



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE

PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA FÍSICA, QUÍMICA E GEOLÓGICA

**A CIRCULAÇÃO OCEÂNICA DO HEMISFÉRIO
SUL NO PERÍODO BOLLING-ALLEROD (14.000
ANOS ANTES DO PRESENTE)**

Dissertação apresentada à Coordenação
do Programa de Pós-Graduação em
Oceanografia Física, Química e
Geológica, como parte dos requisitos para
a obtenção do Título de Mestre.

Aluno : Oc. Fábio de Andrade Schroeder

Orientador: Dr. Mauricio Magalhães Mata

RIO GRANDE – RS

Agosto, 2012

ATA DA DEFESA:

AGRADECIMENTOS:

Aos meus pais, por todo o apoio que recebi, por terem acreditado tanto em mim, mesmo em épocas difíceis.

A Cibele e Renata, que me ajudaram quando eu mais precisava! Obrigado.

A Marcos e Michelle, por toda a ajuda e amizade que vocês dedicam a mim.

Aos professores Jorge Pablo Castello, Mônica Muelbert, Gilberto Griep, José Carlos Muelbert, Lauro Madureira, Osmar Müller, pelos ensinamentos, conversas, dicas... Obrigado.

Aos colegas do LEOC, por toda a ajuda e paciência, aprendi muito com vocês.

A Ilana Wainer, Mauricio Mata e Rodrigo Kerr. Além de terem formado minha banca, me auxiliaram muito no entendimento da física oceânica e clima.

A Carla Barbosa, por fazer a minha vida melhor, por me ajudar a evoluir e ser uma pessoa melhor. Sou muito feliz ao seu lado!  SEMPRE!

Dedico este trabalho a Deco e Malu! Que bons ventos os conduzam pelos mares da vida...

SUMÁRIO:

Lista de Acrônimos	v
Lista de Figuras	vi
Lista de Tabelas	x
Resumo	1
Abstract	2
Introdução	3
Célula de Revolvimento Meridional (MOC)	7
Evolução Climática nos Últimos 21.000 Anos	9
Área de Estudo: Hemisfério Sul	13
Objetivo Geral	15
Objetivos Específicos	15
Material e Métodos	17
O Modelo CCSM3	17
Rodada de Controle: PI (pré-industrial)	19
Rodada Paleoclimática: 14K (Bolling Allerod)	19
Descrição da Circulação Oceânica do Período 14K e Comparação com o PI.....	20
Resultados	21
Atlântico Sul	31
Oceano Índico	41
Oceano Pacífico Sul	49
Discussão	56
Conclusão	65
Bibliografia	68

LISTA DE ACRÔNIMOS

AABW - *Antarctic Bottom Water* ou Água de Fundo Antártica

AAIW - *Antarctic Intermediate Water* ou Água Intermediária Antártica

ACC - *Antarctic Circumpolar Current* ou Corrente Circumpolar Antártica

AMOC - *Atlantic Meridional Overturning Circulation*, ou Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico

CAM3 - *Community Atmosphere Model* versão 3

CCSM3 - *Community Climate System Model*, versão 3

CLM3 - *Community Land Model* versão 3

CSIM5 - *Community Sea Ice Model* versão 5

H1 – Período *Henrich Event 1*

IPCC - *Intergovernmental Panel for Climate Change* ou Painel Internacional para Mudanças Climáticas

LGM – *Last Glacial Maximum* ou Último Máximo Glacial

MOC - *Atlantic Meridional Overturning Circulation*, ou Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico

MWP-1A - *MeltWater Pulse 1A* ou Pulso de Degelo 1A

NADW - *North Atlantic Deep Water* ou Água Profunda do Atlântico Norte

NCAR - *National Center for Atmospheric Research*

PI – Período Pré-Industrial (1880)

POP3 - *Parallel Ocean Model* versão 1.4.3

SSS – *Sea Surface Salinity* ou Salinidade Superficial do Mar

SST – *Sea Surface Temperature* ou Temperatura Superficial do Mar

T-S – Relação Temperatura x Salinidade

YD – Período *Yonger dryas*

LISTA DE FIGURAS:

Figura 1 – Evolução das médias globais das temperaturas atmosféricas, em diferentes trabalhos desde o período Pré-Industrial (PI) até o presente (2005). Extraído de Treut et al. (2007).....	3
Figura 2 – As três principais variações orbitais na insolação do planeta. Da esquerda para direita: Excentricidade, inclinação axial, precessão, inclinação orbital e a insolação no Hemisfério Norte (resultado da integração das variações orbitais) (Maslin & Christensen, 2007).....	4
Figura 3 – Variação da temperatura global nos últimos 450.000 anos. Modificado de Petit et al. (1999).....	4
Figura 4 – Relação da variação da temperatura global (b) com os gases de efeito estufa (CO ₂ (a) e CH ₄ (c)) e a insolação (e). A curva da concentração do oxigênio 18 (d) é um proxy indicador de paleo-temperatura. (Petit <i>et al.</i> , 1999).....	5
Figura 5 – Esquema tridimensional do fluxo global (horizontal e vertical) da MOC (<i>Meridional Overturning Circulation</i> ou Célula de Revolvimento Meridional) dividida por bacia oceânica e sua interligação no oceano Austral (Gordon, 2001; Richardson, 2008).....	8
Figura 6 - Esquema do transporte térmico nos oceanos (Colling, 2007)	9
Figura 7 – Evolução das temperaturas médias anuais na Groelândia, desde o último máximo glacial até o presente. Modificado de Alley (2004).....	10
Figura 8 – Variação do nível do mar, em relação ao presente, desde 24000 anos, construída a partir da integração de proxies de vários sítios, representados pelas figuras geométricas (Fleming <i>et al.</i> , 1998)	11
Figura 9 – Principais correntes oceânicas. O quadro vermelho demarca a área de estudo. Modificado de Pinet (2009)	13
Figura 10 – Esquema da interação entre os quatro módulos e o integrador do CCSM3. Componentes: Verde = Terrestre; Azul = oceânico; Cinza = Gelo marinho; Azul Claro = Atmosférico; Vermelho = Integrador (Carr <i>et al.</i> , 2005).....	16
Figura 11 – Localização das seções de temperatura, salinidade e densidade utilizados neste trabalho	20

Figura 12 – Temperatura superficial do mar (SST), em graus Celsius. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os pontos 1, 2 e 3 apresentam os pontos de maior temperatura; 4, 5 e 6 a influência das correntes de contorno leste na temperatura; 7 a região entre as Frentes Subtropical e Subantártica; 8 a região de baixa temperatura; 9, 10 e 11 os pontos onde as temperaturas eram superiores no período 14K.....23

Figura 13 - Salinidade superficial do mar (SSS). O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os pontos 1, 2 e 3 apresentam as regiões com alta salinidade; 4 é um ponto de alta salinidade no 14K e baixa no PI; 5, 6 e 7 as regiões de baixa salinidade.....24

Figura 14 – Campo da velocidade da circulação superficial, em cm/s. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. O ponto 1 apresenta os Giros Subtropicais; 2 o Giro do Mar de Weddel; 3 a corrente circumpolar Antártica; 4, 5, 6 e 7 a porção superficial da MOC no Hemisfério Sul (garganta da Indonésia, correntes da Somália e Agulhas, vazamento das Agulhas e corrente Norte do Brasil). A, B e C apresentam anomalias na diferença das velocidade25

Figura 15 – Campo do estresse superficial do vento na superfície oceânica, em dina/cm^2 . O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade do estresse, e a paleta de cores indica o módulo da intensidade. O ponto 1 apresenta os ventos alísios; 2 a região das dolldrums; 3 os ventos de oeste na região circumpolar Antártica26

Figura 16 – Diagrama Θ -S da seção do Hemisfério Sul, indicando as características das águas presentes na seção (A, B, C e D).....27

Figura 17 – Seção zonal de temperatura potencial do Hemisfério Sul em $^{\circ}\text{C}$. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. As letras A, B, C e D apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 16, Pág. 27).....28

Figura 18 – Seção zonal de salinidade do Hemisfério Sul. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. As letras A, B, C e D apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 16, Pág. 27)29

Figura 19 – Seção zonal de densidade potencial do Hemisfério Sul em g/cm^3 . PI-14K é representado em 10^{-3} g/cm^3 . O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. As letras A, B, C e D apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 16, Pág. 27)30

Figura 20 – Atlântico Sul - Campo da velocidade da circulação superficial, em cm/s. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. O ponto 1 representa a corrente norte do Brasil; 2 a corrente Equatorial; 3 a corrente do Brasil; 4 a corrente de Benguela; 5 o centro do Giro Subtropical; 6 o vazamento das Agulhas; 7 a confluência Brasil Malvinas; 8 a Frente Subtropical; 9 a corrente Circumpolar Antártica; 10: Frente Subantártica; 11 o Giro do mar de Weddel33

Figura 21 – Atlântico Sul - Posição das Frentes Subtropical e Subantártica no período 14K (vermelho) e PI (Azul).....34

Figura 22 – Detalhe do vazamento das Agulhas - Circulação superficial, em cm/s. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. O ponto 1 representa a corrente das Agulhas; 2 o vazamento das Agulhas; 3 a retroflexão da corrente das Agulhas; 4 a Frente Subtropical; 5 a corrente Circumpolar Antártica35

Figura 23 – Detalhe do vazamento das Agulhas - Campo do estresse do vento na superfície oceânica, em dina/cm^2 . O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade do estresse, e a paleta de cores indica o módulo da intensidade. O ponto 1 apresenta a área de baixo estresse do vento; 2 a Frente Subtropical; 3 a área da quebra do estresse do vento36

Figura 24 – Diagrama Θ -S da seção do Atlântico Sul, indicando as características das águas presentes na seção (A, B, C e D).....37

Figura 25 – Seção meridional de temperatura potencial do Atlântico Sul, em $^{\circ}\text{C}$. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. As letras A, B, C e D apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 24, Pág. 37)38

Figura 26 – Seção meridional de salinidade do Atlântico Sul. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. As letras A, B, C e D apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 24, Pág. 37)39

Figura 27 – Seção meridional de densidade potencial do Atlântico Sul em g/cm^3 . PI-14K é representado em 10^{-3} g/cm^3 . O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. As letras A, B, C e D apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 24, Pág. 37)40

Figura 28 – Oceano Índico - Campo da velocidade da circulação superficial, em cm/s. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. O ponto 1 representa o centro dos Giros formados nas monções; 2 a garganta da Indonésia; 3 a corrente Sul Equatorial; 4 o ramo da corrente Equatorial; 5 a Frente Subtropical; 6 a retroflexão das Agulhas; 7 a corrente Circumpolar Antártica43

Figura 29 – Detalhe da garganta da Indonésia - Campo da velocidade da circulação superficial, em cm/s. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. Os pontos 1 e 3 representam as áreas emersas no período 14K, sem fluxo de água, e submersas no PI, com fluxo de água; 2 é o fluxo principal da garganta da Indonésia.....44

Figura 30 – Diagrama Θ -S da seção do oceano Índico, indicando as características das águas presentes na seção (A, B e C).....45

Figura 31 – Seção meridional de temperatura potencial do oceano Índico, em $^{\circ}\text{C}$. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. As letras A, B e C apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 30, Pág. 45)46

Figura 32 – Seção meridional de salinidade do perfil do oceano Índico. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. As letras A, B e C apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 30, Pág. 45)47

Figura 33 – Seção meridional de densidade potencial do oceano Índico em g/cm^3 . PI-14K é representado em 10^{-3} g/cm^3 . O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. As letras A, B e C apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 30, Pág. 45)48

Figura 34 – Oceano Pacífico Sul - Campo da velocidade da circulação superficial, em cm/s . O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. Os pontos 1, 2 e 3 indicam a circulação na região equatorial e 4 a Frente Subtropical51

Figura 35 – Diagrama Θ -S da seção do oceano Pacífico Sul, indicando as características das águas presentes na seção (A, B e C).....52

Figura 36 – Seção meridional de temperatura potencial do oceano Pacífico Sul, em $^{\circ}\text{C}$. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. As letras A, B e C apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 35, Pág. 52)53

Figura 37 – Seção meridional de salinidade do oceano Pacífico Sul. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. As letras A, B e C apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 35, Pág. 52)54

Figura 38 – Seção meridional de densidade potencial do oceano Pacífico Sul em g/cm^3 . PI-14K é representado em 10^{-3} g/cm^3 . O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. As letras A, B e C apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 35, Pág. 52)55

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Variação das temperaturas durante o 14K (em cerca de 500 anos), PI (1880) e o presente.....6

RESUMO:

A partir de simulações do modelo climático global CCSM3 (*Community Climate System Model*, versão 3), forçado com dados paleoclimáticos (e.g. concentração de gases a base de carbono como o CO₂ e CH₄ na atmosfera, aerossóis, insolação e nível dos oceanos), realizou-se uma descrição da circulação oceânica do Hemisfério Sul no período Bolling-Allerod, ou 14K (14.000 anos antes do presente). Realizou-se também uma comparação entre o 14K e os dados do CCSM3 para o período Pré-Industrial, ou PI (meados do sec. XIX), utilizado como controle para a compreensão dos processos oceanográficos no 14K.

Na comparação entre os dados do 14K e PI, a superfície oceânica do Hemisfério Sul se apresentava em torno 1,5°C (ou 9%) mais frio e 1,2 (ou 4%) mais salgado no 14K. Na integração da coluna de água, essas diferenças são maiores, sendo o 14K cerca de 8,6°C (ou 85%) mais frio e 1,6 (ou 5%) mais salgado. As velocidades superficiais também foram superiores no 14K, com diferença média de 0,8 cm/s (ou 8%) para a circulação oceânica, acompanhando o aumento de 0,05 dina/cm² (ou 7%) para o estresse do vento na superfície do mar. O padrão da circulação oceânica foi semelhante entre os períodos, sendo que as principais diferenças no 14K foram: posição da Frente Subtropical, cerca de 1,5° mais ao sul e a Frente Subantártica, cerca de 0,5° mais ao norte; intensificação do vazamento das Agulhas, ocupando uma área cerca de 10% maior no 14K; aceleração da CCA (Corrente Circumpolar Antártica), chegando a ser 20 cm/s (ou 40%) mais veloz. Na coluna de água, a principal diferença foi uma menor participação da NADW (Água Profunda do Atlântico Norte), reduzindo sua área em cerca de 40% no Atlântico Sul e um aumento na ocupação da AABW (Água de Fundo Antártica), cerca de 30% maior no 14K.

ABSTRACT:

Based on simulations of the global climate model CCSM3 (Community Climate System Model, version 3), forced with paleoclimate data (carbon-based gases concentration in the atmosphere such as CO₂ and CH₄, aerosols, insolation and sea level), this study focus on a description of ocean circulation in the Southern Hemisphere during Bolling-Allerod, or 14K (14,000 years before present). Also a comparison was made with data from the CCSM3 for the Pre-Industrial, or PI (mid-sec. XIX), used as control run to help understanding of processes in the 14K.

On the surface, the Southern Hemisphere oceans were around 1.5°C (or 9%) cooler and 1.2 (or 4%) saltier in 14K. In the water column integration, these differences increased, and the 14K was about 8.6°C (or 85%) cooler and 1.6 (or 5%) saltier. The superficial speeds were also higher in 14K, with a mean difference of 0.8 cm/s (or 8%) for the ocean circulation, with the increase of 0.05 dina/cm² (or 7%) for the wind stress in the sea surface. The pattern of movement was similar between periods, and the main differences in the 14K were: position of the Subtropical front, about 1.5 to the south and the Subantartic front, about 0.5 to the north; the intensification of the Agulhas Leakage, occupying an area about 10% higher in the 14K; CCA accelerated up to 20 cm/s (or 40%). In the water column, the main difference was a lower share of NADW, reducing its area by 40% in the South Atlantic and increasing the occupation of AABW, about 30% higher in the 14K.

INTRODUÇÃO:

Até o início da revolução industrial em meados do século XIX as ações antrópicas tinham impactos regionais, podendo chegar a continentais, entre estes destacam-se o desmatamento, a extinção regional de espécies, a descaracterização de paisagens, etc. Após este período, os impactos humanos passaram a ser globais, principalmente no que diz respeito ao aumento da concentração de dióxido de carbono na atmosfera (Alley et al., 2007; Overpeck et al., 2007).

A revolução industrial marca o início do uso dos combustíveis fósseis, tendo como resultado a produção de gases de efeito estufa, como o dióxido de carbono (Alley et al., 2007; Overpeck et al., 2007). Esses gases aumentam a retenção de calor na atmosfera causando o aquecimento global (Fig. 1) e a alteração do clima no planeta (Mitchell, 1989; Cline, 1991). No presente, existe uma preocupação acentuada na comunidade acadêmica em aprofundar os estudos sobre as consequências do aquecimento, sua prevenção, e adoção de medidas mitigadoras (Alley et al., 2007; Overpeck et al., 2007).

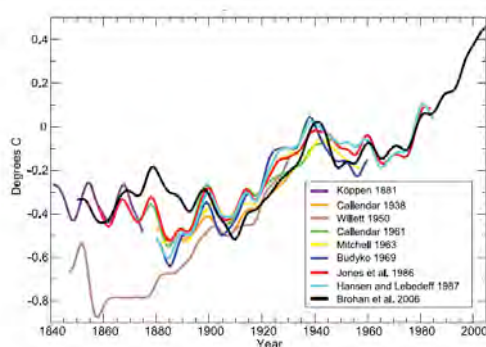


Figura 1 – Evolução das médias globais das temperaturas atmosféricas, em diferentes trabalhos desde o período Pré-Industrial (PI) até o presente (2005). Extraído de Treut et al. (2007)

Apesar do efeito dos gases estufa, a principal forçante é a quantidade de energia solar que chega ao nosso planeta (Petit et al., 1999; Alley et al., 2007; Treut et al., 2007; Overpeck et al., 2007). Em 1920, Milutin Milankovitch propôs um modelo

para explicar as oscilações de temperatura no planeta, usando quatro variáveis da órbita terrestre: excentricidade orbital, inclinação axial ou obliquidade, precessões e inclinação orbital. Os períodos das quatro variáveis são distintos, sendo que o menor é de 21 kA¹ (precessões) e o maior é de 100 kA (excentricidade) (Fig. 2). A integração destes ciclos resulta na variação da insolação sobre o planeta. Como a relação entre a temperatura e a insolação é direta, esse modelo indica a alternância entre eras glaciais e interglaciais (Fig. 3).

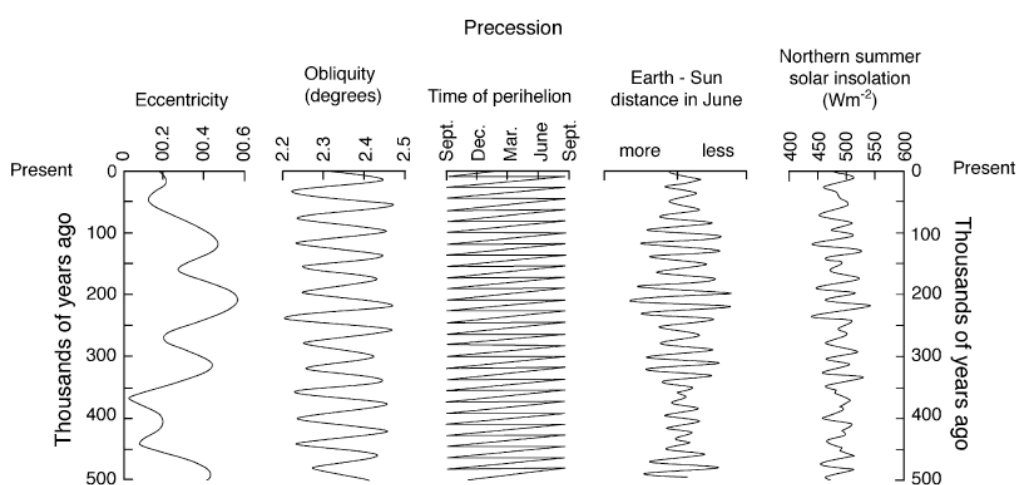


Figura 2 – As três principais variações orbitais na insolação do planeta. Da esquerda para direita: Excentricidade, inclinação axial, precessão, inclinação orbital e a insolação no Hemisfério Norte (resultado da integração das variações orbitais) (Maslin & Christensen, 2007).

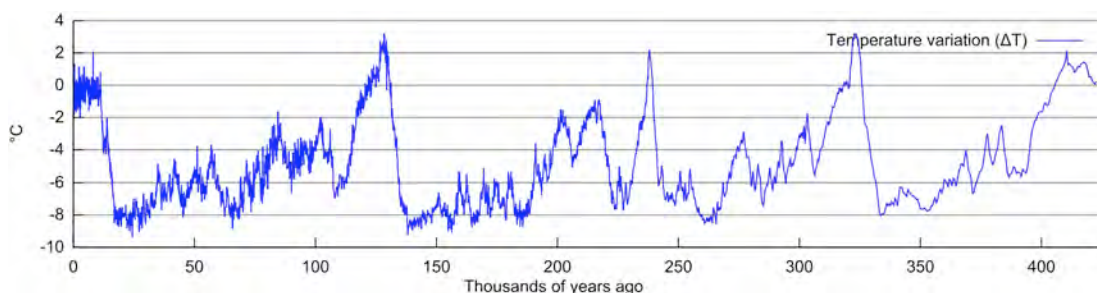


Figura 3 – Variação da temperatura global nos últimos 450.000 anos. Modificado de Petit et al. (1999).

Com ciclos bem marcados, se tornou possível calcular a insolação para qualquer era do planeta, assim como realizar previsões. A Fig. 4 mostra que a relação entre a temperatura global, a concentração atmosférica dos gases estufa e a variação

¹ kA é uma unidade de tempo (quilo anos), equivalente a 1000 anos.

da energia solar é direta, ou seja, quanto maior a energia solar que chega ao planeta, maiores são as temperaturas e as concentrações de gases

A variação na temperatura na superfície da Terra tem influência nos oceanos, como por exemplo, a variação do nível do mar, devido a expansão/retração térmica ou pela descarga das geleiras (Nakada et al., 2000; Shennan et al., 2006; Sierro et al., 2009; Bard et al., 2010); na variação da circulação oceânica (Broecker, 1991; Ninnemann & Charles, 2002; Rahmstorf, 2002; Nilsson & Broström, 2003; Huybers et al., 2006); ou na produtividade biológica (Schmiedl & Mackensen, 1997; Bickert & Wefer, 1999; Ninnemann & Charles, 2002; Galbraith et al., 2007).

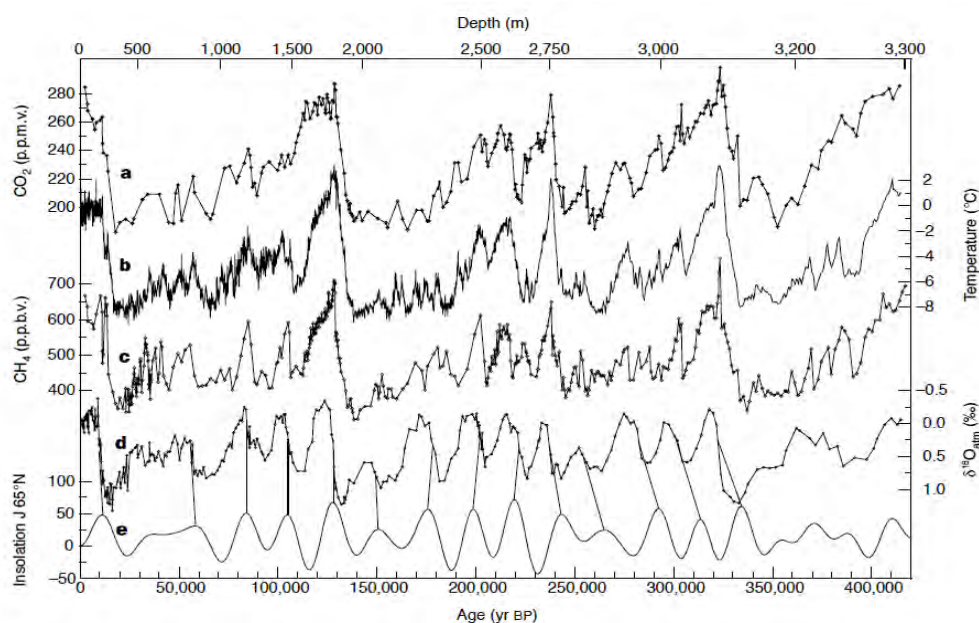


Figura 4 – Relação da variação da (b) temperatura global com os gases de efeito estufa ((a) CO₂ e (c) CH₄) e a (e) insolação. A curva da concentração do (d) oxigênio 18 é um proxy indicador de paleo-temperatura². (Petit *et al.*, 1999).

² O isótopo do oxigênio presente na água, no momento da formação da geleira, varia de acordo com o estado em que se deu a precipitação. Quando a precipitação é líquida (chuva), o isótopo é leve (16) e quando é na forma sólida (neve ou gelo) é pesado (18). Analisando a proporção entre O¹⁶ e O¹⁸, é possível inferir sobre as temperaturas no passado, onde maiores concentrações do isótopo leve indicam épocas mais quentes, e maiores concentrações do isótopo pesado, eras mais frias.

Tabela 1 – Variação das temperaturas durante o 14K (em cerca de 500 anos), e entre o PI (1880) e o presente.

Variação (°C)	Local	Técnica	Autor
14K: Temperatura Atmosférica			
20	Europa	Modelagem	Renssen & Isarin, 2001
17	Global	Modelagem	Liu et al., 2009
14	Groelândia	Proxy	Liu et al., 2009b
9	Global	Proxy	Petit <i>et al.</i> , 1999
4	Patagônia	Proxy	Denton et al., 2010
2	Antártica	Proxy	Liu et al., 2009b
14K: Temperatura Superficial do Mar			
11	Atlântico Norte	Proxy	McManus et al., 2004
10	Global	modelagem	Rahmstorf, 2002
8	Atlântico Norte	Proxy	Liu et al., 2009
7	Atlântico Sul	Proxy	Becquey & Gersonde, 2002; Mulitza et al., 2006
7	Benguela	Proxy	Kirst et al., 1999
6	Atlântico Norte	Proxy	McManus, 1999
6	Barbados	Proxy	Sowers & Bender, 1995
5	Atlântico Norte	Proxy	Barker et al., 2009
5	Atlântico Sul	Proxy	Chiessi et al., 2008
5	Pacífico Tropical	Proxy	Clark et al., 2009
4	Atlântico Tropical	Proxy	Benway et al., 2006; Asami et al., 2009; Liu et al., 2009
3	Atlântico Subtropical	Proxy	Benway et al., 2006
3	Atlântico Tropical	Proxy	Ruhlemann <i>et al.</i> , 1999
3	Pacífico Equatorial	Proxy	Kienast et al., 2006
PI ao Presente: Temperatura Atmosférica			
1,5	Global	Modelagem	Overpeck <i>et al.</i> , 2007
1,2	Europa	Modelagem	Luterbacher et al., 2004
1	Global	Proxy	Alley <i>et al.</i> , 2007
0,8	Global	Modelagem	Folland et al., 2002
0,8	Global	Proxy	Treut et al., 2007
0,6	Global	Modelagem	Lean et al., 1995
PI ao Presente: Temperatura Superficial do Mar			
1,3	Pacífico e Atlântico	Proxy	Smith et al., 2008
1,0	Global	Modelagem	Rayner et al., 2005
0,8	Global	Proxy	Jones <i>et al.</i> , 2012
0,4	Índico	Proxy	Rimbu et al., 2004
0,4	Global	Modelagem	Smith & Reynolds, 2003, 2005
0,3	Pacífico Nordeste	Proxy	Black et al., 2009; Rimbu et al., 2004
0,2	Atlântico	Modelagem	Knight et al., 2005
0,2	Global	Modelagem	Folland et al., 2002
-0,2	Atlântico Noroeste	Proxy	Rimbu et al., 2004

O período Bolling-Allerod (BA), ou 14K, é caracterizado por um rápido aquecimento do planeta (Tabela 1), em uma taxa de 0,030°C ao ano, contra um aquecimento na ordem de 0,012°C ao ano, entre o pré-industrial (PI - 1860) e o presente (Fig. 1, Pág. 1). A temperatura superficial do mar também se aqueceu mais rápido no 14K, com uma taxa de 0,012°C ao ano, contra 0,003°C ao ano entre o PI e o presente (Tabela 1). Porém, considerando-se o aquecimento nos últimos 25 anos (1979 a 2005), as taxas são bem semelhantes às do 14K, com 0,032°C ao ano para a temperatura global e 0,012°C para a superfície dos oceanos (Smith & Reynolds, 2005; Rayner et al., 2005). Assim, as variações nos processos oceanográficos decorrentes do aquecimento no passado, podem gerar pistas para o entendimento das alterações nos processos no presente, sendo esta a principal motivação para este trabalho.

Célula de revolvimento meridional (MOC)

A MOC (*Meridional Overturning Circulation*, ou Célula de Revolvimento Meridional) é uma circulação de larga escala, presente em todas as bacias oceânicas e tem grande importância na regulação do clima global (Broecker, 1991; Gordon, 2001; Richardson, 2008). Essa circulação é composta por uma porção superficial, quente, cuja principal forçante é o vento e uma porção profunda, fria, forçada principalmente pelo gradiente termo-halino (Broecker, 1991; Tomczak & Godfrey, 2001; Schloesser et al, 2012) (Fig. 5).

A MOC promove uma integração entre as bacias oceânicas, transportando massa (água, sal, nutrientes) e calor, sendo que este último confere à MOC a capacidade de influenciar o clima global. O calor é transportado principalmente do hemisfério sul para o norte, mas especificamente para o Atlântico Norte (Fig. 6), influenciando o

clima europeu e asiático, deixando as temperaturas mais elevadas do que seriam na ausência deste padrão de circulação oceânica (Colling, 2007; Talley *et al.*, 2011).

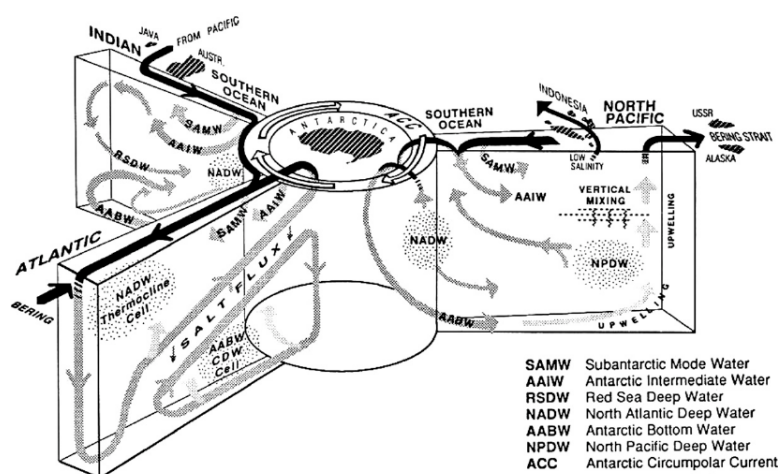


Figura 5 – Esquema tridimensional do fluxo global (horizontal e vertical) da MOC (Meridional Overturning Circulation ou Célula de Revolvimento Meridional) dividida por bacia oceânica e sua interligação no oceano Austral (Gordon, 2001; Richardson, 2008).

O transporte vertical na MOC é forçado por diferenças de densidade, provocadas por variações termo-halinas (Broecker, 1991; Colling, 2007; Talley *et al.*, 2011). Com o aumento da salinidade e/ou resfriamento, as águas se tornam mais densas e afundam, conectando a porção superficial e profunda, formando as áreas de afundamento de água. Essas são áreas críticas para a MOC, uma vez que alterações nas características termo-halinas podem enfraquecer (ou mesmo interromper) este processo, afetando assim a força desta circulação e a distribuição de calor global (Broecker, 1991; Tomczak & Godfrey, 2001; Colling, 2007; Talley *et al.*, 2011).

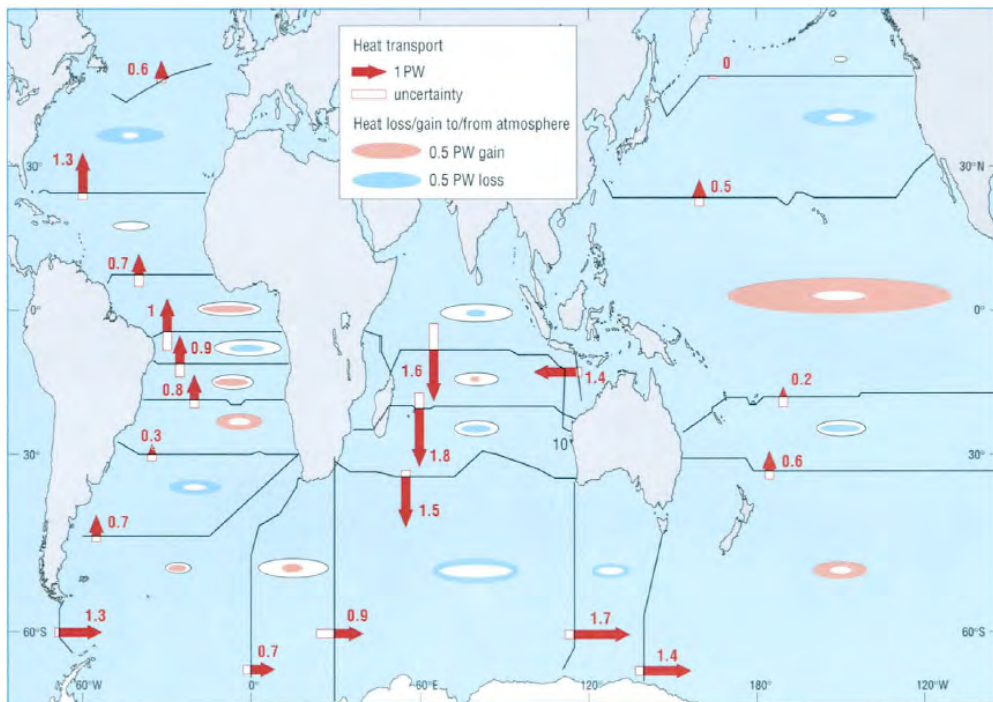


Figura 6 – Esquema do transporte térmico nos oceanos. As setas vermelhas indicam o transporte de calor entre as regiões delimitadas. As elipses em vermelho representam as áreas de ganho de calor pelo oceano e as azuis, as regiões de perda de calor. (Colling, 2007).

Evolução climática nos últimos 21.000 Anos:

A última era glacial atingiu seu máximo há 21 kA, seguido de um período com grande oscilação na temperatura, conhecida como *Henrich Event 1* (H1 – 17 kA) (Petit et al., 1999; Otto-Bliesner et al., 2006; Clement & Peterson, 2008; Timm & Timmermann, 2007; Clark et al., 2009). Neste período, a energia solar incidente no planeta aumenta, elevando a temperatura atmosférica global (Petit et al., 1999; Alley et al., 2007; Treut et al., 2007; Overpeck et al., 2007).

Esse aquecimento provocou quebras no manto de gelo do Hemisfério Norte (Laurentide), formando grandes icebergs que transportaram água doce para o Atlântico Norte (Bond & Lotti, 1995; Snoeckx et al., 1999; Scourse et al., 2000; Hemming, 2004). No entanto, Hemming (2004) afirma que não existe uma relação entre o aumento da energia solar e o H1. Segundo o autor, o manto de gelo

Laurentide, que cobria parte do Hemisfério Norte, atingiu um tamanho crítico e iniciou um processo de fragmentação, num processo independente da variação da insolação. O degelo dos icebergs formados seria consequência de sua deriva para sul, encontrando águas mais quentes.

Esses pulsos de água doce podem ter provocado alterações na MOC o que acarretou na alteração da distribuição do calor e, conseqüentemente, ocasionou alterações nas temperaturas oceanicas e atmosféricas (Fig. 7) (Clark et al., 2002; Rahmstorf et al., 2005). Isso significaria que, a cada pulso de degelo, ocorre uma oscilação na temperatura, resultando na oscilação térmica encontrada entre 19 kA e 16 kA na Fig. 7.

O H1 marca a inversão na tendência de variação no nível médio dos oceanos, que estava diminuindo durante o LGM e começa a se elevar durante o H1 (Fig. 8), forçado pelos pulsos de degelo dos icebergs (Bond & Lotti, 1995; Hemming, 2004; Snoeckx et al., 1999; Scourse et al., 2000). Neste período, a média da elevação do nível do mar foi de $2,2 \text{ mm a}^{-1}$ (Fleming *et al.*, 1998).

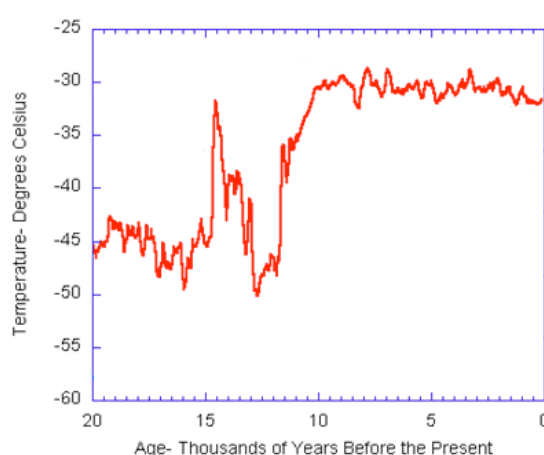


Figura 7 – Evolução das temperaturas continentais na Groelândia, desde o último máximo glacial até o presente. Modificado de Alley (2004).

Na transição entre o período H1 e o 14K, ocorre uma grande diferença de temperatura entre os hemisférios, com o Sul se aquecendo mais rápido, conhecida como “*Atlantic Seesaw*” (Seidov et al., 2001; Robinson et al., 2005; Barker et al., 2009). Isso ocorreu porque a MOC encontrava-se enfraquecida, quando comparada ao estado atual levando pouca, ou nenhuma, energia térmica para o Hemisfério Norte através das correntes do oceano superficial (Knorr & Lohmann, 2003; Gherardi et al., 2005; Krebs & Timmermann, 2007; Lynch-stieglitz et al., 2007; Timm & Timmermann, 2007).

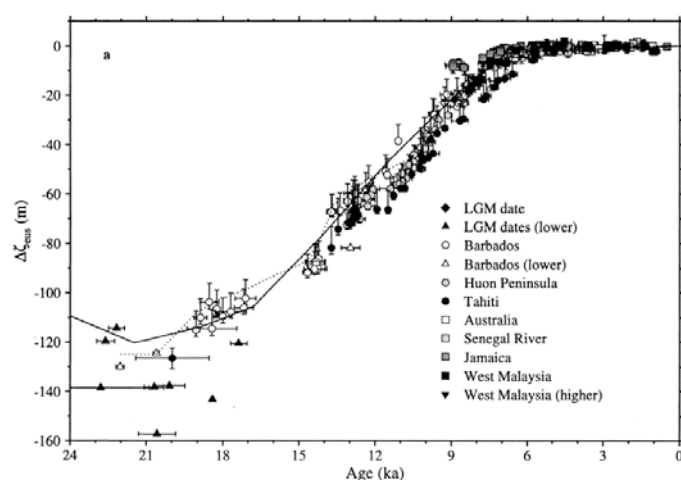


Figura 8 - Variação do nível do mar, em relação ao presente, desde 24000 anos, construída a partir da integração de proxies de vários sítios, representados pelas figuras geométricas (Fleming *et al.*, 1998).

Não é bem compreendido o processo de enfraquecimento (ou mesmo colapso) da MOC (Chiessi *et al.*, 2008). Há 14.700 anos, na transição entre o H1 e o 14K, ocorreu um degelo em ambos os hemisférios conhecido como MWP-1A (*MeltWater Pulse 1A* ou Pulso de Degelo 1A). Este pulso durou cerca de 600 anos e elevou o nível oceânico entre 14 e 24 metros (Fairbanks, 1989; Hanebuth, 2000; Weaver et al., 2003; Birkel, 2004; Peltier, 2005; Stanford et al., 2006). Este aporte de água doce pode ter criado as condições necessárias para o colapso da MOC (McManus et al., 2004; Knorr, 2005; Fluckinger et al., 2006; Weber & Drijfhout, 2007; Chiessi et al., 2008; Liu et al., 2009).

Com a diluição do MWP-1A no oceano, a MOC retoma sua circulação e ganha força, impulsionada pelos fortes gradientes termohalinos formados entre os hemisférios, potencializando o transporte de massa e calor no início do 14K (Knorr & Lohmann, 2003; Bianchi & Gersonde, 2004; Krebs & Timmermann, 2007; Weber & Drijfhout, 2007; Chiessi et al., 2008; Liu et al., 2009). O acúmulo de energia térmica no sul, causado pelo “*Atlantic Seesaw*” e pelo colapso da MOC, passa a ser distribuído para o Atlântico Norte, provocando grande aquecimento no Hemisfério Norte (Barker et al., 2009; Liu et al., 2009).

Associada a retomada da MOC e ao aumento da insolação, os crescentes níveis de gases de efeito estufa na atmosfera aumentam a retenção de calor no planeta, intensificando o aquecimento (Ledley et al., 1999; Petit et al., 1999; Alley et al., 2007; Overpeck et al., 2007). Assim, com esses três fatores em sinergia (MOC, insolação e gases do efeito estufa), as temperaturas subiram rapidamente no 14K. Entretanto a taxa de aquecimento é controversa entre os autores (Tabela 1, Pág. 06), variando (em 500 anos) entre 9°C e 20°C para as temperaturas do Hemisfério Norte e entre 2°C e 4°C no Hemisfério Sul. Esse aquecimento promove um forte degelo em ambos os hemisférios, acelerando a subida do nível do mar (Fig. 8), chegando a 6 mm a⁻¹ (Fleming et al., 1998; Birkel, 2004).

Há cerca de 12.900 anos, no período Younger Dryas (YD), o forte derretimento das geleiras gerou nova instabilidade na MOC, o que causou novamente o enfraquecimento, ou mesmo o colapso nesta circulação (Fairbanks, 1989; Piotrowski et al., 2004; Carlson, 2010; Bard et al., 2010). Com isso, ocorreu mais uma vez uma interrupção no fluxo de calor para o Atlântico Norte, resfriando o Hemisfério Norte (Carlson, 2010).

Liu et al. (2009) mostra a grande diferença no sinal do YD em proxies climáticos Antártico (fraco) e da Groelândia (forte), evidenciando o papel da MOC neste processo. Nos dados da Groelândia, a temperatura atmosférica atingiu os mesmo valores do LGM (Renssen & Isarin, 2001; Liu *et al.*, 2009; Liu *et al.*, 2009b) enquanto que na Antártica, observou-se um período estável da temperatura, com pouca queda (Liu *et al.*, 2009; Liu *et al.*, 2009b; Denton et al., 2010). Com a diluição deste novo pulso de degelo ocorre a retomada da MOC e o re-aquecimento do Hemisfério Norte, num processo semelhante ao ocorrido entre o H1 e o 14K (Bard et al., 2010; Carlson, 2010;).

Após as grandes variações térmicas do 14K e YD, o clima no planeta entrou em estabilidade durante o período do Holoceno (11.500 anos até o presente), com as temperaturas oscilando e sem tendência de aumento ou diminuição em longo período (Fig. 07). O nível médio dos oceanos também se estabilizou (Fig. 08), mantendo-se no mesmo nível que se observa atualmente. Isso porque, neste período, as forçantes climáticas entram em equilíbrio, mantendo as temperaturas próximas a estabilidade (quando comparadas ao YD e ao 14K) (Taylor et al., 2001; Hu et al., 2003; Mayewski et al., 2004).

Área de Estudo: Hemisfério Sul

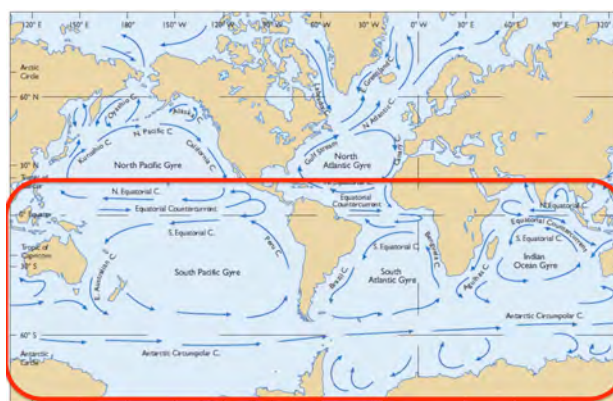


Figura 9 – Principais correntes superficiais oceânicas. O quadro vermelho demarca a área de estudo deste trabalho. Modificado de Pinet (2009).

O Hemisfério Sul é composto, aproximadamente, de cerca de 80% da sua área por oceanos (i.e. Atlântico Sul, Pacífico Sul, Índico e Austral) e 20% por continentes (i.e. América do Sul, parte da África, Oceania e Antártica) (Fig. 9) (Pinet, 2009). O clima é mais ameno no Hemisfério Sul devido a essa grande presença de água (em relação ao Hemisfério Norte), uma vez que o oceano tem grande resiliência térmica, o que diminui a amplitude das oscilações na temperatura (Wright, 1995; Collings, 2007). Parte desse calor acumulado nos oceanos do Hemisfério Sul é transportado para o Atlântico Norte pela MOC (Fig. 5 e 6), (Colling, 2007; Talley *et al.*, 2011).

Além disso, o Hemisfério Sul possui a única porção oceânica que circunda o planeta sem interrupção por continentes (oceano Austral), promovendo uma ligação entre as todas as bacias oceânicas através da Corrente Circumpolar Antártica (Fig. 9). É através desta região que a MOC interliga a circulação global, transportando massa, sal e calor entre as bacias (Fig. 5 e 6) (Colling, 2007; Talley *et al.*, 2011). Assim, o Hemisfério Sul tem posição de destaque na regulação do clima do planeta.

Objetivo Geral

O objetivo principal deste trabalho é investigar a circulação oceânica do Hemisfério Sul durante o período Bolling-Allerod (14K), utilizando as simulações do modelo global CCSM3 (*Community Climate System Model*, versão 3).

Objetivos específicos:

- Comparar o regime de circulação e propriedades oceanográficas simuladas pelo modelo para o período 14K e o Pré-Industrial (período controle), considerando os oceanos do hemisfério sul
- Investigar possíveis diferenças em pontos críticos do regime da Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico entre os dois períodos.

MATERIAL E MÉTODOS:

O Modelo CCSM3:

As análises realizadas nestes estudo tem como base as simulações do modelo climático global CCSM3, alimentado com forçantes paleoclimáticas do período 14K e, também, do PI. Este modelo foi criado por um grupo internacional de pesquisadores de várias instituições, com a finalidade de simular os diferentes componentes climáticos do planeta Terra. O apresenta quatro módulos (oceanos, atmosfera, superfície terrestre e gelo marinho), acoplados a um integrador, que realiza o intercâmbio das propriedades (físicas e químicas) e compatibiliza as escalas espaciais e temporais entre os módulos (Carr et al., 2005; Collins et al., 2006) (Fig. 10).

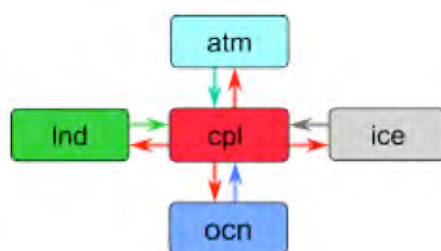


Figura 10 – Esquema da interação entre os quatro módulos e o integrador do CCSM3. Componentes: Verde = Terrestre; Azul = oceânico; Cinza = Gelo marinho; Azul Claro = Atmosférico; Vermelho = Integrador (Carr *et al.*, 2005)

O módulo terrestre, ou CLM3 (*Community Land Model* versão 3), apresenta uma diferenciação de cobertura do solo terrestre, respeitando seus albedos e diferentes interações físicas, divididos em gelo, água interior, charcos (ou pântanos), florestas e área de cidade (ou urbana) (Oleson et al., 2004; Dickinson et al., 2006). Esse módulo tem resolução espacial de $1,4^{\circ} \times 1,4^{\circ}$ (lat. x long.) e resolução vertical de 10 níveis de sub-superfície (Zeng, 2004; Dickinson et al., 2006)

O módulo atmosférico, ou CAM3 (*Community Atmosphere Model* versão 3), possui a mesma resolução horizontal do CLM3, porém com 26 níveis verticais. Este é

verticalmente híbrido, com coordenadas sigma nas porções inferiores e coordenadas Z nas porções superiores (Collins et al., 2004; Lin, 2004; Collins et al., 2006).

O módulo de gelo marinho, ou CSIM5 (*Community Sea Ice Model* versão 5), apresenta resolução horizontal média de $1^\circ \times 1^\circ$ (lat. x long.), porém variável, sendo menor próxima ao equador e maior próxima aos pólos, e 4 níveis verticais (Schramm et al., 2004; Briegleb et al., 2004). O pólo norte do planeta esta deslocado na simulação, localizado sobre a Groelândia, e o pólo sul mantém sua posição geográfica (Schramm et al., 2004; Briegleb et al., 2004).

O módulo oceânico, ou POP3 (*Parallel Ocean Model* versão 1.4.3) merece uma atenção especial, uma vez que o POP3 gerou as simulações utilizadas neste trabalho. Embora o modelo funcione com os quatro módulos em conjunto, cada um deles gera seu próprio conjunto de dados (Collins et al., 2006).

O POP3 foi implementado pelo Laboratório Nacional de Los Álamos, nos Estados Unidos (*Los Alamos National Laboratory*) e possui um conjunto de equações primitivas tridimensionais com coordenadas esféricas (Gent et al., 2006). Horizontalmente, possui a mesma resolução do CSIM5 com uma grade de 320 linhas e 384 colunas (R. Smith & Gent, 2004; Smith et al., 2010). Possui 40 níveis verticais, iniciando com 5 metros na superfície e finalizando com 250 metros próximo ao fundo, chegando a 5.400 metros de profundidade (Smith & Gent, 2004; Smith et al., 2010). Como diferencial em relação às versões anteriores, pode-se citar uma alta capacidade de resolver a equação da continuidade barotrópica, aumentado a capacidade de resolver as correntes oceânicas. Também apresenta uma variação espaço-temporal da absorção da energia solar (maior absorção equatorial e maior capacidade de transporte na região subtropical), aumentando a capacidade de resolução da MOC e da distribuição de energia térmica (Ohlmann, 2003).

O módulo de integração é responsável pelo intercâmbio (fluxos) entre os módulos (i.e. Momentum, água, calor e sal), regular as condições de contorno entre as interfaces físicas dos módulos, e troca de informações de estado (densidade, temperatura, salinidade e pressão) (Craig et al., 2005; Drake et al., 2005; Collins et al., 2006). Ele também é responsável pela interpolação entre as diferentes resoluções dos módulos acoplados (Craig et al., 2005; Drake et al., 2005), uma vez que as grades são diferentes entre os modelos (terrestre, oceânico, atmosférico e gelo marinho).

O modelo CCSM3 é amplamente utilizado em simulações paleoclimáticas (Otto-Bliesner et al., 2006; Clauzet et al., 2008; Liu et al., 2009; Kageyama et al., 2010; Otto-bliesner & Brady, 2010; Rosenbloom et al., 2010), é utilizado pelo IPCC (*Intergovernmental Panel for Climate Change*) para simulações paleoclimáticas, presente e projeções (Alley et al., 2007; Meehl et al., 2007; Overpeck et al., 2007) e para a rodada 14K, os dados simulados se apresentaram semelhantes a dados gerados por proxies climáticos (Duplessy et al., 1989; Marcantonio et al., 2001; Kuhn & Diekmann, 2002; Martin et al., 2002; Benway et al., 2006; Barker et al., 2009; Clark et al., 2009).

Rodada do modelo: PI (pré-industrial) e 14K

Os experimentos (PI e 14K) rodados no modelo CCSM3 foram forçados com a concentração de gases traço na atmosfera, como gases a base de carbono (gás carbônico e metano), aerossóis, variação solar (ciclo de Milancovitch) e variação do nível oceânico (Otto-Bliesner et al., 2006). No PI, os dados utilizados representam a média anual típica para o período, enquanto no 14K os dados representam médias mensais típicas para o período.

Descrição da Circulação Oceânica do Período 14K e Comparação com o PI:

Foram gerados mapas (geral do Hemisfério Sul e Bacias oceânicas do Atlântico Sul e Índico e Pacífico Sul, com seus respectivos setores do oceano Austral), seções verticais (Fig. 11) com as propriedades do período 14K e PI (temperatura, salinidade, densidade, estresse do vento na superfície oceânica e velocidades de corrente horizontal e vertical). Para a identificação e caracterização das massas de água presentes no período, foram gerados diagramas Θ -S (Temperatura Potencial x Salinidade), calculados pela média da temperatura potencial e salinidade da seções apresentadas sendo que os valores típicos das massas de água foram calculados pelo método gráfico (Colling, 2007; Talley et al., 2011).

Finalmente, foram realizados os cálculos das diferenças entre os dois períodos, subtraindo os valores das propriedades encontradas no 14K dos valores do PI ($PI - 14K = \text{dif.}$). Dessa maneira, nos mapas e perfis de comparação, os valores positivos indicam que as variáveis eram maiores no PI, e quando negativos indicam que os valores do 14K eram superiores.

Nos campos de velocidades de corrente e estresse do vento na superfície oceânica, os valores apresentados referem-se ao módulo da resultante entre as componentes zonais (X) e meridionais (Y), calculados de maneira direta. Os vetores indicam a direção e a intensidade (tamanho do vetor), porém adotou-se uma variação das cores de fundo para melhor visualização do padrão e variação da intensidade.

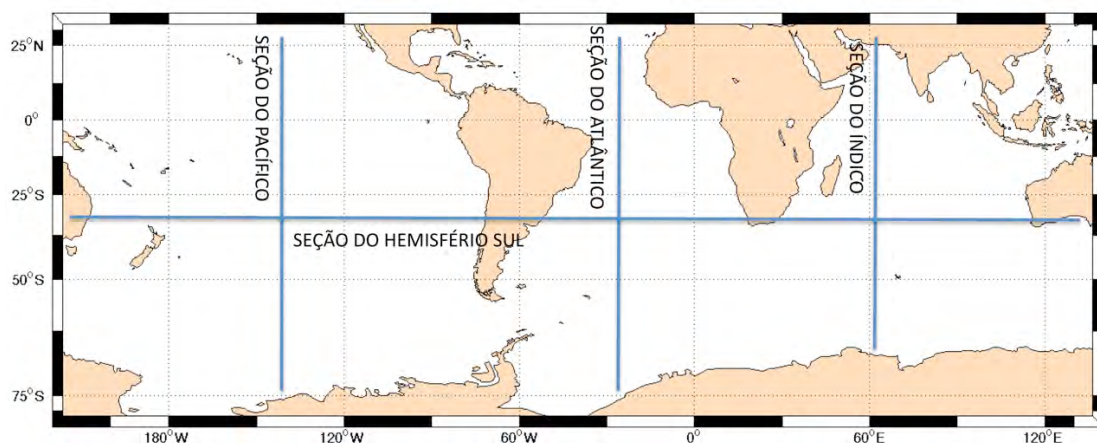


Figura 11 – Localização das seções simuladas utilizadas neste trabalho.

Nas seções de temperatura, salinidade e densidade, a paleta de cores foi alterada, de maneira a indicar a presença, distribuição e diluição das águas identificadas e caracterizadas nos diagramas Θ -S. Os valores médios de temperatura, salinidade e velocidades vertical e horizontal, foram calculados pela média zonal do Hemisfério Sul, na seção zonal, e pela média meridional das seções para as bacias oceânicas.

RESULTADOS:

As simulações para o Hemisfério Sul no modelo CCSM3 mostram que o oceano no período 14K era mais salino e mais frio, quando comparado com o período PI. A média da temperatura superficial do mar no 14K (Fig. 12, Pág. 23) foi de 17,09°C e a salinidade (Fig. 13, Pág. 24) 35,59, enquanto no PI a temperatura média (Fig. 12, Pág. 23) foi de 18,57°C e a salinidade (Fig. 13, Pág. 24) 34,40. Quando integrada toda a coluna de água, a diferença fica mais acentuada, sendo que a temperatura média do oceano no 14K foi de -1,35°C, contra 7,21°C no PI (Fig. 17, Pág. 28) e a salinidade 36,34 no 14K e 34,70 no PI (Fig. 18, Pág. 29).

O padrão geral de circulação superficial oceânica do hemisfério sul é semelhante entre os períodos, porém os módulos da velocidade foram distintos. No 14k, a média da velocidade superficial foi de 10,6 cm/s, e 9,8 cm/s no PI (Fig. 14, Pág. 25). O estresse do vento na superfície oceânica também manteve o mesmo padrão entre os períodos, com valores superiores no 14K, com média de 0,76 dina/cm² e de 0,71 dina/cm² no PI (Fig. 15, Pág. 26).

De maneira geral, as maiores variações de valores estão concentradas entre os paralelos 30° S e 60° S (Figs. 12, 14 e 15, Págs. 23, 25 e 26), enquanto as diferenças superficiais de salinidade ficaram concentradas abaixo do paralelo 50° S (Fig. 13, Pág. 24). Verticalmente as maiores diferenças de salinidade estão abaixo dos 1500 m (Fig. 18, Pág. 29), enquanto as maiores diferenças de temperatura variaram entre as três bacias oceânicas, sendo mais superficial (entre 500 e 1500 m) nos oceanos Pacífico Sul e Índico e mais profunda (abaixo de 1500 m) no oceano Atlântico Sul (Fig. 17, Pág. 28).

No diagrama Θ -S (Fig. 16, Pág. 27) para a seção do Hemisfério Sul o comportamento das curvas é semelhante para as primeiras camadas, apesar das diferenças de salinidade e temperatura entre os períodos, até a temperatura potencial de 1°C. Abaixo dessa temperatura potencial, as curvas apresentam uma diferença marcante nas águas profundas e de fundo, com aumento na densidade e salinidade para o período 14K, enquanto no PI essas características permanecem constantes.

No período PI, o diagrama Θ -S da seção (Fig. 16, Pág. 27) apresenta 4 massas de água, sendo que as 2 águas mais profundas possuem densidades semelhantes. Já no 14K, o diagrama Θ -S apresenta apenas 3 massas de águas, com densidades bem distintas entre si. Assumindo que as massas de água são as mesmas entre os períodos, pode-se afirmar que a água marcada no PI e ausente no 14K é a NADW, dadas as características do diagrama Θ -S (Karstensen e Tomczak, 1999; Colling, 2007; Talley *et al.*, 2011).

A diferença na temperatura potencial entre os períodos é semelhante ao longo do diagrama Θ -S, mantendo uma diferença em torno de 1°C. Já a diferença de salinidade entre os períodos apresenta uma variação ao longo da curva, sendo de cerca de 1 unidade nas primeiras camadas e 2,5 unidades nas camadas mais profundas.

Nas seções verticais, os campos de diferenças de temperatura potencial PI-14K (Fig. 17, Pág. 28) apresentam diferenças espaciais entre as bacias. No oceano Atlântico, por exemplo, a maior diferença ocorre na região próxima ao fundo, região da AABW, enquanto que nos oceanos Índico e Pacífico, essa maior diferença ocorre na região intermediária, mais próxima a superfície, região ocupada pela AAIW. Nos campos de salinidade (Fig. 18, Pág. 29) e densidade (Fig. 19, Pág. 30), as diferenças PI-14K nas três bacias oceânicas são similares, sendo menores próximas da superfície e maiores próximas ao fundo.

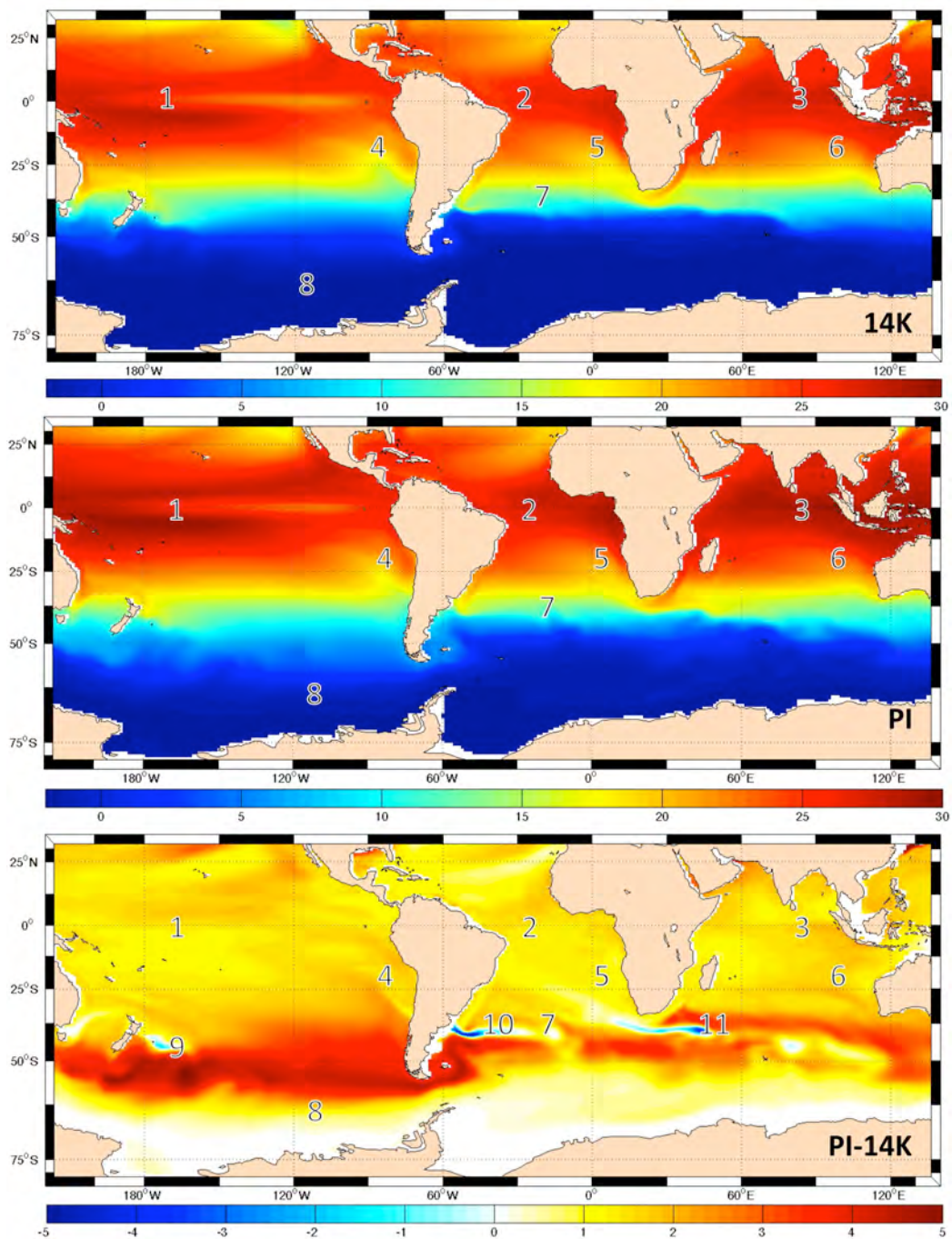


Figura 12 – Temperatura superficial do mar (SST), em graus Celsius. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os pontos 1, 2 e 3 representam os pontos de maior temperatura; 4, 5 e 6 a influência das correntes de contorno leste na temperatura; 7 a região entre as Frentes Subtropical e Subantártica; 8 a região de baixa temperatura; 9, 10 e 11 os pontos onde as temperaturas eram superiores no período 14K.

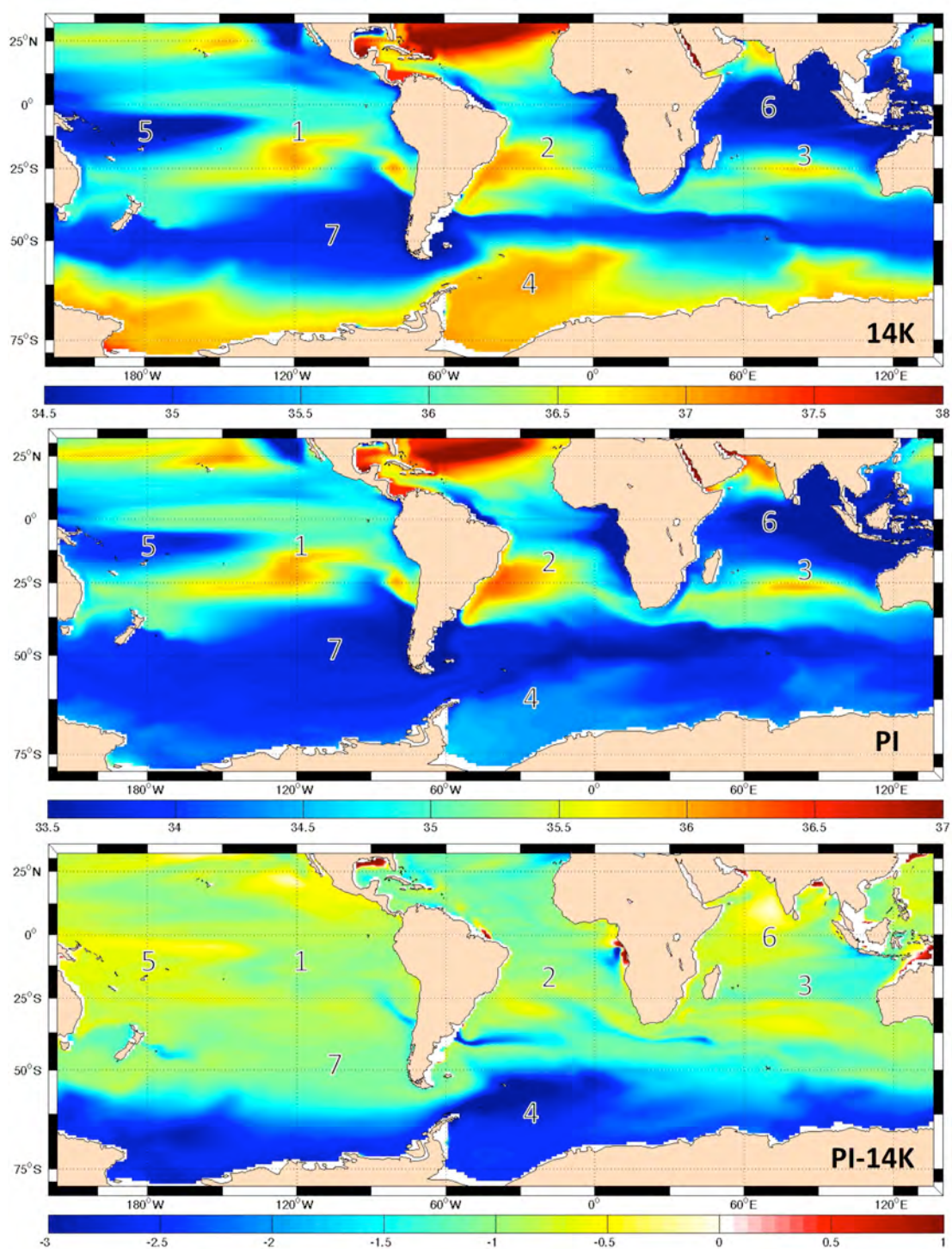


Figura 13 - Salinidade superficial do mar (SSS). O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os pontos 1, 2 e 3 apresentam as regiões com alta salinidade; 4 é um ponto de alta salinidade no 14K e baixa no PI; 5, 6 e 7 as regiões de baixa salinidade.

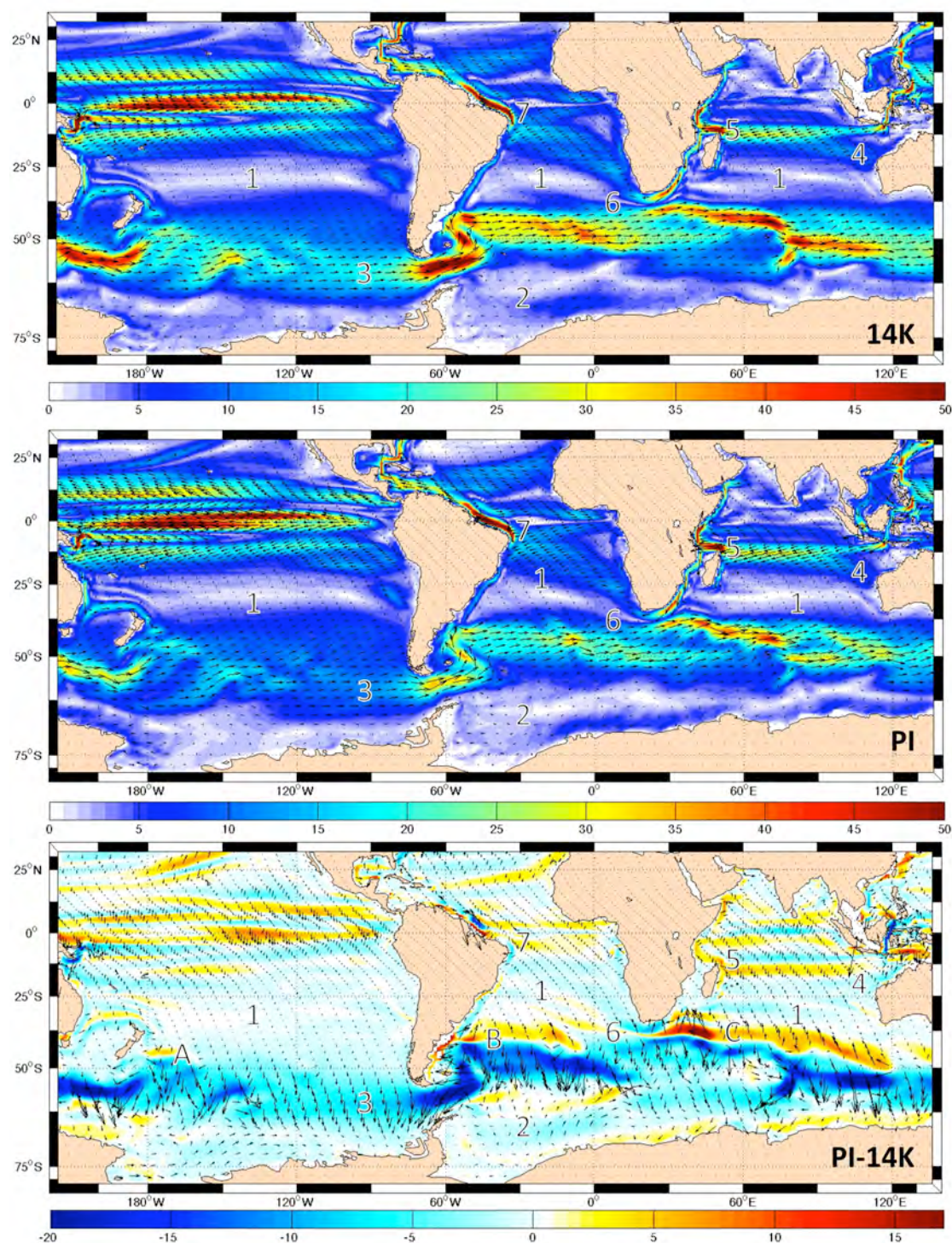


Figura 14 – Campo da velocidade da circulação superficial, em cm/s. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. O ponto 1 apresenta os Giros Subtropicais; 2 o Giro do Mar de Weddel; 3 a corrente circumpolar Antártica; 4, 5, 6 e 7 a porção superficial da MOC no Hemisfério Sul (garganta da Indonésia, correntes da Somália e Agulhas, vazamento das Agulhas e corrente Norte do Brasil). A, B e C apresentam anomalias na diferença da velocidade.

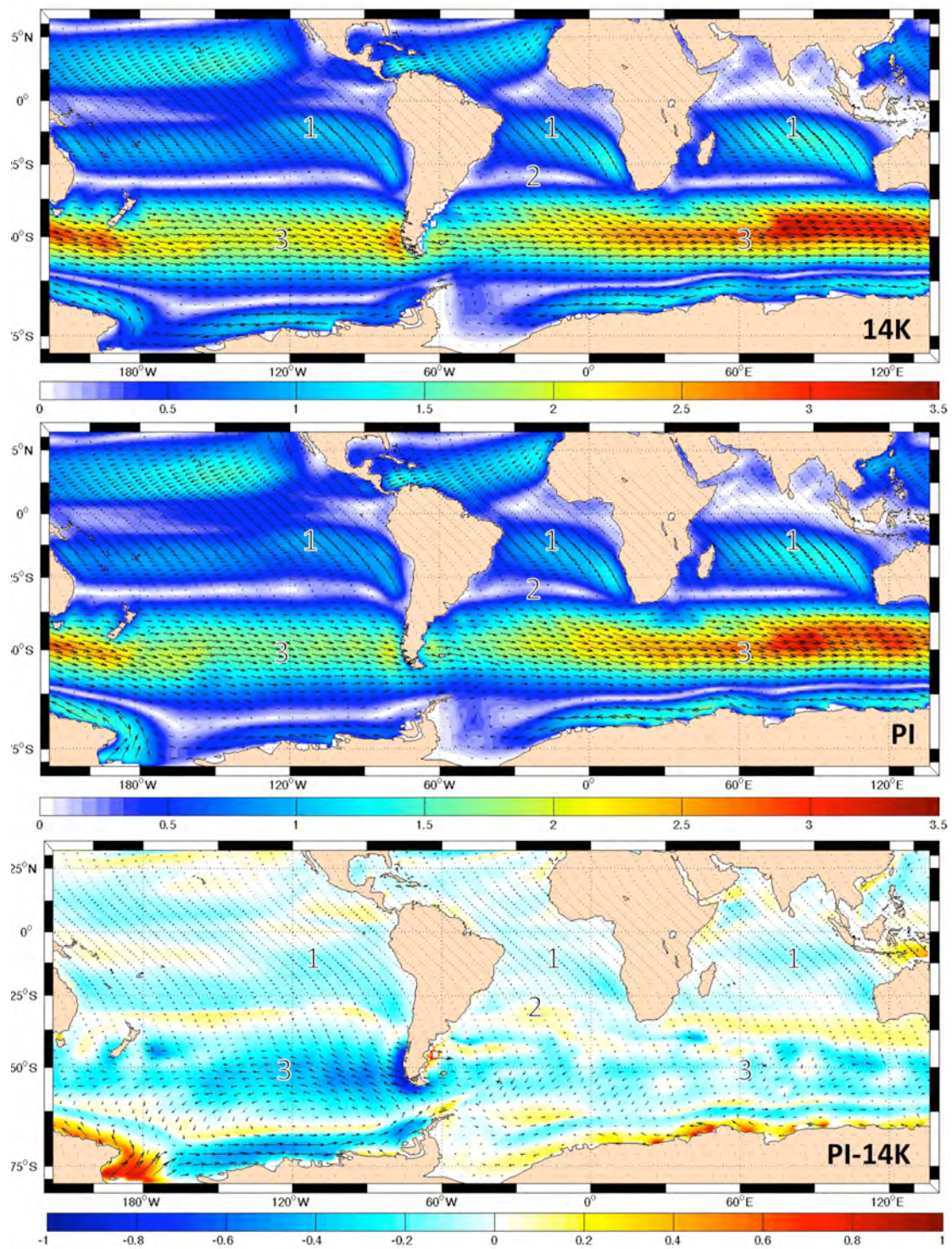


Figura 15 – Campo do estresse superficial do vento na superfície oceânica, em dina/cm^2 . O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade do estresse, e a paleta de cores indica o módulo da intensidade. O ponto 1 apresenta os contra-alísios; 2 a região das dollrums; 3 os ventos de oeste na região circumpolar Antártica.

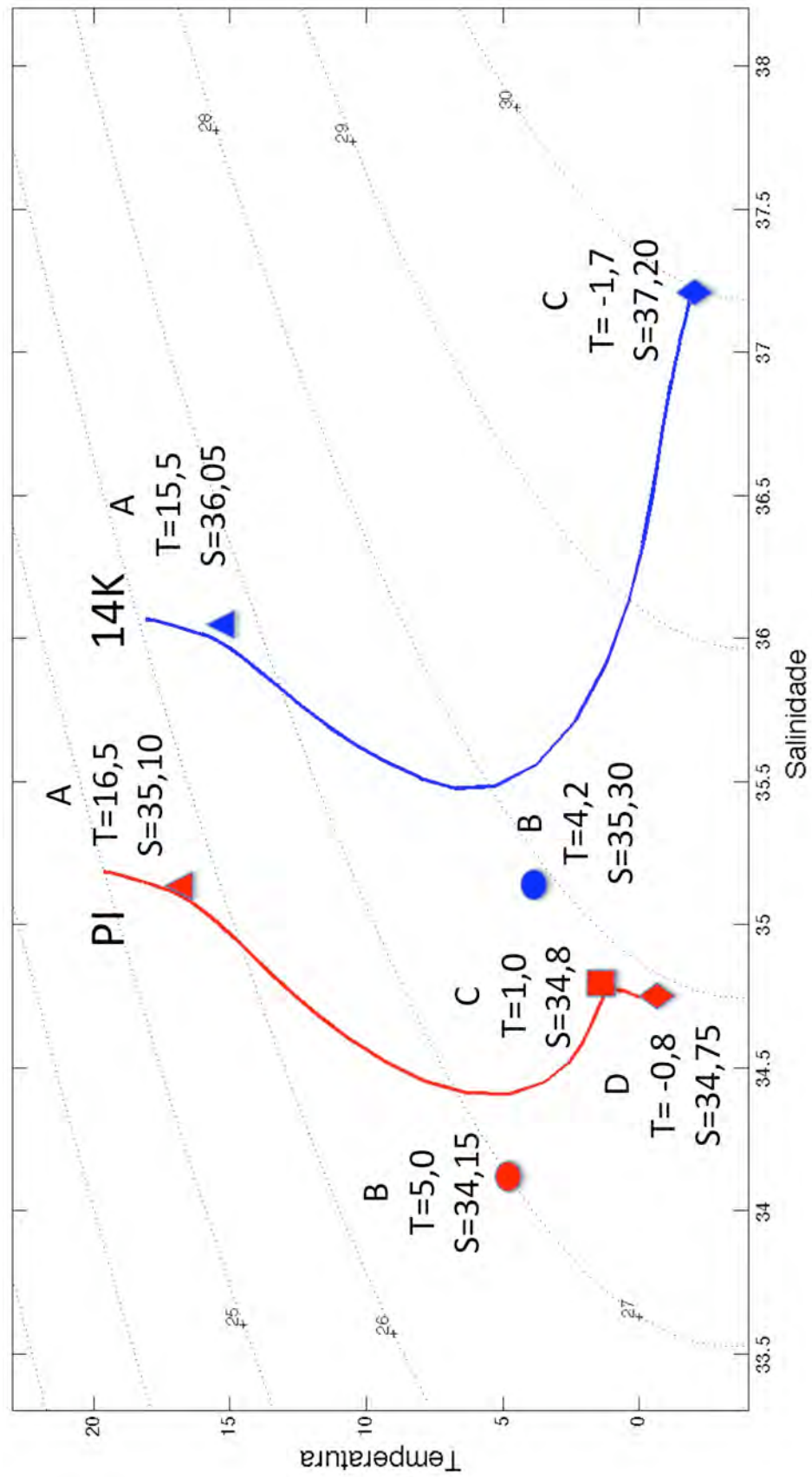


Figura 16 – Diagrama Θ -S da seção do Hemisfério Sul, indicando as características das águas presentes na seção (A, B, C e D).

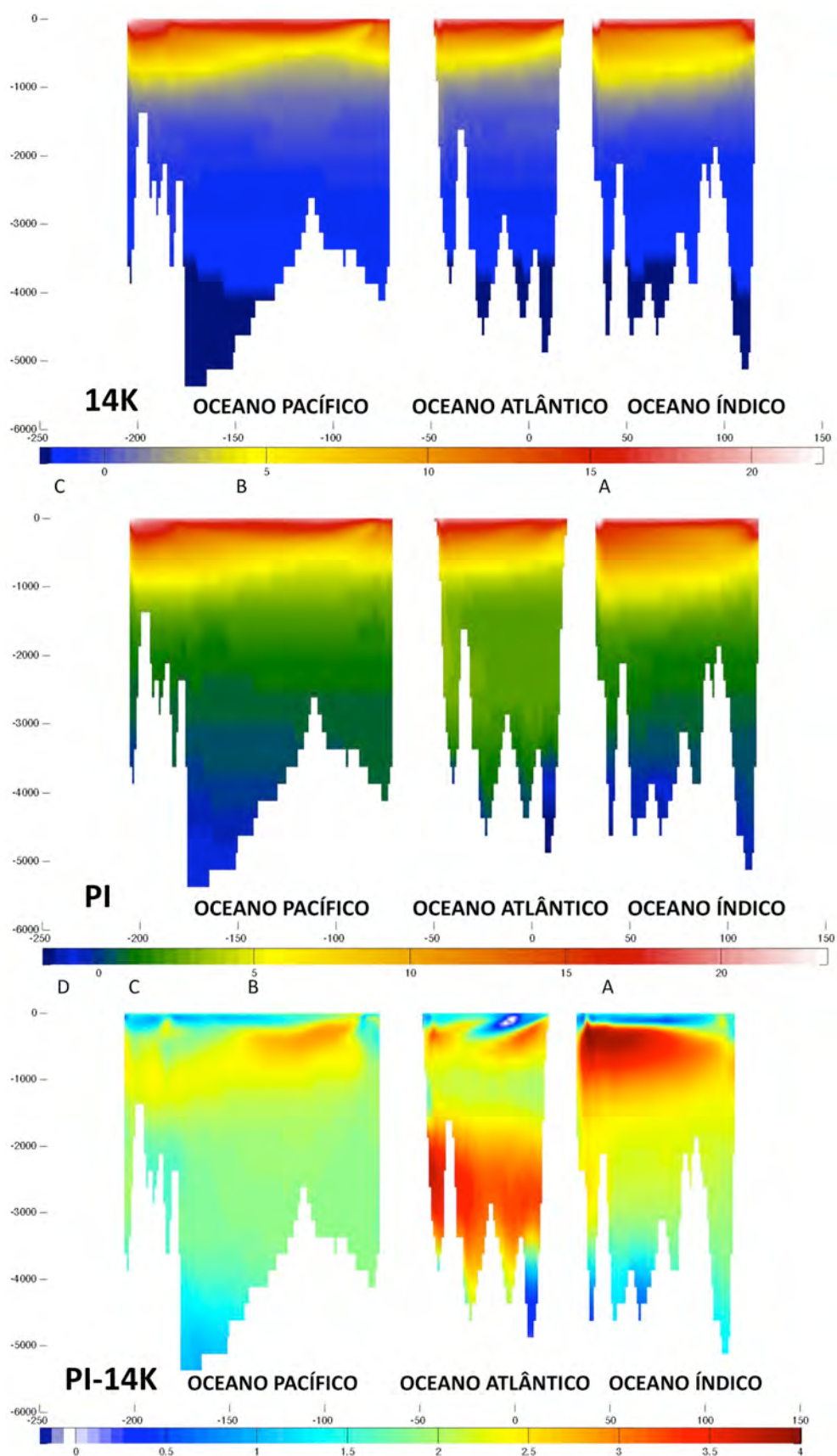


Figura 17 – Seção zonal de temperatura potencial do Hemisfério Sul em °C. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. As letras A, B, C e D apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 16, Pág. 27).

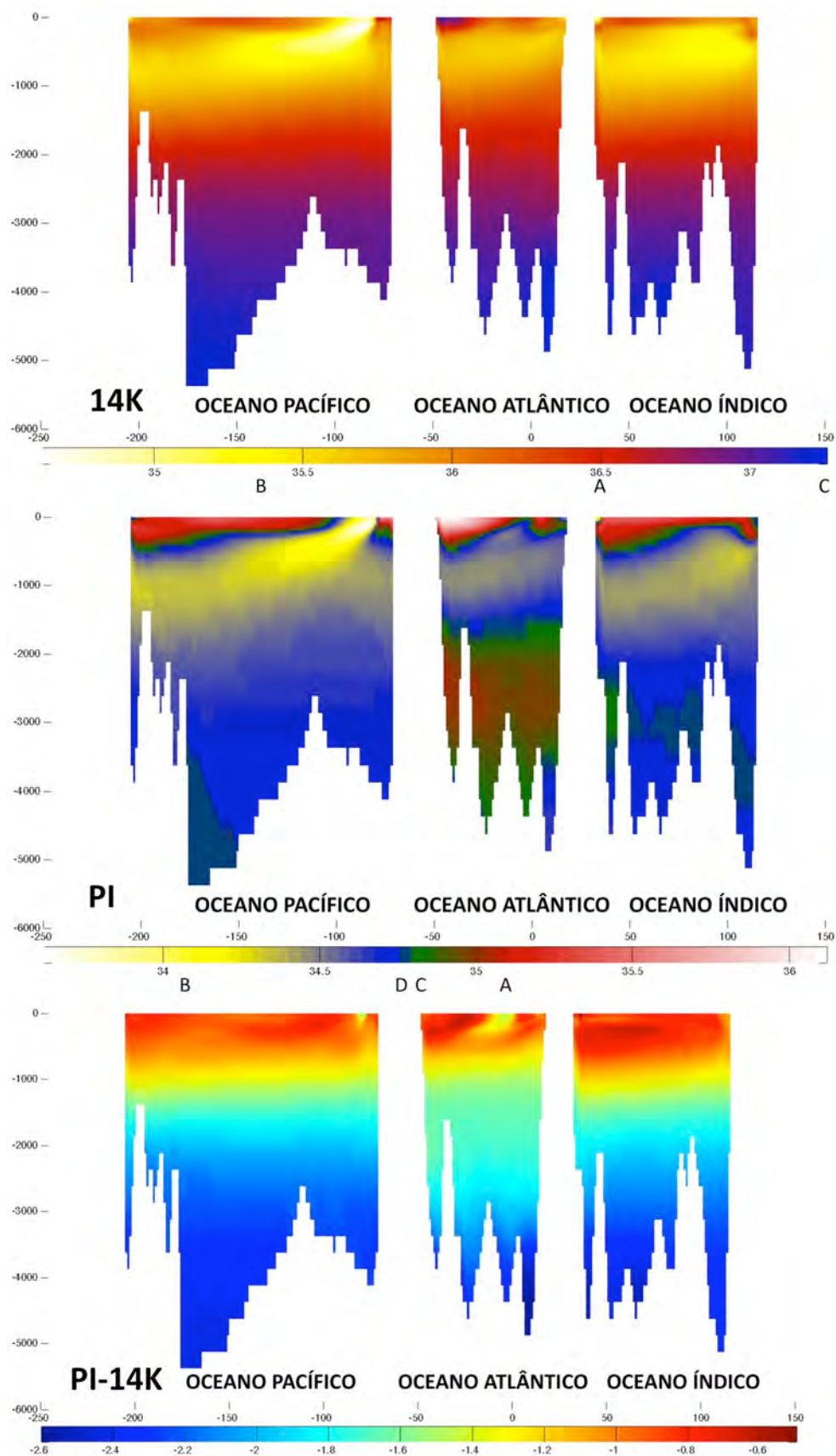


Figura 18 – Seção zonal de salinidade do Hemisfério Sul. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. As letras A, B, C e D apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 16, Pág. 27).

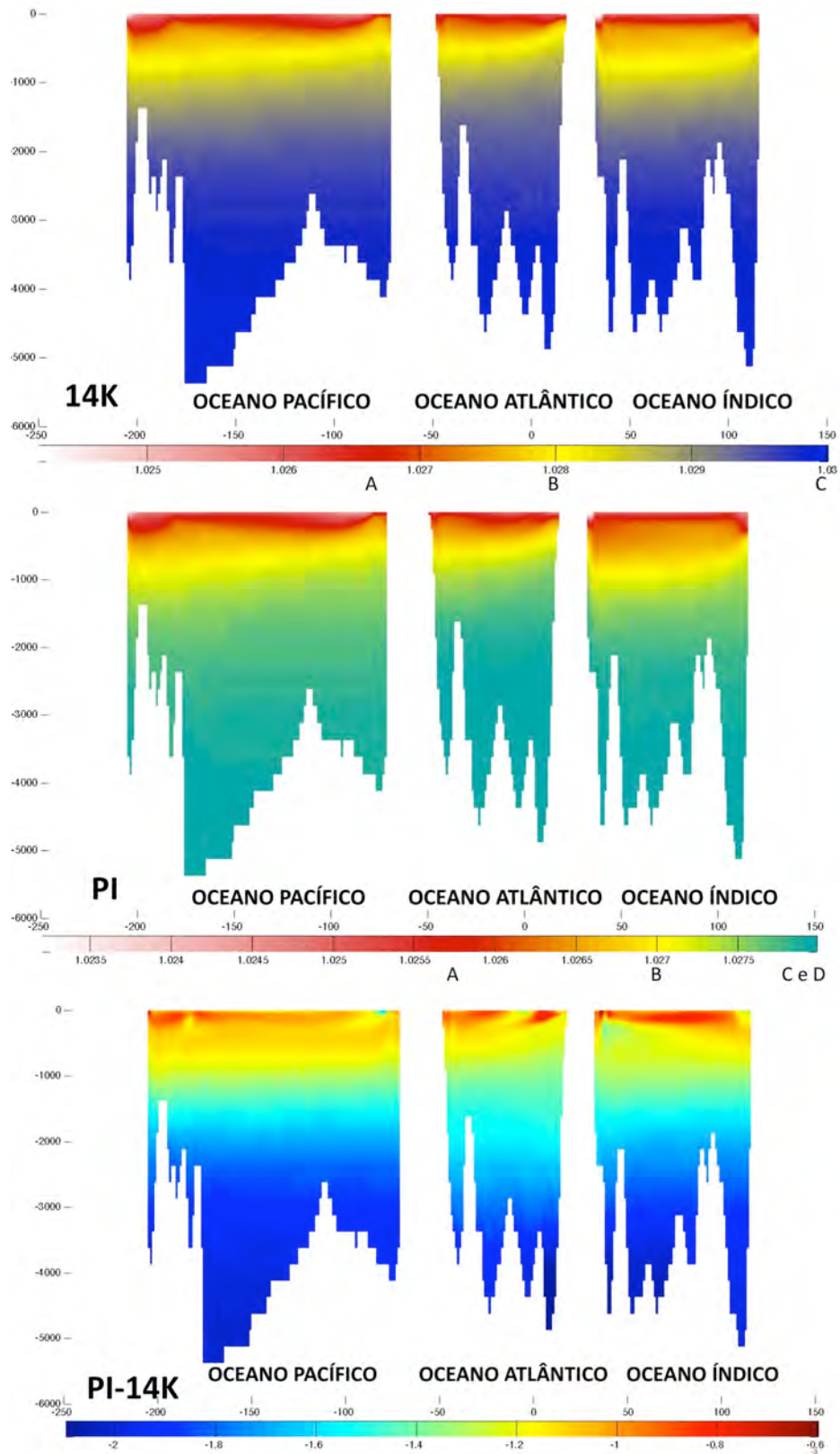


Figura 19 – Seção zonal de densidade potencial do Hemisfério Sul em g/cm^3 . PI-14K é representado em 10^{-3}g/cm^3 . O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. As letras A, B, C e D apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 16, Pág. 27).

Atlântico Sul:

O oceano Atlântico Sul segue as características do Hemisfério Sul, sendo mais frio (Fig. 25, Pág. 38), mais salino (Fig. 26, Pág. 39) e com o módulo das velocidades superficiais maiores no 14K quando comparado com o PI (Fig. 20, Pág. 33). O padrão da circulação superficial foi semelhante entre os períodos, sendo que a diferença principal é a posição da Frente Subtropical (Fig. 21, Pág. 34), cerca de 1,5° de latitude mais ao sul no 14K, estreitando a região entre as Frentes Subtropical e Subantártica.

O vazamento das Agulhas (Fig. 22, Pág. 35) está mais acentuado no 14K, ocupando uma área cerca de 10% maior, quando comparado ao PI. A retroflexão da corrente das Agulhas, no entanto, é mais forte no PI, ocupando uma área aproximadamente 50% maior. O estresse provocado pelos ventos ao sul da África (Fig. 23, Pág. 36) estão intensificados também no 14K, passando 1,2 para 1,0 dina/m² no PI.

O diagrama Θ -S do Atlântico Sul (Fig. 24, Pág. 37) também segue a mesma tendência do Θ -S do Hemisfério Sul (Fig. 16, Pág. 27). O comportamento da curva é semelhante nas camadas mais superficiais, porém existe uma diferença acentuada nas águas profundas e de fundo, sendo essas mais densas e salinas no 14K.

Ainda no diagrama Θ -S, a variedade de água mais salina no PI é marcada com a letra A, mais superficial. Já no 14K, a maior salinidade está nas camadas mais profundas, sendo a variedade marcada com a letra D (AABW) a mais salina. Essa variação salina entre as massas de água também é evidenciada na seção meridional de salinidade (Fig. 26, Pág. 39).

Na Fig. 25 (Pág. 38 - Temperatura potencial) a água marcada com a letra C (NADW) é mais superficial no 14K, sendo cerca de 1500 metros mais profunda no PI. Essa diferença na ocupação da NADW resulta na grande diferença (PI-14K) de

temperatura potencial entre os períodos, entre as profundidades de 2000 e 4000 metros. Este comportamento também ocorre na Fig. 26 (Pág. 39 - Salinidade), com a mesma variação de 1500 metros entre os períodos, evidenciando que a NADW aumentou sua área de ocupação entre o 14K e o PI. Em contrapartida, a AABW diminuiu sua contribuição entre os períodos, cedendo espaço para a NADW no PI.

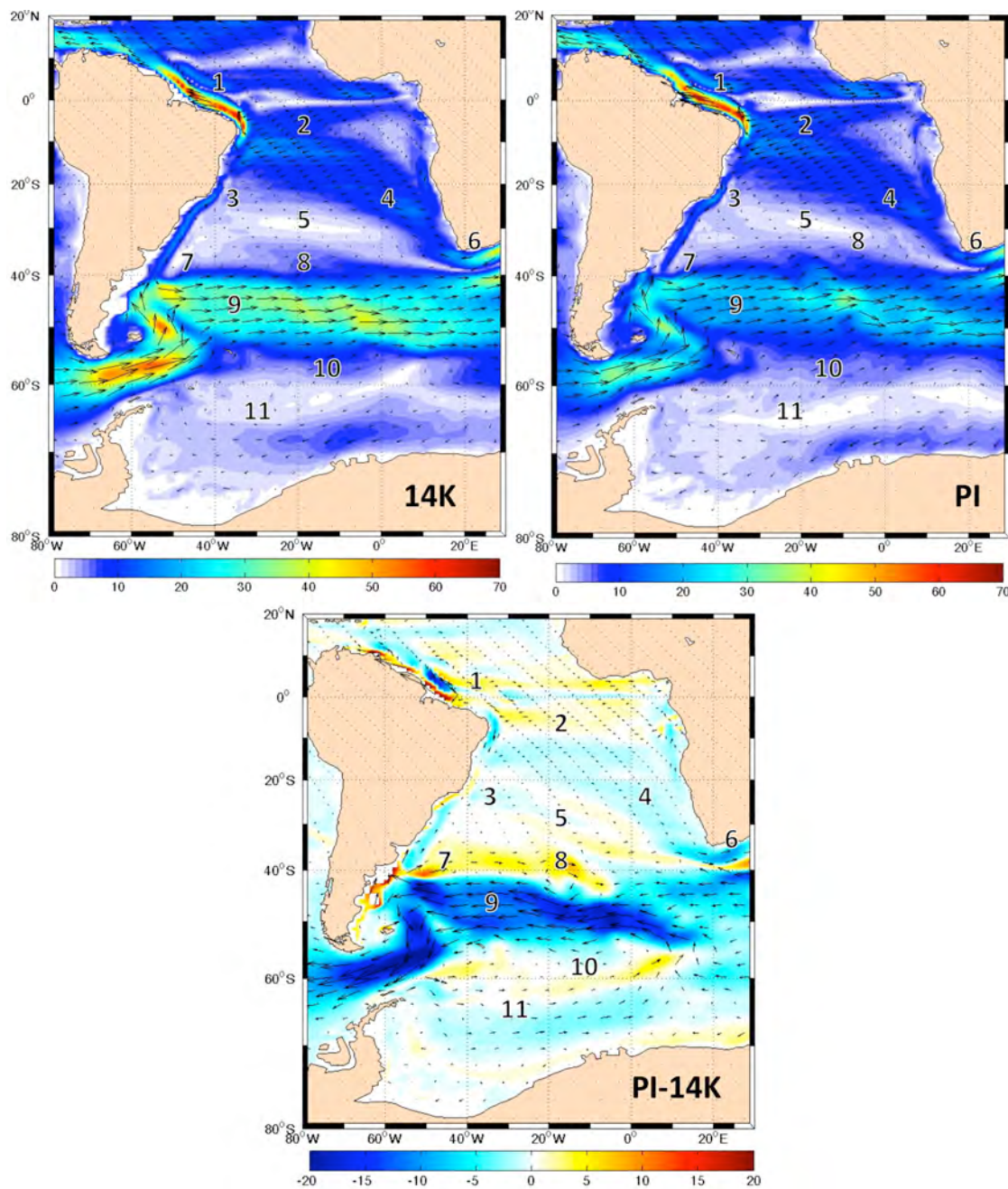


Figura 20 – Atlântico Sul - Campo da velocidade da circulação superficial, em cm/s. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. O ponto 1 representa a corrente norte do Brasil; 2 a corrente Equatorial; 3 a corrente do Brasil; 4 a corrente de Benguela; 5 o centro do Giro Subtropical; 6 o vazamento das Agulhas; 7 a confluência Brasil Malvinas; 8 a Frente Subtropical; 9 a corrente Circumpolar Antártica; 10: Frente Subantártica; 11 o Giro do mar de Weddell.

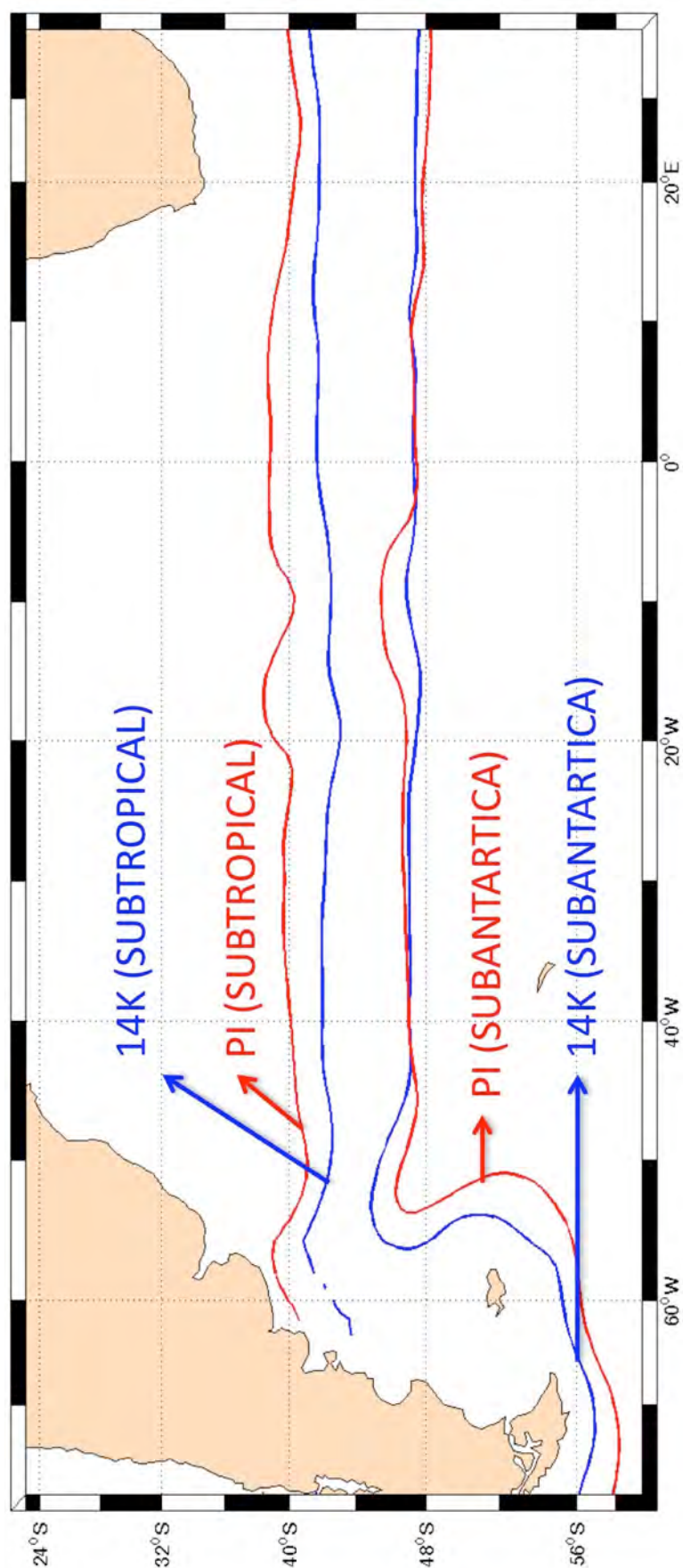


Figura 21 – Atlântico Sul - Posição das Frentes Subtropical e Subantártica no período 14K (vermelho) e PI (Azul).

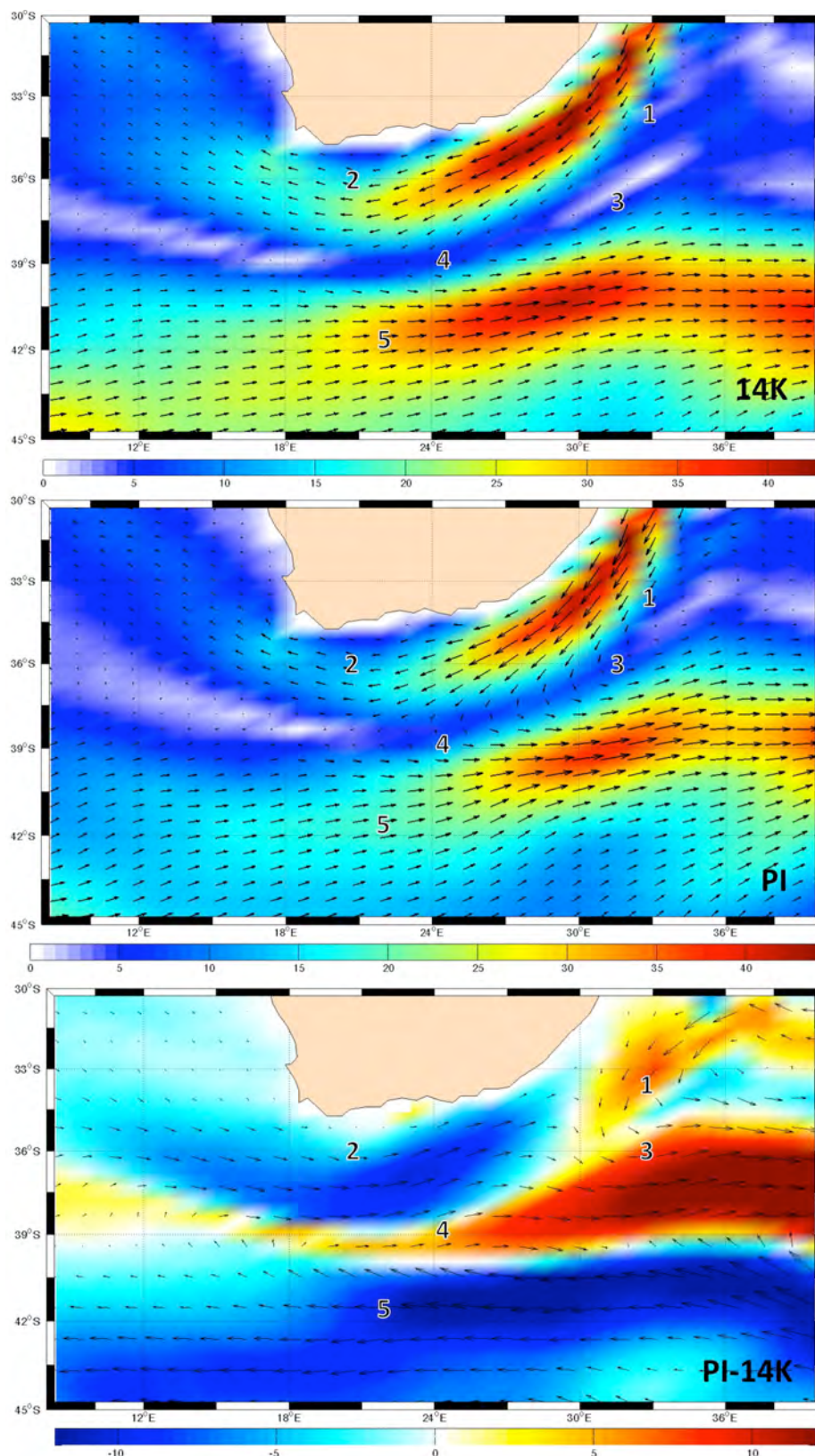


Figura 22 – Detalhe do vazamento das Agulhas - Circulação superficial, em cm/s. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a diferença entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. O ponto 1 representa a corrente das Agulhas; 2 o vazamento das Agulhas; 3 a retroflexão da corrente das Agulhas; 4 a Frente Subtropical; 5 a corrente Circumpolar Antártica.

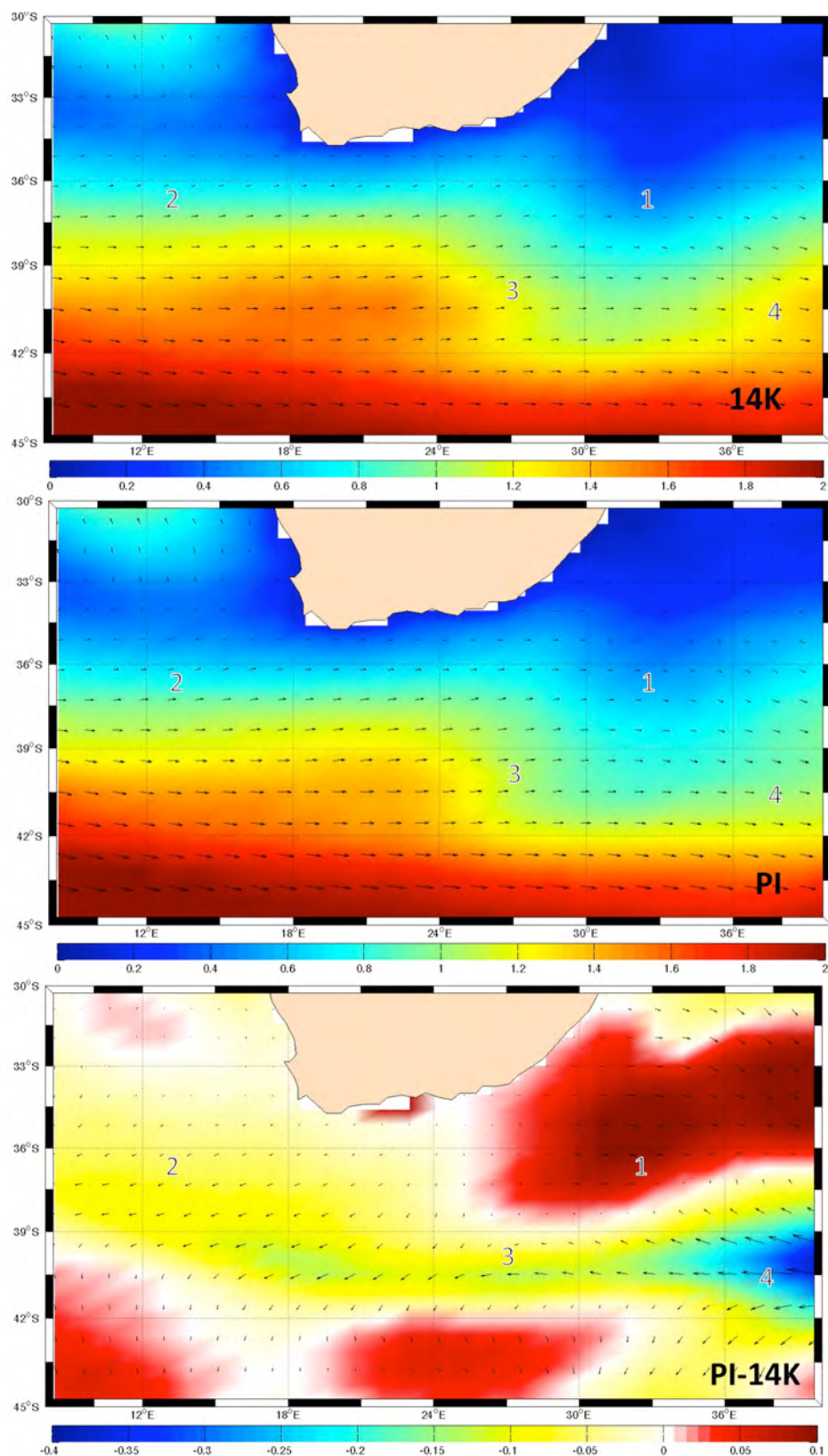


Figura 23 – Detalhe do vazamento das Agulhas - Campo do estresse do vento na superfície oceânica, em dyn/cm^2 . O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a diferença entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade do estresse, e a paleta de cores indica o módulo da intensidade. O ponto 1 apresenta a área de baixo estresse do vento; 2 a Frente Subtropical; 3 área de diminuição do estresse pelo vento.

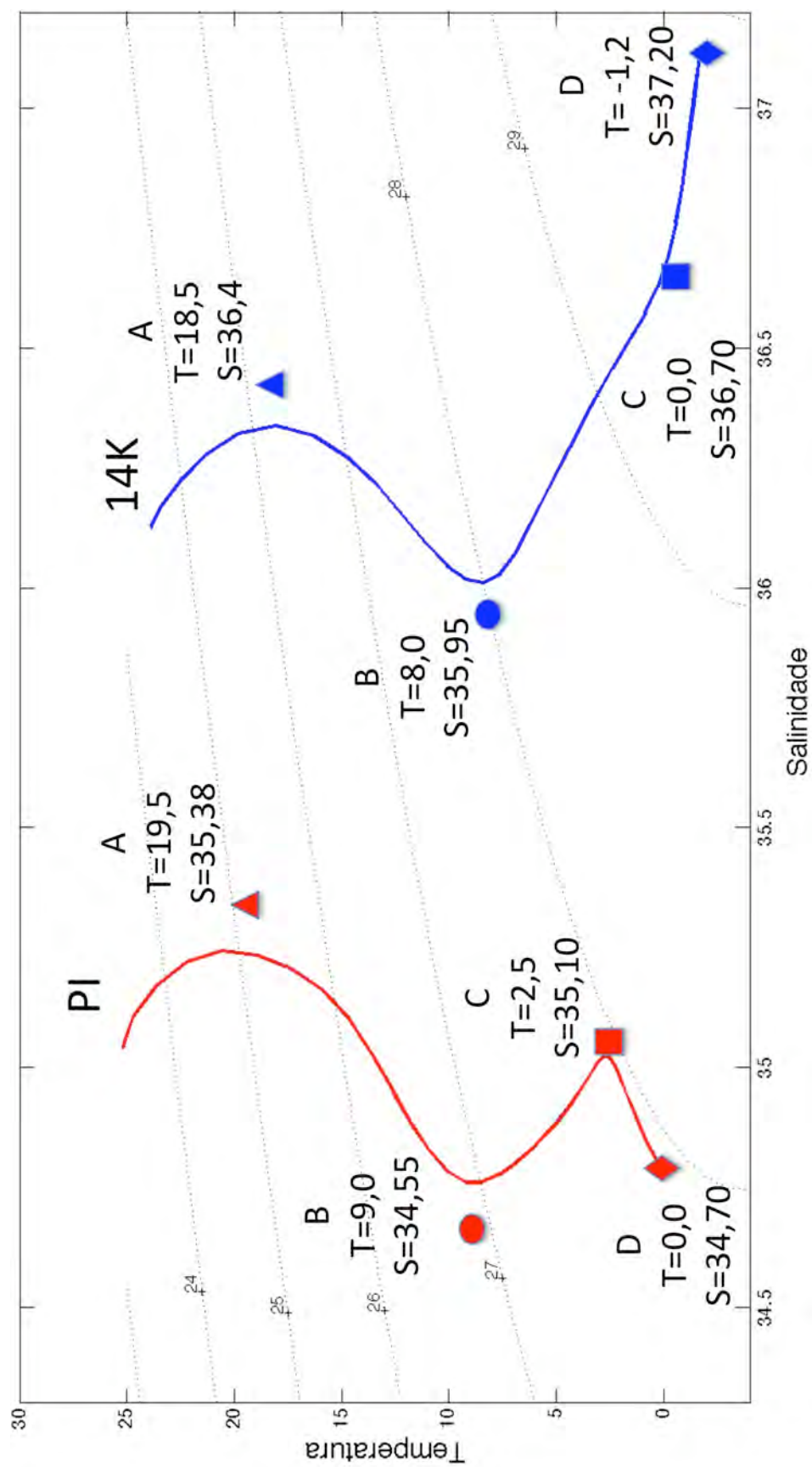


Figura 24 – Diagrama Θ -S da seção do Atlântico Sul, indicando as características das águas presentes na seção (A, B, C e D).

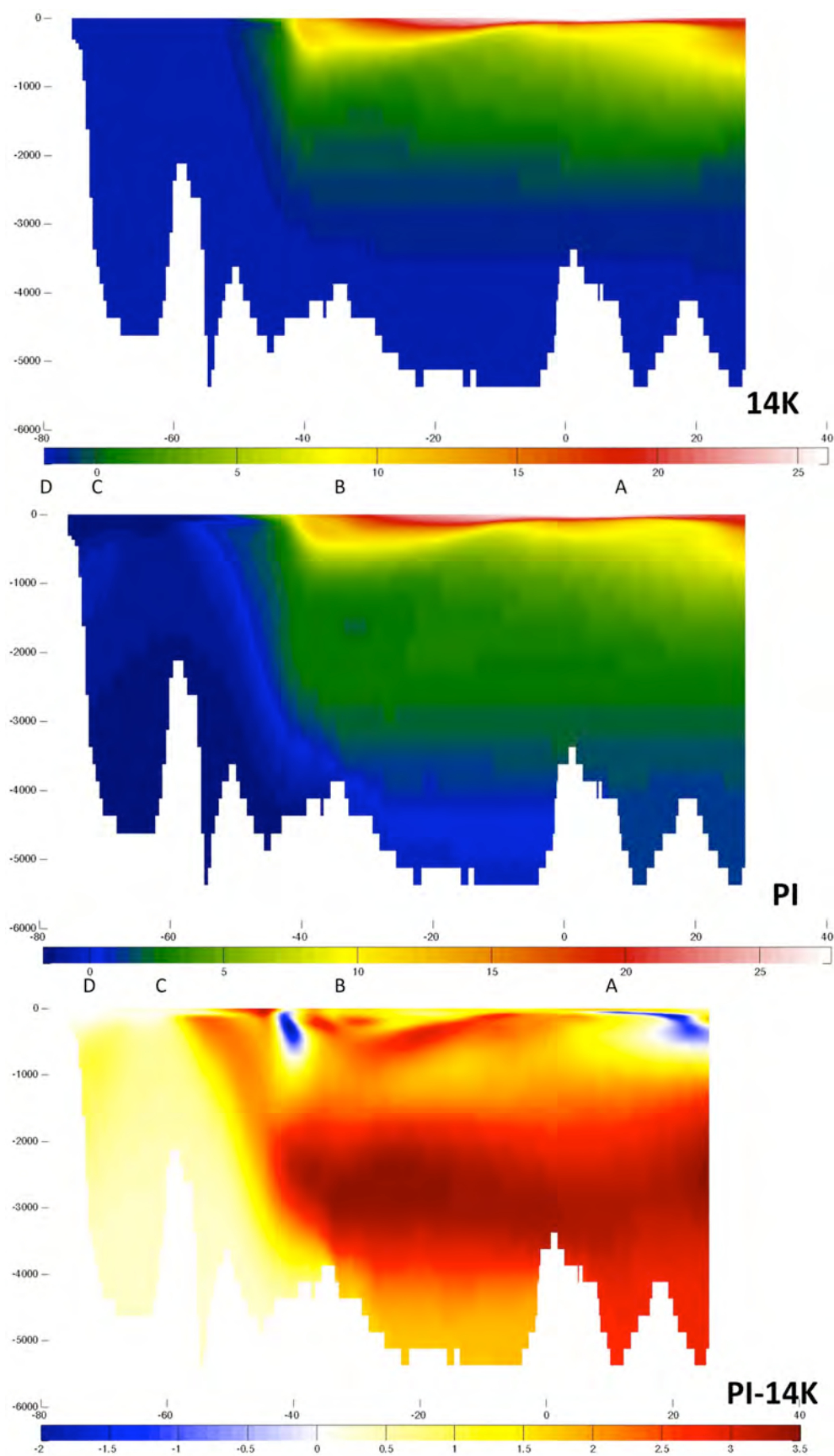


Figura 25 – Seção meridional de temperatura potencial do Atlântico Sul, em °C. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. As letras A, B, C e D apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 24, Pág. 37).

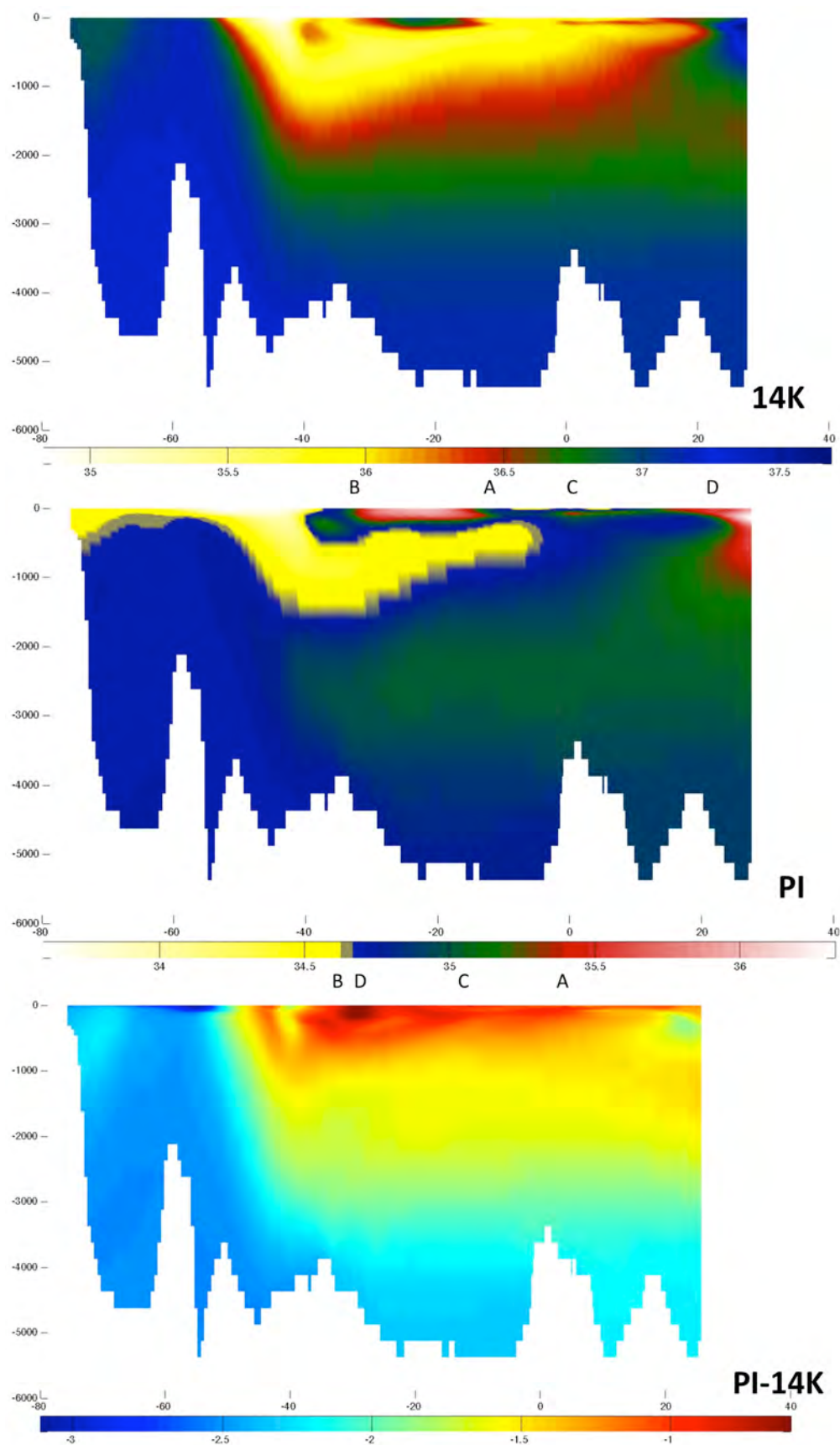


Figura 26 – Seção meridional de salinidade do Atlântico Sul. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. As letras A, B, C e D apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 24, Pág. 37).

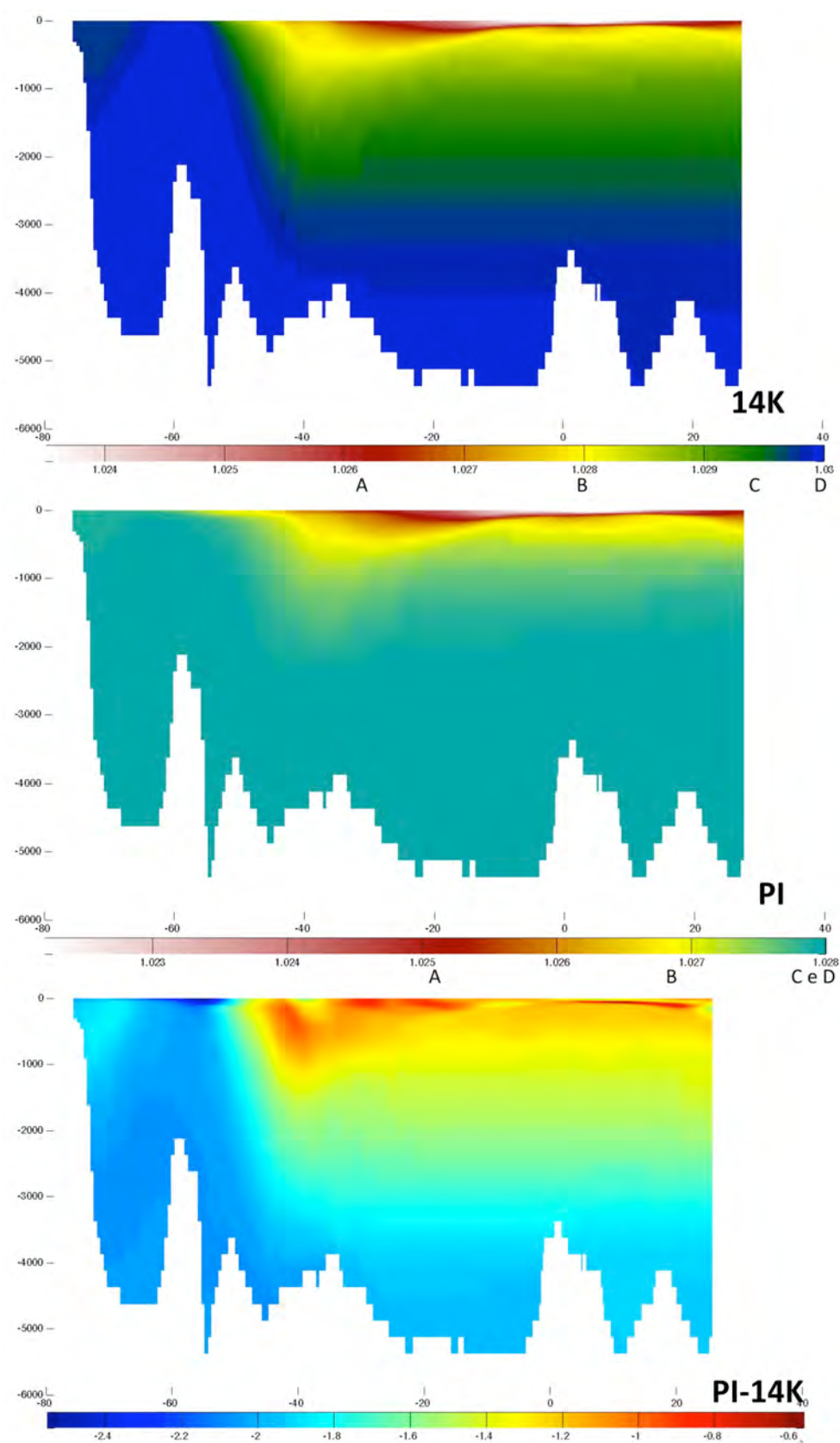


Figura 27 – Seção meridional de densidade potencial do Atlântico Sul em g/cm^3 . PI-14K é representado em 10^{-3} g/cm^3 . O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. As letras A, B, C e D apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 24, Pág. 37).

Oceano Índico:

O oceano Índico também se apresenta mais frio (Fig. 31, Pág. 46), mais salino (Fig. 32, Pág. 47) e com o módulo das velocidades superficiais (Fig. 28, Pág. 43) maiores no 14K, quando comparado com o PI, seguindo o mesmo padrão observado no Hemisfério Sul.

O padrão da circulação superficial se manteve entre os períodos (Fig. 28, Pág. 43), sendo que a principal diferença se deu na migração da Frente Subtropical, posicionada cerca de 1° mais ao sul no 14K, e na área ocupada pela corrente equatorial, cerca de 20% maior no PI.

O impacto da variação do nível do mar, para a circulação superficial entre os períodos, fica evidenciado no detalhe da Garganta da Indonésia (Fig. 29, Pág. 44). No 14K, apenas a passagem principal estava aberta para o *Indonesian Throughflow* entre o Pacífico e o Índico, enquanto no período PI haviam 3 passagens abertas. Nesta passagem, a velocidade superficial do fluxo era cerca de 20 cm/s maior no 14K.

O diagrama Θ -S do oceano Índico (Fig. 30, Pág. 45) também segue a mesma tendência do Θ -S do Atlântico Sul (Fig. 24, Pág. 37). O comportamento da curva é semelhante nas camadas mais superficiais, porém existe uma diferença acentuada nas águas de fundo, sendo essas muito mais salinas e densas no 14K. Ainda no diagrama Θ -S, a variedade de água mais salina no PI é marcada com a letra A (superficial), mais superficial. Já no 14K, a maior salinidade está nas camadas mais profundas, sendo a água marcada com a letra C (AABW) a mais salina. Essa variação também é evidenciada na seção de salinidade (Fig. 32, Pág. 47).

Nas seções de temperatura e densidade potenciais (Figs. 31 e 33, Págs. 46 e 48) as águas mais superficiais A (superficial) e B (AAIW) ocupam uma área maior no

PI, chegando a ser 1500m mais profunda. Em contrapartida, a AABW diminui sua contribuição entre os períodos, cedendo espaço para a AAIW.

Na seção de salinidade (Fig. 32, Pág. 47), a AAIW chama a atenção por ser cerca de 1200 m mais superficial no 14K. Ainda na seção de salinidade, a AAIW alcança latitudes maiores no PI, cerca de 4° mais ao sul, quando comparada com o 14K. Na seção de densidade (Fig. 33, Pág. 48), também é possível ver o mesmo comportamento da AAIW.

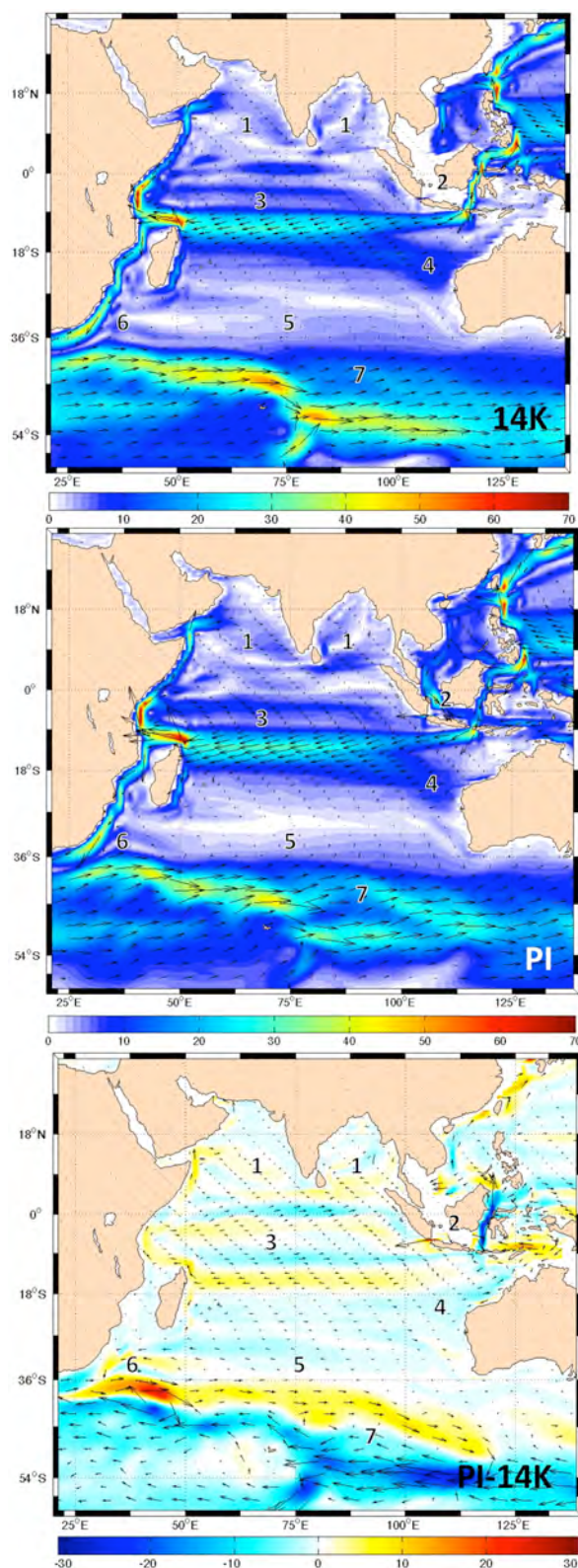


Figura 28 – Oceano Índico - Campo da velocidade da circulação superficial, em cm/s. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. O ponto 1 representa o centro dos Giros formados nas monções; 2 a garganta da Indonésia; 3 a corrente Sul Equatorial; 4 o ramo da corrente Equatorial; 5 a Frente Subtropical; 6 a retroflexão das Agulhas; 7 a corrente Circumpolar Antártica.

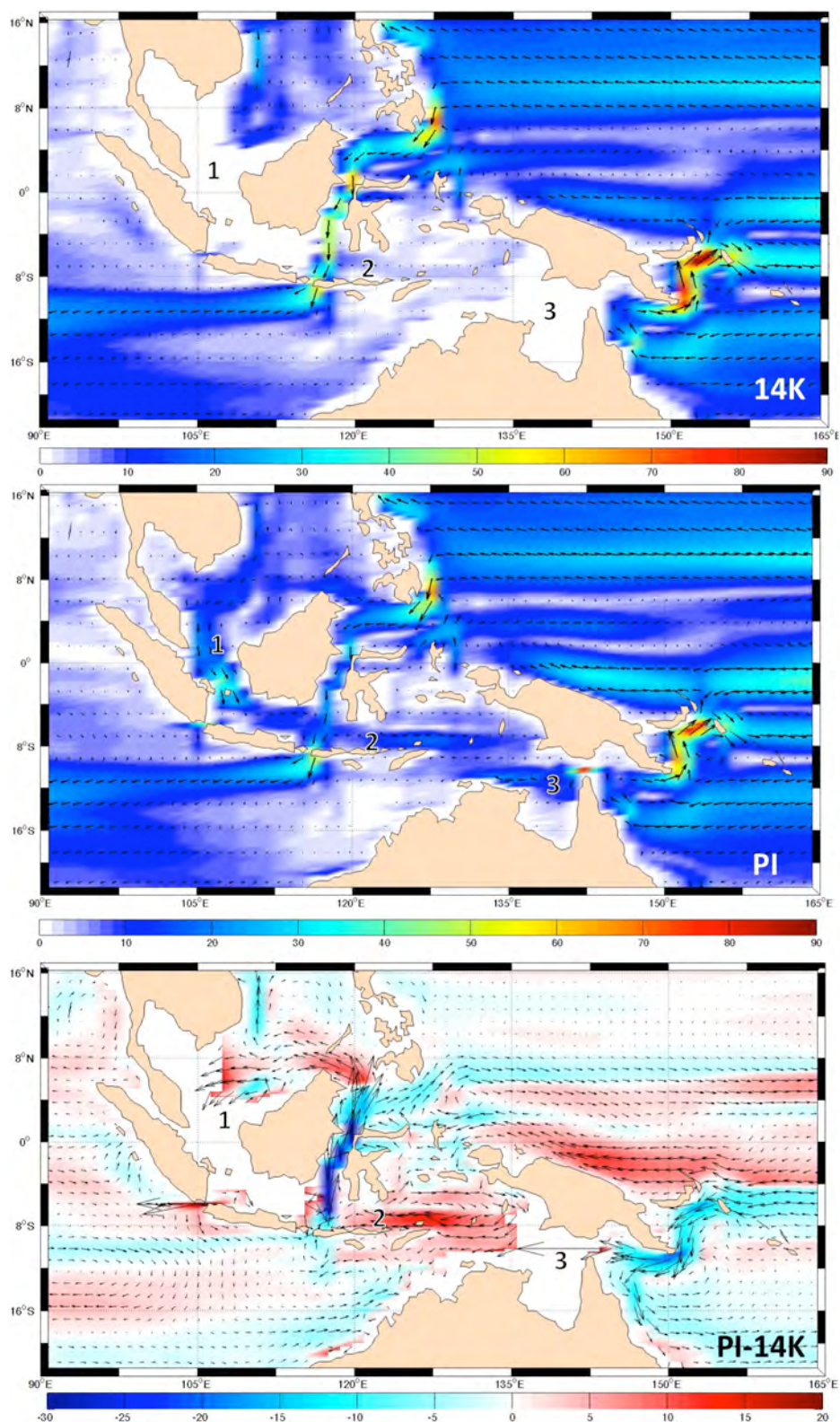


Figura 29 – Detalhe da garganta da Indonésia - Campo da velocidade da circulação superficial, em cm/s. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. Os pontos 1 e 3 representam as áreas emersas no período 14K, sem fluxo de água, e submersas no PI, com fluxo de água; 2 é o fluxo principal da garganta da Indonésia.

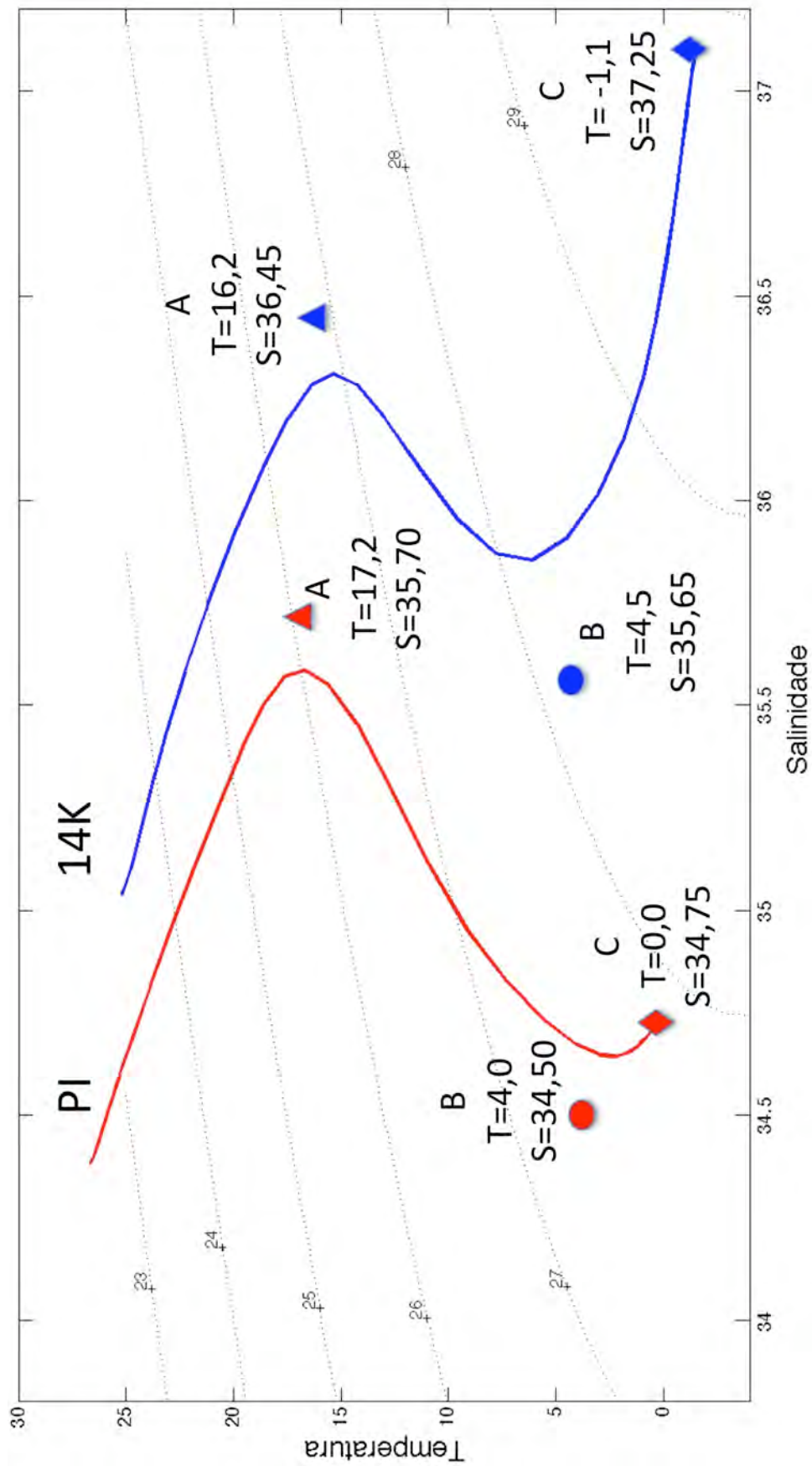


Figura 30 – Diagrama Θ -S da seção do oceano Índico, indicando as características das águas presentes na seção (A, B e C).

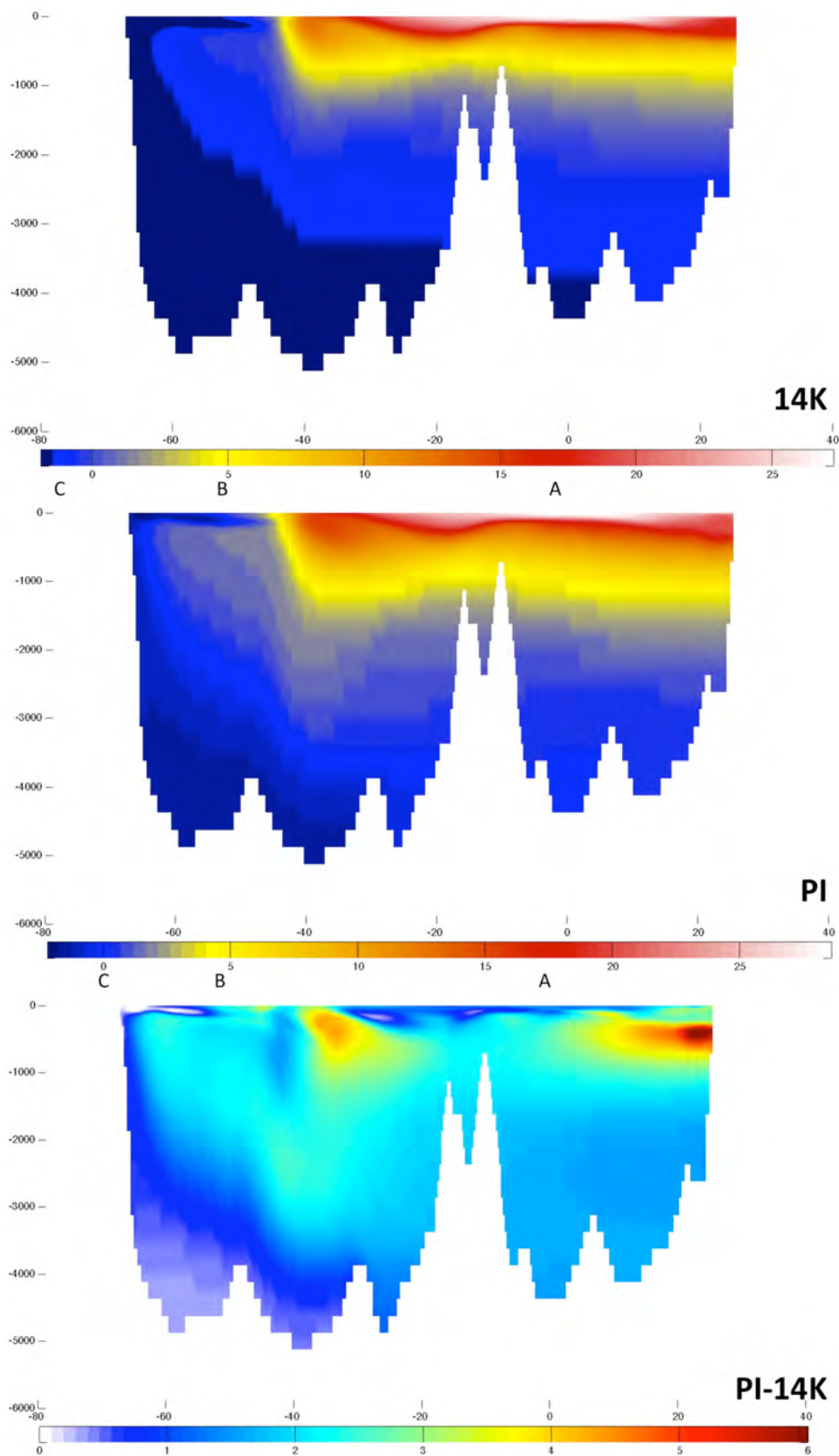


Figura 31 – Seção meridional de temperatura potencial do oceano Índico, em °C. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. As letras A, B e C apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 30, Pág. 45).

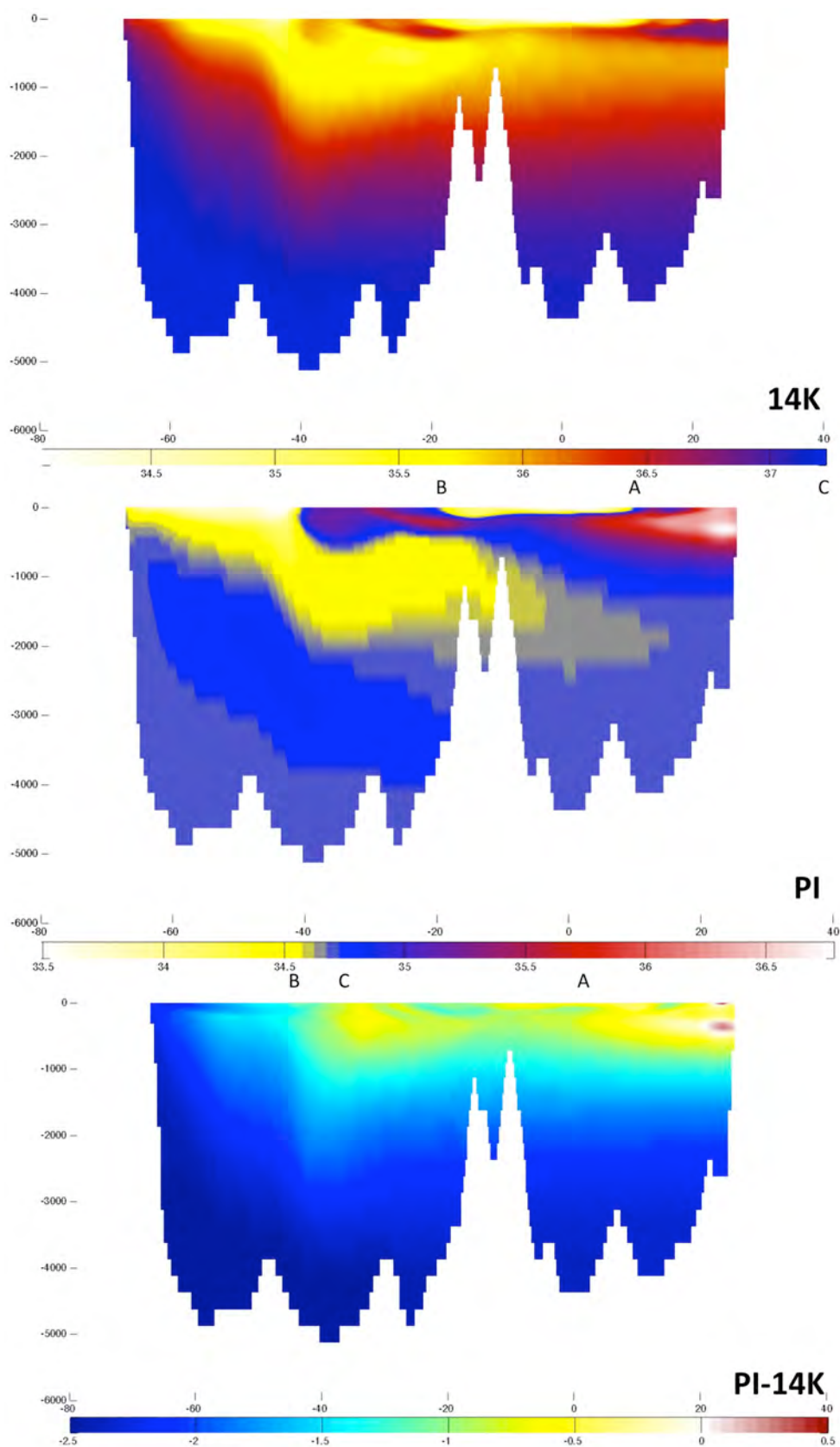


Figura 32 – Seção meridional de salinidade do perfil do oceano Índico. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. As letras A, B e C apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 30, Pág. 45).

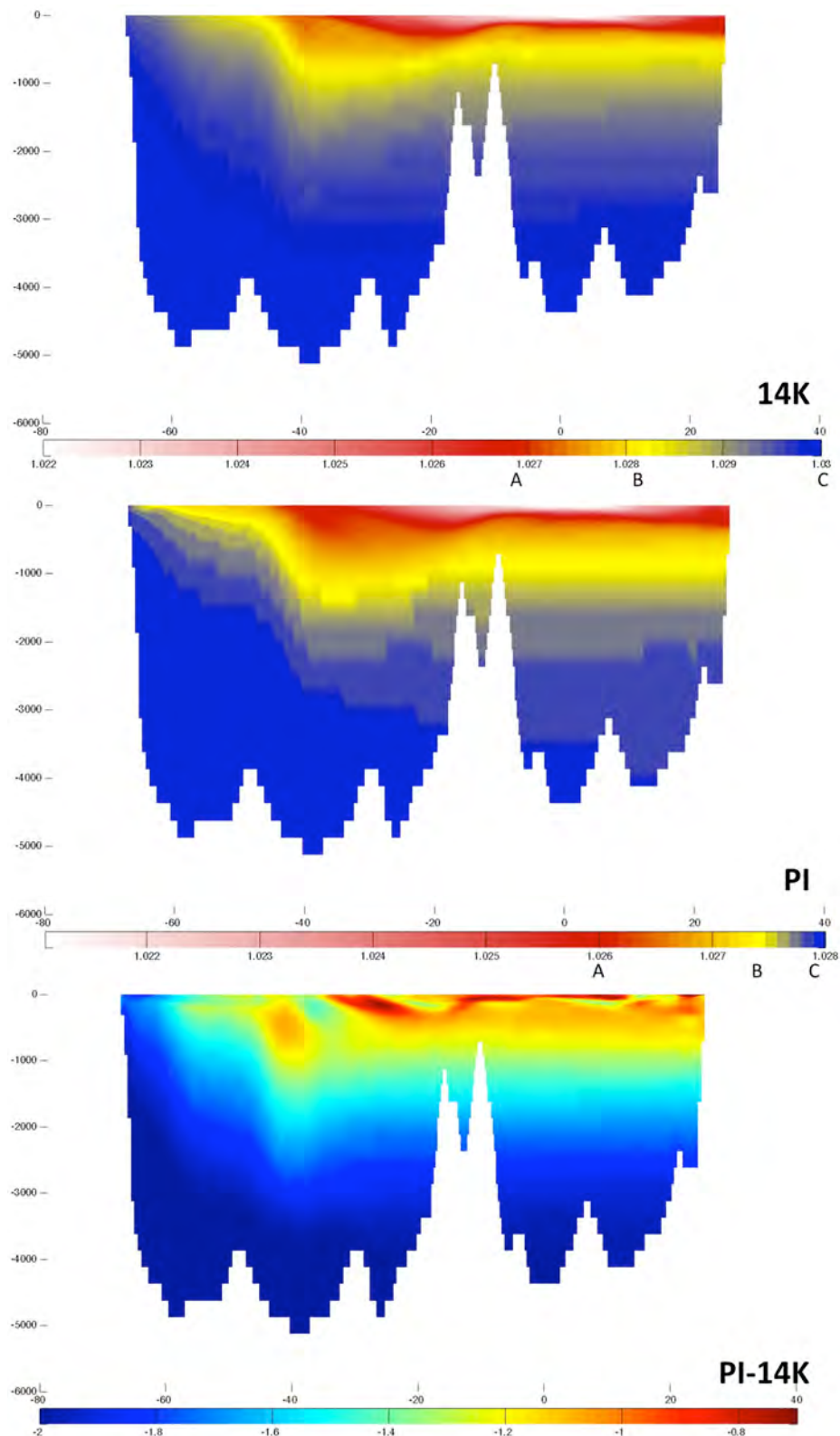


Figura 33 – Seção meridional de densidade potencial do oceano Índico em g/cm^3 . PI-14K é representado em 10^{-3}g/cm^3 . O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. As letras A, B e C apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 30, Pág. 45).

Oceano Pacífico Sul:

O oceano Pacífico Sul, assim como as demais bacias do Hemisfério Sul, se apresenta mais frio (Fig. 36, Pág. 53) e mais salino (Fig. 37, Pág. 54) no 14K, seguindo a mesma proporção do Hemisfério Sul, porém o módulo das velocidades superficiais (Fig. 34, Pág. 51) são maiores apenas na região da corrente Circumpolar Antártica (entre 20% e 40%), quando comparado com o PI.

O padrão da circulação superficial se manteve entre os períodos (Fig. 34, Pág. 51), sendo que nesta bacia, não se observa claramente a migração da Frente Subtropical como visto no Atlântico Sul e no Índico.

O diagrama Θ -S do Pacífico Sul (Fig. 35, Pág. 52) também segue o mesmo padrão do Θ -S das demais bacias analisadas, com o comportamento da curva semelhante nas camadas mais superficiais e uma diferença acentuada nas águas de fundo, sendo essas muito mais densas e salinas no 14K. Ainda no diagrama Θ -S, a variedade de água mais salina no PI é marcada com a letra A (superficial). Já no 14K, a maior salinidade está nas camadas mais profundas, sendo a variedade marcada com a letra C (AABW) a mais salina. Essa variação salina entre as massas de água também é evidenciada na seção de salinidade (Fig. 37, Pág. 54).

Nas seções de temperatura e densidade potenciais (Figs. 36 e 38, Págs. 53 e 55) a variedade de água B (AAIW) ocupa uma área maior no PI, sendo 500 m mais profunda neste período. Em contrapartida, a AABW diminui sua contribuição entre os períodos.

Na seção de salinidade (Fig. 37, pág. 54), a AAIW possui distribuições discrepantes das seções de temperatura e densidade potenciais (Figs. 36 e 38, Págs. 53 e 55). Essa massa de água também mostra o mesmo comportamento, sendo mais superficial no 14K, sendo cerca de 1100 metros mais profunda no PI. Ainda na seção

de salinidade, a água marcada com a AAIW alcança latitudes maiores no PI, chegando a cerca de 5° mais ao sul, semelhante ao observado no Índico. Na seção de densidade (Fig. 38, Pág. 55), também é possível ver essa água alcançando latitudes maiores, porém com valores discrepantes do perfil de salinidade, chegando a cerca de 7° mais ao sul, quando comparado com o 14K.

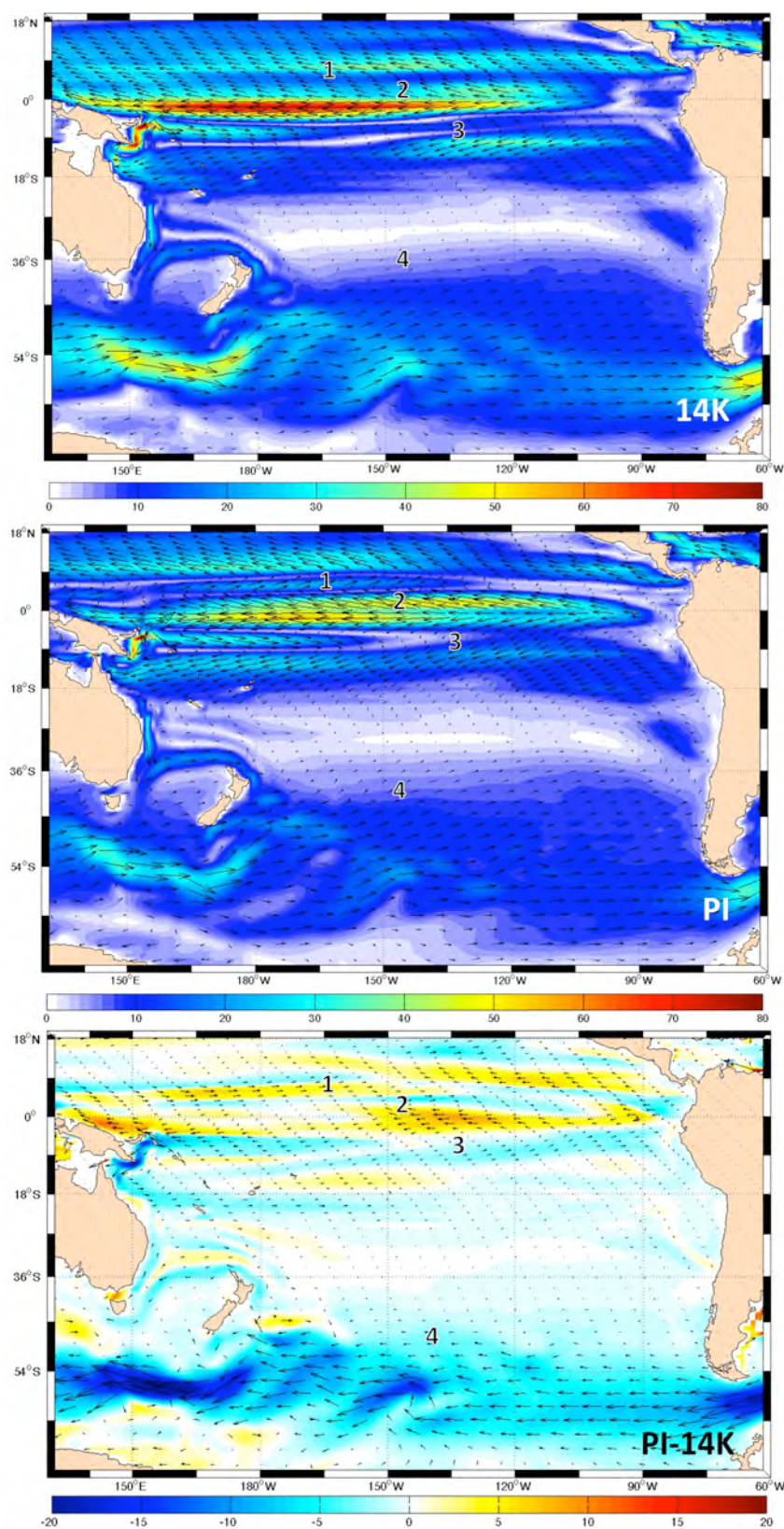


Figura 34 – Oceano Pacífico Sul - Campo da velocidade da circulação superficial, em cm/s. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. Os pontos 1, 2 e 3 indicam a circulação na região equatorial e 4 a Frente Subtropical.

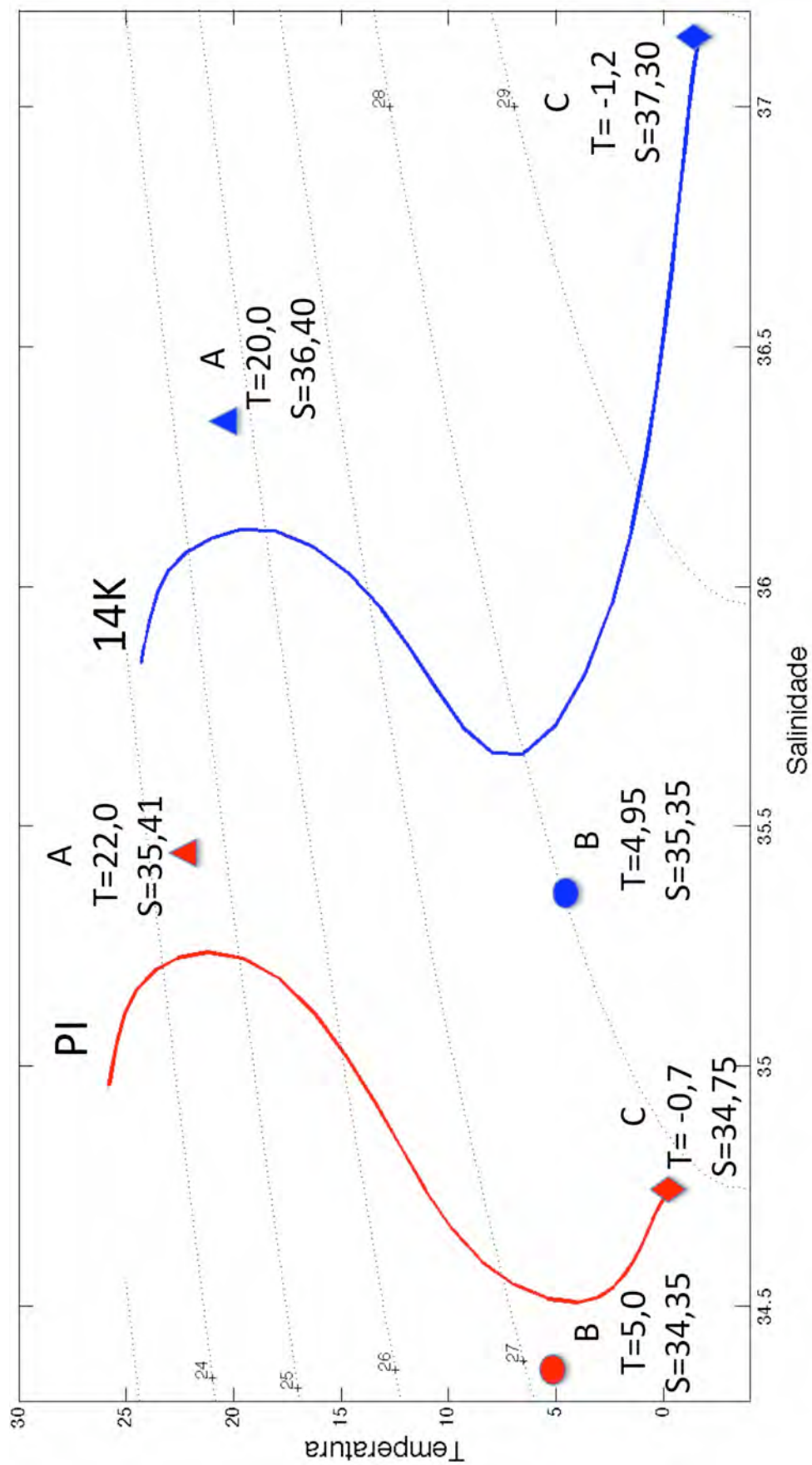


Figura 35 – Diagrama Θ -S da seção do oceano Pacífico Sul, indicando as características das águas presentes na seção (A, B e C).

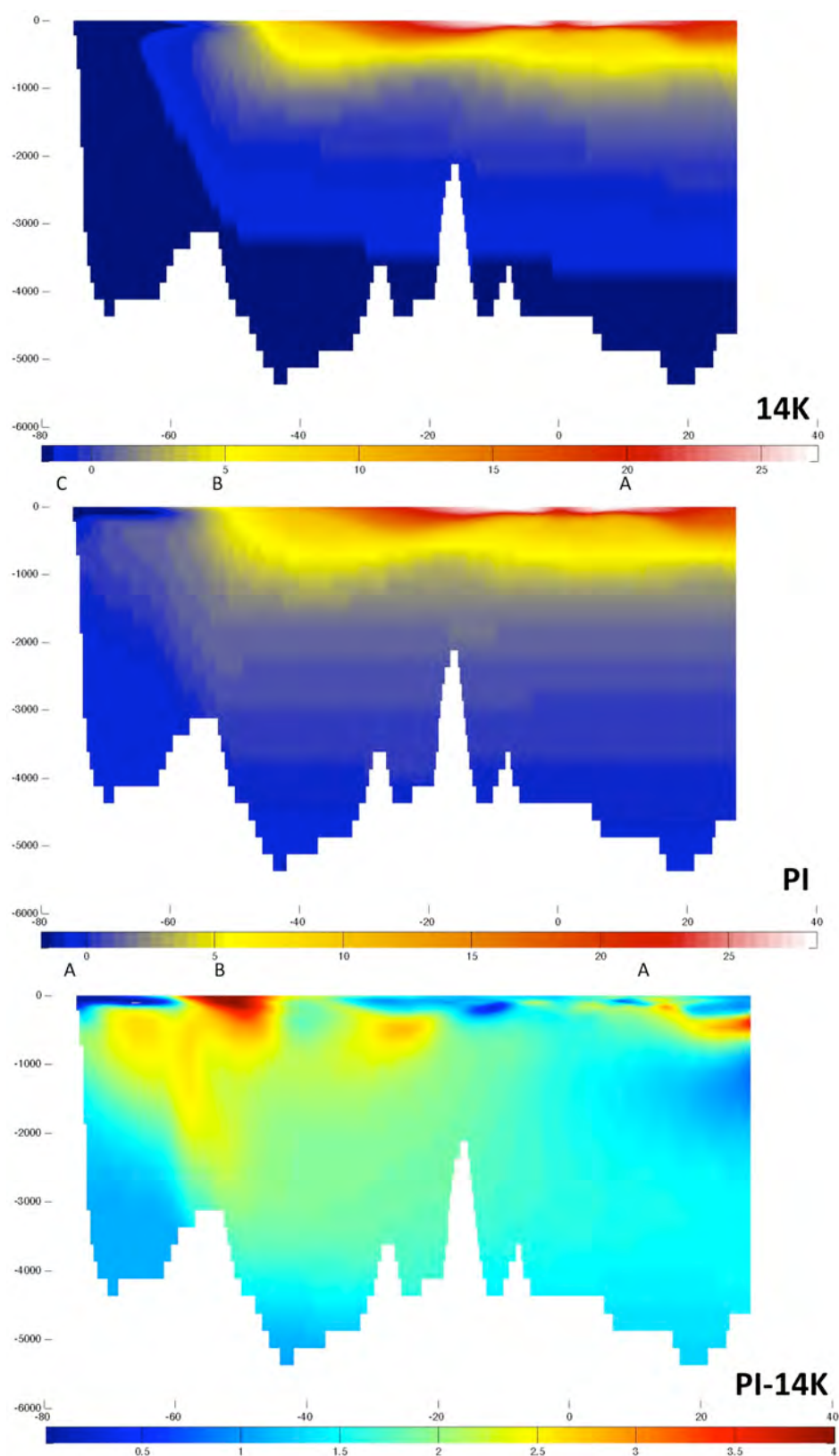


Figura 36 – Seção meridional de temperatura potencial do oceano Pacífico Sul, em °C. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. As letras A, B e C apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 35, Pág. 52).

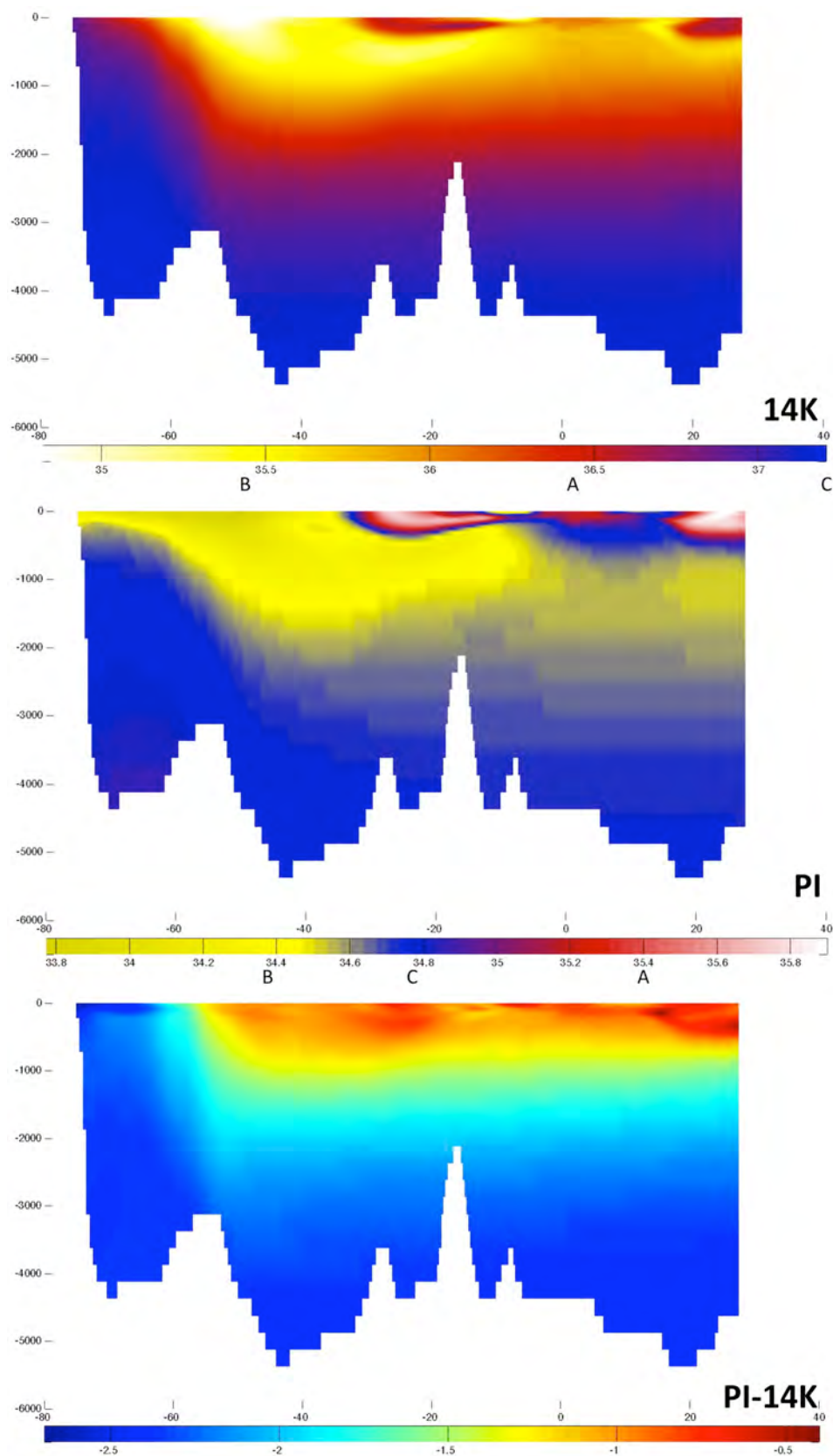


Figura 37 – Seção meridional de salinidade do oceano Pacífico Sul. O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. As letras A, B e C apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 35, Pág. 52).

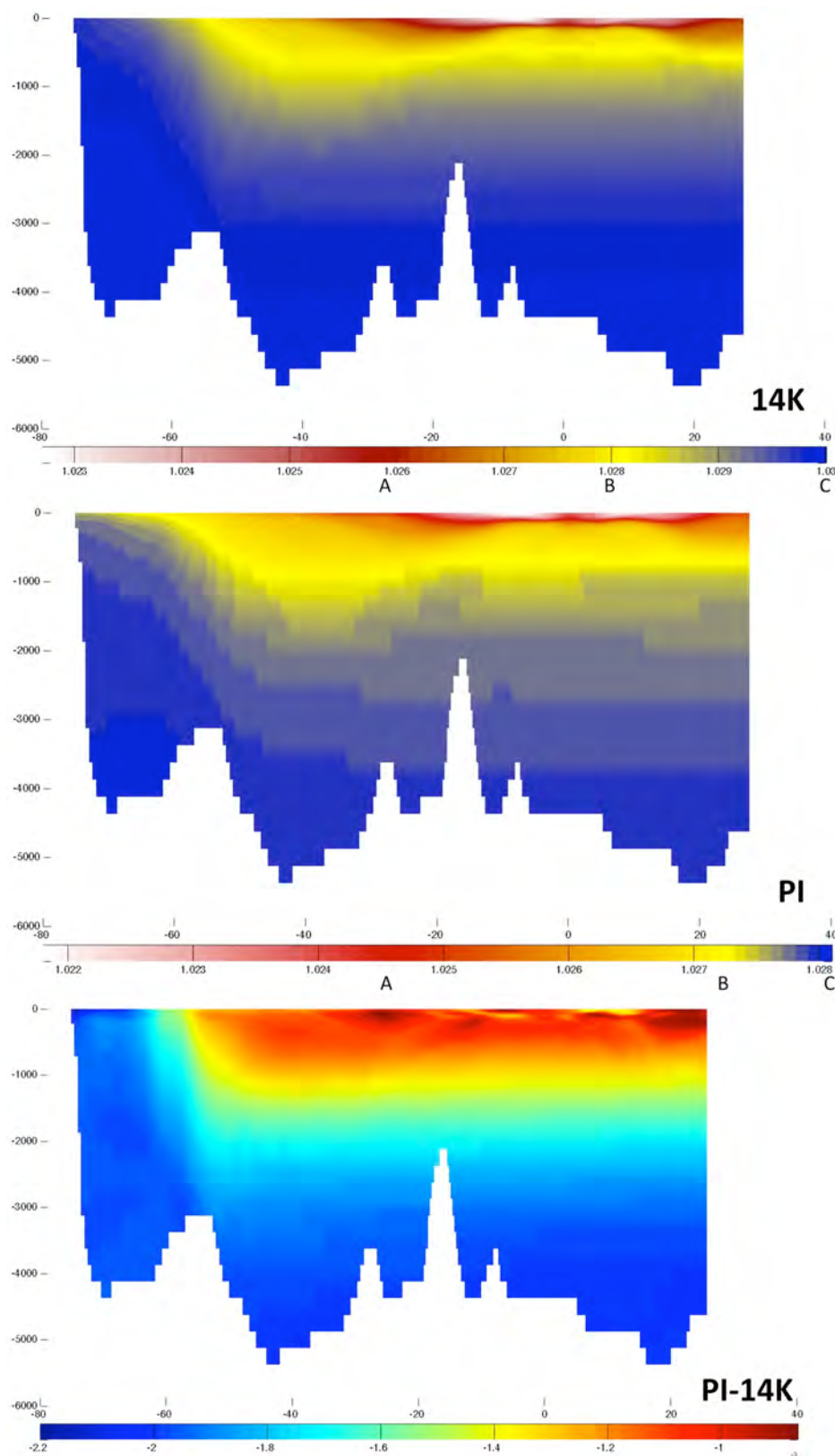


Figura 38 – Seção meridional de densidade potencial do oceano Pacífico Sul em g/cm^3 . PI-14K é representado em 10^{-3} g/cm^3 . O painel superior (14K) indica os valores para o período Bolling-Allerod, o painel intermediário (PI) os valores para o período Pré-Industrial e o painel inferior (PI-14K) a anomalia entre os períodos. Os vetores indicam a direção e a intensidade das correntes, e a paleta de cores indica o módulo da velocidade. As letras A, B e C apresentam as cores correspondentes às águas marcadas no diagrama Θ -S (Fig. 35, Pág. 52).

DISCUSSÃO:

O modelo CCSM3 mostra que os oceanos do Hemisfério Sul, no período 14K, se encontravam cerca de 9% mais frios que no PI (Fig. 12, Pág. 23). Um dos motivos para esta diferença é que o 14K é um período intermediário entre o LGM (auge da última era glacial) e o PI, assim, é esperado que os oceanos estivessem mais frios durante o período 14K do que na atualidade (Duplessy et al. 1989; Wright *et al.* 1993; Stenni et al., 2001; Sorokhtin *et al.* 2007; Asami et al. 2009).

A variação da intensidade solar no planeta, ou ciclo de Milankovitch (e.g. Ruddiman, 2003), é a principal forçante natural na variação da temperatura planetária. No equador, que representa a insolação média do planeta, esta intensidade é cerca de 8% maior no PI (ou 30W/m^2) do que no 14K (Berger et al. 2006).

Além da variação no total de energia que atinge o planeta, a máxima intensidade solar também migra entre os hemisférios, tornando o Hemisfério Sul mais quente ou mais frio, em relação ao Hemisfério Norte (Baker et al. 2001; Rahmstorf 2002; Bianchi & Gersonde 2004; Cheng et al. 2009; Clark 2010). No período 14K, a insolação era mais forte no Hemisfério Norte. No PI ocorre o oposto, ou seja, o Hemisfério Sul é relativamente mais quente, o que amplifica as diferenças térmicas entre os períodos naquela região. Essa diferença entre os períodos é de cerca de 40W/m^2 , ou uma variação de 8,5% (o valor médio é 490W/m^2) para a insolação em 20°N (Shi et al., 2001; Marchal et al., 2002; Verschuren et al., 2009). Essa variação da insolação é um dos fatores que influenciaram a grande variação de temperatura na ACC (Corrente Circumpolar Antártica) entre os períodos (cerca de 5°C , cinco vezes maior que a região equatorial).

Como a insolação gera impactos diretos na temperatura da superfície do mar, a variação da insolação no hemisfério pode ser um dos fatores responsáveis por

influenciar a migração das Frentes Subtropical (mais ao sul) e Polar (mais ao norte) no 14K (Fig. 12, Pág. 23) Essa variação nas Frentes também foi observada em trabalhos de proxies climáticos (Barker *et al.*, 2009), e pode explicar as anomalias marcadas com os números 9, 10 e 11 na Fig. 12 (Pág. 23), onde a temperatura durante o 14K se apresenta superior ao PI. Assim, a diferença de temperatura nesta faixa zonal (14K mais quente que o PI) pode ser devido a uma variação na posição da frente térmica da região.

A salinidade dos oceanos do Hemisfério Sul, no período 14k, era cerca de 5% mais salina quando comparado com PI (Fig. 13, Pág. 24). Isso se deve em parte ao nível dos oceanos no 14K, cerca de 80 metros mais baixo que no PI (Bianchi & Gersonde 2004; McManus *et al.* 2004; Shennan *et al.* 2006; Clark *et al.* 2009), desta forma concentrando o sal presente na água do mar, elevando os valores de salinidade oceânica no período 14K. Essa variação salina também é observada por Benway *et al.* (2006) em proxies climáticos.

O 14K é marcado por forte degelo, principalmente nos polos (Seidov *et al.*, 2001), como o MPW1A (*Melt Pulse Water 1A*, ou Pulso de Degelo 1A)(Weaver *et al.* 2003; Peltier 2005; Stanford *et al.* 2006). A água doce e com baixas temperaturas liberada pelas geleiras é menos densa que a água do mar, assim, esta ocupa as camadas mais superficiais dos oceanos. Devido a dinâmica oceânica, a água de degelo (menos salina) se mistura com águas oceânicas (Wunsch, 2003; Ferrari, 2004; Colling 2007; Talley *et al.* 2011), reduzindo assim a salinidade das massas destas massas de água (oceânica). Os dados do modelo indicam que este processo estava em andamento no 14K, por isso as camadas superiores se encontram menos salinas e as águas profundas com maior salinidade, quando comparadas entre si. No PI ocorre o oposto, uma vez que sem os processos massivos de degelo e com o aumento da influência da

evaporação (maior temperatura superficial do mar), as maiores salinidades se encontram próximas a superfície. Clark et al. (2009) observaram este mesmo padrão de salinidade para o LGM (21.000 anos), em medições de proxies climáticos.

Esses pulsos de degelo também influenciaram a temperatura superficial oceânica. É possível que no 14K essa água de degelo antártica esteja sendo transportada pela ACC, explicando assim as baixas salinidade e temperatura na região, em comparação ao PI. Estas águas também se apresentam como mais uma forçante na grande variação de temperatura da ACC observada entre os períodos (Colling 2007; Talley *et al.* 2011).

Entretanto, o entorno da região Atártica se encontra com alta salinidade no 14K (área 4 na Fig. 13, Pág. 24), o que contradiz a argumentação dos pulsos de degelo. Mas como o período 14K durou cerca de 2000 anos (entre 14700 e 12700 anos atrás) e o MWP 1-A durou cerca de 600 anos (Fairbanks, 1989; Hanebuth, 2000; Weaver et al., 2003; Birkel, 2004; Peltier, 2005; Stanford et al., 2006) ocorrendo no início do 14K, existe um momento dentro do 14K em que o pulso de degelo está ativo e outro momento onde essa água está se dispersando pelos oceanos. Assim, como a rodada do modelo é pontual, não transiente³, e o MWP-1 não está prescrito no modelo, assumiu-se que o pulso de degelo ocorreu em um momento anterior à simulação, e essa água doce já teria sido transportada da região pela corrente Circumpolar Antártica e distribuída pelas bacias oceânicas, baseando-se no padrão de circulação atual (Stramma & England 1999; Colling 2007).

³ Em um modelo com rodada transiente, as feições estão sujeitas às variações ao longo do tempo, levando-se em conta a evolução climática (e.g. variação da insolação), física (e.g. variação do nível oceânico) e eventos pontuais (e.g. MWP-1A). Uma rodada pontual representa um momento específico, e as variáveis não estão sujeitas a evolução temporal.

O padrão dos mapas de salinidade superficial do Hemisfério Sul permaneceu o mesmo (Fig. 13, Pág. 24), com exceção da região Antártica ao sul da ACC, que oscilou entre um ponto de alta no 14K e baixa no PI. Isso porque a salinidade desta região é influenciada, entre outros fatores, pela formação de gelo marinho no inverno, liberando sal na superfície (efeito de Brine⁴), e o degelo no verão que reduz a salinidade (Colling 2007). Como no 14K as temperaturas estão mais baixas, essas condições ambientais de inverno são mais duradouras, fazendo com os processos ligados ao efeito de Brine sejam mais duradouros, elevando a média da salinidade na região.

Embora o padrão da circulação superficial tenha se mantido entre os períodos, as velocidades eram superiores no 14K, uma vez que os ventos são a principal forçante da circulação superficial (Colling 2007; Talley *et al.* 2011), e estes também eram mais fortes no 14K (Fig. 15, Pág. 26). A circulação geral da atmosfera é regida pelos centros de alta pressão (em 30° e 90° de latitude), onde ocorre a descida do ar pela troposfera, gerando divergência dos ventos próximos a superfície; e baixa pressão (no equador e em 60 graus de latitude) onde ocorre a subida do ar pela troposfera gerando convergência dos ventos próximos a superfície, formando assim as Células de Hadley (e.g. Colling 2007; Talley *et al.* 2011).

As regiões de alta e baixa pressão são influenciadas pela distribuição da temperatura na superfície do planeta (Colling 2007; Talley *et al.* 2011). Como a máxima diferença térmica entre os períodos se deu próximo a ACC, entre 30°S e 60°S (Fig. 12, Pág. 22) os *westerlies* (ou ventos de oeste) nessa região eram mais fortes, chegando a uma intensidade 50% maior no 14K (Fig. 15, Pág. 26, sul da América do

⁴ O efeito de Brine ocorre durante o congelamento da água salgada, no processo de cristalização o sal presente na água é expulso para o ambiente.

Sul). Assim, a intensificação do vento no período 14K contribuiu para a aceleração da circulação superficial oceânica.

A migração das frentes de temperatura ocorreram próximas às regiões de alta pressão Subtropical (próxima de 30°S) e de baixa pressão Subantártica (próxima de 60°S) (Fig. 21, Pág. 34). Uma vez que essas regiões de alta e baixa pressão estão ligadas a temperatura superficial, é possível que no 14K essas duas região tenham se aproximado, acompanhando a migração das frentes, ficando assim a região de alta pressão mais ao sul, e de baixa mais ao norte. Como os *westerlies* ocorrem predominantemente entre essas duas regiões (Colling 2007; Talley *et al.* 2011), a área de atuação destes ventos também diminuiu no 14K (Fig. 15, Pág. 26 - PI-14K, área 3), fornecendo assim um dos fatores que forçaram a redução da área ocupada pela ACC no 14K (Fig. 14, Pág. 25 - PI-14K, área 1) (Beal *et al.*, 2011).

Beal *et al.* (2011) mostram que o vazamento das Agulhas é diretamente proporcional a distância entre o continente africano e a zona neutra dos ventos de oeste na região. Isso porque se não hovesse a ação do vento, toda a corrente das Agulhas circundaria o sul da África e entraria no Atlântico, fazendo parte do superGiro do Hemisfério Sul (DeRuijter, 1982). Porém, a corrente das Agulhas sofre a ação da zona neutra de estresse pelo vento. Ao norte dessa zona neutra, os ventos forçam o vazamento das Agulhas para o Atlântico e ao sul dessa zona, os ventos forçam a retroflexão das Agulhas, carreando água para o Índico (DeRuijter *et al.*, 1999; Zharkov & Nof, 2008). Assim a posição da zona neutra, mais próxima ou mais distante do continente africano, aumenta respectivamente a retroflexão ou o vazamento das Agulhas (Beal *et al.*, 2011). No 14K a zona neutra está mais ao sul, quando comparado ao PI, o que auxilia no aumento no vazamento das Agulhas.

Mulitza et al. (2007) também observaram essa variação no vazamento das Agulhas, porém, atribui essa mudança à intensificação da circulação do Índico, também observada nos dados analisados e em proxies climáticos (Marcantonio *et al.*, 2001). Entretanto, estes fatores agem em sinergia, fazendo com que o aumento do vazamento das Agulhas seja resultado da ação de várias forçantes. Esse processo que rege o vazamento das Agulhas foi recentemente observado por Beal *et al.* (2011), porém seus dados paleoclimáticos apontam que o vazamento seria menor no 14K, em relação ao PI, contradizendo os resultados do modelo CCSM3. Trabalhos com proxies climáticos também são contraditórios entre si, apontam aumento (Mulitza et al., 2007) ou diminuição (Beal *et al.*, 2011) do vazamento, demonstrando que ainda não se compreende bem os processos que ocorreram no passado dessa região.

No detalhe da garganta da Indonésia (Fig. 29, Pág. 44) ocorreu uma alteração interessante entre os períodos. Como a profundidade atual na região varia próxima dos 100 m (Tomczak & Godfrey, 2001) e o nível dos oceanos estava cerca de 80 m mais baixo no 14K (Fleming *et al.*, 1998), a circulação na região ficou restrita a uma única passagem. Mas isso não causou alterações no padrão de circulação do Índico (Fig. 28, Pág. 43) (e.g. Tomczak & Godfrey, 2001; Talley *et al.* 2011), por outro lado, pode ter acelerado as correntes nessa região específica, na comparação com o PI, oferecendo mais um fator para as alterações de velocidade das correntes superficiais entre os períodos.

A curva do gráfico Θ -S do PI para o Hemisfério Sul (Fig. 16, Pág. 27) é semelhante ao Θ -S do Atlântico Sul (Fig. 24, Pág. 37) com quatro massas de água distintas. Assim, pode-se assumir que a água marcada com a letra C representa a NADW. O gráfico de salinidade do Hemisfério Sul para o PI (Fig. 18, Pág. 29) mostra a NADW quase que exclusivamente na bacia do Atlântico. Já no gráfico Θ -S do 14K

para o Hemisfério Sul (Fig. 16, Pág. 27), essa água não aparece. Isso porque a presença da NADW é fraca no Atlântico Sul, conforme mostra o Θ -S para essa bacia (Fig. 24, Pág. 37), assim, apesar dos indícios de sua presença, não há marcação dessa água no Θ -S do Hemisfério Sul no 14K. Essa baixa presença da NADW também é reportada por outros autores (Schmiedl & Mackensen 1997; Ninnemann & Charles 2002; Rahmstorf 2002; Nilsson & Broström 2003; McManus et al. 2004).

Na seção de temperatura do Atlântico Sul (Fig. 25, Pág. 38), observa-se que a NADW (C – verde) aumentou sua área de ocupação entre os períodos, reduzindo a distribuição da AABW (D – azul) no Atlântico Sul, o que também foi observada por outros autores (Schmiedl & Mackensen 1997; Alley & Clark 1999; Bickert & Wefer 1999; Ninnemann & Charles 2002; Rahmstorf 2002; McManus et al. 2004). Adkins et al. (1998) mostram que, próximo ao 14K, houve um aumento na ventilação das águas de fundo do Atlântico Norte, indicando um aumento na produção dessas águas (Colling 2007; Talley *et al.* 2011). Isso justifica a alteração no padrão de distribuição das temperaturas, observada na seção do Hemisfério Sul (Fig. 17, Pág. 28), mostrando uma grande variação abaixo dos 2000 m, assim, pode-se afirmar que mais água profunda (NADW) está sendo produzida no PI.

Para a AAIW, é necessário comentar que a literatura aponta uma temperatura em torno de 5°C para o núcleo dessa água no PI (Talley *et al.* 2011). A AAIW segue este parâmetro nos diagramas Θ -S do Hemisfério Sul, Pacífico Sul e Índico, mas se encontra mais quente (9°C) nos dados do modelo para o Atlântico. Porém, a salinidade típica (cerca de 34,5) está adequadamente representada pelos dados do modelo, assim como a faixa ocupada na seção de salinidade do Atlântico Sul (Fig. 26,

Pág. 39 – variedade B – amarela), que condiz com o comportamento atual da AAIW (Talley *et al.* 2011).

As altas diferenças térmicas das águas intermediárias do Hemisfério Sul entre os períodos (Fig. 17, Pág. 28) também pode ser explicada pela diferença da insolação. Estas águas são formadas entre as latitudes de 40°S e 50°S, onde há grande influência da insolação (Colling 2007; Talley *et al.* 2011).

Os gráficos Θ -S das bacias do Índico e do Pacífico Sul são bem semelhantes, principalmente as massas de água B e C, em ambos os períodos. Isso porque essas bacias compartilham as mesmas massas de água intermediária (AAIW) e de fundo (AABW) (Tomczak & Godfrey, 2001; Colling 2007; Talley *et al.* 2011).

Com a baixa temperatura e a alta salinidade do 14K, os oceanos se encontram mais densos em relação ao PI (Fig. 19, Pág. 30), sendo que as diferenças aumentam com a profundidade, resultado do padrão salino do período (menor na superfície e maior em profundidade) (Fig. 18, Pág. 29). Associado a isso, temos uma diferença marcante na densidade entre as águas profundas e de fundo, semelhante ao Atlântico Sul (Fig. 27, Pág. 40), fazendo com que o 14K seja mais estável e estratificado, em relação ao PI. Esta característica dificulta a mistura vertical das diferentes águas no 14K (Tomczak & Godfrey, 2001; Colling 2007; Talley *et al.* 2011). Além disso, este aumento na estabilidade e na estratificação reduzem as condições baroclínicas, uma forçante importante nos movimentos termohalinos (Tomczak & Godfrey, 2001; Colling 2007; Talley *et al.* 2011), podendo reduzir a velocidade da porção submersa da MOC, enfraquecendo essa circulação e reduzindo a participação da NADW no Hemisfério Sul (Nilsson & Broström 2003).

Em todas as bacias analisadas, a AABW diminuiu sua área de ocupação. Isso porque parte de sua formação é dependente das polínias (tanto costeiras como

oceânicas) que ocorrem, principalmente, nos mares de Weddell e Ross (Tomczak 2001; Colling 2007; Talley *et al.* 2011). No PI, as condições climáticas para ocorrência das polínias, principalmente as oceânicas, se dão apenas no inverno, limitando a época do ano em que a AABW se forma por este método. Já no 14K, com temperaturas mais baixas, a época de ocorrência das polínias (costeiras e oceânicas) pode ter se ampliado, aumentando a formação da AABW. Proxies climáticos também apontam uma maior participação da AABW no 14K, associado a menores temperaturas para essa água (Kuhn & Diekmann 2002; Martin *et al.*, 2002).

Colocando o 14K na perspectiva histórica da presente era interglacial (últimos 21.000 anos), os dados apresentados cooperam com o entendimento da evolução da circulação do Hemisfério Sul nesta era. Os dados também apontam que mudanças observadas atualmente, ocorreram no passado, oferecendo evidências para projeções futuras.

A NADW é o ramo submerso da MOC no oceano Atlântico, sendo que sua produção pode indicar a força dessa circulação, assim, grande produção de NADW está ligado a uma circulação forte (Colling, 2007; Talley *et al.*, 2011). Assumindo que a MOC atualmente se encontra bem desenvolvida (para fins de comparação), a menor produção de água profunda no 14K indica uma circulação meridional pouco desenvolvida. Como a MOC encontrava-se muito enfraquecida, ou mesmo colapsada no H1 (17.000 anos) (Knorr & Lohmann, 2003; Gherardi *et al.*, 2005; Krebs & Timmermann, 2007; Lynch-stieglitz *et al.*, 2007; Timm & Timmermann, 2007), é possível especular que os dados apontam para um processo de retomada dessa circulação no 14K, corroborando com os trabalhos de vários autores (Knorr & Lohmann, 2003; Bianchi & Gersonde, 2004; Krebs & Timmermann, 2007; Weber & Drijfhout, 2007; Chiessi *et al.*, 2008; Liu *et al.*, 2009).

Os ventos possuem um papel fundamental na MOC, tanto na circulação superficial quanto nos processos de afundamento e ressurgimento das águas, interligando a porção submersa e a superficial dessa circulação (Timmermann & Goosse, 2004; Sime et al., 2006; Johnson et al., 2007; Lozier, 2010). Assim, os ventos intensificados do 14K podem ter colaborado na retomada da MOC, acelerando a circulação superficial e potencializando os processos verticais para formação e ressurgências das massas de água (Colling, 2007; Talley *et al.*, 2011).

CONCLUSÃO:

Na superfície oceânica, o padrão de distribuição de temperatura e salinidade foi semelhante entre os períodos analisados, sendo o 14K 1,5°C (ou 9%) mais frio e 1,2 (ou 4%) mais salino, quando comparado com o PI. As diferenças ocorreram principalmente nas altas latitudes, particularmente na área ocupada pela ACC, onde a temperatura superficial variou em até 5°C (330% superior a variação média entre os períodos) e ao sul da ACC, onde a salinidade variou em até 3 (250% superior a variação média entre os períodos). A variação da insolação entre os períodos se apresenta como uma força importante para estas diferenças superficiais (e.g. Ruddiman, 2003; Berger *et al.* 2006), promovendo o aquecimento oceânico (diferença nas temperaturas), derretimento de geleiras (elevação do nível oceânico e diluição salina). Além disso, esta variabilidade na insolação promove alterações nos ciclos de variação do gelo marinho no entorno da Antártica, alterando a liberação de sal na região pela rejeição de sal, conhecida como *Brine Rejection* (Colling 2007; Talley *et al.* 2011).

O padrão da circulação superficial também foi semelhante entre os períodos, porém as velocidades superficiais foram superiores no 14K. A diferença média entre os períodos foi de 0,8 cm/s (ou 8%), sendo que as maiores diferenças também se deram nas altas latitudes. A ACC se encontrava até 20 cm/s mais veloz no 14K do que no PI (2500% superior a variação média entre os períodos). Essa aceleração superficial foi forçada por ventos mais intensos no 14K, com aumento médio de 0,05 dina/cm² (ou 7%) para o estresse do vento na superfície do mar. A ACC também apresentou uma elevada variação, chegando a 1 dina/cm² (2000% superior a variação média). A variação crescente da insolação em relação ao LGM (Ruddiman, 2003;

Berger *et al.* 2006) mostra-se como uma forçante importante para a aceleração da ACC, pois promove gradientes mais intensos de temperatura e potencializa a circulação atmosférica (Células de Hadley), o que acelera os ventos na região (Colling 2007; Talley *et al.* 2011). Como o grande aquecimento planetário se deu no 14K (na linha histórica entre o LGM e o presente), a variação dos gradientes térmicos oceânicos são menores no PI, o que diminuiu a intensidade dos ventos, desacelerando a circulação superficial oceânica.

As principais diferenças na comparação do padrão de circulação superficial entre o 14K e o PI, além das diferenças de velocidade, foram: (i) a migração da Frente Subtropical, que se encontrava cerca de 1,5° mais ao sul no 14K, (ii) a migração da Frente Subantártica, cerca de 0,5° mais ao norte no mesmo período e (iii) a intensificação do vazamento das Agulhas, ocupando uma área cerca de 10% maior no 14K. As duas primeiras (migração das frentes) estão ligadas, entre outros fatores, à variação térmica ocorrida no 14K, alterando a posição das regiões de alta e baixa pressão, aproximando essas duas frentes (Colling 2007; Talley *et al.* 2011). A variação dos ventos entre os períodos é um fator importante para a intensificação do vazamento das Agulhas no 14K. Como os *westerlies* estão mais ao sul neste período, a retroflexão das Agulhas fica enfraquecida, assim, uma porção maior da corrente das Agulhas vaza para o Atlântico (Beal *et al.*, 2011).

Na integração da coluna de água, as diferenças na temperatura e salinidade entre os períodos aumentam, sendo que o 14K é cerca de 8,6°C (ou 85%) mais frio e 1,6 (ou 5%) mais salgado. Essas diferenças ocorrem principalmente devido a maior contribuição da AABW no 14K (cerca de 30% maior) e redução da área ocupada pela NADW em cerca de 40% no Atlântico Sul. A produção da AABW está ligada a ocorrência das polínias na Antártica, uma feição típica de inverno, assim as condições

ambientais do 14K (mais frias que o PI) favorecem a formação dessa água (Colling 2007; Talley *et al.* 2011). Já a NADW, além de ter uma baixa produção no 14K (Nilsson & Broström 2003; McManus *et al.* 2004), tem seu transporte enfraquecido pela alta estratificação e estabilidade dos oceanos neste período (Tomczak & Godfrey, 2001; Colling 2007; Talley *et al.* 2011).

A NADW é o ramo submerso da MOC no Atlântico Sul, e pode ser utilizada como indicador da força desta circulação (Broecker, 1991; Tomczak & Godfrey, 2001; Schloesser *et al.*, 2012). Como ocorreu um aumento da participação dessa água no Atlântico Sul entre os períodos, pode-se afirmar que a MOC está mais desenvolvida no PI, em comparação com o 14K, conforme observado por outros autores (McManus *et al.*, 2004; Knorr, 2005; Fluckinger *et al.*, 2006; Weber & Drijfhout, 2007; Chiessi *et al.*, 2008; Liu *et al.*, 2009). Assim, o período 14K, na simulação do CCSM3, se encaixa no histórico dos últimos 21000 anos (desde o LGM), fornecendo pistas importantes para o entendimento do comportamento da circulação oceânica, e principalmente da MOC, frente as mudanças climáticas semelhantes a que estão ocorrendo no presente.

BIBLIOGRAFIA:

- Adkins, J. F., Cheng, H., Boyle, E. A., Druffel, E. R. M., & Edwards, R. L. (1998). Deep-Sea Coral evidence for rapid change in ventilation of the Deep North Atlantic 15,400 years ago. *Science*, 280, 725-728.
- Alley, R. B. (2004). IGBP PAGES/WORLD data center for paleoclimatology data contribution series #2004-013. *GISP2 ice core temperature and accumulation data*. Retrieved May 22, 2012, from ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/icecore/greenland/summit/gisp2/isotopes/gisp2_temp_accum_alley2000.txt
- Alley, R. B., Berntsen, T., Bindoff, N. L., Chen, Z., Chidthaisong, A., Friedlingstein, P., Gregory, J. M., Hegerl, C., Heimann, M., Hewitson, B., Hoskins, B.J., Joos, F., Jouzel, J., Kattsov, V., Lohmann, U., Manning, M., Matsuno, T., Molina, M., Nicholls, N., Overpeck, J., Qin, D., Raga, G., Ramaswamy, V., Ren, J., Rusticucci, M., Solomon, S., Somerville, R., Stocker, T., Stott, P., Stouffer, R.J., Whetton, P., Wood, R.A., Wratt, D. (2007). *A report of working group I of the Intergovernmental Panel on Climate Change: Summary for Policymakers* (p. 18).
- Alley, R. B., & Clark, P. U. (1999). The deglaciation of the northern hemisphere: A global perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 27, 149-182.
- Asami, R., Felis, T., Deschamps, P., Hanawa, K., Iryu, Y., Bard, E., Durand, N., Murayama, M. (2009). Evidence for tropical South Pacific climate change during the Younger Dryas and the Bølling – Allerød from geochemical records of fossil Tahiti corals. *Earth and Planetary Science Letters*, 288, 96-107. Elsevier B.V.
- Bard, E., Hamelin, B., & Delanghe-sabatier, D. (2010). Deglacial meltwater 1B and Younger Dryas sea levels revisited with Boreholes at Tahiti. *Science*, 327, 1235-1237.
- Barker, S., Diz, P., Vautravers, M. J., Pike, J., Knorr, G., Hall, I. R., & Broecker, W. S. (2009). Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature*, 457, 1097-1102. Nature Publishing Group.
- Beal, L. M., DeRuijter, W. P. M., Biastoch, A., & Zahn, R. (2011). On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. *Nature*, 472, 429-436. Nature Publishing Group.
- Becquey, S., & Gersonde, R. (2002). Past hydrographic and climatic changes in the Subantarctic Zone of the South Atlantic - The Pleistocene record from ODP Site 1090. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 182, 221-239.
- Benway, H. M., Mix, A. C., Haley, B. A., & Klinkhammer, G. P. (2006). Eastern Pacific Warm Pool paleosalinity and climate variability : 0 – 30 kyr. *Paleoceanography*, 21(PA3008), 1-11.
- Berger, A., Loutre, M. F., & Méelice, J. L. (2006). Equatorial insolation : From precession harmonics to eccentricity frequencies. *Climate of the Past*, 2, 131-136.
- Bianchi, C., & Gersonde, R. (2004). Climate evolution at the last deglaciation: the role of the Southern Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 228, 407-424.
- Bickert, T., & Wefer, G. (1999). South Atlantic and benthic foraminifer $\delta^{13}\text{C}$ deviations: implications for reconstructing the Late Quaternary deep-water circulation. *Deep Sea Research Part II*, 46, 437-452.
- Birkel, S. D. (2004). *Is MWP 1A real and could it have originated in the northern hemisphere in response to rolling warming ? Atlantic*. University of Maine.

- Black, B. a., Copenheaver, C. a., Frank, D. C., Stuckey, M. J., & Kormanyos, R. E. (2009). Multi-proxy reconstructions of northeastern Pacific sea surface temperature data from trees and Pacific geoduck. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 278(1-4), 40-47. Elsevier B.V.
- Bond, G. C., & Lotti, R. (1995). Iceberg discharges into the north atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science*, 267(5200), 1005-10.
- Briegleb, B., Bitz, C. M., Hunke, E., H, L. W., Holland, M. M., Schramm, J. L., & Moritz, R. E. (2004). *Scientific description of the sea ice component in the Community Climate System Model, version three* (p. 78).
- Broecker, W. S. (1991). The great ocean conveyor. *Oceanography*, 4(2), 79-89.
- Carlson, A. E. (2010). What caused the Younger Dryas cold event ? *Geology*, 38(4), 383-384.
- Carr, G. R., Carpenter, I. L., Cordery, M. J., Drake, J. B., Ham, M. W., Hoffman, F. M., & Worley, P. H. (2005). Porting and Performance of the Community Climate System Model (Cesm3) on the Cray X1. *Use of High Performance Computing in Meteorology - Proceedings of the Eleventh ECMWF Workshop*, 1-9. Singapore: World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd.
- Cheng, H., Edwards, R. L., Broecker, W. S., Denton, G. H., Kong, X., Wang, Y., Zhang, R., et al. (2009). Ice age terminations. *Science*, 326, 248-252.
- Chiessi, C. M., Mulitza, S., Paul, A., Pätzold, J., Groeneveld, J., & Wefer, G. (2008). South Atlantic interocean exchange as the trigger for the Bølling warm event. *Geology*, 36(12), 919-922.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., et al. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science*, 325, 710-714.
- Clark, P. U., Pisias, N. G., Stocker, T. F., & Weaver, A. J. (2002). The role of the Thermohaline Circulation in abrupt climate change. *Nature*, 415(6), 863-869.
- Clauzet, G., Wainer, I., & Bicego, M. (2008). Validating NCAR-CCSM last glacial maximum sea surface temperature in the tropical and South Atlantic with proxy-data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 267, 153-160.
- Clement, A. C., & Peterson, L. C. (2008). Mechanism of abrupt climate change of the last glacial period. *Reviews of Geophysics*, 46, 1-39.
- Cline, W.R. (1991). Scientific basis for the greenhouse effect. *The Economic Journal*, 407, 904-919.
- Colling, A. (2007). *Ocean Circulation* (2nd ed., p. 288). Oxford: Butterworth-Heinemann.
- Collins, W. D., Bitz, C. M., Blackmon, M., Bonan, G. B., Bretherton, C. S., Carton, J. A., Chang, P., et al. (2006). The Community Climate System Model Version 3 (CCSM3). *Journal of Climate*, 19, 2122-2143.
- Collins, W. D., Rasch, P. J., Boville, B. A., Hack, J. J., Mccea, J. R., Williamson, D. L., Kiehl, J. T., et al. (2004). *Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 3 . 0)*. *Science* (p. 226).
- Craig, A. P., Jacob, R., Kauffman, B., Bettge, T., Larson, J., Ong, E., Ding, C., et al. (2005). CPL6: The new extensible, high performance Parallel Coupler for the Community Climate System Model. *International Journal of High Performance Computing Applications*, 19(3), 309-328. doi:10.1177/1094342005056117
- DeRuijter, W. (1982). Asymptotic analysis of the Agulhas Current. *Rev. Pure Appl. Geophys.*, 12, 361-373.

- DeRuijter, W., Biastoch, A., Drijfhout, S. S., Lutjeharms, J. R. E., Matano, R. P., Pichevin, T., Leeu, V., et al. (1999). Indian-Atlantic interocean exchange: Dynamics, estimation and impact. *Journal of Geophysical Research*, 104(C9), 20885-20910.
- Denton, G. H., Anderson, R. F., Toggweiler, J. R., Edwards, R. L., Schaefer, J. M., & Putnam, A. E. (2010). The last glacial termination. *Science*, 328, 1652-1656.
- Dickinson, R., Oleson, K. W., Bonan, G., Hoffman, F. M., Thornton, P., Vertenstein, M., Yang, Z.-L., et al. (2006). The Community Land Model and Its climate statistics as a component of the Community Climate System Model. *Journal of Climate*, 19, 2302-2324.
- Drake, J. B., Jones, P. W., & Carr, G. R. (2005). *Overview of the Ssoftware design of the CCSM. Atmospheric Research* (Vol. 5491, p. 13).
- Duplessy, J.-claude, Arnold, M., Bard, E., Juillet-leclerc, A., Kallel, N., & Labeyrie, L. (1989). AMS 14C study of transient events and the ventilation rate of the Pacific Intermediate Water during the last deglaciation. *Radiocarbon*, 31(3), 493-502.
- Fairbanks, R. G. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-641.
- Fleming, K., Johnston, P., Zwart, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K., & Chappell, J. (1998). Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters*, 163, 327-342.
- Fluckinger, J., Knutti, R., & White, J. W. C. (2006). Oceanic processes as potential trigger and amplifying mechanisms for Heinrich events. *Paleoceanography*, 21, 1-11.
- Folland, C. K., Karl, T. R., & Salinger, M. J. (2002). Observed climate variability and change. *Weather*, 57, 269-278.
- Galbraith, E. D., Jaccard, S. L., Pedersen, T. F., Sigman, D. M., Haug, G. H., Cook, M., Southon, J. R., et al. (2007). Carbon dioxide release from the North Pacific abyss during the last deglaciation. *Nature*, 449, 890-893.
- Gent, P. R., Bryan, F. O., Danabasoglu, G., Lindsay, K., Tsumune, D., Hecht, M., & Doney, S. C. (2006). Ocean Chlorofluorocarbon and heat uptake during the twentieth century in the CCSM3. *Journal of Climate*, 19, 2366-2381.
- Gherardi, J., Labeyrie, L., Mcmanus, J., Francois, R., Skinner, L., & Cortijo, E. (2005). Evidence from the Northeastern Atlantic basin for variability in the rate of the meridional overturning circulation through the last deglaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 240, 710-723.
- Hanebuth, T., Statteger, K., & Grootes, P. M. (2000). Rapid flooding of the Sunda shelf: A late-glacial sea-level record. *Science*, 288, 1033-1035.
- Hemming, S. R. (2004). Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics*, 42(1), 2012.
- Hu, F., Kaufman, D., Yoneji, S., Nelson, D., Shemesh, A., Huang, Y., Tian, J., Bond, G., Clegg, B., Brown, T. (2003). Cyclic variation and solar forcing of Holocene climate in the Alaska subarctic. *Science*, 301, 1890-1893.
- Huybers, P., Gebbie, G., & Marchal, O. (2006). Can paleoceanographic tracers constrain Meridional Circulation rates ? *Journal of Physical Oceanography*, 37, 394-407.

- Johnson, H. L., Marshall, D. P., & Sproson, D. a. J. (2007). Reconciling theories of a mechanically driven meridional overturning circulation with thermohaline forcing and multiple equilibria. *Climate Dynamics*, 29, 821-836.
- Kageyama, M., Paul, A., Roche, D. M., & Meerbeeck, C. J. V. (2010). Modelling glacial climatic millennial-scale variability related to changes in the Atlantic meridional overturning circulation: a review. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2931-2956. Elsevier Ltd.
- Kienast, M., Kienast, S. S., Calvert, S. E., Eglinton, T. I., & Mollenhauer, G. (2006). Eastern Pacific cooling and Atlantic overturning circulation during the last deglaciation. *Nature*, 443, 846-849.
- Kirst, G. J., Schneider, R. R., Müller, P. J., von Storch, I., & Wefer, G. (1999). Late Quaternary temperature variability in the Benguela Current system derived from Alkenones. *Quaternary Research*, 52, 92-103.
- Knight, J. R., Allan, R., Folland, C. K., Vellinga, M., & Mann, M. E. (2005). A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Research Letters*, 32(20), 2-5.
- Knorr, G. (2005). *Collapse and Resumption of the Thermohaline Circulation during Deglaciation : Insights by Models of Different Complexity*. Hamburg University.
- Knorr, G., & Lohmann, G. (2003). Southern Ocean origin for the resumption of Atlantic thermohaline circulation during deglaciation. *Nature*, 424, 532-536.
- Krebs, U., & Timmermann, A. (2007). Fast advective recovery of the Atlantic meridional overturning circulation after a Heinrich event. *Paleoceanography*, 22, 1-9.
- Kuhn, G., & Diekmann, B. (2002). Late Quaternary variability of ocean circulation in the southeastern South Atlantic inferred from the terrigenous sediment record of a drift deposit in the southern Cape Basin (ODP Site 1089). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 182, 287-303.
- Lean, J., Beer, J., & Bradley, R. (1995). Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. *Geophysical Research Letters*, 22(23), 3195-3198.
- Ledley, T. S., Sundquist, E. T., Schwartz, S. E., Hall, D. K., Fellows, J. D., & Killeen, T. L. (1999). Climate change and greenhouse gases. *EOS*, 80(39), 453-476.
- Lin, S.-jiann. (2004). A “Vertically Lagrangian” finite-volume dynamical core for global models. *Monthly Weather Review*, 132, 2293-2307.
- Liu, Z., He, F., Brady, E. C., Tomas, R., Clark, P. U., Carlson, A. E., Curry, W., Brook, E., Erickson, D., Jacob, R., Kutzbach, J., & Cheng, J. (2009a). Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for Bolling-Allerod warming. *Science*, 325, 310-313.
- Liu, Z., He, F., Brady, E. C., Tomas, R., Clark, P. U., Carlson, A. E., Curry, W., Brook, E., Erickson, D., Jacob, R., Kutzbach, J., & Cheng, J. (2009b). Supporting online material for transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for Bolling Allerod warming. *Atlantic*.
- Lozier, M. S. (2010). Deconstructing the conveyor belt. *Science*, 328, 1507-1511.
- Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M., & Wanner, H. (2004). European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, 303, 1499-1503.
- Lynch-stieglitz, J., Adkins, J. F., Curry, W. B., Dokken, T., Hall, I. R., Herguera, J. C., Hirschi, J. J., et al. (2007). Atlantic Meridional Overturning Circulation during the Last Glacial Maximum. *Science*, 316, 66-69.

- Marcantonio, F., Anderson, R. F., Higgins, S., Fleisher, M. Q., Stute, M., & Schlosser, P. (2001). Abrupt intensification of the SW Indian Ocean monsoon during the last deglaciation: constraints from Th, Pa, and He isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 184, 505-514.
- Marchal, O., Cacho, I., Stocker, T. F., Grimalt, J. O., Calvo, E., Martrat, B., Shackleton, N., et al. (2002). Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 21, 455-483.
- Martin, P. a, Lea, D. W., Rosenthal, Y., Shackleton, N. J., Sarnthein, M., & Papenfuss, T. (2002). Quaternary deep sea temperature histories derived from benthic foraminiferal Mg/Ca. *Earth and Planetary Science Letters*, 198, 193-209.
- Maslin, M. a, & Christensen, B. (2007). Tectonics, orbital forcing, global climate change, and human evolution in Africa: introduction to the African paleoclimate special volume. *Journal of human evolution*, 53(5), 443-64.
- Mayewski, P. a., Rohling, E. E., Curt Stager, J., Karlén, W., Maasch, K. a., David Meeker, L., Meyerson, E. a., et al. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 243-255.
- McManus, J. F. (1999). A 0.5-Million-Year Record of Millennial-Scale Climate Variability in the North Atlantic. *Science*, 283(5404), 971-975.
- McManus, J F, Francois, R., Gherardi, J.-M., Keigwin, L. D., & Brown-Leger, S. (2004). Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, 428, 834-837.
- Meehl, G., Stocker, T. F., Collins, W. D., Friedlingstein, P., Gaye, A., Gregory, J. M., Kitoh, A., et al. (2007). *A report of working group I of the Intergovernmental Panel on Climate Change: Global Climate Projections* (p. 100).
- Mitchell, J. (1989). The greenhouse effect and climate change. *Reviews of Geophysics*, 27(1), 115-139.
- Mulitza, S., Paul, A., & Wefer, G. (2006). Late Pleistocene paleoceanographic records of the South Atlantic Ocean. *Elias S.A. (ed) Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier.
- Nakada, M., Kimura, R., Okuno, J., Moriwaki, K., Miura, H., & Maemoku, H. (2000). Late Pleistocene and Holocene melting history of the Antarctic ice sheet derived from sea-level variations. *Marine Geology*, 167, 85-103.
- Nilsson, J., & Broström, G. (2003). The Thermohaline Circulation and vertical mixing: Does weaker density stratification give stronger Overturning? *Journal of Physical Oceanography*, 33, 2781-2795.
- Ninnemann, U. S., & Charles, C. D. (2002). Changes in the mode of Southern Ocean circulation over the last glacial cycle revealed by foraminiferal stable isotopic variability. *Earth and Planetary Science Letters*, 201, 383-396.
- Ohlmann, C. J. (2003). Ocean radiant heating in climate models. *Journal of Climate*, 16, 1337-1351.
- Oleson, K. W., Dai, Y., Bonan, G., Bosilovich, M., Dirmeyer, P., Hoffman, F., Houser, P., et al. (2004). *Technical Description of the Community Land Model (CLM)*.
- Otto-Bliesner, B. L., Brady, E. C., Clauzet, G., Levis, R. T. S., & Kothavala, Z. (2006). Last Glacial Maximum and Holocene climate in CCSM3. *Journal of Climate*, 19, 2526-2544.

- Otto-bliesner, B. L., & Brady, E. C. (2010). The sensitivity of the climate response to the magnitude and location of freshwater forcing : last glacial maximum experiments. *Quaternary Science Reviews*, 29, 56-73. Elsevier Ltd.
- Overpeck, J., Briffa, K. R., Joos, F., Olago, D., Peltier, W. R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., et al. (2007). *A report of working group I of the Intergovernmental Panel on Climate Change: Paleoclimate* (p. 66).
- Peltier, W. R. (2005). On the hemispheric origins of meltwater pulse 1a. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1655-1671. doi:10.1016/j.quascirev.2004.06.023
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., et al. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core , Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- Pinet, P. (2009). *Invitation to Oceanography* (5th ed., 609p.). London: Jones and Barlett.
- Piotrowski, A. M., Goldstein, S. L., Hemming, S. R., & Fairbanks, R. G. (2004). Intensification and variability of ocean thermohaline circulation through the last deglaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 225, 205-220.
- Rahmstorf, S. (2002). Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419, 207-214.
- Rahmstorf, S., Crucifix, M., Ganopolski, A., Goosse, H., Kamenkovich, I., Knutti, R., Lohmann, G., et al. (2005). Thermohaline circulation hysteresis: A model intercomparison. *Geophysical Research Letters*, 32(23), 1-5.
- Rayner, N., Brohan, P., Parker, D. E., Folland, C. K., Kennedy, J. J., Vanicek, M., Ansell, T. J., et al. (2005). Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured in situ since the Mid-Nineteenth century : The HadSST2 Dataset. *Journal of Climate*, 19, 446-469.
- Renssen, H., & Isarin, R. F. B. (2001). The two major warming phases of the last deglaciation at ~14.7 and ~11.5 ka cal BP in Europe: climate reconstructions and AGCM experiments. *Global and Planetary Change*, 30, 117-153.
- Richardson, P. (2008). On the history of meridional overturning circulation schematic diagrams. *Progress In Oceanography*, 76, 466-486.
- Rimbu, N., Lohmann, G., Lorenz, S. J., Kim, J. H., & Schneider, R. R. (2004). Holocene climate variability as derived from alkenone sea surface temperature and coupled ocean-atmosphere model experiments. *Climate Dynamics*, 23(2), 215-227.
- Robinson, L. F., Adkins, J. F., Keigwin, L. D., Southon, J., Fernandez, D. P., Wang, S.-L., & Scheirer, D. S. (2005). Radiocarbon variability in the western North Atlantic during the last deglaciation. *Science*, 310, 1469-1473. doi:10.1126/science.1114832
- Rosenbloom, N., Shields, C., Brady, E., Yeager, S., & Levis, S. (2010). CCSM3 for paleoclimate applications. *Atmospheric Research*.
- Ruddiman, W. F. (2003). Orbital insolation, ice volume, and greenhouse gases. *Quaternary Science Reviews*, 22(15-17), 1597-1629.
- Rühlemann, C., Mulitza, S., Müller, P., Wefer, G., Zahn, R. (1999). Warming of tropical Atlantic ocean and slowdown of thermohaline circulation during the last deglaciation. *Nature*, 402, 511-514.
- Schloesser, F., Furue, R., McCreary, J. P., & Timmermann, A. (2012). Dynamics of the Atlantic meridional overturning circulation. Part 1: Buoyancy-forced response. *Progress in Oceanography*, 101(1), 33-62. Elsevier Ltd.

- Schmiedl, G., & Mackensen, A. (1997). Late Quaternary paleoproductivity and deep water circulation benthic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 130, 43-80.
- Schramm, J., Bitz, C. M., Briegleb, B., Holland, M., Hunke, E., Lipscomb, B., & Moritz, D. (2004). Community Sea Ice Model (CSIM) User's Guide Released with CCSM3. *System*.
- Scourse, J. D., Hall, I. R., Mccave, I. N., Young, J. R., & Sugdon, C. (2000). The origin of Heinrich layers: Evidence from H2 for European precursor events. *Earth and Planetary Science Letters*, 182, 187-195.
- Seidov, D., Haupt, B. J., Barron, E. J., & Maslin, M. (2001). Ocean bi-polar seesaw and climate: Southern versus northern meltwater impacts. In D. Seidov, B. J. Haupt, & M. Maslin (Eds.), *The oceans and rapid climate change: past, present and future* (pp. 169-197). Washington.
- Shennan, I. A. N., Bradley, S., Milne, G., Brooks, A., Bassett, S., & Hamilton, S. (2006). Relative sea-level changes , glacial isostatic modelling and ice-sheet reconstructions from the British Isles since the Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Science*, 21(6), 585-599.
- Shi, N., Schneider, R., Beug, H.-J., & Dupont, L. M. (2001). Southeast trade wind variations during the last 135 kyr: Evidence from pollen spectra in eastern South Atlantic sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 187, 311-321.
- Sierro, F. J., Andersen, N., Bassetti, M. A., Bernée, S., Canals, M., Curtis, J. H., Dennielou, B., et al. (2009). Phase relationship between sea level and abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2867-2881.
- Sime, L. C., Stevens, D. P., Heywood, K. J., & Oliver, K. L. C. (2006). A Decomposition of the Atlantic Meridional Overturning. *Journal of Physical Oceanography*, 36, 2253-2270.
- Smith, A. R., Jones, P. W., Briegleb, B., Bryan, F., Danabasoglu, G., Dennis, J., Dukowicz, J., et al. (2010). The Parallel Ocean Programme (POP) Reference Manual.
- Smith, R., & Gent, P. (2004). Reference Manual for the Parallel Ocean Program (POP).
- Smith, T. M., & Reynolds, R. W. (2003). Extended reconstruction of global sea surface temperatures based on COADS data (1854–1997). *Journal of Climate*, 16, 1495-1510.
- Smith, T. M., & Reynolds, R. W. (2005). A global merged land – air – sea surface temperature reconstruction based on historical observations (1880–1997). *Journal of Climate*, 18, 2021-2036.
- Smith, T. M., Reynolds, R. W., Peterson, T. C., & Lawrimore, J. (2008). Improvements to NOAA's historical merged land–ocean surface temperature analysis (1880–2006). *Journal of Climate*, 21(10), 2283-2296.
- Snoeckx, H., Grousset, F., Revel, M., & Boelaert, A. (1999). European contribution of ice-rafted sand to Heinrich layers H3 and H4. *Marine Geology*, 158(1-4), 197-208.
- Sorokhtin, O., Khilyuk, L., Chilingarian, G. (2007). *Global Warming and Global Cooling, vol 5: Evolution of Climate on Earth* (1th ed., 330p.) London: Elsevier.
- Sowers, T., & Bender, M. (1995). Climate records covering the last deglaciation. *Radiocarbon*, 269, 210-214.
- Stanford, J. D., Rohling, E. J., Hunter, S. E., Roberts, A. P., Rasmussen, S. O., Bard, E., Mcmanus, J., et al. (2006). Timing of meltwater pulse 1a and climate responses to meltwater injections. *Paleoceanography*, 21, 1-9.

- Stenni, B., Masson-Delmotte, V., Johnsen, S., Jouzel, J., Longinelli, A., Monnin, E., Rothlisberger, R., et al. (2001). An oceanic cold reversal during the last deglaciation. *Science*, 293, 2074-2077. doi:10.1126/science.1059702
- Stramma, L., & England, M. H. (1999). On the waters masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 104(C9), 20863-20883.
- Talley, L. D., Pickard, G. L., Emery, W. J., & Swift, J. H. (2011). *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction* (6th ed., p. 560). London: Academic Press.
- Taylor, F., Whitehead, J., & Domack, E. (2001). Holocene paleoclimate change in the Antarctic Peninsula: Evidence from the diatom, sedimentary and geochemical record. *Marine Micropaleontology*, 41, 25-43.
- Timm, O., & Timmermann, A. (2007). Simulation of the last 21000 years using accelerated transient boundary conditions. *Journal of Climate*, 20, 4377-4401.
- Timmermann, A., & Goosse, H. (2004). Is the wind stress forcing essential for the meridional overturning circulation? *Geophysical Research Letters*, 31, 1-4.
- Tomczak, M., & Godfrey, J. S. (2001). *Regional Oceanography: An Introduction (PDF Version)* (PDF Versio., Vol. 0, p. 383). London: Elsevier. Retrieved from <http://www.es.flinders.edu.au/~mattom/regoc/pdfversion.html>
- Treut, L., Somerville, R., Cubasch, U., Ding, Y., Mauritzen, C., Mokssit, A., Peterson, T., et al. (2007). *A report of working group I of the Intergovernmental Panel on Climate Change: Historical Overview of Climate Change Science* (p. 36).
- Verschuren, D., Sinninghe Damsté, J. S., Moernaut, J., Kristen, I., Blaauw, M., Fagot, M., & Haug, G. H. (2009). Half-precessional dynamics of monsoon rainfall near the East African Equator. *Nature*, 462(7273), 637-41. Nature Publishing Group.
- Weaver, A. J., Saenko, O. A., Clark, P. U., & Mitrovica, J. X. (2003). Meltwater Pulse 1A from Antarctica as a trigger of Bølling-Allerød warm interval. *Science*, 299, 1709-1713.
- Weber, S. L., & Drijfhout, S. S. (2007). Stability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation in the Last Glacial Maximum climate. *Geophysical Research Letters*, 34, 1-5.
- Wright, J. (1995). *Seawater: Its Composition, Properties and Behaviour* (2nd ed., p. 166). Oxford: Butterworth-Heinemann.
- Wunsch, C., & Ferrari, R. (2004). Vertical mixing, energy, and the general circulation of the oceans. *Annual Review Fluids Mechanic*, 36, 281-314.
- Zeng, L. (2004). *Technical description of the Community Land Model (CLM). Technical Report* (p. 174).
- Zharkov, V., & Nof, D. (2008). Agulhas ring injection into the South Atlantic during glacials and interglacials. *Ocean Science Discussion*, 5(December 2007), 39-75.