

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

**CLIMATOLOGIA DO OCEANO PACÍFICO SUL E
SEUS REGISTROS AMBIENTAIS NA ANTÁRTICA
OCIDENTAL NO PERÍODO 1900–2010**

JOSÉ MAURO DALLA ROSA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

Porto Alegre, 2020

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

**CLIMATOLOGIA DO OCEANO PACÍFICO SUL E
SEUS REGISTROS AMBIENTAIS NA ANTÁRTICA
OCIDENTAL NO PERÍODO 1900–2010**

JOSÉ MAURO DALLA ROSA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Fabio de Oliveira Sanches – Departamento de Geociências,
Universidade Federal de Juiz de Fora

Prof. Dr. Francisco Eliseu Aquino – Departamento de Geografia, Universidade
Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Vinícius Machado Rocha – Centro de Ciências Agrárias, Ambientais e
Biológicas, Universidade Federal do Recôncavo da Bahia

Profa. Dra. Venisse Schossler – Centro Polar e Climático, Universidade Federal
do Rio Grande do Sul

Tese de Doutorado
apresentada como
requisito parcial para a
obtenção do Título de
Doutor em Ciências

Porto Alegre, 2020

CIP - Catalogação na Publicação

Dalla Rosa, José Mauro
CLIMATOLOGIA DO OCEANO PACÍFICO SUL E SEUS
REGISTROS AMBIENTAIS NA ANTÁRTICA OCIDENTAL NO PERÍODO
1900-2010 / José Mauro Dalla Rosa. -- 2020.
150 f.
Orientador: Jefferson Cardia Simões.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2020.

1. Oceano Pacífico Sul. 2. Antártica Ocidental. 3.
Climatologia. I. Simões, Jefferson Cardia, orient.
II. Título.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões, pela orientação durante o doutorado. As correções, dicas e incentivos foram importantes para a realização e finalização da tese.

Agradeço a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), por uma bolsa de doutorado.

A Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), ao Instituto de Geociências, ao Centro Polar e Climático (CPC) e ao PPGGEO.

Aos colegas da glacioquímica do CPC / UFRGS, pelos dados de testemunhos de gelo utilizados nesta tese: Isaías Thoen, Ronaldo Bernardo, Franciéle Schwanck, e aos colegas da glacioquímica do CCI-U.MAINE.

Agradeço também a todos os demais colegas do CPC que ajudaram de alguma forma para a realização da tese, em especial para: Pedro Reis (com as reanálises climáticas), Jeff Auger (com as EOFs), Luciano Marquetto, Filipe Lindau, Pedro Valente e Filipe Idalino.

Também agradeço ao Prof. Dr. Francisco Aquino, pelas colaborações para a tese.

Agradeço aos meus Pais por incentivarem a realização do doutorado.

Resumo

Essa tese investiga a evolução climática no oceano Pacífico Sul, e seu papel sobre a variabilidade ambiental na Antártica, entre 1900 e 2010. Por reanálises climáticas ERA-20C e ERA-Interim (*European Center for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF*), *Empirical orthogonal functions – EOFs*, índices climáticos do Hemisfério Sul, e *proxies* de três testemunhos de gelo (Monte Johns, Platô Detroit e Ferrigno), constatou-se que a Antártica Ocidental e Península Antártica sofreram influência da variabilidade climática do Pacífico Sul nesse período. Os principais resultados mostram que: a temperatura da superfície do mar (TSM) aumentou de forma generalizada em todo o oceano Pacífico Sul entre 1900 e 2010 (Pacífico Equatorial + 0,007 °C a⁻¹ e Pacífico Sul + 0,008 °C a⁻¹). Esse aumento ocorreu concomitantemente com a mudança do sinal da anomalia da pressão média ao nível do mar (PMNM), aumentando a pressão atmosférica em latitudes médias e diminuindo ao redor da Antártica na zona de baixa pressão circumpolar adjacente ao oceano Pacífico, tanto no verão como no inverno austral, o que é compatível com uma fase positiva no Modo Anular Sul (*Southern Annular Mode – SAM*) desde a década de 1960. Com isso a Baixa do Mar de Amundsen (BMA) aprofundou ao longo dos 110 anos analisados, contribuindo para mudança do padrão da anomalia do vento meridional (*v*) em 850-hPa entre latitudes médias e altas do Pacífico Sul, intensificando o fluxo de norte para sul (do sudeste do Pacífico Sul para o norte da Antártica Ocidental) desde a década de 1960. Isso levou a progressiva redução na extensão do gelo marinho ($[Na^+] - 0,083 \mu g L^{-1} a^{-1}$) nos mares de Amundsen e Bellingshausen; elevação na temperatura atmosférica ($[\delta D] + 0,078\text{‰} a^{-1}$) e aumento da acumulação de neve (+ 0,0012 m a⁻¹ em equiv. d'água) na região costeira da Antártica Ocidental no sítio Ferrigno. Na região do sítio Monte Johns, a tendência de aumento da acumulação de neve foi menor, pois está mais adentro da Antártica Ocidental e sofre menor influência da BMA. Entre 1990 e 2007 a tendência do SAM positivo se intensificou, aumentando a acumulação de neve principalmente na Península Antártica (+0.036 m a⁻¹ em equiv. d'água) no sítio Platô Detroit.

Palavras-chave: Oceano Pacífico Sul; Antártica Ocidental; Climatologia

Abstract

The climatic evolution of the South Pacific Ocean from 1900 to 2010 and its environmental role over West Antarctica is investigated in this thesis. By interpreting ERA-20 and ERA-Interim reanalysis (European Center for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF), principal component analyses, the Southern Hemisphere climatic index, and the regional environmental proxies obtained indirectly from the analysis of three ice cores (Mount Johns, Ferrigno and Detroit Plateau) from the West Antarctic ice sheet and Antarctic Peninsula. It was found that West Antarctica and Antarctic Peninsula were influenced by the climatic variability of the South Pacific during the analyzed period. The main results show that: The sea surface temperature (SST) increased in almost the entire South Pacific Ocean from 1900 to 2010 (Equatorial Pacific + 0,007 °C a⁻¹ and middle-latitudes of the South Pacific + 0,008 °C a⁻¹). This increase occurred concurrently a change in the sign of the mean sea level pressure (MSLP) anomaly, increasing atmospheric pressure at middle-latitudes and decreasing around Antarctica in the circumpolar low-pressure zone, both in summer and austral winter, which is compatible with a positive trend of the Southern Annular Mode (SAM) from 1960 onwards. Consequently, strengthening the Amundsen Sea Low (ASL) and then changing the pattern of the meridional wind anomaly (v) at 850-hPa between medium and high latitudes in the South Pacific. Since 1960, a greater flow from north to south has predominated from the southeast South Pacific to the north of West Antarctica. Such changes resulted in a reduction of the sea ice extent in the Amundsen and Bellingshausen seas ($[Na^+] - 0.083 \mu g L^{-1} a^{-1}$), increase in average atmospheric temperature ($[\delta D] + 0.078\text{‰} a^{-1}$) and in snow accumulation (+ 0.0012 m a⁻¹ water equiv.) in the Ferrigno in coastal region of West Antarctica. The Mount Johns region does not show the same trend in atmospheric temperature, as it is largely influenced by cold air masses from the Antarctic ice sheet interior. From 1990 onwards intensified the positive trend of the SAM and increase in snow accumulation (+ 0.036 m a⁻¹ water equiv.) in Detroit Plateau site.

Keywords: South Pacific Ocean; West Antarctica; Climatology

SUMÁRIO

Resumo	6
Abstract	7
Sumário	8
Lista de Abreviaturas.....	10
Lista de Figuras	11
Estrutura da Tese	13
1. Introdução	16
1.1 Hipótese	17
1.2 Objetivos da tese	17
1.3 Área de abrangência do estudo	20
1.3.1 Oceano Pacífico Sul	20
1.3.2 Oceano Austral	21
1.3.3 Antártica Ocidental	21
2. Estado da Arte.....	22
2.1 Clima da Antártica	22
2.2 Clima da Antártica Ocidental	27
2.3 Baixa do mar de Amundsen – BMA	28
2.4 Oceano Austral e o gelo marinho	31
2.5 Controladores climáticos do Hemisfério Sul	33
2.5.1 SAM – <i>Southern Annular Mode</i>	34
2.5.2 ENOS – <i>El Niño–Oscilação Sul</i>	36
2.5.3 PSA – <i>Pacific-South American</i>	39
2.5.4 Outros modos de variabilidade climática do HS.....	41
2.6 Registro ambiental em testemunhos de gelo em regiões polares	42
2.7 Registros ambientais em testemunhos de gelo da Antártica	46
2.8 Sinais climáticos em testemunhos de gelo na Antártica Ocidental	49
3 Metodologia.....	52
3.1 Dados climáticos	52
3.2 ERA-20C reanálises climáticas	54
3.3 ERA-Interim reanálises climáticas.....	56
3.4 Análise de Componentes Principais	57

3.5	Processamento dos dados climáticos e programas	57
3.6	Dados glacioquímicos	58
3.6.1	Testemunho Platô Detroit	58
3.6.2	Testemunho Monte Johns	59
3.6.3	Acumulação de neve	59
4.	Resumo dos principais resultados obtidos	60
4.1	Artigo 1	60
4.2	Artigo 2	62
4.3	Artigo 3	63
4.4	Principais pontos constatados nos três artigos	65
5.	Conclusões	66
6.	Referências	67
7.	Artigos	74
	Artigo 1	74
	Artigo 2	99
	Artigo 3	118
	Anexo I	136
	Anexo II	137
	Anexo III	138
	Anexo IV	140

Lista de abreviaturas

AO – Antártica Ocidental

BCA – Baixa Circumpolar Antártica (*ACT – Antarctic Circumpolar Trough*)

BMA – Baixa do Mar de Amundsen (*ASL – Amundsen Sea Low*)

DPA – Dipolo Antártico (*ADP – Antarctic Dipole*)

ENOS – El Niño-Oscilação Sul

FPA – Frente Polar Antártica

hPa – hectopascal

HS – Hemisfério Sul

IGY – International Geophysical Year

IOS – Índice de Oscilação Sul (*SOI – Southern Oscillation Index*)

PDO – Pacific Decadal Oscillation

OA – Oceano Austral

OCA – Onda Circumpolar Antártica (*ACW – Antarctic Circumpolar Wave*)

PA – Península Antártica

PMNM – Pressão Média ao Nível do Mar

PSA – Pacific South American (PAS – Pacífico-América do Sul)

TSM – Temperatura da superfície do mar

TPI – Trans Polar Index

SAO – Semi-annual oscillation

SAM – Southern Annular Mode

VSMOW – Vienna Standard Mean Oceanic Water

WAIS – West Antarctic Ice Sheet

Lista de Figuras

Figura 1 - Oceano Pacífico Sul e Antártica no Hemisfério Sul.	19
Figura 2 - Oceano Pacífico e registro da média anual da temperatura da superfície do mar (TSM) no período 1979–2010.....	20
Figura 3 - Localização da Antártica, do oceano Austral e limite da Frente Polar Antártica (FPA).....	21
Figura 4 - Temperatura média do ar (°C) na Antártica e no oceano Austral no (a) verão e (b) inverno.	22
Figura 5 - Pressão média ao nível do mar (hPa), média anual período 1900–2010.	23
Figura 6 - Velocidade do vento ($m s^{-1}$), média anual período 1900–2010.....	24
Figura 7- Fluxo médio dos ventos catabáticos antárticos.....	25
Figura 8 - Imagem satélite da Antártica e oceano Austral (27/09/2020).....	26
Figura 9 - Mapa com os principais topônimos antárticos.	27
Figura 10 - Mapa destacando a região da baixa do mar de Amundsen.	29
Figura 11 - Modelo numérico de tempo, mostrando a baixa do mar de Amundsen	31
Figura 12 - Projeções geográficas mostrando o mês com (a) menor cobertura de gelo marinho [fevereiro] e (b) maior cobertura de gelo marinho [setembro] (b).	32
Figura 13 - Padrão de variações de pressão atmosférica associada com uma fase positiva do SAM.....	35
Figura 14 - Imagens mostrando o padrão Dipolo Antártico, cenário (a) El Niño, cenário (b) La Niña cenário.	39
Figura 15 - EOF da altura geopotencial em 200 hPa, mostrando o padrão PSA no oceano Pacífico Sul.....	40
Figura 16 - Esquema mostrando o metamorfismo da neve para gelo glacial com a profundidade.....	43
Figura 17 - Localização dos principais testemunhos de gelo da Groelândia e da Antártica..	47
Figura 18 - Registro glacioquímico do testemunho de gelo Vostok.....	48

Figura 19 - Registro da variabilidade de isótopos estáveis em testemunhos de gelo na Antártica: (a) Domo F; (b) Vostok; (c) Domo C.	49
Figura 20 - Localização dos proxies utilizados por Abram et al. (2014) para determinar o SAM.....	52
Figura 21 - Estações meteorológicas usadas para definir as médias zonais mensais de PMNM entre 40° e 65° S.	53
Figura 22 - Região do Pacífico Equatorial do Niño 3.4.....	54
Figura 23 - Observações assimiladas ao ERA-20.....	55

Estrutura da Tese

Esta tese de doutorado está estruturada em três artigos científicos sobre o tema “Climatologia do oceano Pacífico Sul e seus registros ambientais na Antártica Ocidental no período 1900–2010”.

O primeiro artigo foi submetido no periódico *Revista Brasileira de Climatologia* (Qualis-CAPES A3) em outubro de 2020; o segundo artigo foi submetido no periódico *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (Qualis-CAPES A2) em outubro de 2020; o terceiro artigo foi submetido no periódico *Climate Dynamics* (Qualis-CAPES A2) em setembro de 2020.

A tese está organizada nas seguintes partes principais:

Texto Integrador

Texto Integrador é composto pelos seguintes capítulos: (1) Introdução com uma breve contextualização do tema abordado na tese, hipótese e objetivos da pesquisa; (2) o estado da arte do tema da pesquisa, que trata do clima da Antártica e Antártica Ocidental, sobre os controladores climáticos do Hemisfério Sul, e a conexão entre o oceano Pacífico Sul e Antártica Ocidental, e também sobre o registro ambiental nas regiões polares e na Antártica Ocidental; (3) os materiais e métodos utilizados (a) dados climáticos, (b) reanálises climáticas ERA-20C, (c) reanálises climáticas ERA-Interim, (d) Análise de Componentes Principais (*Empirical Orthogonal Functions* – EOFs), (e) dados do testemunho de gelo Platô Detroit e testemunho de gelo Monte Johns, (f) acumulação de neve; (4) o resumo que aborda os principais resultados da tese e artigos, além de uma discussão integradora dos resultados; (5) principais conclusões; (6) as referências bibliográficas desta parte da tese.

Artigos

O tema de investigação desta tese é apresentado em três artigos científicos, estes estão de acordo com o item 1.2 da norma 118 do Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS. As cartas de recebimento são apresentadas precedendo os respectivos artigos, no capítulo 7.

O primeiro artigo, A variabilidade climática do oceano Pacífico Sul no período 1900–2010 nos registros ambientais da Antártica Ocidental, traz um panorama da evolução climática no Pacífico Sul ao longo do século XX e começo do século XXI e seu papel ambiental sobre a Antártica Ocidental. Através da interpretação de reanálises ERA-20 (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF*) e pela análise indireta (*proxies*) de dois testemunhos de gelo (Monte Johns e Ferrigno) do manto de gelo antártico ocidental.

O segundo artigo, intitulado *Relationship between South Pacific Ocean climate and snow precipitation in West Antarctica from 1900-2010*, analisa a evolução climática no oceano Pacífico Sul ao longo do século XX por outra abordagem, buscando mais detalhes da variabilidade climática no período. Utiliza para isso a Análise de Componentes Principais (*EOFs - Empirical Orthogonal Functions*) e correlaciona com a variabilidade de acumulação de neve na Antártica Ocidental nos sítios Monte Johns e Ferrigno.

No terceiro artigo *Difference in annual snow accumulation between the Antarctic Peninsula and West Antarctica in 1981-2007 period*, investiga-se a relação entre a variabilidade climática do Pacífico Sul com a Antártica Ocidental e Península Antártica em um período temporal mais reduzido (1981–2007), pela interpretação de reanálises climáticas ERA-Interim (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF*), que tem maior acurácia.

Complementos

Anexo I: Apresenta o resumo *South Pacific climate as recorded in an ice core from the Pine Island glacier*. In: *Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) 2018*, Davos, Suíça.

Anexo II: Apresenta o resumo *Difference in the annual snow accumulation rate between the Antarctic Peninsula and West Antarctica in the period 1981–2007*. In: *Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) 2020*, “Hobart, Austrália”.

Anexo III: Apresenta gráficos de variabilidade climática e meteorológica: (A) Índice SAM; Pressão Atmosférica Stanley; Pressão Atmosférica Hobart, período 1900–2010; (B) Índice SOI; Pressão Atmosférica Taiti; Pressão Atmosférica Darwin, período 1900–2010; (C) Temperatura média do ar anual estação Byrd, Antártica Ocidental, período 1957–2010.

Anexo IV: Apresenta EOFs e série temporal do Hemisfério Sul: (A) EOFs 1900–2010; (B) EOFs 1900–1920; (C) EOFs 1921–1940; (D) EOFs 1941–1960; (E) EOFs 1961–1980; (F) EOFs 1981–2000; (G) EOFs 2001–2010.

1. Introdução

O oceano Pacífico Sul e a Antártica são os principais reguladores climáticos do Hemisfério Sul (Figura 1). O transporte de calor dos oceanos para atmosfera nos trópicos, via evaporação, é o principal contribuidor para teleconexões atmosféricas de larga escala ao redor do globo.

A variabilidade climática e oceanográfica no oceano Pacífico Sul exerce importante papel sobre o oceano Austral e Antártica Ocidental (Turner *et al.*, 2013) através de teleconexões atmosféricas promovidas pelas ondas de Rossby (Pezza *et al.*, 2007) e modos de variabilidade de larga escala, como o Modo Anular Sul (SAM – *Southern Annular Mode*), o fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e o Modo Pacífico–Sul-americano (PSA – *Pacific South American Mode*). O sinal dessa variabilidade ambiental é registrado indiretamente (por *proxies*) no manto de gelo da Antártica Ocidental (WAIS – *West Antarctic Ice Sheet*), pela deposição de aerossóis oriundos dos mares do sul do Pacífico Sul.

Já a Antártica Ocidental sofreu nas últimas décadas significativas mudanças na temperatura média anual do ar (Anexo III–C), cobertura de gelo marinho, acumulação de neve e no balanço de massa do manto de gelo (Marshall *et al.*, 2006; Bromwich *et al.*, 2013; Hosking *et al.*, 2013).

Esse manto de gelo da Antártica Ocidental é potencialmente instável e estudos recentes indicam mudanças na sua dinâmica, no balanço de massa e rápida retração de suas frentes nas últimas décadas, em resposta a variabilidade climática do Pacífico Sul (Ding *et al.*, 2011; Holland *et al.*, 2020). A instabilidade dinâmica dessa massa de gelo poderia causar rapidamente (décadas a séculos) seu colapso parcial e aumento do nível médio dos mares (Bromwich *et al.*, 2013; Mayewski *et al.*, 2013).

O conhecimento sobre mecanismos de teleconexões atmosférica entre o oceano Pacífico Sul e a Antártica Ocidental são importantes para entender a resposta antártica à variabilidade e mudança climática no Hemisfério Sul ao longo dos séculos XX e XXI. Seus sinais, registrados indiretamente em testemunhos de gelo, são uma importante ferramenta para ligar mudanças ambientais no oceano Pacífico Sul àquelas na Antártica Ocidental.

A variabilidade ambiental na região do Pacífico Sudeste influencia nas características físicas das massas de ar frio que se formam na região antártica, o que também é relevante, pois posteriormente essas massas de ar frio (mP) podem se deslocar para o sul da América do Sul e especificamente para o sul do Brasil (Figura 1), trazendo as frentes frias (ondas de frio).

1.1 Hipótese

Nossa hipótese é que o aumento da temperatura da superfície do mar e atmosférica na região tropical do oceano Pacífico, ao longo do século XX, fortaleceu a circulação da célula de Hadley. Consequentemente, intensificou o fluxo das ondas de Rossby em altas latitudes deste oceano e aumentou a ciclogênese no oceano Austral, contribuindo para aumento do transporte de calor e umidade do oceano Pacífico Sul para a Antártica Ocidental ao longo do século XX e começo do XXI.

1.2 Objetivos da tese

O objetivo desta tese é investigar a variabilidade climática no oceano Pacífico Sul no período 1900–2010 e seu papel no clima da Antártica Ocidental.

São objetivos específicos:

- Determinar a variabilidade climática no oceano Pacífico Sul no período 1900–2010, usando duas técnicas: (1) reanálises climáticas ERA-20C (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF*); (2) Análise de Componentes Principais (*Empirical orthogonal functions – EOF*);
- Correlacionar a variabilidade climática no oceano Pacífico Sul, no período entre 1900–2010, com dados ambientais indiretos (*proxies*) e taxa de acumulação de neve obtidos a partir de dois testemunhos de gelo (Monte Johns e Ferrigno) na Antártica Ocidental;

- Determinar se a variabilidade da taxa de acumulação de neve em dois testemunhos de gelo da Antártica Ocidental (Monte Johns) e Península Antártica (Platô Detroit) é correlacionada à variabilidade climática no oceano Pacífico Sul e no oceano Austral no período 1981–2007, usando reanálises climáticas ERA-Interim (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF*).

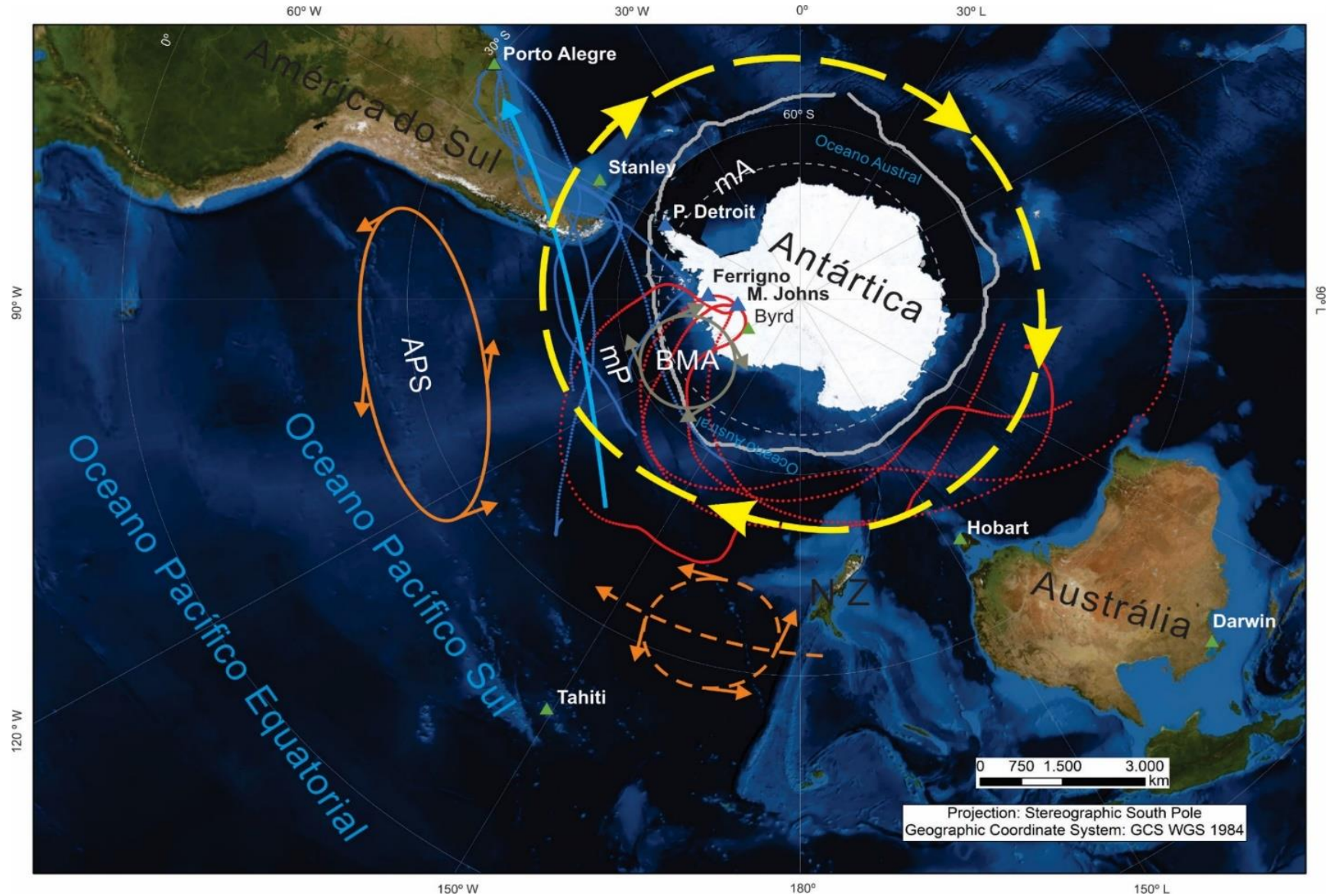


Figura 1 - Oceano Pacífico Sul e Antártica no Hemisfério Sul: APS (Alta Pressão do Pacífico Sul); BMA (Baixa pressão do Mar de Amundsen); mP (massa de ar Polar); mA (massa de ar Antártica); triângulos verdes (estações meteorológicas e Porto Alegre); triângulos azuis (testemunhos de gelo usados nesta tese); linha amarela (ventos de Oeste); pontilhado azul (*back* trajetórias até Porto Alegre; 850 hPa - JUL); pontilhado vermelho (*back* trajetórias até o monte Johns; 850 hPa - JUL). FONTE: Mapa confeccionado pelo autor. Base de dados: Quantarctica [https://www.qgis.org/pt_BR/site/about/case_studies/antarctica.html] e HYSPLIT [<https://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT.ph>]

1.3 Área de abrangência do estudo

1.3.1 Oceano Pacífico Sul

O oceano Pacífico Sul é a parte sul do oceano Pacífico (Figura 2), que é a maior massa de água da Terra com ~180 milhões de km² cobrindo quase um terço da superfície do planeta. O Pacífico Sul tem como seu limite oeste a Tasmânia (Austrália – longitude 146° 55'E), ao norte a linha do Equador, ao este o cabo Horn (Chile – longitude 67° 17'O) (IHO, 1986), e a sul o oceano Austral limitado pela Frente Polar Antártica (FPA).

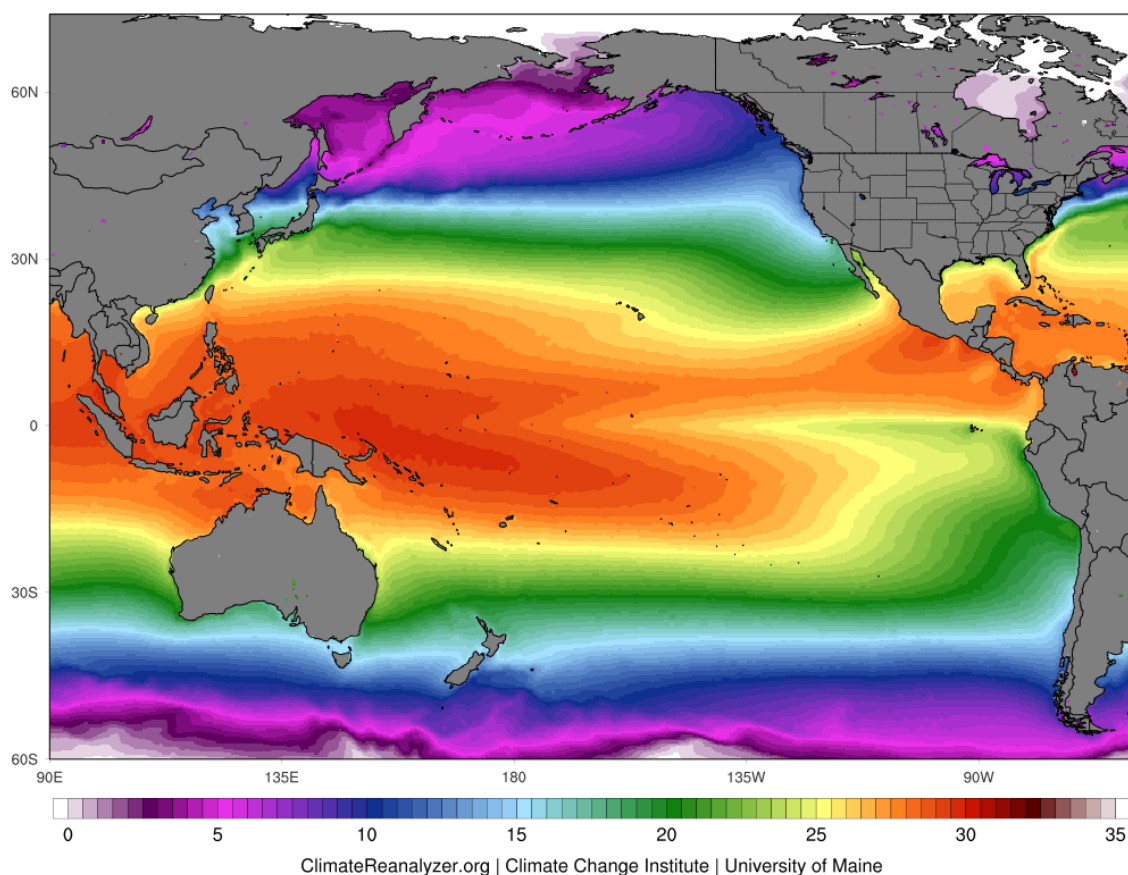


Figura 2 - Oceano Pacífico e registro da média anual da temperatura da superfície do mar (TSM) no período 1979–2010. FONTE: *ClimateReanalyzer.org*

1.3.2 Oceano Austral

O oceano Austral (Figura 3) circunda o continente da Antártica. Interliga as bacias dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico sem nenhuma barreira geográfica. O oceano Austral cobre uma área de $31,8 \times 10^6 \text{ km}^2$ ou 8,8% da área total dos oceanos da Terra. Seu limite sul é o próprio continente antártico e seu limite norte é a Frente Polar Antártica (FPA) (Simões *et al.*, 2011).

1.3.3 Antártica Ocidental

A Antártica Ocidental (Figura 3) está localizada geograficamente a oeste da Península Antártica (Montanhas Ellsworth), norte das montanhas Transantárticas e leste da plataforma de gelo Ross. A porção mais elevada da Antártica Ocidental tem ~2.000 m de altitude (*WAIS Divide*). Sua altitude relativamente baixa, média de ~800 m, favorece a advecção de massas de ar marítimas oriundas do oceano Austral, provenientes dos mares de Amundsen, Bellingshausen, Ross e Weddell (Nicolas & Bromwich, 2011).

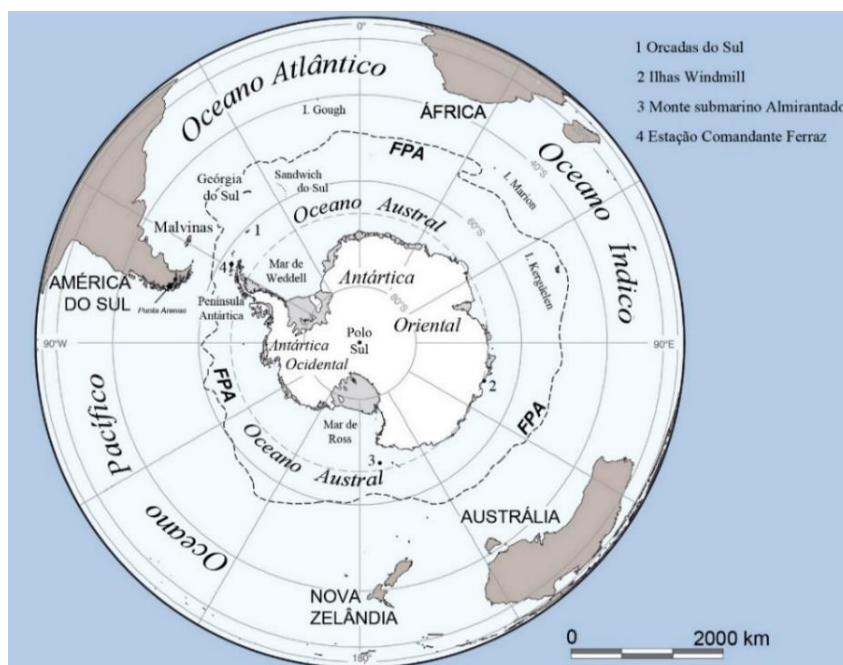


Figura 3 - Localização da Antártica, do oceano Austral e limite da Frente Polar Antártica (FPA).
Fonte: Modificada de Landsat Image Mosaic of Antarctica – U. S. Geological Survey
(<http://lima.usgs.gov/>)

2. Estado da Arte

2.1 Clima da Antártica

O Continente Antártico encontra-se quase centrado sobre o Polo Sul geográfico, por isso tem um balanço médio de radiação anual negativo. Devido a esse déficit de energia calorífica, junto à alta latitude, ao alto albedo, à alta altitude e ao efeito da continentalidade, é o mais frio dos continentes e o grande sorvedouro de energia do planeta (SCAR, 2009).

No interior do continente, sua temperatura média anual em altitudes próximas aos 4.000 m é de $\sim -60^{\circ}\text{C}$ (Turner & Pendlebury, 2004), essa temperatura varia sazonalmente entre -35°C e -55°C (verão/inverno) (Figura 4a, b). Já na região costeira, na periferia do continente, as temperaturas médias anuais variam entre -10 e -15°C (Turner & Pendlebury, 2004). Sazonalmente, variam entre 0°C e -20°C (verão/inverno) (Figura 4a, b).

A circulação atmosférica média em latitudes altas e médias do Hemisfério Sul (HS) é dominada pelo vórtice circumpolar e fluxo de ventos de oeste [*westerlies*] (Figura 6) que se estende da superfície até a estratosfera (Thompson & Solomon, 2002).

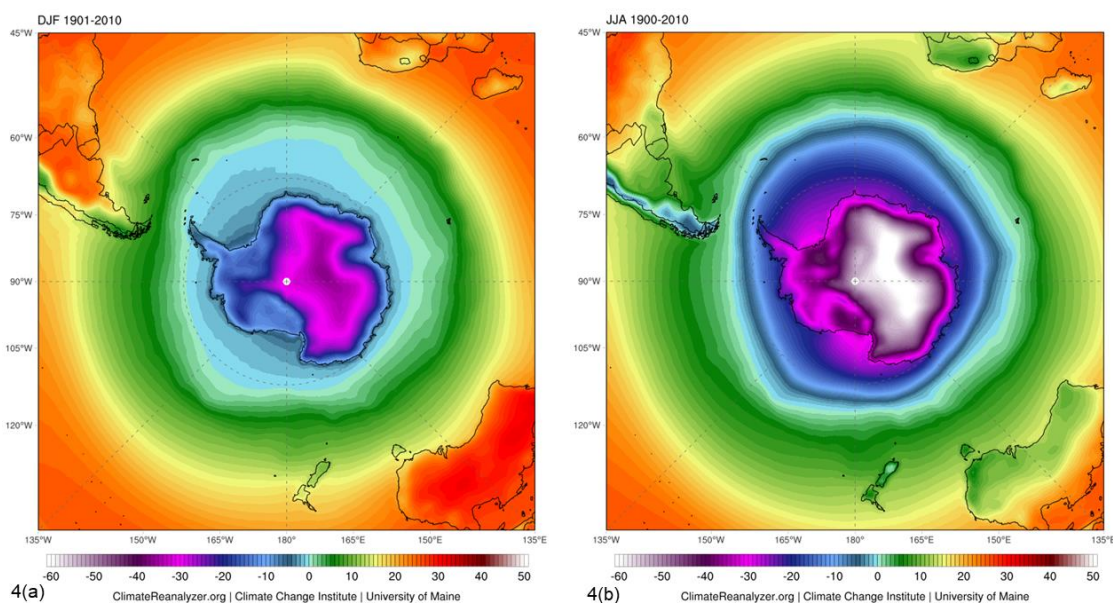


Figura 4 - Temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C}$) na Antártica e no oceano Austral no (a) verão e (b) inverno. FONTE: ClimateReanalyzer.org

No interior da Antártica (em níveis baixos) existe um centro de alta pressão atmosférica com valor médio de 1040 hPa, corrigido ao nível médio do mar - nmm (Figura 5). Essa alta pressão é responsável pela estabilidade atmosférica, devido a sua subsidência e pela formação de ventos catabáticos (Figura 7) que controlam a circulação atmosférica sobre a superfície do manto de gelo, e são responsáveis por transportar ar frio de sul para norte, originando próximo a região costeira os ventos de leste (King & Turner, 1997). O forte gradiente de pressão atmosférica e de altitude existente entre o platô antártico e o oceano Austral, aliado ao pouco atrito oferecido pela superfície de gelo, favorecem e fortalecem os constantes ventos catabáticos sobre a Antártica.

A elevada altitude da Antártica Oriental (média de 2.000 metros) ajuda a isolar o interior do continente da circulação atmosférica de origem marítima proveniente do oceano Austral ao longo do ano. Por outro lado, as altitudes relativamente mais baixas da Antártica Ocidental (altitude média de 850 metros), favorecem a penetração de massas de ar marítimas (de temperaturas moderadas) durante todo a ano. O vórtice polar, também, atua como uma barreira atmosférica, dificultando que as massas de ar costeiras (marítimas) ingressem no interior do continente (Cataldo *et al.*, 2012).

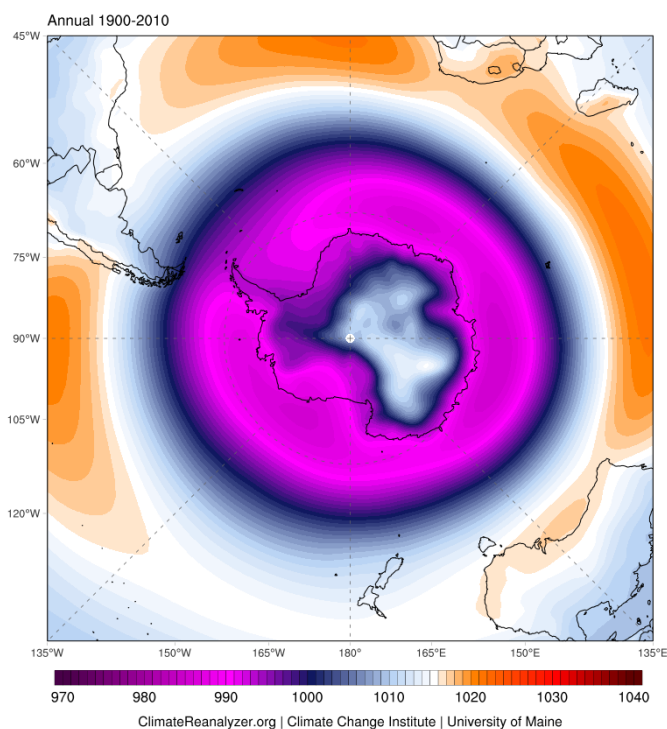


Figura 5 - Pressão média ao nível do mar (hPa), média anual período 1900–2010.
FONTE: ClimateReanalyzer.org

No oceano Austral está situado um cinturão de baixa pressão atmosférica (BCA - Baixa Circumpolar Antártica [*Antarctic Circumpolar Trough – ACT*]) com valores médios anuais entre 980 e 990 hPa, centrado sobre o paralelo 66°S (King e Turner, 1997). Encontra-se normalmente entre quatro e seis centros de baixa pressão bem destacados (Figura 8). Os mais importantes são os situados nos mares de Ross/Amundsen (~150°O), Davis (~90°E) e (~20°E). Esse campo de baixa pressão atmosférica é resultado da ocorrência frequente de ciclones extratropicais em sua fase de dissipação ou formação, em seu fluxo circumpolar de oeste (King & Turner, 1997; Rasmussen & Turner, 2003; Aquino, 2012).

A BCA é a feição dominante da circulação atmosférica da região subantártica sobre o oceano Austral, ela marca o fim da trajetória em direção ao polo dos ciclones extratropicais originários em médias latitudes nos oceanos Atlântico/ Pacífico/Índico. Esses centros de baixa pressão atmosférica sinóticos tendem a mover-se na BCA, de oeste para leste, em torno da região Antártica e também em direção ao sul sobre a borda da célula polar (borda do platô) e são responsáveis pela precipitação na periferia do continente (Turner & Pendlebury, 2004).

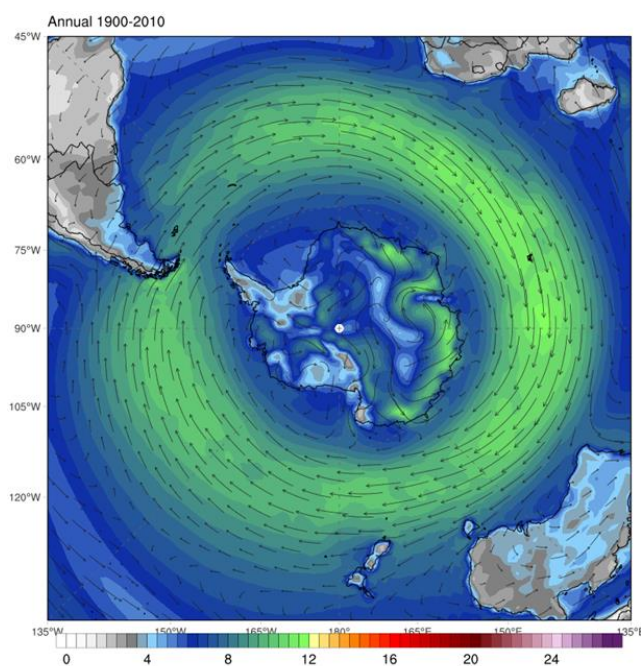


Figura 6 - Velocidade do vento (m s^{-1}), média anual período 1900–2010. FONTE: ClimateReanalyzer.org

A BCA, varia sazonalmente de intensidade e posicionamento (direção ao equador [dezembro e julho] e direção ao polo [março e setembro]) devido a oscilação semianual (*Semi-annual Oscillation – SAO*), resultado da intensificação equinocial e relaxamento solsticial do gradiente de temperatura troposférica, pressão atmosférica média, altura troposférica e velocidade do vento sobre a região subantártica e oceano Austral.

Segundo King & Turner (1997), essa oscilação influencia no regime de precipitação na Antártica ao longo do ano, com um máximo de atividade ciclônica durante os meses de equinócio. Já para Nicolas & Bromwich (2011), na Antártica Ocidental, a maior quantidade de precipitação ocorre no outono (MAM) e inverno (JJA) e é menor no verão (DJF), controlada pela atividade ciclônica que é mais intensa nas estações de outono/inverno, e menos no verão.

Durante a migração dos ciclones ao redor da Antártica, a estrutura zonal (anular) dos ventos de oeste é afetada pela vortacidade dos ciclones e anticiclones, que aumentam a componente meridional dos ventos, levando ar “quente” e material particulado para o sul, em direção ao interior do continente (Cataldo *et al.*, 2012).

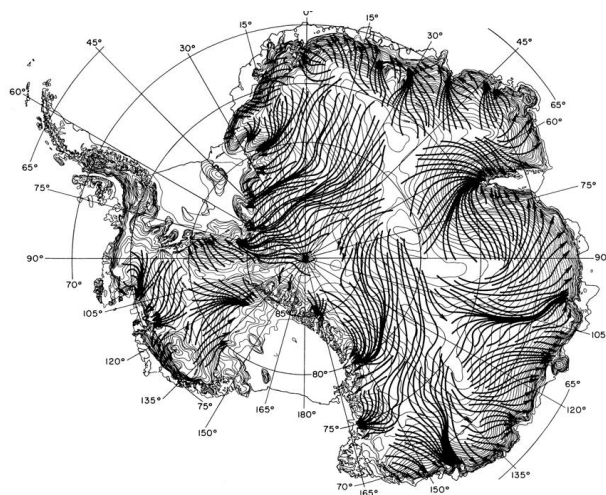


Figura 7- Fluxo médio dos ventos catabáticos antárticos. FONTE: Parish (1992).

A maior parte da precipitação de neve na Antártica é causada pela elevação do ar (devido à orografia) relativamente quente e úmido associada a ciclones sinóticos (ciclones extratropicais) que constantemente circundam a Antártica oriundos dos mares do oceano Austral. Sistemas de baixa pressão atmosférica de escala sinótica e mesoescala são responsáveis por grande parte da precipitação próximo à costa. A atividade sinótica decresce em direção ao interior do continente e sobre as altas altitudes do platô antártico a precipitação de neve é mínima.

As maiores precipitações antárticas (mais de 1.000 mm anuais) são encontradas ao longo das áreas costeiras a sudeste do mar de Amundsen/Bellingshausen, que é o destino final de grandes depressões atmosféricas oriundas do Pacífico Sul e onde muitos sistemas sinóticos em estágio de formação ou dissipação são encontrados. A precipitação também é alimentada nessa área pela falta de gelo marinho no mar de Bellingshausen durante os meses de verão, o que aumenta o fluxo de energia e umidade nas baixas camadas da atmosfera (King & Turner, 1997).

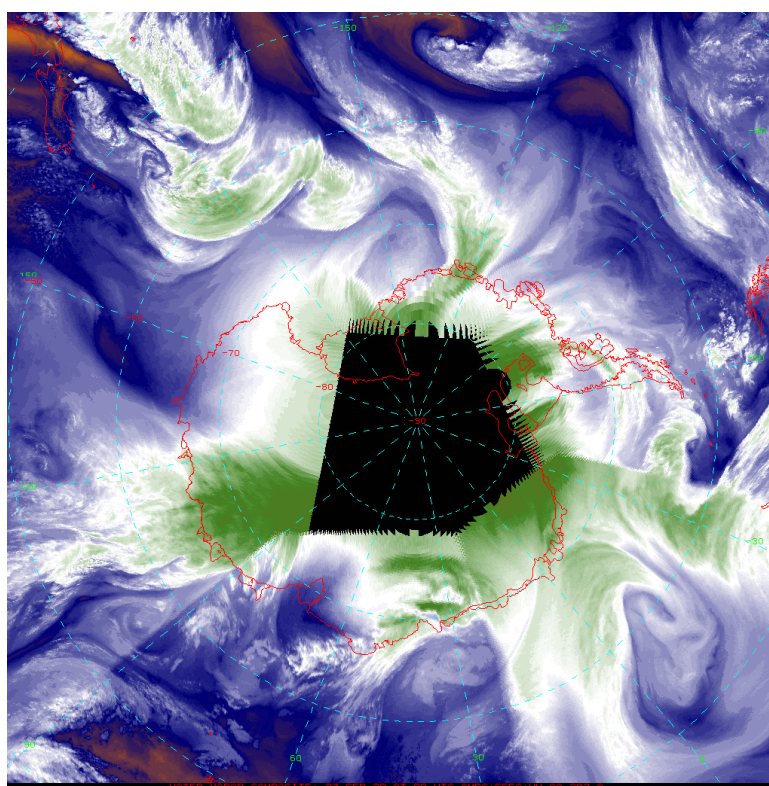


Figura 8 - Imagem satelital da Antártica e oceano Austral (27/09/2020). FONTE: AMRC/AWS [http://amrc.ssec.wisc.edu/aboutus/]

provenientes de latitudes médias, controlando o fluxo dos ventos em altas latitudes. Em aproximadamente 63% do tempo os ventos são de origem “oeste” [da Terra de Marie Byrd, Figura 9] e ventos fortes tem normalmente a mesma direção desses ventos predominantes, oriundos do oceano Austral (Turner & Pendlebury, 2004).

A região do oceano adjacente à Antártica Ocidental é descrita como o maior centro de variabilidade climática no Hemisfério Sul. Essa região é conhecida por apresentar intensa atividade ciclônica de escala sinótica e mesoescala. O setor do oceano Austral situado entre as latitudes 70° e 160°W (entre o mar de Ross e a Península Antártica) é a principal fonte de umidade e energia ao sul de 70°S (Nicolas & Bromwich, 2011).

Conseqüentemente, uma área de baixa pressão semipermanente é encontrada ao longo do ano na costa da AO, decorrente da constante presença de ciclones extratropicais, aproximadamente centrada sobre o mar de Amundsen (baixa do mar de Amundsen – BMA). Sua localização oscila geralmente entre o mar de Ross no inverno e os mares de Amundsen/Bellingshausen no verão, sempre controlada pelo fluxo circumpolar de oeste [descrita adiante].

2.3 Baixa do mar de Amundsen – BMA

A baixa do mar de Amundsen – BMA (*Amundsen Sea Low – ASL*) é uma região de baixa pressão atmosférica (média) encontrada entre o mar de Ross e a Península Antártica (Figura 10), situada na baixa circumpolar Antártica ao sul do oceano Pacífico Sul, entre as latitudes 60 e 70° S (alguns autores a determinam de baixa de Amundsen/Bellingshausen). A BMA é resultado do grande número de ciclones extratropicais (sinóticos/mesoescala) encontrados neste setor da baixa circumpolar, oriundos de latitudes médias ou do próprio oceano Austral e que estão constantemente circulando na baixa circumpolar Antártica no sentido oeste para leste, acompanhando o fluxo circumpolar de oeste (Hosking *et al.*, 2013). Segundo Turner *et al.* (2013), a variabilidade da circulação atmosférica na região é maior que em qualquer outra região do Hemisfério Sul.

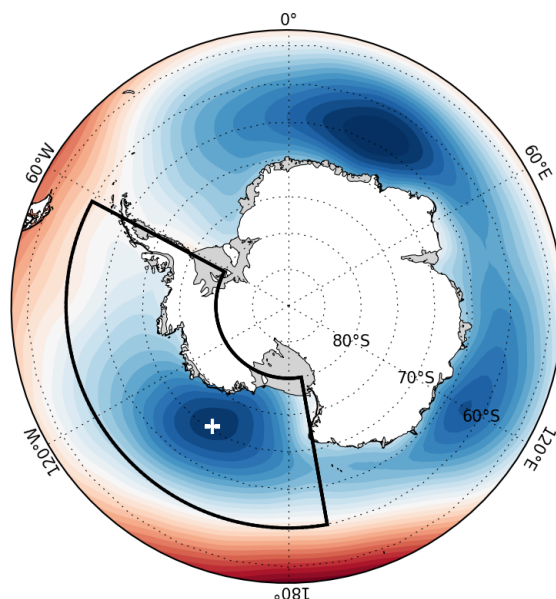


Figura 10 - Mapa destacando a região da baixa do mar de Amundsen e a localização de seu centro (cruz branca). FONTE: British Antarctic Survey [<https://legacy.bas.ac.uk/data/abs/>].

A BMA exerce considerável influência no clima da AO, ela tem se aprofundado nas últimas décadas, direcionando o fluxo meridional regional, que controla advecção de umidade e “calor”, para o interior do continente. Segundo alguns modelos climáticos (Hosking *et al.*, 2013), esse aprofundamento da baixa pode ser resposta ao aumento da forçante radiativa (o aprofundamento da BMA tem sido maior no inverno comparado com o verão). A BMA representa um componente essencial na circulação não zonal (meridional) das latitudes altas do Hemisfério Sul, ligando o Pacífico tropical com o setor sul do Pacífico [oceano Austral] (Hosking *et al.*, 2013; Raphael *et al.*, 2016).

Existe um ciclo “bem definido” da localização média longitudinal da BMA, durante o verão (DJF) a baixa se encontra preferencialmente ao oeste da Península Antártica, e no inverno (JJA) se desloca para oeste em direção ao mar de Ross. Também existe um ciclo anual latitudinal da localização da BMA, se deslocando para o norte no verão e mais ao sul no inverno (Raphael *et al.*, 2015). No período 1979–2008, a média da pressão atmosférica da BMA foi menor durante outubro (970,5 hPa) e maior durante janeiro (981,2 hPa) (Turner *et al.*, 2013).

Segundo Hosking *et al.* (2013), o ciclo anual da localização longitudinal da BMA muda de leste para oeste entre o verão e o inverno. A mudança da localização do centro de baixa pressão entre os mares de Bellingshausen e Ross

é responsável pela variabilidade (longitudinal), intensidade e predominância de entrada de massas de ar marítimas no interior da Antártica Ocidental (King & Turner, 1997; Nicolas & Bromwich, 2011).

Assim, a precipitação na região, em geral, é influenciada pela localização longitudinal da BMA. Quando a baixa pressão está centrada sobre o mar de Ross, mais umidade e “calor” são transportados do oceano Austral para a Antártica Ocidental; quando a baixa pressão está centrada sobre o mar de Bellingshausen, ela tende a inibir a entrada de massas de ar marítimas (mais quentes) para o interior da Antártica Ocidental, favorecendo o fluxo de ar mais frio e seco oriundo da região do mar de Weddell ou do Platô Antártico (Nicolas & Bromwich, 2011). Segundo esses autores, a persistência da BMA centrada sobre o mar de Ross e uma região de alta pressão sobre o mar de Bellingshausen, cria condições favoráveis para forte advecção de ar “quente” e úmido em direção ao centro da AO.

A leste da BMA existe geralmente um fluxo de norte/noroeste que é responsável pelas condições climáticas relativamente suaves no oeste da Península Antártica. Já no oeste da BMA existe geralmente um fluxo de sul que contribui para um maior deslocamento de ar frio para o norte, e maior produção de gelo marinho nesta região (Raphael *et al.*, 2016).

Uma persistente e profunda baixa pressão atmosférica centrada sobre o mar de Amundsen (Figura 11) aumenta o fluxo de ventos sul (oriundos do interior da Antártica) sobre o mar de Ross, resfriando a temperatura atmosférica em direção ao mar [*offshore* – frio e seco]. Conseqüentemente, ocorre fortalecimento dos ventos de oeste (O) sobre o sul do oceano Pacífico e aumento do fluxo de ventos norte [*onshore* – quente e úmido] na região do mar de Bellingshausen (Hosking *et al.*, 2013; Thomas & Abram, 2016).

Anos com fraco (forte) fluxo de ventos norte sobre o mar de Bellingshausen são caracterizados por muito (pouco) gelo marinho e pouca (muita) precipitação sobre o oeste da Península Antártica. No oeste da Península Antártica (Estação Faraday/Vernadsky [65°15'S, 64°16'O; 11 m altitude]), a temperatura do ar desde a década de 1950 tem aumentado mais que em qualquer outra região do HS. Essa mudança pode indicar que existia mais gelo marinho na região antes da década de 1950 e, possivelmente, uma BMA mais

fraca. Contudo, a série de dados confiáveis para análise atmosférica da BMA é curta, majoritariamente de 1979 em diante (Turner, 1997; Turner *et al.*, 2013).

Segundo Raphael *et al.* (2016), mudanças na localização e profundidade da BMA também são relacionados com a variabilidade de modos climáticos do HS, como o SAM (*Southern Annular Mode*), ENOS (El Niño-Oscilação Sul), PSA (*Pacific-South American*) [descritos nas seções 2.5.1, 2.5.2 e 2.5.3].

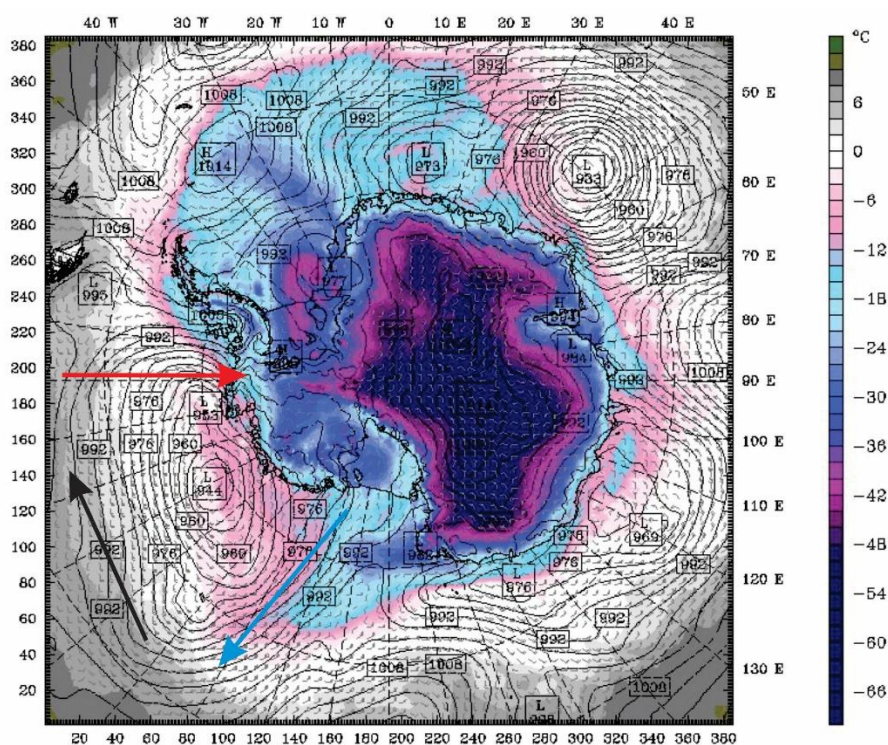


Figura 11 - Modelo numérico de tempo (temperatura/vento/pressão) da Antártica e oceano Austral (25/08/2016), mostrando a Baixa do Mar de Amundsen (BMA) centrada ao norte da Antártica Ocidental e os fluxos de ventos *onshore* (seta vermelha) e *offshore* (seta azul) no oceano Austral. FONTE: Modificado de Byrd Polar and Climate Research Center. [http://polarmet.osu.edu/nwp/animation.php?model=antarctic_wrf&run=00&var=plot001]

2.4 Oceano Austral e o gelo marinho

O oceano Austral (OA) encontra-se na periferia do continente Antártico, onde o circunda num giro no sentido horário formando a corrente circumpolar Antártica, a maior corrente oceânica do planeta. Interliga as bacias dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico sem nenhuma barreira geográfica (Rasmussen &

Turner, 2003; Simões *et al.*, 2011). Caracteriza-se pelos fortes gradientes de densidade, salinidade e temperatura (King & Turner, 1997).

O gelo marinho é um dos principais elementos do ambiente do oceano Austral, se estendendo a partir da costa do continente até a latitude aproximada de 55°S (em alguns setores) no inverno. Atinge sua extensão máxima média (19,3 x 10⁶ km²) no final do inverno/primavera (setembro/outubro) e a extensão mínima média (2,7 x 10⁶ km²) no final do verão (fevereiro/março) [Figura 12a, b], sendo um dos elementos de maior variabilidade sazonal no Planeta (King & Turner, 1997; NSIDC, 2012).

Forma-se a partir do congelamento da camada superficial da água do mar, que se inicia quando a temperatura da água cai a ~ -1,83 °C. A espessura média anual do gelo marinho antártico é de ~ 0,5 m, pois a maioria desse gelo se forma no inverno e descongela no verão, exceto na região do mar de Weddell onde ele pode permanecer sem derreter por mais de um ano (King & Turner, 1997).

A cobertura de gelo marinho desempenha um importante papel no sistema climático da Antártica e do OA pela modificação no balanço de radiação, de energia e processos de troca de massa entre oceano/atmosfera. Um dos seus maiores efeitos é alterar o albedo sobre a superfície do oceano, de modo que afeta a quantidade de energia solar que pode ser absorvida pela água.

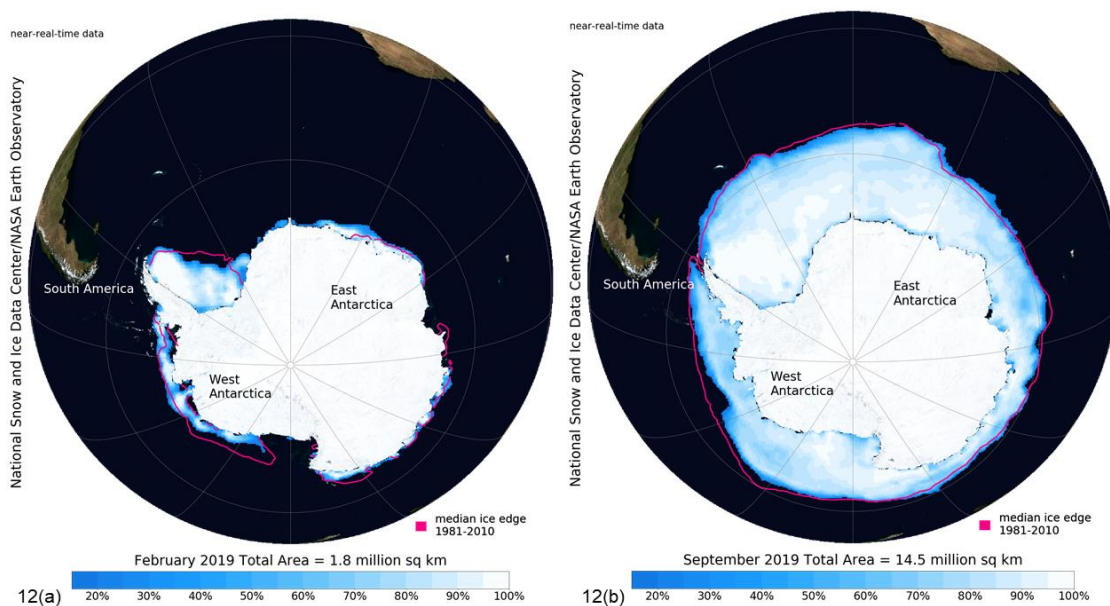


Figura 12 - Projeções geográficas mostrando o mês com (a) menor cobertura de gelo marinho [fevereiro] e (b) maior cobertura de gelo marinho [setembro]. FONTE: NSIDC/NASA

A variabilidade sazonal, intranual e interdecenal da extensão de gelo marinho é determinada por fatores de larga escala (modos de variabilidade climática do Hemisfério Sul [ENOS, SAM]), padrões climatológicos da atmosfera, temperatura e circulação oceânica). Em curta escala de tempo (horas, dias), mudanças na localização da borda do gelo marinho são controladas por mudanças na direção do vento associadas à passagem de sistemas de tempestade (ciclones extratropicais) (Massom *et al.*, 2008).

A variabilidade de gelo marinho no OA na região adjacente a Antártica Ocidental é influenciada, também, pela posição média da BMA, que afeta a extensão de gelo marinho nos mares de Amundsen, Bellingshausen e Ross. De modo geral, a concentração de gelo marinho decresce onde ocorre advecção de ar mais quente oriundo do Pacífico Sul (norte/sul – *onshore*) e aumenta onde predomina circulação com ar mais frio do interior do continente Antártico (sul/norte – *offshore*) (Raphael *et al.*, 2016; Thomas & Abram, 2016).

Existe um comportamento dipolo na variabilidade da extensão de gelo marinho entre a região do mar de Bellingshausen e mar de Ross, entre 1900 e 1990 ocorreu tendência de aumento na extensão de gelo marinho neste último e retração na região do mar de Bellingshausen nos invernos. Essa variabilidade tem sido ligada ao aprofundamento da BMA (Thomas & Abram, 2016).

A localização longitudinal da BMA, entre a região do mar de Ross e o mar de Bellingshausen, tem demonstrado persistente influência sobre o clima no OA e Antártica, frequentemente resultando em sinais distintos de temperatura, precipitação e extensão de gelo marinho, entre a região da Península Antártica e região do mar de Ross (Hosking *et al.*, 2013).

2.5 Controladores climáticos do Hemisfério Sul e teleconexões entre oceano Pacífico Sul e Antártica Ocidental

A circulação atmosférica do Hemisfério Sul pode ser discriminada por diversos modos de variabilidade climática de larga escala como o SAM, ENOS, PSA, PDO (*Pacific Decadal Oscillation*) que influenciam o comportamento climático sobre a Antártica por teleconexões atmosféricas.

Teleconexões atmosféricas são usadas para descrever influências remotas na variabilidade de larga escala da circulação atmosférica e foi introduzida na climatologia por Angstroem (1935). Mudanças atmosféricas e oceânicas nos trópicos (e.g., devido a forçante radiativa) podem desencadear teleconexões entre a região tropical e extratropical ou dentro da própria região tropical (Grimm & Ambrizzi, 2009).

Um bom conhecimento das teleconexões entre latitudes baixas e altas do Hemisfério Sul com a circulação regional da Antártica é, portanto, importante para a compreensão de mudanças ambientais que ocorrem no oeste da Antártica.

2.5.1 SAM – *Southern Annular Mode*

O principal modo de variabilidade da circulação atmosférica extratropical e de altas latitudes do Hemisfério Sul é denominado de Modo Anular Sul (SAM – *Southern Annular Mode*), ou Oscilação Antártica (OAnt). Tem uma estrutura anular (zonal) e reflete o deslocamento circumpolar das massas de ar em função do gradiente de pressão atmosférica entre as latitudes médias (~40°S) e a costa da Antártica (~65°S) [Figura 13], de tal maneira que existe uma anomalia de pressão síncrona de sinal contrário nestas duas regiões. Também se refere ao movimento em direção ao equador (norte) ou para o polo (sul) do cinturão de ventos de oeste [*westerlies*] e jato polar [*polar jet stream*] que circundam a Antártica (Thompson & Solomon, 2002; Marshall, 2003).

Segundo Gong & Wang (1999), a variabilidade do SAM ou OAnt pode ser definida pela seguinte definição numérica:

$$\text{IOAnt} = P^*_{40^\circ\text{S}} - P^*_{65^\circ\text{S}}$$

onde IOAnt é o índice de oscilação antártica; onde $P^*_{40^\circ\text{S}}$ e $P^*_{65^\circ\text{S}}$ são as médias zonais mensais de pressão médio ao nível do mar (PMNM) em 40° e 65°S, respectivamente.

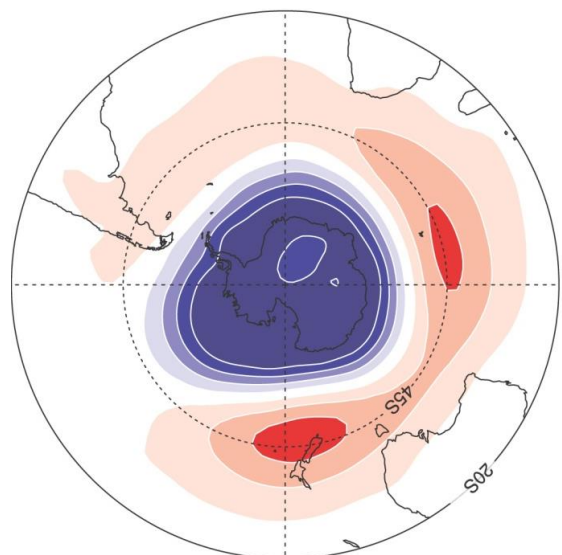


Figura 13 - Padrão de variações de pressão atmosférica associada com uma fase positiva do SAM. Áreas em azul indicam pressão abaixo da média e áreas em vermelho pressão acima da média. FONTE: IPCC 2007

Diversos trabalhos relataram uma fase positiva do SAM nas últimas décadas (Anexo III–A), principalmente desde 1960, quando as pressões atmosféricas médias sobre costa da Antártica ($\sim 65^{\circ}\text{S}$) tem anomalia negativa, e as pressões atmosféricas das latitudes médias ($\sim 40^{\circ}\text{S}$) tem anomalia positiva. Quando ao contrário, considera-se uma fase negativa do SAM. A tendência positiva do SAM é mais destacada no outono (MAM) e verão (DJF) (Thompson & Solomon, 2002; Nicolas & Bromwich, 2011, Aquino, 2012).

Essa tendência positiva do SAM proporciona o fortalecimento do vórtice polar e intensificação dos ventos de oeste que circundam a Antártica, condicionando o comportamento da circulação atmosférica da superfície a altos níveis entre altas e médias latitudes do HS, deslocando em direção ao polo a corrente de jato polar e cinturão de ventos de oeste. Ocorre, então, um fortalecimento significativo em $\sim 15\%$ dos ventos de oeste, contribuindo para variabilidade das temperaturas sobre a Antártica, especialmente com o aquecimento da região da Península Antártica (PA), e o resfriamento do restante do continente (Thompson & Solomon, 2002; Marshall, 2003; SCAR, 2009; Aquino, 2012). Para Marshall *et al.* (2006), o SAM contribui significativamente para a variabilidade climática de larga escala do HS.

Segundo Turner *et al.* (2012), os valores de PMNM na baixa circumpolar antártica (BCA) são fortemente dependentes da fase do SAM (positiva/negativa). Assim, a profundidade da (BMA, por exemplo, pode ser influenciada por esse

índice, tornando-se mais profunda numa fase positiva do SAM e menos profunda em uma fase negativa. A localização meridional da BMA também é fortemente influenciada pelo SAM, com sua posição média durante o ano sendo de $\sim 68,72^{\circ}\text{S}$ (fase negativa) e $\sim 70,43^{\circ}\text{S}$ (fase positiva), isto é consistente com o deslocamento para o sul da faixa de tempestades [*storm tracks*] numa fase positiva do SAM.

No entanto, importantes aspectos da circulação atmosférica do HS não podem ser explicados somente pelo SAM. Recentes estudos indicam que a tendência de aquecimento das últimas décadas não se restringe somente à PA, mas é significativa em todo o oeste da Antártica, provavelmente controlados, também, por outros modos de variabilidade climática do HS [ENOS, PSA, outros] (Hobbs & Raphael, 2010).

2.5.2 ENOS – *El Niño–Oscilação Sul*

O fenômeno ENOS (*El Niño–Oscilação Sul*) tem origem no oceano Pacífico Equatorial, decorre de anomalias da temperatura da superfície do mar (TSM), que variam entre períodos quentes (El Niño), frios (La Niña) e intermediários. Resulta em um fenômeno acoplado oceano/atmosfera que causa alteração na circulação das células de Walker e Hadley e, conseqüentemente, reversão na circulação atmosférica (altos e baixos níveis) e oceânica no Pacífico equatorial e tropical. O ENOS proporciona profundo efeito no clima, não somente no Pacífico onde tem origem, como em regiões distantes ao redor do Planeta. É a mais pronunciada variabilidade climática da Terra, com escala de tempo decenal ou subdecenal. Proporciona padrões de teleconexões entre baixas, médias e altas latitudes nos dois hemisférios (King & Turner, 1997; Trenberth, 1997).

O fenômeno ENOS é determinado por diferentes índices, um deles é o Índice de Oscilação Sul (IOS) [*Southern Oscillation Index – SOI*], que é definido como a diferença da pressão atmosférica média ao nível do mar normalizada entre o Taiti (Polinésia – $17^{\circ}40'\text{S}$; $149^{\circ}27'\text{O}$) e Darwin (Austrália – $12^{\circ}23'\text{S}$; $130^{\circ}44'\text{E}$) (Ropelewski & Jones, 1987) [Anexo III–B].

Durante sua fase quente (El Niño) [IOS – Negativo], determinado pelo aquecimento anormal das águas superficiais e subsuperficiais do oceano

Pacífico Equatorial, ocorre enfraquecimento dos ventos alísios, alteração no padrão de circulação atmosférica, transporte de umidade, e alteração da célula de Walker e de Hadley. Com o ramo ascendente localizado aproximadamente na região central do oceano Pacífico Equatorial (próximo à Linha Internacional de Data), a principal área de convecção e precipitação ocorre próximo ao centro da bacia do oceano Pacífico (Trenberth, 1997; Turner, 2004).

Na fase fria (La Niña) [IOS – Positivo], caracterizado pelo resfriamento anormal das águas superficiais e subsuperficiais do oceano Pacífico Equatorial, ocorre fortalecimento dos ventos alísios e deslocamento de correntes oceânicas equatoriais em direção ao oeste (O), alteração da célula de Walker, com o ramo ascendente localizando-se no Pacífico oeste próximo a região da Indonésia, ocorrendo maiores incidência de tempestades e precipitações nessa região (Trenberth, 1997; Turner, 2004).

Estudos têm mostrado a ligação entre o fenômeno ENOS e a evolução temporal de anomalias da PMNM sobre regiões extratropicais do HS e sua influência na variabilidade de precipitação sobre a Antártica (King & Turner, 1997). O oeste da Península Antártica e da Antártica Ocidental são regiões importantes e sensíveis indicadores da variabilidade climática interanual, incluindo as oscilações do fenômeno ENOS (King & Turner, 1997). Segundo Turner (2004), vários trabalhos têm mostrado que existe teleconexões estatisticamente significantes entre o Pacífico Tropical e áreas de alta latitudes do HS.

Um padrão dipolo fora de fase entre as regiões circumpolares do sudeste do Pacífico Sul e sul do Atlântico, descrita como Dipolo Antártico (DP) [*Antarctic Dipole – ADP*] reflete, segundo Yuan & Martinson (2001), teleconexões entre a região tropical e de média/alta latitude do oceano Pacífico Sul. Essas teleconexões são relacionadas com o ENOS, influenciando na célula de Ferrel e alterando o fluxo de calor meridional. Esse padrão dipolo aparece fortemente na temperatura média do ar e extensão de gelo marinho e, moderadamente, na PMNM (Turner, 2004; Yuan & Martinson, 2001).

Geralmente, em anos com a TSM quente no Pacífico Equatorial (El Niño), existe uma anomalia da pressão atmosférica positiva (alta pressão) no sudeste do Pacífico nos mares de Bellingshausen/Amundsen (Figura 14a). Essa alta pressão anômala (média), proporciona maior fluxo de ar frio do interior da

Antártica Ocidental para o oeste da PA, diminuindo as temperaturas médias e aumentando a extensão de gelo marinho na região.

Em anos frios (La Niña), existe uma anomalia da pressão atmosférica negativa (baixa pressão) nos mares de Bellingshausen/Amundsen (Figura 14b). Essa baixa (média), aumenta a fluxo de ventos de norte/noroeste transportando mais “calor” e umidade do sudeste do Pacífico Sul, elevando as temperaturas no oeste da PA e diminuindo a extensão média de gelo marinho.

Existe uma boa correlação entre TSM no Pacífico Equatorial (Região Niño 3.4) com a pressão média ao nível do mar (PMNM) na região próxima a PA durante eventos de El Niño, com significativa positiva (negativa) anomalia da PMNM sobre o sudeste do Pacífico Sul (leste da PA e a passagem de Drake) (Turner *et al.*, 2012).

Segundo Turner *et al.* (2012), a teleconexão entre o Pacífico Equatorial e a região costeira da Antártica Ocidental é fraca no verão e fortalece no inverno, influenciando na profundidade da BMA. A diferença da profundidade da BMA entre os dois estágios do ENOS varia ao longo do ano, com um mínimo de (-) 0,36 hPa no outono (MAM), para um máximo de (-) 3,7 hPa no inverno (JJA).

Contudo, a forçante tropical (TSM na região central do Pacífico) não é um guia confiável para a circulação atmosférica em altas latitudes do Pacífico Sul. Pois a PMNM não é sempre anômala (alta) em anos de El Niño sobre os mares de Bellingshausen/Amundsen (Harangozo, 2000; Turner, 2004).

Mudanças no padrão de larga escala sobre o Pacífico Sul, aliado a outros fatores, influenciam a profundidade da BMA. É provável que a tendência do padrão de circulação atmosférica associada a BMA e o clima da Antártica Ocidental sejam explicadas por uma combinação de fatores, incluindo a TSM do Pacífico Equatorial (ENOS), forçante radiativa (incluindo a redução da camada de ozônio e o fortalecimento do SAM), como pela variabilidade local no oceano Austral, entre outros (Turner *et al.*, 2013; Raphael *et al.*, 2016).

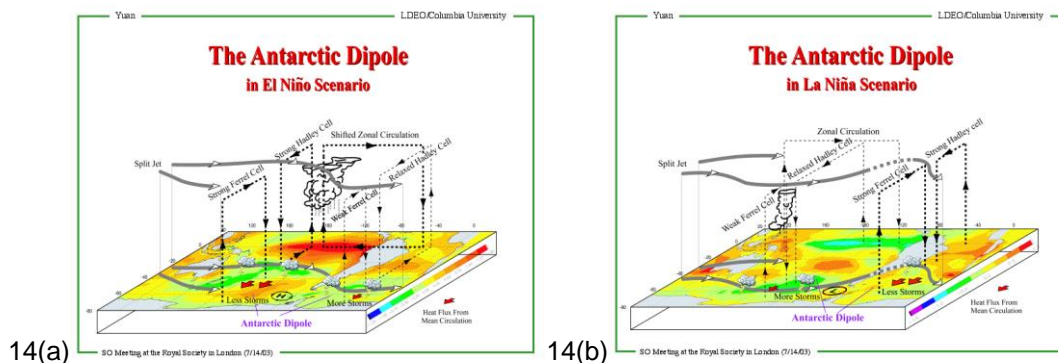


Figura 14 - Imagens mostrando o padrão Dipolo Antártico, cenário (a) El Niño, cenário (b) La Niña. FONTE: LDEO/Columbia University

2.5.3 PSA – *Pacific-South American*

O modo de circulação atmosférica Pacífico América do Sul [PAS] (*Pacific-South American – PSA*), é descrito como um padrão de teleconexão atmosférica entre o oceano Pacífico Sul e altas latitudes do Hemisfério Sul (HS). Compreende um dos modos de variabilidade climática do HS e é representado por um trem de ondas com alternância positiva (negativa) na anomalia da pressão atmosférica entre o Pacífico Tropical e América do Sul (Figura 15).

Está relacionado com a variabilidade da convecção no Pacífico Equatorial e a ele é atribuído a propagação do sinal do ENOS para altas latitudes do HS, pelas ondas de Rossby. O PSA é dominado por anomalias (assimétricas) na circulação extratropical do HS que estão associadas a anomalias da altura geopotencial, que se propagam para leste (oeste/leste) no oceano Pacífico Sul extratropical, através das ondas de Rossby (Mo & Higgins, 1997; Yuan & Li, 2008).

Segundo Mo & Paegle (2001), o modo PSA representa uma sequência de ondas que se estende do Pacífico Sul para América do Sul e modula a circulação e precipitação sobre este continente. Também influencia na variabilidade de gelo marinho sobre o OA e na variabilidade climática na região da Península Antártica e da Antártica Ocidental (Yuan & Li, 2008).

Segundo Marshall & Thompson (2016), o padrão PSA é definido como a segunda (PSA 1) e terceira (PSA 2) EOFs da altura geopotencial extratropical do HS (a primeira corresponde ao SAM). O padrão PSA 1 e PSA 2 são correlacionados com variações na convecção atmosférica no Pacífico Tropical

oeste e central, respectivamente. O PSA 1 está ligado a resposta em grande escala espacial da variabilidade do sinal do ENOS no HS, e o padrão PSA 2 está ligado a variações da TSM no Oceano Pacífico central.

O padrão PSA 1 em uma polaridade (fase) positiva é dominada por uma anomalia positiva da PMNM no sudeste do Pacífico Sul/oceano Austral que está ligada a uma fase quente do fenômeno ENOS, El Niño (mesmo sinal). Esse anticiclone, centrado a $\sim 120^\circ\text{O}$ no oceano Austral, proporciona um fluxo anômalo de sul/norte [*offshore*] do interior da Antártica Ocidental para a região da PA e, também, a redução da atividade ciclônica sobre o OA próximo ao oeste da PA. Por outro lado, na região do mar de Ross ocorre um fluxo anômalo de norte/sul [*onshore*] e maior atividade ciclônica (Marshall & Thompson, 2016).

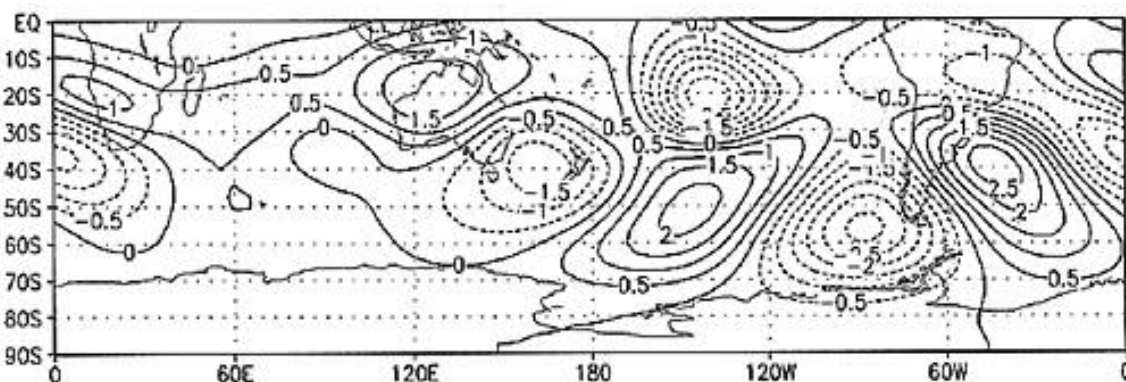


Figura 15 - EOF da altura geopotencial em 200 hPa, mostrando o padrão PSA no oceano Pacífico Sul. FONTE: Mo & Higgins (1997).

Uma fase positiva do padrão PSA 2 é similar com a do PSA 1, mas, com duas pequenas diferenças: (1) o centro de ação do anticiclone anômalo está localizado mais a oeste, centrado a $\sim 150^\circ\text{O}$, próximo do mar de Ross; (2) anomalias associadas a fase positiva do PSA 2 incluem um fluxo anômalo de norte/sul [*onshore*] e mais atividade ciclônica na região oeste do mar de Ross, e um fluxo de sul/norte [*offshore*] oriundo do centro da Antártica Ocidental para o Oceano Austral. Geralmente as anomalias entre a fase positiva e negativa do padrão PSA são similares, mas, com sinal contrário (Mo & Higgins, 1997; Marshall & Thompson, 2016).

2.5.4 Outros modos de variabilidade climática do HS

Como relatado anteriormente, é provável que a variabilidade do padrão de circulação atmosférica no HS, associada com o clima da Antártica Ocidental, seja explicada por uma combinação de fatores. Padrões de teleconexão climática respondem diferentemente à variabilidade natural ou à forçante radiativa, atuando de maneiras diferentes sobre o clima da Antártica Ocidental. Além dos modos de teleconexão climática descritos anteriormente, outros atuam no HS.

A oscilação (inter) decadal do Pacífico (*Pacific Decadal Oscillation – PDO*), é um padrão de oscilação do clima similar ao evento ENOS, influenciado pela variabilidade do oceano Pacífico. Três características principais distinguem a PDO do ENOS: (1) eventos de PDO duram de 20 a 30 anos enquanto o ENOS persiste entre 6 e 18 meses; (2) os sinais do PDO são mais visíveis nos extratropicais (principalmente no Hemisfério Norte), ao contrário do ENOS; (3) o mecanismo que causa a variabilidade do PDO não é conhecido, enquanto a causa da variabilidade do ENOS é relativamente bem conhecida (Mantua et al., 2002). Segundo Meehl et al. (2016), existem evidências que a variabilidade decadal do Pacífico e Atlântico tropical podem estar influenciando no sistema climático do HS e ser responsável por mudanças na tendência da extensão de gelo marinho na Antártica. O aprofundamento da BMA seria uma das consequências, contribuindo para a variabilidade da extensão de gelo marinho na Antártica.

Outra teleconexão existente no HS é o Índice Transpolar (*Trans Polar Index – TPI*) que indica fases opostas na altura geopotencial, pressão atmosférica e precipitação entre o sul da Austrália e o sul da América do Sul. Foi primeiramente descrito por Pittock (1984) e representa a diferença da anomalia da pressão atmosférica normalizada entre Hobart (43°S; 147°E) ao sul da Austrália e Stanley (52°S; 58°O) sul da América do Sul [Malvinas/Falklands] e representa o deslocamento e excentricidade do vórtice polar.

Outro fator de importância para o clima da região antártica é a onda circumpolar Antártica (OCA) [*Antarctic Circumpolar Wave – ACW*], que representa um modo acoplado do sistema oceano/atmosfera que circunda o continente sobre o oceano Austral em um período de 8 a 10 anos de oeste/este

movendo-se junto com a corrente circumpolar Antártica. A onda circumpolar Antártica proporciona variabilidade interanual (período de 4 a 5 anos) na extensão de gelo marinho, na temperatura da superfície do mar (TSM), no campo de pressão médio ao nível do mar (PMNM) e nos ventos no Oceano Austral (SCAR, 2009).

2.6 Registro ambiental em testemunhos de gelo em regiões polares

As condições climáticas extremas do continente Antártico (descritas na seção 2.1) e suas temperaturas médias abaixo de zero graus centígrados durante todo ano em todo o continente (média entre -35°C e -55°C no platô), fazem com que a maioria da precipitação de neve não derreta no verão. Assim, é mantida de um ano para o outro e preservada por centenas de milhares de anos.

A acumulação e preservação de neve em regiões polares fornece um extraordinário registro das condições paleoclimáticas e paleoambientais. São obtidas pela análise detalhada da física e química da neve, *firn* e gelo de testemunhos de gelo (*ice cores*) obtidos nos mantos de gelos e geleiras. Eles podem fornecer informações paleoclimáticas de mais de 800.000 mil anos em testemunhos de gelo coletados na Antártica (Wolff, 2012).

Os testemunhos de gelo fornecem uma gama de informações glacioquímicas que registram indiretamente as condições ambientais em regiões polares, como aspectos da composição atmosférica em escala tanto global como local.

O processo de armazenamento do registro paleoambiental começa durante a precipitação, quando os cristais de neve carregam consigo os elementos que constituem a atmosfera, incluindo os aerossóis, impurezas solúveis e insolúveis. Essas impurezas são introduzidas na atmosfera (como o sal marinho e poeira) transportadas pelo vento do mar ou de superfícies continentais. São também produzidas dentro da atmosfera durante a oxidação de gases traço do ciclo do nitrogênio, enxofre e carbono (Legrand & Mayewski, 1997).

Continuamente, com a deposição da neve, ano após ano, ela se transforma lentamente em gelo devido à compactação progressiva de seus poros. Esse metamorfismo ocorre na parte superior da geleira e envolve três processos: (a) empacotamento e fixação dos cristais de neve; (b) processos termodinâmicos; (c) deformação sobre o peso da neve.

Essa transformação gradual neve-*firn*-gelo ocorre quando uma camada de neve é recoberta por subseqüentes acumulações, a densidade aumenta e os espaços entre os cristais são reduzidos por mecanismo de empacotamento e deformação viscoplástica (Figura 16), até a densidade ultrapassar $0,83 \text{ g cm}^{-3}$, quando perde a permeabilidade e transforma-se em gelo glacial. Essa modificação é responsável por aprisionar no gelo bolhas de ar e também partículas sólidas, aerossóis e outras impurezas. O processo leva entre dezenas e milhares de anos, dependendo da quantidade de neve que precipita e a temperatura atmosférica no sítio. O manto de gelo antártico pode ultrapassar 3 km de espessura (Bradley, 1999; Simões *et al.*, 2011; Wolff, 2012).

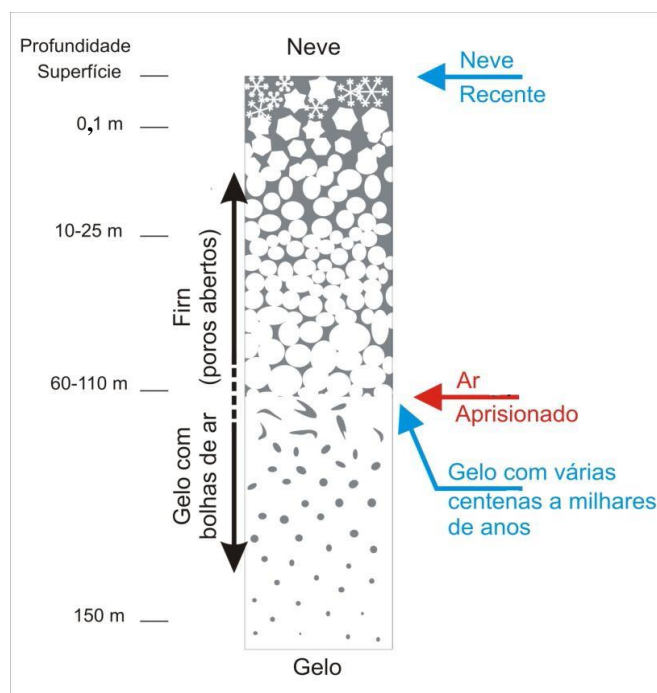


Figura 16 - Esquema mostrando o metamorfismo da neve para gelo glacial com a profundidade. FONTE: Center for Ice and Climate, University of Copenhagen. [<http://www.iceandclimate.nbi.ku.dk/>]

Informações glacioquímicas em testemunhos de gelo (*ice cores*), são obtidas por três métodos principais. Estas envolvem análise de: (1) isótopos estáveis de moléculas da água; (2) gases em bolhas de ar aprisionadas no gelo; (3) material particulado presente na neve, *firn* e gelo. Essas análises fornecem várias informações ambientais, por exemplo: volume de precipitação, estimativa da temperatura do ar, mudança na circulação atmosférica, composição atmosférica, ocorrência de erupções vulcânicas, variabilidade na atividade solar, entre outras (Bradley, 1999; Wolff, 2012).

A análise de isótopos estáveis da água que forma os testemunhos de gelo é amplamente utilizada para datação relativa e para estimar a temperatura em regiões polares desde o pioneiro trabalho de Dansgaard (1964). A constituição molecular da água pode ter diferentes formas isotópicas, o átomo do oxigênio (O), por exemplo, tem sempre oito prótons, mas pode ter 8, 9 ou 10 nêutrons, resultando em três isótopos com massa atômica diferentes (^{16}O [99,76%], ^{17}O [0,04%], ^{18}O [0,2%]). O mesmo ocorre com o hidrogênio (H), que tem dois isótopos estáveis ^1H [99,984%] e ^2H (deutério) [0,016%]. Dessa maneira, a composição molecular da água pode ter várias combinações, a mais comum forma molecular da água é a $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ [99,7%] (Bradley, 1999; Wolff, 2012).

A água ao passar de um estado físico para outro sofre fracionamento isotópico, assim, o isótopo mais leve de oxigênio (^{16}O) passará mais facilmente para a fase vapor que o ^{18}O . Por outro lado, durante a condensação e precipitação, o isótopo mais pesado (^{18}O) passa preferencialmente para a água ou neve precipitada. A diferença entre duas razões isotópicas (leve ^{16}O e ^1H) e (pesada ^{18}O e ^2H) é expressa em delta (δ – partes por mil ‰), que é o desvio a partir de um padrão médio da água do mar, o mais utilizado é o de Viena [Áustria] (*Vienna Standard Mean Oceanic Water* – VSMOW).

Uma massa de ar movendo-se do oceano subtropical (quente) para as regiões polares (frias) torna-se relativamente pobre dos isótopos pesados (^2H e ^{18}O) em relação aos mais leves, devido a condensação e precipitação, tornando-se progressivamente mais enriquecida com isótopos leves (^1H e ^{16}O) quanto mais perto dos polos. Conseqüentemente, quanto mais para o interior do continente Antártico e mais longe da fonte de vapor, mais depletada (carente) estará a precipitação em isótopos pesados. A proporção de isótopos estáveis na precipitação é influenciada, também, pela temperatura de condensação no local

onde ela precipitou. Quanto menor a temperatura menor a proporção de isótopos pesados, fatores como a altitude e quantidade de acumulação de neve no sítio, também, influenciam a proporção de isótopos estáveis em um determinado lugar (Bradley, 1999; Wolff, 2012).

Assim, de um modo geral, a razão de isótopos estáveis ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e D/H) em testemunhos de gelo são excelentes para mostrar a variabilidade temporal e sazonal da temperatura em regiões polares, podendo diferenciar as precipitações de inverno das de verão, tanto em escala interanual, como em escala milenar, identificando ciclos glaciais e interglaciais (Bradley, 1999; Wolff, 2012).

Testemunhos de gelo são também importantes arquivos da composição atmosférica da Terra, eles contem registros dos gases que formam a atmosfera, entre eles gases do efeito estufa e gases traços, e registram como eles tem variado ao longo do tempo. Com a continua acumulação de neve e formação de camadas verticais, e conforme ocorre o metamorfismo de neve para gelo, a densidade aumenta e os espaços entre os cristais que contem ar em contato com a atmosfera são selados, essas bolhas de ar seladas são representativas das condições atmosféricas passadas, da época (aproximada) em que foi depositada a neve (Figura 13). As bolhas contêm todos os componentes químicos estáveis da atmosfera, como o CO_2 (dióxido de carbono), CH_4 (metano), N_2O (óxido nitroso), entre outros (Bradley, 1999; Wolff, 2012).

O terceiro método de análise em testemunhos de gelo provem de material particulado (aerossóis) presente no gelo e *firn*, tanto micropartículas, como espécies químicas (íons majoritários) e elementos traços, são depositados pela neve em regiões polares e mostram variação sazonal, devido a mudanças ambientais locais ou globais (Bradley, 1999; Wolff, 2012).

O ciclo sazonal de cada espécie iônica química depositada [cátions e ânions] como Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , MSA^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , fornece informações sobre a origem da massa de ar, vias de transporte, intensidade de transporte, entre outras ao longo do ano (Curran *et al.*, 2003). Segundo Legrand & Mayewski (1997), os oceanos são origens de sais como o sódio [Na^+] e cloro [Cl^-] (principalmente), os continentes são origens de sais como magnésio [Mg^{2+}] e cálcio [Ca^{2+}], e sulfato [SO_4^{2-}] (poeiras). Produtos da ação biológica marinha, como o ácido metanossulfônico (MSA) [CH_3SO_3^-], são transportados do oceano

e depositados nos mantos de gelo, e são importantes indicadores da variabilidade de gelo marinho. A concentração de Na^+ e Cl^- (marinho), exibe um máximo bem marcado no inverno do HS, devido a maior frequência de advecção de massas de ar marinhas sobre o continente Antártico (Legrand & Mayewski, 1997).

Componentes químicos não estáveis da atmosfera também são depositados pela neve, preservados no gelo e utilizados para análise ambiental. Um deles é o peróxido de hidrogênio (H_2O_2), um claro marcador sazonal, pois tem uma amplitude de registro bem marcada, com um máximo no verão e um mínimo no inverno durante a noite polar (já que a reação formadora de H_2O_2 é de origem fotoquímica; Frey *et al.*, 2005), e essa característica é utilizada para datação de testemunhos de gelo.

Sinais de erupções vulcânicas também são registrados em testemunhos de gelo e podem ser observados diretamente pela concentração de sulfato (SO_4^{2-}). Eventos de erupções vulcânicas históricas são importantes para datar ou sincronizar testemunhos de gelo.

Um dos maiores problemas em estudos de testemunho de gelo é sua datação. Assim, o estabelecimento de cronologias confiáveis é o primeiro passo para o estudo glacioquímico. Diferentes métodos são utilizados para se determinar a escala de tempo do testemunho, dependendo da precisão requerida, do período de tempo e da localização do testemunho (taxa de acumulação anual de neve). Esses incluem estudo da estratigrafia do gelo, horizontes de referência, decaimento radioativo de alguns radionuclídeos, modelagem glaciológica e comparação com outros registros (Legrand & Mayewski, 1997; Jouzel, 2013).

2.7 Registro ambiental em testemunhos de gelo da Antártica

As regiões polares, devido à localização geográfica, distantes de poluições antropogênicas e suas condições climatológicas que proporcionam precipitação e acumulação de neve e formação dos mantos de gelo, são importantes para vários estudos ambientais. Medições das condições atmosféricas por estações meteorológicas na Antártica são recentes (principalmente a partir de ~1950), assim, registros ambientais indiretos obtidos

a partir de testemunhos de gelo, são importantes para a compreensão da dinâmica atmosférica/ambiental no passado das altas latitudes do HS.

Os primeiros testemunhos de gelo perfurados em regiões polares datam dos anos de 1957/1958 durante o Ano Geofísico Internacional (*International Geophysical Year – IGY*), na Groelândia, e no sítio Bryd na Antártica (Jouzel, 2013). Desde aquele período, diversos testemunhos de gelo foram perfurados nas duas regiões polares (Figura 14), além de outros em geleiras localizadas em montanhas não polares, como nos Alpes (Europa) e Andes (América do Sul).

Na Antártica dois testemunhos são referências: o testemunho Vostok (Projeto Vostok – 78°S, 106°E; 3.488 m altitude) que obteve 3.310 metros (1998) de gelo formado pela precipitação de neve, cobrindo aproximadamente 420.000 anos de idade. E o testemunho no Domo C (EPICA – 75°S, 123°E; 3.233 m altitude) que atingiu 3.260 metros de profundidade (2005) cobrindo mais de 800.000 anos de idade (Petit *et al.*, 1999; Jouzel, 2013).

Esses registros mostram a história da variabilidade e tendência da composição atmosférica ao longo dos últimos quatro (Vostok) e oito (Domo C) ciclos glaciais/interglaciais (Figuras 17 e 18).

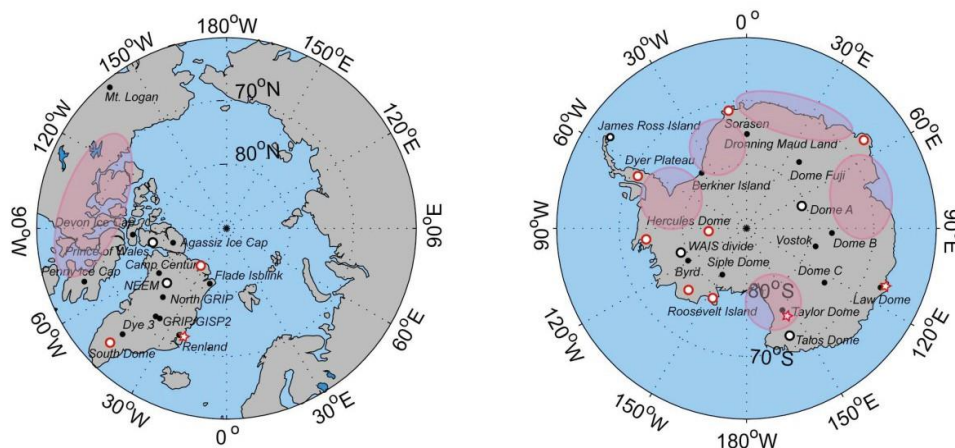


Figura 17 - Localização dos principais testemunhos de gelo da Groelândia e da Antártica. FONTE: Jouzel (2013).

Os registros do testemunho Vostok mostram, segundo Petit *et al.* (1999), que o resultado do processo de fracionamento isotópico (δD ou $\delta^{18}O$) na Antártica Oriental é linearmente relacionada com a temperatura de precipitação da neve. Segundo Jouzel (2013), utilizando essa mesma abordagem, se estima que a taxa de precipitação em Vostok nos períodos glaciais era 50–55% menor que os valores modernos.

Em Vostok, a concentração de aerossóis de origem marinha (sal marinho) e terrestre mostram maior concentração durante glaciais do que em interglaciais (Figura 18), existindo uma anticorrelação com a temperatura (Petit *et al.*, 1999).

A maior concentração de aerossóis marinhos na Antártica, atualmente, ocorre em setembro, concomitantemente com a máxima extensão de gelo marinho sazonal. Assim, a maior distância da fonte é compensada com a maior atividade ciclônica e maior transporte zonal e meridional da circulação atmosférica, impulsionada pelo forte gradiente de temperatura (Oceano/Antártica) no HS.

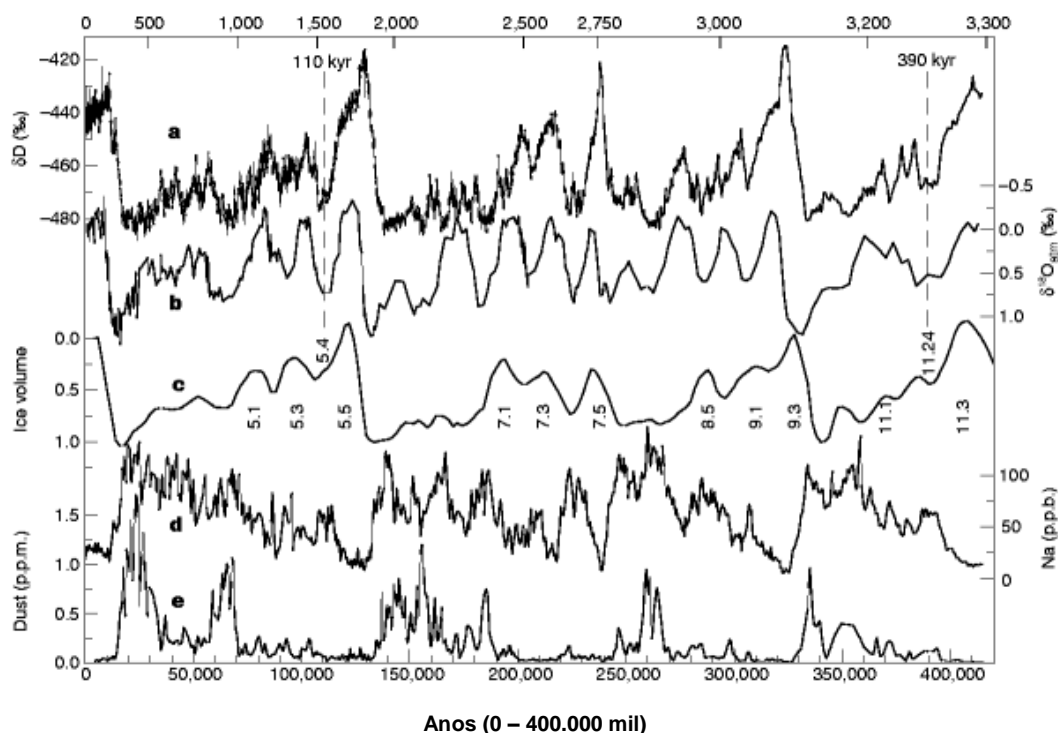


Figura 18 - Registro glacioquímico do testemunho de gelo Vostok: (a) perfil δD ; (b) perfil $\delta^{18}O$; (c) volume de gelo; (d) perfil do sódio (Na); (e) perfil da poeira. FONTE: Petit *et al.* (1999).

A concentração de poeira de origem terrestre (da Patagônia) no testemunho de Vostok também tem seus maiores picos em períodos de maior extensão de gelo marinho, devido a maior eficiência de transporte atmosférico em direção ao polo (Petit *et al.*, 1999).

Essa condição atmosférica do inverno moderno pode ser análoga a dos períodos glaciais, corroborando à anticorrelação entre a concentração de aerossóis marinhos e terrestres e a temperatura em Vostok (Petit *et al.*, 1999).

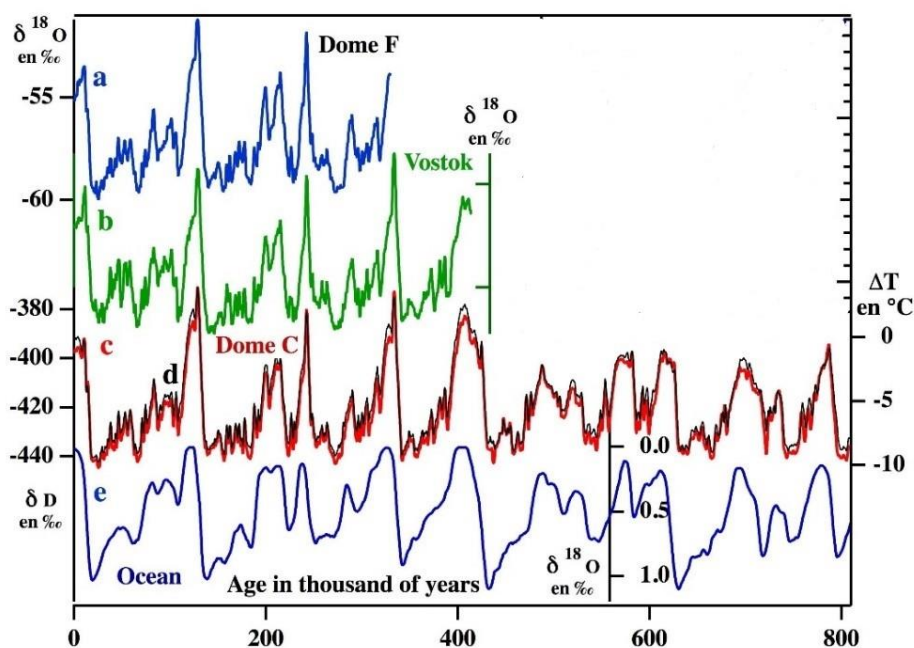


Figura 19 - Registro da variabilidade de isótopos estáveis em testemunhos de gelo na Antártica: (a) Domo F; (b) Vostok; (c) Domo C. FONTE: Jouzel (2013).

2.8 Sinais climáticos em testemunhos de gelo na Antártica Ocidental

O primeiro testemunho de gelo perfurado no manto de gelo da Antártica Ocidental (AO) foi na Estação Byrd (80°S, 119°O; 1.530 m de altitude, 309 m profundidade) em 1957/1958 durante o IGY. Posteriormente outros testemunhos de gelo foram perfurados nessa parte da Antártica, por exemplo, no sítio Gomes (PA) (73°S, 70°O; 1.400 m altitude) com 136 m profundidade em 2007; no divisor de gelo do manto de gelo da AO (*WAIS – Divide Ice Core Project*) (79°S, 112°O; 1.766 m altitude) onde atingiu 3.405 m profundidade em 2011 (Thomas *et al.*, 2009; Jouzel, 2013; Koffman *et al.*, 2014).

Parte da AO tem registrado significativas mudanças na temperatura média do ar, taxa de acumulação de neve e balanço de massa ao longo das últimas décadas. Vários trabalhos mostram sinais dessas mudanças ambientais em testemunhos de gelo (Bromwich *et al.*, 2013; Hosking *et al.*, 2013; R.; Steig *et al.*, 2013; Thomas *et al.*, 2015; Thomas & Tetzner, 2019).

Kreutz *et al.* (2000), constataram que quando ocorre aumento de aerossóis marinhos no testemunho Simple Dome (81°S, 148°W – 150 m profundidade), a BMA é relativamente mais baixa que a média ([-]~8 mb), a maior quantidade de sais é depositada no inverno (entre abril e novembro). A BMA mais profunda favorece maior fluxo meridional entre o sul do oceano Pacífico Sul e a AO devido a maior atividade ciclônica.

Steig *et al.* (2013), utilizando dados do testemunho de gelo *WAIS – Divide*, observaram que as razões isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$) tem aumentado concomitantemente com a temperatura nos últimos 50 anos na região. As tendências positivas de $\delta^{18}\text{O}$ e temperatura aumentam quando ocorre fluxo atmosférico anômalo de norte para sul, trazendo ar quente de latitudes médias do Pacífico Sul para a AO.

Koffman *et al.* (2014) observaram o aumento de partículas grossas de poeira nos últimos 50 anos no testemunho *WAIS – Divide*, consistente com o deslocamento para sul (em direção ao polo) e intensificação do fluxo do cinturão de ventos de oeste no HS nas últimas décadas. O cinturão de ventos de oeste deslocado mais para o sul, favorece a maior advecção de ciclones da região dos mares de Amundsen/Bellingshausen para o interior da Antártica Ocidental, conseqüentemente aumentando o transporte de micropartículas para o interior do continente.

Segundo Thomas *et al.* (2015), a taxa de acumulação de neve na AO tem aumentado desde 1900. Eles utilizaram dados de dois testemunhos de gelo na AO em Ferrigno (74°S, 86°O; 1.350 m altitude – 136 m profundidade) e Bryan Coast (74°S, 81°O; 1.177 m altitude – 140 m profundidade) e determinaram a taxa de acumulação de neve anual usando a máxima de verão de sulfato não marinho, constatando aumento a uma taxa de +0,13 cm a⁻¹ e +0,15 cm a⁻¹, respectivamente (aproximadamente crescimento de 30%). Segundo esses

autores, a taxa de acumulação nesta região é governada por mudanças na pressão atmosférica média e aprofundamento na BMA.

Thomas & Abram (2016) utilizaram dados do ácido metanossulfônico (MSA) proveniente do testemunho de gelo Ferrigno (74°S, 86°O; 1.350 m altitude) e constataram que a média anual do MSA tem significativa e positiva correlação com a extensão de gelo marinho nos mares de Amundsen/Ross (~160°O e 120°O), principalmente nos meses de setembro a janeiro, período de quebra do gelo e grande produtividade marinha (MSA). Eles constataram que a extensão de gelo marinho tem aumentado em direção ou norte (equador) desde 1702 d.C. no mar de Ross, e diminuído (direção polo) nos mares de Amundsen/Bellingshausen no mesmo período.

3 Metodologia

Nesta seção é apresentada a fonte e metodologia de geração dos dados utilizados na tese.

3.1 Dados climáticos

Nesta tese usamos índices climáticos que refletem as condições no Hemisfério Sul para analisar a variabilidade climática no Pacífico Sul. Primeiramente, usamos a reconstrução do Modo Anular do Sul (*Southern Annular Mode – SAM*) realizada por Abram *et al.* (2014), no período 1900–2007. Esses autores reconstruíram o SAM entre o ano 1000 até 2007, para isso utilizaram *proxies* ambientais da Península Antártica e América do Sul. O registro do isótopo de deutério do testemunho de gelo da ilha James Ross (64°02'S; 57°07'O) foi usado para estimar a temperatura da Península Antártica. Além de *proxies* de temperatura da Antártica e América do Sul proveniente do programa *Past Global Changes 2k* (Ahmed *et al.*, 2013).

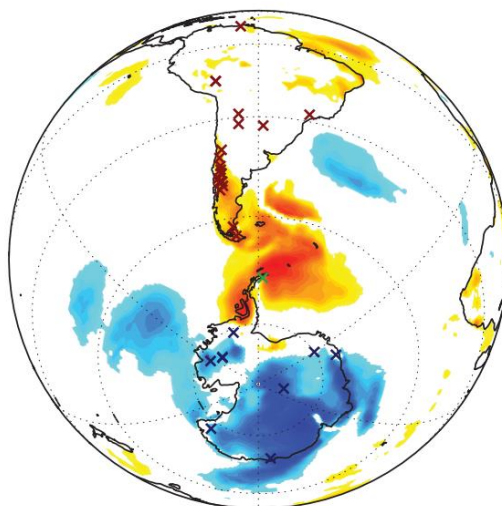


Figura 20 - Localização dos proxies utilizados por Abram *et al.* (2014) para determinar o SAM, cruz verde (testemunho da ilha James Ross), cruz vermelha (América do Sul), cruz preta (Antártica). FONTE: Abram *et al.* (2014).

Segundo, o SAM Marshall (2003) que é definido pela análise zonal da pressão atmosférica média ao nível do mar de doze estações meteorológicas do HS localizadas entre 40° e 60°S (Figura 21) e reanálises climáticas incluindo a ERA-40 (*European Center for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF*). O índice SAM Marshall foi usado neste trabalho para o período entre 1957 e 2010, para correlações com variáveis ambientais do Pacífico Sul (e.g., reanálises ERA-Interim), e para corroborar os dados de Abram *et al.* (2014).

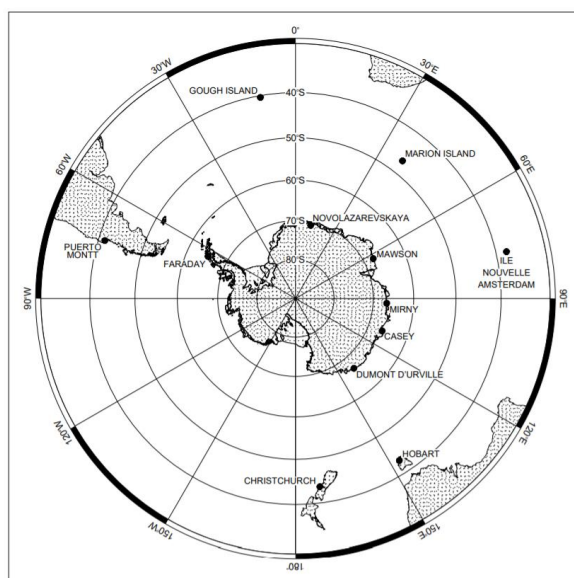


Figura 21 - Estações meteorológicas usadas para definir as médias zonais mensais de PMNM entre 40° e 65°S. FONTE: Marshall, (2003).

O terceiro foi o Índice de Oscilação Sul (IOS), um dos índices usados para definir o El Niño-Oscilação Sul (ENOS), definido como a diferença da pressão atmosférica média normalizada ao nível do mar entre o Taiti (Polinésia – 17°40'S, 149°27'O) e Darwin (Austrália – 12°23'S, 130°44'E), onde a pressão no Taiti menos a pressão de Darwin é igual ao IOS (Ropelewski & Jones, 1987). O IOS está ligado a variabilidade em grande escala da TSM no Pacífico Tropical, IOS com valores negativos correspondem ao evento El Niño, quando as águas do Pacífico Tropical estão acima da média. Aqui neste trabalho nós usamos o IOS anual para o período 1900–2010. [Anexo III]

Existem vários índices para monitorar a variabilidade do Pacífico Tropical, alguns baseados na temperatura da superfície do mar (TSM), o Índice Niño Oceânico (ONI) e o índice Niño 3.4 são normalmente os mais utilizados para definir períodos de El Niño e La Niña. O índice Niño 3.4 que representa a anomalia média da TSM na região tropical (5°N–5°S, 170°W–120°W) (Figura 22), é também usado nesta tese para determinar os eventos do fenômeno ENOS e sua evolução ao longo dos 110 anos analisados (Rasmusson & Carpenter, 1982; Ropelewski & Jones, 1987; Trenberth & Caron, 2000; Trenberth & Stepaniak, 2001).

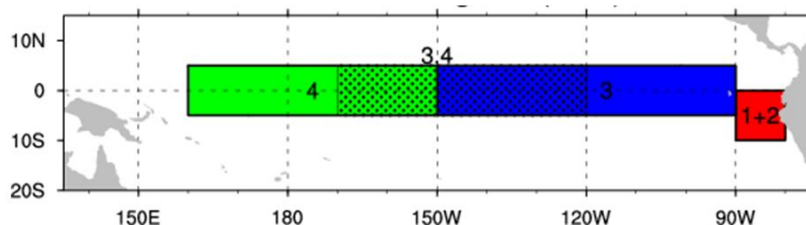


Figura 22 - Região do Pacífico Equatorial do Niño 3.4, pontilhado. FONTE: Trenberth (2020).

Fonte dos dados climáticos desta tese:

- (1) ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/contributions_by_author/abram2014/abram2014sam.txt
- (2) <https://legacy.bas.ac.uk/met/gjma/sam.html>
- (3) https://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/SOI/
- (4) https://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/Nino34/

3.2 ERA-20C reanálises climáticas

Embora observações atmosféricas da superfície são registradas há mais de 150 anos, sua distribuição foi esparsa ao longo do tempo. A partir do Ano Geofísico Internacional (1957/58), quando o sistema de observações meteorológicas do HS melhorou significativamente, o sistema de observações convencional se aprimorou (Hersbach *et al.*, 2015).

As reanálises climáticas tentam cobrir a lacuna de falta de dados ambientais globais de longo período. A reanálise ERA-20C, desenvolvida pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), é uma

reanálise do clima global que cobre o período 1900–2010 (Poli *et al.*, 2016). Usa um modelo acoplado atmosfera/superfície da terra e oceano com observações meteorológicas da superfície terrestre. A principal diferença com a reanálise ERA-Interim é o período de tempo coberto, compreendendo anos anteriores a 1979, quando não existiam observações por satélites e os dados meteorológicos eram principalmente observacionais (Figura 23) de estações meteorológicas e navios nos oceanos (Poli *et al.*, 2015, 2016).

Nós utilizamos os parâmetros da reanálise ERA-20: temperatura da superfície do mar (TSM–°C), pressão média ao nível do mar (PMNM–hPa) e vento meridional (v –m/s) em 850-hPa. A TSM da reanálise ERA-20 é oriunda do *Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set* (HadISST-2.1.0.0), um conjunto de reconstruções da TSM que cobre o período 1899–2010 (Poli *et al.*, 2015).

Utilizamos uma resolução espacial de 0,5°, entre 10°N e 90°S, para investigar a variabilidade climática no oceano Pacífico Sul no período 1910–2010 e calculamos as anomalias dos parâmetros a cada vinte anos a partir da climatologia 1900–2010. As reanálises ERA-20 foram usadas nos artigos I e II.

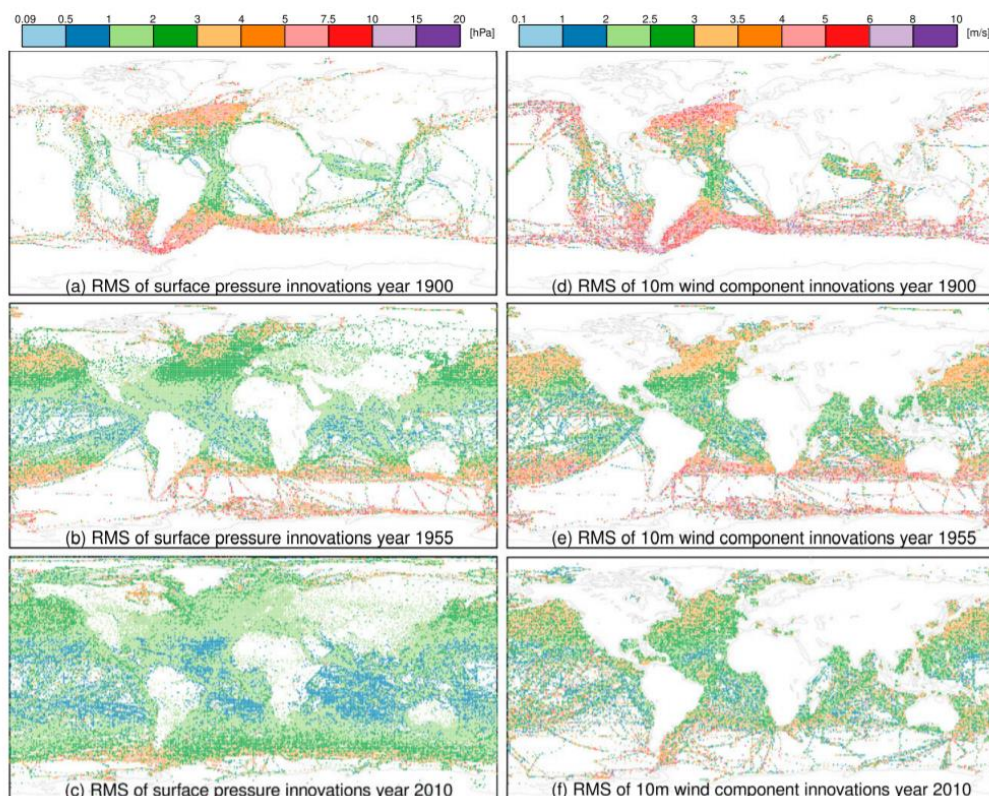


Figura 23 - Observações assimiladas ao ERA-20: (a, b, c) pressão na superfície do mar (1900,1955, 2010); e (d, e, f) componente do vento 10-m (1900, 1955, 2010). FONTE: Poli *et al.* (2016)

3.3 ERA-Interim reanálises climáticas

A reanálise ERA-Interim é uma reanálise atmosférica global, produzida pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), e é considerada superior para altas latitude do Hemisfério Sul (Bromwich *et al.*, 2011; Clem *et al.*, 2017). A partir do ano de 1979 dados de satélite foram introduzidos a reanálises do ECMWF. Um dos objetivos da reanálise ERA-Interim foi abordar problemas encontrados na reanálise ERA-40, como a representação do ciclo hidrológico e a qualidade da circulação estratosférica (Dee *et al.*, 2011).

Nós utilizamos a variável da altura geopotencial em 500-hPa em uma resolução espacial de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ latitude/longitude, para investigar a variabilidade da circulação atmosférica no oceano Pacífico Sul, entre 1979 e 2008. Foi calculada a anomalia da altura geopotencial em 500 hPa, em dois distintos períodos, 1979–1992 e 1993–2008. A reanálise foi desenvolvida tanto

anualmente como sazonalmente, conforme as estações climáticas do HS, verão (DJF), outono (MAM), inverno (JJA) e primavera (SON). A reanálise ERA-Interim foi utilizada no artigo III. Também foram feitas reanálises anuais no período 1979–2008 (Não utilizadas diretamente nos artigos). A climatologia usada foi do período 1979–2010.

3.4 Análise de Componentes Principais (EOF – *Empirical Orthogonal Functions*)

Análise de Componentes Principais (ACP) [*Principal Component Analysis – PCA*] ou EOF (*Empirical Orthogonal Functions*) é uma análise multivariada, um procedimento matemático que utiliza uma transformação ortogonal, para encontrar uma componente principal. Seu objetivo é extrair informações importantes de um conjunto de dados, para representá-los como um novo conjunto de variáveis ortogonais, chamada de componente principal (Abdi & Williams, 2010).

As EOFs são importantes porque são passíveis de interpretação “física” (como processos atmosféricos e oceanográficos), são usados para descrever a variabilidade espacial (padrão) e como eles mudam ao longo de um período de tempo (Weare & Nasstrom, 1982). Cada EOF é ligada a uma série temporal que descreve o quão semelhante (positivo) ou diferente (negativo) a EOF mapeada é durante aquele intervalo de tempo (conforme a série temporal).

Neste trabalho construímos EOFs com base nas reanálises climáticas da pressão média ao nível do mar (PMNM) ERA-20C (ECMWF) (Poli *et al.*, 2016) do período 1900–2010. Foram feitas EOFs a cada vinde anos desde 1901 até 2010 (entre 2001 e 2010 foram dez anos) [Anexo IV]. Nós usamos EOFs para melhorar o entendimento da variabilidade climática no oceano Pacífico Sul e foram utilizadas no artigo II.

3.5 Processamento dos dados climáticos e programas

Nesta secção descrevemos os passos do processamento dos dados atmosféricos utilizados nesta tese: (1) Os dados climáticos foram primeiramente tratados no programa *Excell* 2013, a finalização e apresentação foi realizada no programa Igor Pro; (2) as reanálises utilizadas ERA-20C e ERA-Interim

produzidas pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) foram acessadas em: <https://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis>. Posteriormente, no programa Spyder do Python 3.2, foram desenvolvidas as anomalias utilizadas nos artigos; (3) as *EOFs* (*Empirical Orthogonal Functions*), foram realizadas no programa NCL (*Command Language*) desenvolvido pelo NCAR (*National Center for Atmospheric Research*) com base na reanálise de pressão média ao nível do mar ERA-20C (ECMWF); (4) as correlações dos dados ambientais foram calculadas pela “plataforma” do CCI U.Maine (*Climate Change Institute, University of Maine*) https://traveler.um.maine.edu/reanalysis/monthly_correl/.

3.6 Dados glacioquímicos

3.6.1 Testemunho Platô Detroit

Em dezembro de 2007 foi perfurado um testemunho de gelo com 133 m de profundidade no Platô Detroit (PA) (64°05'07"S, 59°38'42"O; 1.937 m altitude) por uma equipe de pesquisadores do projeto de colaboração internacional entre Brasil, Chile e EUA denominado CASA (*Climate of Antarctica and South América*). Foi usada para a perfuração do gelo uma perfuradora eletromecânica Stampfli de 3 polegadas, com a broca suspensa por cabo de aço [*drill by wire*]. A temperatura medida a 15 m de profundidade com uma sonda de platina calibrada registrou $-14,5 \pm 0,5$ °C. O testemunho foi datado a partir de variações da quantidade de peróxido de hidrogênio (H₂O₂).

A datação das camadas de neve e gelo baseada na sazonalidade do conteúdo de peróxido de hidrogênio (H₂O₂) tem sido empregado para se determinar a variabilidade interanual de precipitação de neve em regiões polares, pois o H₂O₂ é um dos mais claros marcadores sazonais em testemunhos de gelo devido ao predomínio de fotoquímica no verão, com uma amplitude de registro bem marcada com um mínimo no inverno e um máximo no verão (Anklin & Bales, 1997; Legrand & Mayewski, 1997).

3.6.2 Testemunho Monte Johns

Neste trabalho foram utilizados também os 46 m superiores do testemunho de gelo Monte Johns perfurado no divisor da bacia de drenagem da geleira da Ilha Pine na Antártica Ocidental no verão austral de 2007/2008. O testemunho foi datado pelas variações sazonais do sulfato não proveniente de sal marinho (*non-sea salt sulphates*, nssSO_4^{2-}) com pico no verão, e do sódio (Na^+) com pico no inverno.

A razão de isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$), também utilizada para estimar a temperatura da atmosfera no sítio do testemunho, foi determinada pelo instrumento “*wavelength-scanned cavity ring-down spectroscopy-WS-CRDS*” (Picarro L2130-i) (Schwanck *et al.*, 2017a; Thoen *et al.*, 2018). Para interpretação do registro ambiental do testemunho foram utilizados dois *proxies*, Na^+ (sódio) e o $\delta^{18}\text{O}$.

Foi utilizado também variações de δD do testemunho de gelo Ferrigno (74°34'S, 86°54'O; 1.354 m altitude), analisado por Thomas *et al.* (2013), no período de 1900–2010, para comparação com dados de $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho de gelo Monte Johns, acessados em:

[\[https://ramadda.data.bas.ac.uk/repository/entry/show/?entryid=6ffa3d36-a521-44f7-9e12-213458dafce3\]](https://ramadda.data.bas.ac.uk/repository/entry/show/?entryid=6ffa3d36-a521-44f7-9e12-213458dafce3)

3.6.3 Acumulação de neve

A precipitação de neve na Antártica é um parâmetro difícil de se medir diretamente, devido principalmente a problemas de neve à deriva (*blowing snow*; Thomas *et al.*, 2008). Dessa maneira, os testemunhos de gelo são importantes para determinação da taxa de acumulação anual de neve em regiões polares.

Nós utilizamos a variabilidade da acumulação de neve no sítio Monte Johns e do sítio Ferrigno (dados deste testemunho acessado em):

[\[https://ramadda.data.bas.ac.uk/repository/entry/show/?entryid=9ab1541b-e71a-4d75-9907-968d47755e99\]](https://ramadda.data.bas.ac.uk/repository/entry/show/?entryid=9ab1541b-e71a-4d75-9907-968d47755e99)

4. Resumo dos principais resultados obtidos

Essa tese está dividida em três artigos científicos, onde se investigou a variabilidade e evolução climática do oceano Pacífico Sul, e seu papel na variabilidade ambiental da Antártica Ocidental e Península Antártica no período 1900–2010. Os dois primeiros artigos trataram sobre a variabilidade climática no Pacífico Sul cobrindo o período 1900–2010, o terceiro cobriu um período menor 1979–2008.

4.1 Artigo 1

A variabilidade climática do oceano Pacífico Sul no período 1900–2010 nos registros ambientais da Antártica Ocidental

O objetivo do primeiro artigo foi reconstruir a evolução climática ao longo do século XX e começo do XXI no oceano Pacífico Sul, e verificar os sinais climáticos na Antártica Ocidental. Por reanálises climáticas ERA-20 (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF*) e pela análise indireta (*proxies*) de dois testemunhos de gelo (Monte Johns e Ferrigno) do manto de gelo antártico ocidental. Os principais resultados do artigo mostram que: (a) Entre 1900 e 2010 houve um gradual e contínuo aquecimento no Pacífico Sul; (b) no Pacífico Equatorial ($+ 0,007 \text{ } ^\circ\text{C a}^{-1}$) e em latitudes médias do Pacífico Sul ($+ 0,008 \text{ } ^\circ\text{C a}^{-1}$); (c) ocorreu aumento da pressão atmosférica média em latitudes médias e diminuição ao redor da Antártica no oceano Austral; (d) isso levou a intensificação do fluxo meridional de umidade e calor entre médias e altas latitude no Pacífico Sul; (e) aprofundando a BMA; (f) levando a intensificação do fluxo de norte para sul, do sudeste do Pacífico Sul para o norte da Antártica Ocidental, principalmente depois da década de 1960; (g) esses fatores contribuíram então para o aumento da temperatura atmosférica e aumento da precipitação, principalmente na região costeira da Antártica Ocidental (sítio Ferrigno); (h) por outro lado, a região do sítio Monte Johns teve tendência menor de aumento da temperatura, pois é mais influenciada por massas de ar continentais do interior do manto de gelo Antártico.

Mudanças na estrutura térmica da atmosfera são um resultado do efeito radiativo direto e mudanças na TSM. O aumento da temperatura na região equatorial/tropical altera a estrutura térmica atmosférica levando ao fortalecimento e expansão da célula de Hadley em direção ao Polo Sul (Hudson, 2012; Hu *et al.*, 2018). Um possível fortalecimento da célula de Hadley em decorrência do aumento da TSM, observado entre 1900 e 2010, e consequente aquecimento atmosférico, fortalece o ramo descendente dessa célula. Essa ligação da TSM tropical com áreas remotas, descritas como “pontes atmosféricas”, pode resultar em mudanças no fluxo de calor da superfície do oceano, devido a modificação da circulação das células de Walker e Hadley, atuando como um gerador de ondas de Rossby em altas latitudes (Liu e Alexander, 2007). A expansão da célula de Hadley, aliado a tendência do SAM positivo desde a década de 1960, contribuem para o fortalecimento da pressão atmosférica média ao nível do mar (PMNM) em latitudes médias do Pacífico Sul no mesmo período. O maior PMNM no Pacífico Sul aumentou o fluxo meridional, alimentando a zona da baixa circumpolar Antártica com umidade e calor proveniente das latitudes médias do Pacífico Sul. Esse fluxo meridional contribuiu para o fortalecimento da BMA aproximadamente desde os anos de 1960, direcionando a circulação atmosférica meridional em altas latitudes que controla o transporte de umidade e calor para o interior do continente Antártico, principalmente na região oeste da Antártica Ocidental. Assim, o aprofundamento da BMA desde a década de ~1960 aumentou o fluxo de ar quente e úmido de norte para sul (*onshore*) do Pacífico Sudeste para a Antártica Ocidental. Essa mudança no sinal da pressão atmosférica, e aprofundamento da BMA, alterou o padrão da anomalia do vento meridional em 850 hPa (*v*) entre latitudes médias e altas do Pacífico Sul a partir da década de 1960. Esta condição atmosférica levou ao aumento do fluxo de ar quente e úmido do Pacífico Sudeste para o oeste da Antártica Ocidental, aumentou a temperatura atmosférica principalmente na região costeira da Antártica Ocidental (sítio Ferrigno). A região do sítio Monte Johns teve tendência menor de aumento, pois está localizado mais no interior da Antártica Ocidental e sofre menor influência da BMA.

4.2 Artigo 2

Relationship between South Pacific Ocean climate and snow precipitation in West Antarctica for the 1900–2010 period

O objetivo do segundo artigo foi identificar padrões de variabilidade climática no oceano Pacífico Sul, e sua influência na variabilidade da precipitação de neve em dois sítios (Monte Johns e Ferrigno) na Antártica Ocidental entre 1900 e 2010 pela análise de componentes principais (ACPs) ou (*Empirical Orthogonal Function* - EOF), anomalia da pressão média ao nível do mar (PMNM), do verão e inverno austral proveniente das reanálises ERA-20C (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* - ECMWF), além de índices climáticos que atuam no Hemisfério Sul (SAM, IOS e Niño 3.4).

A EOF1 que representa 34,9% da variância entre 1900 e 2010, mostra até a década de 1950, predominantemente, casos negativos, com um mínimo ocorrendo entre 1920 e 1930. A partir da metade da década de 1950 predominam casos positivos, isso indica o aumento da pressão atmosférica e deslocamento para o sul do campo de pressão atmosférica das latitudes médias. Mostra também o aprofundamento da PMNM na região da baixa circumpolar antártica e prevalência do SAM positivo desde 1960. Comparando as anomalias da PMNM, nota-se que as mudanças significativas do campo de pressão atmosférica no HS ocorreram em altas latitudes. Em baixas latitudes, principalmente na região equatorial, as anomalias da PMNM são brandas entre 1900 e 2010, inclusive no oceano Pacífico.

A taxa de acumulação anual de neve no testemunho Monte Johns foi de 0,21 m em equiv. d'água entre 1900 e 2008 (Thoen *et al.*, 2018), e não mostra tendência estatisticamente significativa para o período analisado, o maior ano de acumulação de neve foi 2000, com 0,34 m em equivalente água. No testemunho Ferrigno (Thomas *et al.*, 2015), a taxa de acumulação anual neve foi de 0,37 m em equivalente água entre 1900 e 2010 e teve tendência de aumento de + 0,0012 m a⁻¹ em equiv. d'água, o ano com maior acumulação de neve foi 2010, com 0,84 m em equiv. d'água. Constatamos que, ao longo dos 110 anos analisados, ocorreu uma maior variabilidade atmosférica em médias e altas latitudes no Pacífico Sul quando comparado à região de baixas latitudes. Isso levou ao fortalecimento da pressão atmosférica em latitudes médias, diminuindo

a pressão atmosférica na zona de baixa pressão circumpolar Antártica adjacente ao oceano Pacífico, tanto no verão como no inverno austral (o que é compatível com uma fase positiva no SAM desde a década de 1960). Em contrapartida, os índices climáticos da região tropical (SOI e Niño 3.4) não mostraram tendência estatisticamente significativa no período. Nós atribuímos essa tendência positiva do SAM, também, a conexão atmosférica ligando o aquecimento da TSM equatorial com latitudes médias do Pacífico Sul, controladas pela circulação da célula de Hadley. Consequentemente, aumentando a ciclogênese na zona de baixa pressão circumpolar Antártica, aprofundando a BMA e aumentando a fluxo atmosférico do Pacífico Sul/Sudeste para a Antártica Ocidental. Contribuindo, então, para o aumento da precipitação de neve na Antártica Ocidental, principalmente no sítio Ferrigno ($+ 0,0012 \text{ m a}^{-1}$), que está localizado mais próximo a costa e sofre maior influência da BMA do que o sítio Monte Johns que mostra menor tendência de aumento de precipitação, sendo maior principalmente depois de ~1990.

4.3 Artigo 3

Difference in annual snow accumulation between the Antarctic Peninsula and West Antarctica in 1981–2007 period

O principal objetivo do terceiro artigo foi identificar a variabilidade climática no oceano Pacífico Sul e sua influência na precipitação de neve em dois sítios, um na Península Antártica (Platô Detroit) e outro na Antártica Ocidental (Monte Johns) em um período de tempo mais curto, entre 1981 e 2007, para o qual se analisou a variabilidade climática no Pacífico Sul sazonalmente pela interpretação de reanálises ERA-Interim.

Na Península Antártica, no sítio do Platô Detroit, o testemunho de gelo representa 27 ± 1 anos de acumulação, que correspondem ao período 1981–2007. Sua taxa de acumulação líquida anual de neve foi de 2,44 m em equiv. d'água e mostra tendência de aumento para o período analisado de $+ 0,036 \text{ m a}^{-1}$. No sítio Monte Johns, a taxa de acumulação líquida anual de neve foi de 0,23 m em equiv. d'água no período 1981–2007, e sua série não mostra tendência significativa.

Reanálises da anomalia da altura geopotencial em 500 hPa, em dois períodos, 1979–1992 e 1993–2008, foram utilizados para analisar a variabilidade climática no oceano Pacífico. A anomalia em 500 hPa da reanálise anual mostra uma mudança geopotencial entre a região costeira da Antártica $\sim 65^\circ$ S (positiva para negativa) e $\sim 40^\circ$ S (negativa para positiva), essa tendência ocorre também no verão e outono. Essa alternância positiva (negativa) na anomalia geopotencial em 500 hPa entre $\sim 40^\circ$ S ($\sim 65^\circ$ S) está relacionada a uma fase positiva do SAM entre 1979 e 2008, que se acentuou entre 1993 e 2008.

Diversos trabalhos relatam uma fase positiva do SAM desde a década de 1960, principalmente no outono e verão. Essa tendência fortalece o vórtice polar e intensifica os ventos de oeste que circundam a Antártica, deslocando a corrente de jato polar e cinturão de ventos de oeste em direção ao Polo, fortalecendo a BMA (Nicolas & Bromwich, 2011; Thompson & Solomon, 2002).

Segundo Abram *et al.* (2011), o padrão de precipitação ao longo da Península Antártica (PA) está associado à redução (fortalecimento) da força do fluxo dos ventos de oeste sobre a região. O efeito bloqueador da PA pode ser enfraquecido (ou fortalecido), conforme esse fluxo. Desta maneira, a intensificação da velocidade dos ventos de oeste em decorrência a uma fase positiva do índice SAM, favorece a ocorrência de mais precipitação orográfica a barlavento da PA.

Na Antártica Ocidental, a maior quantidade de precipitação ocorre no outono e inverno e é menor no verão, controlada pela atividade ciclônica que é mais intensa nas estações de outono/inverno, e menor no verão (Nicolas & Bromwich, 2011).

A BMA torna-se mais profunda numa fase positiva do SAM e menos profunda em uma fase negativa do SAM (Turner *et al.*, 2013; Raphael *et al.*, 2016). Nas últimas décadas o SAM está em uma tendência positiva (Marshall, 2003), aprofundando a BMA. Contribuindo para mais atividade ciclônica e conseqüente acréscimo da precipitação na região da Península Antártica. A região do Monte Johns não teve a mesma tendência, provavelmente pela maior distância da costa. Uma anomalia positiva da pressão atmosférica nos mares de Amundsen/Ross, em decorrência da propagação do sinal do evento ENSO em

altas latitudes do Hemisfério Sul, contribuiu também para que a precipitação se mantivesse estável na região do Monte Johns no período analisado.

4.4 Principais pontos constatados nos três artigos:

- A temperatura da superfície do mar (TSM) aumentou de forma generalizada em todo o oceano Pacífico Sul entre 1900 e 2010;
- Ocorreu maior variabilidade climática no Pacífico Sul na região de médias e altas latitudes, controladas pela tendência positiva do Modo Anular Sul (*Southern Annular Mode – SAM*);
- Em latitudes baixas do oceano Pacífico, os índices climáticos não mostraram tendência estatisticamente significativa no período 1900–2010;
- A tendência positiva do SAM ocorreu no verão e no inverno austral entre 1900 e 2010;
- Ocorreu diminuição média da pressão atmosférica na zona de baixa pressão circumpolar e aprofundando da BMA ao longo dos 110 anos analisados;
- O fluxo de norte para sul, do sudeste do Pacífico Sul para o norte da Antártica Ocidental, aumentou desde aproximadamente a década de 1960;
- Houve redução progressiva na extensão do gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen entre 1900 e 2010;
- Elevação na temperatura atmosférica e aumento da precipitação, principalmente na região costeira da Antártica Ocidental (sítio Ferrigno);
- A tendência de aumento da temperatura e precipitação é menor no sítio Monte Johns;
- Entre 1990 e 2007 a tendência no SAM positivo se intensificou;
- Aumentando a precipitação de neve principalmente na Península Antártica.

5. Conclusões

Essa tese mostra a evolução climática no oceano Pacífico Sul, e seu papel sobre a variabilidade ambiental na Antártica Ocidental, entre 1900 e 2010. Constatou-se pela análise de reanálises climáticas ERA-20C e ERA-Interim (ECMWF), *Empirical orthogonal functions* – EOFs, e *proxies* de três testemunhos de gelo, que o oceano Pacífico Tropical influencia no clima da Antártica Ocidental através de teleconexões atmosféricas controladas pela circulação da célula de Hadley, intensificando o fluxo das ondas de Rossby e aprofundamento a Baixa do Mar de Amundsen, o que é compatível com uma fase positiva do SAM. E influenciando ambientalmente a Antártica Ocidental e Península Antártica pela diminuição da extensão de gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen, elevação da temperatura do ar e aumento na acumulação de neve ao longo dos 110 anos analisados. Assim, corrobora com a hipótese desta investigação. As reanálises ERA-Interim (ECMWF) mostraram que a tendência positiva do SAM se intensificou depois do ano de 1990, aumentando a precipitação de neve principalmente na Península Antártica.

O manto de gelo da Antártica Ocidental é potencialmente instável e estudos recentes indicam mudanças na sua dinâmica e no balanço de massa, em resposta a variabilidade climática do Pacífico Sul nas últimas décadas (Ding *et al.*, 2011; Holland *et al.*, 2020). A instabilidade dinâmica dessa massa de gelo (devido ao seu substrato gelo/rocha encontrar-se abaixo do nível médio dos mares) poderia causar rapidamente (décadas a séculos) seu colapso parcial e aumento do nível médio do mar (Bromwich *et al.*, 2013; Mayewski *et al.*, 2013).

Além disso, a região sudeste do oceano Pacífico Sul, ao norte da Antártica Ocidental, é uma região onde se formam massas de ar frio “subpolar” (mP), que podem se dirigir para o sul do Brasil (causando ondas de frio). As mudanças ambientais ocorridas na região nos últimos 110 anos provavelmente afetaram as propriedades físicas dessas massas de ar frio.

Trabalhos futuros poderão analisar como essas mudanças ambientais observadas no sudeste do Pacífico Sul, nos mares de Amundsen/Bellingshausen, influenciaram a variabilidade climática do sul do Brasil ao longo do século XX e começo do século XXI.

6. Referências

- Abdi, H. & Williams, L.J. 2010. Principal component analysis. Wiley interdisciplinary reviews: computational statistics. Wiley Interdisciplinary Rev. Comput. Stat. 2, 433–459.
- Abram, N.J., Mulvaney, R., Arrowsmith, C. 2011. Environmental signals in a highly resolved ice core from James Ross Island, Antarctica. J. Geophys. Res. Atmos. 116, 1–15.
- Abram, N.J., Mulvaney, R., Vimeux, F., Phipps, S.J., Turner, J., England, M.H. 2014. Evolution of the Southern Annular Mode during the past millennium. Nat. Clim. Chang. 4, 564–569.
- Ahmed, M., Anchukaitis, K.J., Asrat, A., Borgaonkar, H.P., Braidia, M., Buckley, B.M., Büntgen, U., Chase, B.M., Christie, D.A., Cook, E.R., Curran, M.A.J., Diaz, H.F., Esper, J., Fan, Z.X., Gaire, N.P., Ge, Q., Gergis, J., González-Rouco, J.F., Goosse, H., Grab, S.W., Graham, N., Graham, R., Grosjean, M., Hanhijärvi, S.T., Kaufman, D.S., Kiefer, T., Kimura, K., Korhola, A.A., Krusic, P.J., Lara, A., Lézine, A.M., Ljungqvist, F.C., Lorrey, A.M., Luterbacher, J., Masson-Delmotte, V., McCarroll, D., McConnell, J.R., McKay, N.P., Morales, M.S., Moy, A.D., Mulvaney, R., Mundo, I.A., Nakatsuka, T., Nash, D.J., Neukom, R., Nicholson, S.E., Oerter, H., Palmer, J.G., Phipps, S.J., Prieto, M.R., Rivera, A., Sano, M., Severi, M., Shanahan, T.M., Shao, X., Shi, F., Sigl, M., Smerdon, J.E., Solomina, O.N., Steig, E.J., Stenni, B., Thamban, M., Trouet, V., Turney, C.S.M., Umer, M., van Ommen, T., Verschuren, D., Viau, A.E., Villalba, R., Vinther, B.M., Von Gunten, L., Wagner, S., Wahl, E.R., Wanner, H., Werner, J.P., White, J.W.C., Yasue, K., Zorita, E. 2013. Continental-scale temperature variability during the past two millennia. Nat. Geosci. 6, 339–346.
- Anklin, M. & Bales, R.C. 1997. Recent increase in H₂O₂ concentration at Summit, Greenland. J. Geophys. Res. Atmos. 102, 19099–19104.
- Angstroem, A. 1935. Teleconnections of climate changes in present time. Geogr Ann 17, 242–258.
- Aquino, F.E. 2012. *Conexão climática entre o Modo Anular do Hemisfério Sul com a Península Antártica e o Sul do Brasil*. Porto Alegre, 121 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bradley, S.R. 1999. Paleoclimatology reconstructing climates of the quaternary. 2 ed. Academic Press. San Diego, 614 p.
- Bromwich, D.H., Nicolas, J.P., Monaghan, A.J. 2011. An Assessment of precipitation changes over antarctica and the southern ocean since 1989 in contemporary global reanalyses. J. Clim. 24, 4189–4209.

- Bromwich, D.H., Nicolas, J.P., Monaghan, A.J., Lazzara, M.A., Keller, L.M., Weidner, G.A., Wilson, A.B. 2013. Central West Antarctica among the most rapidly warming regions on Earth. *Nat. Geosci.* 6, 139–145.
- Cataldo, M., Evangelista, H., Simões, J. C., Godoi, R. H. M., Simmonds, I., Hollanda, M. H., Wainer, I., Aquino, F. and Van Grieken, R. 2013. Mineral dust variability in central West Antarctica associated with ozone depletion. *Atmos. Chem. and Phys.* 13(4), 2165–2175.
- Clem, K.R., Renwick, J.A., Mcgregor, J. 2017. Large-scale forcing of the Amundsen Sea low and its influence on sea ice and West Antarctic temperature. *J. Clim.* 30, 8405–8424.
- Curran, M.A.J., Van Ommen, T.D., Morgan, V.I., Phillips, K.L., Palmer, A.S. 2003. Ice core evidence for Antarctic sea ice decline since the 1950s. *Science*. 302, 1203–1206.
- Dansgaard, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436–468.
- Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A.J., Haimberger, L., Healy, S.B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A.P., Monge-Sanz, B.M., Morcrette, J.J., Park, B.K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.N., Vitart, F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 553–597.
- Ding, Q., Steig, E.J., Battisti, D.S., Küttel, M. 2011. Winter warming in West Antarctica caused by central tropical Pacific warming. *Nat. Geosci.* 4, 398–403.
- Fogt, R.L., Perlwitz, J., Monaghan, A.J., Bromwich, D.H., Jones, J.M., Marshall, G.J. 2009. Historical SAM variability. Part II: Twentieth-century variability and trends from reconstructions, Observations, and the IPCC AR4 models. *J. Clim.* 22, 5346–5365.
- Frey, M.M., Stewart, R.W., McConnell, J.R., Bales, R.C. 2005. Atmospheric hydroperoxides in West Antarctica: Links to stratospheric ozone and atmospheric oxidation capacity. *J. Geophys. Res. Atmos.* 110, 1–17.
- Gong, D., Wang, S. 1999. Definition of Antarctic oscillation index. *Geophys. Res. Lett.* 26, 459–462.
- Grimm, A. M. & Ambrizzi, T. 2009 Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal Timescales. *In: Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions*, Queen's University, Canada, 14, 417p.

- Harangozo, S.A. 2000. A search for ENSO teleconnections in the west Antarctic Peninsula climate in austral winter. *Int. J. Climatol.* 20, 663–679.
- Hersbach, H., Poli, P., Dee, D. 2015. The observation feedback archive for the ICOADS and ISPD data sets (ERA-20C). *RS* 18 31.
- Hobbs, W.R., Raphael, M.N. 2010. Characterizing the zonally asymmetric component of the SH circulation. *Clim. Dyn.* 35, 859–873.
- Holland, D.M., Nicholls, K.W., Basinski, A. 2020. The Southern Ocean and its interaction with the Antarctic Ice Sheet. *Science* (80-.) 367, 1326–1330.
- Hosking, J.S., Orr, A., Marshall, G.J., Turner, J., Phillips, T. 2013. The influence of the amundsen-bellingshausen seas low on the climate of West Antarctica and its representation in coupled climate model simulations. *J. Clim.* 26, 6633–6648.
- Hu, Y., Huang, H., Zhou, C. 2018. Widening and weakening of the Hadley circulation under global warming. *Sci. Bull.*
- Hudson, R.D. 2012. Measurements of the movement of the jet streams at mid-latitudes, in the Northern and Southern Hemispheres, 1979 to 2010. *Atmos. Chem. Phys.* 12, 7797–7808.
- Jouzel, J. 2013. A brief history of ice core science over the last 50 yr. *Clim. Past* 9, 2525–2547.
- King, J. C. & Turner, J. 1997. *Antarctic Meteorology and Climatology*. 5ed. Cambridge, University Press, 409 p.
- Koffman, B.G., Kreutz, K.J., Breton, D.J., Kane, E.J., Winski, D.A., Birkel, S.D., Kurbatov, A. V., Handley, M.J. 2014. Centennial-scale variability of the Southern Hemisphere westerly wind belt in the eastern Pacific over the past two millennia. *Clim. Past* 10, 1125–1144.
- Kreutz, K.J., Mayewski, P.A., Pittalwala, I.I., Meeker, L.D., Twickler, M.S., Whitlow, S.I. 2000. Sea level pressure variability in the Amundsen Sea region inferred from a West Antarctic glaciochemical record. *J. Geophys. Res. Atmos.* 105, 4047–4059.
- Legrand, M. & Mayewski, P. 1997. Glaciochemistry of polar ice cores: A review. *Rev. Geophys.* 35, 219–243.
- Liu, Z. & Alexander, M. 2007. Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. *Rev. Geophys.* 45, 1–34.
- Mantua, N.J., Maccracken, M.C., Perry, J.S., Munn, T., Pacific, T., Pdo, O., Ni, E. 2002. *Pacific – Decadal Oscillation (PDO)* Edited by Pacific – Decadal Oscillation (PDO). America (NY), 1, 592–594.

- Marshall, G.J. 2003. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *J. Clim.* 16, 4134–4143.
- Marshall, G.J., Orr, A., van Lipzig, N.P.M., King, J.C. 2006. The impact of a changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula summer temperatures. *J. Clim.* 19, 5388–5404.
- Marshall, G.J., Thompson, D.W.J. 2016. The signatures of large-scale patterns of atmospheric variability in Antarctic surface temperatures. *J. Geophys. Res.* 121, 3276–3289.
- Massom, R.A., Stammerjohn, S.E., Lefebvre, W., Harangozo, S.A., Adams, N., Scambos, T.A., Pook, M.J., Fowler, C. 2008. West Antarctic Peninsula sea ice in 2005: Extreme ice compaction and ice edge retreat due to strong anomaly with respect to climate. *J. Geophys. Res. Ocean.* 113, 1–23.
- Mayewski, P.A., Maasch, K.A., Dixon, D., Sneed, S.B., Oglesby, R., Korotkikh, E., Potocki, M., Grigholm, B., Kreutz, K., Kurbatov, A. V., Spaulding, N., Stager, J.C., Taylor, K.C., Steig, E.J., White, J., Bertler, N.A.N., Goodwin, I., Simões, J.C., Jaña, R., Kraus, S., Fastook, J. 2013. West Antarctica's sensitivity to natural and human-forced climate change over the Holocene. *J. Quat. Sci.* 28, 40–48.
- Meehl, G. A., Arblaster, J. M., Bitz, C. M., Chung, C. T., Teng, H. 2016. Antarctic sea-ice expansion between 2000 and 2014 driven by tropical Pacific decadal climate variability. *Nature Geosciences*, v. 9, p. 590–595, doi:10.1038/ngeo2751.
- Mo, K.C. & Higgins, R.W. 1997. The Pacific South American modes and tropical intraseasonal oscillation. 1229, 218–219.
- Mo, K.C. & Paegle, J.N. 2001. The Pacific-South American modes and their downstream effects. *Int. J. Climatol.* 21, 1211–1229.
- Nicolas, J.P. & Bromwich, D.H. 2011. Climate of West Antarctica and influence of marine air intrusions. *J. Clim.* 24, 49–67.
- NSIDC - National Snow and Ice Data Center. Disponível em: <http://nsidc.org/>.
- 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., Kotiyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429–436.
- Pezza, A. B., Simmonds, I. & Renwick, J. A. 2007. Southern Hemisphere cyclones and anticyclones: Recent trends and links with decadal variability in the Pacific Ocean. *Intern. J. Clim.* 27, 1403–1419, doi: 10.1002/joc.1477.

- Pittock, A.B. 1984. On the reality, stability, and usefulness of Southern Hemisphere teleconnections. *Aust. Meteorol. Mag.*
- Poli, P., Hersbach, H., Dee, D.P., Berrisford, P., Simmons, A.J., Vitart, F., Laloyaux, P., Tan, D.G.H., Peubey, C., Thépaut, J.N., Trémolet, Y., Hólm, E. V., Bonavita, M., Isaksen, L., Fisher, M. 2016. ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the twentieth century. *J. Clim.* 29, 4083–4097.
- Poli, P., Hersbach, H., Tan, D., Dee, D., Thépaut, J.-N., Simmons, A., Peubey, C., Laloyaux, P., Komori, T., Berrisford, P., Dragani, R., Trémolet, Y., Hólm, E., Bonavita, M., Isaksen, L., Fisher, M. 2015. ERA report series: The data assimilation system and initial performance evaluation of the ECMWF pilot reanalysis of the 20th-century assimilating surface observations only (ERA-20C) 1–62.
- Raphael, M.N., Marshall, G.J., Turner, J., Fogt, R.L., Schneider, D., Dixon, D.A., Hosking, J.S., Jones, J.M., Hobbs, W.R. 2016. The Amundsen sea low: Variability, change, and impact on Antarctic climate. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 97, 111–121.
- Rasmusson, E.M. & Carpenter, T.H. 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/ El Nino (Pacific). *Mon. Weather Rev.*
- Ropelewski, C.F., Jones, P.D. 1987. An Extension of the Tahiti–Darwin Southern Oscillation Index. *Mon. Weather Rev.*
- SCAR. 2009. Antarctic Climate Change and The Environment. Scientific Committee on Antarctic Research, British Antarctic Survey, v. 1, 526 p.
- Simões, J. C. 2011. O papel do gelo antártico no sistema climático. *In*: Simões, J. C.; Garcia, C. A. E.; Evangelista, H.; Campos, L. S.; Mata, M. M. e Bremer, U. F. (eds). *Antártica e as Mudanças Globais: um desafio para a humanidade*. São Paulo, Edgard Blucher, p. 69–101.
- Schwanck, F., Simões, J.C., Handley, M., Mayewski, P.A., Auger, J.D., Bernardo, R.T., Aquino, F.E. 2017. A 125-year record of climate and chemistry variability at the Pine Island Glacier ice divide, Antarctica. *Cryosphere* 11, 1537–1552.
- Steig, E.J., Ding, Q., White, J.W.C., Küttel, M., Rupper, S.B., Neumann, T.A., Neff, P.D., Gallant, A.J.E., Mayewski, P.A., Taylor, K.C., Hoffmann, G., Dixon, D.A., Schoenemann, S.W., Markle, B.R., Fudge, T.J., Schneider, D.P., Schauer, A.J., Teel, R.P., Vaughn, B.H., Burgener, L., Williams, J., Korotkikh, E. 2013. Recent climate and ice-sheet changes in West Antarctica compared with the past 2,000 years. *Nat. Geosci.* 6, 372–375.
- Thoen, I.U., Simões, J.C., Lindau, F.G.L., Sneed, S.B. 2018. Ionic content in an ice core from the West Antarctic Ice Sheet: 1882–2008 A.D. *Brazilian J. Geol.* 48, 853–865.

- Thomas, E.R. & Abram, N.J. 2016. Ice core reconstruction of sea ice change in the Amundsen-Ross Seas since 1702 A.D. *Geophys. Res. Lett.* 43, 5309–5317.
- Thomas, E.R., Tetzner, D. 2019. The Climate of the Antarctic Peninsula during the Twentieth Century: Evidence from Ice Cores. In: *Antarctica - A Key To Global Change*. IntechOpen.
- Thomas, E.R., Dennis, P.F., Bracegirdle, T.J., Franzke, C. 2009. Ice core evidence for significant 100-year regional warming on the Antarctic Peninsula. *Geophys. Res. Lett.* 36, 2–6.
- Thomas, E.R., Hosking, J.S., Tuckwell, R.R., Warren, R.A., Ludlow, E.C. 2015. Twentieth century increase in snowfall in coastal West Antarctica. *Geophys. Res. Lett.* 42, 9387–9393.
- Thompson, D.W.J. & Solomon, S. 2002. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science* (80-.) 296, 895–899.
- Trenberth, K. E. 1997. The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78, 2771–2777.
- Trenberth, K.E. & Caron, J.M. 2000. The southern oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures, and precipitation. *J. Clim.* 13, 4358–4365.
- Trenberth, K.E. & Stepaniak, D.P. 2001. Indices of El Niño evolution. *J. Clim.* 14, 1697–1701.
- Trenberth, K. & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). Last modified 21 Jan 2020. "The Climate Data Guide: Nino SST Indices (Nino 1+2, 3, 3.4, 4; ONI and TNI)." Retrieved from <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/nino-sst-indices-nino-12-3-34-4-oni-and-tni>. Acessado em 27 de agosto de 2020.
- Turner, J. 1997. Variability of precipitation over the coastal western Antarctic Peninsula from synoptic observations. *J. Geophys. Res. Atmos.* 102, 13999–14007.
- Turner, J. 2004. The El Niño-Southern Oscillation and Antarctica. *Int. J. Climatol.* 24, 1–31.
- Turner, J., Phillips, T., Hosking, J.S., Marshall, G.J., Orr, A. 2013. The amundsen sea low. *Int. J. Climatol.* 33, 1818–1829.
- Turner, J. & Pendlebury, S. (eds) 2004. *The International Antarctic Weather Forecasting Handbook*. Cambridge, British Antarctic Survey, 663 p.

- Weare, C. B. & Nasstrom, J. 1982. Examples of Extended Empirical Orthogonal Function Analyses. *Mon. Weather Rev.*
- Wolff, E.W. 2012. Chemical signals of past climate and environment from polar ice cores and firn air. *Chem. Soc. Rev.* 41, 6247–6258.
- Yuan, X. & Li, C. 2008. Climate modes in southern high latitudes and their impacts on Antarctic sea ice. *J. Geophys. Res. Ocean.* 113, 1–13.
- Yuan, X. & Martinson, D.G. 2001. The Antarctic dipole and its predictability. *Geophys. Res. Lett.* 28, 3609–3612.

7. Artigos

Artigo 1 – A variabilidade climática do oceano Pacífico Sul no período 1900–2010 nos registros ambientais da Antártica Ocidental

Artigo submetido para a Revista Brasileira de Climatologia em 08 de outubro de 2020.

13/10/2020

Gmail - [ABCLima] Agradecimento pela submissão



José Mauro Dalla Rosa <jmaurodallarosa@gmail.com>

[ABCLima] Agradecimento pela submissão

1 mensagem

revistas_ojs@ufpr.br <revistas_ojs@ufpr.br>

8 de outubro de 2020 01:47

Responder a: Comissão Editorial <rbclima2014@gmail.com>

Para: "Sr. José Mauro Dalla Rosa" <jmaurodallarosa@gmail.com>

Sr. José Mauro Dalla Rosa,

Agradecemos a submissão do trabalho "A variabilidade climática do oceano Pacífico Sul no período 1900–2010 nos registros ambientais da Antártica Ocidental" para a revista Revista Brasileira de Climatologia. Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:

<https://revistas.ufpr.br/revistaabclima/author/submission/77241> Login: jmaurodallarosa

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

Comissão Editorial
Revista Brasileira de Climatologia

Revista da ABCLima
<http://ojs.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/abclima>

A variabilidade climática do oceano Pacífico Sul no período 1900–2010 nos registros ambientais da Antártica Ocident

DALLA ROSA, J. M.^{1,2}; SIMÕES, J. C.^{1,2,3}; REIS, P. A.²; AQUINO, F. E.²;
THOEN, I. U.²; BERNARDO, R.²; AUGER, J. D.²

- (1) Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9.500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, Brasil
- (2) Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9.500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, Brasil
- (3) Climate Change Institute, University of Maine, Orono, ME 04469-5790, EUA.

ABSTRACT:

The climatic evolution of the South Pacific Ocean from 1900 to 2010 and its environmental role over West Antarctica is shown in this article by interpreting ERA-20 reanalysis (European Center for Medium-Range Weather Forecasts - ECMWF) and the regional temperature obtained indirectly (by proxy) from the analysis of two ice cores (Mount Johns and Ferrigno) from the West Antarctic ice sheet. The sea surface temperature (SST) increased in almost the entire South Pacific Ocean from 1900 to 2010; the Equatorial Pacific increased by 2.1 °C from 1916 to 1997, while in the middle-latitudes of the South Pacific the increase was 1.1 °C from 1923 to 2001. This increase occurred concurrently with the positive trend of the Southern Annular Mode (SAM) and a change in the sign of the mean sea level pressure (MSLP) anomaly from 1960, increasing atmospheric pressure at middle-latitudes and decreasing around Antarctica in the circumpolar low-pressure zone. Consequently, strengthening the Amundsen Sea Low (ASL) and then changing the pattern of the northerly wind anomaly (v) at 850-hPa between medium and high latitudes in the South Pacific. Since 1960, a greater flow from north to south (onshore) has predominated from the southeast South Pacific to the north of West Antarctica. Such changes resulted in a reduction of the sea ice extent in the Amundsen and Bellingshausen seas and an increase in average atmospheric temperature primarily in the coastal region of West Antarctica, as demonstrated by the Ferrigno ice core record. Conversely, the Mount Johns region does not show the same trend in atmospheric temperature, as it is largely influenced by cold air masses from the Antarctic ice sheet interior.

KEYWORDS: South Pacific Ocean; West Antarctica; Climatology

RESUMO:

A evolução climática do oceano Pacífico Sul entre 1900 e 2010 e seu papel ambiental sobre a Antártica Ocidental é mostrado neste artigo pela interpretação de reanálises ERA-20 (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* - ECMWF) e pela análise indireta (*proxys*) de dois testemunhos de gelo (Monte Johns e Ferrigno) do manto de gelo antártico ocidental. A temperatura da superfície do mar (TSM) aumentou em praticamente todo o oceano Pacífico Sul entre 1900 e 2010, no Pacífico Equatorial aumentou 2,1°C entre 1916 e 1997, enquanto nas latitudes médias do Pacífico Sul o aumento foi de 1,1°C entre 1923 e 2001. Este aumento ocorreu concomitantemente à tendência positiva do Modo Anular Sul (SAM) e uma mudança do sinal da anomalia da pressão média ao nível do mar (PMNM) a partir principalmente de 1960, aumentando a pressão atmosférica em latitudes médias e diminuindo ao redor da Antártica na zona de baixa pressão circumpolar. Consequentemente, fortalecendo a Baixa do Mar de Amundsen (BMA) e mudando então o padrão da anomalia do vento meridional (*v*) em 850-hPa entre latitudes médias e altas no Pacífico Sul. A partir de 1960 predominou um maior fluxo de norte para sul (*onshore*) do sudeste do Pacífico Sul para o norte da Antártica Ocidental. Tais mudanças resultaram na redução na extensão do gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen e na elevação na temperatura atmosférica média principalmente na região costeira da Antártica Ocidental, como demonstrado pelo registro do testemunho de gelo Ferrigno. Já a região do monte Johns não mostra a mesma tendência na temperatura atmosférica, pois sofre maior influência de massas de ar frias do interior do manto de gelo Antártico.

PALAVRAS-CHAVE: Oceano Pacífico Sul; Antártica Ocidental; Climatologia

1. INTRODUÇÃO

O oceano Pacífico Sul e a Antártica são os principais reguladores climáticos do Hemisfério Sul. A Baixa do Mar de Amundsen (BMA), localizada entre o Pacífico Sul e a Antártica Ocidental, é o principal controlador climático responsável por trocas de temperatura e umidade entre latitudes médias desse oceano com aquele continente (BROMWICH et al., 2013; TURNER et al., 2013). A variabilidade climática no oceano Pacífico Sul exerce importante papel sobre a região da BMA (TURNER et al., 2013) através de conexões atmosféricas promovidas pelas ondas de Rossby e modos de variabilidade de larga escala, como o Modo Anular Sul (SAM em inglês, *Southern Annular Mode*, como geralmente é conhecido), o fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e o Modo Pacífico-Sul-Americano (PSA em inglês, *Pacific South American Mode*). Uma tendência positiva do SAM desde os anos de 1960 (THOMPSON e SOLOMON, 2002; MARSHALL, 2003), resultou em mais ciclogênese no oceano Pacífico Sul, deslocamento em direção ao polo da corrente de jato polar e dos ventos de oeste, e aprofundamento da BMA. Contribuindo, assim, para uma maior advecção de massas de ar relativamente quentes oriundas do Pacífico Sul/Sudeste para o interior da Antártica Ocidental. Causando alterações na temperatura média do ar, na extensão de gelo marinho, acumulação de neve e balanço de massa do gelo regional (TURNER et al., 2013; MAYEWSKI et al., 2017).

O manto de gelo da Antártica Ocidental é potencialmente instável e estudos recentes indicam mudança na sua dinâmica, mudanças no balanço de massa e retração de suas frentes nas últimas décadas, em resposta a variabilidade climática do Pacífico Sul (DING et al., 2011; HOLLAND et al., 2020). A instabilidade dinâmica dessa massa de gelo (devido ao seu substrato gelo/rocha encontrar-se abaixo do nível médio dos mares - nmm - poderia causar rapidamente (décadas a séculos) seu colapso parcial e aumento do nmm (BROMWICH et al., 2013; MAYEWSKI et al., 2013; THOMAS et al., 2015).

O conteúdo isotópico (medido pelas razões D/H e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), conteúdo iônico e elementos traços proveem indiretamente (*by proxy*) informações sobre a variabilidade climática do oceano Pacífico Sul/Sudeste. São importantes ferramentas para investigar as variações ambientais, pois os dados meteorológicos instrumentais são recentes, escassos e restritos a poucos sítios na Antártica e Pacífico Sul, dificultando a análise ambiental. Reanálises climáticas do século XX, como a (ERA-20C - *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF)), são também importantes para a reconstrução da climatologia do Hemisfério Sul antes da utilização de dados de sensoriamento remoto (BROMWICH et al., 2013; STEIGT et al., 2013; THOMAS et al., 2013; POLI et al., 2015).

Neste trabalho investigamos a variabilidade climática no oceano Pacífico Sul entre 1900 e 2010, e seu papel sobre o clima da Antártica Ocidental (AO), através da interpretação de reanálises ERA-20C (ECMWF), e por seus registros indiretos em dois testemunho de gelo, Monte Johns (79°55'S, 94°23'W; 2.100 m altitude), e Ferrigno (74°34'S, 86°54'W; 1.354 m altitude), (Figura 1).

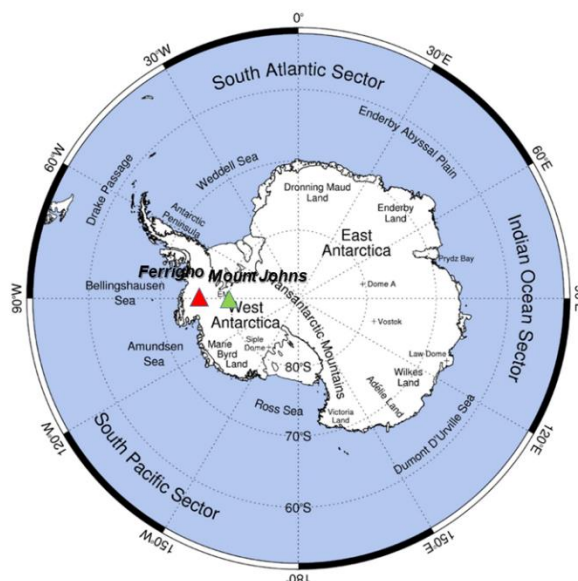


Figura 1 - Localização dos dois sítios dos testemunhos de gelo usados neste artigo, Monte Johns, triângulo verde ($79^{\circ}55'S$, $94^{\circ}23'W$) e Ferrigno, triângulo vermelho ($64^{\circ}05'S$, $59^{\circ}39'W$) na Antártica Ocidental. Fonte: Modificado de SCAR (2014).

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. ERA-20C reanálises climáticas

A reanálise ERA-20C desenvolvida pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) é uma reanálise do clima global que cobre o período 1900–2010 (POLI et al. 2016). Usa um modelo acoplado atmosfera/superfície da terra/oceano com observações meteorológicas da superfície terrestre. A principal diferença com a reanálise ERA-Interim (BERRISFORD et al. 2011) é o período de tempo coberto, pois o ERA-20C inclui dados anteriores a 1979 quando não existiam observações por satélites e os dados meteorológicos eram principalmente observacionais de estações meteorológicas e navios nos oceanos (POLI et al., 2015, 2016).

Nós utilizamos os parâmetros da reanálise ERA-20: temperatura da superfície do mar (TSM- $^{\circ}C$), pressão média ao nível do mar (PMNM-hPa) e vento meridional (v-m/s) em 850-hPa. A TSM da reanálise ERA-20 é oriunda do *Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set* (HadISST-2.1.0.0), um conjunto de reconstruções da TSM que cobre o período entre 1899 e 2010 (POLI et al., 2015). Utilizamos uma resolução espacial de $0,5^{\circ}$, entre $10^{\circ}N$ e $90^{\circ}S$, para investigar a variabilidade climática no oceano Pacífico Sul no período 1910–2010. Calculamos as anomalias dos parâmetros a cada vinte anos a partir da climatologia 1900–2010.

2.3. Análises glacioquímicas

Neste trabalho foram utilizados os 46 m superiores do testemunho de gelo Monte Johns perfurado na geleira da Ilha Pine na Antártica Ocidental no verão austral de 2007/2008. O testemunho foi datado pelas variações sazonais do sulfato não proveniente de sal marinho (*non-sea salt sulphates*, nssSO_4^{2-}) com pico no verão, e do sódio (Na^+) com pico no inverno (THOEN et al. 2018). A razão de isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$), também utilizada para estimar a temperatura da atmosfera no sítio do testemunho, foi determinada através do instrumento *Espectrômetro a Laser de Cavidade Ressonante do tipo Ring-Down (Wavelength-Scanned Cavity Ring-Down Spectroscopy - WS-CRDS; modelo L2130-i, Picarro Inc., EUA* (SCHWANCK et al. 2017; THOEN et al. 2018). Para interpretação do registro ambiental do testemunho foram utilizados dois *proxies*, Na^+ (sódio) e o $\delta^{18}\text{O}$. Foi utilizado também variações de δD do testemunho de gelo Ferrigno (74°34'S, 86°54'W; 1.354 m altitude), analisado por Thomas et al. (2013), no período de 1900–2010, para comparação com dados de $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho de gelo Monte Johns, acessados em [<https://ramadda.data.bas.ac.uk/repository/entry/show/?entryid=6ffa3d36-a521-44f7-9e12-213458dafce3>]

3. RESULTADOS

3.1. Climatologia do oceano Pacífico Sul entre 1900 e 2010

O transporte de calor do oceano para atmosfera nos trópicos, via evaporação, é o principal contribuinte para teleconexões atmosféricas de larga escala ao redor do globo. Além de impulsionar circulações regionais como a célula de Walker e Hadley, o aquecimento latente anômalo e associada divergência troposférica são fontes para propagação de ondas de Rossby em escala planetária, controlando as trilhas de tempestades (TRENBERTH, 2011; CHENG et al., 2019).

A Figura 2, mostra a variabilidade da TSM no Hemisfério Sul (HS) entre 1900 e 2010, a partir de reanálises ERA-20 a cada vinte anos, com destaque para o oceano Pacífico Sul. Nota-se que houve um gradual e abrangente aumento da TSM no Pacífico Sul ao longo dos 110 anos. Até os anos 1940 (Figura 2a, 2b) predominaram anomalias negativas na TSM no oceano Pacífico Sul, com exceção da sua região sudeste (*i.e.*, norte da AO), onde se destaca uma anomalia positiva, provavelmente devido a erro da reanálise para essa região. A partir de aproximadamente 1940 essas anomalias começam a ficar positivas. As latitudes médias no oceano Pacífico Sul tem um visível aquecimento de 1981 até 2010 (Figura 2e, 2f) e especificamente a leste da Nova Zelândia.

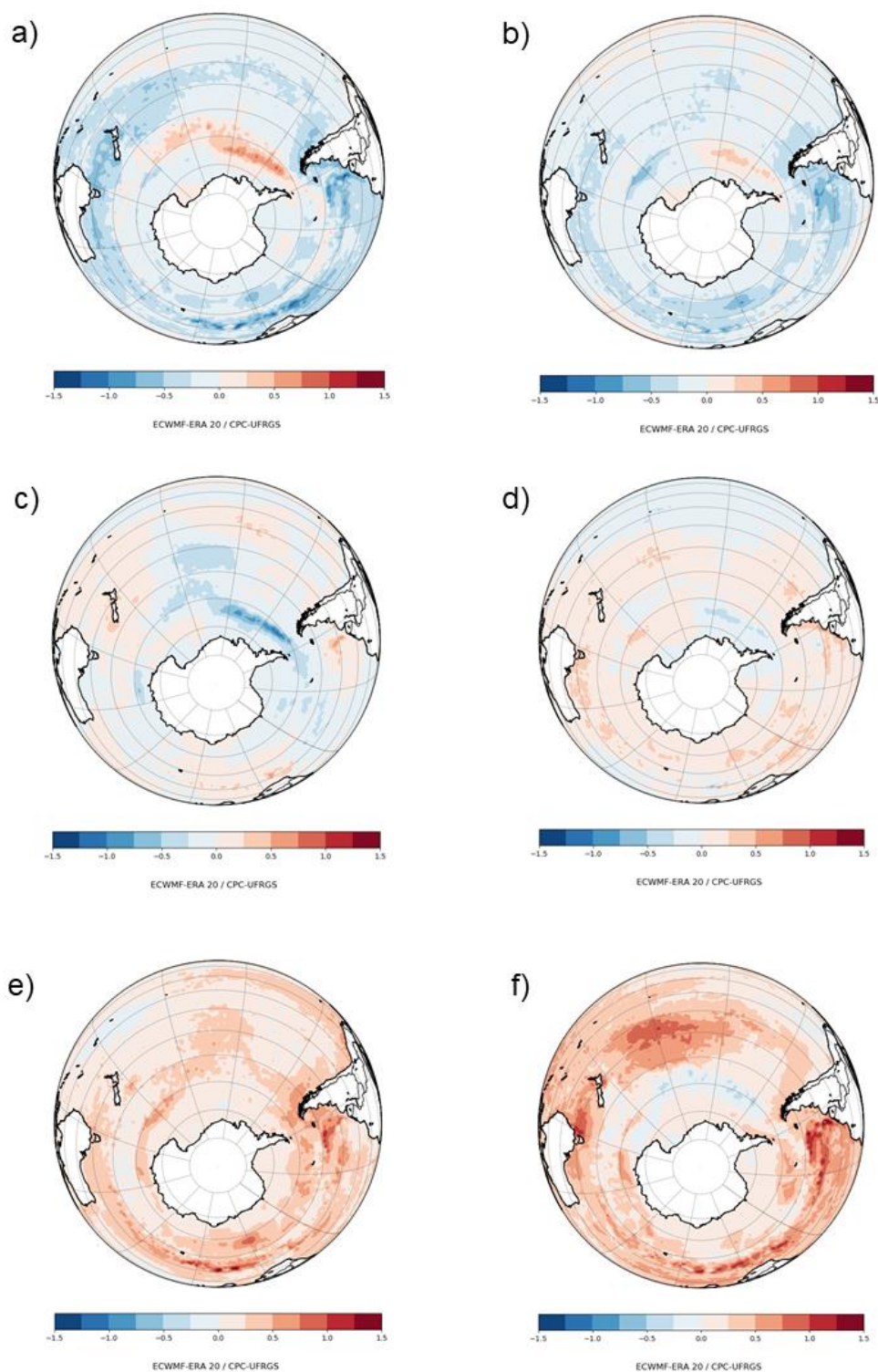


Figura 2 - Reanálises climáticas do Hemisfério Sul ERA-20 (ECMWF) da anomalia anual da temperatura da superfície do mar (TSM-°C) entre 1900 e 2010, divididos em vinte anos*(vinte um). (a) 1900-1920*; (b) 1921-1940; (c) 1941-1960 (d) 1961-1980; (e) 1981-2000; (f) 2001-2010** (Intervalo com dez anos).
Fonte: ECMWF / CPC-UFRGS.

Na Figura 3 pode-se observar a tendência da TSM em faixas latitudinais derivadas da reanálise ERA-20, entre 10°N–10°S, 40°S–60°S e 30°S–60°S (anomalia da TSM produzida pela NOAA). Em todos os setores do Pacífico Sul houve tendência de aumento da TSM no período 1900–2010 (Tabela 1). Na região Equatorial, entre 10°N e 10°S, a tendência foi de + 0,007 °C a⁻¹ entre 1900 e 2010 com o valor máximo médio de 28,4 °C registrado em 1997. Nota-se também o sinal do ENOS na variabilidade da TSM nessa faixa latitudinal (Figura 3a). Entre as latitudes 40°S e 60°S a tendência da TSM foi de + 0,008 °C a⁻¹ entre 1900 e 2010 com o valor máximo médio registrado de 12,6 °C em 2001. Nessas latitudes a tendência de aquecimento começou já na década de 1930 (Figura 3b, 3c).

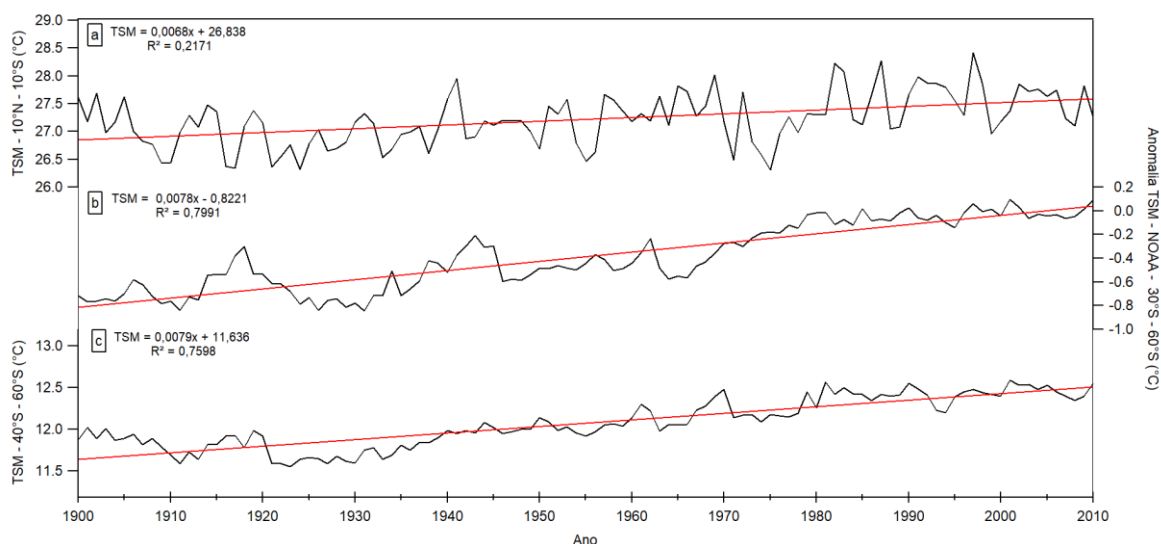


Figura 3 - Temperatura da superfície do mar média (TSM-°C) no período de 1900–2010, derivada da reanálise ERA-20, em faixas latitudinais no oceano Pacífico* (a) entre 10°N–10°S, (b) entre 30°S–60°S (*anomalia da TSM, Produzida pela NOAA para todo o globo entre essas latitudes), (c) entre 40°S–60°S. *<https://www.ncei.noaa.gov/data/noaa-global-surface-temperature/v5/access/timeseries/>

Embora tenha ocorrido um aquecimento geral no oceano Pacífico Sul no período analisado, na região a leste da Nova Zelândia (Coordenadas: 40°S, 150°W) o aquecimento da superfície do oceano foi maior (+ 0,008°C a⁻¹ do Pacífico Sul, figura 4b). A amplitude também foi a maior, 2,3°C, com o mínimo médio de 11,8 °C em 1911 e o máximo médio de 14,1°C em 2004. Já na região Equatorial (coordenadas:10°S, 120°W) a tendência de aquecimento foi menor (+ 0,003°C a⁻¹) com amplitude de 1,8°C, entre o mínimo de 23,8°C em 1955 e o máximo de 25,6°C em 1983 (Figura 4a).

Tabela 1 - Estatísticas da temperatura da superfície do mar (TSM-°C), em faixas latitudinais e pontos no oceano Pacífico, entre 1900 e 2010 (tendência anual).

TSM (°C)	MIN	MAX	MÉDIA	AMPLITUDE	TENDÊNCIA	DESVIO PADRÃO
10°N-10°S	26,3	28,4	27,2	2,1	+ 0,007	0,5
40°S-60°S	11,5	12,6	12,1	1,0	+ 0,008	0,3
10°S-120°W	23,8	25,6	24,6	1,8	+ 0,003	0,3
40°S-150°W	11,8	14,1	12,8	2,3	+ 0,008	0,4

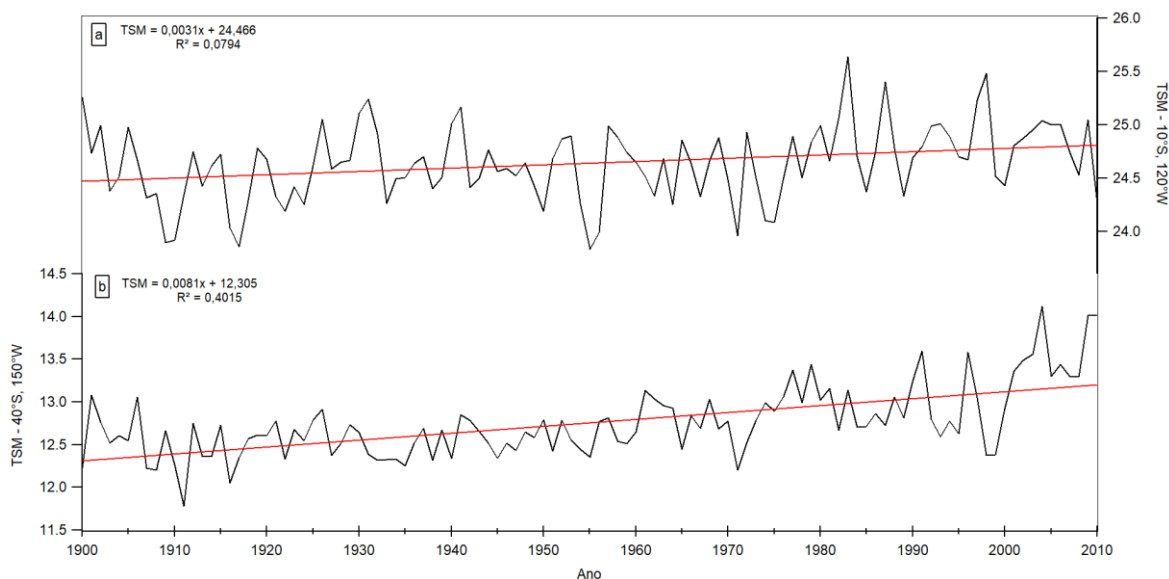


Figura 4 - Temperatura da superfície do mar média (TSM-°C) derivada da reanálise ERA-20, entre o período de 1900 e 2010, em pontos no oceano Pacífico (a) coordenadas 10°S, 120°W, (b) coordenadas 40°S, 150°W.

A figura 5 mostra o comportamento da pressão atmosférica média ao nível do mar (PMNM) entre 1900 e 2010 a cada vinte anos, no oceano Pacífico Sul. Existe uma clara e gradual mudança no comportamento da PMNM da década de 1900 até a década de 2010, onde predomina uma anomalia positiva em altas latitudes (~60°S) e anomalia negativa em latitudes médias do Hemisfério Sul (~40°) no começo do século XX. Gradualmente, ocorre inversão no sinal dessas duas anomalias até o final do século XX e começo do século XXI.

Na Figura 5a, entre 1900 e 1920, é observável uma anomalia positiva da PMNM ao norte da Antártica Ocidental e outra negativa a leste da Nova Zelândia. Na Figura 5f, entre 2001 e 2010, o norte da Antártica Ocidental passa a mostrar uma anomalia negativa, e existe uma anomalia positiva da PMNM destacada na região central do oceano Pacífico Sul nas latitudes médias. Na Figura 5c, 5d, entre os anos de 1941 e 1980, as anomalias da PMNM são moderadas sobre o oceano Pacífico Sul, mostrando um período de transição.

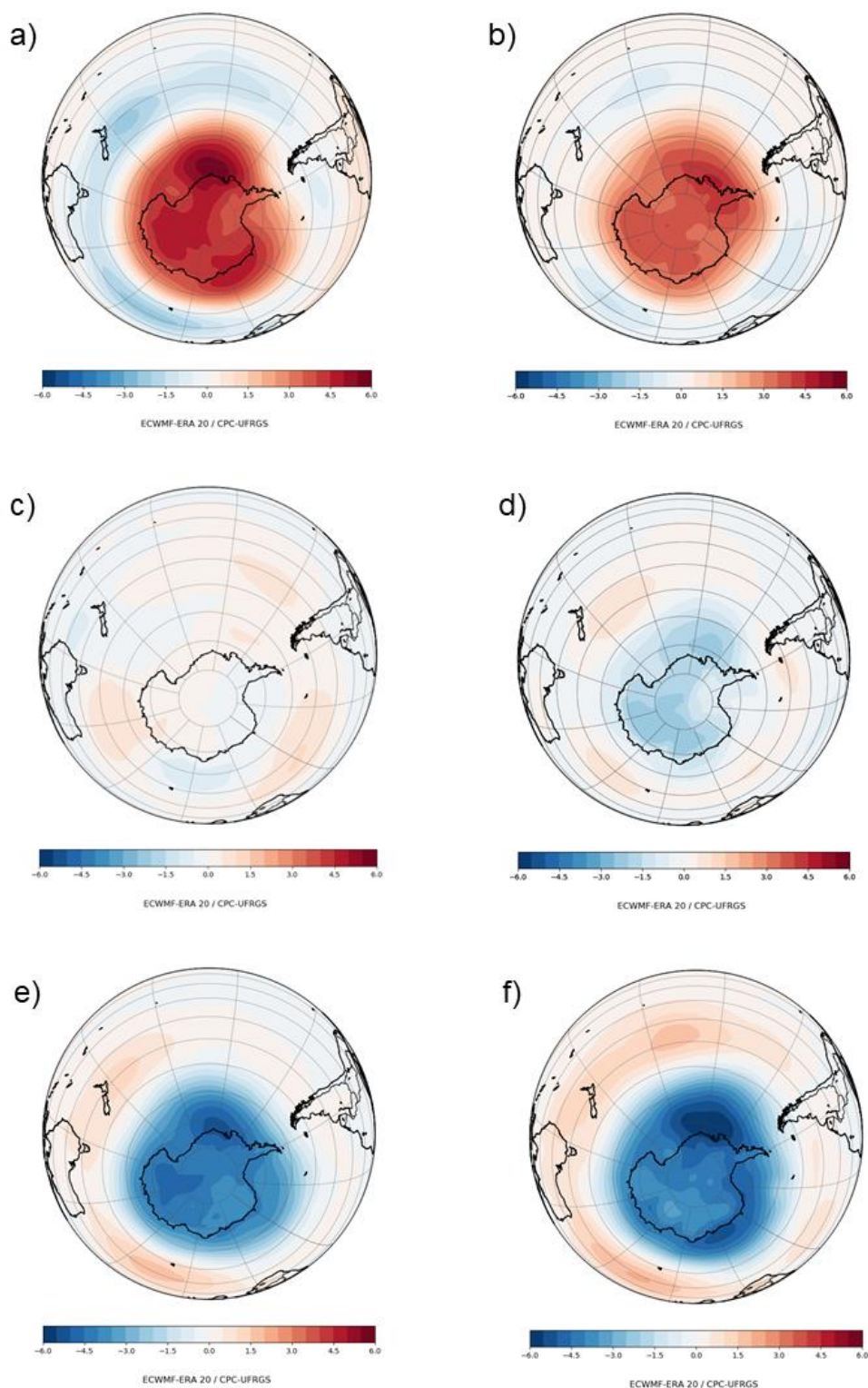


Figura 5 - Reanálises climáticas do Hemisfério Sul ERA-20 (ECMWF) da Anomalia anual da pressão média ao nível do mar (PMNM-hPa) entre 1900 e 2010, divididos em vinte anos*(vinte um): (a) 1900–1920*; (b) 1921–1940; (c) 1941–1960 (d) 1961–1980; (e) 1981–2000; (f) 2001–2010** (intervalo com dez anos). Fonte: ECMWF / CPC-UFRGS.

Essa mudança no padrão da anomalia da PMNM entre latitudes médias ($\sim 40^\circ$) e altas ($\sim 60^\circ\text{S}$) ao longo do século XX e começo do século XXI, é também decorrente da mudança do sinal do SAM, de uma fase negativa no começo do século XX para uma fase positiva a partir da década de 1960. Esta tendência positiva do SAM, reforça o gradiente de pressão atmosférica no Hemisfério Sul, fortalecendo e contraindo a corrente de jato e os ventos de oeste em direção ao polo, influenciando nas temperaturas na Antártica (THOMPSON e SOLOMON, 2002; MARHALL, 2003; JONES et al., 2009; ABRAM et al., 2014).

Concomitantemente com a mudança do sinal da anomalia da PMNM no oceano Pacífico Sul, ocorreu também uma alteração do padrão da anomalia do vento meridional (v) em 850-hPa entre latitudes médias e altas do Pacífico Sul ($40^\circ\text{S}/60^\circ\text{S}$) no período 1900–2010 (Figura 6). No começo do século XX, entre os anos 1900 e 1920 (Figura 6a), predominou anomalia positiva do vento meridional (*offshore*) de sul para norte, do norte da AO em direção ao oceano Austral (mares de Amundsen e Bellingshausen) e sudeste do Pacífico Sul. Na região do mar de Ross ao noroeste da AO, ocorreu anomalia negativa do vento meridional (norte/sul), das latitudes médias do Pacífico Sul para o interior da AO (*onshore*), na região da plataforma de gelo Ross entre os anos 1900 e 1920.

Esse padrão de comportamento do vento meridional, no começo do século XX, mostra que prevaleceu um maior fluxo atmosférico de sul para norte (frio e seco) da AO para a região do mar de Bellingshausen, e um maior fluxo atmosférico e transporte de umidade e calor de latitudes médias do Pacífico Sul para a região da plataforma de gelo Ross. Na Figura 6b, entre 1921 e 1940, ocorreu o mesmo padrão de anomalia do vento meridional do período 1900–1920, mas menos marcado. Entre os anos de 1941 e 1960 (Figura 6c), não ocorreu um padrão bem definido de anomalia do vento meridional na região do oceano Pacífico Sul.

Já entre 1961 e 1980 (Figura 6d), o padrão do comportamento do vento meridional começa a mudar no Pacífico Sul. No mar de Bellingshausen, ao norte da AO a anomalia do vento meridional teve sinal contrário. Prevaleceu, então, um maior fluxo de norte para sul (*onshore*) do sudeste do Pacífico Sul em direção ao norte da AO. Na região do mar de Ross, ocorre uma anomalia positiva do vento meridional (sul/norte) favorecendo o deslocamento atmosférico da AO (frio/seco) para o oceano Austral (mar de Ross). Essa tendência do padrão do fluxo do vento meridional continua até o fim do século XX e início do século XXI.

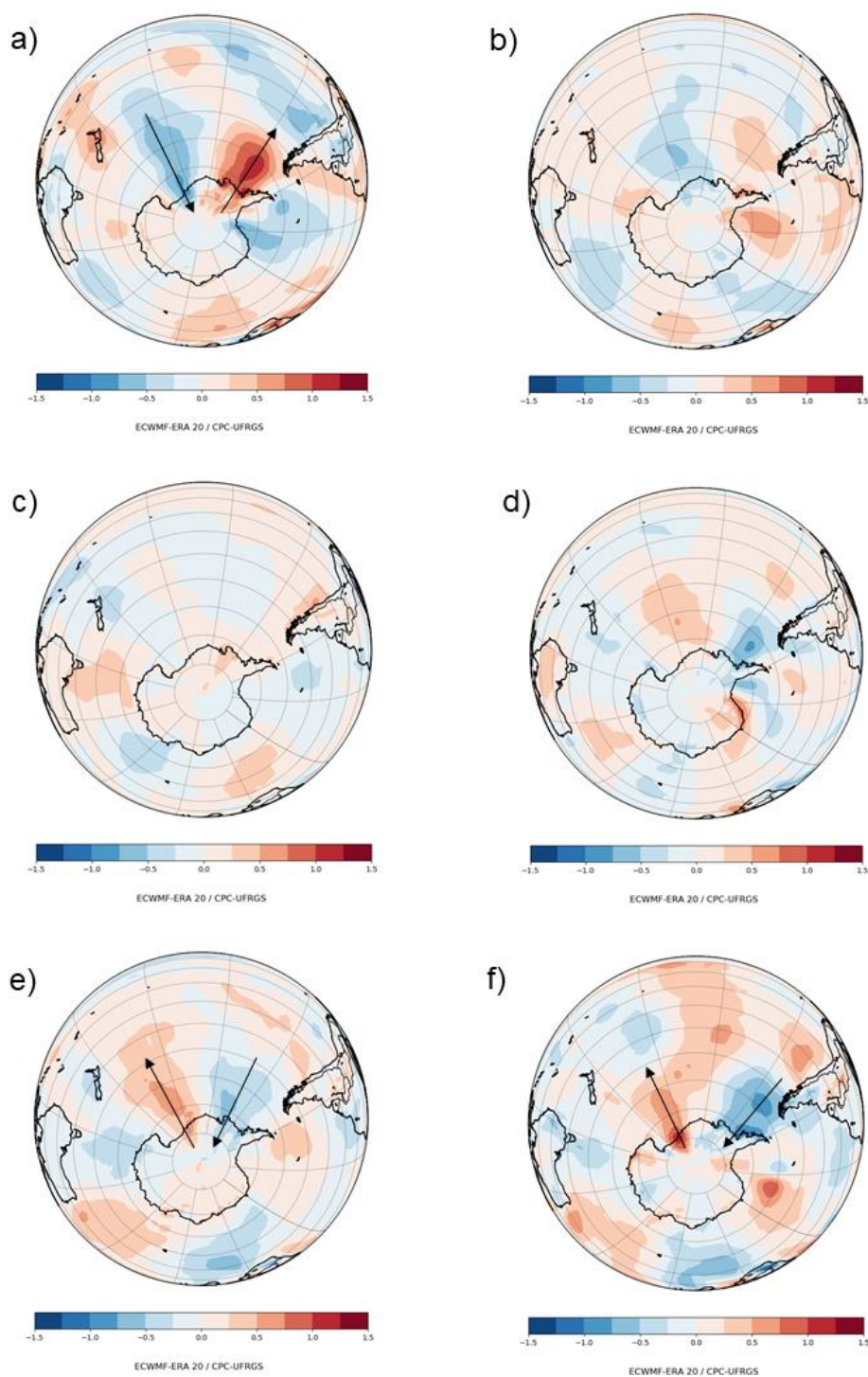


Figura 6 - Reanálises climáticas do Hemisfério Sul ERA-20 (ECMWF), da anomalia anual do vento meridional em 850-hPa (v), entre 1900 e 2010, divididos em vinte anos *(vinte um): (a) 1900–1920*; (b) 1921–1940; (c) 1941–1960 (d) 1961–1980; (e) 1981–2000; (f) 2001–2010** (Intervalo com dez anos).
 Fonte: ECMWF / CPC-UFRGS.

3.2. O registro ambiental na Antártica Ocidental

A preservação da neve em regiões polares fornece um excelente registro de condições paleoambientais. Através da análise detalhada da física e química da neve, *firn* e gelo de testemunhos perfurados nos mantos de gelos polares (Antártica e Groenlândia). Eles podem fornecer informações paleoclimáticas de mais de 800.000 mil anos antes do presente em testemunhos de gelo coletados na Antártica (WOLFF, 2012).

Por exemplo, análise de isótopos estáveis em testemunhos de gelo são amplamente utilizados para datação relativa e estimar a temperatura em regiões polares desde o pioneiro trabalho de Dansgaard (1964). A razão de isótopos estáveis da água em testemunhos de gelo (δD e $\delta^{18}O$) são uma importante "ferramenta" para mostrar a variabilidade temporal e sazonal da temperatura em regiões polares, podendo diferenciar as precipitações de inverno das de verão, tanto em escala interanual, como em escala milenar, identificando ciclos glaciais e interglaciais (WOLFF, 2012). Os registros do testemunho Vostok mostram, segundo Petit et al. (1999), que o resultado do processo de fracionamento isotópico ($\delta^{18}O$ ou δD) na Antártica Oriental é linearmente relacionada com a temperatura de precipitação da neve. E são usados tradicionalmente como proxies de temperatura (BROOK e BUIZERT, 2018).

Os testemunhos de gelo também provem material particulado (aerossóis) presente no gelo e *firn*, tanto micropartículas como espécies químicas, íons majoritários e elementos traços são depositados pela neve nas regiões polares e mostram variação sazonal, devido a mudanças ambientais locais e globais (LEGRAND e MAYEWSKI, 1997; WOLFF, 2012). O ciclo sazonal de cada espécie iônica química depositada [cátions e ânions] (como Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , MSA, Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-}), fornece informações sobre a origem da massa de ar, vias de transporte, intensidade de transporte, entre outras (LEGRAND e MAYEWSKI, 1997; WOLFF, 2012).

Por exemplo, a concentração de aerossóis de origem marinha (sal marinho) e terrestre, no testemunho de gelo Vostok (70°28'S, 106°48'E) mostram maior concentração em períodos glaciais do que em interglaciais, existindo uma anticorrelação com a temperatura. A maior concentração de aerossóis marinhos na Antártica, atualmente, ocorre no inverno/primavera, concomitantemente com a máxima extensão de gelo marinho sazonal no Hemisfério Sul (LEGRAND e MAYEWSKI, 1997; PETIT et al., 1999).

O registro de 108 anos do isótopo de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e do sódio (Na^+) no testemunho Monte Johns e de 110 anos do isótopo de hidrogênio (δD) no testemunho Ferrigno são mostrados na Figura 10.

A variação do sódio no perfil do testemunho Monte Johns (Figura 10a), mostra tendência de diminuição no período analisado ($-0,083 \mu\text{g L}^{-1}$). Entre os anos de 1902 e 1932 os valores anuais médios de sódio ficaram em torno dos $22 (\mu\text{g L}^{-1})$, passando para aproximadamente $30 (\mu\text{g L}^{-1})$ entre 1932 e 1943. Decaindo a partir daí, sendo o mínimo registrado em 2005 ($8,6 \mu\text{g L}^{-1}$). A Figura 10b, mostra o perfil dos valores médios anuais do isótopo de oxigênio da água ($\delta^{18}\text{O}$) também no testemunho Monte Johns (AO). Não existe uma tendência estatisticamente significativa na variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ no período analisado, entre 1900 e 2008, os valores variaram em torno da média ($-36,20\text{‰}$). Na Figura 10c, os valores do isótopo de hidrogênio (δD) do testemunho Ferrigno (analisado por Thomas et al. 2013), também na Antártica Ocidental, mostram tendência de aumento da temperatura isotópica ao longo do perfil do testemunho ($+0,078 \text{ a}^{-1}\text{‰}$) principalmente a partir da década de 1960.

Variações da razão $\delta^{18}\text{O}$ e δD são linearmente relacionados com a temperatura de precipitação da neve, podendo diferenciar as precipitações de inverno das de verão (Petit et al., 1999; Wolff, 2012). Comparando-se as tendências de $\delta^{18}\text{O}$ e δD dos testemunhos Monte Johns e Ferrigno, se verifica que neste último existe tendência de aumento dos valores isotópicos do δD , no testemunho Monte Johns essa tendência não é observada (Figura 7).

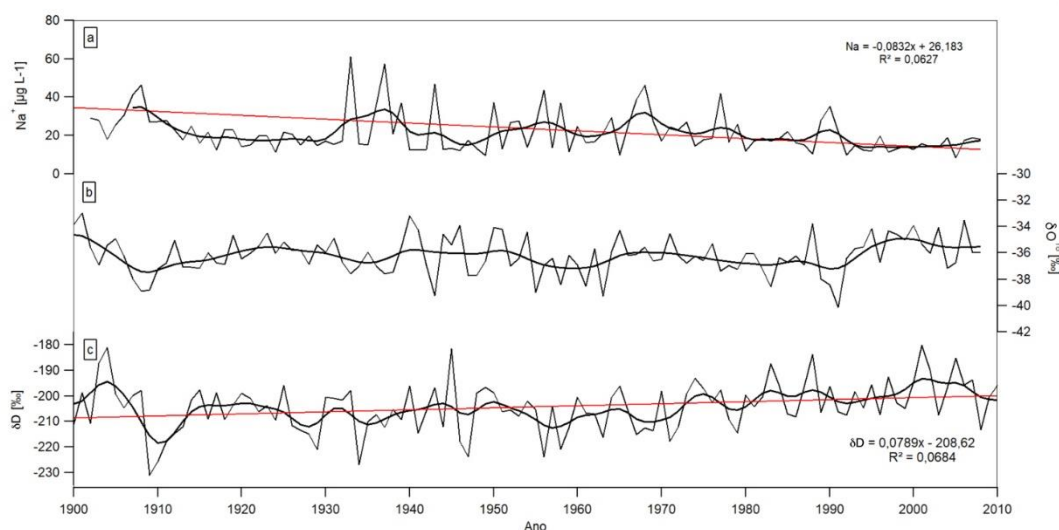


Figura 7 - Perfil do (a) sódio (Na^+), (b) razão de isótopo de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) do testemunho Monte Johns, e (c) hidrogênio (δD) do testemunho Ferrigno, ambos na Antártica Ocidental.

4. DISCUSSÃO

O aquecimento nos trópicos controla a circulação atmosférica em larga escala, através de teleconexões causadas principalmente pela perda de calor do oceano para atmosfera via evaporação (TRENBERTH, 2011; CHENG et al., 2019).

Mudanças na estrutura térmica da atmosfera são um resultado do efeito radiativo direto e mudanças na TSM. O aumento da temperatura na região equatorial/tropical altera a estrutura térmica atmosférica levando ao fortalecimento e expansão da célula de Hadley em direção ao polo (Sul) (HUDSON, 2012; HU et al., 2018).

Um possível fortalecimento da célula de Hadley em decorrência do aumento da TSM, observado entre 1900 e 2010 (Figura 2), e consequente aquecimento atmosférico, fortalece o ramo descendente da célula de Hadley. Aumentando a pressão atmosférica em latitudes médias do Pacífico Sul, diminuindo a quantidade de nuvens e precipitação e, elevando a incidência de radiação de ondas curtas solar na região. Contribuindo, assim, para um maior aumento da temperatura do ar e da TSM, como observado na região a leste da Nova Zelândia (Figura 8).

A ligação da TSM tropical com áreas remotas descritas como "pontes atmosféricas", podem resultar em mudanças no fluxo de calor da superfície do oceano, devido a modificação da circulação das células de Walker e Hadley. Podendo atuar como um gerador de ondas de Rossby em altas latitudes (LIU e ALEXANDER, 2007). A área de convecção no Pacífico Tropical se desloca da Indonésia em eventos de La Niña, para próximo a linha internacional da data, durante eventos de El Niño. Assim a resposta em latitudes médias do ENOS varia segundo a sua fase fria ou quente, podendo mudar a região de atuação em latitudes médias através da modulação dos anticiclones subtropicais (TURNER, 2004; YUAN et al., 2018).

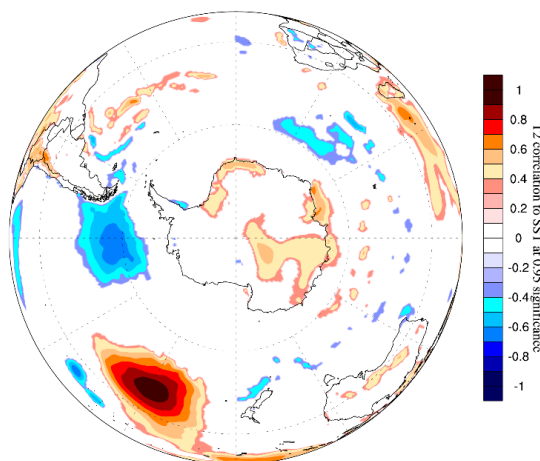


Figura 8 - Correlação entre a temperatura do ar em 2 metros (T2) ERA-Interim (ECMWF), e a TSM nas coordenadas 40°S, 150°W no Pacífico Sul, derivada da Reanálise ERA-20 (ECMWF) para o período 1979–2010, com nível de significância de 0,95. Fonte: CCI-U.MAINE / ECMWF / CPC-UFRGS.

https://traveler.um.maine.edu/reanalysis/monthly_correl/

Por outro lado, diversos trabalhos têm constatado uma fase positiva do SAM nas últimas décadas, principalmente desde 1960. Essa fase positiva é mais destacada no outono (m-a-m) e verão (d-j-f) e é atribuída também a destruição do ozônio estratosférico. Essa tendência acarreta em um fortalecimento da pressão atmosférica em latitudes médias ($\sim 40^\circ\text{S}$), diminuição da pressão atmosférica ao redor da Antártica ($\sim 65^\circ\text{S}$), intensificação e deslocamento em direção ao polo dos ventos de oeste e faixa de tempestades que circundam a Antártica (MARSHALL, 2003; NICOLAS e BROMWICH, 2011; THOMPSON et al., 2011; ABRAM et al., 2014).

Uma expansão da célula de Hadley, aliado a tendência do SAM positivo desde a década de 1960, contribuem para o fortalecimento da PMNM em latitudes médias do Pacífico Sul no mesmo período (Figura 5). Maior PMNM no Pacífico Sul, aumentou o fluxo meridional, alimentando com umidade e calor proveniente das latitudes médias do Pacífico Sul à zona da baixa circumpolar Antártica (Figura 9a,b).

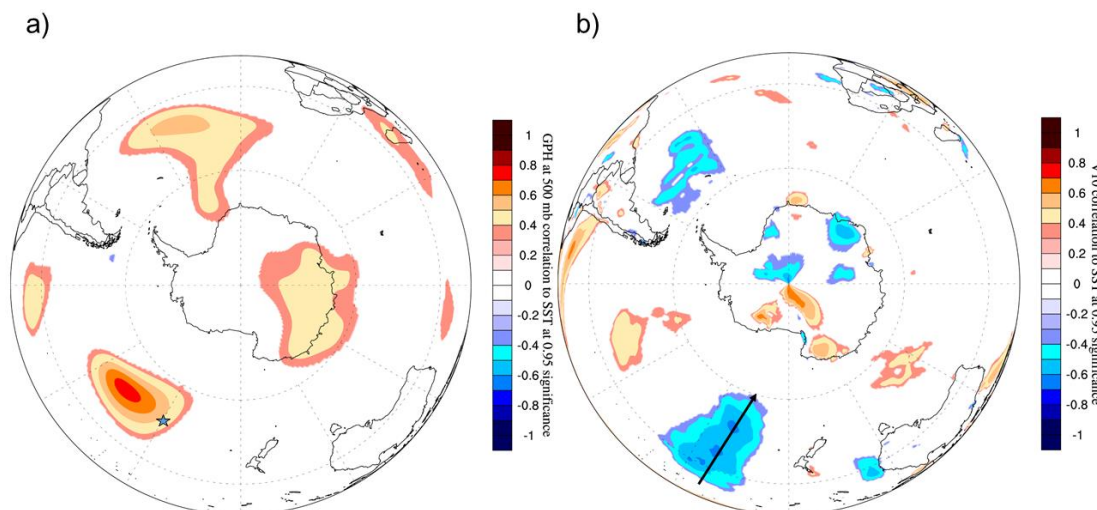


Figura 9 - Correlação (a) entre a altura geopotencial em 500 (mb) ERA-Interim (ECMWF), e a TSM(°C) nas coordenadas 40°S, 150°W (estrela) no Pacífico Sul, derivada da reanálise ERA-20 (ECMWF); e (b) vento meridional em 10 metros (V10) ERA-Interim (ECMWF) e a SST (°C) nas coordenadas 40°S, 150°W no Pacífico Sul, derivada da reanálise ERA-20 (ECMWF) no período entre 1979 e 2010, com nível de significância de 0,95. Fonte: CCI-U.MAINE / ECMWF / CPC-UFRGS.
https://traveler.um.maine.edu/reanalysis/monthly_correl/

Esse fluxo meridional contribuiu para o fortalecimento da BMA desde aproximadamente os anos de 1960 (Figura 5c). Direcionando a circulação atmosférica meridional que controla o transporte de umidade e calor para o interior do continente Antártico, principalmente na região oeste da AO. Na Figura 10, se observa uma correlação inversa entre a região a leste da Nova Zelândia (40°S, 150°W) no Pacífico Sul, onde existe anomalia significativa da TSM, com BMA. A BMA representa um componente essencial na circulação meridional entre as latitudes médias e altas do Pacífico Sul, ligando o Pacífico Tropical com o oceano Austral (HOSKING et al., 2013; RAPHAEL et al., 2016).

O padrão do vento meridional na região do mar de Bellingshausen ao norte da AO (Figura 6) mudou de um fluxo atmosférico de sul para norte (frio e seco da AO para a região do mar de Bellingshausen, Figura 6a) no começo do século XX para um fluxo de norte para sul (*onshore*, do sudeste do Pacífico Sul em direção ao norte da AO) por volta de 1960 (Figura 6d). Controlado pela diminuição da PMNM na zona de baixa pressão circumpolar Antártica e aprofundamento da BMA, em decorrência da tendência positiva do SAM no mesmo período (THOMPSON e SOLOMON, 2002; MARSHALL et al., 2006).

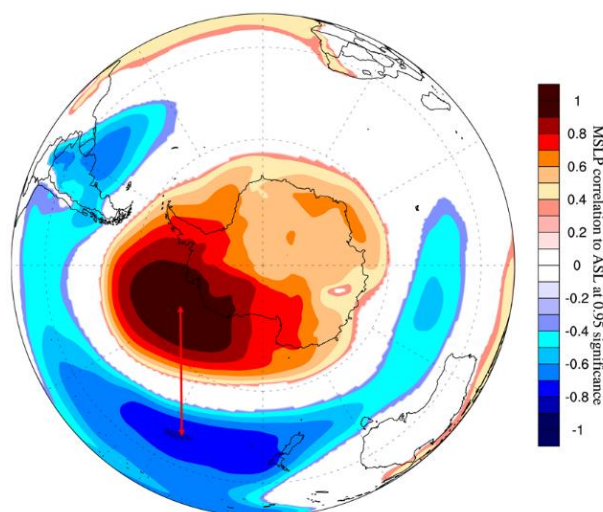


Figura 10 - Correlação entre a pressão média ao nível do mar (PMNM) ERA-Interim (ECMWF), e a BMA (<http://www.antarctica.ac.uk/data/absl/>), no período 1979–2010, com nível designificância de 0,95. Fonte: CCI-U.MAINE / ECMWF / CPC-UFRGS.

O comportamento do fluxo atmosférico e atividade sinótica que se movem em direção ao polo, proveniente do sudeste do Pacífico Sul, associadas com a variação da BMA, influenciam nas propriedades climáticas e ambientais do manto de gelo da AO. Assim, o aprofundamento da BMA desde a década de ~1960 aumentou o fluxo de ar quente e úmido de norte para sul (*onshore*) do Pacífico Sudeste para a AO. Este aumento do fluxo meridional carrega consigo aerossóis provenientes dos mares de Amundsen/Bellingshausen que são depositados pela precipitação de neve e preservados nas camadas de neve e gelo no manto de gelo da AO.

Steig et al. (2013), utilizando dados do testemunho de gelo no divisor da bacia de drenagem do manto de gelo da Antártica Ocidental (WAIS – Divide, *West Antarctic Ice Sheet divide*) observaram que as razões isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$) tem aumentado concomitantemente com a temperatura nos últimos 50 anos na região. As tendências isotópicas positivas de $\delta^{18}\text{O}$ aumentam quando ocorre fluxo atmosférico anômalo, de norte para sul entre o sudeste do oceano Pacífico e a AO.

Os dados glacioquímicos utilizados neste trabalho (Figura 7), mostram que houve uma diminuição na quantidade sódio ($-0,083 \mu\text{g L}^{-1} \text{a}^{-1}$) no sítio do testemunho Monte Johns, mas a variação do $\delta^{18}\text{O}$ permaneceu estável no período analisado. Por outro lado, o δD no testemunho Ferrigno teve tendência de aumento no período ($+0,078\text{‰ a}^{-1}$).

Cristais de gelo marinho (*frost flowers*) são a principal fonte de sódio no inverno Antártico (WOLFF et al., 2003; INOUE et al., 2017). Segundo Mayewski et al. (2017), o aumento (diminuição) de sódio indica maior (menor) fluxo atmosférico em direção ao polo, controlado pelo aprofundamento (relaxamento) da baixa circumpolar Antártica e BMA. Como ocorreu diminuição dos valores de sódio no perfil do testemunho Monte Johns e o $\delta^{18}\text{O}$ permaneceu estável no mesmo período, conclui-se que a área fonte do sódio diminuiu no período (diminuição da área de gelo marinho), nos mares de Amundsen/Bellingshausen (Figura 13), de acordo com Schwanck et al. (2017). Pois se o fluxo atmosférico fosse maior, o registro isotópico teria aumentado também.

Por outro lado, a localização do sítio Ferrigno mais próximo da costa mostra que a região sofreu mais influência de massas de ar marítimas originárias do oceano Austral e da BMA mais profunda, em comparação ao o sítio Monte Johns. Este último se encontra no interior do continente Antártico, e não foi atingido da mesma maneira por massas de ar marítimas. Segundo Thomas et al. (2013), ocorreu aquecimento isotópico (δD) na região do testemunho Ferrigno desde 1957. Aumento este, associado com o fortalecimento do fluxo de vento meridional de norte para sul, levando mais umidade e calor para a região do sítio Ferrigno.

Conseqüentemente a região do sítio Ferrigno mostra um aumento de temperatura maior no período analisado (Figura 7c). Em decorrência do fortalecimento da ciclogênese e do aprofundamento da BMA no oceano Austral, e mudança da anomalia do vento meridional de norte para sul (*onshore*). O sítio Monte Johns não mostra a mesma tendência, sendo mais influenciado por massas de ar frias do interior do manto de gelo Antártico. Essa conclusão corrobora com Steig et al. (2009), que relatam um forte aquecimento na Península Antártica e Antártica Ocidental desde o ano de 1957, em contrapartida com o interior da Antártica que teve um leve resfriamento no mesmo período.

De modo geral, existe uma anomalia positiva da PMNM em períodos de El Niño e uma anomalia negativa em períodos La Niña na região dos mares de Amundsen/Bellingshausen (TURNER, 2004). A teleconexão entre o Pacífico Tropical e a região costeira da AO é fraca no verão e fortalece no inverno, influenciando na profundidade da BMA (TURNER et al., 2013; CLEM et al., 2017). Deste modo, uma diminuição do fluxo atmosférico proveniente do oceano Austral para o interior da AO no inverno, em resposta a propagação do sinal do ENOS (El Niño), pode ter contribuído também para a diminuição da quantidade de sódio nas últimas décadas no sítio Monte Johns (Figura 11).

Assim, a região costeira da AO foi mais influenciada por massas de ar relativamente quentes a partir, principalmente, dos anos de 1960 em diante. O balanço de massa do gelo foi alterado (mais negativo), ocorreu aceleração do fluxo de gelo para o mar, ou seja, aumentando a perda de volume de gelo na AO, contribuindo assim para o aumento do nível médio dos mares. Este manto de gelo é potencialmente instável, está e afinando na região do mar de Amundsen (BROMWICH et al., 2013; MAYEWSKI et al., 2017).

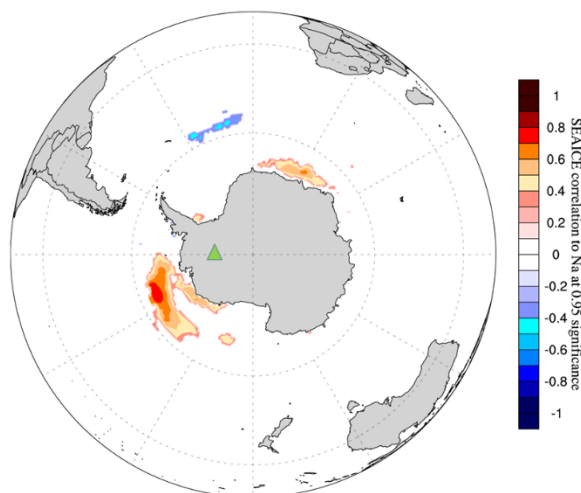


Figura 11 - Correlação entre concentração de gelo marinho no oceano Austral (SIEAICE) ERA-Interim (ECMWF), e o sódio (Na^+) do testemunho Monte Johns (Triângulo verde), no período 1979–2008, com nível de significância de 0,95. Fonte: CCI-U.MAINE / ECMWF / CPC-UFRGS.

5. CONCLUSÃO

Este trabalho mostra a evolução do clima entre 1900 e 2010 no oceano Pacífico Sul e seu papel sobre o comportamento climático na AO a partir de reanálises climáticas ERA-20 (ECMWF) e dados de dois testemunhos de gelo.

Nossos resultados mostram um aumento da TSM no oceano Pacífico entre 1900 e 2010, no Pacífico Equatorial ($+ 0,007 \text{ }^\circ\text{C a}^{-1}$) e em latitudes médias do Pacífico Sul ($+ 0,008 \text{ }^\circ\text{C a}^{-1}$). Essas mudanças estão associadas a uma tendência de SAM positivo desde aproximadamente 1960, com o aumento da TSM ocorreu a mudança do sinal da anomalia da PMNM no Pacífico Sul no mesmo período. Isto levou ao aumento da pressão atmosférica em latitudes médias e diminuição ao redor da Antártica no oceano Austral, fortalecendo, então, a BMA.

Essa mudança no sinal da pressão atmosférica e aprofundamento da BMA, alterou o padrão da anomalia do vento meridional (v) em 850-hPa entre latitudes médias e altas do Pacífico Sul a partir de 1960. Predominando, a partir de então, um maior fluxo de norte para sul (*onshore*) do sudeste do Pacífico Sul em direção ao norte da AO.

Esta condição atmosférica levou ao aumento do fluxo de ar quente e úmido do Pacífico Sudeste para o oeste da AO, diminuindo a extensão da cobertura de gelo marinho nos mares de Amundsen/Bellingshausen e aumentou a temperatura atmosférica principalmente na região costeira da AO (sitio Ferrigno). A região do sítio Monte Johns teve tendência menor de aumento, pois está localizado mais no interior da AO e sofre maior influência de massas de ar frias do interior do manto de gelo Antártico.

AGRADECIMENTOS

JM Dalla Rosa agradece ao CAPES por uma bolsa de doutorado. Este artigo é uma contribuição do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR) pelo INCT da Criosfera (Projeto CNPq 465680/2014-3 do edital MCTI/CNPq/CAPES/FAPS Nº 16/2014 - PROGRAMA INCT).

REFERÊNCIAS

- ABRAM, N. J.; MULVANEY, R.; VIMEUX, F.; et al. Evolution of the Southern Annular Mode during the past millennium. *Nature Climate Change*, v. 4, n. 7, p. 564–569, 2014.
- BERRISFORD, P.; DEE, D.; POLI, P.; et al. ERA Interim Description. *ERA report series*, 2011. Disponível em: <<http://www.ecmwf.int/publications/>>.
- BROMWICH, D. H.; NICOLAS, J. P.; MONAGHAN, A. J.; et al. Central West Antarctica among the most rapidly warming regions on Earth. *Nature Geoscience*, v. 6, n. 2, p. 139–145, 2013.
- BROOK, E. J.; BUIZERT, C. Antarctic and global climate history viewed from ice cores. *Nature*, v. 558, n. 7709, p. 200–208, 2018. Springer US. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/s41586-018-0172-5>>. .
- CHENG, L.; TRENBERTH, K. E.; FASULLO, J. T.; et al. Evolution of ocean heat content related to ENSO. *Journal of Climate*, v. 32, n. 12, p. 3529–3556, 2019.
- CLEM, K. R.; RENWICK, J. A.; MCGREGOR, J. Large-scale forcing of the Amundsen Sea low and its influence on sea ice and west antarctic temperature. *Journal of Climate*, v. 30, n. 20, p. 8405–8424, 2017.
- DANSGAARD, W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, v. 16, n. 4, p. 436–468, 1964.

DING, Q.; STEIG, E. J.; BATTISTI, D. S.; KÜTTEL, M. Winter warming in West Antarctica caused by central tropical Pacific warming. *Nature Geoscience*, v. 4, n. 6, p. 398–403, 2011. Nature Publishing Group. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1129>>. .

HOLLAND, D. M.; NICHOLLS, K. W.; BASINSKI, A. The Southern Ocean and its interaction with the Antarctic Ice Sheet. *Science*, v. 367, n. 6484, p. 1326–1330, 2020.

HOSKING, J. S.; ORR, A.; MARSHALL, G. J.; TURNER, J.; PHILLIPS, T. The influence of the amundsen-bellingshausen seas low on the climate of West Antarctica and its representation in coupled climate model simulations. *Journal of Climate*, v. 26, n. 17, p. 6633–6648, 2013.

HU, Y.; HUANG, H.; ZHOU, C. Widening and weakening of the Hadley circulation under global warming. *Science Bulletin*, 30. maio 2018.

HUDSON, R. D. Measurements of the movement of the jet streams at mid-latitudes, in the Northern and Southern Hemispheres, 1979 to 2010. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 12, n. 16, p. 7797–7808, 2012.

INOUE, M.; CURRAN, M. A. J.; MOY, A. D.; et al. A glaciochemical study of the 120 m ice core from Mill Island, East Antarctica. *Climate of the Past*, v. 13, n. 5, p. 437–453, 2017.

JONES, J. M.; FOGT, R. L.; WIDMANN, M.; et al. Historical SAM variability. Part I: Century-length seasonal reconstructions. *Journal of Climate*, v. 22, n. 20, p. 5319–5345, 2009.

LEGRAND, M.; MAYEWSKI, P. Glaciochemistry of polar ice cores: A review. *Reviews of Geophysics*, v. 35, n. 3, p. 219–243, 1997.

LIU, Z.; ALEXANDER, M. Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. *Reviews of Geophysics*, v. 45, n. 2, p. 1–34, 2007.

MARSHALL, G. J. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, v. 16, n. 24, p. 4134–4143, 2003.

MARSHALL, G. J.; ORR, A.; VAN LIPZIG, N. P. M.; KING, J. C. The impact of a changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula summer temperatures. *Journal of Climate*, v. 19, n. 20, p. 5388–5404, 2006.

MAYEWSKI, P. A.; CARLETON, A. M.; BIRKEL, S. D.; et al. Ice core and climate reanalysis analogs to predict Antarctic and Southern Hemisphere climate changes. *Quaternary Science Reviews*, v. 155, p. 50–66, 2017. Elsevier Ltd.

MAYEWSKI, P. A.; MAASCH, K. A.; DIXON, D.; et al. West Antarctica's sensitivity to natural and human-forced climate change over the Holocene. *Journal of Quaternary Science*, v. 28, n. 1, p. 40–48, 2013.

NICOLAS, J. P.; BROMWICH, D. H. Climate of West Antarctica and influence of marine air intrusions. *Journal of Climate*, v. 24, n. 1, p. 49–67, 2011.

PETIT, J. R.; JOUZEL, J.; RAYNAUD, D.; et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, v. 399, n. 6735, p. 429–436, 1999.

POLI, P.; HERBACH, H.; DEE, D. P.; et al. ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the twentieth century. *Journal of Climate*, v. 29, n. 11, p. 4083–4097, 2016.

POLI, P.; HERBACH, H.; TAN, D.; et al. *ERA report series: The data assimilation system and initial performance evaluation of the ECMWF pilot reanalysis of the 20th-century assimilating surface observations only (ERA-20C)*. , p. 1–62, 2015.

RAPHAEL, M. N.; MARSHALL, G. J.; TURNER, J.; et al. The Amundsen sea low: Variability, change, and impact on Antarctic climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 97, n. 1, p. 111–121, 2016.

SCHWANCK, F.; SIMÕES, J. C.; HANDLEY, M.; et al. A 125-year record of climate and chemistry variability at the Pine Island Glacier ice divide, Antarctica. *Cryosphere*, v. 11, n. 4, p. 1537–1552, 2017.

STEIG, E. J.; DING, Q.; WHITE, J. W. C.; et al. Recent climate and ice-sheet changes in West Antarctica compared with the past 2,000 years. *Nature Geoscience*, v. 6, n. 5, p. 372–375, 2013.

STEIG, E. J.; SCHNEIDER, D. P.; RUTHERFORD, S. D.; et al. Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. *Nature*, v. 457, n. 7228, p. 459–462, 2009. Nature Publishing Group. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/nature07669>>. .

THOEN, I. U.; SIMÕES, J. C.; LINDAU, F. G. L.; SNEED, S. B. Ionic content in an ice core from the West Antarctic Ice Sheet: 1882–2008 A.D. *Brazilian Journal of Geology*, v. 48, n. 4, p. 853–865, 2018.

THOMAS, E. R.; BRACEGIRDLE, T. J.; TURNER, J.; WOLFF, E. W. A 308 year record of climate variability in West Antarctica. *Geophysical Research Letters*, v. 40, n. 20, p. 5492–5496, 2013.

THOMAS, E. R.; HOSKING, J. S.; TUCKWELL, R. R.; WARREN, R. A.; LUDLOW, E. C. Twentieth century increase in snowfall in coastal West Antarctica. *Geophysical Research Letters*, v. 42, n. 21, p. 9387–9393, 2015.

THOMPSON, D. W. J.; SOLOMON, S. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, v. 296, n. 5569, p. 895–899, 2002.

THOMPSON, D. W. J.; SOLOMON, S.; KUSHNER, P. J.; et al. Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change. *Nature Geoscience*, v. 4, n. 11, p. 741–749, 2011..

TRENBERTH, K. E. Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, v. 47, n. 1–2, p. 123–138, 2011.

TURNER, J. The El Niño–Southern Oscillation and Antarctica. *International Journal of Climatology*, v. 24, n. 1, p. 1–31, 2004.

TURNER, J.; PHILLIPS, T.; HOSKING, J. S.; MARSHALL, G. J.; ORR, A. The amundsen sea low. *International Journal of Climatology*, v. 33, n. 7, p. 1818–1829, 2013.

WOLFF, E. W. Chemical signals of past climate and environment from polar ice cores and firn air. *Chemical Society Reviews*, v. 41, n. 19, p. 6247–6258, 2012.

WOLFF, E. W.; RANKIN, A. M.; RÖTHLISBERGER, R. An ice core indicator of Antarctic sea ice production? *Geophysical Research Letters*, v. 30, n. 22, p. 2–5, 2003.

YUAN, X.; KAPLAN, M. R.; CANE, M. A. The interconnected global climate system-a review of tropical-polar teleconnections. *Journal of Climate*, v. 31, n. 15, p. 5765–5792, 2018.

Artigo 2 – *Relationship between South Pacific Ocean climate and snow precipitation in West Antarctica from 1900-2010*

Artigo submetido para a revista *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, em 13 de outubro de 2020.

13/10/2020

Gmail - AGU journal submission 2020JD034084



José Mauro Dalla Rosa <jmaurodallarosa@gmail.com>

AGU journal submission 2020JD034084

1 mensagem

jgr-atmospheres@agu.org <jgr-atmospheres@agu.org>

13 de outubro de 2020 00:45

Responder a: jgr-

atmospheres@agu.org Para:

jmaurodallarosa@gmail.com Dear Dr.

Dalla Rosa:

We would like to inform you that you have been listed as an author on manuscript 2020JD034084, Relationship between South Pacific Ocean climate and snow precipitation in West Antarctica from 1900-2010, which has been submitted for possible publication in Journal of Geophysical Research - Atmospheres.

The corresponding author, Mr. Dalla Rosa, has indicated that the submission has been made with the consent of all authors. Please note, manuscript communications are sent to the corresponding author. All authors may check the status of the manuscript at any time using this link: <https://jgr-atmospheres-submit.agu.org/cgi-bin/main.plex?el=A4Fd7GRue6A5Hgpk5F2A9ftd2I9mQ6U3IF3RZ7p1gpWAZ>

ORCIDs are **required** for all corresponding authors and strongly encouraged for coauthors.

AGU has officially joined with many other publishers in a [commitment](#) to include the [ORCID](#) (Open Researcher and Contributor ID) for authors of all papers published starting in 2016. Funding agencies are also asking for ORCID

Including the ORCID as part of published author information in papers will better enable linking of content and accurate discovery across individuals, similar to the way DOIs have enabled reference linking across journals. Given a specific scientist's permission, AGU can also add published papers to his or her ORCID record. See our statement <https://eos.org/agu-news/agu-opens-its-journals-to-author-identifiers>. We can also provide credit to you through ORCID when you serve as a reviewer.

If you have not already created an ORCID or linked it to your GEMS profile, please do so as soon as possible. You can both create and link an ORCID from your user profile. From your homepage, under General Tasks, click Modify Profile/Password. Under the ORCID field, select "Click here" to register and/or link your ORCID.

We appreciate your contribution to Journal of Geophysical Research - Atmospheres, and we will make every effort to efficiently and fairly handle your submission.

Sincerely,

Journal of Geophysical Research - Atmospheres Editorial Office

Relationship between South Pacific Ocean climate and snow precipitation in WestAntarctica from 1900–2010

J. M. Dalla Rosa¹, J. C. Simões^{1,2}, J. D. Auger¹, I. U. Thoen¹,
F. E. Aquino¹, P. A. Reis¹, L. Marquetto¹

¹ Centro Polar e Climático, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, RS – BRAZIL

² Climate Change Institute, University of Maine, Orono, Maine – EUA.

Corresponding author: José Mauro Dalla Rosa (jmaurodallarosa@gmail.com)

Key Points:

- The higher atmospheric variability occurred in the mid- and high-latitudes of the South Pacific Ocean between 1900 and 2010.
- The positive trend of the Southern Annular Mode was observed in both austral summer and winter.
- An increase in snow precipitation was observed in the coast region the West Antarctica over the 110-year period.

Abstract

To investigate the relationship between the South Pacific Ocean climate and snow precipitation variability in West Antarctica for the 1900–2010 period, we used two ice cores (from Mount Johns and Ferrigno), principal component analyses, mean sea level pressure anomalies for austral summer and winter from ERA-20C reanalyses (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), and the Southern Hemisphere climatic index. Higher atmospheric variability occurred in the mid- and high-latitudes of the South Pacific Ocean compared to lower latitude regions. The positive trend of the Southern Annular Mode (SAM), represented by empirical orthogonal function 1, explained 34.9% of the total variance between 1900 and 2010. This trend was observed in both austral summer (DJF) and winter (JJA). Furthermore, we attribute the positive phase of the SAM also to the atmospheric connection between the Equatorial Pacific and the mid-latitudes of the South Pacific, controlled by Hadley's cell circulation. This connection strengthened the propagation of Rossby waves at high-latitudes and contributed to an increase in cyclogenesis in the circumpolar low-pressure zone and a deepening of the Amundsen Sea Low (ASL) over the 110-year period, primarily after the 1960s. Consequently, an increase in precipitation was observed at the Ferrigno site (74°34'S, 86°54'W), with a weaker signal observed at the Mount Johns site (79°55'S, 94°23'W), due to its relative distance to the coast.

1. Introduction

West Antarctica is a vulnerable region and an indicator of climate variability in the Southern Hemisphere (SH). Atmospheric teleconnections controlled by large-scale modes of climate variability, such as the Southern Annular Mode (SAM) and the El Niño-Southern Oscillation (ENSO), influence atmospheric flux patterns, synoptic activity in the South Pacific Ocean (SPO), and variability in the Amundsen Sea Low (ASL). Additionally, teleconnections influence climatic and environmental properties, including snow precipitation on the West Antarctic ice sheet (WAIS) (Bromwich et al., 2013; Hosking et al., 2013; Marshall et al., 2006).

The deepening of the ASL in recent decades has increased the southward flux of warm and moist air from the South Pacific Ocean to West Antarctica (WA), thereby, increasing the average air temperature and precipitation, and reducing the sea ice extent of the Amundsen and Bellingshausen Seas (Hosking et al., 2013; Raphael et al., 2016; Turner et al., 2013).

Evidence of these environmental changes can be found in the WAIS through the deposition of aerosols that originated in the southern seas of the SPO, and represent an important tool for investigating the atmospheric connection between the SPO and WA during the 20th century. Snow precipitation in WA can also be used as an indirect proxy of climatic changes due to increased moisture in the region. Whereas, observational data from weather stations are scarce and there are gaps in the long-term record (Bromwich et al., 2013; Steig et al., 2013; Thomas et al., 2013).

In this study, we analyzed the effect of climate variability in the SPO on WA snow precipitation using ice core records from two sites (Mount Johns and Ferrigno) for the 1900–2010 time period. For this, we used principal component analyses with empirical orthogonal functions (EOF), as well as mean sea level pressure (MSLP) anomalies for the austral summer and winter from ERA-20C reanalysis (European Center for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF), and Southern Hemisphere climate indexes including SAM, Southern Oscillation Index (SOI), and Niño 3.4.

2. Materials and Methods

2.1 Climatic data

The following SH climatic indexes were used for this study: SAM, defined by Gong and Wang (1999) as the monthly zonal averages of MSLP between 40° and 65°S. We opted to use the SAM reconstruction presented by Abram et al. (2014) for the period spanning 1900–2007, and the SAM from Marshall (2003) for 1957–2010. The SOI defined as the difference of the average atmospheric pressure at sea level normalized between Tahiti (Polynesia 17°40'S, 149°27'W) and Darwin (Australia, 12°23'S, 130°44'E). The SOI is a commonly used measure of the phasing of ENSO. The Niño 3.4 index, which represents average sea surface temperature (SST) anomalies in the Tropics (5°N–5°S and 120–170°W), was also used to investigate the ENSO (Rasmusson & Carpenter, 1982; Ropelewski & Jones, 1987; Trenberth & Caron, 2000; Trenberth & Stepaniak, 2001).

2.2 Empirical orthogonal functions (EOF)

Empirical orthogonal functions (EOF) are multivariate mathematical procedures, where an orthogonal transformation is used to obtain eigenvectors that are similar to principal components. These EOFs are important, as they can be physical interpreted to describe spatial and temporal variability across time (Weare & Nasstrom, 1982). Each EOF is paired with a time series that describes how similar (positive) or dissimilar (negative) the mapped EOFs are during the specific time period. The EOF gives a time series where the more positive the value, the more that particular time agrees with the map of EOF1 or EOF2. In this study, we used the EOF of MSLP for the 1900–2010 period, based on the ERA-20C (ECMWF) climate reanalysis (Poli et al., 2016).

2.3 Snow accumulation

Snow accumulation records from 1900–2010 for two WA sites were used to analyze snow precipitation variability in the region. The Mount Johns record (79°55'S, 94°23'W, 2100 m above sea level (a.s.l)) was obtained from the top 46 m of an ice core drilled in the highest part of Pine Island Glacier, WA, in the 2007/2008 austral summer. The core was dated using the seasonal variability of non-sea salt sulfate (nssSO₄²⁻), with peak concentrations during the austral summer, as well as sodium (Na⁺), with peak concentrations in the austral winter (Schwanck et al., 2017; Thoen et al., 2018). The second snow accumulation record from Ferrigno (74°34'S, 86°54'W; 1354 m a.s.l.), was investigated by Thomas et al. (2015), with results available at: <https://ramadda.data.bas.ac.uk/repository/entry/show/?entryid=9ab1541b-e71a-4d75-9907-968d47755e99>. This core was used for comparison with the Mount Johns record.

3. Results

3.1 Climatic variability modes

The SAM, also known as the Antarctic Oscillation (AAO), is the dominant mode of variability of extratropical and high-latitude atmospheric circulation in the SH. The SAM represents an annual structure and reflects the displacement of circumpolar air masses due to the atmospheric pressure gradient between intermediate latitudes (~40°S) and the Antarctic coast (~65°S). It also refers to the Equator (north) or poleward (south)

movement of the westerly wind belt and the polar jet stream surrounding Antarctica (Thompson & Solomon 2002; Marshall 2003).

The coupled ocean-atmosphere mode, ENSO, is the most prominent mode of climatic variability on Earth. This pattern originates in the equatorial region of the Pacific Ocean due to SST anomalies that fluctuate between warm (El Niño), cool (La Niña), and intermediate periods. The ENSO provides teleconnection patterns between low, middle, and high latitudes in both the Northern and Southern Hemispheres (Trenberth & Caron, 2000).

From our results, the SOI variability between 1900 and 2010 (Figure 1a) did not show any statistically significant trend. After 1980, negative SOI values prevailed, indicating a future increase in El Niño events. Although the El Niño 3.4 index (Figure 1b), which represents the SST average anomaly in the tropical regions did also not show any statistically significant trends, more positive values were observed after the 1980s, indicating a higher El Niño frequency. The SAM variability recorded by Abram et al. (2014) from 1900–2007 (Figure 1c) showed a trend to a positive phase from 1960 onward, confirming the positive trend identified by Marshall (2003), from 1957 onward (dotted line).

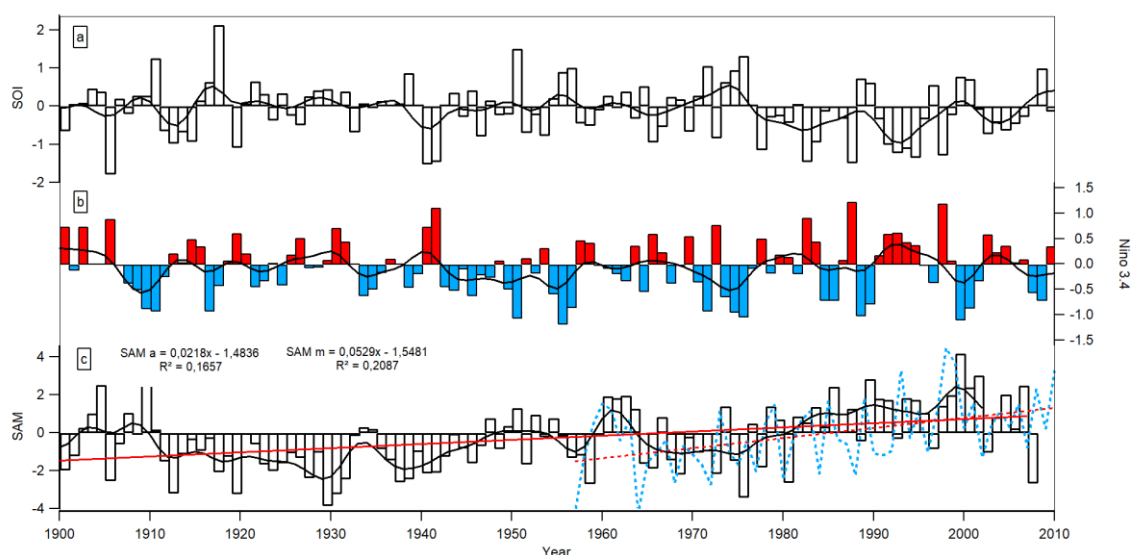


Figure 1. Southern hemisphere climatic indexes from 1900–2010, including (a) SOI, (b) Niño 3.4, (c) Abram-SAM (1900–2007) with $0,021 \text{ a}^{-1}$ trend (red solid line), as well as Marshall SAM (1957–2010) (blue dotted line) with $0,052 \text{ a}^{-1}$ trend (red dotted line).

3.2 Empirical orthogonal functions (EOFs)

The Earth's atmosphere presents a coherent spatial-temporal structure, with several statistically persistent patterns associated with the planet's climatic systems. Identifying these patterns may help in interpreting long-term trends and within this context, EOFs are a commonly used method to identify coherent climatic structures (Schmidt et al., 2019).

In this section, we examine the EOFs for the SH average sea level pressure to identify climatic variability in the SPO from 1900–2010. Our results indicate that EOF1 (representing 34.9% of the total variance between 1900 and 2010), showed primarily negative cases until the 1950s, with a minimum between 1920 and 1930 (Figure 2a). From the mid-1950s, a predominance of positive cases occurred (Figure 2c), indicating

an increase in atmospheric pressure, a southwards displacement of the intermediate latitude atmospheric pressure field, and a deepening of the MSLP in the Antarctic circumpolar low, culminating in the prevalence of a positive SAM since 1960.

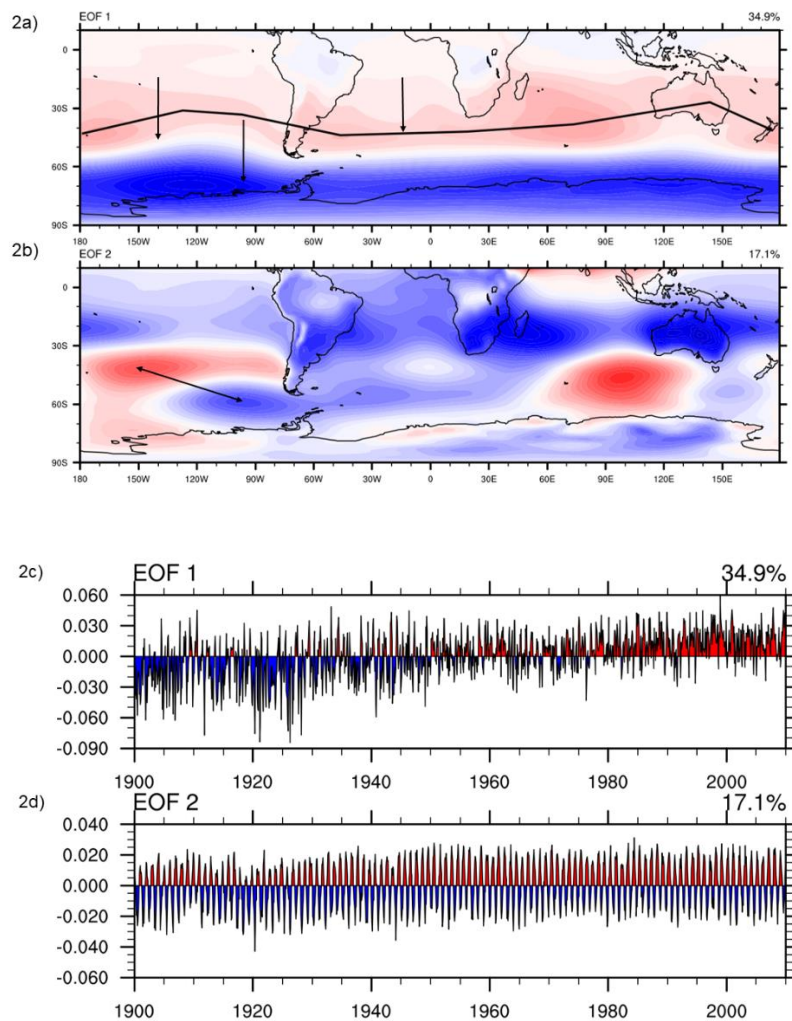


Figure 2. Empirical orthogonal function (EOF) analysis of the Southern Hemisphere (SH) for 1900–2010 based on the MSLP ERA-20 (ECMWF), including (a) EOF1 (34.9%), (b) EOF2 (17.1%), (c) EOF1 temporal series, and (d) EOF2 temporal series, with percentages reflecting respective contributions to total variance. Source: CPC-UFRGS / ECMWF.

Furthermore, EOF2 represents 17.1% of the total variance between 1900 and 2010 (Figure 2b) and shows a positive (negative) anomaly pattern in MSLP in the intermediate- to high-latitude regions of the SPO. The central region of the SPO (40°S, 150°W) and the Bellingshausen Sea presented contrary anomaly signals. The anomaly pattern observed in EOF2 is representative of the Pacific South American (PSA) pattern that is associated with the Rossby wave train pattern in mid- and high-latitudes of the South Pacific. Notably, this association is a signal of ENSO variability in the region. The positive (negative) anomaly pattern in MSLP was observed in the full temporal series (Figure 2d) and, although not showing any statistically significant trend, may be representative of seasonal winter/summer variability.

More specifically, from 1901–1920, EOF1 (Figure 3a, representing 35.0% of the total variance of that period) indicated a northward shift of the atmospheric pressure field in the intermediate latitudes, and a less deeper Antarctic circumpolar low than that of EOF1 (Figure 2a). Furthermore, EOF2 (14.3% of total variance from 1901–1920) presented a similar pattern to that of EOF2 over the entire period (1900–2010) (Figure 2b), with a positive (negative) MSLP anomaly between the central region of the South Pacific (40°S, 150°W) and the Bellingshausen Sea region. Notably, the temporal series of both EOF1 and 2 did not show statistically significant trends (Figures 3c–3d).

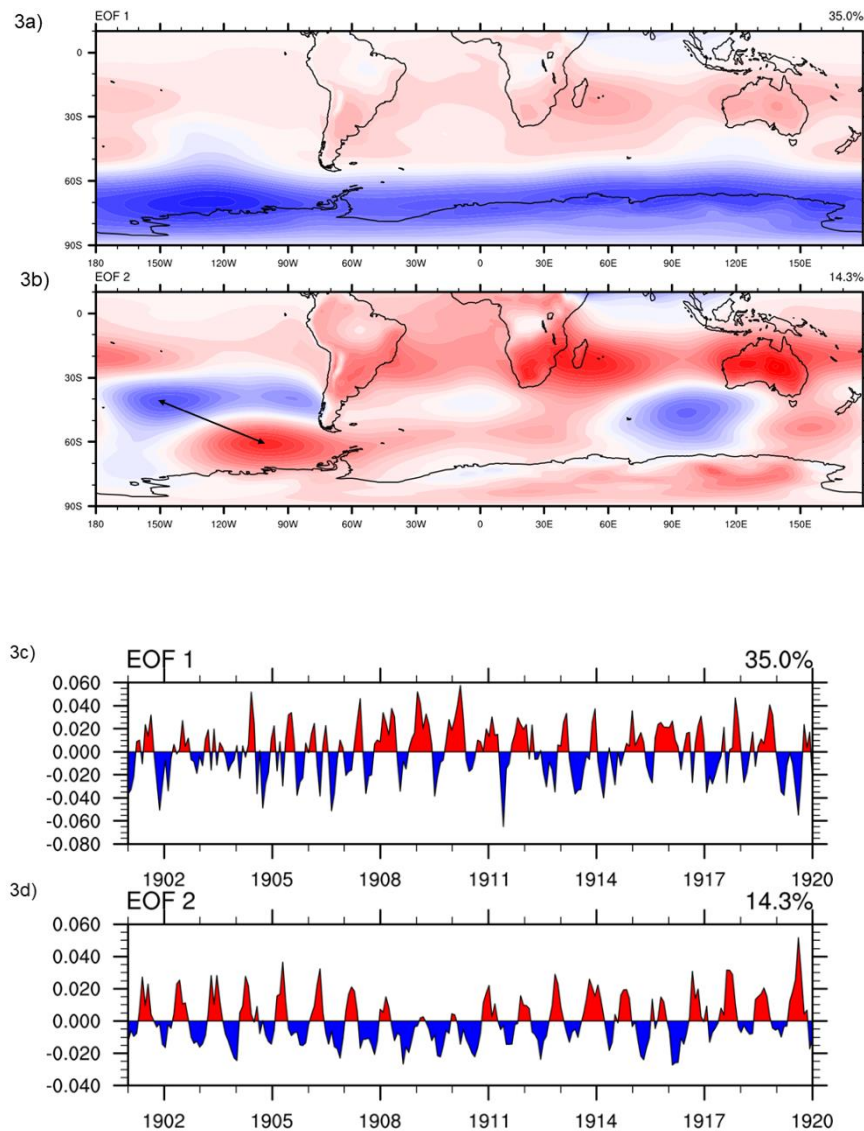


Figure 3. Empirical orthogonal functions (EOFs) of the Southern Hemisphere (SH) for 1901–1920 based on MSLP ERA-20 (ECMWF) including (a) EOF1 (35%), (b) EOF2 (14.3%), (c) EOF1 temporal series, and (d) EOF2 temporal series, with percentages reflecting respective contributions to total variance. Source: CPC-UFRGS / ECMWF.

Furthermore, a deepening of the MSLP in the region of the Antarctic circumpolar low occurred, with the Amundsen Sea Low easily detectable. This corresponds to the positive SAM trend observed from 1950 to present-day in the temporal series (Figure

4c). A positive (negative) MSLP anomaly between the central region of the South Pacific (40°S, 150°W) and the Bellingshausen Sea region was visible in EOF2 (representing 20.9% of total variance), showing signals of the PSA and ENSO modes along the entire temporal series, indicative of seasonal variability (Figure 4d).

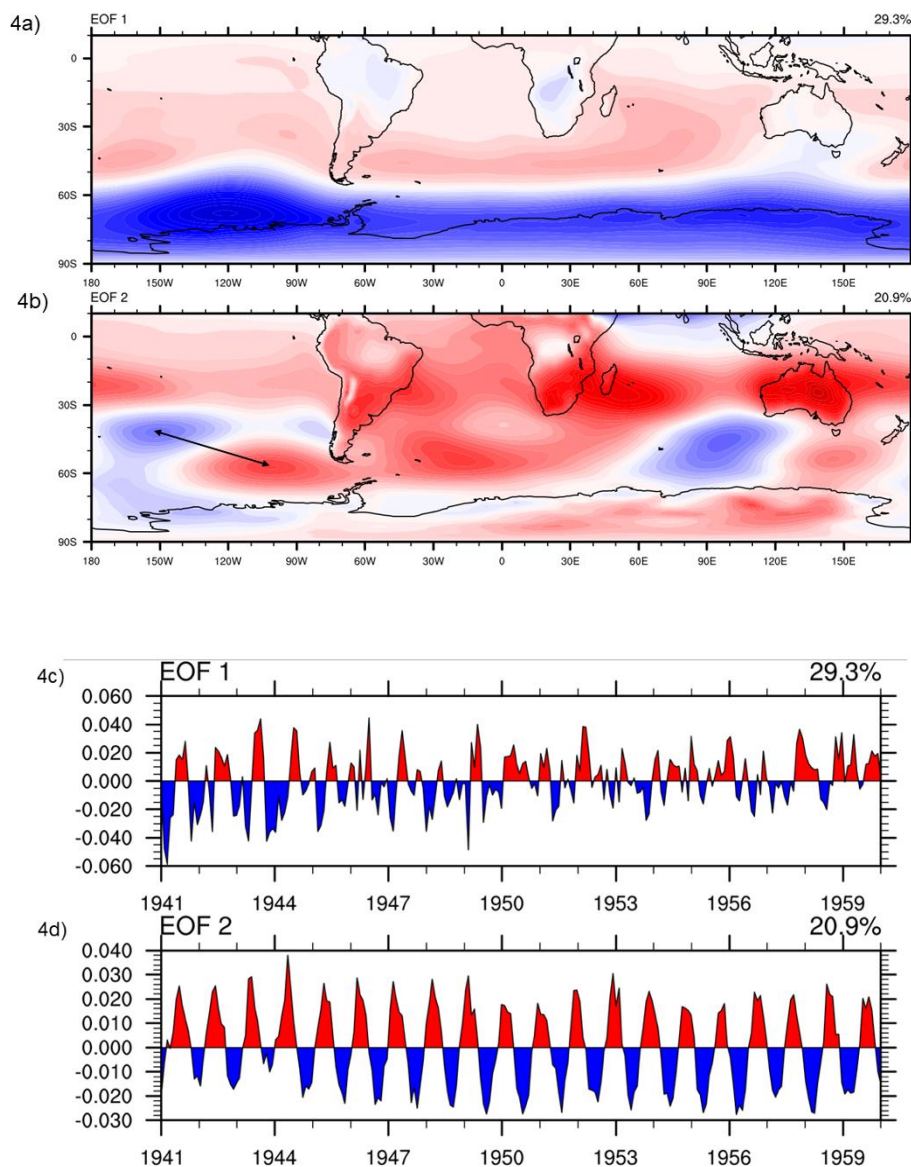


Figure 4. Empirical orthogonal functions (EOFs) of the Southern Hemisphere (SH) for 1941–1960, based on MSLP ERA-20 (ECMWF), including (a) EOF1 (29.3%), (b) EOF2 (20.9%), (c) EOF1 temporal series, and (d) EOF2 temporal series with percentages reflecting respective contributions to total variance. Source: CPC-UFRGS / ECMWF.

For the 2001–2010 period, EOF1 (Figure 5a), representing 23.1% of the total variance over the time period, showed a strengthening and southward shift of the atmospheric pressure field in the intermediate latitudes, centered at approximately 40°S. Furthermore, our results indicated the development and eastward shift of the Amundsen

Sea low, corresponding to a positive SAM phase. In EOF2 (21.9%), a deepening and westward shift of the Antarctic low and Amundsen Sea low regions was indicated (Figure 5b). None of the EOF temporal series presented statistically significant trends (Figures 5c–5d).

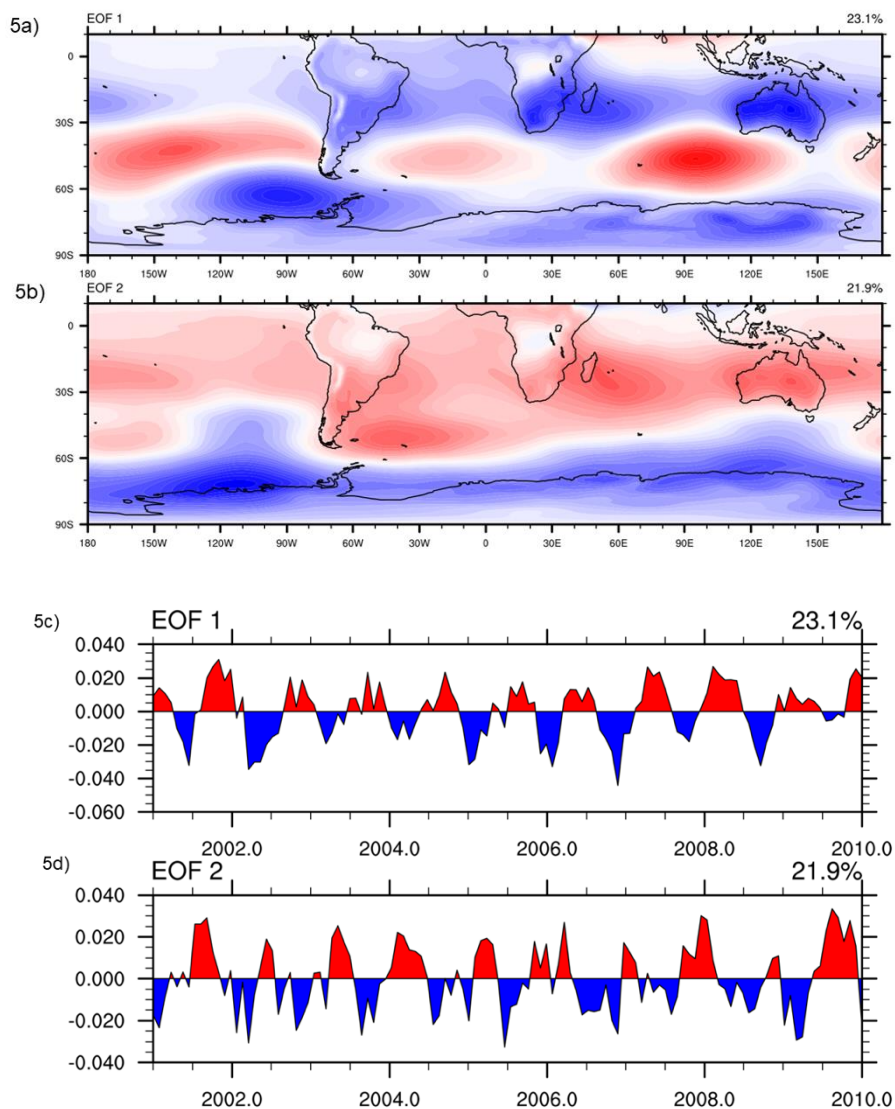


Figure 5. Empirical orthogonal functions (EOFs) of the Southern Hemisphere (SH) for 2001–2010 based on MSLP ERA-20 (ECMWF) including (a) EOF1 (23.1%), (b) EOF2 (21.9%), (c) EOF1 temporal series, and (d) EOF2 temporal series, with percentages reflecting respective contributions to total variance. Source: CPC-UFRGS / ECMWF.

3.3 Mean sea level pressure

In this section, we present the MSLP anomalies for the austral summers (DJF) and winters (JJA) from 1900–2010 (Figure 6 and 7, respectively) in the SH and SPO. For the period 1901–1920, MSLP variability in the austral summer (Figure 6a), showed a positive anomaly in the high-latitudes and a negative anomaly in the mid-latitudes of the SH, indicating a negative SAM signal. During the austral summers, from 1941–1960 (Figure 6b), the positive anomaly in the high-latitudes was no longer visible, while a

deepening of the Antarctic circumpolar pressure field occurred between 1961 and 1980 (Figure 6c). This deepening intensified from 2001–2010 (Figure 6d), where a strengthening of the mid-latitude pressure ($\sim 40^{\circ}\text{S}$) was also visible. The change in the MSLP summer pattern for 1900–2010 is consistent with the positive SAM trend observed from 1960 onward (Figure 1c), and described in the literature (Marshall 2003; Nicolas & Bromwich 2011; Thompson et al., 2011; Abram et al., 2014).

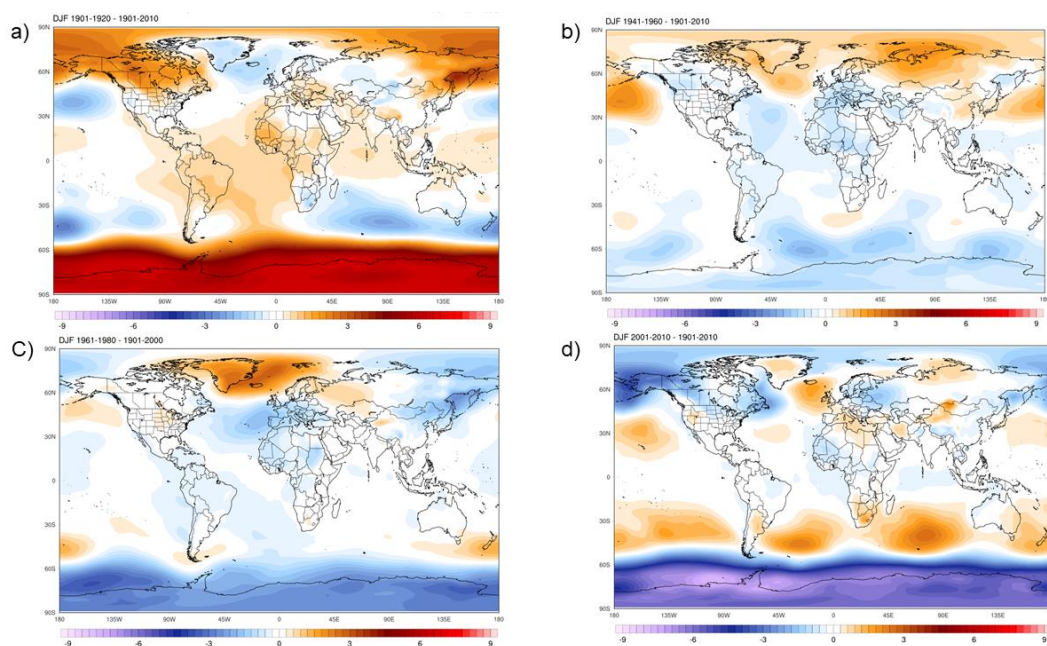


Figure 6. Mean sea level pressure (MSLP) variation for the austral summers (DJF) ERA-20(ECMWF) global climatology between 1900 and 2010 including (a) 1901–1920, (b) 1941–1960, (c) 1961–1980, and (d) 2001–2010. Source: CCI-U.MAINE/ECMWF.

Furthermore, between 1901 and 1920 the MSLP variability for the austral winters showed a positive MSLP anomaly at high-latitudes, along with a negative anomaly in the mid-latitudes of the SH (Figure 7a), reflecting a negative SAM signal. From 1941–1960 (Figure 7b), a strengthening of the MSLP occurred in the mid-latitudes and the southeastern region of the SPO. From 1961–1980 (Figure 7c), the MSLP anomaly in the SH mid-latitudes persisted and a negative anomaly appeared at high-latitudes. This same pattern was observed from 2001–2010 (Figure 7d), but with a stronger negative anomaly in the high-latitudes, indicating a deepening of the MSLP circumpolar low during the austral winter. The MSLP patterns of the austral winters between 1901 and 2010 support the observations in Figures 1c, 2a, and 2c, which showed a trend towards a positive SAM phase during the study period, especially from 1960 to 2010. A positive SAM trend was also indicated during austral winters, particularly from 1960 onward.

Comparing the austral summer and winter MSLP anomalies (Figures 6–7, respectively), we observed significant changes in the SH atmospheric pressure field for high-latitudes. At low latitudes, specifically in the equatorial region, but also in the Pacific Ocean, the MSLP anomalies were weaker during the 1901–2010 period. Weaker MSLP anomalies

were also observed due to the low variability of climatic indexes in low latitudes, such as SOI and Niño 3.4. compared to SAM (Figure 1).

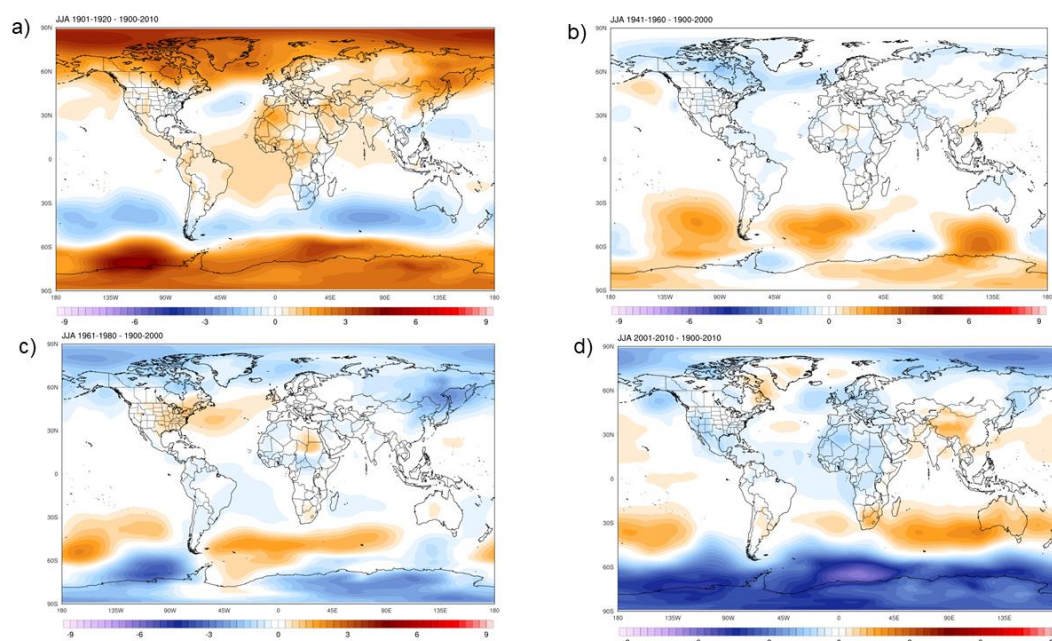


Figure 7. Mean sea level pressure anomaly (MSLP) variation for the austral winters (JJA) ERA-2(ECMWF) global climatology between 1900 and 2010 including (a) 1901–1920, (b) 1941–1960, (c) 1961–1980, and (d) 2001–2010. Source: CCI-U.MAINE/ECMWF.

3.4 Snow accumulation in West Antarctica

The deepening of the ASL in recent decades has increased atmospheric flux from the South/Southwest Pacific to WA and the Antarctic Peninsula. As a result, an increase in mean air temperature and snow accumulation has been recorded for WA (Mayewski et al., 2015; Thomas et al., 2015; Turner et al., 2013).

The variability of snow accumulation rates in the two WA sites, Mount Johns and Ferrigno, are represented in Figure 8. The annual snow accumulation rate at Mount Johns was 0.21 m water equivalent from 1900 to 2008 (Thoen et al., 2018) and did not show any statistically significant trend for the period. The year 2000 had the highest snow accumulation record, with 0.34 m water equivalent (Figure 8a).

Investigations of the Ferrigno ice core by Thomas et al. (2015) show a mean annual snow accumulation rate of 0.37 m water equivalent from 1900–2010, with an increasing trend of 0.0012 m per year. The year with the highest snow accumulation was 2010, with 0.84 m water equivalent (Figure 8b).

Seasonally, the highest accumulation of snow in WA occurs during autumn and winter, with less accumulation during the austral summer. This pattern is controlled by cyclonic activity, which is more intense during autumn and winter than summer. In general, precipitation in WA is influenced by the location of the ASL and the atmospheric low-pressure centers situated in the Antarctic low-pressure circumpolar zone. When the ASL

is centered in the Amundsen/Ross Seas, it is more effective at transporting humidity and heat inland than compared to an ASL located in the Bellingshausen Sea, which tends to inhibit marine air masses from moving inland (Nicolas & Bromwich, 2011).

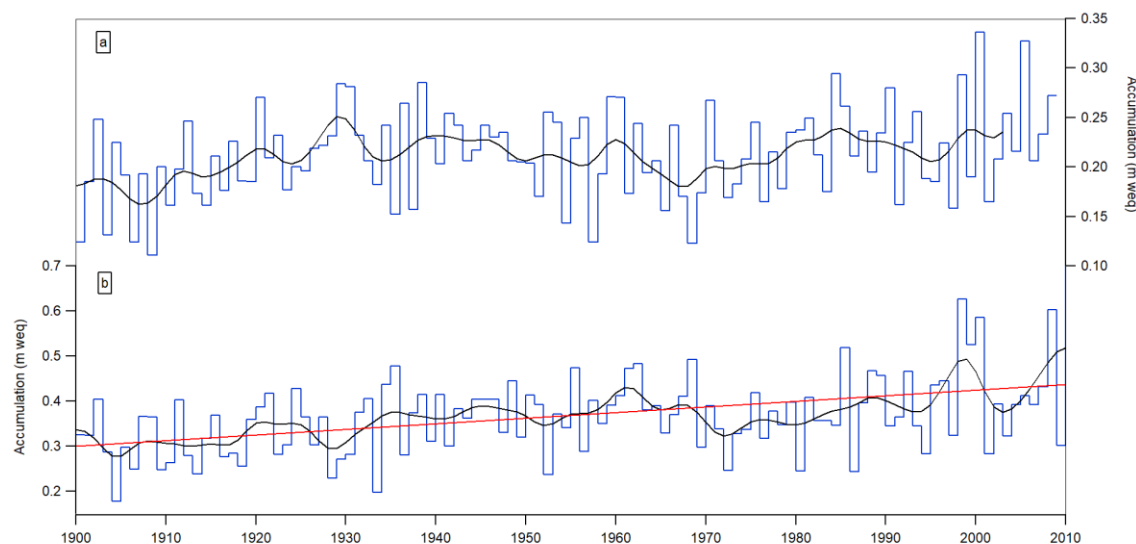


Figure 8. Annual snow accumulation records or (a) Mount Johns (1900–2008) and (b) Ferrigno (1900–2010), in water equivalent meters. Black lines represent the 5-year running average, while red lines represent the positive linear trend observed for the Ferrigno ice core (0.0012 m y^{-1}).

4. Discussion

Several studies have identified a positive SAM phase in recent decades (particularly from 1960 onward), with the positive phase more prominent in the austral autumn (MAM) and summer (DJF) (Thompson & Solomon 2002; Marshall 2003). Furthermore, storm tracks in the SH present a significant north/south migration associated with SAM variation (Ding et al., 2012).

During the study period (1900–2010), we observed a tendency of mean atmospheric pressure field patterns to change in the mid- and high-latitude zones of the SH, which corresponds to changes in the SAM signal (Figures 6–7). In the tropical region (low latitudes) of the Pacific Ocean, however, there was no statistically significant trend for the SOI or Niño 3.4 indexes (Figures 1a–1b). This was also observed by Wang & Cai (2013), who suggest that ENSO has been increasing in strength since 1980, but without a statistically significant trend in Niño 3.4. Ding et al. (2011) also reported no significant trends in the Pacific climatic indices, with the SST anomaly in strong convection areas of the South Pacific influencing atmospheric circulation in high-latitudes of the SPO through the propagation of large-scale atmospheric wave trains.

Mo & Paegle (2001) explained that the PSA mode represents a sequence of waves that extend from the South Pacific to South America, that it is related to SST variability in the Equatorial Pacific, and is a propagation of the ENSO signal in the mid- and high-latitudes of the South Pacific. Furthermore, according to Marshall & Thompson (2016),

the PSA pattern is correlated with variations in the Pacific Equatorial atmospheric convection.

As recorded by Clem et al. (2017) and Turner et al. (2013), the teleconnection between the Tropical Pacific and WA coastal region is weak during the summer and strengthens during winter, influencing the depth of the ASL. Schneider et al. (2012), suggest that the propagation of Rossby waves associated with the PSA mode to be one of the mechanisms that link tropical variability caused by the ENSO, to Antarctic climate.

Furthermore, according to Ding et al. (2012), while the SAM is primarily considered to be a dynamic characteristic of the atmosphere at high-latitudes, some studies (e.g. L'Heureux & Thompson, 2006) suggest that tropical forcing associated with the SST has a significant impact on SAM and that the link between tropical forcing and SAM can be seen by the correlation with the SST anomaly. The strongest correlation between SAM and the tropical SST occurs during both austral summer and winter.

Results from our study indicate a link between tropical forcing and SAM (Figure 9), showing a correlation between SST at latitudes 10°N and 10°S , with the geopotential height at 250 hPa (mb). Specifically, the link shows an atmospheric convergence at high levels of the atmosphere in the Pacific equatorial region, correlated to an increase in the mean SST and a divergence in the mid-latitudes of the South Pacific. These findings support the teleconnection between tropical SST and remote areas, described as an “atmospheric bridge” that generates Rossby waves at high-latitudes (Turner, 2004; Liu & Alexander, 2007).

According to Wang & Cai (2013), the ENSO's warm phase (El Niño) increases the global temperature and forces a negative SAM. However, since the late 1970s, the SAM showed a positive trend, although with a higher frequency of El Niño events. Thus, we suggest that, in mid- and high-latitudes of the SH, SAM could be resulting in more climatic variability due to an increase in tropical SST. Wang & Cai (2013) explain their findings by highlighting that the long-term trend between SAM and the increase in global temperature is in contrast to their inter-annual trend. Specifically, the long-term trend is compatible with a positive SAM (when a negative MSLP anomaly occurs in SH high-latitudes, the southeast Pacific, and Bellingshausen/Amundsen Seas), while the inter-annual trend is related to a negative SAM (Wang & Cai, 2013). This SAM long-term relation supports the results of our study that indicate a positive, long-term SAM trend during austral winters, for the 1900–2010 period (Figure 7).

As described by Abram et al. (2014), the positive phase of the SAM during winter can be caused by a higher temperature gradient in the SH due to an increase in greenhouse gas concentrations and consequent atmospheric warming over the last century.

Furthermore, the propagation of SST positive anomalies from the Tropical Pacific to mid- and high-latitudes influences the development of Rossby waves and can strengthen cyclogenesis in the Antarctic circumpolar zone. This has contributed to the long-term positive trend of the SAM and the deepening of the ASL over recent decades. Within

this context, the South Pacific is distinctive in its tropical forcing related to SST, contributing to the variability of the SAM (Ding et al., 2012; Spensberger et al., 2020).

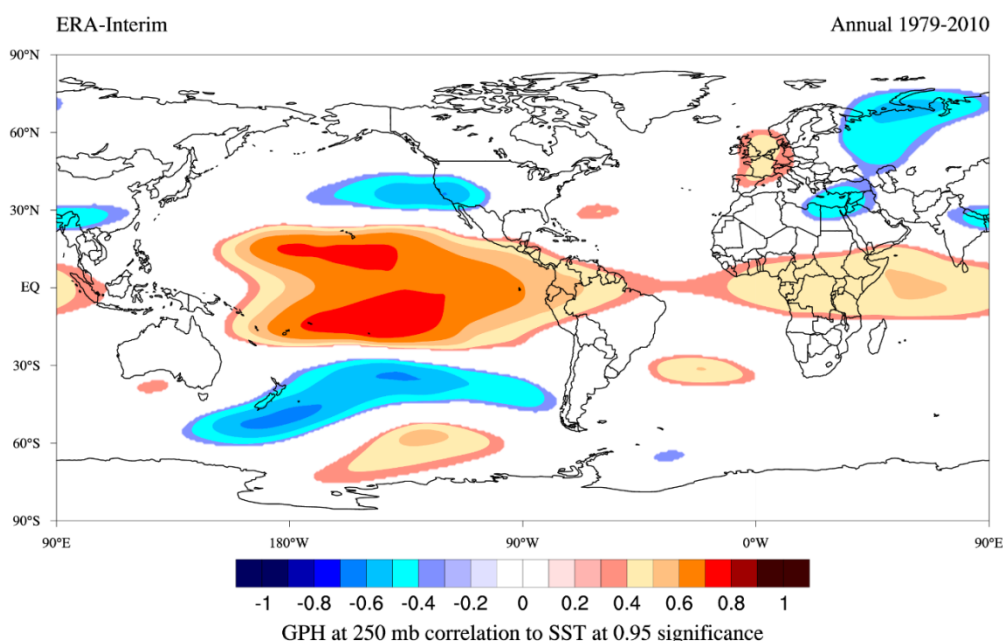


Figure 9. Correlation between the geopotential height at 250 mb and SST in the Pacific Ocean, between 10°N and 10°S, from 1979–2010. Source: CPC-UFRGS/CCI-U.MAINE/ECMWF.

Thus, in this investigation, we verified a positive trend of the SAM for the austral summers and winters of the study period (1900–2010). Our results show the SAM to have a positive trend from approximately 1960, verifying the results from Abram et al. (2014) with the SAM index (Figure 1c), EOF1 between 1900 and 2010 (Figures 2a–2c), as well as the MSLP anomalies for the austral summer (Figure 6), and winter (Figure 7). This positive SAM trend increased cyclogenesis in the circumpolar low-pressure zone and deepened the ASL along the 110-year study period, especially after the 1960s.

The ASL represents an essential component of the meridional circulation between intermediate- and high-latitudes of the South Pacific, connecting the Tropical Pacific with the Austral Ocean (Hosking et al., 2013; Raphael et al., 2016). According to Thomas et al. (2015), the deepening of the ASL forms part of a long-term trend that accelerated after the 1990s and has led to an increase in precipitation in the Ferrigno region, WA (Figure 8b) during the 20th century, due to an increase in the transport of moisture and heat from the South Pacific to WA. However, this trend of increased precipitation is less clear in the Mount Johns site (Figure 8a) due to it being a greater distance from the coast and thus, less influenced by the ASL.

5. Conclusions

In this study, we investigated the connection between the South Pacific climate and the variability of snow precipitation in West Antarctica from 1900–2010.

Our results indicate that, during the 110 year study period, higher atmospheric variability occurred in the mid- and high-latitudes of the South Pacific Ocean than in the

low-latitude regions, leading to an increase in atmospheric pressure in the mid-latitudes and a decrease in atmospheric pressure of the Antarctic circumpolar low-pressure region adjacent to the Pacific Ocean. This occurred in both austral winters and summers and corresponds with the positive SAM phase that occurred from the 1960s (Figures 2a–2c, and Figure 6, Figure7). Nonetheless, the tropical region climatic indices (SOI and Niño 3.4) did not show any statistically significant trends for the study period (Figures 1a–1b).

We attribute the positive SAM phase too the atmospheric connection linking equatorial SST warming with mid-latitudes of the South Pacific that are controlled by the circulation of Hadley’s cells. This connection of equatorial SST warming with intermediate-latitudes strengthens the propagation of Rossby waves in high-latitudes, increasing cyclogenesis in the Antarctic circumpolar low-pressure region, deepening the ASL, and increasing the atmospheric flux from the South/Southeast Pacific to West Antarctica. These phenomena contributed to an increase in snow precipitation in West Antarctica, mostly in the coastal Ferrigno site ($0,0012 \text{ m a}^{-1}$), due to a higher influence of the ASL compared to the inland Mount Johns site, which is more affected by continental air masses originating from the Antarctic ice sheet.

Acknowledgments, and Data

- This research is part of the Brazilian Antarctic Program (PROANTAR) and was financed by the Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) – process 465680/2014–3. The study was supported by the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES) and by the Foundation for Research Support of the State of Rio Grande do Sul (FAPERGS). JM Dalla Rosa thanks CAPES for his doctoral fellowship.
- **We use environmental data from:**
ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/contributions_by_author/abram2014/abram2014sam.txt;
<https://legacy.bas.ac.uk/met/gjma/sam.html>;
https://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/SOI/;
https://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/Nino34/;
<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-20c>;
<https://ramadda.data.bas.ac.uk/repository/entry/show/?entryid=9ab1541b-e71a-4d75-9907-968d47755e99>

References

- Abram, N. J., Mulvaney, R., Vimeux, F., Phipps, S. J., Turner, J., & England, M. H. (2014). Evolution of the Southern Annular Mode during the past millennium. *Nature Climate Change*, 4(7), 564–569. <https://doi.org/10.1038/nclimate2235>
- Bromwich, D. H., Nicolas, J. P., Monaghan, A. J., Lazzara, M. A., Keller, L. M.,

- Weidner, G. A., & Wilson, A. B. (2013). Central West Antarctica among the most rapidly warming regions on Earth. *Nature Geoscience*, *6*(2), 139–145. <https://doi.org/10.1038/ngeo1671>
- Clem, K. R., Renwick, J. A., & McGregor, J. (2017). Large-scale forcing of the Amundsen Sea low and its influence on sea ice and west antarctic temperature. *Journal of Climate*, *30*(20), 8405–8424. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0891.1>
- Ding, Q., Steig, E. J., Battisti, D. S., & Küttel, M. (2011). Winter warming in West Antarctica caused by central tropical Pacific warming. *Nature Geoscience*, *4*(6), 398–403. <https://doi.org/10.1038/ngeo1129>
- Ding, Q., Steig, E. J., Battisti, D. S., & Wallace, J. M. (2012). Influence of the tropics on the southern annular mode. *Journal of Climate*, *25*(18), 6330–6348. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00523.1>
- Gong, D., & Wang, S. (1999). Definition of Antarctic oscillation index. *Geophysical Research Letters*, *26*(4), 459–462. <https://doi.org/10.1029/1999GL900003>
- Hosking, J. S., Orr, A., Marshall, G. J., Turner, J., & Phillips, T. (2013). The influence of the amundsen-bellingshausen seas low on the climate of West Antarctica and its representation in coupled climate model simulations. *Journal of Climate*, *26*(17), 6633–6648. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00813.1>
- L’Heureux, M. L., & Thompson, D. W. J. (2006). Observed relationships between the El-Niño-Southern oscillation and the extratropical zonal-mean circulation. *Journal of Climate*, *19*(1), 276–287. <https://doi.org/10.1175/JCLI3617.1>
- Liu, Z., & Alexander, M. (2007). Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. *Reviews of Geophysics*, *45*(2), 1–34. <https://doi.org/10.1029/2005RG000172>
- Marshall, G. J. (2003). Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, *16*(24), 4134–4143. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<4134:TITSAM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<4134:TITSAM>2.0.CO;2)
- Marshall, G. J., & Thompson, D. W. J. (2016). The signatures of large-scale patterns of atmospheric variability in Antarctic surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, *121*(7), 3276–3289. <https://doi.org/10.1002/2015JD024665>
- Marshall, G. J., Orr, A., van Lipzig, N. P. M., & King, J. C. (2006). The impact of a changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula summer temperatures. *Journal of Climate*, *19*(20), 5388–5404. <https://doi.org/10.1175/JCLI3844.1>
- Mayewski, P. A., Bracegirdle, T., Goodwin, I., Schneider, D., Bertler, N. A. N., Birkel, S., et al. (2015). Potential for Southern Hemisphere climate surprises. *Journal of Quaternary Science*, *30*(5), 391–395. <https://doi.org/10.1002/jqs.2794>
- Mo, K. C., & Paegle, J. N. (2001). The Pacific-South American modes and their downstream effects. *International Journal of Climatology*, *21*(10), 1211–1229. <https://doi.org/10.1002/joc.685>
- Nicolas, J. P., & Bromwich, D. H. (2011). Climate of West Antarctica and influence of marine air intrusions. *Journal of Climate*, *24*(1), 49–67. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3522.1>
- Poli, P., Hersbach, H., Dee, D. P., Berrisford, P., Simmons, A. J., Vitart, F., et al.

- (2016). ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the twentieth century. *Journal of Climate*, 29(11), 4083–4097. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0556.1>
- Raphael, M. N., Marshall, G. J., Turner, J., Fogt, R. L., Schneider, D., Dixon, D. A., et al. (2016). The Amundsen sea low: Variability, change, and impact on Antarctic climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(1), 111–121. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00018.1>
- Rasmusson, E. M., & Carpenter, T. H. (1982). Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/ El Nino (Pacific) . *Monthly Weather Review*. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1982\)110<0354:VITSST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1982)110<0354:VITSST>2.0.CO;2)
- Ropelewski, C. F., & Jones, P. D. (1987). An Extension of the Tahiti–Darwin Southern Oscillation Index. *Monthly Weather Review*. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<2161:aeotts>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<2161:aeotts>2.0.co;2)
- Schmidt, O. T., Mengaldo, G., Balsamo, G., & Wedi, N. P. (2019). Spectral empirical orthogonal function analysis of weather and climate data. *Monthly Weather Review*, 147(8), 2979–2995. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-18-0337.1>
- Schneider, D. P., Okumura, Y., & Deser, C. (2012). Observed Antarctic interannual climate variability and tropical linkages. *Journal of Climate*, 25(12), 4048–4066. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00273.1>
- Schwanck, F., Simões, J. C., Handley, M., Mayewski, P. A., Auger, J. D., Bernardo, R. T., & Aquino, F. E. (2017). A 125-year record of climate and chemistry variability at the Pine Island Glacier ice divide, Antarctica. *Cryosphere*, 11(4), 1537–1552. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1537-2017>
- Spensberger, C., Reeder, M. J., Spengler, T., & Patterson, M. (2020). The connection between the southern annular mode and a feature-based perspective on southern hemisphere midlatitude winter variability. *Journal of Climate*, 33(1), 115–129. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0224.1>
- Steig, E. J., Ding, Q., White, J. W. C., Küttel, M., Rupper, S. B., Neumann, T. A., et al. (2013). Recent climate and ice-sheet changes in West Antarctica compared with the past 2,000 years. *Nature Geoscience*, 6(5), 372–375. <https://doi.org/10.1038/ngeo1778>
- Toen, I. U., Simões, J. C., Lindau, F. G. L., & Sneed, S. B. (2018). Ionic content in an ice core from the West Antarctic Ice Sheet: 1882–2008 A.D. *Brazilian Journal of Geology*, 48(4), 853–865. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820180037>
- Thomas, E. R., Hosking, J. S., Tuckwell, R. R., Warren, R. A., & Ludlow, E. C. (2015). Twentieth century increase in snowfall in coastal West Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 42(21), 9387–9393. <https://doi.org/10.1002/2015GL065750>
- Thomas, Elizabeth R., Marshall, G. J., & McConnell, J. R. (2008). A doubling in snow accumulation in the western Antarctic Peninsula since 1850. *Geophysical Research Letters*, 35(1), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2007GL032529>
- Thomas, Elizabeth R., Bracegirdle, T. J., Turner, J., & Wolff, E. W. (2013). A 308 year record of climate variability in West Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 40(20), 5492–5496. <https://doi.org/10.1002/2013GL057782>
- Thompson, D. W. J., & Solomon, S. (2002). Interpretation of recent Southern

- Hemisphere climate change. *Science*, 296(5569), 895–899.
<https://doi.org/10.1126/science.1069270>
- Thompson, D. W. J., Solomon, S., Kushner, P. J., England, M. H., Grise, K. M., & Karoly, D. J. (2011). Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change. *Nature Geoscience*, 4(11), 741–749.
<https://doi.org/10.1038/ngeo1296>
- Trenberth, K. E., & Caron, J. M. (2000). The southern oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures, and precipitation. *Journal of Climate*, 13(24), 4358–4365. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<4358:TSORSL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<4358:TSORSL>2.0.CO;2)
- Trenberth, K. E., & Stepaniak, D. P. (2001). Indices of El Niño evolution. *Journal of Climate*, 14(8), 1697–1701. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<1697:LIOENO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<1697:LIOENO>2.0.CO;2)
- Turner, J. (2004). The El Niño-Southern Oscillation and Antarctica. *International Journal of Climatology*, 24(1), 1–31. <https://doi.org/10.1002/joc.965>
- Turner, J., Phillips, T., Hosking, J. S., Marshall, G. J., & Orr, A. (2013). The amundsen sea low. *International Journal of Climatology*, 33(7), 1818–1829.
<https://doi.org/10.1002/joc.3558>
- Wang, G., & Cai, W. (2013). Climate-change impact on the 20th-century relationship between the Southern Annular Mode and global mean temperature. *Scientific Reports*, 3, 1–6. <https://doi.org/10.1038/srep02039>
- Weare, B. C., & Nasstrom, J. S. (1982). Examples of Extended Empirical Orthogonal Function Analyses. *Monthly Weather Review*, 110, 481–485.

Artigo 3 – *Difference in annual snow accumulation between the Antarctic Peninsula and West Antarctica in 1981–2007*

Artigo submetido para a revista *Climate Dynamics* em 17 de setembro de 2020.

13/10/2020

Gmail - CLDY-D-20-00718 - Submission Confirmation



José Mauro Dalla Rosa <jmaurodallarosa@gmail.com>

CLDY-D-20-00718 - Submission Confirmation

1 mensagem

Climate Dynamics (CLDY) <em@editorialmanager.com>

17 de setembro de 2020 01:02

Responder a: "Climate Dynamics (CLDY)" <navanya.chinnadurai@springernature.com>

Para: José Mauro Dalla Rosa <jmaurodallarosa@gmail.com>

Dear Mr. Dalla Rosa,

Thank you for submitting your manuscript, Difference in annual snow accumulation between the Antarctic Peninsula and West Antarctica in 1981-2007 period, to Climate Dynamics.

The submission id is: CLDY-D-20-00718

Please refer to this number in any future correspondence.

During the review process, you can keep track of the status of your manuscript by accessing the Journal's website.

Your username is: jmaurodallarosa

If you forgot your password, you can click the 'Send Login Details' link on the EM Login page at <https://www.editorialmanager.com/cldy/>.

Should you require any further assistance please feel free to e-mail the Editorial Office by clicking on "Contact Us" in the menu bar at the top of the screen.

With kind regards,
Springer Journals Editorial Office
Climate Dynamics

Now that your article will undergo the editorial and peer review process, it is the right time to think about publishing your article as open access. With open access your article will become freely available to anyone worldwide and you will easily comply with open access mandates. Springer's open access offering for this journal is called Open Choice (find more information on www.springer.com/openchoice). Once your article is accepted, you will be offered the option to publish through open access. So you might want to talk to your institution and funder now to see how payment could be organized; for an overview of available open access funding please go to www.springer.com/oafunding. Although for now you don't have to do anything, we would like to let you know about your upcoming options.

****Our flexible approach during the COVID-19 pandemic****

If you need more time at any stage of the peer-review process, please do let us know. While our systems will continue to remind you of the original timelines, we aim to be as flexible as possible during the current pandemic.

This letter contains confidential information, is for your own use, and should not be forwarded to third parties.

Recipients of this email are registered users within the Editorial Manager database for this journal. We will keep your information on file to use in the process of submitting, evaluating and publishing a manuscript. For more information on how we use your personal details please see our privacy policy at <https://www.springernature.com/productionprivacy-policy>. If you no longer wish to receive messages from this journal or you have questions regarding database management, please contact the Publication Office at the link below.

Difference in annual snow accumulation between the Antarctic Peninsula and West Antarctica in 1981-2007 period

José Mauro Dalla Rosa¹; Jefferson Cardia Simões^{1,2}; Francisco Eliseu Aquino¹; Pedro Amaral Reis¹; Mariusz Potocki²; Andrei Kurbatov²; Isaías Ullmann Thoen¹

(¹) Centro Climático e Polar, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
Av. Bento Gonçalves, 9.500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, Brazil

(²) Climate Change Institute, University of Maine, Orono, ME 04469-5790, EUA.

Abstract

This study investigated variability in net annual snow accumulation in two ice cores collected from the Antarctic Peninsula (Detroit Plateau: 64°05'07" S, 59°38'42" W; 1,937 m altitude) and the West Antarctic ice sheet (Mount Johns: 79°55' S, 94°23' W; 2,100 m altitude) representing the 1981–2007 period. At the Detroit Plateau site, the annual net snow accumulation rate was $2.44 \pm 0.63 \text{ m a}^{-1}$ in water equivalent with a positive trend ($+0.036 \text{ m a}^{-1}$). At the Mount Johns site, the annual net snow accumulation rate of $0.23 \pm 0.05 \text{ m a}^{-1}$ water equivalent did not show any statistically significant trend over the period. We used the ERA-Interim reanalysis to investigate the behavior of atmospheric circulation in the South Pacific Ocean during the same period and to investigate its role in snow precipitation variability in the regions of the two ice cores. The Amundsen Sea low was the main driver of precipitation variability in the Antarctic Peninsula and West Antarctica. A positive SAM (Southern Annular Mode) trend in recent decades has strengthened the Amundsen Sea low and has increased cyclonic activity and precipitation in the Antarctic Peninsula. However, the Mount Johns region did not reflect this trend. Its greater distance from the coast, in conjunction with the propagation of El Niño signals into the Southern Ocean, which weakened the Amundsen Sea low, may have contributed to the more stable snow precipitation rates in the Mount Johns area during the study period.

Keywords Snow accumulation - West Antarctic - Antarctic Peninsula - Amundsen Sea low

*Corresponding author: José Mauro Dalla Rosa

E-mail: jmaurodallarosa@gmail.com

1 INTRODUCTION

The study of ice cores is among the most useful palaeoclimatological analysis methods. Variations in physical-chemical properties in snow, firn, and ice can serve as indicators of a wide range of paleoenvironmental conditions, especially in the polar regions. The composition of ice cores is directly linked to atmospheric changes. For example, they contain records of greenhouse gas variability spanning from the recent past to 800,000 years ago, providing information on climatic conditions at time scales ranging from seasonal to hundreds of thousands of years (Jouzel 2013). Ice cores are obtained via the vertical drilling of snow-firn-ice layers, and their age depends on the depth of drilling and the annual snow accumulation rate at the site. Snowfall accumulation is difficult to directly measure in Antarctica, mainly due to blowing snow (Thomas et al. 2008). Thus, ice cores also play an important role in determining the annual net snow accumulation in polar regions.

In recent decades, the deepening of the Amundsen Sea low (ASL) in the Southern Ocean has increased the flow of warm, humid air from the north to the south, that is, from the South/Southeast Pacific Ocean to West Antarctica and the Antarctic Peninsula. As a result, both the mean annual air temperature and snow accumulation have increased over the Antarctic regions; further, a reduction in the sea ice extent in the Amundsen/Bellingshausen seas has been observed (Thomas et al. 2008; Turner et al. 2013; Mayewski et al. 2015). Changes in the location and depth of the ASL are related to modes of climatic variability in the Southern Hemisphere, such as the SAM (Southern Annular Mode) and ENSO (El Niño-Southern Oscillation) (Hosking et al. 2013; Turner et al. 2013; Raphael et al. 2016).

In this study, we investigated variability in the annual net snow accumulation rate between 1981 and 2007 in two locations under different climatic conditions: the Antarctic Peninsula (Detroit Plateau) and the West Antarctic ice sheet (Mount Johns). We also investigated the role of the main Southern Hemisphere climate modes (SAM and ENSO) on annual snow accumulation variability at both sites.

2 GEOGRAPHIC LOCATION

The Detroit Plateau is in the northern Antarctic Peninsula (AP; Fig. 1), the region that has recorded the greatest atmospheric warming worldwide over the last six decades (Siegert et al. 2019). Vernadsky/Faraday station in the western AP (65°15' S, 64°16' W; 11 m altitude) experienced a mean annual temperature increase of +0.54 °C/decade from 1951 to 2011 (Oliva

et al. 2017). The Mount Johns site is located on the West Antarctic Ice Sheet (WAIS) to the southwest of the AP and to the east of the Ross Ice Shelf. The WAIS's relatively “low” altitude (mean altitude ~800 m excluding the Ellsworth Mountains, which include Vinson Massif, the continent's highest peak at 4,892 m above sea level), favors the penetration of marine air masses originating in the Southern Ocean (Nicolas and Bromwich 2011).

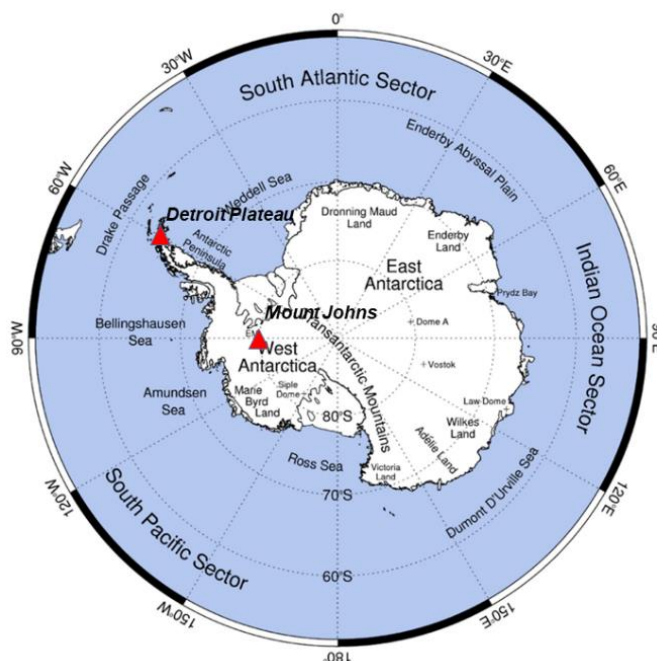


Fig. 1 Location of the two ice core sites discussed in this article, the Detroit Plateau (64°05' S, 59°39'W) and Mount Johns (79°55' S, 94°23' W) in Antarctica. Source: Modified from SCAR 2014. http://acce.scar.org/wiki/File:Figure_1.1a_-_Map_of_Antarctica.png

3 DATA AND METHODS

3.1 Detroit Plateau ice core

In December 2007, a 133-m deep ice core was recovered from the Detroit Plateau (AP - 64°05'07" S, 59°38'42" W; 1,937 m altitude) by an international science team from Brazil, Chile, and the USA as part of the CASA (Climate of Antarctica and South America) project. For snow and ice drilling in the Detroit Plateau, a 3-inch electromechanical Stampfli drill suspended by a steel cable (drill by wire) was used. The temperature measured at a depth of 15 m via a calibrated platinum probe was -14.5 ± 0.5 °C. We dated the core layers based on seasonal hydrogen peroxide (H₂O₂) variations. H₂O₂ variations are among the best seasonal indicators in polar snow due to the photochemical reactivity of H₂O₂ (Fig. 2a), which leads to

well-marked minimums in winter and maximums in summer (Anklin and Bales 1997; Legrand and Mayewski 1997). The stable isotope record (δD) at this site was irregular, and seasonal variations were difficult to identify (Fig. 2b) Details on the dating methods applied for this core can be found in Potocki et al. (2016).

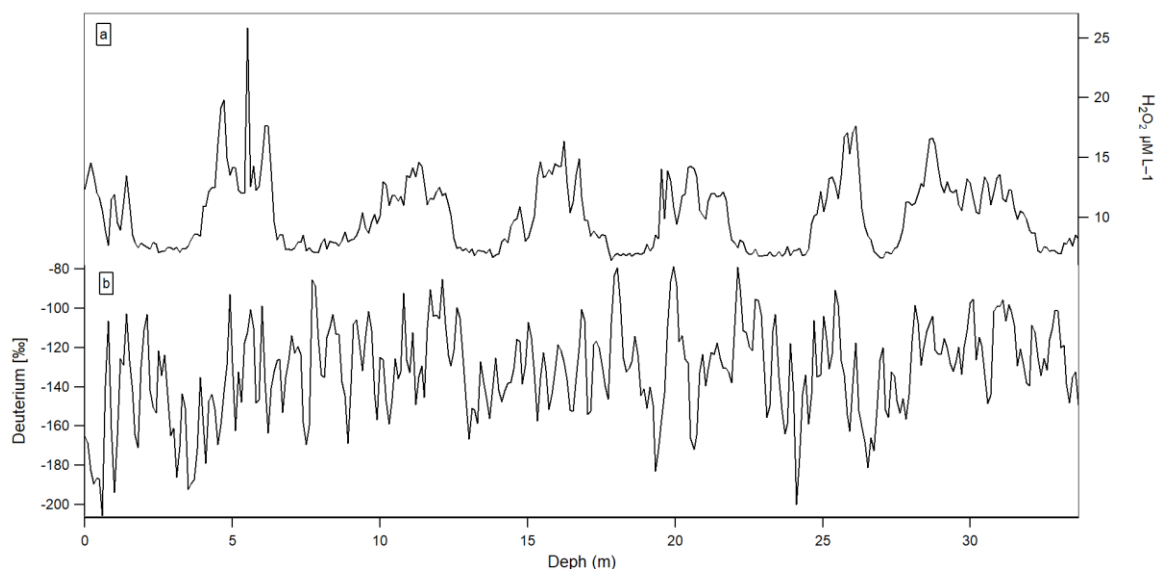


Fig. 2 Profile of (a) hydrogen peroxide (H_2O_2), and (b) deuterium (δD) in the upper 33 m of the Detroit Plateau core in the Antarctic Peninsula.

3.2 Mount Johns ice core

In the summer of 2008–2009, the Mount Johns ice core was drilled near the Pine Island Glacier ice divide in the WAIS ($79^{\circ}55' S$, $94^{\circ}23' W$; 2,100 m altitude) by a Brazilian team, using the Stampfli drill described in section 3.1. The ice core reached a depth of 92.26 m, and the 15-m temperature (using the platinum probe described in section 3.1) was -33.0 ± 0.5 °C (Schwanck et al. 2017; Thoen et al. 2018). The core was dated based on seasonal variations in no-sea salt sulfates ($nssSO_4^{2-}$), which reach a maximum in summer, and sodium (Na^+), which reaches a peak in the Antarctic winter (Fig. 3a, 3b) (Thoen et al. 2018). Major volcanic eruptions recorded in the core, including Krakatoa (1883), Agung (1963), and Pinatubo/Hudson (1991), provided a horizon of reference for absolute dating (Schwanck et al. 2017; Thoen et al. 2018). In this study, we investigated the upper 6.3 m of the core that corresponded to the 1981–2007 period.

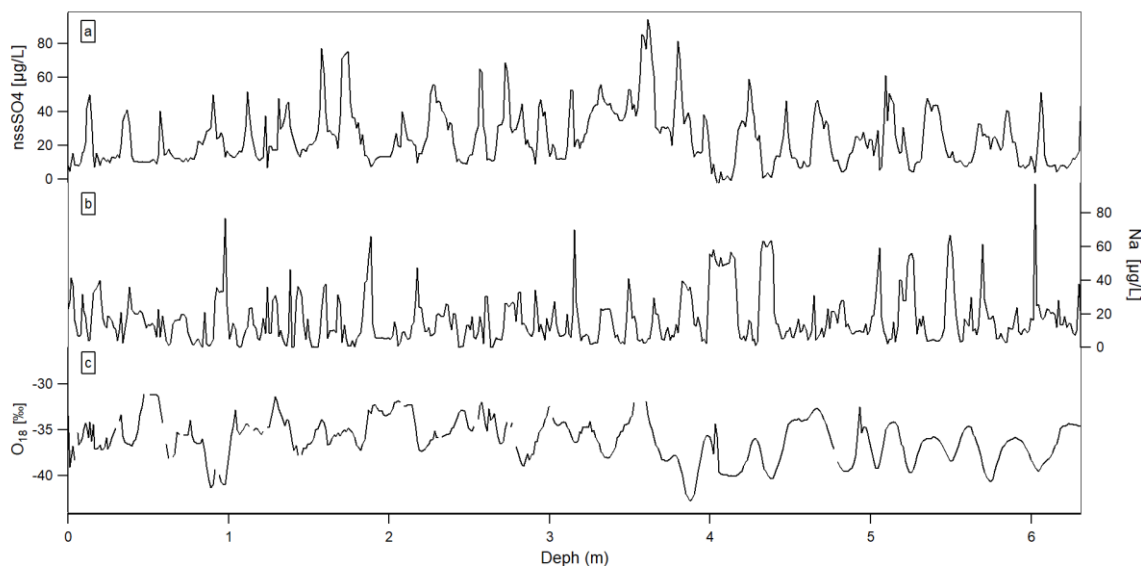


Fig. 3 Profile of (a) non-sea salt (nssSO_4^{2-}), (b) sodium (Na^+), and (c) oxygen isotope ratio ($\delta^{18}\text{O}$), in the upper 6.3 m of the Mount Johns core (West Antarctic Ice Sheet).

3.3 Climatic reanalysis

The ERA-Interim reanalysis was produced by the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) and is considered the superior climatological database for high latitudes in the Southern Hemisphere (Bromwich et al. 2011; Clem et al. 2017). Satellite data have been included in the ECMWF reanalysis since 1979. This database assimilated data from 1979–2019 and replaced its predecessor ERA-40 in 2006, featuring key improvements such as a representation of the hydrological cycle and the quality of stratospheric circulation (Berrisford et al. 2011). We used a geopotential height variable of 500-hPa at a spatial resolution of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (latitude x longitude) to investigate variability in atmospheric circulation in the South Pacific Ocean from 1979 to 2008. We estimated the 500-hPa geopotential height anomaly in two different periods: 1979 to 1992 and 1993 to 2008 (2008 was the year in which the Mount Johns core was recovered).

4 RESULTS

4.1 Annual snow accumulation rate

The Detroit Plateau (AP) ice core represented 27 ± 1 years of accumulation, corresponding to the period of 1981–2007. The annual net snow accumulation rate at the site was 2.44 m water equivalent (w. equiv.), and it showed an increasing trend of $+0.036 \text{ m a}^{-1}$ (Fig. 4). The highest snow accumulation occurred in 2001 (4.04 m) and the lowest in 1984 (1.69 m), *i.e.*, an amplitude of 2.35 m (Table 1). However, the high accumulation rate recorded in 2001 may have been overestimated due to a double peak in the H_2O_2 record at about 30 m deep (Fig. 2). Nonetheless, the mean accumulation rate agreed with that determined by Turner et al. (2002) for the Detroit Plateau (2.4 m a^{-1}) ($64^\circ 0' \text{ S}$, $59^\circ 6' \text{ W}$).

At the Mount Johns site (WAIS), the annual net snow accumulation rate was 0.23 m a^{-1} w. equiv. in 1981–2007, and no statically significant increasing or decreasing trend was observed (Fig. 4). The highest snow accumulation rate, 0.34 m a^{-1} w. equiv., was recorded in 2000, and the lowest accumulation rates were recorded in 1991 and 1997, with accumulation of only 0.16 m a^{-1} w. equiv. (Table 1). Snow accumulation variability at Mount Johns was similar to that estimated by the ERA-Interim reanalysis for the same WAIS region (Thoen et al. 2018). Further, Fig. 4 demonstrates that the accumulation rates at the two sites were in anti-phase throughout the 1999–2001 period.

Table 1 - Annual net snow accumulation rates at the Detroit Plateau (DP) and Mount Johns (MJ) ice core sites. Data are presented in meters water equivalent (m w. equiv.).

SITE	MIN	MAX	AMPLITUDE	MEAN	STANDARD DEVIATION	TREND (year⁻¹)
DP	1.69	4.04	2.35	2.44	0.63	+0.036
MJ	0.16	0.34	0.18	0.23	0.05	-----

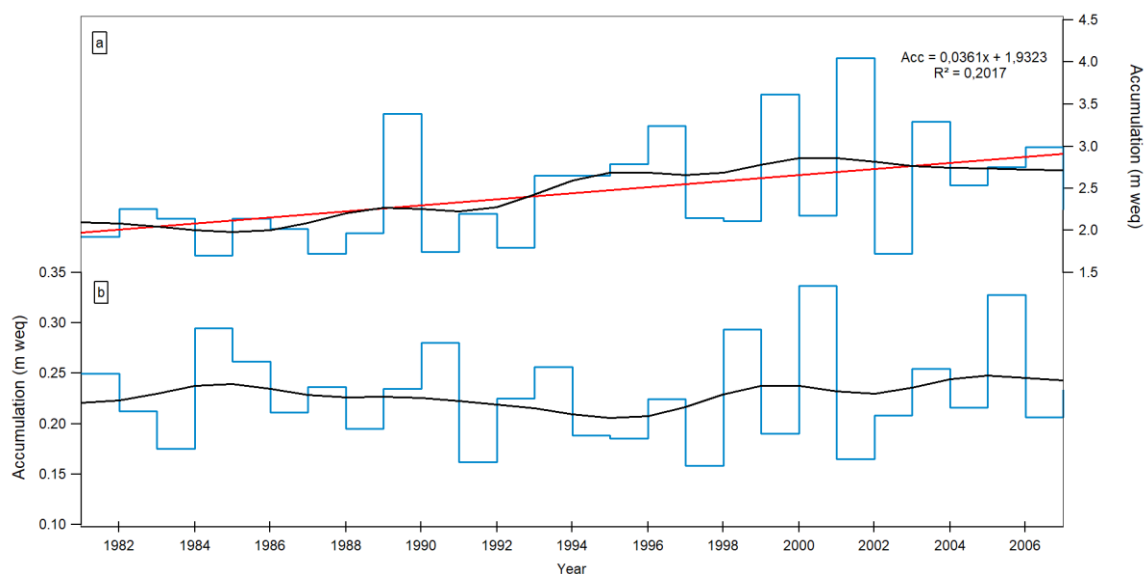


Fig. 4 Annual net snow accumulation rates at the **(a)** Detroit Plateau (AP) and **(b)** Mount Johns (WAIS) in meters water equivalent. The black lines show the 5-y moving average; the linear trend for the Detroit Plateau ($+ 0.036 \text{ m a}^{-1}$) is shown in red.

4.2 Climatic reanalysis

We reconstructed (reanalyzed) 500-hPa geopotential height anomalies over two different periods: 1979–1992 and 1993–2008. The annual geopotential anomaly at 500-hPa (Fig. 5a, 5b) tended to be negative near the Antarctic coast ($\sim 65^\circ \text{ S}$) and positive at $\sim 40^\circ \text{ S}$ during the 1993–2008 period. This anomaly was more pronounced in the summer (Fig. 5c, 5d), and significant changes occurred in the geopotential anomaly for both the coastal Antarctic region $\sim 65^\circ \text{ S}$ (positive to negative) and the region around $\sim 40^\circ \text{ S}$ (negative to positive) between the 1979–1992 period (Fig. 5c) and the 1993–2008 period (Fig. 5d), showing a well-marked zonal component. Geopotential anomalies with the same signs were also observed in autumn but were not well defined (Fig. 5e, 5f). This positive (negative) alternation in the 500-hPa geopotential anomalies at both $\sim 40^\circ \text{ S}$ and $\sim 65^\circ \text{ S}$ was associated with a positive SAM trend from 1979 to 2008, which increased after 1993.

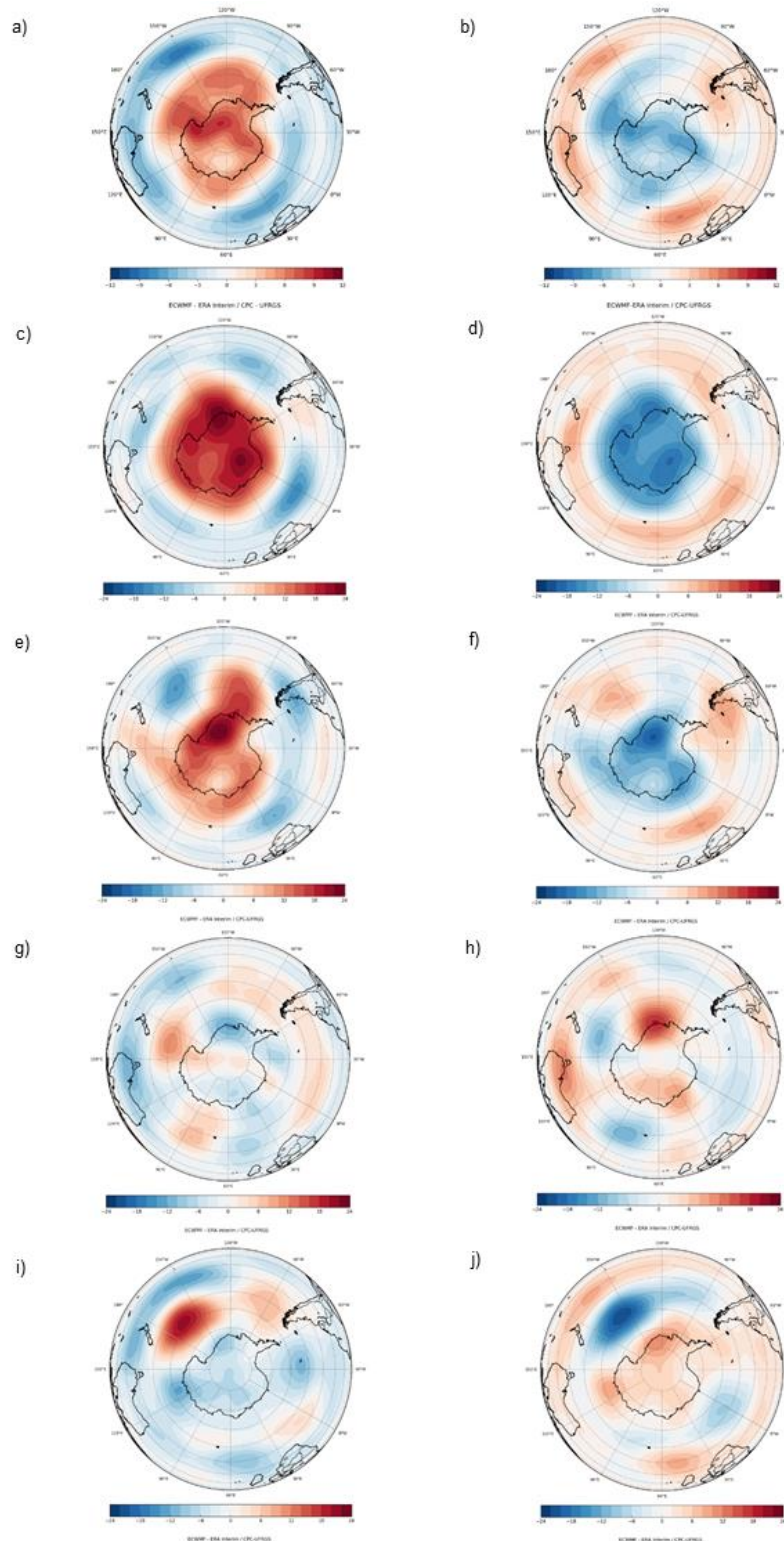


Fig. 5 Southern Hemisphere climate reanalysis at the 500 hPa geopotential height anomaly, during **(left)** 1979–1992, **(right)** 1993–2008. **(a, b)** annual, **(c, d)** summer, **(e, f)** autumn, **(g, h)** winter, **(i, j)** spring. Source: ECMWF / CPC-UFRGS.

Several studies have reported a positive SAM phase extending back to the 1960s, mainly in autumn and summer. This trend has strengthened the polar vortex and intensified the westerly winds surrounding Antarctica, displacing the polar jet stream and westerly belt toward the Pole and strengthening the ASL (Thompson and Solomon 2002; Nicolas and Bromwich 2011).

However, in the Southern Hemisphere winter (Fig. 5g, 5h) and spring (Figure 5i, 5j), the 500-hPa geopotential anomaly patterns showed a better-defined meridional component. In winter (Fig. 5g, 5h), a positive (negative) alternation pattern was found in the geopotential anomaly in middle and high latitudes. From 1993 to 2008, the geopotential anomaly to the north of West Antarctica was positive (Fig. 5h). In the spring, a meridional component of the atmospheric circulation also predominated, with a positive (negative) alternation of the geopotential anomaly at 500-hPa in middle and high latitudes (Fig. 5i, 5j). A change in the geopotential anomaly at 500-hPa from positive to negative was well-marked east New Zealand and was somewhat similar to the Pacific Southern America (PSA) pattern. In winter and spring, a PSA wave pattern predominated, increasing the meridional atmospheric flow. In the high Southern Hemisphere latitudes, this pattern was a response to ENSO signals (Matthewman and Magnusdottir 2012; Turner et al. 2013; Yuan et al. 2018).

5 DISCUSSION

Positive SAM phases were marked by a negative anomaly in the atmospheric pressure in the Southern Ocean ($\sim 65^\circ$ S) around Antarctica. This strengthened and narrowed the westerlies surrounding Antarctica, displacing the polar jet stream toward the pole, directing the cyclonic flow toward the AP, and deepening the ASL. These in turn controlled, for example, the sea ice extent and precipitation amount (Turner et al. 2013; Goodwin et al. 2016).

According to Abram et al. (2011), the AP pattern of precipitation is associated with the strengthening or weakening of the westerlies over the region. The AP blocking effect can be reduced or increased depending on the force of this flow. Thus, the intensification of the westerly wind velocities due to a positive SAM phase favors the increase of orographic precipitation downwind of the AP.

As the AP temperature changed, the number of precipitation events also increased. At Vernadsky/Faraday weather station in the western AP, the number of winter precipitation events in the 1990s was almost 50% higher than that in the 1950s (Turner et al. 2002). The

increase in the mean air temperature in the AP is related to a greater north to south flow of warm air from the southeast South Pacific Ocean and to the more intense westerly winds associated with the positive SAM phase that began in 1960/70 (Marshall et al. 2006). The steep orography also contributes to the high snow accumulation in the western AP (Turner et al. 2002).

In the WAIS, the majority of the precipitation occurs in autumn and winter; precipitation is the lowest in summer due to weaker cyclonic activity than that in autumn and winter (Nicolas and Bromwich 2011). The deepening of the ASL in recent decades has increased the north/south flow of warm, humid air from the South Pacific Ocean to the WAIS and AP. This has increased the mean air temperature and the precipitation in these regions; further, it has reduced the sea ice cover on the Amundsen and Bellingshausen seas (Hosking et al. 2013; Turner et al. 2013; Raphael et al. 2016).

The longitudinal location of the ASL generally migrates toward the west between summer and winter. This change in the low-pressure center from the Bellingshausen to the Amundsen/Ross seas is responsible for the (longitudinal) variability, intensity, and influence of marine air masses entering the interior WAIS and AP (Nicolas and Bromwich 2011; Hosking et al. 2013; Turner et al. 2013; Raphael et al. 2016).

The ASL is an essential component in the non-zonal (meridional) circulation of the Southern Hemisphere high latitudes, connecting the tropical Pacific with the southern Pacific sector (Southern Ocean), (Hosking et al. 2013; Turner et al. 2013; Raphael et al. 2016).

The relationship between the longitudinal position of the ASL and the atmospheric flow toward the AP is shown in Fig. 6a. There is a negative correlation between snow accumulation at the Detroit Plateau core site and a geopotential anomaly at 500 hPa located west of the AP (in the Bellingshausen Sea region). The deepening of the atmospheric pressure and displacement of the ASL toward the east favors a west/south flow toward the AP (Fig. 6b), increasing precipitation and snow accumulation in the Detroit Plateau region.

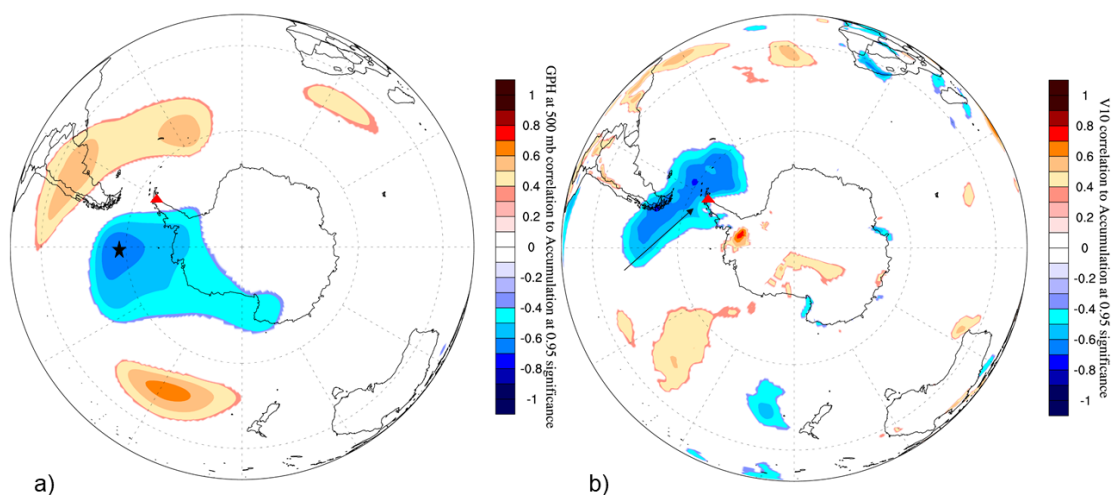


Fig. 6 Correlation between the annual net snow accumulation rate at the Detroit Plateau (triangle) and (a) the geopotential height (GPH) at 500 mb recorded in the ERA-Interim dataset (European Center for Medium-Range Weather Forecasts; ECMWF) (the star indicates the point of greatest correlation); and (b) with the meridional wind at 10 m (V10) in the ERA-Interim dataset (ECMWF) from 1981 to 2007, both with a significance level of 0.95. Source: CCI-U.MAINE/ ECMWF/CPC-UFRGS.

https://traveler.um.maine.edu/reanalysis/monthly_correl/

Figure 7a shows that a negative correlation existed between snow accumulation in the Mount Johns region (WAIS) and the Amundsen/Ross sea-region atmospheric pressure. Precipitation in the Mount Johns region increased when the Amundsen Sea low is located further west, which favors atmospheric flow over the Southern Ocean toward the Mount Johns region (Fig. 7b).

Thus, in general, precipitation in West Antarctica and the AP is influenced by the longitudinal (zonal) location of the ASL (Nicolas and Bromwich 2011; Turner et al. 2013). When the low pressure center is over the Bellingshausen Sea (Fig. 6), the transport of moisture and heat to the AP region tends to increase, while if the low pressure is centered over the Amundsen/Ross Sea, more moisture and heat are carried from the Southern Ocean to the interior WAIS (Fig. 7).

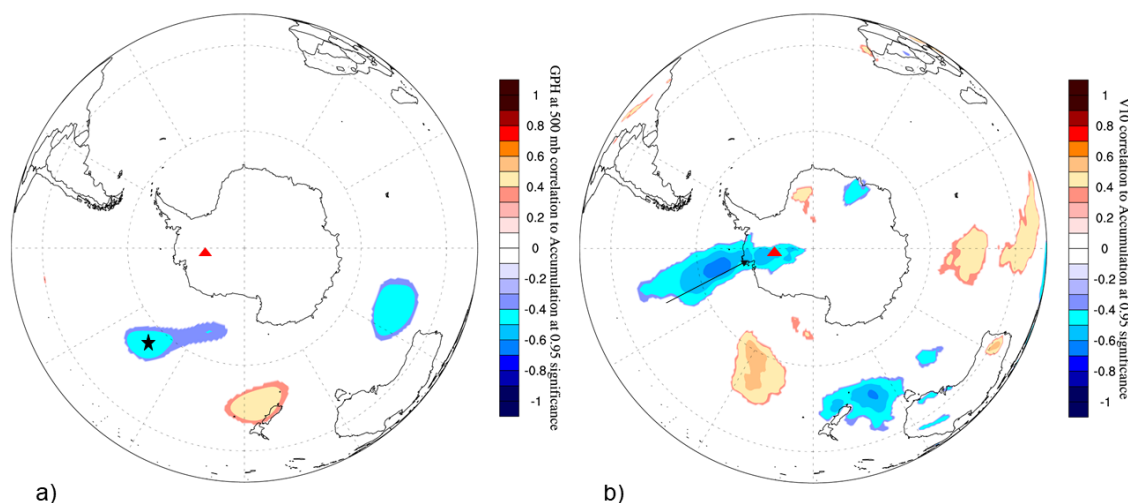


Fig. 7 Correlation between the annual net snow accumulation rate at the Mount Johns (triangle) and (a) the geopotential height (GPH) at 500 mb recorded in the ERA-Interim dataset (European Center for Medium-Range Weather Forecasts; ECMWF) (the star indicates the point of greatest correlation); and (b) with the meridional wind at 10 m (V10) in the ERA-Interim dataset (ECMWF) from 1981 to 2007, both with a significance level of 0.95. Source: CCI-U.MAINE/ ECMWF/ CPC-UFRGS. https://traveler.um.maine.edu/reanalysis/monthly_correl/

The ASL becomes deeper in a positive SAM phase than it generally is in a negative phase (Turner et al. 2013; Raphael et al. 2016). In recent decades, the SAM has trended positive (Marshall 2003), thus deepening the ASL. The meridional location of this low pressure center is also influenced by the SAM phase; the average yearly position is $\sim 68.72^\circ$ S (negative phase) and $\sim 70.43^\circ$ S (positive phase), in a positive SAM phase the storm band is displaced south (Turner et al. 2013). Fig. 8a shows a negative correlation between a geopotential height at 500-hPa located west of the AP with the SAM index, showing that the latter contributed to the deepening of atmospheric pressure in the study period by increasing the cyclonic activity and consequently the precipitation in the region. This correlation is in line with the trend presented in Figures 5b, 5d, and 5f. These figures show negative geopotential anomalies in the Antarctic coastal region ($\sim 65^\circ$ S) and positive geopotential anomalies in mid-latitudes ($\sim 40^\circ$ S) from 1993 to 2008 and indicate a positive SAM, especially in the summer. These factors contributed to increased snow precipitation over the study period ($+0.036 \text{ m a}^{-1}$) in the Detroit Plateau region and may explain the greater snow accumulation after 1993 at the site.

The teleconnection between the Equatorial Pacific and the West Antarctic coastal region is weak in summer and strengthens in winter, influencing the depth of the ASL (Turner et al. 2013; Clem et al. 2017). The ASL is deeper under La Niña conditions, with a negative mean sea level pressure (MSLP) anomaly in the Amundsen Sea, and less so under El Niño conditions (with a

positive MSLP anomaly in the ASL region). Under El Niño conditions, the ASL tends to be weaker and located further east than it is under La Niña conditions (Turner et al. 2013). The predominance of central-type El Niño events since the 1990s has also increased the influence of the ENSO on SAM signals (Yu et al. 2015).

Figure 8b suggests a positive correlation between the geopotential height at 500-hPa and the Niño 3.4 index, indicating that the positive mean pressure anomaly at sea level in the Southern Ocean region north of West Antarctica is a response to the predominance of El Niño events in the period. Conversely, Figures 5g and 5h (winter) depict a positive geopotential anomaly in the ASL region, strengthening the MSLP in the region. A positive MSLP anomaly reduces precipitation in parts of West Antarctica, mainly in winter; thus, a stable snow accumulation rate was sustained in the Mount Johns region throughout the study period. This positive correlation, between the geopotential height at 500-hPa and the Niño 3.4 index, to the north of the WAIS in response to El Niño events (Fig. 8b) favors the displacement of the ASL to the east (Turner et al. 2013), increasing precipitation in the western AP. The more interior location of the Mount Johns region than that of the Detroit Plateau also contributes to the Mount Johns region's more stable snow accumulation rate.

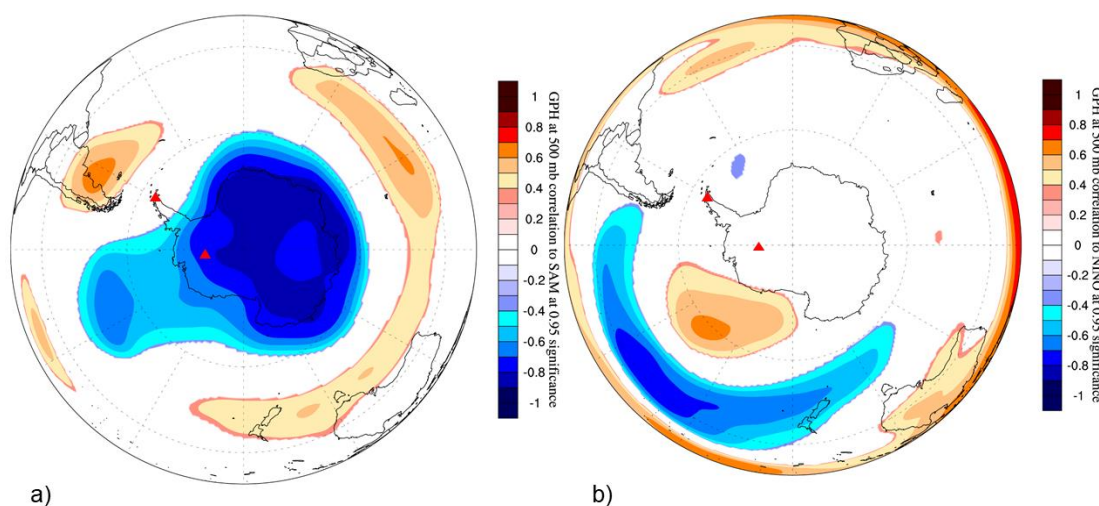


Fig. 8 Correlation of (a) SAM with the geopotential height (GPH) at 500 mb recorded in the ERA-Interim dataset (European Center for Medium-Range Weather Forecasts; ECMWF); and (b) the NIÑO 3.4 index and the 500 mb GPH recorded in the ERA-Interim dataset (ECMWF) between 1981 and 2007, both with a significance level of 0.95. Source: CCI-U.MAINE / ECMWF / CPC-UFRGS.

https://traveler.um.maine.edu/reanalysis/monthly_correl/

6 CONCLUSION

We investigated variability in the net snow accumulation rate over the Detroit Plateau (AP) and Mount Johns (WAIS) from 1981 to 2007, as well as the role of the ASL and the Southern Hemisphere's main climate controllers (SAM, ENSO) on variability in precipitation and snow accumulation at the two sites. Our results showed an increase in annual net snow accumulation ($+0.036 \text{ m a}^{-1}$) at the Detroit Plateau site, which had an annual net accumulation rate of $2.44 \pm 0.63 \text{ m a}^{-1}$ water equivalent. At the Mount Johns site, there is no significant variation trend in annual net snow accumulation, which averaged $0.23 \pm 0.05 \text{ m a}^{-1}$ water equivalent. The ASL controlled the variability of precipitation in the WAIS and AP; its shift to the east favored the atmospheric flow toward the AP, thus increasing precipitation, while its migration to the west increased the inflow of marine air masses toward the WAIS, leading to increased precipitation rates. The longitudinal position (east/west) of the ASL controlled precipitation in the region, which could be high in the AP and low in the WAIS or vice-versa on an annual timescale. This explains why the accumulation rate at the two sites was in anti-phase in 1999–2001.

The predominantly positive SAM in recent decades has strengthened the ASL, increasing the precipitation in the AP. Precipitation in the Mount Johns region, however, does not reflect a clear trend, probably due to its greater distance from the coast. A positive atmospheric pressure anomaly in the Amundsen/Ross seas due to the propagation of the ENSO event over high Southern Hemisphere latitudes also contributed to stable precipitation in the Mount Johns region during the study period.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was funded by the Brazilian National Council for Scientific and Technological Development—CNPq (process nos.: 557053/2009 and 442761/2018). The fieldwork conducted in December 2007 was a joint action by a Brazilian-Chilean-American team under the scope of the Brazilian Antarctic Program (PROANTAR). We are grateful for the logistical support of the Chilean Air Force (FACH) and our colleagues A. S. de Alencar, Luiz Fernando M. Reis, and Marcelo Arevalo during the fieldwork.

REFERENCES

- Abram N.J., Mulvaney R., Arrowsmith C. (2011). Environmental signals in a highly resolved ice core from James Ross Island, Antarctica. *Journal of Geophysical Research Atmosphere*, 116(D20): 1–15. <https://doi.org/10.1029/2011JD016147>
- Anklin M., Bales R.C. (1997). Recent increase in H_2O_2 concentration at Summit, Greenland. *Journal of Geophysical Research Atmosphere*, 102(D5): 19099–19104. <https://doi.org/10.1029/97jd01485>

- Berrisford P., Dee D., Poli P. et al. (2011). The ERA-Interim Archive Version 2. Reading, ECMWF. 23 p.
- Bromwich D.H., Nicolas J.P., Monaghan A.J. (2011). An Assessment of precipitation changes over Antarctica and the Southern Ocean since 1989 in contemporary global reanalyses. *Journal of Climate*, 24(16): 4189–4209. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4074.1>
- Clem K.R., Renwick J.A., McGregor J. (2017). Large-scale forcing of the Amundsen Sea low and its influence on sea ice and west Antarctic temperature. *Journal of Climate*, 30(20): 8405–8424. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0891.1>
- Goodwin B.P., Mosley-Thompson E., Wilson A.B. et al. (2016). Accumulation variability in the Antarctic Peninsula: The role of large-scale atmospheric oscillations and their interactions. *Journal of Climate*, 29(7): 2579–2596. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0354.1>
- Hosking J.S., Orr A., Marshall G.J. et al. (2013). The influence of the Amundsen-Bellinghousen seas low on the climate of West Antarctica and its representation in coupled climate model simulations. *Journal of Climate*, 26(17): 6633–6648. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00813.1>
- Jouzel J. (2013). A brief history of ice core science over the last 50 yr. *Climate of the Past*, 9: 2525–2547. <https://doi.org/10.5194/cp-9-2525-2013>
- Legrand M., Mayewski P. (1997). Glaciochemistry of polar ice cores: A review. *Reviews of Geophysics*, 35(3): 219–243. <https://doi.org/10.1029/96RG03527>
- Marshall G.J. (2003). Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 16(24): 4134–4143. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<4134:TITSAM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<4134:TITSAM>2.0.CO;2)
- Marshall G.J., Orr A., van Lipzig N.P.M., King J.C. (2006). The impact of a changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula summer temperatures. *Journal of Climate*, 19(20): 5388–5404. <https://doi.org/10.1175/JCLI3844.1>
- Matthewman N.J., Magnusdottir G. (2012). Clarifying ambiguity in intraseasonal Southern Hemisphere climate modes during austral winter. *Journal of Geophysical Research Atmosphere*, 117(D3): 1–13. <https://doi.org/10.1029/2011JD016707>
- Mayewski P.A., Bracegirdle T., Goodwin I. et al. (2015). Potential for Southern Hemisphere climate surprises. *Journal of Quaternary Science*, 30(5): 391–395. <https://doi.org/10.1002/jqs.2794>
- Nicolas J.P., Bromwich D.H. (2011). Climate of West Antarctica and influence of marine air intrusions. *Journal of Climate*, 24(1): 49–67. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3522.1>
- Oliva M., Navarro F., Hrbáček F. et al. (2017). Recent regional climate cooling on the Antarctic Peninsula and associated impacts on the cryosphere. *Science of the Total Environment*, 580: 210–223. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.12.030>
- Potocki M., Mayewski P.A., Kurbatov A.V. et al. (2016). Recent increase in Antarctic Peninsula ice core uranium concentrations. *Atmospheric Environment*, 140: 381–385. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2016.06.010>
- Raphael M.N., Marshall G.J., Turner J. et al. (2016). The Amundsen sea low: Variability, change, and impact on Antarctic climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(1): 111–121. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00018.1>
- Schwanck F., Simões J.C., Handley M. et al. (2017). A 125-year record of climate and chemistry variability at the Pine Island Glacier ice divide, Antarctica. *The Cryosphere*, 11:1537–1552. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1537-2017>
- Siegert M., Atkinson A., Banwell A. et al. (2019). The Antarctic Peninsula under a 1.5°C global warming scenario. *Frontiers in Environmental Science*, 7: 102. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2019.00102>
- Thoen I.U., Simões J.C., Lindau F.G.L., Sneed S.B. (2018). Ionic content in an ice core from the West Antarctic Ice Sheet: 1882–2008 A.D. *Brazilian Journal of Geology*, 48(4): 853–865. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820180037>
- Thomas E.R., Marshall G.J., McConnell J.R. (2008). A doubling in snow accumulation in the western Antarctic Peninsula since 1850. *Geophysical Research Letters*, 35(1): 1–5. <https://doi.org/10.1029/2007GL032529>
- Thompson D.W.J., Solomon S. (2002). Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 296(5569): 895–899. <https://doi.org/10.1126/science.1069270>
- Turner J., Lachlan-Cope T.A., Marshall G.J. et al. (2002.) Spatial variability of Antarctic Peninsula net surface mass balance. *Journal of Geophysical Research Atmosphere*, 107(D13): AAC 4-1–AAC 4-18. <https://doi.org/10.1029/2001JD000755>
- Turner J., Phillips T., Hosking J.S. et al. (2013). The Amundsen sea low. *International Journal of Climatology*, 33(7): 1818–1829. <https://doi.org/10.1002/joc.3558>

- Yu J.Y., Paek H., Saltzman E.S., Lee T. (2015). The early 1990s change in ENSO-PSA-SAM relationships and its impact on Southern Hemisphere climate. *Journal of Climate*, 28(23): 9393–9408. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0335.1>
- Yuan X., Kaplan M.R., Cane M.A. (2018). The interconnected global climate system-a review of tropical-polar teleconnections. *Journal of Climate*, 31(15): 5765–5792. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0637.1>

Anexo I da Tese – Resumo SCAR 2018

12/11/2017

Polar 2018 - Abstract Submission System

Abstract Preview - Step 3/4

- print version -

Session: AC-5 Tropical-Polar Teleconnections and their Climate impacts

Polar program: None

Title: South Pacific climate recorded in an ice core from the Pine Island glacierAuthor(s): José Mauro Dalla Rosa¹ (jmaurodallarosa@gmail.com), Jefferson Cardia Simões¹, Francisco Eliseu Aquino¹, Isaias Ullmann Thoen¹, Ronaldo Torma Bernardo¹Institute(s): ¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul / INCT da Criosfera, Centro Polar e Climático, Porto Alegre, Brazil

Text: This work examines the South Pacific Ocean climate variability as recorded by two proxies (MSA and $\delta^{18}\text{O}$) from an ice core collected in the Pine Island Glacier at the Mount Johns site (79°55'S, 94°23'W; 2100 m a.s.l.). The two proxies show a positive trend in the period 1979-2008 [MSA (+0.210 $\mu\text{g L}^{-1} \text{a}^{-1}$), and $\delta^{18}\text{O}$ (+0.054‰ a^{-1})]. At the same time, the Southern Hemisphere annular mode index (SAM) showed a positive trend in summer (+0.078 a^{-1}) and in autumn (+0.050 a^{-1}), indicating a more intense cyclogenesis in the Southern Ocean, displacement of the storm tracks towards the south, the deepening of the Amundsen Sea Low and the decrease in the sea ice extent, contributing to a greater advection of oceanic air masses into the interior of the Western Antarctica ice sheet, these are the probable causes for the positive trends of the two proxies. In winter and spring, the SAM does not show the same tendency (-0.004 a^{-1}) and (+0.004 a^{-1}), favouring the displacement of the polar jet stream and the storm tracks to the north, increasing the south flow from the Antarctic Plateau to the Mount Johns region. We also discuss the influence of the ENSO phenomenon on the environmental variability of the Mount Johns region.

Preferred Presentation Type: Poster Presentation

Conference: POLAR 2018 · Abstract: A-938-0008-00474 · Status: Submitted

Where the Poles come together

Abstract Proceedings

Open Science Conference

19 – 23 June 2018

Davos, Switzerland

ISBN

978-0-948277-54-2

Anexo II da Tese – Resumo SCAR 2020

1662

Difference in the annual snow accumulation rate between the Antarctic Peninsula and West Antarctica in the period 1981–2007

José Mauro Dalla Rosa¹, Jefferson Simões¹, Francisco Aquino¹, Pedro Reis¹, Mariuz Potocki², Isaías Thoen¹
¹Centro Polar e Climático/Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil, ²Climate Change Institute/University of Maine, Orono, USA

We have investigated the variability of the net snow accumulation rate from 1981 to 2007 using two shallow ice cores, one from the Antarctic Peninsula (PA) [Detroit Plateau - 64°05'07"S, 59°38'42" W; 1,937 m a.s.l.] and other from the West Antarctica [Mount Johns - 79°55'S, 94°23'W; 2,100 m a.s.l.]. On the Detroit Plateau, only ~40 km from the west coast of the PA, the annual net snow accumulation rate was 2.44 m in water equivalent (w.eq.) showing a trend of +0.036 m a-1 in the period. On Mount Johns, a site within the West Antarctic ice sheet and about 600 km from the coast, the annual net snow accumulation rate was 0.23 m in w.eq. and without a statistically significant trend. The Amundsen Sea Low (ASL) is the main driver of the variability of snow precipitation between the PA and the West Antarctic ice sheet. The positive trend of the Southern Annular Mode (SAM) in recent decades and strengthened ASL, increased cyclonic activity and snowfall in the PA region. However, the spread of the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) signal in the Southern Ocean, and the greater distance from the coast, contributed to the snow precipitation remaining stable in the Mount Johns during the period.



ISBN: 978-0-948277-59-7

www.scar2020.org

Anexo III da Tese – Gráficos climáticos Hemisfério Sul

Gráfico A: (a) índice SAM (Abram-Marshall); (b) Pressão Atmosférica média anual Stanley; (c) Pressão Atmosférica média anual Hobart, período 1900–2010.

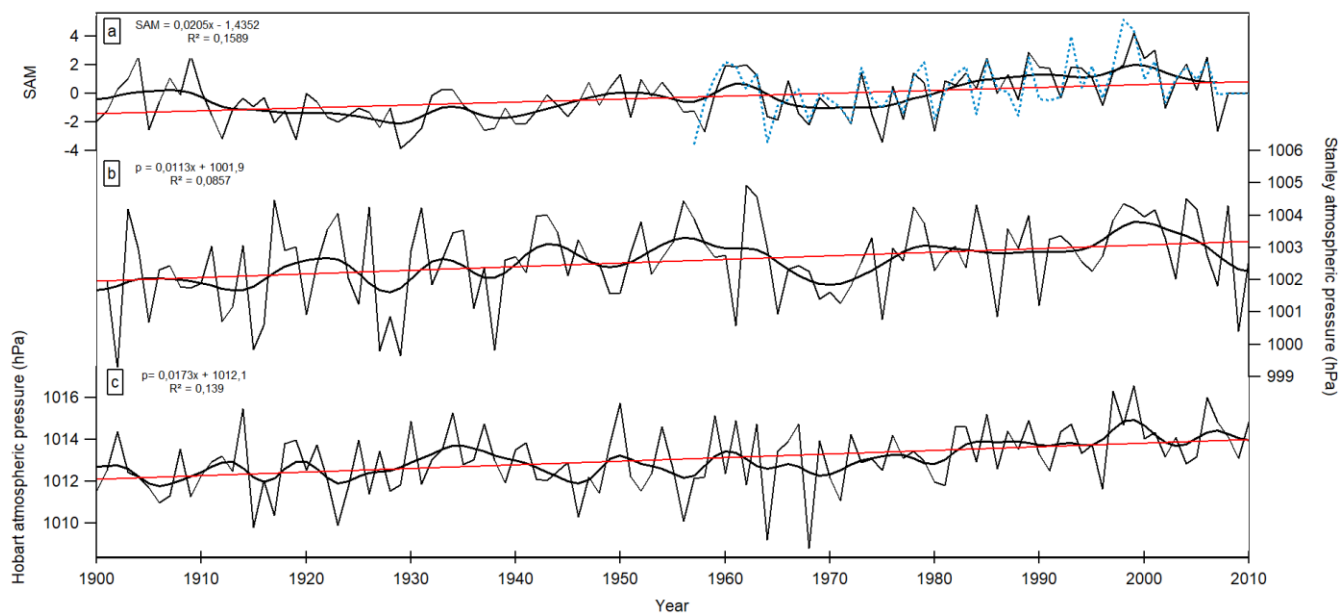


Gráfico B: (a) índice SOI; (b) Pressão Atmosférica média anual Taiti; (c) Pressão Atmosférica média anual Darwin, período 1900–2010.

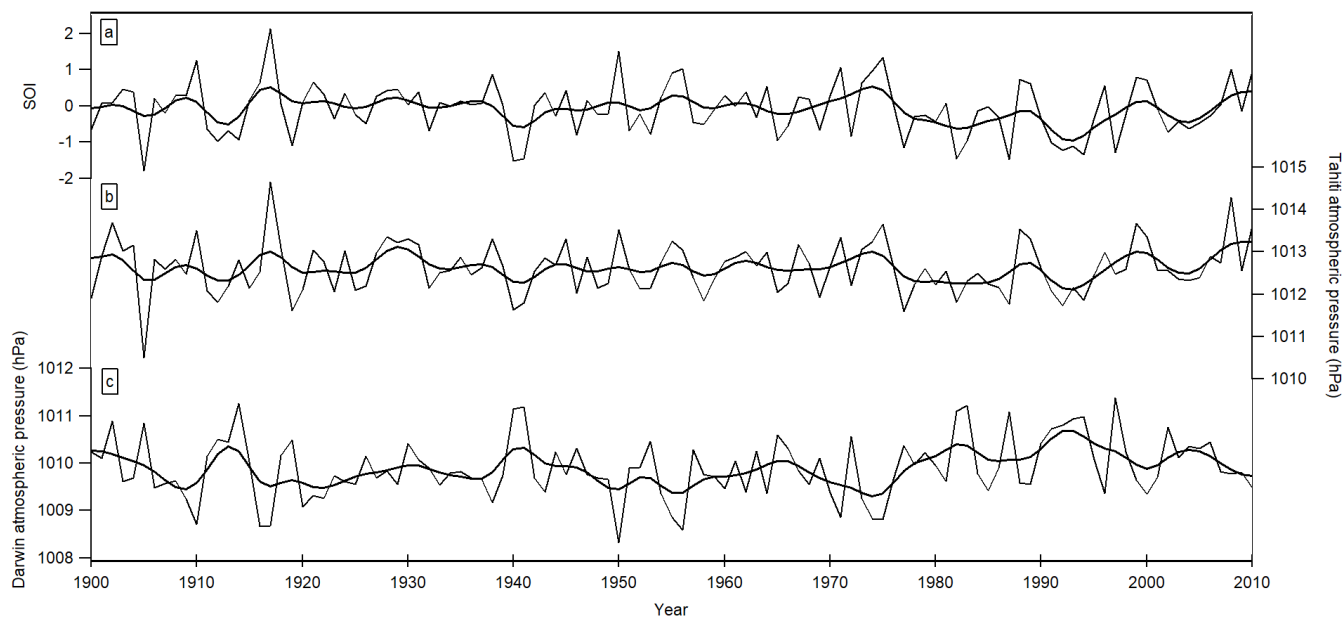
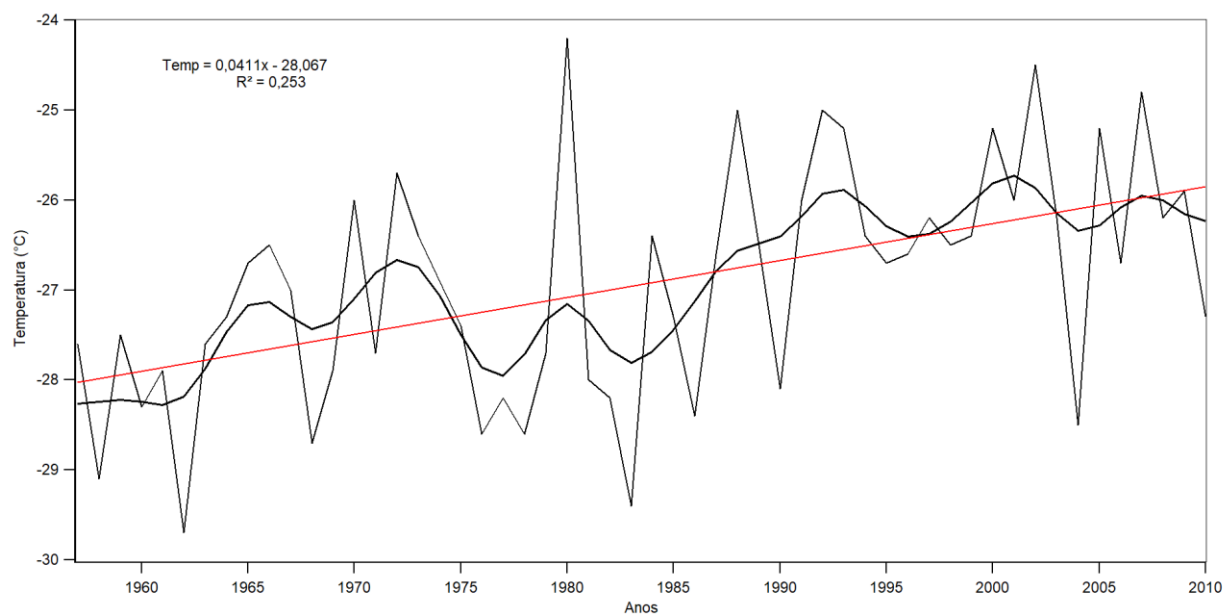
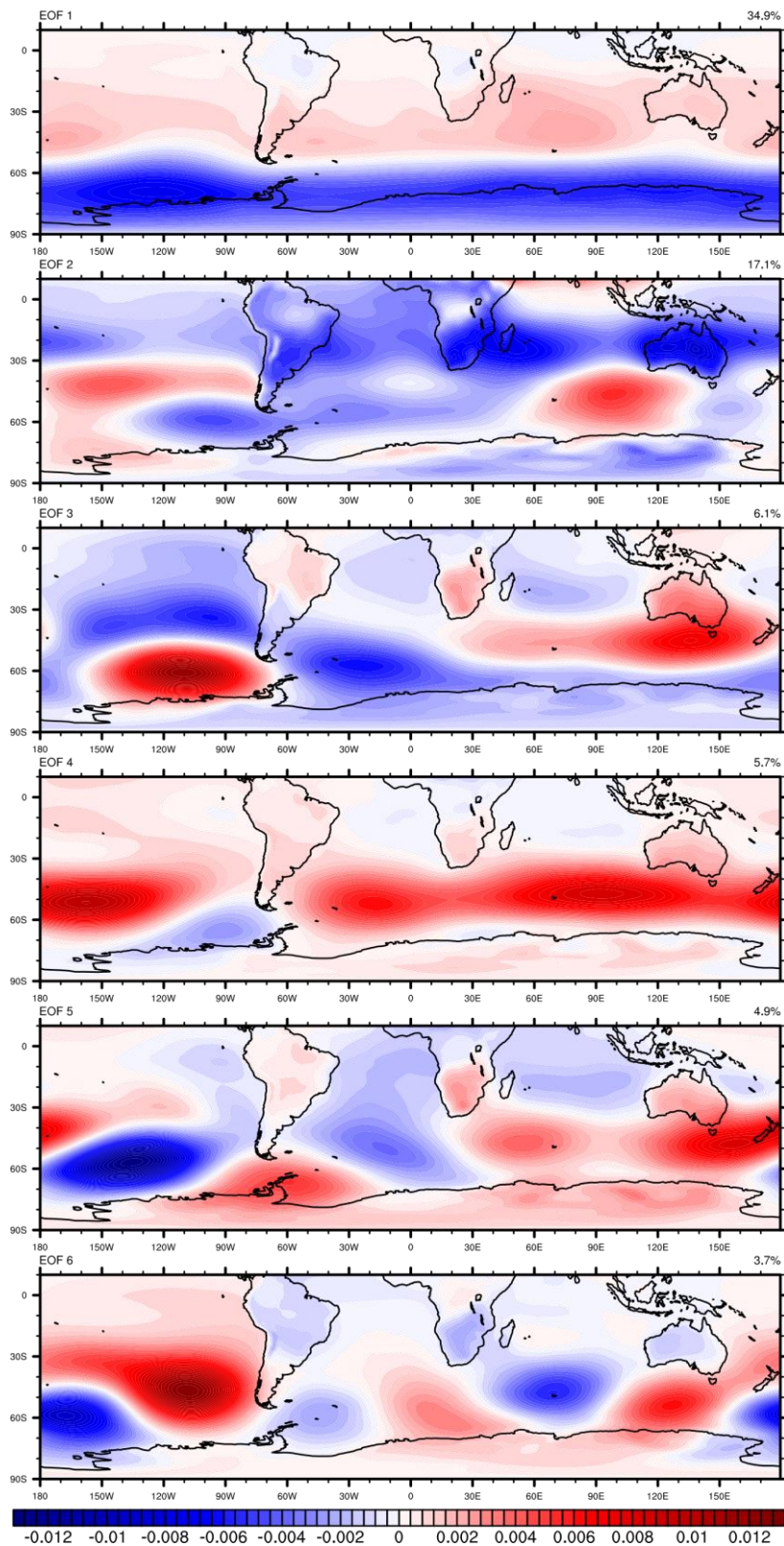


Gráfico C: Temperatura média do ar (°C) estação Byrd Antártica Ocidental (80° 00' S, 119° 33' O), 1957–2010.

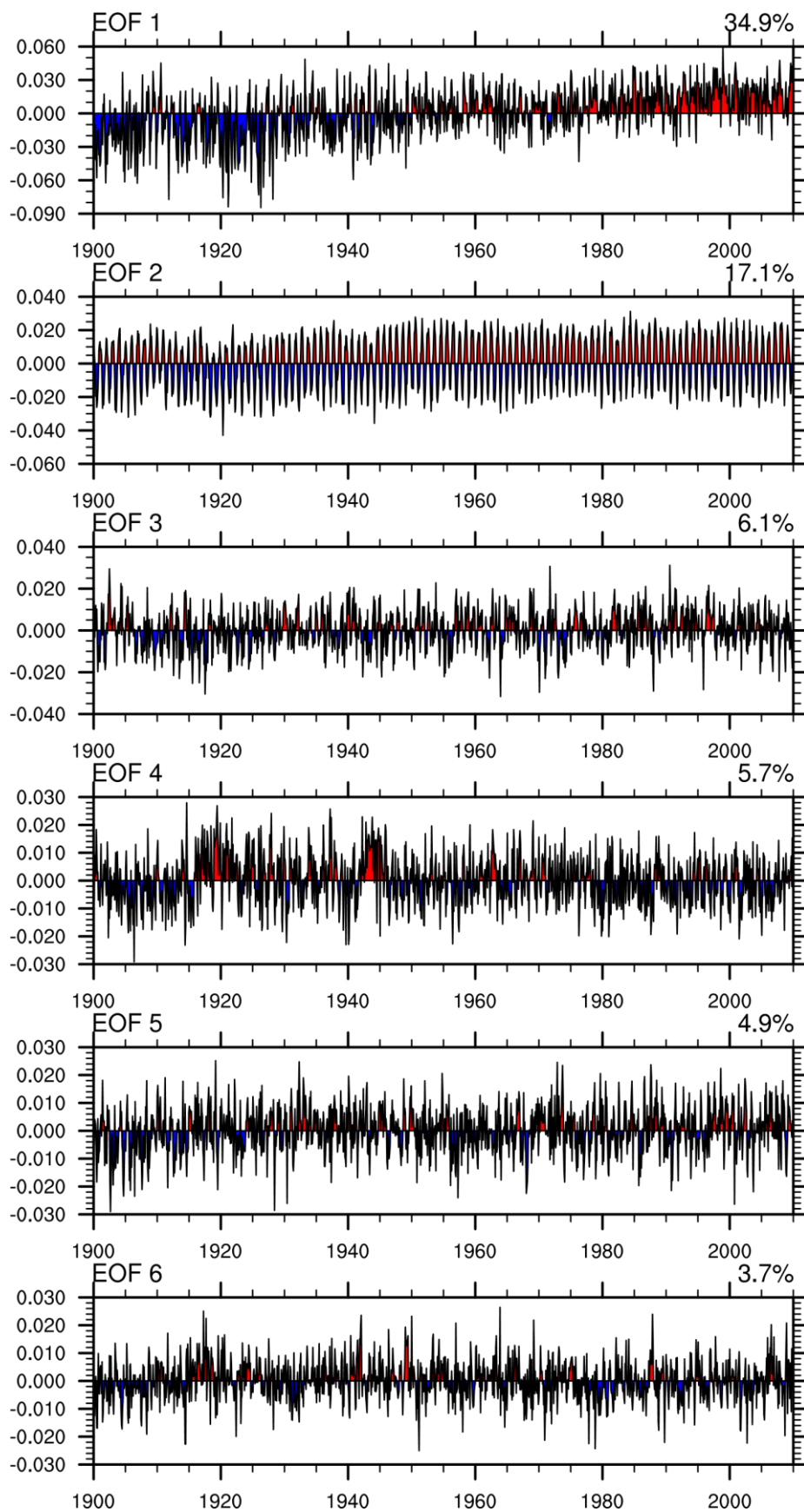


Anexo IV da Tese – EOFs e série temporal do Hemisfério Sul
Reanálise A: EOFs (PMNM) 1900-2010

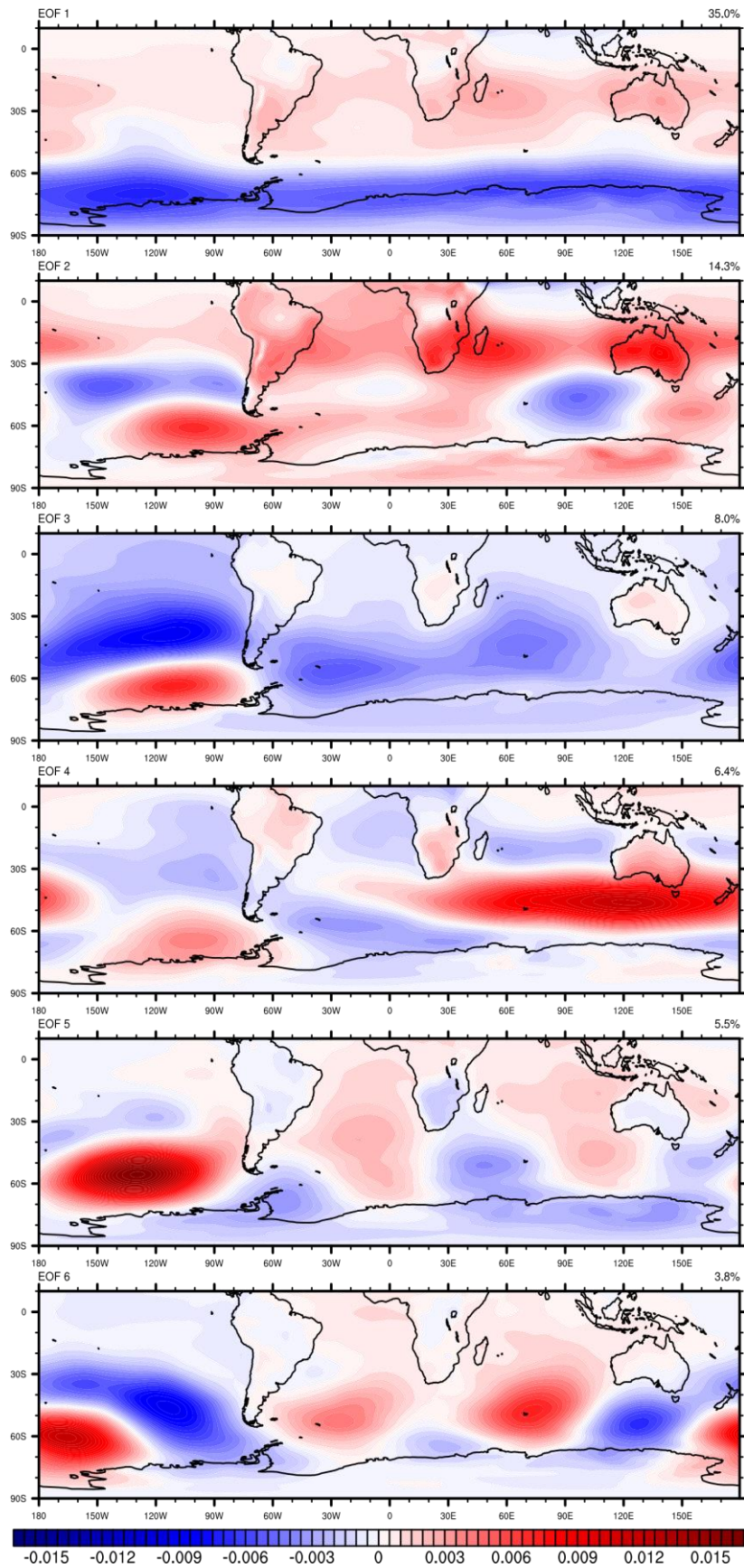
msl 1900-2010



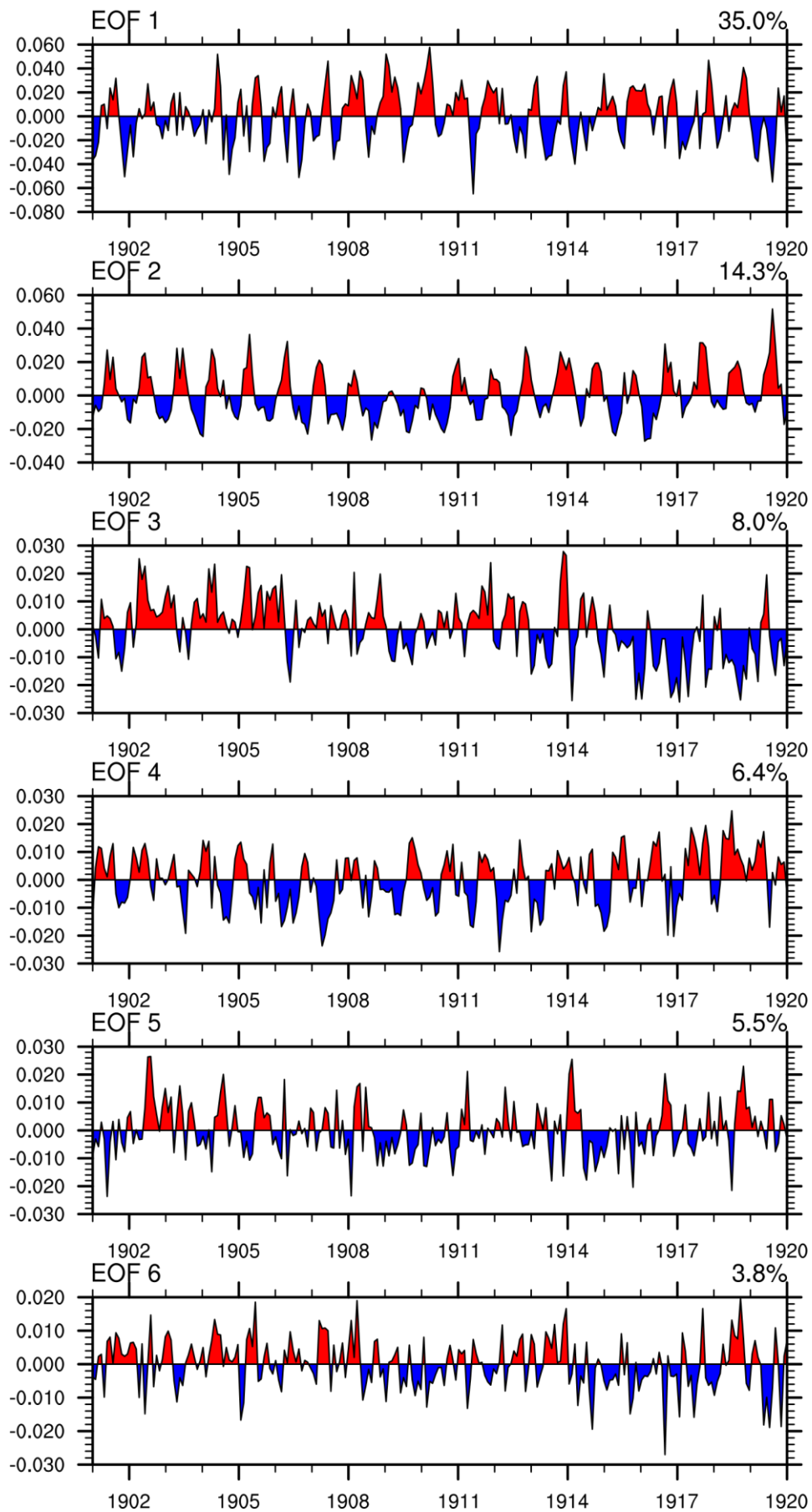
msl 1900-2010



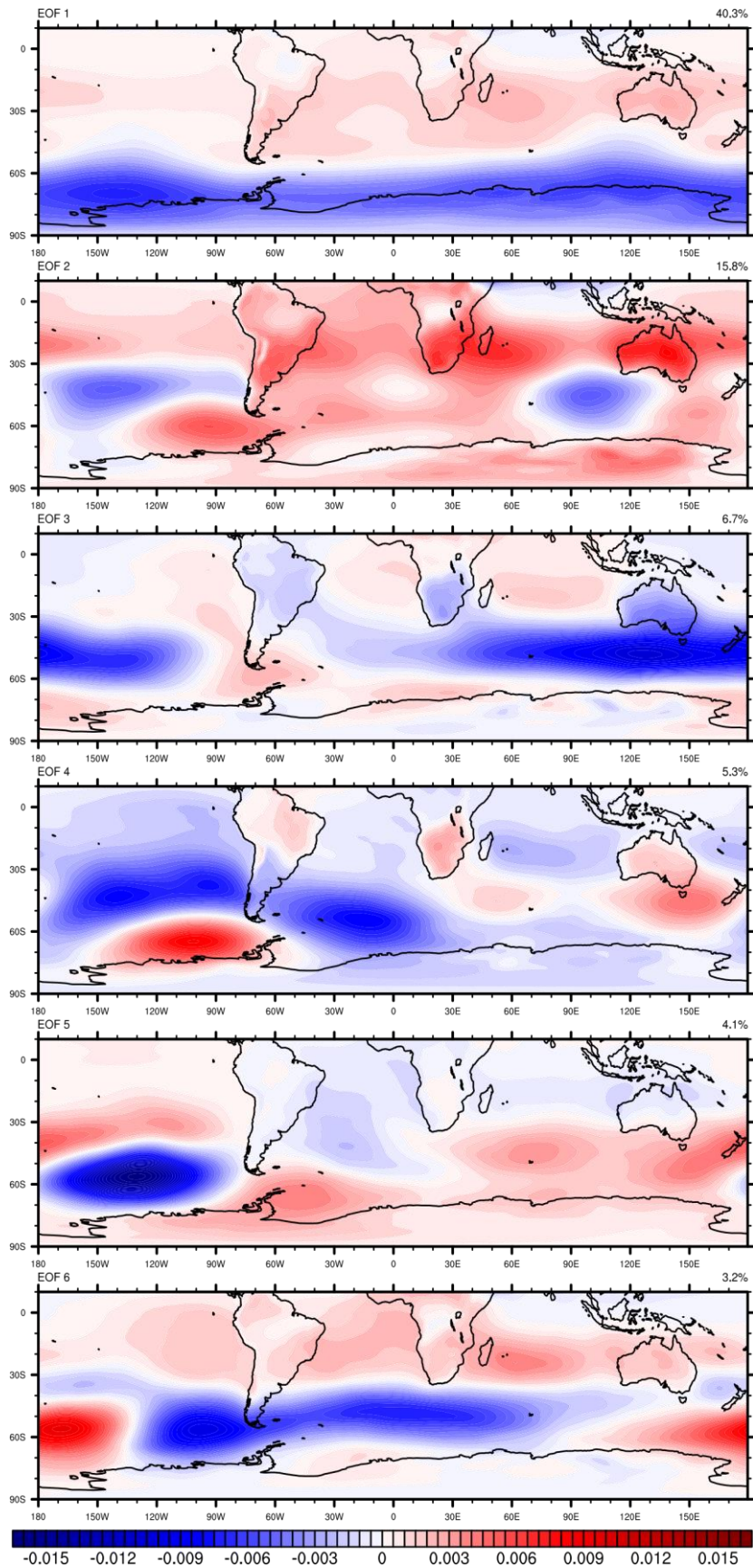
Reanálise B: EOFs (PMNM) 1901-1920
msl 1901-1920



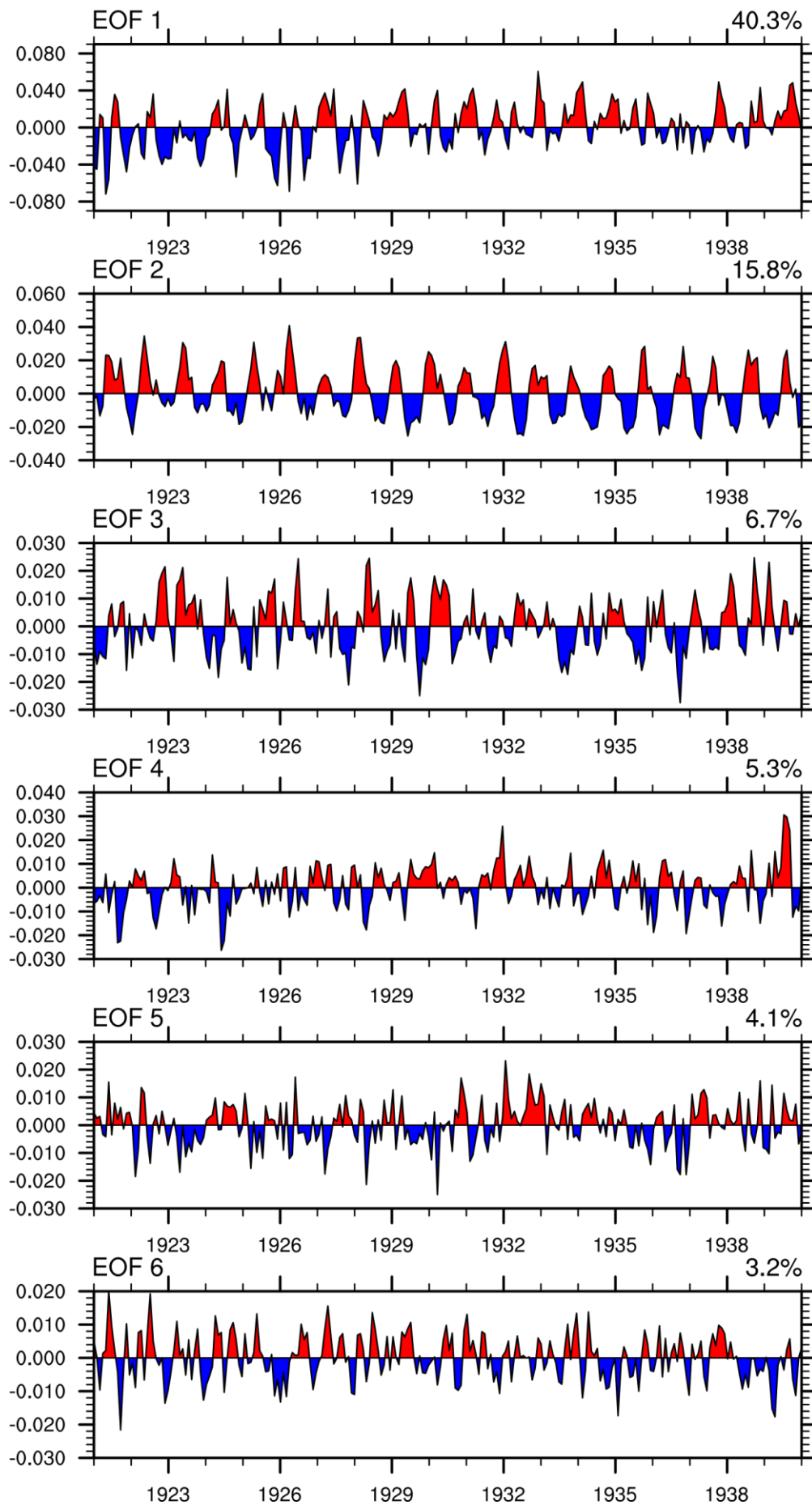
msl 1901-1920



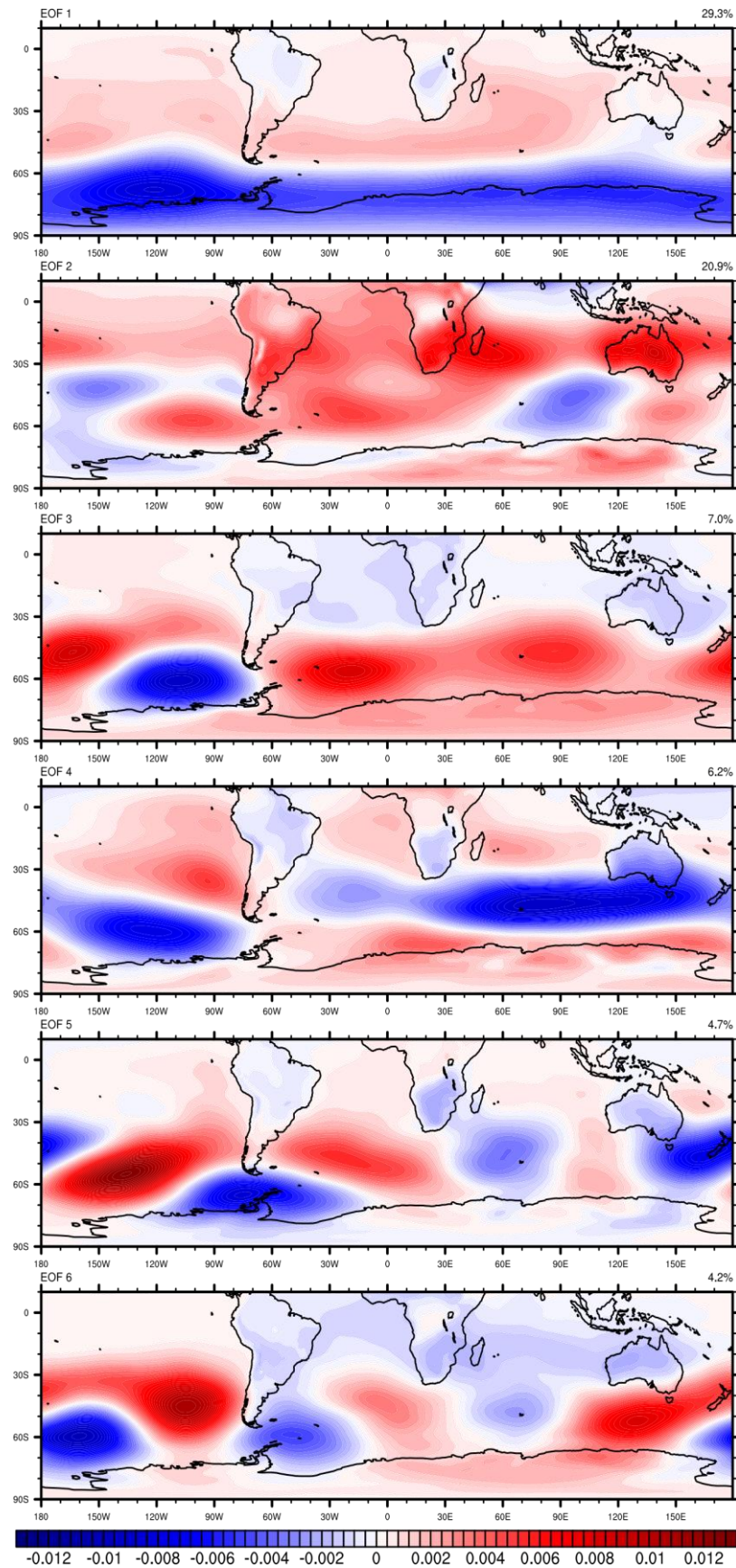
Reanálise C: EOFs (PMNM) 1921-1940
msl 1921-1940



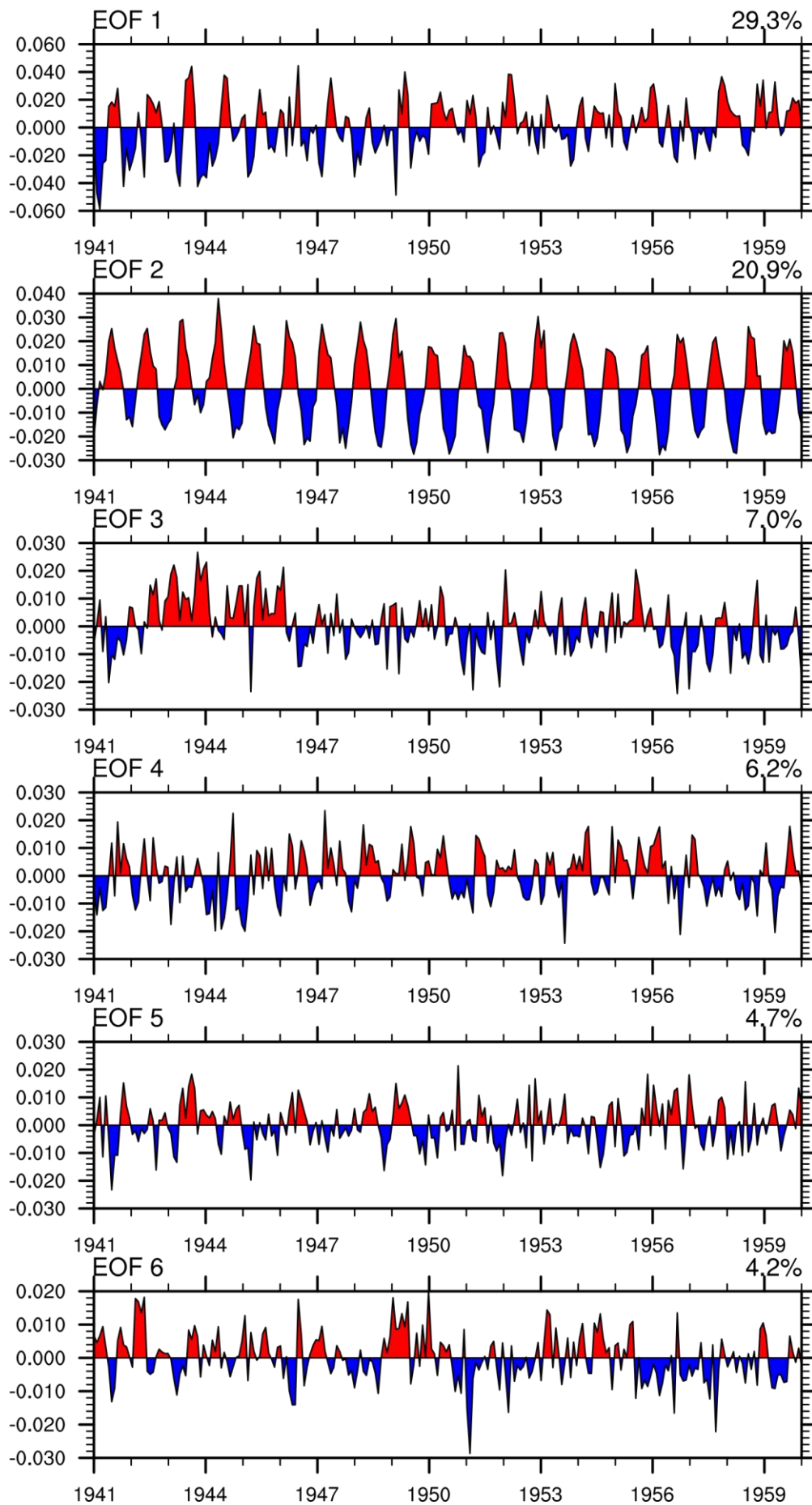
msl 1921-1940



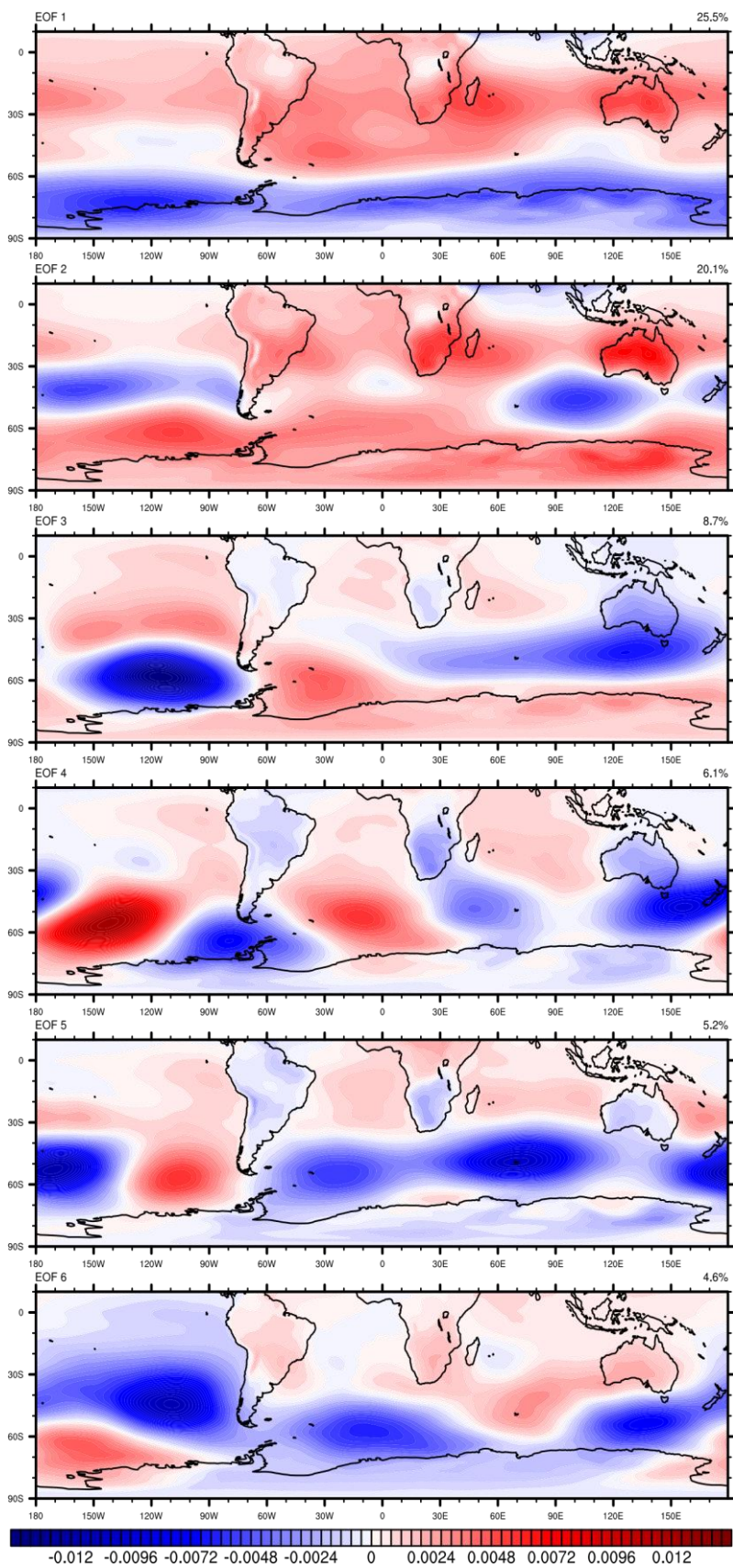
Reanálise D: EOFs (PMNM) 1941-1960
msl 1941-1960



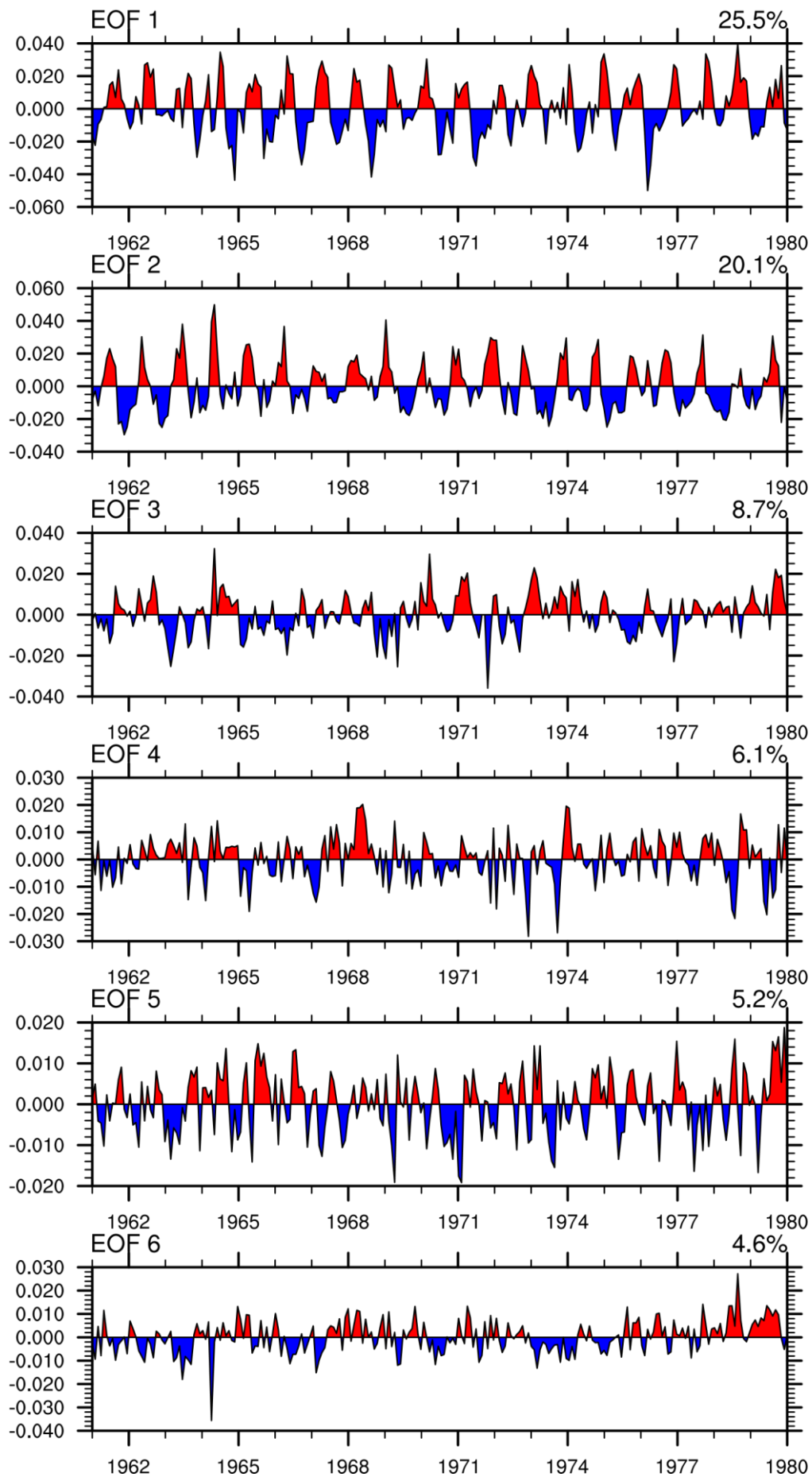
msl 1941-1960



Reanálise E: EOFs (PMNM) 1961-1980
 msl 1961-1980

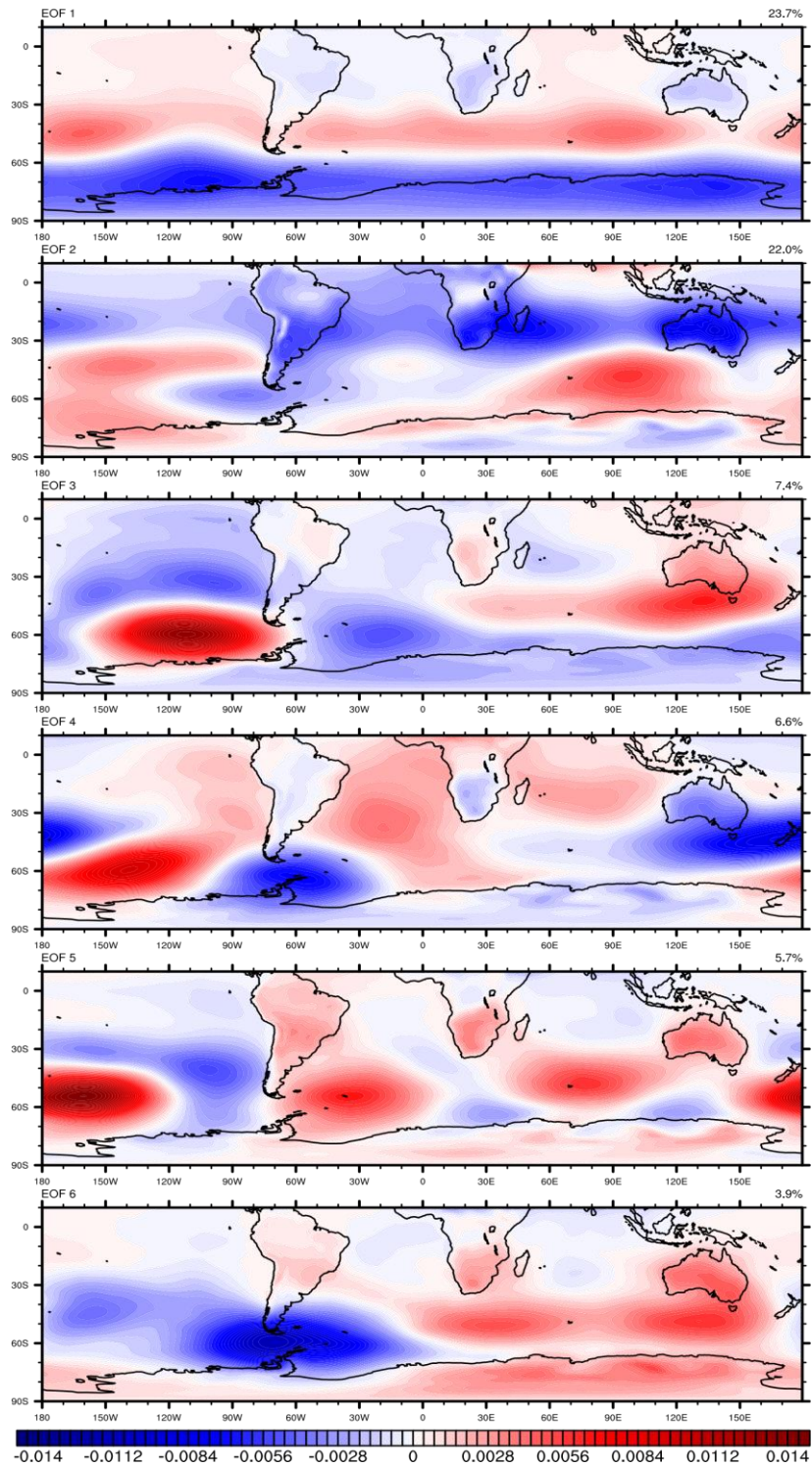


msl 1961-1980

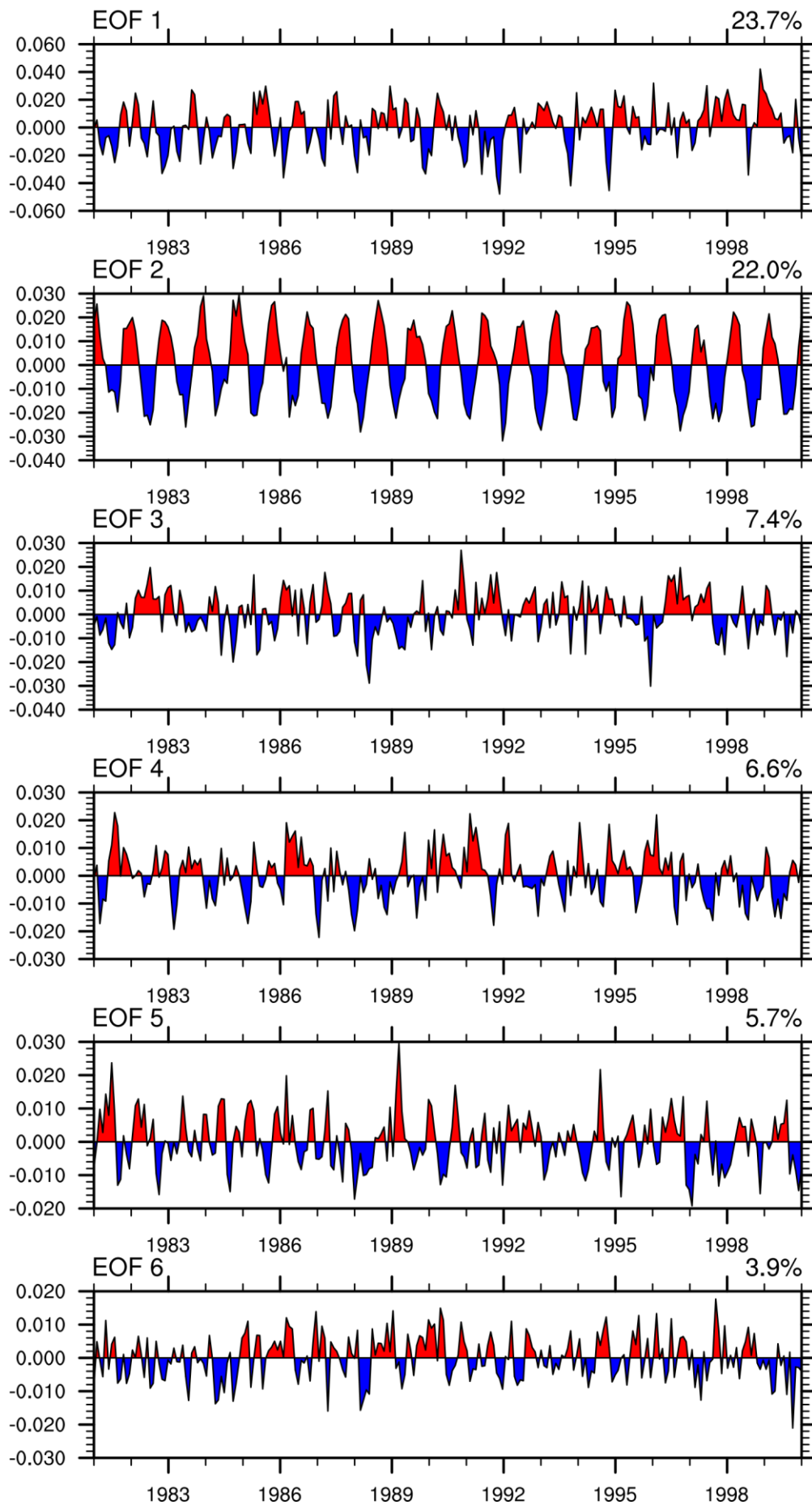


Reanálise F: EOFs (PMNM) 1981-2000

msl 1981-2000

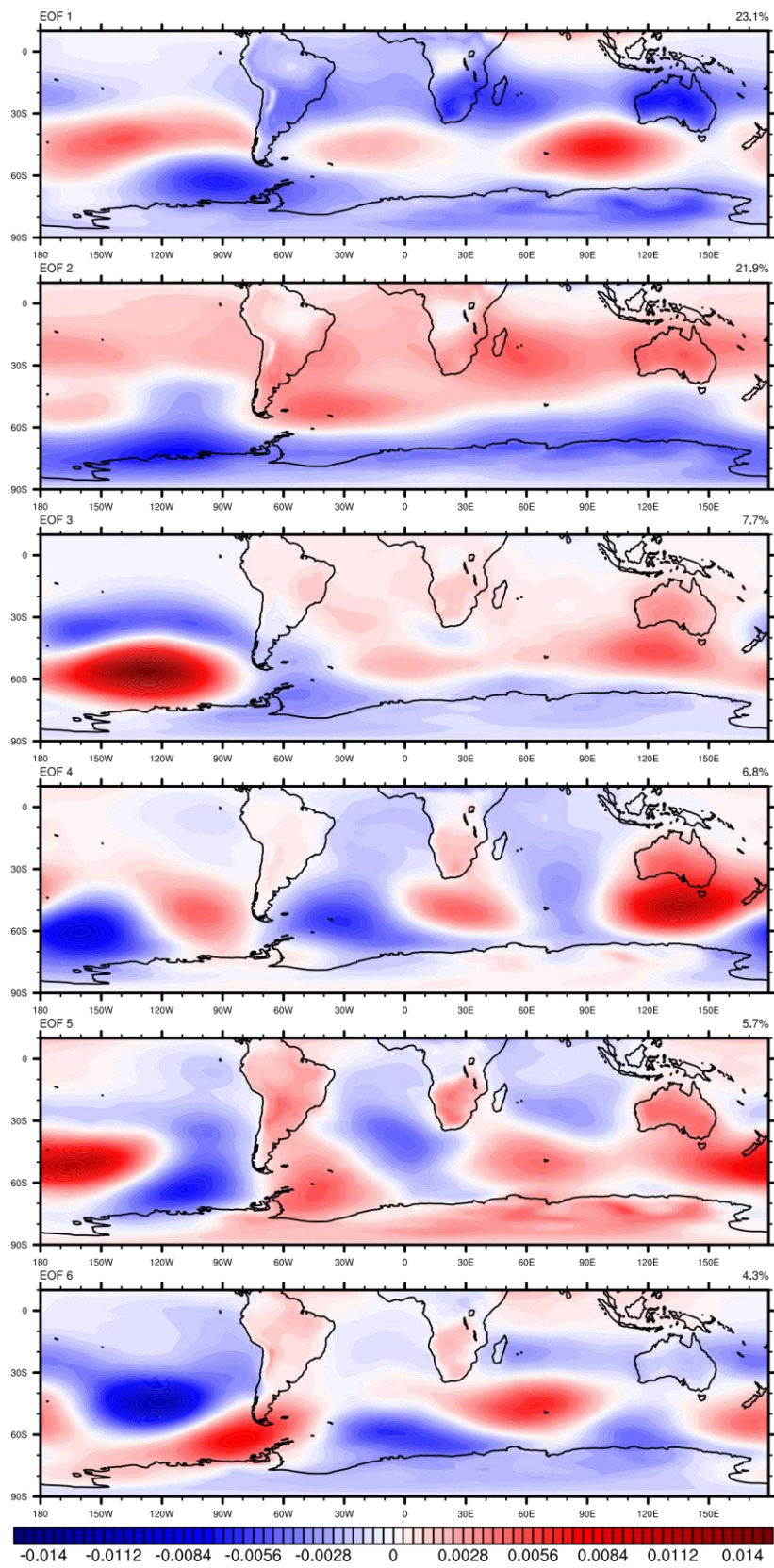


msl 1981-2000



Reanálise G: EOFs (PMNM) 2001-2010

msl 2001-2010



msl 2001-2010

