráfico original. Tais tubos foram desenvolvidos pelos pesquisadores do CCI com o intuito de facilitar o manuseio e a inserção dos testemunhos no equipamento de fusão contínua discutido no tópico seguinte. Os tubos possuem um sistema de travas que servem para facilitar o manuseio e inserção dos testemunhos, ao mesmo tempo que não permite a movimentação das amostras dentro dele. Os tubos são

então envoltos em sacos plásticos e colocados em cilindros revestidos por uma membrana isolante térmica e transportados até a dala limpa.

1.7.2. Derretimento do testemunho

O derretimento do testemunho de *firn* foi realizado em uma sala limpa classe 100 do CCI, a qual possui uma pressão positiva em relação as áreas adjacentes e o conteúdo máximo de 100 partículas maiores que 0,5 μm a cada 28,3 litros de ar, conforme a norma Federal Standard 209E (1988). Essa sala é equipada com filtros de alta eficiência de filtragem, com remoção mínima de 99,97% de partículas de ar (*High efficiency Particulate Air* – HEPA). Durante todo o processo de preparação e fusão do gelo foram utilizados aventais, botas antipartículas, máscaras e luvas de polipropileno (PP).

A técnica convencional para amostragem de testemunhos de neve e gelo para análises de íons principais e elementos traços inclui a raspagem progressiva da porção externa potencialmente contaminada do testemunho sob condições extremamente limpas. Estudos pioneiros utilizando essa técnica forneceram as primeiras séries temporais químicas precisas de amostras de neve e gelo e estabeleceram seus valores como *proxies* paleoambientais, mas necessariamente forneceram conjuntos de dados de baixa resolução (10–20 cm / amostra) e frequentemente descontínuos. O desenvolvimento de sistemas contínuos de fusão de testemunhos de gelo reduziu o tempo de preparação da amostra e aumentou sua resolução. Além disso, tal técnica forneceu dados contínuos e co-registrados para um grande conjunto de elementos (Osterberg *et. al.* 2006).

Ainda segundo Osterberg *et al.* (2006), o sistema de fusão contínua (Fig. 11) permite que seja feita amostragem para três tipos de análises glacioquímicas diferentes, são elas: elementos maiores por cromatografia iônica (IC), elementos traços por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (*Inductively coupled plasma mass spectrometry* – ICP-MS) e isótopos estáveis por espectrometria de massa a laser de cavidade ressonante do tipo ring-down (WS-CRDS - *Wavelength-Scanned Cavity Ring Down Spectroscopy*, sistema Picarro).

O equipamento possui um cone e um disco de níquel 270 (> 99,99%) que são montados em cima de uma base de alumínio aquecida a uma temperatura entre 15 e 25°C. O disco de níquel possui uma série de ranhuras que servem para escoar a água já em forma líquida e também possui um anel separador (com 1 mm de elevação) que

permite a separação da água de degelo. Essa divisão da coleta de água ocorre pois a água referente a parte externa do testemunho é potencialmente contaminada. Logo, a amostragem do testemunho pelo “canal externo” é direcionada a análise de isótopos estáveis, enquanto que a água da porção interna do testemunho é direcionada através do “canal interno” para análise de íons maiores e elementos traços.

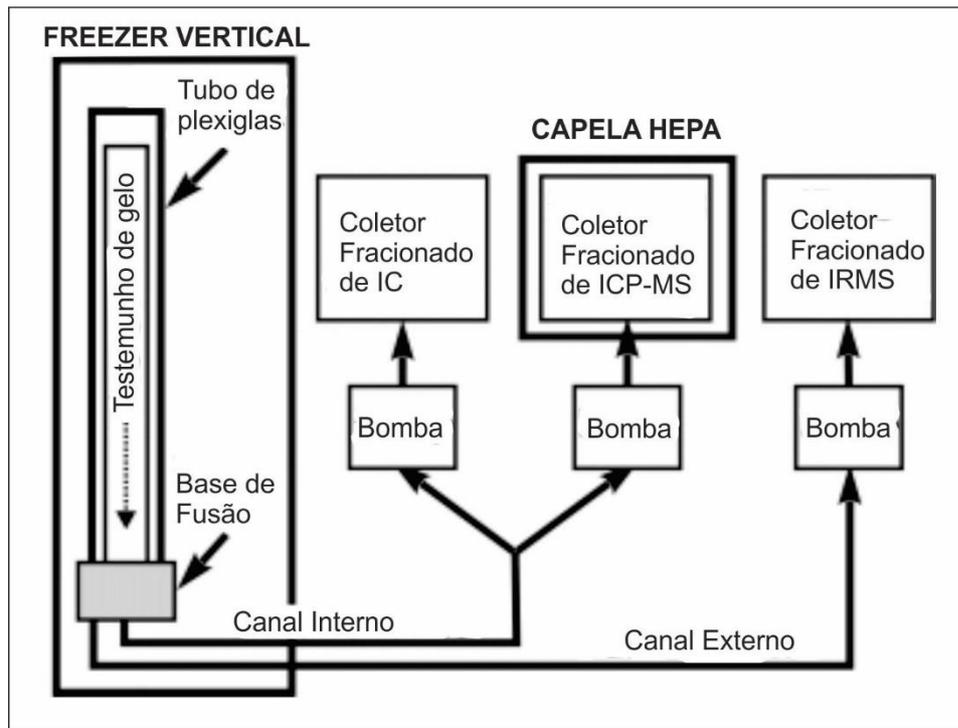


Figura 11 - Modelo esquemático do sistema de fusão contínua, os três coletores fracionados coletam amostras de um fluxo contínuo de água de degelo para três análises químicas diferentes. Modificado de Osterberg *et al.* (2006). Fonte: Schwanck (2012).

A água do degelo do canal externo é bombeada por uma bomba peristáltica Gilson (Middleton, WI) e é depositada em frascos de PP ou polietileno de alta densidade (PEAD) e direcionada à análise de isótopos estáveis. As taxas de bombeamento são definidas pela taxa de derretimento do gelo e dimensões do testemunho de *firn*/gelo. São utilizadas amostras de água DI antes de cada processo de derretimento para monitorar a degradação da tubulação (Osterberg *et al.*, 2006). O volume para cada fração varia de acordo com a temperatura da base de fusão, da dimensão do testemunho, do número de analitos e da resolução de amostra desejada. No geral, são coletados de 20 a 50 mL de amostras para análise isotópica, que correspondem a uma resolução de profundidade máxima de 1 cm de gelo por amostra (~2 cm/*firn* de amostra), utilizando o disco de Ni com canal interior de 30 mm de

diâmetro. A fração de água coletada nos frascos é congelada imediatamente após o derretimento, não sendo necessário a acidificação das amostras (Osterberg *et al.*, 2006).

O testemunho de *firn* IC-02 possui os primeiros três metros constituído por neve friável, isso impede o processamento no sistema de fusão contínua. Algumas amostras (001, 0599, 0944, 1120 e 1550) não foram coletadas por conta do congelamento dos tubos de saída que transportam a água do degelo até o frasco. Tais observações foram levadas em consideração na interpretação da estratigrafia e na datação do testemunho.

As amostras de água do testemunho IC-02 foram armazenadas em frascos de 25 mL, previamente acidificados com HNO₃ a 1% e secos em uma capela com pressão positiva. Os frascos são imediatamente congelados após receberem a água do degelo, evitando-se qualquer processo de fracionamento isotópico em uma possível evaporação. Após esse processo, elas foram trazidas congeladas ao Brasil e assim mantidas até o momento das análises. O processo de análise glacioquímica foi realizado no Laboratório de Isótopos Estáveis do Centro Polar e Climático da UFRGS.

1.7.3. Análise glacioquímica: sistema Picarro

A análise isotópica do testemunho de *firn* IC-02 foi apurada usando um *Wavelength-Scanned Cavity Ring-Down Spectroscopy* (WS-CRDS PICARRO L2130i). A quantidade de isótopos estáveis de uma dada amostra de água é definida como a razão isotópica entre a ¹⁸O e ¹⁶O, expressa em relação a um padrão de referência internacional (VSMOW – *Vienna Standard Mean Ocean Water*), em partes por mil (‰), segundo a expressão:

$$\delta^{18}O = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{amostra} - (^{18}O/^{16}O)_{VSMOW}}{(^{18}O/^{16}O)_{VSMOW}} \times 10^3 \text{ ‰}$$

Os frascos de 25 mL de água de degelo (Fig. 12A) são descongelados em cima da bancada e de cada um são então retirados 2 microlitros. Os *vials* de 2 microlitros (Fig. 12B) são então colocados no amostrador junto ao equipamento para análise. A

principal vantagem dessa técnica é a habilidade de injetar diretamente a amostra em forma de vapor d'água na cavidade óptica do espectrômetro onde as razões isotópicas de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e $^2\text{H}/^1\text{H}$ são medidas simultaneamente.

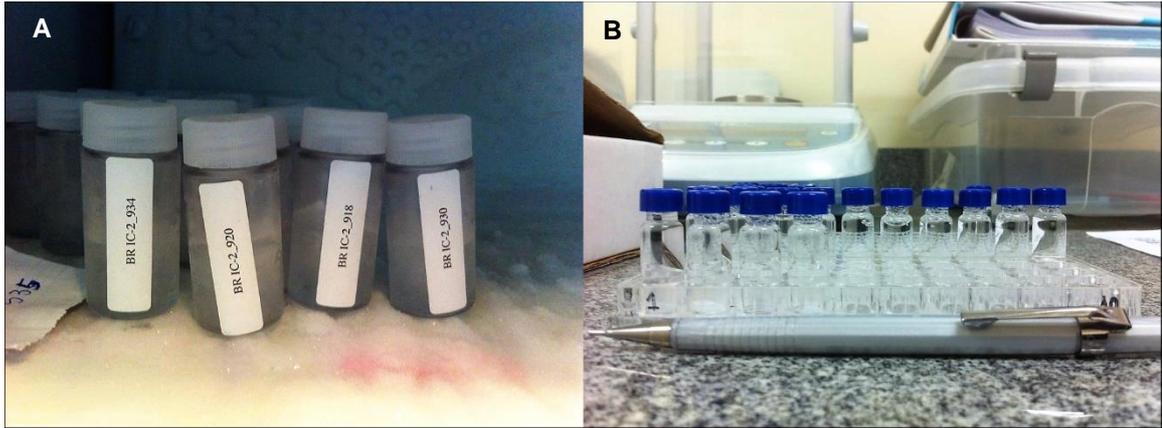


Figura 12 - Em (A) frascos de 25 mL contendo água de degelo do IC-02 e (B) Vials de 2 μL utilizados no WS-CRDS PICARRO.

No total, 1755 amostras do testemunho IC-2 tiveram as duas razões isotópicas, δD e $\delta^{18}\text{O}$, determinadas pelo sistema WS-CRDS PICARRO L2130i (Fig. 13) com precisão de 0,9‰ e 0,4‰, respectivamente, no Laboratório de Glacioquímica do CPC/UFRGS.

Um das grandes vantagens do método é o pequeno tamanho e peso do equipamento do sistema Picarro (como costuma ser chamado o WS-CRDS) quando comparado a um convencional espectrômetro de massa, tem aproximadamente o tamanho de uma maleta, mesmo quando configurado para lidar automaticamente com múltiplas análises de líquido. Além disso, o sistema operacional do instrumento de análise funciona de maneira simples e os custos do aparelho são reduzidos (Gkinis *et al.*, 2011).



Figura 13 - Espectrômetros a laser de cavidade ressonante do tipo ring-down (WS-CRDS - *Wavelength-Scanned Cavity Ring Down Spectroscopy*, sistema Picarro) utilizados na determinação das razões de isótopos estáveis (Laboratório de Glacioquímica do Centro Polar e Climático/ UFRGS).

1.8. Estado da arte

1.8.1. O registro ambiental dos testemunhos de gelo

A acumulação de neve durante precipitações passadas é responsável pela formação dos mantos de gelo e geleiras das regiões polares. As informações contidas no gelo fornecem um valioso registro paleoclimático pela interpretação química e ambiental dos testemunhos de gelo. Utilizando o conhecimento sobre a relação da composição da neve e da atmosfera, os testemunhos de gelo oferecem a possibilidade de reconstruir a química atmosférica do passado e o clima da Terra ao longo do tempo de centenas de milhares de anos atrás (Legrand & Mayewski, 1997)

Testemunho de gelo, segundo Simões (2004), é uma coluna cilíndrica obtida pela perfuração das geleiras, podendo ser formado por neve, o estado intermediário *firn* e o gelo glacial propriamente dito. A perfuração mais profunda ocorreu na Estação Vostok, sendo finalizada no ano de 1998, atingindo 3.623 m de profundidade, os quais representam 420 mil anos de história ambiental terrestre (Petit *et al.*, 1999). Já a perfuração do Domo C atingiu a camada de rocha em uma profundidade 3.260 m, resultando no testemunho de gelo com maior registro paleoclimático preservado,

alcançando mais que 800.000 anos (EPICA Community Members, 2004; Jouzel *et al.*, 2007a).

Os testemunhos de gelo permitem o acesso a propriedades climáticas de diferentes significados geográficos. Eles podem oferecer informações sobre o local de perfuração, como temperatura e taxa de acumulação, além de dados de representação regional e até hemisférica, tais como, origem da precipitação e circulação atmosférica, ou mesmo a composição da atmosfera global. Outras informações incluem a variabilidade do ciclo hidrológico e sobre forçantes climáticas naturais, como atividade vulcânica e solar (Jouzel & Masson-Delmotte, 2010).

O processo de transformação da neve em gelo leva entre algumas dezenas a alguns milhares de anos para acontecer. Ao decorrer de diversas precipitações, ano após ano, os cristais de neve são gradualmente acumulados, compactados e transformados em gelo, pelo aumento da densidade do material. Os grãos de neve quando depositados guardam consigo informações sobre a atmosfera no momento de sua formação por meio de aerossóis incorporados em suas estruturas, além de reterem espécies gasosas solúveis em água e impurezas sólidas suspensas (Langway *et al.*, 1993).

A transformação de neve e *firm* em gelo é definido pela ausência de permeabilidade ou “permeabilidade zero” quando a densidade é cerca de $0,83 \text{ g cm}^{-3}$ (Langway *et al.*, 1993). À medida que a neve vai depositando e sobrepondo-se, os poros existentes entre os grãos de gelo são progressivamente compactados até total isolamento com a atmosfera, os quais sofrem difusão e tornam-se homogêneos. Com o aumento da profundidade, tende a ocorrer o fechamento total dos poros (Fig. 14). A idade do ar aprisionado nos poros será mais jovem que a do gelo ao seu redor, além do conteúdo de aerossóis e poeira (Raynaud & Lorius, 2004).

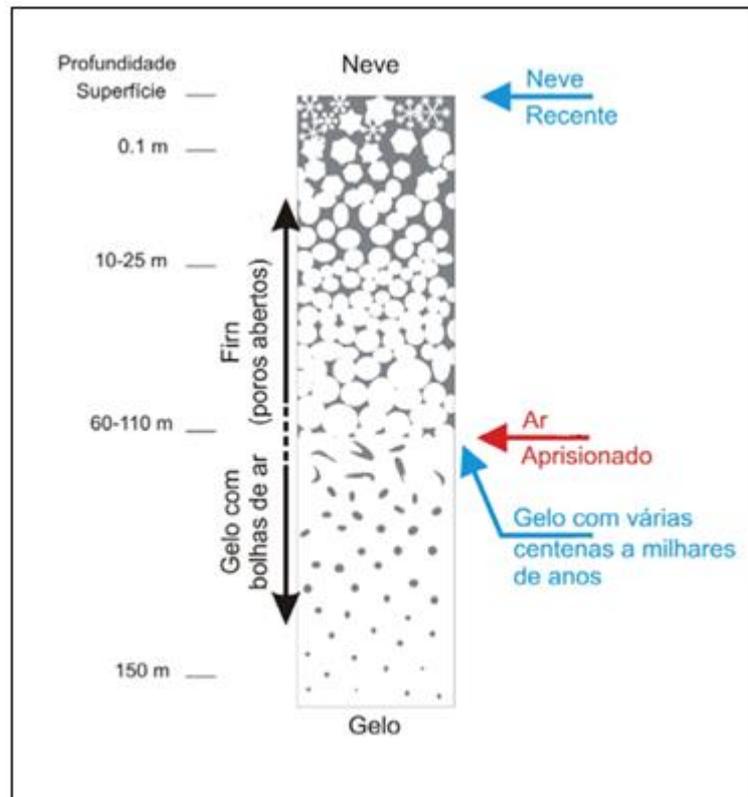


Figura 14 - Esquema mostrando o metamorfismo da neve com a profundidade. Fonte: Center for Ice and Climate, Universidade de Copenhagen. (<http://www.iceandclimate.nbi.ku.dk/>). Modificado de Schwanck (2012).

1.8.2. Química da neve e gelo polar

Murozumi *et al.* (1996) através da análise de um testemunho de gelo obtido na Groenlândia detectou um aumento de 200 vezes na concentração de Pb quando comparado com amostras de vários milhares de anos até meados da década de 1960 devido a emissões antropogênicas. Hammer (1977) mostrou que diferentes erupções vulcânicas passadas estão registradas como “camadas ácidas” no gelo polar, isso auxiliou outros cientistas na reconstrução detalhada do vulcanismo no passado, inclusive permitiu estimar as taxas de emissões vulcânicas de SO₂ (Hammer, 1980; Lyons *et al.*, 1990; Delmas *et al.*, 1992; Zielinski *et al.*, 1994).

Os primeiros testemunhos de gelo profundos extraídos da Groenlândia (Camp Century) e Antártica (Byrd e Dome C) revelaram que durante a última idade de gelo ocorreu um grande insumo de aerossóis marinhos e continentais nessa região quando comparado ao presente. Tais resultados indicaram que durante os períodos glaciais, as áreas áridas eram bem mais extensas e a velocidade do vento era muito maior, resultando em um forte intemperismo físico e consequente transporte até as regiões polares (Petit *et al.*, 1981).

Diversas variáveis físicas e químicas são medidas em amostras de testemunhos de gelo. Na Tabela 2, Bernardo (2005) resumiu os principais parâmetros ambientais derivados dos estudos com os testemunhos.

Tabela 2 - Espécies e parâmetros investigados em testemunhos de neve, *firn* e gelo polares e informações ambientais associadas (Bernardo, 2005).

Estudos com testemunho de gelo	Parâmetro ambiental obtido
Parâmetros com variações sazonais (δD , $\delta^{18}O$, Cl^- , Na^+ , SO_4^{2-} , Ca^{+2} , condutividade elétrica, conteúdo de micropartículas)	Taxas de acumulação de neve, grandes variações na atmosfera (paleoatmosfera)
δD , $\delta^{18}O$	Temperatura média anual, origem da precipitação, paleotemperaturas
$\delta^{34}S$	Atividade vulcânica, poluição (combustíveis fósseis), atividade biológica marinha, emissões oceânicas de enxofre
Temperatura do poço de sondagem	Temperatura média local
Feições de derretimento	Temperatura de verão
Na^+ , Cl^-	Extensão da cobertura de gelo marinho
^{14}C , ^{10}Be , ^{36}Cl , ^{26}Al , NO_3^-	Atividade solar
Ni , Fe , Mg , Ir	Influxo de material extraterrestre
Conteúdo de micropartículas, Al , Si , Ca	Desertificação global
Ácido metanosulfônico (MSA)	Ciclo biogeoquímico do enxofre (correlação com ENOS (fenômeno "El Niño" - Oscilação Sul))
H_2O_2	Capacidade oxidativa da atmosfera
$\delta^{13}C$, CO_2 , N_2O	Emissões de combustíveis fósseis
CO_2 , CH_4	Efeito estufa
Pb , Zn , Cu , Cd , pH, pesticidas (DDT), PCB's, clorofluorcarbonos (CCl_3F , CCl_2F_2)	Poluição global
Atividade β total, ^{90}Sr , ^{137}Cs	Testes nucleares e acidentes
3H	Explosões termonucleares
O_2 , N_2 , N_2O , CO_2 , CO	Paleoatmosferas

1.8.3. Isótopos estáveis (δD e $\delta^{18}O$)

A água é o composto químico em maior quantidade presente no planeta Terra. Ela é o principal componente de todos os seres vivos, além de ser o agente mais

importante nos processos de intemperismo, erosão e reciclagem de materiais geológicos, tendo papel essencial no balanço energético global. O estudo da neve, *firn* ou gelo, considerados como “água fóssil”, possuem importantes relevâncias e implicações em diversos aspectos da reconstrução paleoambiental (Bradley, 1999).

Os elementos químicos constituintes da água, oxigênio (O) e hidrogênio (H), existem em diferentes formas de isótopos, assim como, muitos outros elementos de ocorrência natural. Isótopos são resultados da variação da massa do átomo em cada elemento, ou seja, variantes de um elemento químico. O núcleo atômico de um átomo é composto por prótons e nêutrons. Os isótopos compartilham o mesmo número de prótons e diferentes números de nêutrons. Diferentes isótopos de um único elemento químico ocupam a mesma posição na tabela periódica. A soma do número de prótons e nêutrons no núcleo de um átomo é o número de massa, sendo que cada isótopo de um determinado elemento tem um número de massa diferente. O número de prótons no núcleo de um elemento (o número atômico) é sempre o mesmo, mas o número de nêutrons pode variar, resultando em diferentes isótopos do mesmo elemento (Faure & Mensing, 1986).

Isótopos estáveis são isótopos de um mesmo elemento que não sofrem decaimento ou deterioram em outros elementos com o passar do tempo pois as suas combinações de prótons e nêutrons são estáveis. Dessa maneira, os átomos de oxigênio, que sempre possuem 8 prótons, podem ter 8, 9 ou 10 nêutrons, o que resulta em três isótopos com números de massa atômica de 16, 17 e 18, respectivamente (^{16}O , ^{17}O e ^{18}O). Já os átomos de hidrogênio possuem dois tem dois isótopos estáveis, ^1H e ^2H (deutério) (Faure e Mensing, 1986). Os termos “isótopos pesados” ou “isótopos leves” referem-se se a razão entre os isótopos de menor e maior massa atômica tendem para mais negativo (maior quantidade de ^{18}O e ^2H ou D) ou para o mais positivo (maior quantidade de ^{16}O e ^1H).

O mecanismo de fracionamento isotópico pode ser resumido como o conjunto de fatores físicos e químicos, como mudanças no estado de agregação ou através de reações químicas. A diferença entre as massas das moléculas isotópicas da água faz com que elas tenham um intervalo de variação das pressões de vapor, de modo que a molécula mais leve ($^1\text{H}_2^{16}\text{O}$) evapora preferencialmente em relação à molécula mais pesada (D_2^{18}O) da água (Gat, 1984). Por outro lado, a molécula mais pesada na fase vapor condensa preferencialmente em relação à molécula mais leve. Portanto, o vapor de água é depletado (carente) em D e ^{18}O em relação ao vapor. O fracionamento resultante das moléculas isotópicas da água é uma consequência direta do efeito das

massas de moléculas isotópicas nas suas velocidades expressas pela equação simplificada (Faure e Mensing, 1986): $\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$.

A Figura 15 expõe de forma esquemática o fluxo da água e os componentes do sistema hidrológico. Em resumo, o ciclo hidrológico acontece pela evaporação da água marinha ou continental, transporte da umidade até e através da atmosfera em direção aos polos, e devido ao resfriamento dessa massa de ar, ocorre a condensação e precipitação em forma de chuva ou neve. Esse material precipitado, por sua vez, retorna para o oceano pelo escoamento superficial e subsuperficial no continente. A água inicialmente evaporada é preferencialmente carregada de isótopos mais leves, além disso, os isótopos mais pesados tendem a ser extraídos mais facilmente do vapor d'água pela condensação para formar gotículas líquidas ou partículas de gelo. O vapor d'água restante, assim como a precipitação provinda dele, torna-se isotopicamente mais leve com o aumento da distância ao longo da trajetória. Em decorrência disso, a neve acumulada nas camadas de gelo é mais leve que a fonte oceânica original (Cuffey & Paterson, 2010).

As moléculas de água podem existir como diferentes combinações isotópicas com número de massa variando de 18 ($^1\text{H}_2^{16}\text{O}$) a 22 ($^2\text{H}_2^{18}\text{O}$). Contudo, águas compostas por mais de um isótopo "pesado" são raras, e as combinações mais importantes na pesquisa paleoclimática são $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$, geralmente escrito como HDO e $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ (Bradley, 1999).

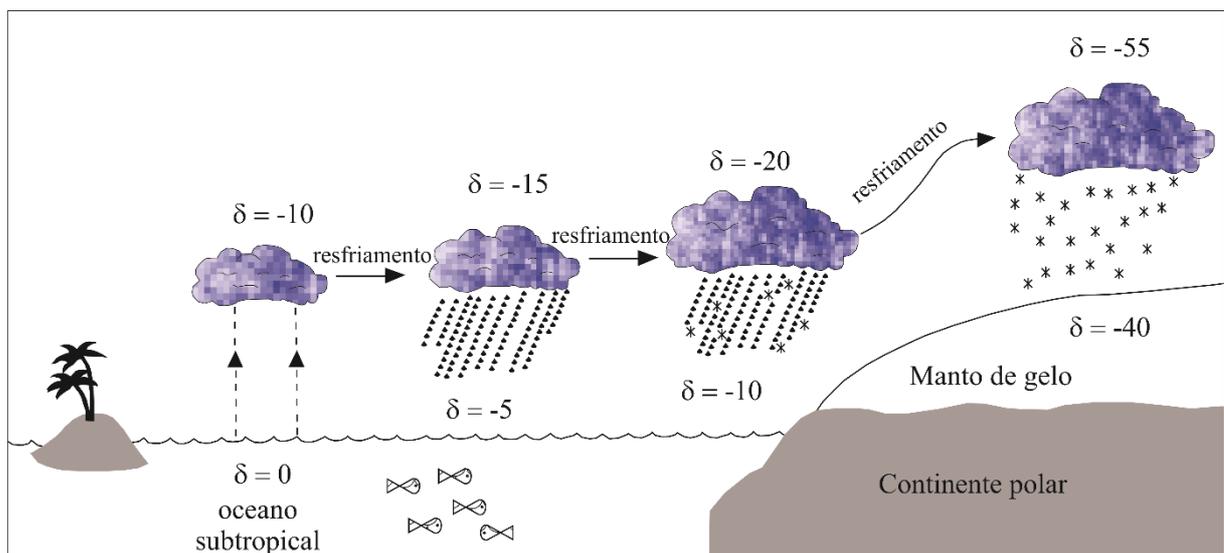


Figura 15 - Modelo esquemático do transporte da umidade formada em médias e altas latitudes, com ênfase nas variâncias dos valores isotópicos (δ) da massa de ar e precipitação. Fonte: Cuffey & Paterson (2010).

As pesquisas envolvendo testemunhos de gelo e isótopos estáveis começaram na década de 1960 com Willy Dansgaard, que documentou a distribuição mundial da proporção de precipitação de O^{18}/O^{16} . O pesquisador compartilhou e modelou o decaimento da razão O^{18}/O^{16} paralelamente com a temperatura no local da precipitação de altas e médias latitudes (Dansgaard, 1964; Dansgaard *et al.*, 1973). Com isso, propôs que essa relação poderia ser usada para reconstruir as mudanças climáticas no passado pelo acúmulo dessas precipitações nos mantos de gelo.

De acordo com Masson-Delmotte *et al.* (2008), fatores geográficos controlam a distribuição das razões isotópicas, como a distância do local de precipitação até a costa, a latitude e a elevação. O efeito da latitude (baixo valor de δ em altas latitudes) é devido a remoção preferencial de componentes pesados da nuvem de precipitação que se move em direção a latitudes mais altas. Por conta de razões similares, ocorrem efeitos da altitude e da continentalidade (baixa razão isotópica δ em altas altitudes e/ou mais para o interior do continente) (Dansgaard *et al.*, 1973).

No continente antártico, o principal fator que interfere na distribuição das razões isotópicas (δD e $\delta^{18}O$), e que se relaciona diretamente com os efeitos geográficos e sazonais, é a variação espacial da temperatura. Essa variação está fortemente relacionada à distância da fonte da precipitação ("efeito de continentalidade"), latitude (relacionado com a insolação), elevação (efeito do gradiente vertical) e circulação atmosférica (penetração de sistemas ciclônicos sinóticos) (Masson-Delmotte *et al.*, 2008).

Efeitos pós-deposicionais podem induzir alterações sistemáticas nos valores isotópicos, tais como, efeito de ablação causado pelos ventos no flanco do manto de gelo onde a topografia local pode ser complexa (Ekaykin *et al.*, 2002; Frezzotti *et al.*, 2004) ou efeito de sublimação nas áreas mais secas (Neumann & Waddington, 2004). Tais informações devem ser levadas em consideração para quaisquer interpretações dos ruídos nos dados trabalhados.

Capítulo 2 - Anexos

2.1. Artigo científico

[PG] Agradecimento pela Submissão

Pesquisas em Geociências - Comissão Editorial <pesqgeoc@ufrgs.br>

Seg, 29/07/2019 19:32

Para: Flavia Alves Tavares <flaviaalvestavares@hotmail.com>

Flavia Alves Tavares,

Agradecemos a submissão do manuscrito "RAZÕES DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS EM UM TESTEMUNHO DE FIRN DO MANTO DE GELO DA ANTÁRTICA ORIENTAL" para Pesquisas em Geociências.

Nos próximos dias, V. S. receberá o resultado da avaliação editorial inicial, que inclui a análise sobre:

- (i) se a temática do manuscrito se enquadra no escopo da revista;
- (ii) se o manuscrito foi adequadamente preparado conforme orientação constante nas instruções aos autores.

Uma vez atendidas essas condições mínimas, o manuscrito será encaminhado para avaliação por membros do corpo editorial e/ou consultores ad doc, de modo a garantir a qualidade das contribuições publicadas na revista.

Por meio da interface de administração do sistema, utilizado para a submissão, será possível acompanhar o progresso do documento dentro do processo editorial, bastando logar no sistema localizado em:

URL do Manuscrito:

<https://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/author/submission/94926>

Login: flaviatavares

Em caso de dúvidas, envie suas questões para este e-mail.

Agradecemos por considerar nossa revista como meio de transmitir ao público seu trabalho.

Pesquisas em Geociências - Comissão Editorial
Pesquisas em Geociências

Pesquisas em Geociências

<http://www.seer.ufrgs.br/index.php/PesquisasemGeociencias>

1 RAZÕES DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS EM UM TESTEMUNHO DE *FIRN* 2 DO MANTO DE GELO DA ANTÁRTICA ORIENTAL

3 *Stable isotope ratios in a firn core from the East Antarctic Ice Sheet*

4
5 Flavia A. Tavares^{1, 2}, Jefferson C. Simões², Ronaldo T. Bernardo², Nicoli Gerhard^{1,2}, Gino
6 Casassa³, Luciano Marquetto^{1,2}

7
8 ⁽¹⁾ Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av.
9 Bento Gonçalves, 9.500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, Brasil.

10 Email: flaviaalvestavares@hotmail.com

11 ⁽²⁾ Centro Climático e Polar, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul
12 (UFRGS), Porto Alegre, RS, Brasil.

13 ⁽³⁾ Universidad de Magallanes, Punta Arenas, Chile.
14

15 **Resumo.**

16 A interpretação ambiental da química do gelo da Antártica auxilia a compreensão das
17 mudanças climáticas que ocorreram nos últimos séculos. O testemunho de *firn*¹, conhecido
18 como IC-02 (88°01'21,3"S e 82°04'21,7"W), atingindo 41,82 m de profundidade, foi
19 coletado no manto de gelo da Antártica Oriental, durante a travessia chileno-brasileira no
20 verão austral de 2004/2005, como parte do programa ITASE (*International Trans-*
21 *Antarctic Scientific Expedition*). O estudo teve como principais objetivos a determinação
22 das razões isotópicas de oxigênio e hidrogênio ($\delta^{18}\text{O}$ e δD) de cada camada do testemunho,
23 a análise da variabilidade sazonal dessas razões com o intuito de estabelecer a idade
24 alcançada pelo testemunho, a taxa anual de acumulação de neve e, pela comparação dos
25 resultados com valores isotópicos em outros sítios no continente, averiguar variações
26 geográficas e temporais. O testemunho IC-02 foi descontaminado e subamostrado em um
27 sistema de fusão contínua e o conteúdo isotópico determinado por espectrometria a laser
28 de cavidade ressonante do tipo *ring-down* (WS-CRDS, sistema Picarro). A série completa
29 dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ varia entre 50,77‰ e -41,40‰, com valor médio de $-46,39 \pm 1,37\%$,
30 enquanto que δD apresenta valores entre -408,18‰ e -323,85‰, com média de $-367,43 \pm$
31 $12,51\%$. O excesso de deutério (d) tem valor médio de $4,36 \pm 2,66\%$. A interpretação do
32 histograma correspondente a 1091 amostras (aproximadamente 14,35 m equivalente
33 d'água) fornece uma idade de 85 ± 3 anos, ou seja, uma taxa média de acumulação de 152
34 ± 64 mm ano⁻¹ em equivalente d'água. A temperatura atmosférica média no sítio da
35 perfuração, obtida por medidas a 10 m de profundidade, é de -45°C. As análises
36 glacioquímicas confirmaram a relação linear entre as razões isotópicas (δD e $\delta^{18}\text{O}$) de
37 acordo com a linha de Craig (1961) para água meteórica. A diminuição da média anual de
38 δD correlacionado ao aumento da taxa de acumulação, que ocorre no inverno, confirma a
39 influência da temperatura sobre o fracionamento isotópico, assim como, os fatores
40 geográficos, tais como altitude e continentalidade. As amostras do testemunho IC-02
41 registram a fase positiva do Modo Anular do Hemisfério Sul (SAM), antes de uma mudança
42 no comportamento da anomalia da temperatura, em que passa a ser positiva, no início da
43 década de 2000.

44 **Palavras-chave.** Antártica, testemunho de *firn*, isótopos estáveis.

¹ *Firn*, estágio intermediário entre a neve e o gelo. O limite entre a neve e o *firn* não é bem definido, geralmente é identificado por características tais como cristais soldados uns aos outros, mas onde ainda persiste a conexão dos espaços intergranulares (ou seja, ainda é permeável). O limite *firn*-gelo, por sua vez, é marcado pelo fechamento da conexão entre os poros e ocorre quando a densidade atinge 0,83 g cm⁻³ (Simões, 2004).

45 **Abstract.**

46 The environmental interpretation of the Antarctic ice chemistry helps to understand the
47 environmental changes that have occurred in recent centuries. The *firm* core, known as IC-
48 02 (88°01'21.3"S and 82°04'21.7"W), reaching 41.82 m depth, was collected in the East
49 Antarctic ice sheet during the Chilean-Brazilian traverse in the summer of 2004/2005, as
50 part of the ITASE (International Trans-Antarctic Scientific Expedition) program. The main
51 objective of the study were to determine the oxygen and hydrogen isotopic ratios ($\delta^{18}\text{O}$ and
52 δD) of each sampled layer, the analysis of their seasonal variability to establish the age
53 reached by the core, the annual snow accumulation rate and by comparing the results with
54 isotopic values of other sites in the continent, as certain geographic and temporal variations.
55 The IC-02 core was decontaminated and sub-sampled in a continuous melt system and the
56 isotopic content determined by Wavelength-Scanned Cavity Ring Down Spectroscopy
57 (WS-CRDS, Picarro system). The complete series of $\delta^{18}\text{O}$ values varies from 50.77‰ to -
58 41.40‰, with a mean value of $-46.39 \pm 1.37\text{‰}$, while the δD shows values from -408.18‰
59 to -323.85‰, with a mean of $-367.43 \pm 12.51\text{‰}$. The excess deuterium (d) has an average
60 value of $4.36 \pm 2.66\text{‰}$. The histogram interpretation corresponding to 1091 samples
61 (approximately 14.35 m water equivalent) provides an age of 85 ± 3 years, i.e., a mean
62 accumulation rate of 152 ± 64 mm year⁻¹ in water equivalent. The mean atmospheric
63 temperature at the drilling site, measured at 10 m depth, is -45°C. Glaciochemical analyses
64 confirmed the linear relationship between isotopic ratios (δD and $\delta^{18}\text{O}$) according to Craig's
65 (1961) meteoric water line. The decrease in the annual δD mean correlated to the increase
66 in accumulation rate, which occurs in winter, confirms the influence of temperature on
67 isotopic fractionation, as well as geographic factors such as altitude and continentally. The
68 IC-02 samples recorded the positive phase of the Southern Hemisphere Annular Mode
69 (SAM), before a change in the behavior of the temperature anomaly, which became positive
70 in the early 2000s.

71 **Keywords.** Antarctica, *firm* core, stable isotopes.

72

73

74 **1 Introdução**

75

76 O continente Antártico tem papel essencial na circulação atmosférica e oceânica
77 (Simões *et al.*, 2011) e guarda a maior quantidade de água doce congelada do mundo. No atual
78 momento de mudanças ambientais intensificadas pela ação humana (Jouzel & Masson-
79 Delmotte, 2010), entender a variabilidade climática antártica dos últimos 200 anos favorece a
80 compreensão das mudanças ocorridas em outras latitudes, além de possibilitar a elaboração de
81 cenários para as próximas décadas.

82 O estudo de testemunhos de gelo (ou de neve ou *firm*) tornou-se importante nas últimas
83 décadas, pois o gelo da Antártica e da Groenlândia provê indiretamente (*by proxy*) o melhor
84 arquivo natural das variações na composição química da atmosfera por serem locais onde toda
85 a precipitação é preservada, além de possuírem os mais profundos pacotes de neve e gelo
86 (espessura média de 2.020 m; Simões *et al.*, 2011). A neve que forma as geleiras e mantos de
87 gelo é constituída por cristais de gelo, por impurezas líquidas e sólidas, e por gases retidos em
88 bolhas intergranulares. Ao perfurar verticalmente uma massa de gelo, é possível determinar as

89 propriedades físicas e o conteúdo químico do gelo amostrado em função da profundidade e,
 90 portanto, do tempo. O conteúdo químico do gelo é registrado de três maneiras diferentes: na
 91 composição isotópica de moléculas de água, nas concentrações de impurezas presentes na neve
 92 e no gelo e no conteúdo de bolhas de ar isoladas no gelo (Wolff, 2012).

93 Dentre as técnicas mais consagradas do estudo de testemunhos de gelo, está a
 94 determinação da variabilidade do conteúdo de isótopos estáveis que formam a neve e o gelo
 95 glacial. A neve (H₂O) é formada por átomos de hidrogênio e oxigênio, mas na natureza vários
 96 isótopos estáveis desses dois elementos existem concomitantemente: o hidrogênio possui dois
 97 isótopos estáveis (¹H e ²H, o deutério). Já o oxigênio ocorre na forma de três isótopos (¹⁶O, ¹⁷O
 98 e ¹⁸O). A Tabela 1 apresenta as proporções relativas da ocorrência desses isótopos estáveis na
 99 natureza.

100 Isótopos estáveis da água em testemunho de gelo na Antártica são a chave para expandir
 101 o que se tem documentado sobre mudanças do clima no espaço e tempo nas regiões polares. A
 102 interpretação isotópica serve para inferir temperaturas passadas (Lorius *et al.*, 1969) e auxilia
 103 na compreensão do ciclo da água no passado recente e durante as variações glaciais-
 104 interglaciais (Jouzel *et al.*, 1997, 2007).

105

106 Tabela 1. Abundância dos isótopos estáveis de hidrogênio e oxigênio na natureza. Modificado
 107 de Faure & Mensing (2005).

108 *Table 1. Hydrogen and oxygen stable isotopes abundance in nature. Modified from Faure &*
 109 *Mensing (2005).*

Isótopo	Abundância (%)
Hidrogênio	
¹ ₁ H	99,985
² ₁ H	0,015
Oxigênio	
¹⁶ ₈ O	99,762
¹⁷ ₈ O	0,038
¹⁸ ₈ O	0,200

110

111 A distribuição espacial dos isótopos estáveis é influenciada por diferentes fatores, tais
 112 como: a sazonalidade da precipitação, o local fonte da evaporação, o transporte do vapor d'água
 113 e os processos pós-deposicionais. Isso faz com que existam incertezas na reconstrução de
 114 mudanças climáticas no passado por meio de registros isotópicos em testemunhos de gelo. A
 115 evaporação que acontece no oceano é o primeiro estágio da precipitação que chega à Antártica,

116 e marca o início do fracionamento no vapor d'água acima do local fonte. A precipitação vai,
117 gradualmente, sofrer o processo de condensação durante o seu transporte sobre a Antártica
118 dentro de certas condições de temperatura, pressão e umidade, concomitante ao fracionamento
119 dos isótopos estáveis regular. A observação simultânea das razões de isótopos estáveis no vapor
120 atmosférico acima da interface superfície-atmosfera, próximo ao solo, e na superfície de neve
121 são importantes para entender o papel de processos pós-deposicionais no fracionamento (Hou
122 *et al.*, 2012).

123 O registro das razões isotópicas em um testemunho de gelo pode ser afetado por efeitos
124 sistêmicos causados por processos pós-deposicionais da neve. O principal deles é a ablação,
125 que inclui derretimento, evaporação, desprendimento, erosão eólica e avalanchas, que causam
126 perda de massa seja na forma de neve, gelo ou água (Simões, 2004), e é acentuado em locais
127 com complexa topografia local. E é também modificado pela sublimação do gelo, ou seja,
128 mudança de estado físico do gelo de sólido direto para vapor, em áreas de clima seco (Ekaykin
129 *et al.*, 2002; Frezzotti *et al.*, 2004, 2007; Neumann & Waddington, 2004).

130 A composição isotópica da neve antártica pode refletir o local de origem da massa de ar
131 e a condição de evaporação associada, mudanças na relação entre condensação e temperatura
132 na superfície, ou mudanças na intermitência da precipitação. Embora a interpretação do sinal
133 isotópico da neve superficial tenha sido ponderada pela precipitação, estudos mais recentes
134 evidenciam trocas isotópicas entre a superfície de neve antártica e a atmosfera, associadas às
135 condições de metamorfismo da neve que ocorre em escala diurna e sub-anual (Casado *et al.*,
136 2016; Touzeau *et al.*, 2016; Goursaud *et al.*, 2018).

137 Na Antártica, a taxa anual de precipitação de neve pode variar entre 15 mm (equivalente
138 em água²) no alto platô da Antártica Oriental, a mais de 2.000 mm na costa ocidental da
139 Península Antártica. As camadas depositadas em forma de neve sofrem metamorfismo para o
140 gelo (passando pelo estado intermediário chamado *firm*) devido a pressão das camadas
141 sobrepostas e recristalização. Assim, o manto de gelo antártico consiste em uma sequência de
142 camadas horizontais de gelo depositadas anualmente que ficam mais finas com profundidade
143 tanto pela pressão exercida pelas camadas sobrepostas como pela deformação visco-plástica do
144 gelo (Cuffey & Paterson, 2010), podendo atingir quase 5 km de espessura e conter sequências
145 que cobrem centenas de milhares de anos (até o momento o testemunho de gelo mais antigo já
146 recuperado tem 800.000 anos; Jouzel *et al.*, 2007).

² Precipitação e acumulação de neve é apresentada em equivalente d'água, ou seja, a coluna de precipitação de neve em um certo período de tempo multiplicada por sua densidade. Isso é necessário devido a variabilidade da densidade do pacote de neve.

147 Devido a carência de dados glacioquímicos detalhados, em escala anual das últimas
148 décadas, de determinados sítios da Antártica, este artigo procurou investigar a variabilidade
149 isotópica de um testemunho de *firn* e gelo raso obtido no platô da Antártica Oriental no verão
150 austral de 2004/2005 para especificamente: (1) determinar a variabilidade sazonal e anual das
151 razões de isótopos de oxigênio e hidrogênio; (2) interpretar essas variações em termos de
152 variações climáticas ao longo do tempo no sítio de coleta; (3) comparar os resultados com
153 medidas similares em outras partes do continente, determinando variações espaciais
154 (geográficas).

155

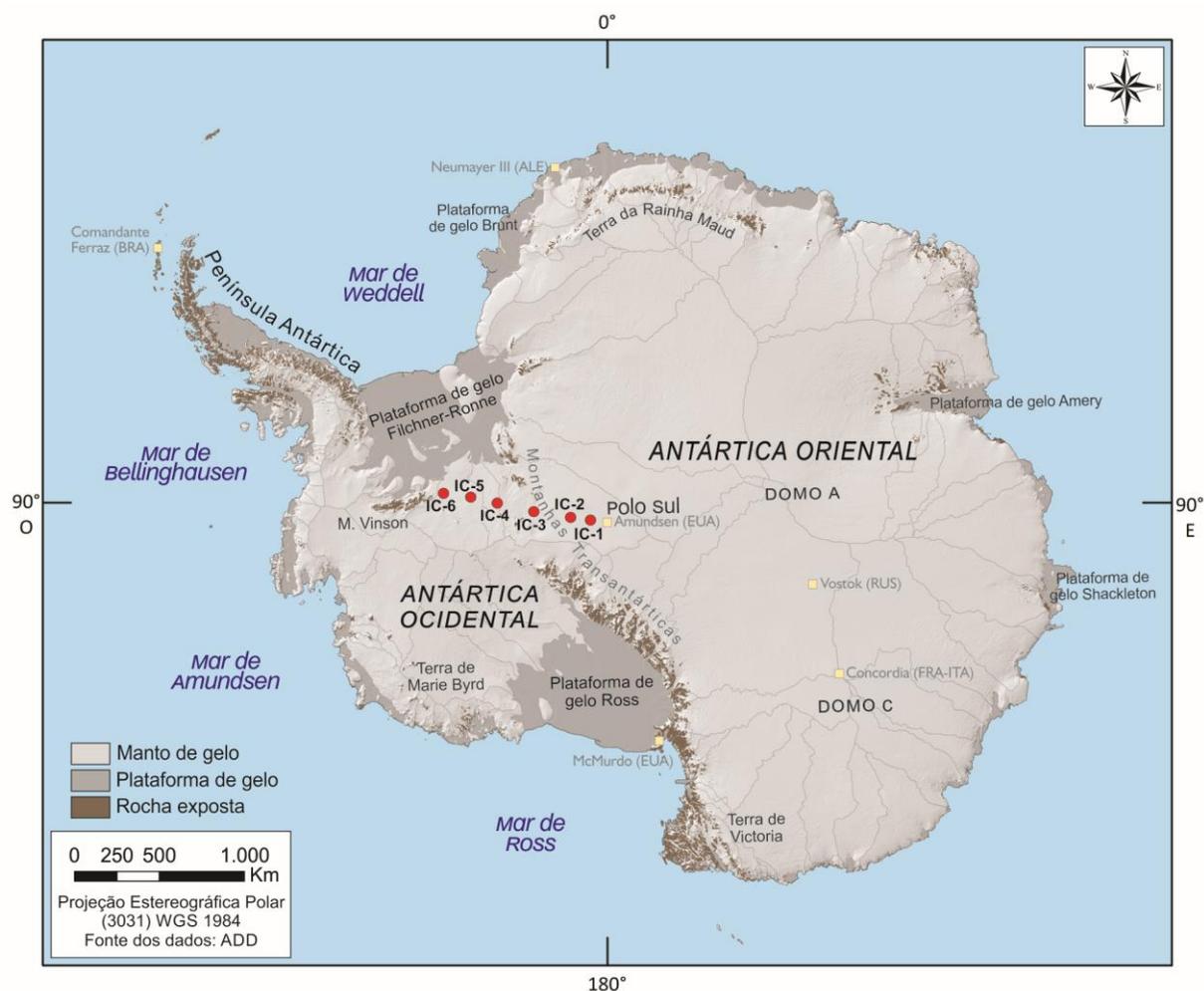
156 **2 Área, materiais e métodos**

157 *2.1 Localização da área de amostragem*

158

159 O testemunho de *firn*/gelo IC-02 (88°01'21,3"S e 82°04'21,7"W) possui 42,92 m, foi
160 recuperado a uma altitude de 2.621 m no platô do manto de gelo da Antártica Oriental, a 220
161 km do Polo Sul geográfico. A temperatura média anual na superfície deste sítio é de $-45,0 \pm$
162 $0,5^{\circ}\text{C}$ (determinada por sonda com resistência de prata para medir a temperatura da neve entre
163 10 e 12 m de profundidade. Este é o método tradicionalmente usado em Glaciologia, pois a essa
164 profundidade as variações sazonais de temperatura já estão atenuadas (Cuffey & Patterson,
165 2010)). Esse testemunho foi obtido durante a travessia chileno-brasileira do programa ITASE
166 (*International Trans-Antarctic Scientific Expedition*) na viagem de retorno que partiu do Polo
167 Sul geográfico, ao longo de 1.150 km, em direção à estação chilena Tenente Parodi (80°18,2'S,
168 81°23,3'W, 790 m) nos montes Patriot no verão austral de 2004/2005. Durante a travessia,
169 outros cinco testemunhos de gelo foram obtidos (Fig. 1) os quais foram analisados por Bayer
170 (2011), Hammes *et al.* (2011), Marques *et al.* (2012, 2014), Schwanck *et al.* (2012, 2014),
171 Marquette *et al.* (2013, 2015) e Lindau *et al.* (2014, 2016).

172

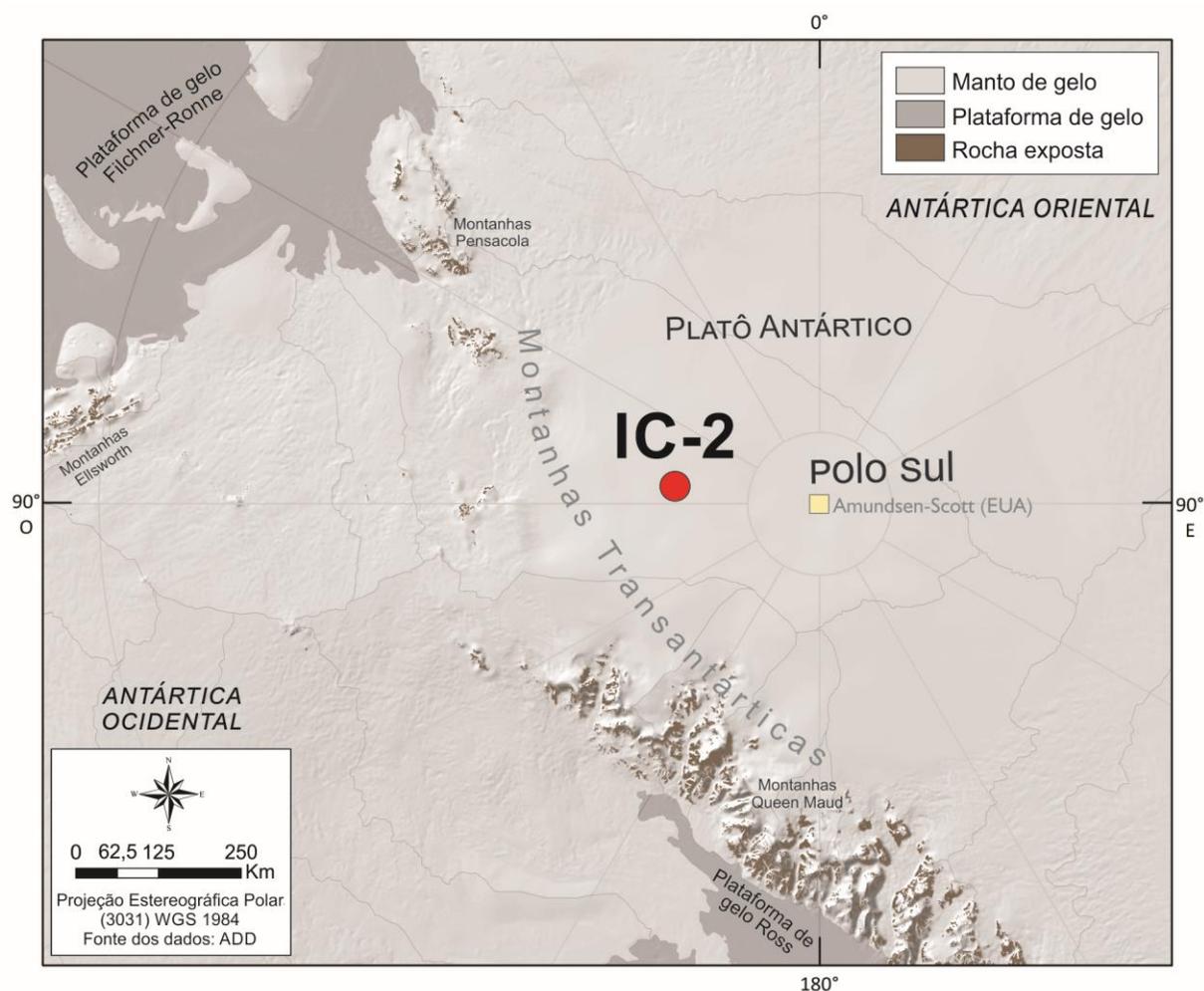


173
 174 Figura 1. Mapa de localização dos seis testemunhos de neve e *firn* obtidos durante a travessia
 175 chileno-brasileira no verão austral de 2004/2005. Linhas cinzas fracas marcam os divisores de
 176 bacias de drenagem do manto de gelo antártico.

177 *Figure 1. Location map of the six snow and firn cores obtained during the Chilean-Brazilian*
 178 *traverse in the 2004/2005 austral summer. The weak gray lines mark the drainage basin*
 179 *dividers of the Antarctic ice sheet.*

180
 181 O local de perfuração (Fig. 2) foi escolhido principalmente devido a duas características:
 182 (1) é distante de áreas fontes de material crustal (as montanhas mais próximas estão a mais de
 183 250 km de distância), reduzindo a contribuição antártica para a química local; (2) a região de
 184 amostragem está na zona de neve seca, onde o derretimento da neve precipitada e baixo ou não
 185 existente, o que possibilita a preservação da coluna de neve de forma contínua (Hammes, 2011).
 186 A espessura de gelo estimado para o sítio do IC-02 é de 2.200 m, de acordo com Fretwell *et al.*
 187 (2013).

188



189

190 Figura 2. Mapa de localização do testemunho de neve/*firn* IC-02 no platô do manto de gelo da
 191 Antártica Oriental.

192 *Figure 2. Location map of IC-02 snow/firn core in the plateau of East Antarctic ice sheet*
 193 *plateau.*

194

195 2.2 Trabalhos de campo

196

197 A perfuradora utilizada na obtenção do testemunho IC-02 foi do tipo FELICS (*Fast*
 198 *Electromechanical Lightweight Ice Coring System*), desenvolvida pela companhia suíça FS
 199 Inventor AG desde 1998. O equipamento é composto por três partes principais, a broca, o
 200 guincho, e a fonte de alimentação, que possuem um peso líquido de 228 kg (Ginot *et al.*, 2002).
 201 Todas as partes em contato com o gelo são feitas de alumínio anodizado, aço inoxidável,
 202 polietileno e polioximetileno (Delrin © DUPONT).

203 O testemunho IC-02 foi obtido por duas perfurações, separados em 0,5 m de distância
 204 em superfície, sendo que na primeira foi amostrada a neve/*firn* entre 0 e 20,29 m de

205 profundidade, e na segunda entre 20,29 e 41,82 m. Foram obtidas 44 seções com 8,25 cm de
206 diâmetro e aproximadamente 1 m de comprimento. Imediatamente após a coleta foi realizada a
207 pesagem, com auxílio de uma balança eletrônica, modelo Bioprecisa BS3000A, com precisão
208 de 0,1 g, para determinar a densidade volumétrica de cada amostra e a variabilidade dessa com
209 a profundidade. As seções foram ensacadas em tubo plástico de polietileno, colocadas em
210 caixas de isopor para transporte aéreo da Antártica para Punta Arenas (Chile) e desta para o
211 *Climate Change Institute* (CCI) na Universidade do Maine (USA), mantidas sempre em estado
212 sólido para posterior subamostragem.

213

214 2.3 Métodos

215 2.3.1 Descontaminação e derretimento do testemunho

216

217 O derretimento do testemunho e preparação das amostras foram feitos numa sala fria (-
218 20°C) limpa (classe 100) no CCI. A camada exterior de gelo do testemunho, com cerca de 2 a
219 4 mm, foi removida com uma faca de cerâmica para evitar a contaminação (Tao *et al.*, 2001).
220 O topo e a base de gelo do testemunho também foram removidos por conter riscos de terem
221 tido contato com a perfuradora. O processo de derretimento de gelo foi feito num sistema de
222 fusão de testemunho de gelo contínuo de alta resolução, desenvolvido pelos pesquisados do
223 CCI com base no modelo proposto de Röthlisberger *et al.* (2000). De acordo com Osterberg *et*
224 *al.* (2006), esse sistema de derretimento permite a coleta de amostras para três tipos de análises,
225 no caso sendo elas: cromatografia iônica líquida (IC), espectrometria de massa de plasma
226 induzido (ICP-SFMS – *Inductively Coupled Plasma Sector Field Mass Spectrometry*) para
227 concentração de elementos traços e espectrometria a laser de cavidade ressonante do tipo ring-
228 down (WS-CRDS - *Wavelength-Scanned Cavity Ring Down Spectroscopy*, sistema Picarro©)
229 para determinação das razões de isótopos estáveis. Logo após a subamostragem, os frascos de
230 coleta de água para análises isotópicas foram congelados e mantidos no estado sólido até a
231 véspera da medição.

232

233 2.3.2 Determinação das razões isotópicas

234

235 No total, 1755 amostras do testemunho IC-02 tiveram as duas razões isotópicas, δD e
236 $\delta^{18}O$, determinadas pelo sistema WS-CRDS PICARRO L2130i com precisão de 0,9‰ e 0,4‰,
237 respectivamente, no Laboratório de Glacioquímica do Centro Polar e Climático (CPC) da
238 Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Brasil). A principal vantagem dessa técnica é a

239 habilidade de injetar diretamente a amostra em forma de vapor d'água na cavidade óptica do
 240 espectrômetro onde as razões isotópicas $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e $^2\text{H}/^1\text{H}$ são medidas simultaneamente. As
 241 técnicas de análise normalmente utilizadas em espectrômetro de massa das razões isotópicas
 242 (IRMS – *Isotope Ratio Mass Spectrometry*) não consideram a medida da água como tal, e
 243 acabam por convertê-la em um diferente gás antes de realizar a medição (Gehre *et al.*, 1996;
 244 Huber & Leuenberger, 2003).

245 A quantidade de isótopos estáveis de uma dada amostra de água é definida como a razão
 246 isotópica entre o ^{18}O e ^{16}O , ou entre o ^1H e ^2H , expressa em relação a um padrão de referência
 247 internacional (VSMOW – *Vienna Standard Mean Ocean Water*³), em partes por mil (‰),
 248 segundo a expressão:

$$249 \quad \delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}}} \times 10^3 \text{‰}$$

250 As amostras deste estudo foram normalizadas em relação à escala VSMOV e calibradas
 251 com os padrões SLAP (*Standard Light Antarctic Precipitation*) e GISP (*Greenland Ice Sheet*
 252 *Precipitation*) seguindo as recomendações da IAEA.

253

254 **3 Resultados**

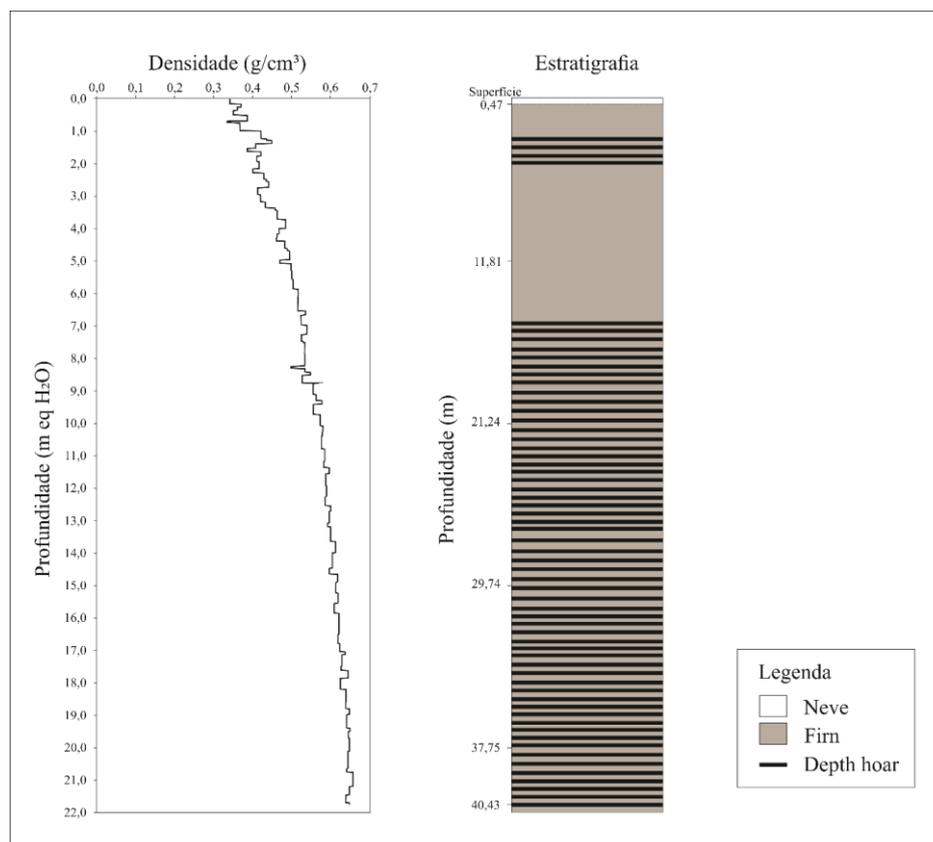
255 *3.1 Estratigrafia do testemunho IC-02*

256

257 A determinação do perfil de densidade do testemunho IC-02 e o exame visual das seções
 258 do testemunho permitiu a construção do perfil estratigráfico (Fig. 3), que apesar de ser formado
 259 por um mesmo material (água no estado sólido), apresenta diferentes denominações conforme
 260 suas características físicas. Além disso, a estratigrafia visual auxilia na datação do testemunho,
 261 pois as camadas visíveis da neve apresentam deposições resultantes das condições
 262 meteorológicas no momento de precipitação na superfície (Langway, 1970).

³ As razões isotópicas de oxigênio e hidrogênio são expressas em uma escala relativa (δ) a uma amostra padrão. Inicialmente chamada de SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), era considerada como ponto zero da escala δ um corpo d'água hipotético, formada de amostras de água coletadas entre 500 e 2000 m de profundidade em áreas de oceano aberto no Atlântico, Pacífico e Índico (Craig, 1961). Mas como havia muitas amostras padrões e sem controle, o SMOW foi descontinuado e um novo padrão, o VSMOW fabricado em laboratório e distribuído internacionalmente (Coplen, 1994; Hornberger, 1995). Devido à exaustão das amostras do padrão VSMOW, em 2006 a *International Atomic Energy Agency* (IAEA) lançou o padrão VSMOW2, idêntico ao primeiro. Os resultados de $\delta^{18}\text{O}$ para amostras de água continuam sendo apresentados relativamente ao padrão VSMOW (IAEA, 2009).

263 A densidade do IC-02 no seu fundo atinge $0,66 \text{ g cm}^{-3}$, ou seja, não chega o limite da
 264 transição de *firm* para gelo (densidade de $0,83 \text{ g cm}^{-3}$ em que se adquire “zero permeabilidade”;
 265 Langway *et al.*, 1993). Considerando a baixa temperatura do sítio de perfuração do IC-2, raras
 266 foram as lentes milimétricas de gelo formadas, que ocorrem quando um filme da superfície é
 267 derretido pela radiação solar direta. Este fenômeno ocorre até -20°C .
 268



269
 270 Figura 3. Perfis de densidade e estratigráfico do testemunho IC-02. Note que os estratos são
 271 constituídos basicamente de neve e *firm*, com intercalação de camadas de *depth hoar* (escarcha
 272 de profundidade).

273 *Figure 3. IC-02 density and stratigraphic profiles. Note that strata are basically snow and firn,*
 274 *intercalated with depth hoar layers.*

275
 276 Nesse testemunho foram frequentemente observadas camadas com cristais de neve
 277 facetados em forma de prismas ou pirâmides, com granulometria mais grossa (2 a 5 mm)
 278 intercalados com camadas de neve mais fina. Esse fenômeno ocorre quando cristais de neve se
 279 depositam sobre uma camada com temperatura mais baixa. O gradiente térmico força o
 280 movimento das moléculas das camadas mais quentes para o ar frio acima da superfície. Assim,
 281 o vapor que se move através da neve se condensa nas superfícies dos grãos de gelo, o que

282 produz cristais facetados e maiores. Tais camadas são conhecidas como *hoar layers* (camadas
283 de escarcha) e são altamente porosas e de densidade muito baixa (0,1 a 0,3 g cm⁻³). Quando
284 esse tipo de feição se desenvolve em profundidade, a camada passa a ser classificada como
285 *depth hoar* (escarcha de profundidade) (Cuffey & Paterson, 2010).

286

287 3.2 Intervalo dos dados e a relação $\delta^{18}O$ x δD

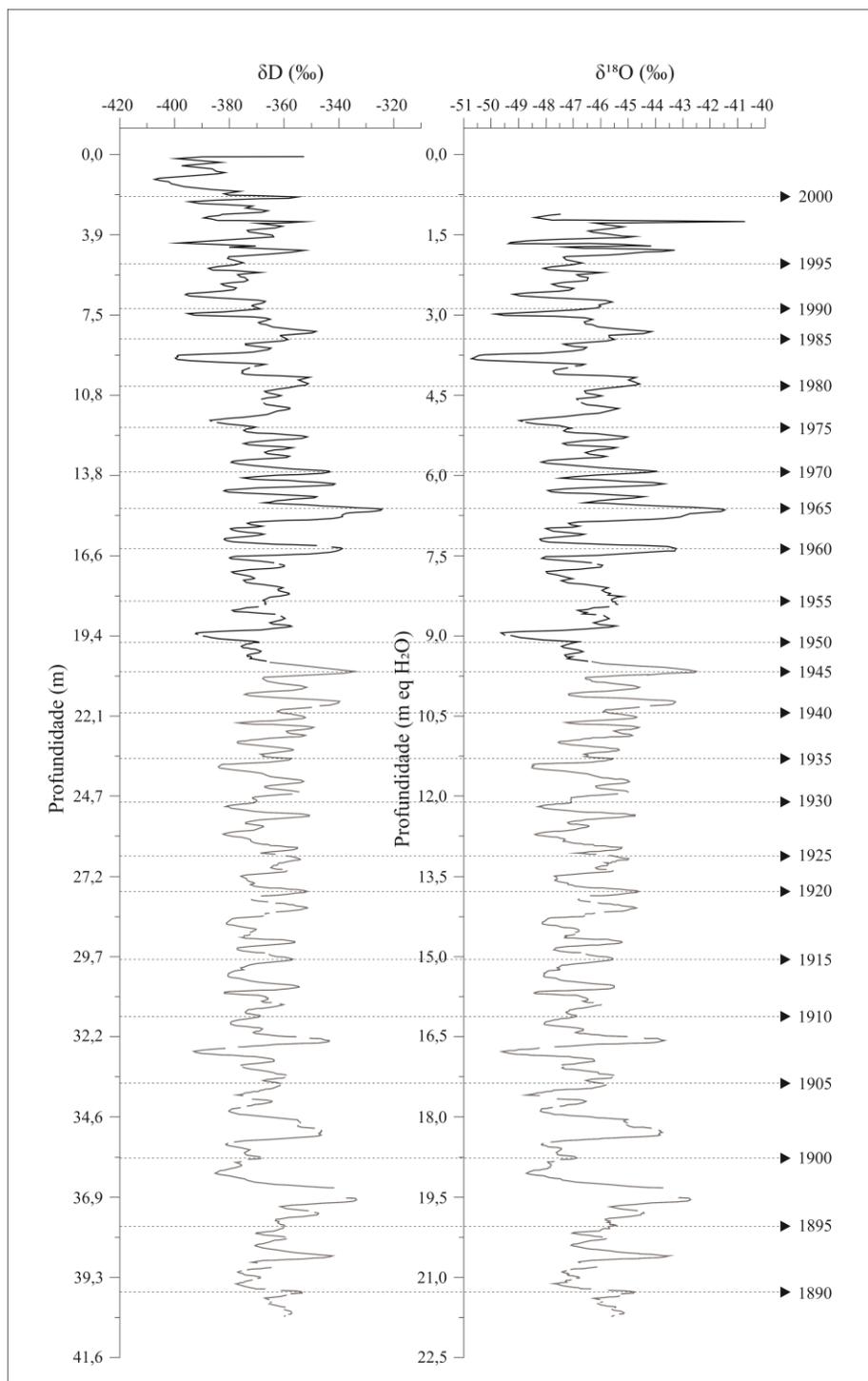
288

289 A Figura 4 apresenta a série isotópica ($\delta^{18}O$ e δD) com todas as amostras do testemunho
290 de gelo IC-02, de acordo com a profundidade em equivalente d'água. Como o testemunho foi
291 coletado em duas partes (separadas em 0,5 m de distância na superfície), foi necessário fazer
292 uma sobreposição vertical de 1,25 m entre os dados delas. Isto permitiu determinar a
293 continuidade do registro baseando-se nas variações das razões isotópicas similares. Dessa
294 maneira, algumas amostras foram descartadas, totalizando 1696 amostras no resultado final,
295 equivalentes a 21,74 m equivalente d'água. As amostras do primeiro metro de testemunho da
296 série de $\delta^{18}O$ foram descartadas durante o descongelamento.

297 O $\delta^{18}O$ no testemunho IC-2 tem uma média de $-46,39 \pm 1,37\text{‰}$, variando entre $50,77\text{‰}$
298 e $-41,40\text{‰}$. Já o δD médio é de $-367,43 \pm 12,51\text{‰}$ e varia entre $-408,18\text{‰}$ e $323,85\text{‰}$. Note na
299 Figura 5 que a relação linear entre o δD e o $\delta^{18}O$ ($\delta D = 8,28 \delta^{18}O \pm 17,73$, $R^2 = 0,95$) respeita
300 a linha de Craig (1961) para água meteórica, o que seria de esperar pois a estratigrafia do
301 testemunho não apresenta sinais de processos pós-deposicionais (e.g., derretimento superficial
302 da neve) que poderiam alterar a relação entre as duas razões isotópicas.

303 A Figura 6 apresenta o mapa de distribuição espacial das razões de isótopos estáveis de
304 amostras da Antártica (Masson-Delmotte *et al.*, 2008). Comparando a média das duas razões
305 isotópicas do IC-02, $-46,38\text{‰}$ para $\delta^{18}O$ e $-367,43\text{‰}$ para δD , observa-se que estão de acordo
306 com aquele estudo.

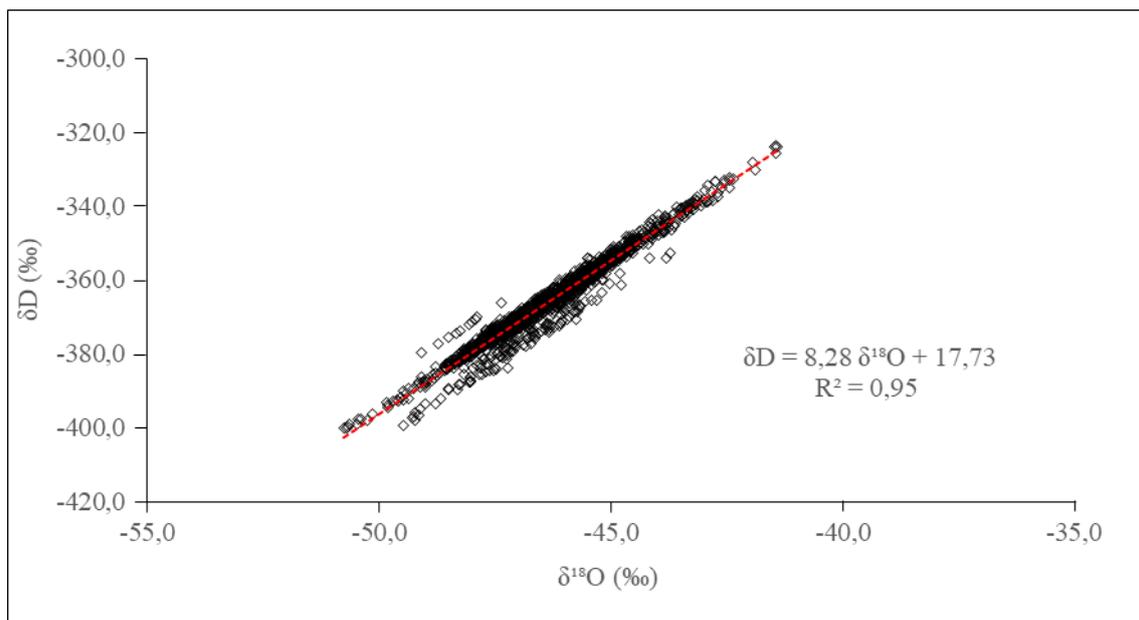
307 Nossos resultados também estão de acordo com as variações das razões isotópicas
308 médias determinadas em uma trincheira na estação antártica Amundsen-Scott no Polo Sul
309 geográfico por Mosley-Thompson *et al.* (1985), a 220 km de distância do IC-02. Esses autores
310 encontraram o $\delta^{18}O$ variando entre -56 e -41‰ .



311

312 Figura 4. Perfis isotópicos, $\delta^{18}\text{O}$ e δD , profundidade em m eq H_2O . A linha preta do gráfico
 313 representa a parte superior do testemunho de *firn* (seção 22A). A linha cinza no gráfico
 314 representa o segundo testemunho (22B), perfurado a 0,5 m de distância do primeiro.

315 *Figure 4. Stable isotopic profiles, $\delta^{18}\text{O}$ and δD , depth in m eq H_2O . The black line in the graph
 316 represents the upper part of the firn core (22A), while the gray line represents the second core
 317 (22B), drilled 0.5 m apart of the first one.*

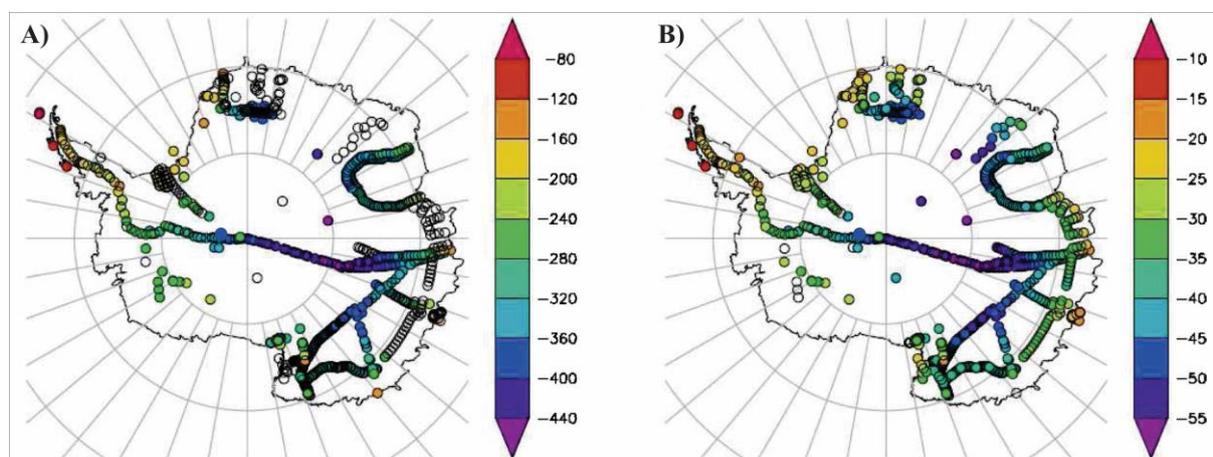


318

319 Figura 5. Gráfico mostrando a relação linear entre δD e $\delta^{18}O$ no testemunho de *firn*. A equação
 320 da reta respeita a linha de água meteórica (Craig, 1961).

321 *Figure 5. Graphic showing the liner relation between δD e $\delta^{18}O$ in the firn core. The line
 322 equation agrees with the meteoric water line (Craig, 1961).*

323



324

325 Figura 6. Mapa da Antártica mostrando a distribuição das razões de isótopos estáveis: (a) δD
 326 (‰), (b) $\delta^{18}O$ (‰). Círculos maiores em azul nos dois mapas representam os valores médios do
 327 IC-02. Modificado de Masson-Delmotte *et al.* (2008).

328 *Figure 6. Antarctic map showing stable isotope ratios distribution: (a) δD (‰), (b) $\delta^{18}O$ (‰).
 329 Large blue circles on both maps represent the mean values in the IC-02. Modified from Masson-
 330 Delmotte *et al.* (2008).*

331

332

333 3.3 Datação do testemunho

334

335 A cronologia dos testemunhos de gelo pode ser estabelecida pela contagem anual das
336 camadas de gelo, porém essas são de difícil determinação onde não existe uma marcada
337 sazonalidade em algum parâmetro físico (e.g., densidade da neve, conteúdo de micropartículas,
338 formação de camadas de gelo no verão). Assim, adota-se em geral uma metodologia de
339 multiparâmetros onde se examina independentemente a variabilidade sazonal, por exemplo, no
340 conteúdo isotópico, concentrações iônicas ou de elementos traços para determinar uma
341 cronologia relativa. Já o uso de horizontes de referências, como picos de sulfato (determinados
342 por cromatografia iônica) fornecem datas de erupções vulcânicas conhecidas e, portanto, uma
343 datação absoluta (Brook, 2007).

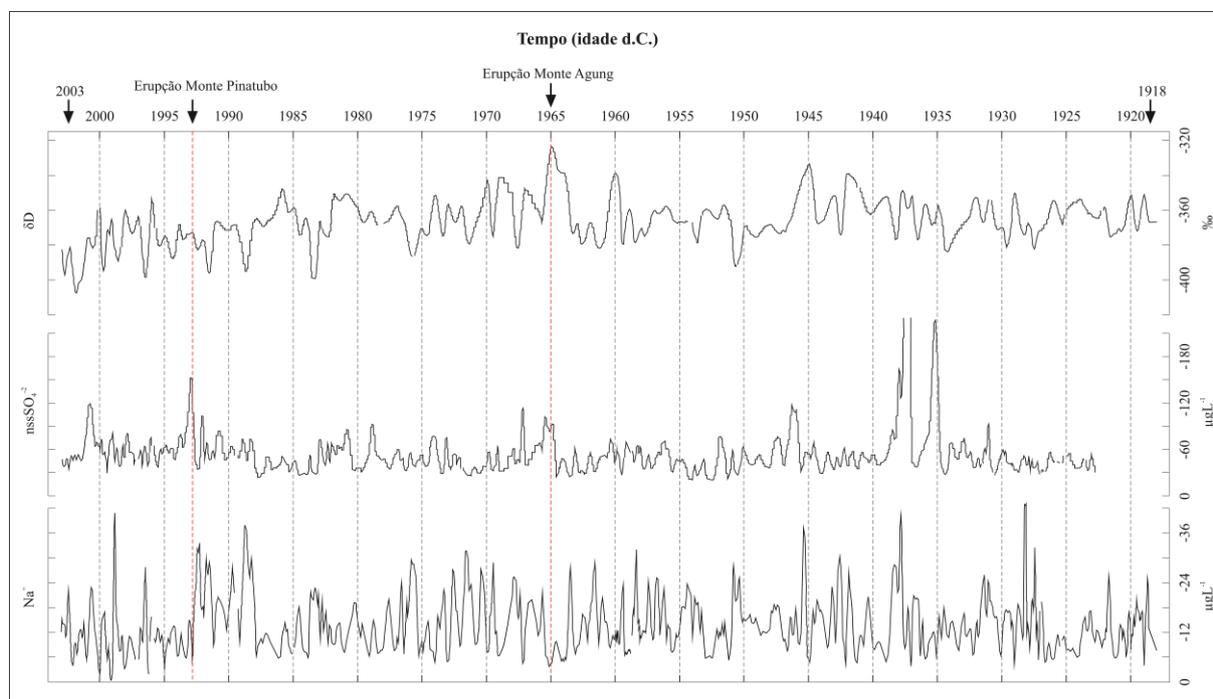
344 A datação do testemunho IC-02 foi baseada na variação sazonal da razão de isótopos
345 estáveis, corroborado pelas variações do conteúdo iônico de sódio (Na^+) e sulfato de origem
346 não marinha (nssSO_4^{-2} , ou seja, *no-sea salt sulphates*) obtidos por cromatografia iônica (mais
347 detalhes em Gerhard *et al.*, submetido). Os picos de δD e $\delta^{18}\text{O}$ representam precipitações
348 ocorridas durante os verões, quando então o fracionamento isotópico é menor do que no inverno
349 (e o local de origem da massa de ar está mais perto devido a redução da cobertura de mar
350 congelado ao redor do continente antártico). Ou seja, durante o verão a precipitação apresenta
351 valores isotópicos mais positivos.

352 A interpretação do perfil dos dados isotópicos em conjunto com as variações de Na^+ (μg
353 L^{-1}) e nssSO_4^{-2} ($\mu\text{g L}^{-1}$) de 1091 amostras (14,35 m eq H_2O) do IC-02 fornecem uma idade
354 equivalente a 85 anos (Fig. 7). De acordo com a datação estabelecida, o testemunho representa
355 neve acumulada entre 1918 e 2003 (as amostras superficiais de 2004 foram descartadas). A
356 datação estabelecida possui erro de aproximadamente 3 anos para mais ou para menos, devido
357 aos anos incertos no registro, em que podem representar picos de verão ou ruídos da série de
358 dados.

359 Alguns indícios nos valores de nssSO_4^{-2} corroboraram o resultado encontrado, como por
360 exemplo, o pico no ano de 1993, o qual possivelmente representa a erupção vulcânica do monte
361 Pinatubo (ilha Luzon, Filipinas) no ano de 1991 (observe que esse vulcão está no hemisfério
362 norte, assim o transporte das impurezas deve ser estratosférico, podendo tomar até 2 anos para
363 chegar na Antártica). Outro pico de nssSO_4^{-2} é atribuído a erupção do monte Agung em 1963,
364 em Bali na Indonésia, portanto marca o ano de 1965. De acordo com a interpretação de toda a
365 série isotópica do IC-02, as 1755 amostras (21,74 m eq H_2O) alcançam o ano de 1890, o que
366 equivale a 113 anos de registro paleoclimático (Fig. 4). Em razão da menor quantidade de dados

367 químicos disponíveis para essa datação, o intervalo considerado nas discussões das séries
 368 temporais foi o de 1918–2003, em termos de variações climáticas.

369



370

371 Figura 7. Série temporal da razão isotópica (δD) e concentrações iônicas ($nssSO_4^{2-}$ e Na^+)
 372 usadas para a datação do testemunho IC 02. As séries foram atenuadas pelo uso de um filtro
 373 (média móvel de três amostras) para remoção de ruídos (Gehard *et al.*, submetido).

374 *Figure 7. Isotopic ratio (δD) and ionic concentrations ($nssSO_4^{2-}$ and Na^+) time series used for*
 375 *dating the IC-02 core. The series were attenuated by the use of a filter (moving average of three*
 376 *samples) for noise removal (Gehard *et al.*, submitted).*

377

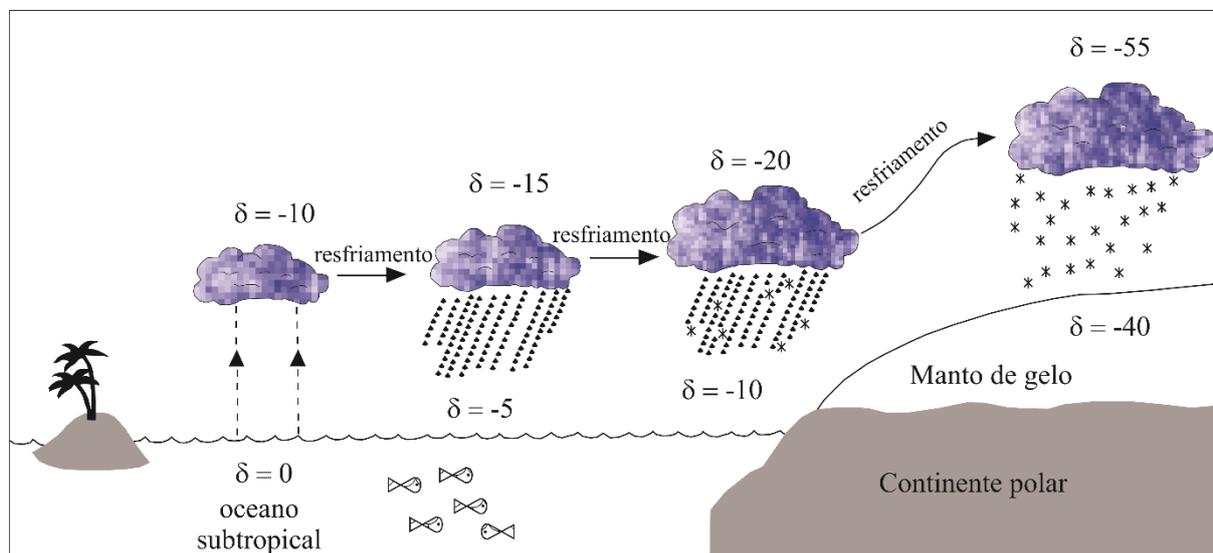
378 4 Discussão dos resultados

379 4.1 Fatores controladores da distribuição espacial de δD e $\delta^{18}O$

380

381 Dansgaard (1964) foi pioneiro em sumarizar os fatores que controlam o comportamento
 382 e distribuição dos isótopos estáveis na precipitação, como o efeito da temperatura, da latitude,
 383 da altitude, da continentalidade e da origem da precipitação. Craig (1961) já apontava que a
 384 temperatura do ar é o principal fator em médias e altas latitudes, principalmente em regiões
 385 polares. Masson-Delmotte *et al.* (2008) compilou um dos mais completos banco de dados
 386 isotópicos ($\delta^{18}O$ e δD) e confirmou que a distribuição espacial das razões isotópicas na
 387 Antártica é fortemente associada com a temperatura de condensação, que por sua vez é
 388 controlada por parâmetros geográficos (distância da costa, latitude e elevação).

389 O que ocorre é que a água que evapora dos oceanos nos subtropicais, além da umidade
 390 vinda dos continentes e oceanos polares, move-se em direção aos polos, e devido ao
 391 resfriamento dessa massa de ar, ocorre a condensação e precipitação (Fig. 8). Os isótopos
 392 pesados são preferencialmente extraídos do vapor d'água pela condensação para formar
 393 gotículas líquidas ou partículas de gelo. Dessa maneira, o vapor d'água restante, assim como a
 394 precipitação provinda dele, torna-se isotopicamente mais leve com o aumento da distância ao
 395 longo da trajetória. Em decorrência disso, a neve acumulada nas camadas de gelo é mais leve
 396 que a fonte oceânica original. Durante o decorrer do fenômeno descrito, os fatores controladores
 397 da distribuição espacial atuam sobre a variação isotópica, conforme discutido no tópico
 398 seguinte.
 399



400
 401 Figura 8. Modelo de transporte da umidade formada em latitudes médias e altas, com ênfase na
 402 variância das razões isotópicas (δ) nas massas de ar e precipitação. Fonte: Cuffey & Paterson
 403 (2010).

404 *Figure 8. Model for the transport of moisture formed at medium and high latitudes, with*
 405 *emphasis on the variance of isotopic ratios (δ) in air masses and precipitation. Source: Cuffey*
 406 *& Paterson (2010).*

407 408 4.1.1 Fatores geográficos

409
 410 A série isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ e δD) apresentada na Figura 4 corrobora as hipóteses levantadas
 411 por outros autores, no qual a continentalidade ou a distância do local de perfuração do
 412 testemunho até a costa, assim como, a latitude e a elevação, controlam a distribuição dos

413 isótopos estáveis. Todos esses efeitos atuantes no fracionamento isotópico do oxigênio e
414 deutério ocorrem devido à remoção preferencial dos isótopos pesados durante o evento de
415 precipitação, o que resulta em nuvens carregadas em isótopos leves avançando para latitudes
416 mais altas, ou para o interior do continente ou para altas altitudes.

417 Marquette *et al.* (2015) analisou a composição isotópica de oxigênio na neve superficial
418 coletada ao longo da mesma travessia antártica em que se obteve o testemunho IC-02. O valor
419 médio de $\delta^{18}\text{O}$ do IC-02 é de -46,42‰, o qual se encontra no mesmo sítio de amostragem da
420 neve superficial analisada por Marquette *et al.* (2015) que obteve -49,1‰, valor relativo ao
421 inverno de 2004.

422 O local de perfuração do IC-02 está a 1.967 km de distância da costa, numa altitude de
423 2.621 m. Amostras analisadas por Marquette *et al.* (2015) em regiões mais próximas à costa
424 possuem $\delta^{18}\text{O}$ entre -35 a -31‰ numa altitude de 1.531 m, enquanto que próximo ao Polo Sul
425 geográfico as razões chegam a aproximadamente -52‰ na altitude de 2.833 m, numa distância
426 de 2.110 km da costa. Com isso, fica claro que fatores geográficos controlam a distribuição
427 espacial dos isótopos estáveis da precipitação na região de estudo. Ressalta-se que todos fatores
428 (continentalidade, latitude e elevação) atuam juntos ao tempo que a massa de umidade
429 permanece em circulação, e que, portanto, quanto maior a trajetória da massa, mais pobre em
430 isótopos pesados ela será.

431

432 4.2 Análise das séries temporais $\delta^{18}\text{O}$ e δD

433 4.2.1 Determinação da taxa anual de acumulação de neve entre 1918 e 2003

434

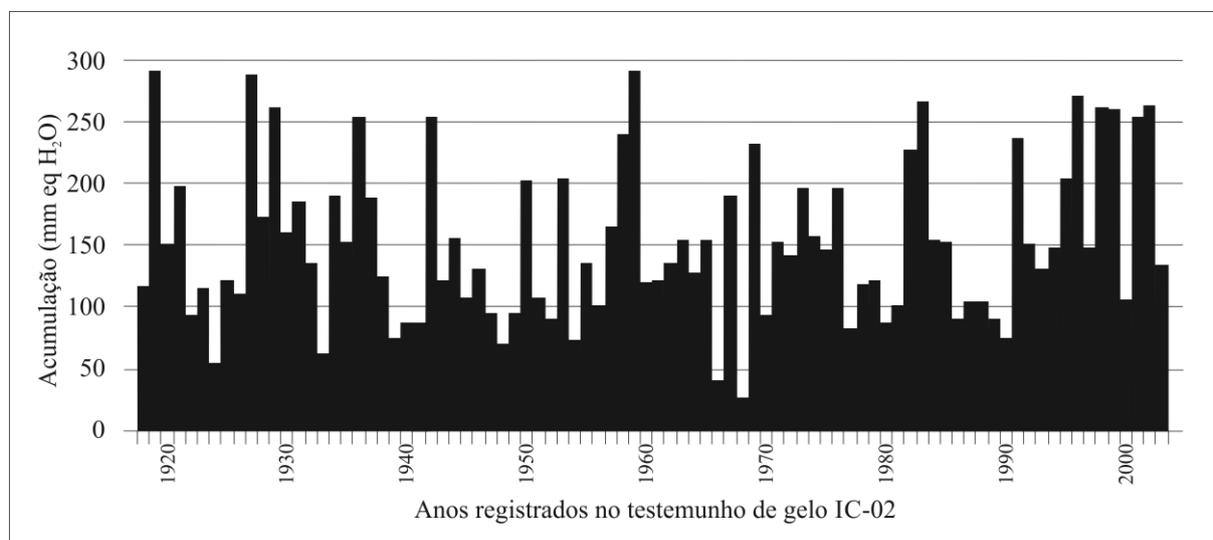
435 A forma direta de se obter a variabilidade da taxa de acumulação anual de neve é pela
436 identificação de sucessivas camadas, que pode ser feita por várias abordagens, como inspeção
437 visual e composição química. Neste caso específico, a taxa de acumulação foi determinada a
438 partir da datação estabelecida com base na sazonalidade dos elementos químicos.

439 A média da acumulação líquida anual no IC-02 é $152 \pm 64 \text{ mm ano}^{-1}$ em equivalente
440 d'água. Este é um valor esperado de acumulação nesta parte do platô do manto de gelo conforme
441 Veen *et al.* (1999) e Masson-Delmotte *et al.* (2008), consequência da continentalidade e altitude
442 do sítio, o que resulta em uma baixa umidade que por sua vez gera baixa precipitação.

443 O valor máximo de acumulação de 292 mm ocorreu em 1959 e o valor mínimo de 27
444 mm em 1968 (Fig. 9). Apesar dos dados mostrarem haver uma variabilidade natural na
445 acumulação de neve para esse sítio, nota-se a ocorrência de alguns anos com valores bem acima

446 da média ($> 200 \text{ mm ano}^{-1}$), são eles: 1919, 1927, 1929, 1936, 1942, 1950, 1953, 1958, 1959,
 447 1969, 1982, 1983, 1991, 1995, 1996, 1998, 1999, 2001 e 2002.

448



449

450 Figura 9. Taxa média de acumulação líquida anual de neve (1918–2003) no platô Antártico.

451 *Figure 9. Mean annual net accumulation rate of snow (1918-2003) in the Antarctic plateau.*

452

453 O ano de 1919 apresentou uma taxa de acumulação de 291 mm ano^{-1} , enquanto que o
 454 ano 1924, a acumulação alcançou apenas 55 mm ano^{-1} , o que mostra a grande variação de ano
 455 para ano. A média da acumulação líquida nos últimos 30 anos (1974–2003) aumentou em 17%
 456 quando comparado ao período anterior (1944–1973), de $136,3 \pm 58,4 \text{ mm eq H}_2\text{O}$ para $164,7 \pm$
 457 $64,5 \text{ mm eq H}_2\text{O}$. Mosley-Thompson *et al.* (1999) observaram mudança similar na acumulação
 458 líquida média anual no Polo Sul geográfico, onde a essa taxa aumentou 30% desde a década de
 459 1960.

460

461 Pesquisas mais recentes, por Turner *et al.* (2019), indicam que a quantidade de neve que
 462 precipita na Antártica é muito variável e depende das condições meteorológicas sobre o Oceano
 463 Antártico e a penetração de ar marinho no interior do continente. Em todo continente, os eventos
 464 extremos de precipitação (EEP) são os principais controladores da variabilidade anual de
 465 precipitação de neve. Normalmente, os episódios de precipitação no platô Antártico ocorrem
 466 com céu claro, quase que continuamente, mas também existem eventos extremos quando
 467 ocorrem rápidas intrusões de ar de origem da evaporação marítima, através de faixas estreitas
 468 de umidade, conhecidas como “rios atmosféricos”. Os EEP são os principais responsáveis por
 469 quantidades relativamente altas de precipitação no interior da Antártica (Genthon *et al.*, 1998),
 470 sendo considerados aqueles que ocorrem no período de um ou mais dias consecutivos, quando
 a precipitação diária é maior que 90% dos valores diários de toda a série temporal. A pesquisa

471 de Turner *et al.* (2019) foi baseada em dados diários de precipitação total que excediam 0,02
472 mm, que apesar de ser um número muito baixo para regiões polares, esse valor deve ser
473 considerado quando analisa-se locais no alto platô Antártico (Bromwich, 1988; Zhu & Newell,
474 1998; Turner *et al.*, 2019).

475 Importante ressaltar é que a evaporação é praticamente nula durante o inverno em locais
476 longe da costa (Grieger, 2016). A ação dos ventos pode remover ou adicionar localmente a neve
477 precipitada, afetando assim a quantidade de neve em alguns locais, principalmente próximo a
478 vales glaciais íngremes. Além disso, durante o inverno, a atividade ciclônica é muito maior do
479 que no verão em que os eventos extremos de precipitação tem influência menor sobre o oceano
480 e as áreas costeiras (Turner *et al.*, 2019).

481

482 4.2.2 Variações das razões isotópicas entre 1918 e 2003

483 4.2.2a Variações de δD e $\delta^{18}O$

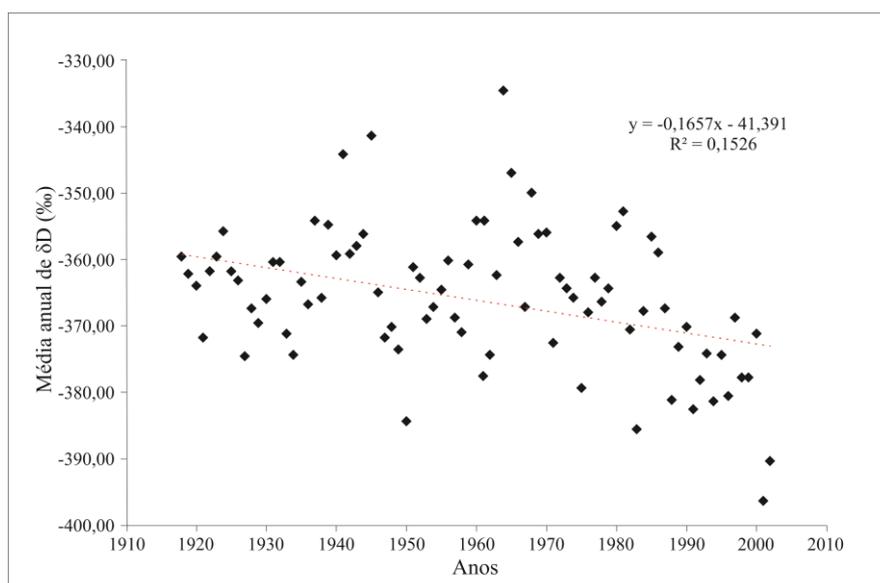
484

485 Além do ciclo sazonal, ou seja, a variação verão-inverno nas duas razões isotópicas (δD
486 e $\delta^{18}O$) na precipitação, não é evidente outro padrão de variação. A baixa taxa de acumulação
487 de neve no platô Antártico, principalmente quando comparado ao Ártico, torna mais difícil o
488 registro de outras variações de curto-prazo, como a da atividade solar, correlacionada a um ciclo
489 de 11 anos (Raisbeck *et al.*, 1990).

490 No entanto, os dados apontam uma tendência de aumento da depleção dos isótopos
491 pesados na precipitação ao longo do período de estudo. No gráfico da Figura 10, as médias
492 anuais dos valores de δD foram representadas de acordo com o ano de precipitação da amostra,
493 sendo evidente a tendência de redução das razões isotópicas a partir da década de 1990, isto é,
494 os valores de δD passam a ser cada vez mais negativos. Neste caso, o $R^2 = 0,1526$ é
495 estatisticamente significativo com $\alpha < 0,005$.

496 Contudo, o período 1990–2003, que realmente mostra material isotopicamente mais
497 leve, não oferece segurança na análise estatística, pois algumas das amostras correspondentes
498 a esse momento (85 amostras) só foram analisadas para δD , e isso faz com que seja impossível
499 saber se os valores obedecem a linha de água meteórica de Craig (1961).

500



501
 502 Figura 10. Média anual do δD (‰) na precipitação no testemunho de *firn* IC-02. A linha
 503 tracejada mostra a tendência de redução na razão isotópica.

504 *Figure 10. Mean annual δD (‰) in the IC-02 firn core. The dashed line shows the trend of*
 505 *reduction in the isotopic ratio.*

506

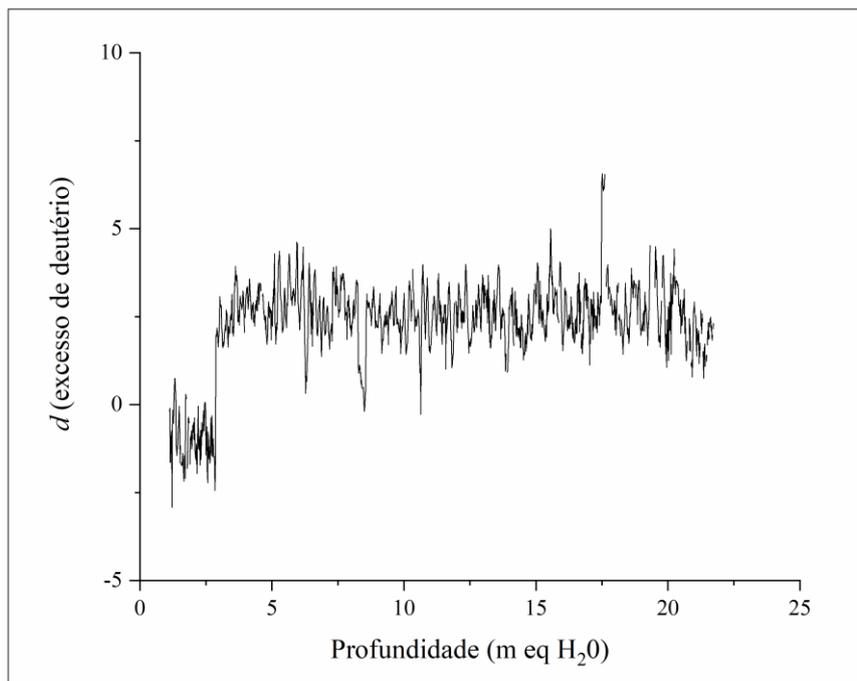
507 4.2.2b Variações no excesso de deutério (d)

508

509 Como as duas razões de isótopos estáveis foram medidas de forma contínua no
 510 testemunho IC-02, foi possível calcular o excesso de deutério para todas as amostras ($d_{excess} =$
 511 $\delta D - 8\delta^{18}O$) e examinar sua variação no período 1918–2003. Esse parâmetro serve de indicador
 512 das condições (principalmente temperatura) e variabilidade climática na área fonte da
 513 precipitação, e ajuda na calibração da relação razão isotópica-temperatura (Brook, 2007).

514 O gráfico da Figura 11 mostra a variação do excesso de deutério com a profundidade
 515 (em m eq. H_2O) no IC-02. O valor médio é de $4,36 \pm 2,66\%$, mas apresenta variabilidade anual.
 516 Nos três metros superiores do testemunho, o valor médio está em patamar reduzido (somente -
 517 $1,95 \pm 1,40\%$). Essa diferença bem marcada nos primeiros metros do IC-02 são referentes às
 518 200 primeiras amostras que foram analisadas separadamente em um espectrômetro de massa
 519 com fonte de gás (GSMS – *Gas Source Mass Spectrometry*) no *Climate Change Institute*
 520 (Universidade do Maine, EUA). O modelo de fracionamento isotópico não reproduz o
 521 fracionamento simultâneo de D e ^{18}O , pois as três moléculas isotópicas ($H_2^{16}O$, $HD^{16}O$ e $H_2^{18}O$)
 522 não tem a mesma difusividade no vapor d'água da atmosfera (Merlivat, 1978), explicado
 523 através da microfísica de fracionamento isotópico.

524



525
 526 Figura 11. A variação do excesso de deutério (d) com a profundidade (em m eq. H₂O) no
 527 testemunho IC-02.

528 *Figure 11. The excess deuterium (d) variation in depth (in m eq. H₂O) in the IC-02 core.*

529

530 De acordo com Vimeux *et al.* (2001), a rápida flutuação nos valores em d pode refletir
 531 variações climáticas ou resultar de processos deposicionais e pós-deposicionais. A alta
 532 variabilidade nesse registro pode ser resultado de mudanças nas áreas fontes da precipitação,
 533 efeitos no momento da deposição da neve (erosão pelo vento, microtopografia da superfície) e
 534 efeitos pós-deposicionais (sublimação no verão e formação de *depth hoar*) reforçada pela baixa
 535 taxa de acumulação anual da precipitação.

536 Conforme observado no perfil estratigráfico do IC-02, camadas com formação de *depth*
 537 *hoar* são frequentes em todo o testemunho. Além disso, a baixa taxa de acumulação também
 538 corrobora para a variabilidade dos valores do excesso de deutério. Mais análises são requeridas
 539 para determinar a causa dessas variações, como a modelagem atmosférica das massas de ar que
 540 chegam no sítio de coleta do testemunho.

541 A distribuição espacial do excesso de deutério na neve e gelo do continente antártico
 542 mostra distinta diferença entre as regiões perto da costa (e abaixo de 2.000 m de altitude)
 543 daquelas do interior antártico e acima dos 2.000 m. Conforme afasta-se da costa, em geral, bem
 544 maiores serão os valores de d, principalmente no platô da Antártica Oriental (Vimeux *et al.*,
 545 1999; Masson-Delmotte *et al.*, 2008). Esse aumento no d continental é relacionado a

546 temperatura atmosférica. Gradualmente a água condensada sofre um desvio da linha d'água
 547 meteórica (calculada na escala global, na qual um coeficiente de 8 resulta dos coeficientes
 548 médios de fracionamento em equilíbrio), com a redução da temperatura de condensação. Em
 549 outras palavras, o excesso de deutério aumenta para o interior do continente antártico,
 550 diminuindo a inclinação da reta na relação $\delta^{18}\text{O}$ - δD (Vimeux, 1999; Masson-Delmotte *et al.*,
 551 2008; Touzeau *et al.*, 2016).

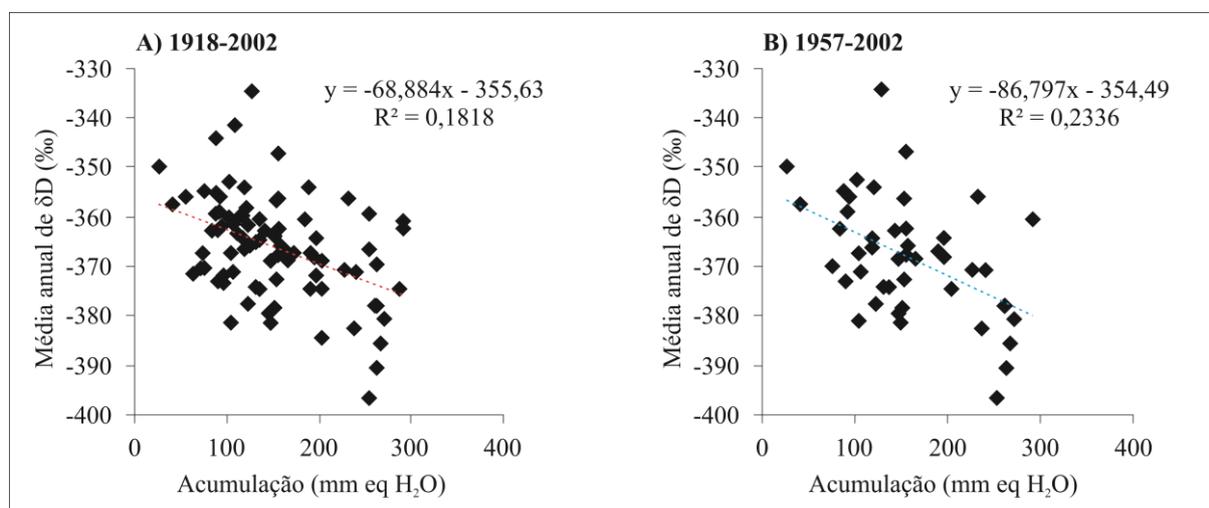
552

553 4.2.3 A relação entre as razões isotópicas com a taxa de acumulação e a temperatura 554 atmosférica superficial

555

556 Existe uma relação estatisticamente significativa entre a variação na taxa de acumulação,
 557 calculada no tópico anterior, e a variação de δD . De acordo com o gráfico da correlação entre
 558 essas duas variáveis (Fig. 12a), desde 1918, apresenta $R^2 = 0,1818$, com $\alpha < 0,005$. Quando a
 559 análise é feita desde 1957, o $R^2 = 0,2336$ ($\alpha < 0,005$) mostra que existe uma clara e forte
 560 tendência de diminuição do δD (Fig. 12b).

561



562

563 Figura 12. Em (a), variação da taxa anual de acumulação de neve (em m eq. H_2O) com a média
 564 anual de δD (‰) no testemunho IC-02, desde o ano de 1918. Em (b), a mesma comparação,
 565 mas somente desde o ano de 1957.

566 *Figure 12. In (a), accumulation rate variation (in m eq. H_2O) with the mean annual δD (‰) in
 567 the IC-02 core since 1918. In (b), the same comparison but only since 1957.*

568

569 As variações espaciais de δD estão fortemente relacionadas com as variações espaciais
 570 da temperatura, que por sua vez estão conectadas com a distância do oceano aberto ("efeito de

571 continentalidade"), latitude (relacionado a insolação), elevação (efeito da diferença de altitude)
572 e circulação atmosférica (penetração de sistemas ciclônicos sinóticos). O banco de dados,
573 compilado por Masson-Delmotte *et al.* (2008), em que foram usadas estações meteorológicas
574 automáticas (sigla em inglês AWS) ou medições de temperatura do *firn*, forneceu um gradiente
575 de temperatura espacial de $-11,4^{\circ} \pm 0,2^{\circ} \text{C} (1000 \text{ m})^{-1}$ de elevação, juntamente com uma
576 diminuição da temperatura de $-27,8 \pm 0,9^{\circ} \text{C} (1000 \text{ km})^{-1}$ desde a costa. A variação da
577 temperatura superficial em relação a elevação está entre 9° (áreas costeiras) e $12^{\circ} \text{C} (1000 \text{ m})^{-1}$
578 (regiões do platô antártico).

579 Como a maior parte da precipitação na Antártica ocorre no inverno, a queda da
580 temperatura durante essa estação aumenta a condensação das massas de ar que penetram o
581 continente. Logo, a diminuição da média anual de δD é também correlacionada ao aumento da
582 taxa de acumulação do IC-02. Outro fator importante é que o sítio de perfuração do IC-02 está
583 a 2.621 m de altitude, numa latitude de $88^{\circ}01'21,3''\text{S}$ e $82^{\circ}04'21,7''\text{W}$, ou seja, mais frio e longe
584 da costa, resultando em o maior fracionamento isotópico.

585 As séries de δD e $\delta^{18}\text{O}$ apresentam o efeito sazonal, em que variam de acordo com o
586 período de verão e inverno. Os valores mais baixos das razões isotópicas marcam o inverno,
587 enquanto que as razões mais elevadas são os picos de verão, devido ao grande resfriamento que
588 ocorre no inverno em regiões polares, muito diferente das áreas fonte de baixa latitude do vapor
589 atmosférico. Logo, a temperatura atmosférica influencia diretamente no fracionamento
590 isotópico da massa de ar, além de todos os outros fatores geográficos explicados anteriormente
591 (Dansgaard *et al.*, 1973).

592 A temperatura atmosférica superficial média anual na região do Polo Sul geográfico foi
593 obtida pela média dos dados de superfície da estação Amundsen–Scott (90°S ; 2.835 m de
594 altitude), desde o ano de 1957. Todos eles são disponibilizados no site do *Scientific Committee*
595 *on Antarctic Research* (SCAR). A relação direta entre a taxa de acumulação do testemunho IC-
596 02 e a temperatura, corrigida em uma redução de $4,5^{\circ}\text{C}$ para o sítio do IC-02, é ausente de
597 significância estatística, com $\alpha > 0,005$, que impossibilita o cálculo de uma equação de
598 transferência.

599

600 *4.3 Interpretação ambiental*

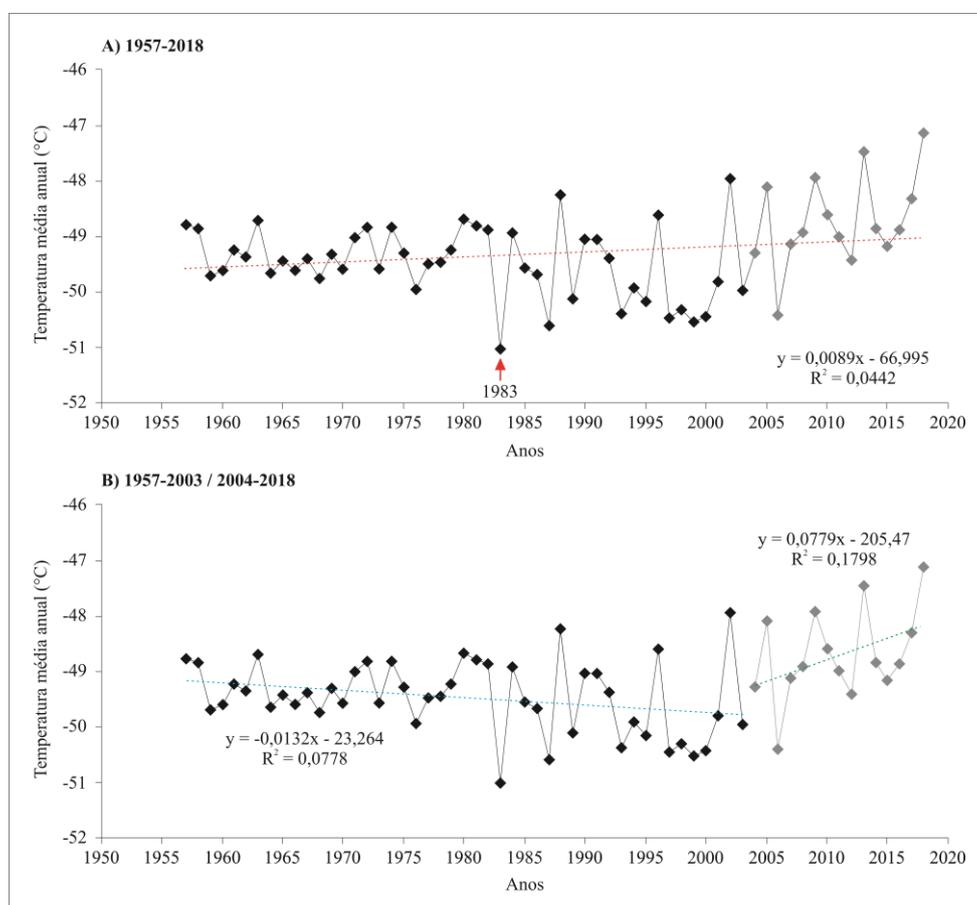
601

602 O significado da redução de δD , a partir de 1957, indica um resfriamento durante o
603 caminho percorrido pela massa de ar dentro do continente antártico até o local de precipitação.
604 Isso, somado ao aumento na precipitação, está relacionado com determinados fenômenos

605 atmosféricos. Contudo, como foi impossível estabelecer uma relação estatística entre a
 606 temperatura e o δD , realizou-se a análise de outros parâmetros envolvidos no comportamento
 607 climático da Antártico, no caso dados da velocidade dos ventos e pressão atmosférica.

608 Desde 1957 até 1982, de acordo com os dados do SCAR, a variação da temperatura
 609 atmosférica na estação Amundsen–Scott apresentou pequena amplitude (Fig. 13a). A partir de
 610 1983, existe uma mudança na amplitude interanual, em que a temperatura alcança valores mais
 611 baixos (Fig. 13a). O gráfico (Fig. 13a) mostra uma tendência de aumento da temperatura após
 612 o ano 2003. Quando os dois períodos são desmembrados, conforme a Figura 13b, é possível
 613 observar a mudança na linha de tendência dos valores, a qual é estatisticamente significativa
 614 com $\alpha < 0,005$.

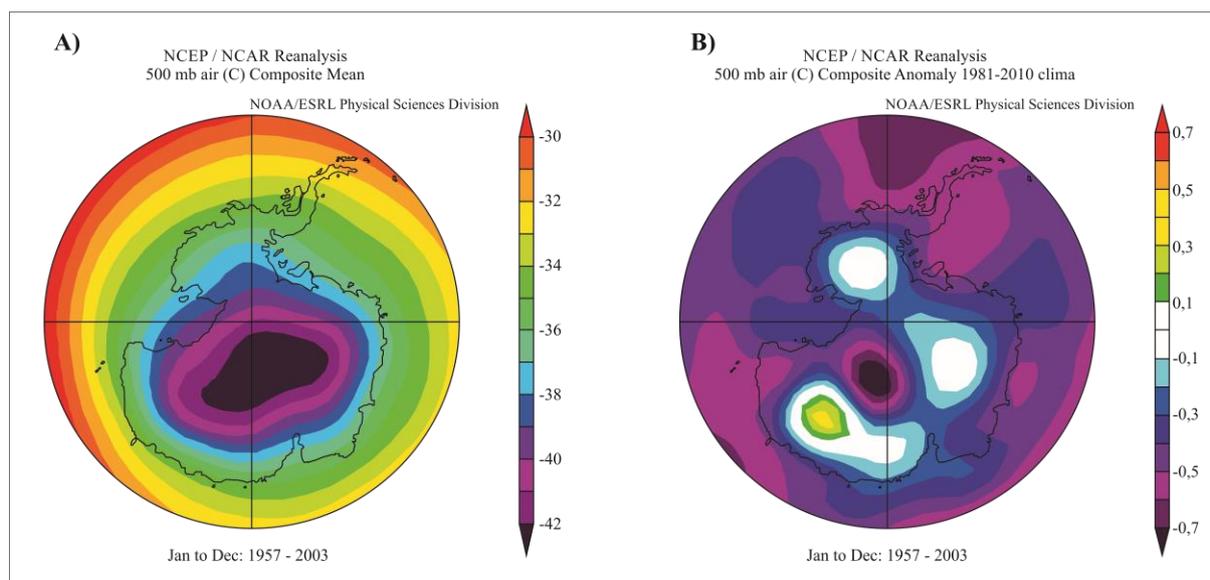
615



616
 617 Figura 13. Variação da temperatura média anual do Polo Sul geográfico (Fonte: SCAR). Em
 618 (a), de 1957 até 2018, em (b) de 1957 até 2003 e de 2004 a 2018. Em (b) é possível observar a
 619 tendência de esfriamento até 2003 e de aquecimento desde então.

620 *Figure 13. Mean annual temperature variation at the Geographical South Pole (Source:*
 621 *SCAR). In (a), from 1957 to 2018, (b) from 1957 to 2003 and from 2004 to 2018. In (b) it is*
 622 *possible to observe the cooling trend until 2003 and warming since then.*

623 Os dados de reanálise NCEP/NCAR, calculados e disponibilizados no site da NOAA
 624 ESRL *Physical Sciences Division* (PSD), da temperatura média do continente antártico foram
 625 compilados e são representados nas Figuras 14 e 15. A uma pressão de 500 mbar, as imagens
 626 mostram como ocorreu a variação na temperatura média do ar ao lado da modificação da
 627 anomalia. É possível observar uma mudança de comportamento quando comparado os dados
 628 do período de 1957–2003 aos dados de 2003–2018.
 629

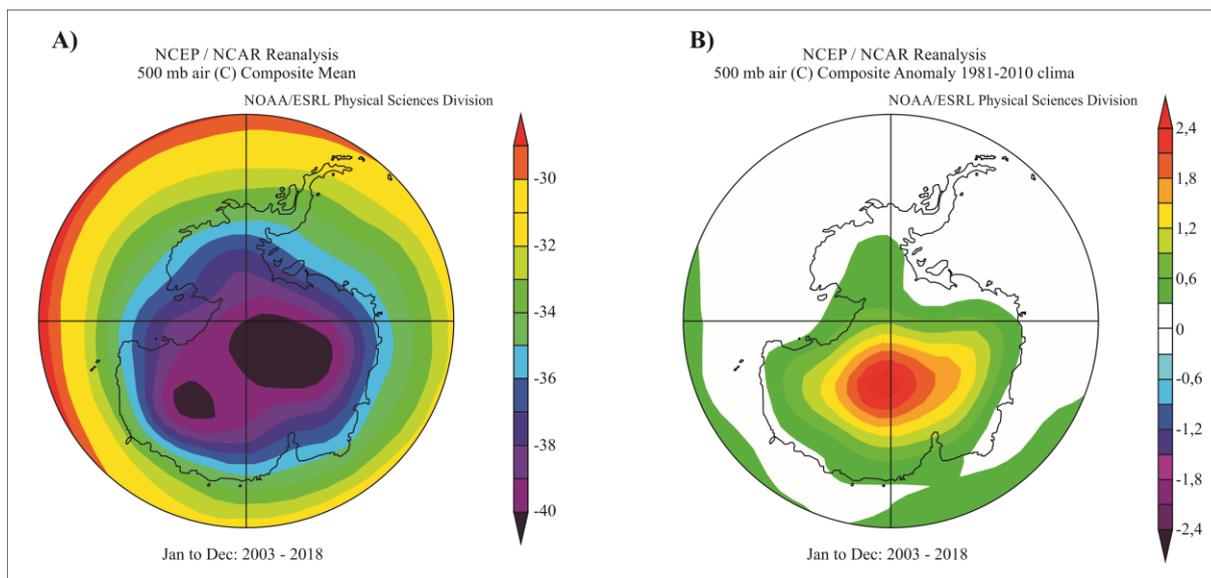


630
 631 Figura 14. Dados de reanálise NCEP/NCAR para o período 1957-2003. Em (a) a variação da
 632 temperatura atmosférica média ($^{\circ}\text{C}$) em 500 mbar, e em (b) a anomalia dessa variação, também
 633 em 500 mbar (Fonte: NOAA ESRL PSD).

634 *Figure 14. NCEP / NCAR reanalysis data for the 1957-2003 period. In (a) the mean*
 635 *atmospheric temperature ($^{\circ}\text{C}$) variation in 500 mbar, and in (b) the anomaly of this variation*
 636 *also in 500 mbar (Source: NOAA ESRL PSD).*

637
 638 As variações nas razões isotópicas do testemunho de gelo IC-02 marcam um momento
 639 de mudança de tendência no início da década de 2000, coincidindo com os dados de reanálise
 640 da NOAA (Fig. 14 e Fig. 15), em que a anomalia da temperatura indica um resfriamento para
 641 a região do sítio de perfuração do IC-02, no período 1957–2003 (Fig. 14). Dessa maneira, as
 642 razões isotópicas do IC-02, cada vez mais negativas a partir da década de 1957, resultam do
 643 esfriamento de grande parte do interior do continente antártico (Fig. 14).

644



645
 646 Figura 15. Dados de reanálise NCEP/NCAR para o período 2003-2018. Em (a) a variação da
 647 temperatura atmosférica média ($^{\circ}\text{C}$) em 500 mbar, e em (b) a anomalia dessa variação, também
 648 em 500 mbar (Fonte: NOAA ESRL PSD).

649 *Figure 15. NCEP / NCAR reanalysis data for the 2003-2018 period. In (a) the mean*
 650 *atmospheric temperature ($^{\circ}\text{C}$) variation in 500 mbar, and in (b) the anomaly of this variation*
 651 *also in 500 mbar (Source: NOAA ESRL PSD).*

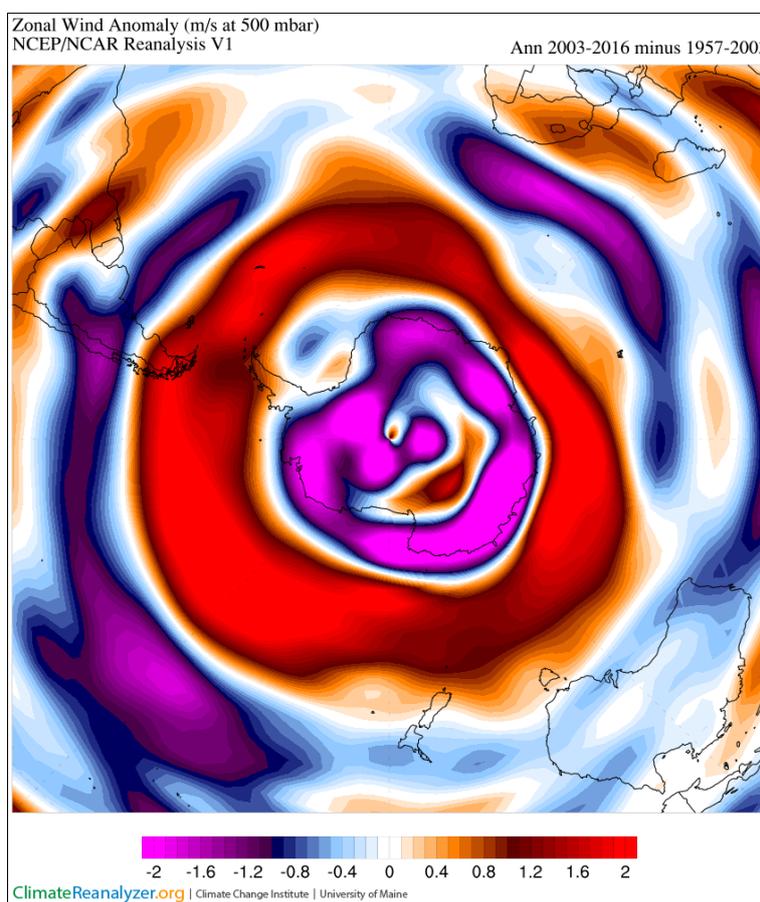
652
 653 A partir do início da década de 2000, a anomalia da temperatura atmosférica muda o
 654 padrão de comportamento (Fig. 15b), indicando um aumento da temperatura sobre o continente
 655 antártico. A análise do período pós-2003 não engloba os dados isotópicos do IC 02 pois esse
 656 testemunho foi obtido em 2004.

657 Tal comportamento concorda com observações de Gong & Wang (1999), Kidson
 658 (1999), Sexton (2001), Polvani & Kushner (2002), Thompson & Solomon (2002), Marshall
 659 (2003), Karpetchko *et al.* (2005), que afirmam que tais modificações resultam de mudanças na
 660 intensidade vórtice polar estratosférico desde meados da década de 1970, impulsionadas pelo
 661 esfriamento da baixa estratosfera antártica induzida principalmente pelas perdas fotoquímicas
 662 do ozônio. Basicamente, trata-se da variabilidade do SAM (*Southern Annular Mode*), ou modo
 663 anular do Hemisfério Sul (HS), um padrão de variabilidade na circulação atmosférica em grande
 664 escala, marcado por uma diferença zonal da pressão atmosférica entre as latitudes 40°S e 65°S
 665 Turner & Marshall (2011). O vórtice polar é uma característica distinta da circulação
 666 estratosférica no inverno nos hemisférios norte e sul, o qual compreende uma forte circulação
 667 circumpolar anti-horária no hemisfério sul, isolando a estratosfera polar, e aproximadamente
 668 centrado sobre o Polo Sul geográfico (Karpetchko *et al.*, 2005). Dessa maneira, a mudança em

669 alguns processos que interferem com o SAM, afeta o clima da Antártica. Thompson & Solomon
 670 (2002) e Marshall (2003) relatam que o SAM tendeu a estar na sua fase positiva desde meados
 671 de 1970 até o ano 2000.

672 A fim de demonstrar a mudança da velocidade dos ventos de oeste ao redor do
 673 continente antártico, gerou-se um modelo da anomalia na zona dos ventos (Fig. 16), para o
 674 período 1957–2003, em comparação ao período 2003–2016. O modelo utiliza os dados de
 675 reanálise da velocidade do vento em m s^{-1} , numa altura de 500 mbar, e foi gerado através do
 676 site do *Climate Reanalyzer*, do *Climate Change Institute* da Universidade do Maine, EUA.
 677 Nota-se o aumento da anomalia positivo dos ventos zonais no entorno da Antártica, enquanto
 678 que em locais sobre o continente, essa anomalia diminui, demonstrando uma redução da
 679 velocidade dos ventos devido ao isolamento resultante da intensificação do vórtice.

680



681

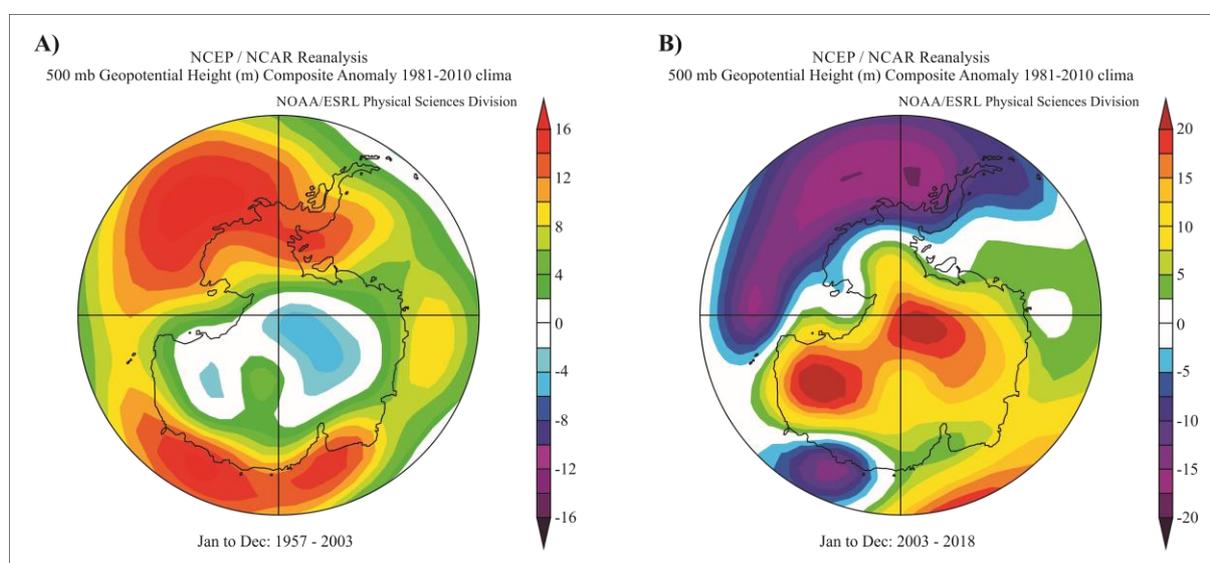
682 Figura 16. Variação da anomalia da zona de ventos (m s^{-1}), a uma altura de 500 mbar, entre os
 683 períodos de 1957-2003 e 2003-2016 (Fonte: *Climate Reanalyzer*).

684 *Figure 16. Anomaly variation of the wind zone (m s^{-1}) at a height of 500 mbar, between the*
 685 *1957-2003 and 2003-2016 periods (Source: Climate Reanalyzer).*

686

687 A tendência positiva do SAM também é observada pela análise da variação da altura
 688 geopotencial da atmosfera. Conforme o SAM tende a ficar positivo ao redor da Antártica, a
 689 pressão atmosférica diminui sobre o continente. A Figura 17 apresenta a variação da anomalia
 690 da pressão atmosférica, numa altura de 500 mbar, entre 1957–2003 e 2003–2018. Os dados de
 691 reanálise NCEP/NCAR também estão disponíveis no site da NOAA ESRL PSD. Pelo contraste
 692 de cores das duas imagens (Fig.17), observa-se a diferença entre a anomalia negativa para o
 693 período 1957–2003, indicando a diminuição da pressão, ou seja, o SAM está em sua fase
 694 positiva, e a anomalia positiva no período 2003–2018, a qual mostra com clareza a mudança do
 695 comportamento.

696



697
 698 Figura 17. Dados de reanálise NCEP/NCAR para o período 1957-2018. Em (a) anomalia da
 699 altura geopotencial da atmosfera (m), em 500 mbar, no período de 1957-2003. Em (b) a mesma
 700 anomalia no período de 2003-2018 (Fonte: NOAA ESRL PSD).

701 *Figure 17. NCEP / NCAR reanalysis data for the 1957-2018 period. In (a) the geopotential*
 702 *height anomaly of the atmosphere (m), in 500 mbar, in the period 1957-2003. In (b) the same*
 703 *anomaly in the period 2003-2018 (Source: NOAA ESRL PSD).*

704

705 Thompson e Solomon (2002) sugeriram que a alteração do SAM, caracterizada durante
 706 a estação de verão-outono, devido ao fluxo circumpolar mais forte contribui substancialmente
 707 ao aquecimento observado sobre a Península Antártica e a Patagônia e para o resfriamento sobre
 708 a Antártida Oriental e o platô Antártico. Essa hipótese foi corroborada por uma análise de uma
 709 série de dados de temperatura da superfície antártica derivada dos sensores *Temperature*
 710 *Humidity Infrared Radiometer (THIR)* e *Advanced Very High Resolution Radiometer*

711 (AVHRR) abordo dos satélites Nimbus 4 e NOAA respectivamente, adquirida em 1979 (Kwok
712 & Comiso, 2002). Além disso, Marshall (2002a) mostrou que houve de fato um aumento
713 estatisticamente significativo na intensidade dos ventos de oeste da troposfera desde a década
714 de 1970 no norte da península. A tendência positiva no SAM resultou no fortalecimento dos
715 ventos circumpolar de oeste em 15% (Marshall, 2003), contribuindo para a maior variabilidade
716 espacial da mudança de temperatura atmosférica na Antártica (Thompson & Solomon, 2002;
717 Kwok & Comiso, 2002; Schneider *et al.*, 2004; Marshall, 2007).

718

719 **5 Conclusões**

720

721 O testemunho de *firn* IC-02 (88°01'21,3"S e 82°04'21,7"W) foi submetido a análises
722 glacioquímicas que confirmaram a relação já esperada entre as razões isotópicas (δD e $\delta^{18}O$) e
723 as variações geográficas e temporais, pela sazonalidade da precipitação, o local fonte da
724 evaporação, o transporte do vapor d'água e os processos pós-deposicionais. O sistema de
725 derretimento contínuo e o sistema Picarro demonstraram alta eficiência na preparação e análise
726 das amostras. Os resultados obtidos estão de acordo com os mapas de distribuição isotópica de
727 outros autores, como Masson-Delmotte *et al.* (2008). A relação linear entre o δD e o $\delta^{18}O$ (δD
728 = $8,28 \delta^{18}O \pm 17,73$, $R^2 = 0,95$) respeita a linha de Craig (1961) para água meteórica.

729 Os padrões sazonais de δD , $\delta^{18}O$, Na^+ e $nssSO_4^{-2}$ são evidentes nos perfis estratigráficos
730 das amostras do testemunho, isso permitiu estimativas confiáveis da idade e taxa de
731 acumulação, de 85 ± 3 anos e 152 ± 64 mm ano⁻¹, respectivamente. O erro da datação é devido
732 a dúvidas quanto à variação iônica sazonal em alguns intervalos de profundidade, mesmo com
733 a observação em mais de um perfil iônico e isotópico.

734 Constatou-se a existência de uma relação estatisticamente significativa entre a taxa de
735 acumulação e δD (desde 1918, $R^2 = 0,1818$; desde 1957, $R^2 = 0,2336$). Outras correlações,
736 como a temperatura com δD ou taxa de acumulação, são ausentes de significância estatística (α
737 $> 0,005$), o que inviabiliza quaisquer interpretações da série de dados. A diminuição da média
738 anual de δD correlacionado ao aumento da taxa de acumulação confirma a influência da
739 temperatura sobre o fracionamento isotópico, já que precipitação no inverno é muito maior que
740 no verão na Antártica. Além disso, o local de perfuração do IC-02, a 2.621 m de altitude, resulta
741 em temperatura atmosférica mais baixa quando comparado a locais de menor altitude e mais
742 próximos a costa. Este resultado corrobora a hipótese de que as variações espaciais de δD estão
743 fortemente relacionadas com as mudanças espaciais da temperatura, as quais são diretamente
744 afetadas por fatores geográficos.

745 O clima da Antártica é extremamente sensível a qualquer perturbação em um de seus
746 componentes, tal como aspectos químicos e físicos da atmosfera. A alteração do equilíbrio
747 químico atmosférico afeta a distribuição da atmosfera antártica, como a redução do ozônio
748 estratosférico que esfria a região. Isso reduz a pressão atmosférica na região com carência de
749 ozônio, aumentando a velocidade dos ventos de oeste ao redor do continente antártico. O
750 testemunho IC-02 corresponde ao período anterior a uma mudança de tendência na temperatura
751 atmosférica no início da década de 2000, em que o platô antártico deixa de esfriar e passa
752 apresentar anomalias positivas da temperatura. O período anterior a década de 2000
753 corresponde a fase positiva do SAM, como descrito por diversos autores (Gong & Wang, 1999;
754 Kidson, 1999; Sexton, 2001; Polvani & Kushner, 2002; Thompson & Solomon, 2002; Marshall,
755 2003; Karpetchko *et al.*, 2005).

756 Vale ressaltar, no entanto, que as informações obtidas através de um único testemunho
757 de *firn* não são suficientes para a construção de modelos mais avançados que demonstrem
758 possíveis aumentos ou diminuições da temperatura atmosférica na escala continental ou mesmo
759 regional. Futuramente, será produzido um artigo englobando os dados glacioquímicos dos seis
760 testemunhos de neve e *firn* coletados durante a travessia chileno-brasileira, isso possibilitará
761 interpretações ambientais mais completas e robustas.

762

763 Agradecimentos. Este estudo é parte das investigações do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR)
764 e foi financiado por projetos de pesquisa do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e
765 Tecnológico (CNPq), Processos 558117/2005-8 e 557053/2009-9 e do Instituto Nacional de Ciência e
766 Tecnologia da Criosfera (CNPq Processo 465680/2014-3). Os trabalhos de campo foram uma ação
767 colaborativa do *Centro de Estudios Científicos de Valdivia* (Chile) e do Centro Polar e Climático da
768 UFRGS e contou com o apoio logístico do Exército do Chile e da Força Aérea Chilena (FACH).

769

770

771 **Referências bibliográficas**

772

773 Antarctic Digital Database (ADD). SCAR: *Scientific Committee on Antarctic Research*.

774 Disponível em: < <https://scar.org/data-products/data/>>. Acesso em: 13 mai. 2019.

775 Becagli, S., Proposito, M., Benassi, S., Flora, O., Genoni, L., Gragnani, R., Largiuni, O., Pili,
776 S.L., Severi, M., Stenni, B., Traversi, R., Udisti, R., Frezzotti, M. 2004. Chemical and
777 isotopic snow variability in East Antarctica along the 2001/01 ITASE traverse. *Annals*
778 *of Glaciology*, 39: 473-482.

- 779 Bromwich, D. H. 1988. Snowfall in high Southern latitudes. *Reviews of Geophysics*, 26(1): 149-
780 168.
- 781 Bromwich, D.H. & Parish, T.R. 1998. Meteorology of the Antarctic. In: Karoly, D.J. & Vincent,
782 D.G. *Meteorology of the Southern Hemisphere*. Boston, American Meteorological
783 Society, Meteorological Monographs, 27(49): 175-200.
- 784 Brook, E.J. 2007. *Ice core methods/Overview*. Oregon, Elsevier, p. 1145-1156.
- 785 Climate Reanalyzer. *Climate Change Institute, University of Maine*. Disponível em:
786 <<https://climatereanalyzer.org/>>. Acesso em: 02 jul. 2019.
- 787 Craig, H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465): 1702-1703.
- 788 Cuffey, K.M. & Paterson, W.S.B. 2010. *The Physics of Glaciers*. 4^a ed., Oxford, Pergamon/
789 Elsevier Science, 704pp.
- 790 Dansgaard, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus A*, 16(4): 436-468.
- 791 Dansgaard, W., Johnsen, S.J. & Clausen, H.B. 1973. Stable isotope glaciology. *Meddelelser*
792 *Grenland*, 197: 1-53.
- 793 Ekaykin, A.A., Lipenkov, V.Y., Barkov, N.I, Petit, J.R. & Masson-Delmotte, V. 2002. Spatial
794 and temporal variability in isotope composition of recente snow in the vicinity of Vostok
795 Station: Implications for ice-core record interpretation. *Annals of Glaciology*, 35: 181-
796 186.
- 797 Faure, G. & Mensing, T.M. 2005. *Isotopes: Principles and Applications*. 3^a ed., Hoboken, John
798 Wiley, New Jersey, 897p.
- 799 Fretwell, P., Pritchard, H.D., Vaughan, D.G., Bamber, J.L, Barrand, N.E., Bell, R. Bianchi, C.,
800 Bingham, R.G., Blankenship, D.D., Casassa, G., Catania, G., Callens, D., Conway, H.,
801 Cook, A.J., Corr, H.F.J., Damaske, D., Damm, V., Ferraccioli, F., Forsberg, R., Fujita,
802 S., Gim, Y., Gogineni, P., Griggs, J.A., Hindmarsh, R.C.A., Holmlund, P., Holt, J.W.,
803 Jacobel, R.W., Jenkins, A., Jokat, W., Jordan, T., King, E.C., Kohler, J., Krabill, W.,
804 Riger-Kusk, M., Langley, K.A., Leitchenkov, G., Leuschen, C., Luyendyk, B.P.,
805 Matsuoka, K., Mouginot, J., Nitsche, F.O., Nogi, Y., Nost, O.A., Popov, S.V., Rignot,

- 806 E., Rippin, D.M., Rivera, A., Roberts, J., Ross, N., Siegert, M.J., Smith, A.M.,
807 Steinhage, D., Studinger, M., Sun, B., Tinto, B.K., Welch, B.C., Wilson, D., Young,
808 D.A., Xiangbin, C., Zirizzotti, A. 2013. Bedmap2: improved ice bed, surface and
809 thickness datasets for Antarctica. *The Cryosphere*, 7: 375-393.
- 810 Frezzotti, M., Pourchet, M., Flora, O., Gandolfi, S., Gay, M., Urbini, S., Vincent, C., Becagli,
811 S., Gagnami, R., Proposito, M., Severi, Traversi, R., Udisti, R. & Fily, M. 2004. New
812 estimations of precipitation and surface sublimation in East Antarctica from snow
813 accumulation measurements. *Climate Dynamics*, 23: 803-813.
- 814 Gehre, M., Hoefling, R., Kowski, P. & Strauch, G. 1996. Sample preparation device for
815 quantitative hydrogen isotopic analysis using chromium metal. *Analytical Chemistry*,
816 68: 4414-4417.
- 817 Genthon, C., Krinner, G. & Deque, M. 1998. Intra-annual variability of Antarctic precipitation
818 from weather forecasts and high-resolution climate models. *Annals of Glaciology*, 27:
819 488-494.
- 820 Ginot, P., Stampfli, F., Stampfli, D., Schwikowski, M. & Gäggeler, H.W. 2002. FELICS, a new
821 ice core drilling system for high-altitude glaciers. *Memoirs of National Institute of Polar
822 Research, Special Issue*, 56: 38-48.
- 823 Gkinis, V., Popp, T.J., Blunier, T., Bigler, M., Schupbach, S., Kettner, E. & Johnsen, J. 2011.
824 Water isotopic ratios from a continuously melted ice core sample. *Atmospheric
825 Measurement Techniques*, 4: 2531-2542.
- 826 Gong, D. & Wang, S. 1999. Definition of Antarctic oscillation index. *Geophysical Research
827 Letters*, 26: 459-462
- 828 Goursaud, S., Masson-Delmotte, V., Favier, V., Orsi, A. & Werner, M. 2018. Water stable
829 isotope spatio-temporal variability in Antarctica in 1960-2013: observations and
830 simulations from the ECHAM5-wiso atmospheric general circulation model. *Climate of
831 the Past*, 14: 923-946.

- 832 Grieger, J. 2016. Net precipitation of Antarctica: Thermodynamical and dynamical parts of the
833 climate change signal variability of Antarctic precipitation from weather forecasts and
834 high-resolutions climate models. *Journal of Climate*, 29(3): 907-924.
- 835 Hammes, D. F. 2011. *Análise e interpretação ambiental da química iônica de um testemunho*
836 *do manto de gelo da Antártica Ocidental*. Porto Alegre, 106p. Dissertação de mestrado,
837 Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade
838 Federal do Rio Grande do Sul.
- 839 Hou, S.G., Wang, Y.T. & Pang, H.X. 2012. Climatology of stable isotopes in Antarctic snow
840 and ice: Current status and prospects. *Chinese Science Bulletin*, 58(10): 1095-1106.
- 841 Huber, C. & Leuenberger, M. 2003. Fast high-precision on-line determination of hydrogen
842 isotope ratios of water or ice by continuous-flow isotope ratio mass spectrometry. *Rapid*
843 *Communications in Mass Spectrometry*, 17: 1319-1325.
- 844 Jouzel, J., Alley, R.B., Cuffey, K., Dansgaard, W., Grootes, P., Hoffmann, G., Johnsen, S.J.,
845 Koster, R., Peel, D. & Shuman, C. 1997. Validity of the temperature reconstruction from
846 water isotopes in ice cores. *Journal Geophysical Research: Oceans*, 102: 26471-26487.
- 847 Jouzel, J., Masson-Delmotte, V. 2010. Paleoclimates: what do we learn from deep ice cores?
848 *WIREs Climate Change*, 1(5): 654-669.
- 849 Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster,
850 B., Nouet, J., Barnola, J.M. & Chappellaz, J. 2007. Orbital and millennial Antarctic
851 climate variability over the past 800,000 years. *Science*, 317: 793-796.
- 852 Jouzel, J., Merlivat, L., Pourchet, M. & Lorius, C. 1979. A continuous record of artificial tritium
853 fallout at the South pole. *Earth and Planetary Science Letters*, 45: 188-200.
- 854 Karpetchko, A., Kyrö, E. & Knudsen, B.M. 2005. Arctic and Antarctic polar vortices 1957-
855 2002 as seen from the ERA-40 reanalyses. *Journal of Geophysical Research*,
856 110(D21109): 1-14.
- 857 Kidson, J.W. 1999. Principal modes of Southern Hemisphere low-frequency variability
858 obtained from NCEP-NCAR reanalyses. *Journal of Climate*, 12: 2808-2830.

- 859 King, J.C. & Turner, J. 1997. *Antarctic Meteorology and Climatology*. 5^a ed., Cambridge,
860 Cambridge University Press, 409 p.
- 861 Kwok, R. & Comiso, J. 2002. Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature:
862 connections to the Southern Hemisphere Annular Mode and the Southern Oscillation.
863 *Geophysical Research Letters*, 29: 1705-1708.
- 864 Langway, C.C., Atau Mitani, H.S. & Clausen, H.B. 1993. Transformation process observations
865 of polar firn to ice. *Annals of Glaciology*, 18: 199-202.
- 866 Lindau, F. G. L. 2014. *Variabilidade do conteúdo iônico da neve e do firn ao longo de um*
867 *transecto antártico*. Porto Alegre, 70 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-
868 graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio
869 Grande do Sul.
- 870 Lindau, F.G.L, Simões, J.C., Bernardo, R.T., Thoen, I.U., Marques, M.M, Schwanck, F.,
871 Marquette, L., Hammes, D.F, Silva, D.B., Casassa, G., Sneed, S. & Introne, D.S. 2016.
872 Variabilidade do conteúdo iônico da neve e do *firn* ao longo de um transecto antártico.
873 *Pesquisa em Geociências*, 43(3): 213-228.
- 874 Lorius, C., Merlivat, L. & Hagemann, R. 1969. Variation in the mean deuterium content of
875 precipitations in Antarctic. *Journal of Geophysical. Research*, 74: 7027-7031.
- 876 Marques, M. M. 2012. *Determinação do conteúdo iônico em um testemunho de gelo antártico*.
877 Porto Alegre, 68 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Química,
878 Instituto de Química, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 879 Marques, M.M., Peralba, M.C.R., Simões, J.C., Bernardo, R.T., Sneed, S.B. & Casassa, G.
880 2014. Analysis of an Antarctic ice core by ion chromatography (Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , and
881 SO_4^{2-} content). *Geochimica Brasiliensis*, 28(1): 89-96.
- 882 Marquette, L. 2013. *Variabilidade das razões de isótopos estáveis de oxigênio da neve ao longo*
883 *de um transecto antártico*. Porto Alegre, 63 p. Dissertação de Mestrado, Programa de
884 Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio
885 Grande do Sul.

- 886 Marquetto, L., Simões, J.C., Casassa, G., Introne, D.S. & Santos, E.A. 2015. Variações na
887 composição isotópica de oxigênio na neve superficial ao longo de uma travessia
888 antártica. *Pesquisa em Geociências*, 42(3): 227-238.
- 889 Marshall, G.J. 2002a: Analysis of recente circulation and termal advection change on the
890 northern Antarctic Peninsula. *International Journal of Climatology*, 22: 1557-1567.
- 891 Marshall, G.J. 2003. Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses.
892 *Journal of Climate*, 16: 4134-4143
- 893 Marshall, G.J. 2007. Short communication: half-century seasonal relationships between the
894 Southern Annular Mode and Antarctic temperatures. *International Journal of*
895 *Climatology*, 27: 373-383
- 896 Masson-Delmotte, V., Hou, S., Ekaykin, A., Jouzel, J., Aristarain, A., Bernardo, R.T.,
897 Bronwich, D., Cattani, O., Delmotte, M., Falourd, S., Frezzotti, M., Galle, H., Genoni,
898 L., Isaksson, E., Landais, A., Helsen, M.M., Hoffman, G., Lopez, J., Morgan, V.,
899 Motoyama, H., Noone, D., Oerter, H., Petit, J., Morgan, V., Motoyama, H., Noone, D.,
900 Oerter, H., Petit, J.R., Royer, A., Uemura, R., Schmidt, G.A., Schollosser, E., Simões,
901 J.C., Steig, E.J., Stenni, B., Stievenard, M., Van Den Broeke, M.R., Van de Wal,
902 R.S.W., Van De Berg, W.J., Vimeux, F. & White, J.W.C. 2008. A review of Antarctic
903 surface snow isotopic composition: Observations, atmospheric circulation, and isotopic
904 modeling. *Journal of Climate*, 21(13): 3359-3387.
- 905 Mosley-Thompson, E., Kruss, P.D, Thompson, L. G., Pourchet, M. & Grootes, P. 1985. Snow
906 stratigraphic record at south pole: potential for paleoclimatic reconstruction. *Annals of*
907 *Glaciology*, 7: 26-33.
- 908 Neumann, T.A. & Waddington, E.D. 2004. Efects of firn ventilation on isotopic exchange.
909 *Journal of Glaciology*, 169: 183-194.
- 910 NOAA ESRL *Physical Sciences Division* (PSD). Disponível em:
911 <<https://www.esrl.noaa.gov/psd/webswitch.html>>. Acesso em: 01 jun. 2019.

- 912 Osterberg, E.C., Handley, M.J., Sneed, S.B., Mayewski, P.A. & Kreutz, K.J. 2006. Continuous
913 ice core melter system with discrete sampling for major ion, trace element, and stable
914 isotope analyses. *Environmental Science & Technology*, (40): 3355-3361.
- 915 Polvani, L.M. & Kushner, P.J. 2002. Tropospheric response to stratosphere perturbations in a
916 relatively simple general circulation model. *Geophysical Research Letters*, 29(7): 1114-
917 1117
- 918 Raisbeck, G.M., Yiou, F., Jouzel, J., Petit, J.R. 1990. ^{10}Be and $\delta^2\text{H}$ in polar ice cores as a probe
919 of the solar variability's influence on climate. *Philosophical Transactions of the Royal
920 Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 330: 463-469.
- 921 Röthlisberger, R., Bigler, M., Hutterli, M., Sommer, S., Stauffer, B., Junghans, H. &
922 Wagenbach, D. 2000. Technique for continuous high-resolution analysis of trace
923 substances in firn and ice cores. *Environmental Science & Technology*, 34: 338-342.
- 924 Schneider, D.P., Steig, E.J., Comiso, J.C. 2004. Recent climate variability in Antarctica from
925 satellite-derived temperature data. *Journal of Climate*, 17: 1569-1583.
- 926 Schwanck, F. 2012. *Determinação de elementos traços em testemunho de firn antártico usando
927 espectrometria de massa*. Porto Alegre, 134 p. Dissertação de Mestrado, Programa de
928 Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio
929 Grande do Sul.
- 930 Schwanck, F., Simões, J.C., Handley, M., Casassa, G. 2014. Determinação de elementos-traço
931 em testemunho de firn antártico usando ICP-MS. *Geochimica Brasiliensis*, 28(1): 97-
932 107.
- 933 Sexton, D.M.H. 2001: The effect of stratospheric ozone depletion on the phase of the Antarctic
934 Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 28: 3697-3700.
- 935 Simões, J.C. 2004. Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos.
936 *Pesquisa Antártica Brasileira*, 4: 119-154.
- 937 Tao, G., Yamada, R., Fujikawa, Y., Kudo, A., Zheng, J., Fisher, D.A. & Koerner, R.M. 2001.
938 Determination of trace amounts of heavy metals in arctic ice core samples using
939 inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta*, 55: 765-772.

- 940 Thompson, D.W.J. & Solomon, S. 2002. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate
941 change. *Science*, 296: 895-899.
- 942 Touzeau, A., Landais, A., Stenni, B., Uemura, R., Fukui, K., Fujita, S., Guilbaud, S., Ekaykin,
943 A., Casado, M., Barkan, E., Luz, B., Magand, O., Teste, G., Le Meur, E., Baroni, M.,
944 Savarino, J., Bourgeois, I. & Risi, C. 2016. Acquisition of isotopic composition for
945 surface snow in East Antarctica and the links to climatic parameters. *The Cryosphere*,
946 10: 837-852.
- 947 Turner, J. & Marshall, G.J. 2011. *Climate change in the Polar Regions*. Cambridge, Cambridge
948 University Press, 433 p.
- 949 Turner, J., Phillips, T., Thamban, M., Rahaman, W., Marshall, G.J., Wille, J.D., Favier, V.,
950 Winton, V.H.L, Thomas, E., Wang, Z., van den Broeke, M., Hosking, J.S. & Lachlan-
951 Cope, T. 2019. The dominant role of extreme precipitation events in Antarctic snowfall
952 variability. *Geophysical Research Letters*, 46: 3502-3511.
- 953 Veen, C.J., Mosley-Thompson, E, Gow, A.J. & Mark, B.G. 1999. Accumulation at South Pole:
954 Comparison of two 900-year records. *Journal of Geophysical Research*, 104(D24):
955 31.067-31.076.
- 956 Vimeux, F., Masson, V., Jouzel, J., Petit, J.R., Steig, E.J., Stievenard, M., Vaikmae, R. & White,
957 J.W.C. 2001. Holocene hydrological cycle changes in the Southern Hemisphere
958 documented in East Antarctic deuterium excess records. *Climate Dynamics*, 17: 503-
959 513.
- 960 Vimeux, F., Masson, V., Jouzel, J., Stievenard, M. & Petit, J.R. 1999. Glacial-interglacial
961 changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere. *Nature*, 398: 410-
962 413.
- 963 Wolff, E.W. 2012. Chemical signals of past climate and environment from polar ice cores and
964 firn air. *Chemical Society Reviews*, 41: 6247-6258.
- 965 Zhu, Y. & Newell, R. E. 1998. A proposed algorithm for moisture fluxes from atmosphere
966 rivers. *Monthly Weather Review*, 126(3): 725-735.

2.2. Resumo publicado em evento



ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL DAS RAZÕES ISOTÓPICAS DE UM TESTEMUNHO DE *FIRN*/GELO DA ANTÁRTICA OCIDENTAL

Tavares, A. F.¹; Simões, J. C.¹; Bernardo, R.¹

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Instituto de Geociências – Programa de Pós-Graduação em Geociências – Centro Polar e Climático;

RESUMO: A acumulação de neve nas regiões polares ao longo do tempo guarda um importante registro das condições paleoclimáticas e paleoambientais. Isso ocorre devido a diferentes motivos, dentre eles, a não interferência antrópica e a constância de temperaturas muito baixas que acaba por preservar a química atmosférica dos flocos de neve. Durante o verão austral de 2004/2005, seis testemunhos de *firn*/gelo foram coletados durante uma travessia chileno-brasileira ao Polo Sul, do programa ITASE (*International Trans-Antarctic Scientific Expedition*). Na presente pesquisa, parte de um dos testemunhos de *firn*, com 42,92 m de profundidade, denominado IC-2 (88°01'21,3"S e 82°04'21,7"W), está sendo destinado para análise das razões isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e δD . O IC-2 foi coletado numa altitude de 2.621 m, estando aproximadamente 220 km do Polo Sul geográfico, onde a média anual da temperatura na superfície é cerca de -45°C . Esse local foi escolhido por ser uma zona de neve seca, onde o derretimento da neve precipitada e processos de sublimação são extremamente baixos, fazendo com que a coluna de neve seja preservada continuamente. O testemunho IC-2 possui densidade média de $0,64\text{ g/cm}^3$, não atingindo o limite *firn* e gelo (densidade de $0,83\text{ g/cm}^3$). O derretimento do testemunho e preparação das amostras foram feitos na Universidade do Maine, para onde foram enviados os testemunhos após a perfuração, numa sala limpa classe 100 do *Climate Change Institute*. As análises dos isótopos estáveis estão sendo executados na UFRGS, no Laboratório de Glacioquímica do Centro Polar e Climático (CPC), no qual as amostras de neve derretidas são submetidas a uma leitura, juntamente com diferentes amostras padrões, numa máquina conhecida como *Wavelength Scanned Cavity Ring Down Spectrometer* (WS-CRDS), da marca Picarro. Esse equipamento fornece uma leitura simultânea das duas razões isotópicas pela análise da amostra de água vaporizada, sendo obtida num tempo consideravelmente mais baixo do que um espectrômetro de massa tradicional. Os resultados das análises químicas são expressos com base no padrão VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*) para o oxigênio e hidrogênio, através da fórmula: $\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sample}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}}} \times 10^3 \text{‰}$. Atualmente, 800 amostras, de um total de 1755, já foram analisadas e serão utilizadas para datação do testemunho, pela correlação dos picos de $\delta^{18}\text{O}$ e δD com as estações inverno e verão. Ademais, será calculado a taxa de acumulação de neve, baseando-se na profundidade

equivalente de água, além da média anual da temperatura na superfície obtida no momento da perfuração do testemunho em uma profundidade de 10 m. Tais respostas serão correlacionadas com a revisão bibliográfica sobre modelos da Circulação Atmosférica Antártica para observar e descrever variações climáticas numa escala de tempo que engloba os últimos 50 anos, ou seja, durante a influência antrópica.

PALAVRAS-CHAVE: ANTÁRTICA, TESTEMUNHO DE GELO/*FIRN*, ISÓTOPOS ESTÁVEIS.

Capítulo 3 - Considerações finais

A metodologia e técnica utilizadas para amostragem e análise do testemunho IC-02 possibilitaram a datação pela variação sazonal dos isótopos $\delta^{18}\text{O}$ e δD . O $\delta^{18}\text{O}$ no testemunho IC-2 tem uma média de $-46,39 \pm 1,37\text{‰}$, variando entre $-50,77\text{‰}$, e $-41,40\text{‰}$, já o δD médio é de $-367,43 \pm 12,51\text{‰}$ e varia entre $-408,18\text{‰}$ e $-323,85\text{‰}$. O valor médio do excesso de deutério (d) é de $4,36 \pm 2,66\text{‰}$. A alta variabilidade nesse registro pode ser resultado de mudanças nas áreas fontes da precipitação, efeitos no momento da deposição da neve (erosão pelo vento, microtopografia da superfície) e efeitos pós-deposicionais (sublimação no verão e formação de *depth hoar*) reforçada pela baixa taxa de acumulação anual da precipitação.

Os picos de δD e $\delta^{18}\text{O}$ representam as precipitações ocorridas no verão, com valores isotópicos mais positivos. A interpretação do perfil dos dados isotópicos em conjunto com as variações de Na^+ ($\mu\text{g L}^{-1}$) e nnSO_4^{-2} ($\mu\text{g L}^{-1}$) de 1091 amostras (14,35 m eq H_2O) do IC-02 indicam uma idade equivalente a 85 ± 3 anos. Os registros das erupções vulcânicas do monte Pinatubo (ilha Luzon, Filipinas), em 1991 registrado no ano 1993, e o monte Agung (Bali na Indonésia) no ano de 1963, marcado no ano de 1965, reforçam a datação estabelecida para o testemunho. Vale ressaltar que dependendo da localização do vulcão, como no hemisfério norte, faz com que o transporte das impurezas demore até 2 anos para ser depositada na Antártica.

A série isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ e δD) corrobora as hipóteses levantadas por outros autores, em que a continentalidade ou a distância do local de perfuração do testemunho até a costa, assim como a latitude e a elevação, controlam a distribuição dos isótopos estáveis. Todos esses efeitos atuantes no fracionamento isotópico do hidrogênio e do oxigênio ocorrem devido à remoção preferencial dos isótopos pesados durante o evento de condensação e precipitação, o que faz com que as nuvens carregadas em isótopos leves avancem para latitudes mais altas, ou para o interior do continente ou para altas altitudes.

A média da acumulação líquida anual no sítio de perfuração do IC-02 é 152 ± 64 mm ano^{-1} em equivalente d'água. O valor máximo de acumulação de 292 mm ocorreu em 1959 e o valor mínimo de 27 mm em 1968. Os últimos 30 anos registrados no testemunho (1974–2003), essa média aumentou em 17% quando comparado ao período anterior (1944–1973), de $136,3 \pm 58,4$ mm eq H_2O para $164,7 \pm 64,5$ mm eq H_2O . No entanto, Turner *et al.* (2019) constataram que a ação dos ventos pode

remover ou adicionar localmente a neve precipitada, afetando assim a quantidade de neve em alguns locais, principalmente próximo a vales glaciais íngremes.

A alteração de um dos componentes do clima antártico, como a composição química atmosférica, tem implicação direta na distribuição da atmosfera sobre o continente. A redução do ozônio estratosférico reduz a pressão atmosférica na região afetada, tendo como consequência um aumento na velocidade dos ventos de oeste ao redor do continente antártico. A intensificação dos ventos de oeste, isto é, o fortalecimento do vórtice polar, isola ainda mais o interior do continente. Dessa maneira, as temperaturas tendem a ser mais baixas nas regiões do platô antártico.

A interpretação paleoclimática ambiental dos resultados obtidos possibilitou a identificação de uma mudança de ciclo na série isotópica do IC-02, após a década de 2000. O platô antártico apresentava anomalias negativas da temperatura, até o início da década de 2000, o qual corresponde ao fortalecimento do vórtice polar e a fase positiva do SAM (*Southern Annular Mode*), descrito por diversos autores (Gong & Wang, 1999; Kidson, 1999; Sexton, 2001; Polvani & Kushner, 2002; Thompson & Solomon, 2002; Marshall, 2003; Karpetchko *et al.*, 2005). A partir da década de 2000, o continente antártico passa a apresentar anomalias positivas, o que demonstra um aumento na temperatura.

Como proposta para futuros trabalhos, vale ressaltar que as 200 primeiras amostras do IC-02 utilizadas nesta pesquisa foram analisadas por uma técnica diferente do sistema Picarro, utilizado nas demais amostras do testemunho. Logo, os primeiros metros do testemunho passarão, provavelmente, por uma nova análise no equipamento utilizado nas outras amostras IC-02.

Ademais, será confeccionado um artigo contendo o perfil isotópico de todos os testemunhos de gelo coletados na travessia chileno-brasileira (IC-01, IC-02, IC-03, IC-04, IC-05 e IC-06), além da análise e interpretação glacioquímica total, incluindo a cromatografia iônica e elementos terras raras.

Referências Bibliográficas

- Bernardo, R.T. 2005. *O potencial da glacioquímica para estudos ambientais*. Porto Alegre, 40p. Exame de qualificação (Doutorando em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bradley, R.S. 1999 *Paleoclimatology: Reconstructing climates of the Quaternary*. 2^a ed. Academic Press Elsevier, 613 p.
- Bromwich, D.J. & Parish, T.R. 1998. Meteorology of the Antarctic. In: Karoly, D.J. & Vicent, D.G. *Meteorology of the Southern Hemisphere*. Boston, American Meteorological Society, *Meteorological Monographs*, **27**(49): 175-200.
- Cuffey, K.M. & Paterson, W.S.B. 2010. *The Physics of Glaciers*. 4^a ed., Oxford, Pergamon/ Elsevier Science, 704pp.
- Dansgaard, W. 1953. The Abundance of O¹⁸ in Atmospheric Water and Water Vapour. *Tellus*, **5**: 4,461-469. DOI: 10.3402/tellusa.v5i4.8697
- 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 Grenland*, **197**: 1-53.
- Delmas, R., Kirchner, S., Palais, J., Petit, J.R. 1992. 1000 years of explosive volcanism recorded at the South pole. *Tellus*, **44**: 335-350.
- Ekaykin, A.A., Lipenkov, V.Y., Barkov, N.I, Petit, J.R. & Masson-Delmotte, V. 2002. Spatial and temporal variability in isotope composition of recente snow in the vicinity of Vostok Station: Implications for ice-core record interpretation. *Annals of Glaciology*, **35**: 181-186.
- EPICA Community Members, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, **429**(6992): 623-628.
- Frezzotti, M., Pourchet, M., Flora, O., Gandolfi, S., Gay, M., Urbini, S., Vincent, C., Becagli, S., Gragنامي, R., Proposito, M., Severi, 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.
- Ginot, P., Stampfli, F., Stampfli, D., Schwikowski, M. & Gäggeler, H.W. 2002. FELICS, a new ice core drilling system for high-altitude glaciers. *Memoirs of National Institute of Polar Research, Special Issue*, **56**: 38-48.
- Hammer, C. U. 1977. Past volcanism revealed by Greenland ice sheet impurities, *Nature*, **270**: 482-486.
- Hammer, C. U. 1980. Acidity of polar ice cores in relation to absolute dating, past volcanism, and radio-echoes, *Journal of Glaciology*, **25**, 359-372.
- Hammes, D. F. 2011. *Análise e interpretação ambiental da química iônica de um testemunho do manto de gelo da Antártica Ocidental*. Porto Alegre, 106p. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Jouzel, J. & Masson-Delmotte, V. 2010. Paleoclimates: what do we learn from deep ice cores? *WIREs Climate Change*, **1**(5): 654-669.

- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.M. & Chappellaz, J. 2007. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science*, **317**: 793-796.
- King, J.C. & Turner, J. 1997. *Antarctic Meteorology and Climatology*. 5^a ed., Cambridge, Cambridge University Press, 409 p.
- Langway, C.C., Atau Mitani, H.S. & Clausen, H.B. 1993. Transformation process observations of polar firn to ice. *Annals of Glaciology*, **18**: 199-202.
- Legrand, M. & Mayewski, P. 1997. Glaciochemistry of polar ice core: a review. *Reviews of Geophysics*, **35**(3) 219-243.
- Lyons, W.B., Mayewski, P.A., Spencer, M.J., Twickler, M.S., Graedel, T.E. 1990. A northern hemisphere volcanic chemistry record (1869-1984) and climatic implications using a South Greenland ice core. *Annals of Glaciology*, **14**: 176-182.
- Masson-Delmotte, V., Hou, S., Ekaykin, A., Jouzel, J., Aristarain, A., Bernardo, R.T., Bronwich, 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., Morgan, V., Motoyama, H., Noone, D., Oerter, H., Petit, J.R., Royer, A., Uemura, R., Schmidt, G.A., Schollosser, 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., Qin, D., Ren, J., Simões, J., Fily, M., 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*, **41**: 180-185.
- 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 & Technology*, **40**: 3355-3361.
- Petit, J.R., Briat, M., e Royer, A. 1981. Ice age aerosol content from East Antarctic ice core samples and past Wind strength, *Nature*, **293**: 391-394.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V., M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Rits, C. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, **399**(3): 429-436.
- Raynaud, D. & Lorius, C. 2004. Climat et atmosphère: la mémoire des glaces. *Comptes Rendus Geoscience*, **336**: 647-656.
- Schwanck, F. 2012. *Determinação de elementos traços em testemunho de firn antártico usando espectrometria de massa*. Porto Alegre, 134 p.

Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Simões, J.C. 2004. Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. *Pesquisa Antártica Brasileira*, **4**: 119-154
- Simões, J.C. 2011. *Antártica e as Mudanças Globais: um desafio para a humanidade*. São Paulo, Edgard Blucher Ltda, 166 p.
- Summerhayes, C., Ainley, D., Barrett, O., Bindschadler, R., Clarke, A., Convey, P., Fahrbach, E., Gutt, J., Hodgson, D., Meredith, M., Murray, A., Pörtner, H.O., Di Prisco, G., Schiel, S., Speer, K., Turner, J., Verde, C. & Willems, A. 2009. Chapter 1: The Antarctic Environment in the Global System. In: Turner, J., Bindschadler, R., Convey, P., Di Prisco, G., Fahrbach, E., Gutt, J., Hodgson, D., Myewski, P & Summerhayes, C. (eds). *Antarctic Climate Change and the Environment*. Cambridge, Scientific Committee on Antarctic Research, p. 1-32.
- Tao, G., Yamada, R., Fujikawa, Y., Kudo, A., Zheng, F., Fisher, D. A. & Koerner, R. A. 2001. Determination of trace amounts of heavy metals in Arctic ice core samples using inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta*, v. 55, p. 765-772.
- Zielinski, G., Mayewski, P., Meeker, L.D., Whitlow, S., Twickler, M.S., Morrison, M., Meese, D.A., Gow, A., & Alley, R.B. 1994. Record of volcanism since 7000 B.C. from the GISP2 Greenland ice core and implications for the volcano-climate system. *Science*, **264**: 948-952.

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL DAS RAZÕES DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS EM UM TESTEMUNHO DE FIRN DO MANTO DE GELO DA ANTÁRTICA”
Área de Concentração: Geoquímica
Autora: Flavia Alves Tavares
Orientador: Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões
Examinador: Prof. Dr. Norberto Dani
Data: 14/10/2019
Conceito: A
PARECER:
<p>A dissertação envolve amostras do furo IC-02 com cerca de 43 m e a avaliação do comportamento dos isótopos estáveis de H e O. Como colocado no trabalho, trata-se de uma pesquisa desenvolvida simultaneamente com Nicoli Pozzebon Gerhard, cuja preocupação desta foi avaliar o conteúdo iônico nas mesmas amostras do testemunho.</p> <p>Dentro da sistemática de um projeto de mestrado é desejável que a autora tenha um envolvimento com todas as etapas de produção dos dados necessários, sendo evidente que nesta pesquisa a autora participou diretamente na obtenção dos dados de isótopos estáveis e em parceria na obtenção do conteúdo iônico das amostras. Os motivos estão colocados claramente na dissertação e são compreensíveis para este tipo de pesquisa, citando-se a complexidade da amostragem e a necessidade da existência de uma infraestrutura especializada para a obtenção das sub amostras correspondentes ao intervalo do testemunho. Neste aspecto, tem-se que destacar o trabalho do orientador que mantém parcerias com outros centros de pesquisa, e assim viabilizou várias etapas deste trabalho, especialmente o conjunto de atividades anteriores ao da determinação dos isótopos. Destaca-se o cuidado e a qualidade da descrição da metodologia empregada, mesmo que a autora não tenha realizado as operações diretamente. Fica-se com a impressão que a autora tem um bom entendimento daquilo que é necessário para a produção de uma pesquisa envolvendo um testemunho de gelo da Antártica. A noção demonstrada pela autora será importante para o desenvolvimento das próximas etapas de sua formação como pesquisadora.</p> <p>Dentro da proposta da pesquisa conclui-se que a autora executou um trabalho completo, embora os aspectos conclusivos sejam limitados. Concorda-se com a autora sobre os motivos da prudência nas conclusões, visto que a pesquisa está baseada em apenas um testemunho, acrescido de poucas variáveis, tendo inclusive que ser reforçado externamente pelos resultados do conteúdo iônico.</p> <p>Os objetivos traçados inicialmente foram alcançados, inclusive calibrando no tempo as variações isotópicas observadas. Quanto ao objetivo de correlações com resultados obtidos em outros levantamentos observa-se que os resultados foram tímidos, limitando-se apenas a citar que nada foi observado fora dos padrões</p>

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL DAS RAZÕES DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS EM UM TESTEMUNHO DE FIRN DO MANTO DE GELO DA ANTÁRTICA"

Área de Concentração: Geoquímica

Autora: Flavia Alves Tavares

Orientador: Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

Examinadora: Dra. Franciéle Schwanck Carlos

Data:

09/09/2019

Conceito:

A (EXCELENTE)

PARECER:

A DISSERTAÇÃO DE MESTRADO APRESENTADA PARA AVALIAÇÃO TEM COMO OBJETIVO DETERMINAR A VARIABILIDADE SAZONAL E ANUAL DAS RAZÕES DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS EM UM TESTEMUNHO DE CIRN PERFORADO NA ANTÁRTICA ORIENTAL. O TRABALHO TAMBÉM INTERPRETA AS VARIACÕES NO REGISTRO EM TERMOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS.

A DISSERTAÇÃO APRESENTA AS CARACTERÍSTICAS ~~NECESSÁRIAS~~ NECESSÁRIAS, DE ACORDO COM AS NORMAS DO PÓS-GRADUAÇÃO. A ESCRITA É CLARA E OBJETIVA COM POUCOS ERROS GRAMATICAIS. A REVISÃO BIBLIOGRÁFICA FOI BEM ESTRUTURADA E APRESENTA TRABALHOS IMPORTANTES ~~SOBRE~~ SOBRE O TEMA DE ESTUDO, PARTE DOS ARTIGOS DE REFERÊNCIA SÃO ATUAIS, E DE ALTO IMPACTO NO ESTUDO DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS NA ANTÁRTICA.

OS OBJETIVOS E METAS SÃO BEM DEFINIDOS E A ALUNA CONSEGUE ATINGI-LOS AO FIM DA DISSERTAÇÃO. A METODOLOGIA DE CAMPO (PERFORAÇÃO) E LABORATÓRIO (PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS E DERRETIMENTO) FOI MUITO BEM DESCRITA E SEMPRE SE LEVANDO EM CONTA OS RISCOS DE CONTAMINAÇÃO QUE ESSE TIPO DE AMOSTRA/TÉCNICA APRESENTA.

AS DISCUSSÕES SÃO CONSISTENTES COM OS RESULTADOS ENCONTRADOS E TAMBÉM COM OS RESULTADOS ENCONTRADOS POR OUTROS AUTORES EM ÁREAS PRÓXIMAS AO LOCAL AMOSTRADO. A ALUNA DEMONSTRA CRIATIVIDADE E SENSO CRÍTICO BUSCANDO OUTRAS MANEIRAS DE INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS ENCONTRADOS, INSERINDO TÉCNICAS ESTATÍSTICAS E MODELOS ATMOSFÉRICOS NA SUA DISCUSSÃO ELA CONSEGUE EXPLICAR DE MANEIRA SATISFATÓRIA VARIACÕES ENCONTRADAS AO LONGO DO REGISTRO ISOTÓPICO.

O TEMA DA DISSERTAÇÃO É ATUAL E DE GRANDE

RELEVÂNCIA, UMA VEZ QUE MUDANÇAS AMBIENTAIS OCORRIDAS NA ANTÁRTICA INFLUENCIAM DIRETAMENTE O CLIMA NO BRASIL, MAIS PRECISAMENTE NA REGIÃO SUL.

COM BASE EM TUDO QUE FOI APRESENTADO CONSIDERO A ALUNA APTA A RECEBER O GRAU DE MESTRE.

Assinatura: Franciele Schwannk Barbo

Data: 09/09/2019

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:



☒ Pavilhão Haroldo Lisboa da Cunha, Subsolo,
Rua São Francisco Xavier, 524, Maracanã
Rio de Janeiro - RJ, CEP: 20550-013, Brasil
Tel: 055 21 2334 0133

de: Prof. Heitor Evangelista da Silva / Coordenador do Laboratório de Radioecologia e Mudanças Globais / IBRAG - Uerj
para: Programa de Pós-Graduação em Geociências - UFRGS

PARECER SOBRE TRABALHO DE DISSERTAÇÃO DE FLAVIA ALVES TAVARES

Comentários Gerais: O trabalho refere-se a dissertação de mestrado da aluna Flavia Alves Tavares, sob a orientação do Prof. Jefferson Cardia Simões. O trabalho intitulado "*Interpretação Ambiental das razões de isótopos estáveis em um testemunho de firn do Manto de Gelo da Antártica*" abordou a coleta de um testemunho de gelo, no contexto do Programa ITASE, a fase analítica com ênfase nas análises de isótopos de oxigênio e hidrogênio, a cronologia do firn e a busca de sua interpretação ambiental. O trabalho encontra-se bem estruturado, com boa qualidade das figuras e linguagem textual. Os conceitos a respeito do fracionamento isotópico estão dentro do esperado para uma dissertação de mestrado, os conceitos glaciológicos estão bem fundamentados e a leitura do texto flui satisfatoriamente. Abaixo seguem comentários sobre o texto:

INTRODUÇÃO

Pág. 7

Item 1.1.

Linha 16:faz permite (?)...

Linha 17:sejam preservadas....

Linhas 17-19: As regiões polares são arquivos dos registros climáticos das regiões polares ! não da Terra. Por exemplo: Não é possível descrever o clima dos trópicos somente com os testemunhos de gelo da Antártica ou da Groenlândia;

Pág. 11

Item 1.3.1

Linha 1: exerce diferentes funções ...

Linha 2: oceânica ao invés de marinha.... (a depender de sua gênese (???)

Pág. 13

Linha 4-5: *in situ* em itálico

Item 1.8.2

Pág.30

Tabela 2

Na coluna "Estudos em Testemunho de Gelo"

1. Acrescentar $\delta D_{\text{excesso}}$ onde aparece δD , $\delta^{18}O$
2. Acrescentar ClO_4 com "parâmetro ambiental obtido": redução do ozônio estratosférico e vulcanismo
3. Na^+ e MSA ao invés de Na^+ e Cl^-
4. Al, Si, nssCa ao invés de Al, Si, Ca
5. MSA e ENOS não tem relação muito reprodutível
6. H_2O_2 "parâmetro ambiental obtido": radiação solar
7. Acrescentar rBC "parâmetro ambiental obtido": emissões de combustíveis fósseis ou queimadas

CAPÍTULO 2 – ANEXOS

Pág. 2

Linhas 84-85: "... onde toda a precipitação é preservada". Melhor "...onde a precipitação é relativamente bem preservada" pois existem importantes processos pós-deposicionais nas zonas de manto de gelo.

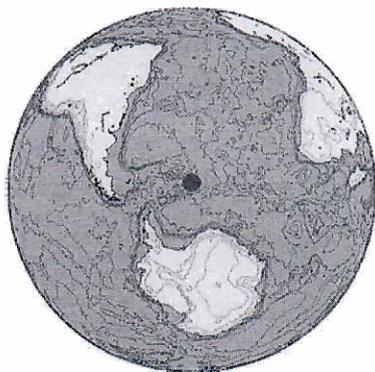
Item 3.1.

Pág. 10

Linha 267. Acrescentar uma referencia ao término da frase

Item 3.3.

Figura 7. O pico do nssSO₄ em torno de 1936 pode estar associado a erupção vulcânica em Bristol Is. (ver abaixo). Veja o artigo de Kurbatov et al., 2006 sobre os sinais vulcânicos em Siple Dome.



Item 4.2.2a.

Pág. 19

Linhas 485-489. O trabalho de Raisbeck et al., 1990, não mostra com clareza que existe um "imprint" solar nas séries de isótopos estáveis de O e H e foi um trabalho prospectivo. Houveram tentativas neste sentido mas não é um sinal evidente mesmo em locais com alta precipitação de neve e com resolução maior.

Pág. 19

Linhas 496-499. Não vejo motivos para acreditar que os dados de δD não oferecem confiabilidade para uma comparação com dados de Temperatura do Polo Sul entre 1990 e 2003 !

Pag. 21

Figura 11. O "degrau" na série do δD em excesso não tem nenhum significado. Eu sugiro apresentar apenas a série após 3 m eq H_2O .

Linha 531-532. "... A alta variabilidade nesse registro...." como assim "alta variabilidade" ?? o que é alta variabilidade para uma série de δD em excesso na Antártica ?

Pág. 22

Item 4.2.3

Linhas 556-567 (incluindo as Figuras 12a/b). O ideal seria vc apresentar o valor de "r" e não R^2 . Juntamente com os valores de "p" e "n" em cada gráfico. O valor de $\alpha < 0.005$ é a intervalo de confiança em que se baseou o teste estatístico. Vc pode baixar um programa *free* chamado PAST. Ele faz facilmente a regressão apresentando os valores de r, p e n (inclusive as linhas que definem o intervalo de significância). Vc não cita o critério para vc estabeleceu para mostrar que 1957 é um ano a partir do qual se observa uma mudança de padrão na série do δD . Recomendo que vc utilize uma técnica que detecta mudança de padrão em séries temporais. Exemplo: wavelet analysis (ondeletas). Vc pode fazer no PAST também.

Pag. 23

Linhas 594-595. Indicar o site como www.

Pag. 24

Figura 13. A linha de tendência entre a Temperatura do South Pole e tua série de δD entre 1957 e 2003 parecem seguir o mesmo padrão. Vc poderia explorar isso (mas não obrigatoriamente. Fica a teu critério). Nessa figura há uma mudança de padrão em torno de 1980, que é o período quando a SAM passa de sua fase negativa para positiva.

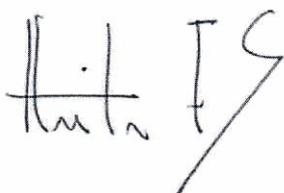
Pag. 27

Na literatura existem várias representações dos westerlies pós anos 70. Acho que é um pouco fora do contexto de seu trabalho (Figura 16).

RESUMO:

A aluna desenvolveu muito bem seu trabalho, buscando interpretar seus dados a luz dos conceitos básicos do fracionamento isotópico e no contexto da literatura antártica. As conclusões estão dentro dos objetivos propostos e está de parabéns, juntamente com seu orientador. Meu conceito é **EXCELENTE**.

Atenciosamente,

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Heitor Evangelista'.

Prof. Heitor Evangelista
Mat 33469-7
Rio de Janeiro, 22 de Setembro 2019