UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
ESCOLA DE ARTES, CIÊNCIAS E HUMANIDADES
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SUSTENTABILIDADE

MARÍLIA DE CARVALHO CAMPOS

Variabilidade milenar da Corrente do Brasil e do clima da América do Sul durante o último período glacial

São Paulo
2016

MARÍLIA DE CARVALHO CAMPOS

Variabilidade milenar da Corrente do Brasil e do clima da América do Sul durante o último período glacial

Versão original

Dissertação apresentada à Escola de Artes, Ciências e Humanidades da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências pelo Programa de Pós-Graduação em Sustentabilidade

Área de concentração:
Sustentabilidade

Orientador:
Prof. Dr. Cristiano Mazur Chiessi

São Paulo
2016

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

CATALOGAÇÃO-NA-PUBLICAÇÃO
(Universidade de São Paulo. Escola de Artes, Ciências e Humanidades. Biblioteca)

Campos, Marília de Carvalho
Variabilidade milenar da Corrente do Brasil e do clima da América do Sul durante o último período glacial / Marília de Carvalho Campos ; orientador, Cristiano Mazur Chiessi. – São Paulo, 2016
106 f. : il

Dissertação (Mestrado em Ciências) - Programa de Pós-Graduação em Sustentabilidade, Escola de Artes, Ciências e Humanidades, Universidade de São Paulo
Versão original

1. Mudança climática. 2. Paleoceanografia. 3. Paleoclimatologia. 4. Foraminífera. 5. Carbono 14. 6. Quaternário. 7. Correntes marinhas. 8. Paleoambientes. I. Chiessi, Cristiano Mazur, orient. II. Título

CDD 22.ed. – 551.61

Nome: CAMPOS, Marília de Carvalho

Título: Variabilidade milenar da Corrente do Brasil e do clima da América do Sul durante o último período glacial

Dissertação apresentada à Escola de Artes, Ciências e Humanidades da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências pelo Programa de Pós-Graduação em Sustentabilidade

Área de concentração:
Sustentabilidade

Aprovado em: ___ / ___ / _____

Banca Examinadora

Prof. Dr. _____ Instituição: _____
Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____ Instituição: _____
Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____ Instituição: _____
Julgamento: _____ Assinatura: _____

Agradecimentos

À família, pelo suporte dado ao longo do desenvolvimento do curso de Mestrado.

Ao meu noivo e amigo Adriano Bonilha Garcia e sua família, pelo apoio e compreensão no decorrer do curso de Mestrado, bem como na vida.

Ao meu orientador Cristiano Mazur Chiessi, pelo suporte, paciência e atenção, bem como pela fundamental contribuição para meu crescimento científico.

Ao meu supervisor do estágio de pesquisa realizado no MARUM – *Center for Marine Environmental Science*, Universidade de Bremen, Alemanha, Stefan Mulitza, pelo suporte acadêmico e pelas contribuições científicas.

Aos amigos Izabela Caldeira, Bianca Gomes, Paula Borges, Carolina Ferreira, Helena Marcon, Aline Blumer, Talita Correa e Vinícius Leite pela parceria e incentivo, seja nos momentos bons ou ruins.

Aos meus amigos e colegas Adriana Perretti, Maria Carolina Catunda, Stefano Crivellari, Rodrigo Lucena, Melanie Schneider, Igor Venâncio, Thiago dos Santos, Ana Luiza Albuquerque, Henning Kuhnert e Yancheng Zhang pelos conselhos, conversas, companhia e/ou contribuições científicas no decorrer do curso de Mestrado.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, pela concessão das bolsas de Mestrado (processo 2013/25518-2) e de Estágio de Pesquisa no Exterior (processo 2015/11016-0), além do apoio financeiro para a realização desta pesquisa (processo 2012/17517-3) realizado em conjunto com a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (processos 1976/2014 e 564/2015).

À Escola de Artes, Ciências e Humanidades da Universidade de São Paulo, pela oportunidade de desenvolvimento desta pesquisa em seus espaços laboratoriais.

(...) changes in the past occurred for natural reasons, some of them well understood and others still in the process of being unraveled (...). Today Earth's climate is rapidly warming, and it is clear that humans are a major cause of this change. As scientists work to figure out how large the warming will be, part of the answer has come and will come from understanding the changes that occurred in the past (...)." (RUDDIMAN, 2012, p. 1)

RESUMO

CAMPOS, Marília de Carvalho. **Variabilidade milenar da Corrente do Brasil e do clima da América do Sul durante o último período glacial**. 2016. 106 pp.
Dissertação (Mestrado em Sustentabilidade) – Escola de Artes, Ciências e Humanidades, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016. Versão original.

A Corrente do Brasil (CB) representa o ramo sul da bifurcação da Corrente Sul Equatorial que interage com a margem continental sudeste do Brasil. A temperatura da superfície do mar na região da CB exerce um importante papel no controle da intensidade e posição da Zona de Convergência do Atlântico Sul, um dos principais componentes do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS). Tal sistema atmosférico é responsável pela precipitação de verão em grande parte do continente sul-americano, sendo, portanto, uma feição natural de grande importância para o contexto político-econômico nacional e internacional. Além disto, a CB é marcantemente influenciada pela *Atlantic Meridional Overturnig Circulation* (AMOC), cujas oscilações pretéritas foram responsáveis por mudanças abruptas no clima global. Atualmente, os poucos registros paleoceanográficos disponíveis no sudoeste do Atlântico Sul não permitem uma reconstituição detalhada das mudanças ocorridas na CB durante o último período glacial. Esta Dissertação de Mestrado visou reconstituir a variabilidade da CB ao redor de 32°S durante os eventos *Heinrich Stadial* (HS) 3 e 2, bem como seus impactos no clima da porção sudeste da América do Sul. Para tanto, foi investigado um testemunho sedimentar marinho coletado na margem continental sul do Brasil sob a influência da CB. Para este testemunho foram produzidos modelo de idades baseado em datações ^{14}C, análises de isótopos estáveis de carbono e oxigênio, bem como análises de Mg/Ca, ambas em testas de foraminíferos planctônicos e análises de fluorescência de raios-X em amostras de sedimento total. Os resultados mostram que durante os eventos HS (notadamente durante o HS2) ocorreu marcante aumento na taxa de sedimentação bem como nas razões ln(Ti/Ca) e ln(Fe/Ca), e diminuição na composição dos isótopos estáveis de carbono bem como na temperatura e salinidade da superfície do mar. Tais alterações foram relacionadas à desintensificação da AMOC, à intensificação da ressurgência do Oceano Austral e ao fortalecimento do SMAS. A ocorrência de uma estrutura em “w” nos registros dos HSs apresentados aqui, bem como em registros do Atlântico Norte e da América do Sul, sugere que esta estrutura é uma característica do HS2, e possivelmente também do HS3.

Palavras-chave: Mudanças Climáticas. Foraminíferos. Corrente do Brasil. Isótopos estáveis de carbono e oxigênio. Razão Mg/Ca. Análises de FRX. Quaternário Tardio.

ABSTRACT

CAMPOS, Marília de Carvalho. **Millennial variability of the Brazil Current and South American climate during the last glacial period**. 2016. 106 pp.
Dissertation (Master of Science) – School of Arts, Sciences and Humanities, University of São Paulo, São Paulo, 2016. Original version.

The Brazil Current (BC) represents the southern branch of the bifurcation of the South Equatorial Current that interacts with the southeastern Brazilian continental margin. Sea surface temperature at BC region plays an important role in controlling the intensity and position of the South Atlantic Convergence Zone, which represents one of the main componets of the South American Monsoon System (SAMS). This atmospheric system is responsible for summer precipitation in a large sector of South America, and, therefore, it is a natural feature of great importance for the national and international political-economic context. Moreover, the BC is markedly influenced by the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) whose past oscillations generated marked global abrupt climatic changes. Presently, the few paleoceanographic records available from the western South Atlantic do not allow a detailed reconstruction of the changes that happened in the BC during the last glacial cycle. This MSc. dissertation aimed at reconstructing the variability of the BC around 32°S during the events Heinrich Stadial (HS) 3 and 2, as well as its impacts on the climate of southeastern South America. Therefore, we investigated one marine sediment core collected in the southern Brazilian continental margin, under the influence of the BC. For this core we produced an age model based on ^{14}C ages, downcore records of carbon and oxygen stable isotopes and Mg/Ca, both in tests of planktonic foraminifera, and X-ray fluorescence in bulk sediment samples. During HSs (notably during HS2), the records show marked increases in sedimentation rate as well as in ln(Ti/Ca) and ln(Fe/Ca), and decrease in the stable carbon isotopic composition as well as sea surface temperature and salinity. Such changes were releted to the weakening of the AMOC, the intensification of the Southern Ocean upwelling, and the strengthening of the SAMS. The occurrence a w-structure in our HS records as well as in North Atlantic and South American records, suggest that such structure is a pervasive feature of HS2, and possibly also HS3.

Keywords: Climate Change. Foraminifera. Brazil Current. Carbon and oxygen stable isotopes. Mg/Ca ratio. XRF analyses. Late Quaternary.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Principais correntes superficiais da porção sudoeste do Atlântico Sul (PETERSON; STRAMMA, 1991) e **(a)** as temperaturas da superfície marinha para janeiro-março; e **(b)** julho-setembro (LOCARNINI et al., 2010). Também encontra-se indicado o testemunho sedimentar marinho GeoB6212-1 investigado nesta Dissertação de Mestrado (círculo amarelo). CAS – Corrente do Atlântico Sul; CCA – Corrente Circumpolar Antártica; CB – Corrente do Brasil; CM – Corrente das Malvinas; CNB – Corrente Norte do Brasil; SCSE – ramo sul da Corrente Sul Equatorial.....23

Figura 2 – Representação esquemática das correntes geostróficas de larga escala da porção superior e frentes do oceano Atlântico Sul (Adaptado de Peterson e Stramma, 1991).....28

Figura 3 – Esboço simplificado do sistema de revolvimento global. No Atlântico, águas quentes e salinas fluem do Atlântico Sul em direção ao norte, para o Mar de Labrador e os Mares Nórdicos, sítios de formação de águas profundas (FAP), que fluem em maiores profundidades para o sul. Águas profundas formadas no Oceano Austral são extremamente densas e, portanto, se espalham em níveis mais profundos que aquelas formadas no Atlântico Norte (KUHLBRODT et al., 2007).....30

Figura 4 – Seção meridional idealizada do Oceano Atlântico. As setas representam diversos processos associados à *Atlantic Meridional Overturnig Circulation* (AMOC – em português também denominada Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico). O sombreamento de cor descreve um perfil de densidade média zonal derivada de dados observacionais (LEVITUS, 1982). A termoclina, região onde o gradiente de temperatura é grande, separa as águas superficiais menos densas e quentes das águas profundas mais densas e frias. Os dois principais mecanismos de ressurgência, forçada pelo vento e pela mistura, encontram-se representados. A ressurgência forçada pelo vento (*wind-driven upwelling*) é consequência de um fluxo em direção ao norte das águas superficiais do Oceano Austral, o “transporte de Ekman”, que é guiado pelos fortes ventos de oeste. Como o transporte de Ekman é divergente, águas ascendem do fundo. A mistura ao longo do gradiente de densidade,

chamada de mistura através de isopicnais, provoca a ressurgência gerada pela mistura (*mixing-driven upwelling*), que é, em parte, também devido às ondas internas. A FAP ocorre nas altas latitudes do norte e do sul, originando a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN, na figura representada pela sigla do inglês NADW) e a Água Antártica de Fundo (AAF, na figura representada pela sigla do inglês AABW), respectivamente. A recém-formada APAN tem que fluir sobre um raso *sill* entre a Groenlândia, Islândia e Escócia (*overflow*) (Adaptado de Kuhlbrodt et al., 2007).....31

Figura 5 – Representação esquemática da ventilação e subducção de massas de água no Oceano Austral (Adaptado de Anderson et al., 2009). A Água Circumpolar Profunda (ACP) é trazida para a superfície através da ressurgência forçada pelos ventos de oeste, e então, passa a compor as águas superficiais Antárticas. Estas últimas são a fonte dominante das águas superficiais e intermediárias que deixam o Oceano Austral, i.e., Água Intermediária Antártica (AIA) e Água Modal Subantártica (AMSA). A AIA é originada por subducção ao longo da Frente Polar Antártica (FPA). AMSA é originada no inverno por convecção profunda ao norte da Frente Subantártica (FSA). O tipo mais leve da AMSA entra na termoclina do Hemisfério Sul e compõe as águas centrais, já o tipo mais denso é formado no leste do Pacífico Sul e é considerado precursor da AIA. FST: Frente Subtropical; ZFP: Zona da Frente Polar; ZSA: Zona Subantártica.....34

Figura 6 – Precipitação (escala de tons de cinza; Xie e Arkin, 1997) e temperatura da superfície marinha (escala de vermelho a violeta; Locarnini et al., 2013) para os períodos entre dezembro e fevereiro **(a)** e junho e agosto **(b)** para a América do Sul e os oceanos adjacentes, respectivamente.....38

Figura 7 – Modos conceituais de funcionamento da AMOC. Os diagramas descrevem a interação das massas de água profundas originadas no norte (vermelho) e no sul (azul), que banham o testemunho sedimentar ODP 1063 (estrela preta). **(a)** O modo quente é dominado pela ventilação profunda com a presença da APAN (na figura representada pela sigla do inglês NADW). Isto é refletido na posição do sítio ODP 1063 pelos baixos valores de $^{231}Pa/^{230}Th$ e ε_{Nd}; **(b)** O modo frio foi caracterizado por uma ativa, mas rasa, célula de circulação norte, resultando em uma assinatura ε_{Nd} significativamente mais positiva, e

um ligeiro aumento de $^{231}Pa/^{230}Th$; e **(c)** O modo desligado representa praticamente o colapso da formação da APAN e a dominância das águas de origem sul em profundidades intermediárias e profundas do Atlântico Norte (a AAF está representada na figura pela sigla do inglês AABW). Nesse modo o ε_{Nd} não difere do modo frio, mas a taxa $^{231}Pa/^{230}Th$ aumenta significativamente (BÖHM et al., 2015).....42

Figura 8 – Dados isotópicos do testemunho sedimentar OCE326-GGC5. Os dois eixos, $\delta^{18}O$ e $^{231}Pa/^{230}Th$, estão invertidos. As flechas pretas indicam onde foram realizadas datações ^{14}C. Os rótulos acima do eixo inferior indicam intervalos climáticos significativos: Holoceno; *Younger Dryas* - YD (frio no Hemisfério Norte); *Bølling–Allerød* – BA (quente no Hemisfério Norte); *Heinrich Stadial* (HS) 1 – HS1 (descarga de icebergs no Atlântico Norte); Último Máximo Glacial – UMG (na figura representado pela sigla do inglês LGM) (MCMANUS et al., 2004).....43

Figura 9 – Registros do testemunho sedimentar marinho TNO57-21 e outros registros para temperatura e circulação no Oceano Atlântico. **(a)** Temperatura na Groenlândia (testemunho de gelo GISP2) (STUIVER; GROOTES, 2000); **(b)** Temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico Norte (testemunho SU8118) (BARD et al., 2000); **(c)** Intensidade da AMOC (MCMANUS, 2004) (valores altos de $^{231}Pa/^{230}Th$ indicam enfraquecimento da AMOC); **(d)** Porcentagem de espécies de foraminíferos polares no TNO57-21; **(e)** Porcentagem de espécies de foraminíferos de águas quentes no TNO57-21; **(f)** Temperatura de calcificação em *G. bulloides*, ajustado para dissolução no TNO57-21; **(g)** Valores de Mg/Ca em *G. bulloides* no TNO57-21; **(h)** TSM no Sudeste do Pacífico (LAMY et al., 2007); **(i)** e **(j)** Temperaturas na Antártica, testemunhos de gelo EDML (EPICA Community Members, 2006) e Byrd (JOHNSEN et al., 1972; BLUNIER; BROOK, 2001). Os símbolos pretos na base do painel indicam pontos-controle. Os retângulos sombreados representam períodos quentes ou de aquecimento no sul de acordo com os registros de Barker et al. (2009) (Adaptado de Barker et al.....45

Figura10 – Comparação entre $\delta^{18}O$ de *G. sacculifer* com as razões Ti/Ca e Fe/Ca (o registro Ti/Ca foi multiplicado por quatro) do testemunho sedimentar GeoB3104-1/3912-1 e $\delta^{18}O$ do testemunho de gelo GISP2 (GROOTES et al.,

1993). Os períodos dos eventos HS foram determinados por Vidal et al. (1997) e os ciclos esquemáticos de resfriamento de longo prazo por Bond et al. (1993). Há uma tentativa de correlação dos registros por linhas tracejadas verticais pretas. O retângulo cinza destaca o período de interesse dessa Dissertação de Mestrado [i.e., cerca de (ca.) 33.000 anos (ka) antes do presente (AP)] (Adaptado de Arz, Patzold e Wefer, 1998).....47

Figura 11 – Registros climáticos do testemunho sedimentar marinho GeoB3129-3911 para os últimos 21 ka comparados com registros de testemunhos de gelo de altas latitudes. **(a)** e **(b)** $\delta^{18}O$ do testemunho de gelo GISP2 (Groenlândia) (GROOTES et al., 1993) e da estação Byrd (Antártica) (BLUNIER; BROOK, 2001), respectivamente; **(c)** Registro de Mg/Ca–TSM para *Globigerinoides ruber white* (*G. ruber w*) do testemunho GeoB3129-3911; **(d)** $\delta^{18}O_c$ de *G. ruber w* do testemunho GeoB3129-3911; **(e)** Composição isotópica da superfície da água do mar local corrigida para mudanças no volume global de gelo ($\delta^{18}O_{ivc\text{-}sw}$), a linha em negrito indica a média móvel de três pontos; **(f)** Estimativa da salinidade da superfície do mar (SSM) usando a relação $\delta^{18}O_{sw\text{-}salinity}$ moderna no oeste tropical/subtropical do Atlântico. A linha em negrito indica a média móvel de três pontos. Pontos de controle de idade (datações por radiocarbono) do modelo de idades estão indicados por triângulos na base do painel. As áreas hachuradas mostram os intervalos do HS1 e do YD. O período de ocorrência considerado para o HS1 é 16.9–15.4 ka calibrados (cal) AP, para o BA é 15.4–12.9 ka cal AP e para o YD é 12.9–11.6 ka cal AP (WELDEAB; SCHNEIDER; KOLLING, 2006).....48

Figura 12 – Registro de isótopos estáveis de oxigênio para a estalagmite BT2 da caverna de Botuverá, sul do Brasil. O registro da BT2 **(a)** é comparado com a insolação de fevereiro em 30°S **(b)**. O retângulo cinza destaca o período de interesse dessa Dissertação de Mestrado (i.e., ca. 33 ka AP) (Adaptado de Cruz et al., 2005).....53

Figura 13 – Indicadores da intensidade dos sistemas de monções da América do Sul e do leste da Ásia para os últimos 90 ka com base em registros de espeleotemas. **(a)** Registro combinado do $\delta^{18}O$ do leste da China [caverna Dongge, vermelho escuro (YUAN et al., 2004; WANG et al., 2005); caverna Hulu,

vermelho (WANG et al., 2001); e caverna Shanbao, rosa (WANG et al., 2008)]; **(b)** Períodos de crescimento de espeleotemas no Nordeste do Brasil (verde) (WANG et al., 2004); **(c)** Registros de $\delta^{18}O$ do sul do Brasil (caverna Botuverá, azul); **(d)** Pontos de controle de idade (datações U/Th) do modelo de idades. Também se encontra representada a insolação de verão para 30°N e 30°S (junho/julho/agosto e dezembro/janeiro/fevereiro, respectivamente, curva cinza) (BERGER, 1978). O retângulo cinza destaca o período de interesse dessa Dissertação de Mestrado (i.e., ca. 33 ka AP) e as barras azuis representam os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar HS3, HS2, HS1 e YD (SARNTHEIN et al., 2001; RASMUSSEN et al., 2006; GONI; HARRISON, 2010) (Adaptado de Wang et al., 2007).....55

Figura 14 – Localização do testemunho sedimentar marinho GeoB6212-1 investigado nesta Dissertação de Mestrado (estrela amarela), principais tributários da bacia de drenagem do Rio da Prata, precipitação (escala de tons de cinza; Xie e Arkin, 1997) e temperatura da superfície marinha (escala de vermelho a violeta; Locarnini et al., 2013) para os períodos entre dezembro e fevereiro **(a)** e junho e agosto **(b)** para a América do Sul e os oceanos adjacentes, respectivamente.....63

Figura 15 – Modelo de idades (eixo vertical esquerdo) e taxa de sedimentação (eixo vertical direito) para o testemunho sedimentar GeoB6212-1 produzido com o software Bacon 2.2 (BLAAUW; CHRISTEN, 2011). Para o modelo de idades, a linha vermelha representa as idades médias, a linha preta superior (inferior) representa as idades máximas (mínimas) e os símbolos vermelhos representam as idades calibradas. Encontram-se representados os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar (barras verticais cinzas) HS3, HS2, HS1 e YD (SARNTHEIN et al., 2001; RASMUSSEN et al., 2006; GONI; HARRISON, 2010).....74

Figura 16 – Taxa de acumulação de sedimentos siliciclásticos (TASsil) do testemunho sedimentar GeoB6212-1. Encontram-se representados os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar (barras verticais cinzas) HS3, HS2, HS1 e YD (SARNTHEIN et al., 2001; RASMUSSEN et al., 2006; GONI; HARRISON, 2010).....75

Figura 17 – Registros dos isótopos estáveis de C ($\delta^{13}C$) do testemunho sedimentar

GeoB6212-1. **(a)** $\delta^{13}C$ de *G. ruber w*; e **(b)** $\delta^{13}C$ de *Globorotalia inflata* (*G. inflata*). As curvas vermelha e verde representam a média de três pontos para *G. ruber w* e *G. inflata*, respectivamente. Os símbolos pretos na base do painel representam as idades calibradas. As barras verticais cinzas representam os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar HS3 e HS2 (SARNTHEIN et al., 2001; GONI; HARRISON, 2010).....76

Figura 18 – Registros dos isótopos estáveis de O ($\delta^{18}O$) do testemunho sedimentar GeoB6212-1. **(a)** $\delta^{18}O$ de *G. ruber w*; e **(b)** $\delta^{18}O$ de *G. inflata*. As curvas azul e laranja representam a média de três pontos para *G. ruber w* e *G. inflata*, respectivamente. Os símbolos pretos na base do painel representam as idades calibradas. As barras verticais cinzas representam os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar HS3 e HS2 (SARNTHEIN et al., 2001; GONI; HARRISON, 2010).....77

Figura 19 – Registros de temperatura e salinidade da porção superior da coluna de água sob a influência da CB para o testemunho sedimentar GeoB6212-1. **(a)** Razões de Mg/Ca para *G. ruber w*; **(b)** TSM obtida a partir das razões Mg/Ca para *G. ruber w*; e **(c)** $\delta^{18}O$ da água da superfície do mar (sm) corrigida para volume de gelo (cvg), um indicador de SSM local. As curvas laranja, vermelho escuro e verde representam médias de três pontos. Os símbolos pretos na base do painel representam as idades calibradas. As barras verticais cinzas representam os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar HS3 e HS2 (SARNTHEIN et al., 2001; GONI; HARRISON, 2010).....79

Figura 20 – Proporções calibradas dos elementos maiores do testemunho sedimentar GeoB6212-1 baseadas em análises de scanner de FRX e de FRX convencional. **(a)** ln(Ti/Ca); e **(b)** ln(Fe/Ca). As curvas azul e laranja representam a média de três pontos para ln(Ti/Ca) e ln(Fe/Ca), respectivamente. Os diamantes presentes nos dois painéis representam os dados do FRX convencional. Os símbolos pretos na base do painel representam as idades calibradas. As barras verticais cinzas representam os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar HS3 e HS2 (SARNTHEIN et al., 2001; GONI; HARRISON, 2010).....80

Figura 21 – Registros da porção sudoeste do Atlântico Sul, porções oeste e leste do Atlântico Norte e da região tropical da América do Sul, cobrindo os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar HS3 e HS2 (SARNTHEIN et al., 2001; GONI; HARRISON, 2010). **(a)** Mudanças na circulação atmosférica sobre a Groenlândia derivada da concentração de Ca^{+2} do Ice Sheet Project 2 (GISP2) (MAYEWSKI et al., 1997) plotada versus Greenland Ice Core Chronology 2005 (GICC05) (ANDERSEN et al., 2006; RASMUSSEN et al., 2006), em 72,6°N/38,5°O; **(b)** Camadas *Heinrich* indicadas pela presença de *ice-rafted debris* (IRD) do testemunho sedimentar marinho MD99-2331 da Margem Ibérica, em 42,2°N/9,7°O (EYNAUD et al., 2009); **(c)** Mudanças na TSM da Iberian Margin derivada dos testemunhos sedimentares marinhos SU8118 e MD952042, em 37,5°N/10,1°O (BARD, 2002); **(d)** Intensidade da AMOC derivada da razão sedimentar $^{231}Pa/^{230}Th$ de Bermuda Rise – sítio ODP 1063 (valores altos indicam uma desintensificação da AMOC), em 33,7°N/57,6°O (LIPPOLD et al., 2009); **(e)** Posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) indicada por meio da refletância (*L) (valores altos indicam redução da precipitação) do testemunho sedimentar marinho MD03-2621 de Cariaco Basin, em 10,7°N/65°O (DEPLAZES et al., 2013) (a curva laranja representa a média de 399 pontos); **(f)** Posição da ZCIT indicada pelo $\delta^{18}O$ da estalagmite NAR-C, coletada na caverna Cueva del Diamante, região oeste da Amazônia (valores mais negativos indicam aumento da precipitação), em 5,4°S/77,3°O (CHENG et al., 2013); **(g)** Presença de paleolagos indicada pela radiação natural gama do Salar de Uyuni, Altiplano Boliviano (valores maiores indicam aumento da precipitação), em 20,3°S/67,5°O (BAKER et al., 2001); **(h)** $\delta^{13}C$ de *G. ruber w* do testemunho sedimentar marinho GeoB6212-1, coletado na porção sudoeste do Atlântico Sul, em 32,4°S/50,1°O (curva vermelha representa a média de três pontos) (este estudo); **(i)** TSM obtida a partir das razões Mg/Ca para *G. ruber w*, em 32,4°S/50,1°O (curva vermelho escura representa a média de três pontos) (este estudo); **(j)** $\delta^{18}O$ da água da superfície do mar (sm) local corrigida para mudanças no volume global de gelo (cvg), um indicador de SSM local, em 32,4°S/50,1°O (curva verde representa a média de três pontos) (este estudo);

(k) Nível relativo do mar (m), no qual o presente é representado pelo nível zero (WAELBROECK et al., 2002); **(l)** Curva calibrada da razão ln(Fe/Ca), em 32,4°S/50,1°O (curva laranja representa a média de três pontos) (este estudo); **(m)** Temperatura atmosférica sobre a Antártica indicada pelo $\delta^{18}O$ do EPICA Dronning Maud Land (EPICA Community Members, 2006) (valores maiores indicam condições mais quentes) plotado versus sua cronologia original, em 75°S/0°E; **(n)** $\delta^{13}C$ do CO_2 atmosférico ($\delta^{13}CO_{2atm}$) do Taylor Dome (valores menores indicam aumento da liberação de CO_2 com baixos valores de $\delta^{13}C$), em 77,8°S/158,7°E (SMITH et al., 1999); **(o)** Concentração de CO_2 atmosférico (CO_{2atm}) (ppm) do testemunho de gelo Siple Dome (AHN; BROOK, 2014) plotado versus Greenland Ice Core Chronology 2005 (GICC05) (SVENSSON et al., 2008), em 81,7°S/148,8°O.....85

Figura 22 – Registros da poção superior da coluna de águas da Corrente do Brasil, cobrindo o Holoceno tardio baseados nos testemunhos sedimentares marinhos GeoB6211-1/2 (vizinhos ao testemunho sedimentar GeoB6212-1). **(a)** $\delta^{18}O$ de *G. ruber w*; **(b)** TSM obtida a partir das razões Mg/Ca para *G. ruber w*; **(c)** $\delta^{18}O$ da água da superfície do mar ($_{SM}$) corrigida para volume de gelo ($_{CVG}$), um indicador de SSM local (adaptado de Chiessi et al., 2014)...87

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Testemunho sedimentar investigado nesta Dissertação de Mestrado.....62

Tabela 2 – Profundidade, número total de espécimes, peso total e individual das amostras do testemunho sedimentar GeoB6212-1.....64

Tabela 3 – Profundidade, idade radiocarbônica e idade calibrada das amostras do testemunho sedimentar GeoB6212-1.....73

LISTA DE EQUAÇÕES

TS (cm ka^{-1}) = Dd (cm) / Dt (ka) (1) 65

Sedimentos siliciclásticos (% peso) = 100 – $CaCO_3$ (% peso) – COT (% peso) (2) 65

TASsil (g cm^{-2} ka^{-1}) = [Sed. silicic. (% peso) /100] * TS (cm ka^{-1}) * DSS (g cm^{-3}) (3) 66

$CaCO_3$ (% peso) = 0,0005*Ca (contagem) + 0,3761 (4) 66

$\delta^{13}C$ (‰) = $[(^{13}C/^{12}C)_{amostra} – (^{13}C/^{12}C)_{padrão} / (^{13}C/^{12}C)_{padrão}] * 1000$ (5) 67

$\delta^{18}O$ (‰) = $[(^{18}O/^{16}C)_{amostra} – (^{18}O/^{16}O)_{padrão} / (^{18}O/^{16}O)_{padrão}] * 1000$ (6) 68

Mg/Ca = 0,34 exp (0,102 * TSM) (7) 70

TSM (°C) = – 4,44 ($\delta^{18}O_{G.\ ruber} – \delta^{18}O_{água\ do\ mar}$) + 14,20 (8) 71

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

°C	Graus Celsius
AAF	Água Antártica de Fundo
ACAS	Água Central do Atlântico Sul
AIA	Água Intermediária Antártica
AMOC	*Atlantic Meridional Overturning Circulation*
AMSA	Água Modal Subantártica
AP	Antes do presente (i.e., antes de 1950)
APAN	Água Profunda do Atlântico Norte
AT	Água Tropical
BA	*Bølling–Allerød*
BEPE	Bolsa Estágio de Pesquisa no Exterior
ca.	Cerca de
cal	Calibrado
CAS	Corrente do Atlântico Sul
CB	Corrente do Brasil
CBM	Confluência Brasil-Malvinas
CCA	Corrente Circumpolar Antártica
CF/88	Constituição Federal de 1988
CM	Corrente das Malvinas
cm	Centímetros
CNB	Corrente Norte do Brasil
CNUMAD	Conferência das Nações Unidas sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento
COP	Conferência das Partes
COT	Carbono orgânico total
CQNUMC	Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre a Mudança do Clima
D-O	*Dansgaard-Oeschger*
DSS	Densidade do sedimento seco
FAP	Formação de águas profundas
FAPESP	Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo
FPA	Frente Polar Antártica
FRX	Fluorescência de raios-X
FSA	Frente Subantártica
FST	Frente Subtropical
G. inflata	*Globorotalia inflata*
G. ruber w	*Globigerinoides ruber* white
GEEs	Gases de efeito estufa
GT	Grupo de trabalho
HS	*Heinrich Stadial*
IPCC	*Intergovernmental Panel on Climate Change*
ka	Mil anos

km	Quilômetros
km²	Quilômetros quadrados
m	Metros
mbar	Milésimos de bar
ONU	Organização das Nações Unidas
PBMC	Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas
PNMA	Política Nacional de Meio Ambiente
PNMC	Política Nacional sobre Mudança do Clima
PNUMA	Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente
PSU	*Practical salinity units*
PW	Petawatt
SCSE	Ramo sul da Corrente Sul Equatorial
SEAS	Sudeste da América do Sul
SMAS	Sistema de Monção da América do Sul
SSM	Salinidade da superfície do mar
Sv	Sverdrups
TASsil	Taxa de acumulação de sedimentos siliciclásticos
TS	Taxa de sedimentação
TSM	Temperatura da superfície do mar
UMG	Último Máximo Glacial
YD	*Younger Dryas*
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO..... 23

2. OBJETIVOS..... 26

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA..... 27

3.1 Variabilidade oceanográfica e climática atual..... 27

3.1.1 Atlântico Sul..... 27

3.1.1.1 Características gerais..... 27

3.1.1.2 Atlantic Meridional Overturning Circulation..... 29

3.1.1.3 Corrente do Brasil..... 33

3.1.2 América do Sul..... 35

3.1.2.1 Características gerais..... 35

3.1.2.2 Sistema de Monção da América do Sul..... 37

3.2 Variabilidade oceanográfica e climática dos últimos ca. 33 ka..... 38

3.2.1 Variabilidade orbital..... 39

3.2.2 Variabilidade milenar..... 39

3.2.3 Atlântico Sul..... 40

3.2.3.1 Atlantic Meridional Overturning Circulation..... 41

3.2.3.2 Corrente do Brasil..... 49

3.2.4 América do Sul..... 51

3.2.4.1 Sistema de Monção da América do Sul..... 52

3.3 Inserção no contexto político nacional e internacional..... 55

3.3.1 Conferência de Estocolmo e a Constituição Federal brasileira..... 56

3.3.2 Conferência das Nações Unidas sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento e a Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre a

Mudança do Clima..... 57

3.3.3 Constituição Federal brasileira e a Política Nacional sobre Mudança do Clima..... 59

3.3.4 Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas..... 60

4. MATERIAL E MÉTODOS..... 62

4.1 Material..... 62

4.2 Métodos..... 63

4.2.1 Datação por radiocarbono..... 63

4.2.1.1 Cálculo das taxas de sedimentação e de acumulação de sedimentos siliciclásticos..... 65

4.2.2 Análises de isótopos estáveis de carbono e oxigênio em testas de foraminíferos planctônicos..... 66

4.2.2.1 Isótopos estáveis de carbono em testas de foraminíferos planctônicos... 67

4.2.2.2 Isótopos estáveis de oxigênio em testas de foraminíferos planctônicos... 68

4.2.3 Análises de Mg/Ca em testas de foraminíferos planctônicos..... 69

4.2.4 Análises de fluorescência de raios-X em sedimento total..... 71

5. RESULTADOS..... 73

5.1 Datação por radiocarbono..... 73

5.1.1 Modelo de idades e taxa de sedimentação..... 73

5.1.2 Taxa de acumulação de sedimentos siliciclásticos..... 74

5.2 Isótopos estáveis de carbono e oxigênio em testas de foraminíferos planctônicos..... 75

5.3 Mg/Ca em testas de foraminíferos planctônicos..... 78

5.4 Fluorescência de raios-X em sedimento total..... 79

6. DISCUSSÃO..... 82

6.1 Isótopos estáveis de carbono: variações de escala milenar, Oceano Atlântico, Oceano Austral e CO_{2atm}..... 82

6.2 Porção superior da coluna de água do sudoeste do Atlântico Sul: temperatura e salinidade..... 86

6.3 Respostas continentais: porção sudeste da América do Sul..... 89

7. CONCLUSÕES..... 92

REFERÊNCIAS..... 94

1. INTRODUÇÃO

A porção leste da margem continental da América do Sul é banhada por duas principais correntes de contorno originadas a partir do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (SCSE). O SCSE sofre bifurcação em torno de 10-15°S dando origem, em seu ramo sul, à Corrente do Brasil (CB) e, em seu ramo norte, à Corrente Norte do Brasil (CNB) (STRAMMA; IKEDA; PETERSON, 1990; PETERSON; STRAMMA, 1991) (Figura 1).

A CB flui para o sul ao longo das porções leste e sul da margem continental brasileira, transportando águas (sub)tropicais quentes, salinas e pobres em nutrientes (OLSON et al., 1988) (Figura 1).

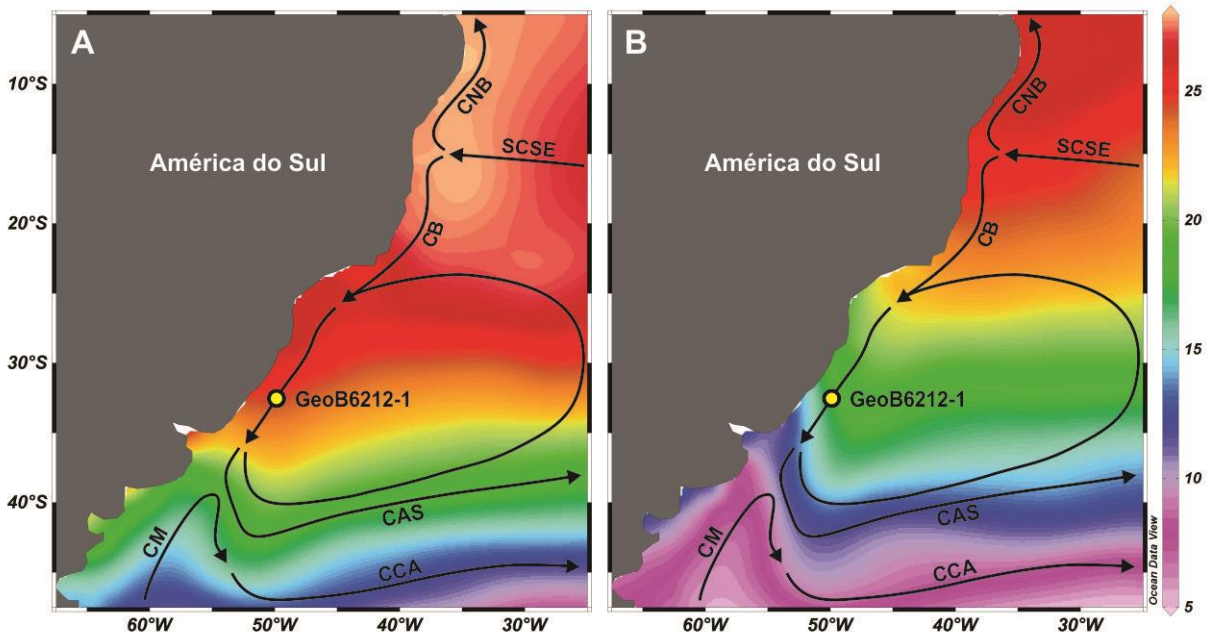

Figura 1 – Principais correntes superficiais da porção sudoeste do Atlântico Sul (PETERSON; STRAMMA, 1991) e **(a)** as temperaturas da superfície marinha para janeiro-março; e **(b)** julho-setembro (LOCARNINI et al., 2010). Também encontra-se indicado o testemunho sedimentar marinho GeoB6212-1 investigado nesta Dissertação de Mestrado (círculo amarelo). CAS – Corrente do Atlântico Sul; CCA – Corrente Circumpolar Antártica; CB – Corrente do Brasil; CM – Corrente das Malvinas; CNB – Corrente Norte do Brasil; SCSE – ramo sul da Corrente Sul Equatorial.

A CB exerce um papel importante na distribuição de energia entre os hemisférios, uma vez que estoca e redireciona para as latitudes médias do Hemisfério Sul uma porção significativa de calor em períodos de desintensificação da *Atlantic Meridional Overturning Circulation* (AMOC – em português também denominada Célula de Revolvimento Meridional do

Atlântico) (MAIER-REIMER; MIKOLAJEWICZ; CROWLEY, 1990; CROWLEY, 2011; CHIESSI et al., 2015).

Arz, Pätzold e Wefer (1999) sugeriram que eventos de marcante enfraquecimento (fortalecimento) da AMOC que ocorreram durante a última deglaciação estariam associados ao fortalecimento (enfraquecimento) da CB e ao enfraquecimento (fortalecimento) da CNB. Tal fortalecimento da CB provocaria o aquecimento da porção oeste do Atlântico Sul, que por sua vez, poderia produzir um fortalecimento da atividade da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e, consequentemente, da precipitação no sudeste da América do Sul (SEAS) (CHAVES; NOBRE, 2004; CHIESSI et al., 2009; 2014).

Ainda são raros os estudos que abordam diretamente a variabilidade da CB durante o último período glacial, e nenhum apresenta a resolução temporal necessária para resolver as variações abruptas que ocorreram na AMOC durante este período (LIPPOLD et al., 2009). Diante disso, se faz necessária a reconstituição das mudanças na estratificação da porção superior da coluna de água sob a influência da CB durante o último período glacial, para que, desta forma, seja possível não apenas verificar a resposta desta corrente às mudanças na intensidade da AMOC, mas também investigar suas possíveis consequências sobre a precipitação na porção SEAS durante eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar – que podem, até certo ponto, ser considerados como análogos pretéritos de condições futuras (WEAVER et al., 2012).

Finalmente, o Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas (PBMC) também destaca que o conhecimento da variabilidade da paleocirculação da porção oeste do Atlântico Sul ainda é bastante restrito, esparso e fragmentado, e também há uma quase completa ausência de estudos na margem continental leste da América do Sul que abordem as mudanças abruptas do último período glacial (PBMC, 2014; SIFEDDINE et al., 2014). Esta deficiência de conhecimento representa uma importante barreira na utilização de cenários pretéritos de circulação da porção oeste do Atlântico Sul para melhorar projeções climáticas futuras, i.e., por meio do confrontamento de dados paleoceanográficos e saídas de modelos numéricos climáticos.

Esta Dissertação de Mestrado contribuiu para reduzir tais lacunas do conhecimento por meio do estudo do testemunho sedimentar marinho GeoB6212-1, coletado em torno de 32°S sob a influência da CB, no sudoeste do Atlântico Sul (Figura 1). Para tanto, os seguintes métodos foram utilizados: (i) elaboração de modelo de idades baseado em datações ^{14}C; (ii) análises de isótopos estáveis de carbono e oxigênio em testas de foraminíferos planctônicos; (iii) análises

de Mg/Ca em testas de foraminíferos planctônicos; e (iv) análises de fluorescência de raios-X (FRX) em amostras de sedimento total.

2. OBJETIVOS

O principal objetivo dessa Dissertação de Mestrado foi reconstituir a variabilidade da CB ao redor de 32°S e seus impactos no clima do SEAS para o intervalo entre cerca de (ca.) 33 e 19 mil anos (ka) antes do presente (AP). Para atingir este objetivo principal, os seguintes objetivos específicos foram desenvolvidos:

- Elaborar um modelo de idades para o testemunho sedimentar marinho GeoB6212-1 com base em datações ^{14}C calibradas;
- Reconstituir a estratificação da porção superior da coluna de água da CB ao redor de 32°S com base em análises de isótopos estáveis de carbono e oxigênio, bem como em análises de Mg/Ca, ambas em testas de foraminíferos planctônicos;
- Reconstituir o aporte de sedimentos terrígenos provenientes da porção SEAS para a margem continental brasileira ao redor de 32°S com base em análises de FRX de sedimento total.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Variabilidade oceanográfica e climática atual

3.1.1 Atlântico Sul

3.1.1.1 Características gerais

Dentre todos os oceanos o Atlântico (em especial o Atlântico Norte) é o oceano mais bem estudado. Sua área é de 106,6 10^6 quilômetros quadrados (km²) (considerando todos os mares adjacentes) e sua profundidade média é de 3.300 metros (m) (apesar da região abissal ser mais profunda que 5.000 m) (TOMCZAK; GODFREY, 2003). As maiores temperaturas da superfície do mar (TSM) deste oceano encontram-se na posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (LAMB, 1977).

Algumas características tornam o Atlântico peculiar, tais como: (i) estende-se desde a região do Ártico até a região Antártica, possuindo extensão meridional de ca. 21.000 quilômetros (km); em comparação, sua maior extensão zonal (desde o Golfo do México até a costa noroeste da África) é de ca. 8.300 km; (ii) possui o maior número de mares adjacentes; (iii) é praticamente dividido simetricamente pela Dorsal Meso-Atlântica em uma série de bacias ocidentais e orientais; e (iv) apresenta balanço de transporte de calor para o norte em ambos os hemisférios (TOMCZAK; GODFREY, 2003).

A circulação do Atlântico é marcantemente influenciada pela AMOC, que atua na distribuição de calor entre os hemisférios (KUHLBRODT et al., 2007). A Dorsal Meso-Atlântica apresenta significativo impacto na circulação profunda, uma vez que possui profundidade média de 2.000 m, podendo chegar a 1.000 m em alguns pontos (TOMCZAK; GODFREY, 2003). Outro elemento que afeta a circulação profunda do Atlântico é a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). A hidrologia do Atlântico sofre grande influência da formação e recirculação dessa massa de água, que é responsável pela alta oxigenação desse oceano, ao passo que injeta águas superficiais em camadas profundas (TOMCZAK; GODFREY, 2003).

O Atlântico Sul possui padrões de circulação e diversidade de massas de água diferenciados do Atlântico Norte. A porção oceânica de interesse dessa Dissertação de Mestrado é a sudoeste do Atlântico Sul (local de desenvolvimento da CB). Sua circulação superficial

geostrófica de larga escala encontra-se esquematizada na Figura 2 (PETERSON; STRAMMA, 1991).

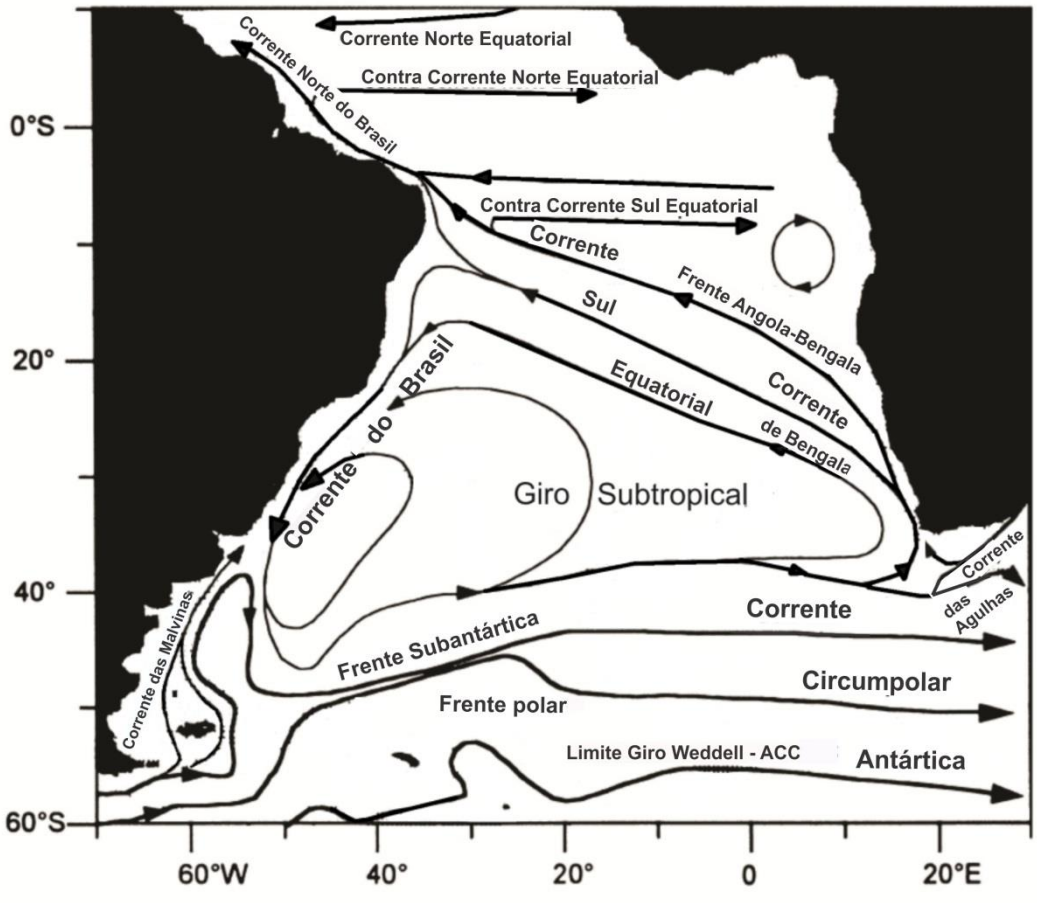

Figura 2 – Representação esquemática das correntes geostróficas de larga escala da porção superior e frentes do oceano Atlântico Sul (Adaptado de Peterson e Stramma, 1991).

A circulação da porção superior do Atlântico Sul é induzida pelo vento e dominada por um sistema de giro (giro subtropical do Atlântico Sul), bem como por dois sistemas de correntes (equatorial e circumpolar) (PETERSON; STRAMMA, 1991).

O clima de grande parte do Atlântico Sul é controlado por um sistema de alta pressão semi-permanente localizado na sua porção subtropical (PETERSON; STRAMMA, 1991). No verão austral, a alta subtropical está centrada em ca. 32°S/5°O e sua pressão central é de ca. 1.021 milésimos de bar (mbar, onde 1 mbar = 100 Pascal). No inverno austral, seu centro se desloca ca. 800 km na direção noroeste para ca. 27°S/10°O e sua pressão central aumenta para ca. 1.025 mbar. Apesar da pressão central ser maior no inverno austral, as diferenças de pressão entre o centro e as linhas de costa da América do Sul e sul da África são maiores no verão, devido às baixas térmicas que se desenvolvem nestes continentes durante esta estação do ano.

Consequentemente, os ventos ao longo da costa oeste do sul da África e a ressurgência a eles associada são mais fortes no verão, e, devido ao centro da alta subtropical estar localizado sobre a bacia oriental do Atlântico Sul, os alísios próximos a costa do sul da África são mais fortes que aqueles próximos a costa do Brasil (PETERSON; STRAMMA, 1991).

A convergência dos ventos alísios de nordeste e de sudeste na porção equatorial do Atlântico, associada à circulação meridional da Célula de Hadley, produz uma zona de baixa pressão e intensa convecção, a ZCIT. Este fenômeno atmosférico se desenvolve sobre o oceano e representa uma importante fonte de calor diabático para a troposfera, bem como uma importante fonte de água doce (marcante precipitação associada a nuvens *cumulus-nimbus*) para a porção equatorial do Atlântico (GRODSKY; CARTON, 2003; GARREAUD et al., 2009).

3.1.1.2 Atlantic Meridional Overturning Circulation

A AMOC pode ser considerada uma circulação de grande escala que transporta águas superficiais e quentes em direção às altas latitudes do Atlântico Norte, e retorna transportando águas profundas e frias em direção ao Atlântico Sul (BRYDEN; LONGWORTH; CUNNIGHAM, 2005). Ela é composta por quatro ramos principais, a saber: (i) ressurgências, que transportam águas do fundo para superfície; (ii) correntes superficiais, que transportam águas de baixa densidade em direção às altas latitudes; (iii) regiões de formação de águas profundas (FAP), onde as águas se tornam mais densas e afundam; e (iv) correntes profundas, que transportam águas de alta densidade e fecham o *looping* desenvolvido pela AMOC (KUHLBRODT et al., 2007) (Figura 3).

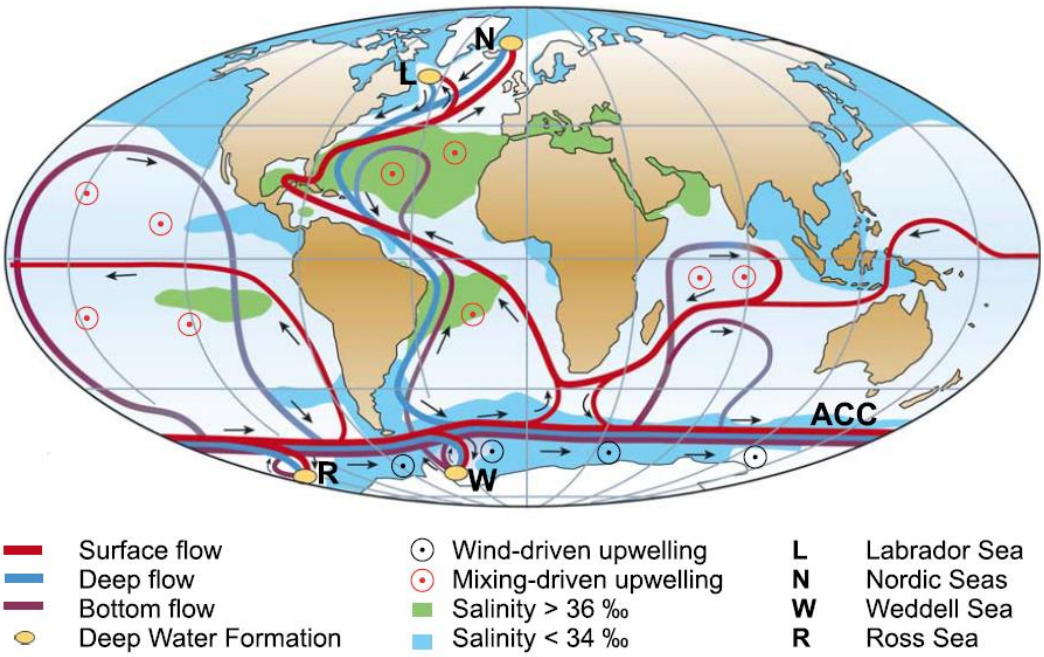

Figura 3 – Esboço simplificado do sistema de revolvimento global. No Atlântico, águas quentes e salinas fluem do Atlântico Sul em direção ao norte, para o Mar de Labrador e os Mares Nórdicos, sítios de formação de águas profundas (FAP), que fluem em maiores profundidades para o sul. Águas profundas formadas no Oceano Austral são extremamente densas e, portanto, se espalham em níveis mais profundos que aquelas formadas no Atlântico Norte (KUHLBRODT et al., 2007).

Os quatro ramos da AMOC estendem-se por todo o Atlântico nos dois hemisférios, formando um sistema de circulação com duas células de revolvimento, uma profunda - com a APAN - e outra abissal - com a Água Antártica de Fundo (AAF) (KUHLBRODT et al., 2007).

Kuhlbrodt et al. (2007) abordam em seu trabalho dois mecanismos (processos físicos) capazes de prover a energia necessária para sustentar a AMOC de forma estável em larga escala. São eles: (i) mistura turbulenta devido à ação de ventos e marés, provocando movimentos de pequena escala (ondas internas), que geram transporte de calor de massas superficiais para massas profundas, através de superfícies de igual densidade [circulação termohalina, proposta por Sandstrom (1916 apud KUHLBRODT et al., 2007) e Jeffreys (1925 apud KUHLBRODT et al., 2007)]; e (ii) ressurgência forçada pelo vento [defendida principalmente por Toggweiler e Samuels (1993, 1995, 1998 apud KUHLBRODT et al., 2007)], onde se acredita que grande parte da ressurgência oceânica é induzida por fortes ventos circumpolares de oeste no Oceano Austral, provocando um marcante transporte de águas na direção norte. Tal transporte é denominado de “transporte de Ekmam”, e ocorre perto da superfície oceânica. Os dois mecanismos citados encontram-se esquematizados na Figura 4 (KUHLBRODT et al., 2007).

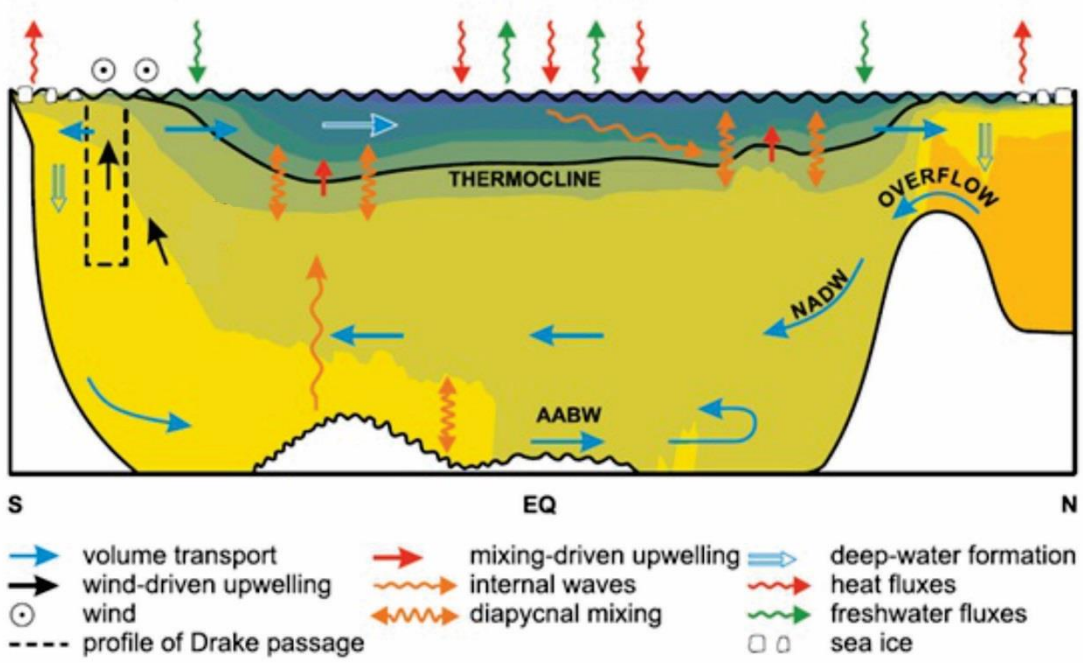

Figura 4 – Seção meridional idealizada do Oceano Atlântico. As setas representam diversos processos associados à *Atlantic Meridional Overturnig Circulation* (AMOC – em português também denominada Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico). O sombreamento de cor descreve um perfil de densidade média zonal derivada de dados observacionais (LEVITUS, 1982). A termoclina, região onde o gradiente de temperatura é grande, separa as águas superficiais menos densas e quentes das águas profundas mais densas e frias. Os dois principais mecanismos de ressurgência, forçada pelo vento e pela mistura, encontram-se representados. A ressurgência forçada pelo vento (w*ind-driven upwelling*) é consequência de um fluxo em direção ao norte das águas superficiais do Oceano Austral, o "transporte de Ekman", que é guiado pelos fortes ventos de oeste. Como o transporte de Ekman é divergente, águas ascendem do fundo. A mistura ao longo do gradiente de densidade, chamada de mistura através de isopicnais, provoca a ressurgência gerada pela mistura (*mixing-driven upwelling*), que é, em parte, também devido às ondas internas. A FAP ocorre nas altas latitudes do norte e do sul, originando a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN na figura representada pela sigla do inglês NADW) e a Água Antártica de Fundo (AAF, na figura representada pela sigla do inglês AABW), respectivamente. A recém formada APAN tem que fluir sobre um raso *sill* entre a Groenlândia, Islândia e Escócia (*overflow*) (Adaptado de Kuhlbrodt et al., 2007).

Os mesmo autores concluem que não apenas um, mas sim, ambos os mecanismos citados provavelmente influenciam a AMOC. Além disso, enfatizam que eles não determinam totalmente a extensão espacial e a força da AMOC, cujo afundamento nas altas latitudes do Hemisfério Norte também é influenciado por outros processos, tais como o resfriamento da atmosfera, precipitação, evaporação e derretimento de gelo (KUHLBRODT et al., 2007).

Em termos globais, a AMOC é responsável por 25% do transporte de calor meridional, sendo que no Atlântico seu transporte superficial de calor em direção ao norte é de 1,3 Petawatt (PW, sendo 1 PW = 10^{15} W) (GANACHAUD; WUNSCH, 2003).

Diante do exposto é possível afirmar que a AMOC possui um papel-chave no clima global. Ela exerce forte controle na estratificação e distribuição de massas de água, na quantidade de

calor que é transportada pelo oceano e no ciclo e estocagem de espécies químicas (e.g., CO_2 no fundo do mar) (KUHLBRODT et al., 2007). Ao longo das últimas décadas, observou-se marcante interesse pelo estudo das variações dessa circulação, bem como das consequências associadas as suas variações.

Bryden, Longworth e Cunnigham (2005) analisaram uma seção hidrográfica transatlântica ocupada em 2004, localizada em 25°N (da plataforma continental africana até Bahamas) e compararam seus resultados com aqueles obtidos na mesma seção, mas em períodos anteriores (i.e., 1957, 1981, 1992 e 1998). Eles observaram uma redução de 30% na intensidade da AMOC entre 1957 e 2004, que passou de 22,9 Sverdrups (Sv, onde 1 Sv = 10^6 m^3 s^{-1}) para 14,8 Sv. Um olhar detalhado sobre tal variação permite observar que na termoclina principal (acima de 1.000 m) o fluxo rumo ao sul aumentou de 13 Sv, em 1957, para 23 Sv, em 2004. Já nas águas mais profundas, o fluxo rumo ao sul associado com a porção superior da APAN (entre 1.000 e 3.000 m de profundidade) permaneceu praticamente constante, variando entre 9 e 12 Sv, enquanto o transporte da porção inferior da APAN (entre 3.000 e 5.000 m) diminuiu de 15 Sv, em 1957, para 7 Sv, em 2004.

No entanto, é importante ressaltar que a AMOC também apresenta consideráveis variações intra-anuais e, segundo Cunnigham et al. (2007), a seção hidrográfica de 2004 (BRYDEN; LONGWORTH; CUNNIGHAM, 2005) foi analisada justamente num momento do ano em que a AMOC estava mais fraca (14,8 Sv), se comparada com a média encontrada para a série temporal de 2004 a 2005 (19 Sv), estudada por eles. Sendo assim, Cunnigham et al. (2007) sugerem uma maior frequência intra-anual das análises efetuadas na seção ou mesmo um monitoramento contínuo, para que afirmações a respeito da intensidade da AMOC sejam mais acuradas.

Marcantes oscilações na intensidade da AMOC ocorridas no último período glacial e na posterior deglaciação (e.g., MCMANUS et al., 2004; LIPPOLD et al., 2009) foram relacionadas à mudanças abruptas no clima global (e.g., BARD, 2002; WANG et al., 2004; TIMMERMANN et al., 2007). Seu enfraquecimento mostrou-se capaz de afetar o clima de forma significativa, provocando, e.g., resfriamento das altas latitudes do Atlântico Norte (BARD et al., 2000), aquecimento da superfície do Atlântico Sul (CHIESSI et al., 2015), aumento das concentrações de CO_2 atmosférico (CO_{2atm}) (AHN; BROOK, 2008, 2014), alterações no fenômeno El-Niño (TIMMERMANN et al., 2007), na posição da ZCIT (VELLINGA; WOOD, 2002), nos ecossistemas marinhos de todo o Atlântico (SCHMITTNER, 2005) e no nível do mar no Atlântico Norte (LEVERMANN et al.; 2005).

A CB, objeto de estudo da presente Dissertação de Mestrado, representa um componente importante da AMOC, possuindo papel fundamental na transferência de energia entre os hemisférios (PETERSON; STRAMMA, 1991; CRONIN et al., 2010). Uma vez que a CB influencia e é influenciada pela AMOC (GARZOLI et al., 2013), ela tem se tornado alvo de estudos paleoceanográficos e paleoclimáticos, conforme proposto nesta Dissertação de Mestrado.

3.1.1.3 Corrente do Brasil

A CB representa o braço oeste do giro subtropical do Atlântico Sul e é caracterizada como uma das correntes de contorno oeste mais fracas do mundo (PETERSON; STRAMMA, 1991). Ela flui rumo ao sul ao longo das porções leste e sul da margem continental brasileira, carregando águas (sub)tropicais quentes, salinas e pobres em nutrientes (OLSON et al., 1988) (Figura 1).

A CB é originada a partir da bifurcação do SCSE em torno de 10-15°S (com fluxo de 4 Sv) e em ca. 38°S encontra-se com a Corrente das Malvinas (CM), onde sofre deflexão para sudeste e se distancia da margem continental, formando a Corrente do Atlântico Sul (CAS) (OLSON et al., 1988; STRAMMA; IKEDA; PETERSON, 1990; PETERSON; STRAMMA, 1991).

A CB transporta Água Tropical (AT) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS). A AT ocupa a camada de mistura, i.e., os primeiros 100 m da coluna de água, com temperatura média de 20 °C (graus Celsius), salinidade média de 36 PSU (do inglês, *Practical Salinity Unit*) e $\delta^{13}C$ de ca. 2‰ (LOCARNINI et al., 2013; ZWENG et al., 2013; KROOPNICK, 1985). Essa massa de água é originada por subducção nas regiões de transição dos trópicos-subtrópicos, criando um máximo de salinidade sobre as águas centrais nos trópicos (MEMERY et al., 2000; TOMCZAK; GODFREY, 2003).

A ACAS ocupa a termoclina permanente entre ca. 100 e 500 m de profundidade. Sua temperatura varia entre 6 e 20 °C, sua salinidade entre 34,6 e 36 PSU e seu $\delta^{13}C$ também é de ca. 2‰ (KROOPNICK, 1985; LOCARNINI et al., 2013; ZWENG et al., 2013). Foram identificados dois tipos de ACAS de acordo com sua densidade (STRAMMA et al., 2003). O tipo menos denso da ACAS, encontrado principalmente no giro subtropical do Atlântico Sul, é formado por subducção de um tipo leve de Água Modal Subantártica (AMSA) na porção sul do giro (GORDON, 1981; STRAMMA; ENGLAND, 1999) (Figura 5). Já o tipo mais denso

da ACAS é originado na porção sul do Oceano Índico e é trazido para o Atlântico Sul via Corrente das Agulhas (SPRINTALL;TOMCZAK, 1993).

Logo abaixo da CB (i.e., abaixo da termoclina permanente) encontra-se a Água Intermediária Antártica (AIA), que ocupa a coluna de água entre ca. 500 e 1.200 m de profundidade (STRAMMA; ENGLAND, 1999). A AIA é caracterizada como uma massa de água fria, de baixa salinidade e seus valores de $\delta^{13}C$ no Atlântico Sul são de ca. 0,6-0,7‰ (KROOPNICK, 1985; PIOLA; GEORGI, 1982; TOMCZAK; GODFREY, 2003). Ela é originada em torno do pico da porção sul da América do Sul por subducção da Água de Superfície Antártica (fria e de baixa salinidade) ao longo da Frente Polar Antártica, e também recebe contribuição do tipo mais denso da AMSA (GARABATO et al., 2009) (Figura 5). Após sua formação, a AIA sofre advecção pela Corrente Circumpolar Antártica (CCA) na Passagem de Drake e, então, é direcionada para o giro subtropical do Atlântico Sul pela CM (MCCARTNEY, 1977; STRAMMA; ENGLAND, 1999; TOMCZAK; GODFREY, 2003) (Figura 5).

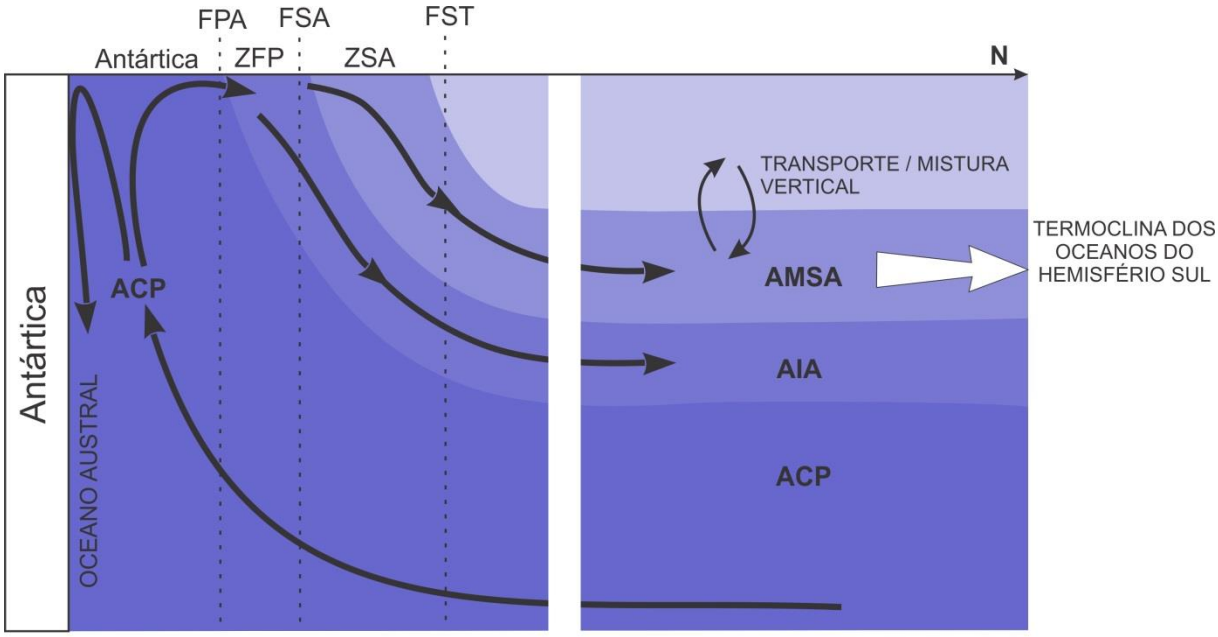

Figura 5 – Representação esquemática da ventilação e subducção de massas de água no Oceano Austral (Adaptado de Anderson et al., 2009). A Água Circumpolar Profunda (ACP) é trazida para a superfície através da ressurgência forçada pelos ventos de oeste, e então, passa a compor as águas superficiais Antárticas. Estas últimas são a fonte dominante das águas superficiais e intermediárias que deixam o Oceano Austral, i.e., Água Intermediária Antártica (AIA) e Água Modal Subantártica (AMSA). A AIA é originada por subducção ao longo da Frente Polar Antártica (FPA). AMSA é originada no inverno por convecção profunda ao norte da Frente Subantártica (FSA). O tipo mais leve da AMSA entra na termoclina do Hemisfério Sul e compõe as águas centrais, já o tipo mais denso é formado no leste do Pacífico Sul e é considerado precursor da AIA. FST: Frente Subtropical; ZFP: Zona da Frente Polar; ZSA: Zona Subantártica.

A CB apresenta um marcante ciclo anual de TSM. Próximo ao seu local de origem (17,5°S/36,5°O) a amplitude é de ca. 3 °C, aumentando em direção à Confluência Brasil-Malvinas (CBM) (33,5°S/45,5°O) para 5 °C, com águas quentes predominando durante o verão austral (LOCARNINI et al., 2010) (Figura 1). Já a salinidade da superfície do mar (SSM) apresenta um pequeno ciclo anual, com amplitude de ca. 0,2 PSU e valores levemente maiores durante o inverno austral se comparados com o verão. Não há uma tendência latitudinal clara (ANTONOV et al., 2010).

A variação na TSM usualmente é atribuída (i) ao ciclo anual de insolação; e (ii) às variações no transporte da CB (PROVOST; GARCIA; GARÇON, 1992; MATANO; SCHLAX; CHELTON, 1993; WAINER; GENT; GONI, 2000). O pico no transporte da CB ocorre em consonância com o aumento do fluxo de radiação solar durante o verão austral (PETERSON; STRAMMA, 1991; MATANO; SCHLAX; CHELTON, 1993). Dados paleoclimáticos sugerem que sua intensidade também parece ser afetada pelas variações na intensidade da AMOC (ARZ; PATZOLD; WEFER, 1999; CHIESSI et al., 2014).

3.1.2 América do Sul

3.1.2.1 Características gerais

Com uma população de ca. 406,7 milhões de habitantes, distribuída em 12 países e 3 territórios (UNITED NATIONS, 2013), e com ca. 17,8 milhões de km² de área (FAO, 2011) o continente sul americano, localizado predominantemente no Hemisfério Sul, estende-se desde poucos graus ao norte do Equador até as altas latitudes austrais. A considerável extensão desse continente permite a existência de diversos padrões de clima, incluindo tropical, subtropical e extratropical. Vários elementos podem influenciar o clima desse continente, conforme descrito a seguir (GARREAUD et al., 2009).

A Cordilheira dos Andes, disposta ao longo da costa oeste do continente é um dos elementos topográficos mais importantes, pois funciona como um obstáculo ao fluxo troposférico (em alguns pontos sua altitude ultrapassa 4 km). O Planalto Brasileiro é outro elemento topográfico importante, uma vez que afeta a circulação atmosférica de baixos níveis na região (sub)tropical do continente e, com sua grande massa continental em baixas latitudes (10°N – 25°S), facilita o desenvolvimento de intensas tempestades convectivas, que alimentam a maior floresta tropical do mundo, a Floresta Amazônica (GARREAUD et al., 2009).

O clima da América do Sul também sofre influência de elementos temporais e físicos. Dentre os temporais pode-se citar a variabilidade interanual, interdecadal e multidecadal (e.g., El Niño-Oscilação Sul, Oscilação Decadal do Pacífico, Oscilação Multidecadal do Atlântico), que afetam esse continente direta ou indiretamente. Já dentre os elementos físicos pode-se citar a TSM, e.g., anomalias positivas na precipitação sobre o SEAS estão comumente relacionadas a anomalias negativas na TSM das altas latitudes do Atlântico Norte (WANG et al., 2007; CHIESSI et al., 2009; STRÍKIS et al., 2011).

Os principais elementos atmosféricos que influenciam o clima da porção tropical da América do Sul são representados pelo Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) e seus principais componentes – a ZCIT, a ZCAS e o jato de baixos níveis sul-americano (GARREAUD et al., 2009). Enquanto a ZCIT é representada por um cinturão convectivo localizado na porção equatorial do Atlântico, a ZCAS é representada por um cinturão convectivo alongado de noroeste para sudeste originado na Bacia Amazônica, que se estende sobre a região norte do SEAS e sobre a porção adjacente do Atlântico Sul (Figura 6a e b). Já o jato de baixos níveis sul-americano é um fluxo de noroeste-sudeste, que transporta umidade do oeste da Bacia Amazônica em direção a porção subtropical do SEAS (ZHOU; LAU, 1998; CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004).

Tal sistema atua de forma sazonal, sendo que mais de 50% do total anual de precipitação sobre o SEAS ocorre durante o verão austral, associado a um SMAS fortalecido (ZCIT encontra-se na sua posição mais ao sul e a ZCAS encontra-se fortalecida) (ZHOU; LAU, 1998). Já no inverno austral, momento em que o SMAS encontra-se enfraquecido, a região de máxima precipitação se desloca para norte do Equador (em virtude da ZCIT estar em sua posição mais ao norte), enquanto a porção central do continente apresenta menor precipitação (GARREAUD et al., 2009).

A precipitação de inverno austral associada às atividades ciclônicas de médias latitudes originadas sobre o Atlântico Sul tem um papel secundário em relação à precipitação total que atinge o SEAS. Neste caso, incursões de massas de ar de latitudes médias geram chuvas que avançam para o norte ao longo da costa do Atlântico (VERA; VIGLIAROLO; BERBERY, 2002).

A variabilidade interanual na precipitação sobre o SEAS tem sido relacionada com o fenômeno El Niño-Oscilação Sul, considerando que mudanças interdecadais foram associadas com as flutuações na TSM do Atlântico Sul. Anos de El Niño forte e anomalias positivas na

TSM no oeste subtropical do Atlântico Sul têm sido relacionados com anomalias positivas de precipitação sobre o SEAS (ROBERTSON; MECHOSO, 2000; GRIMM, 2003).

3.1.2.2 Sistema de Monção da América do Sul

Um Sistema de Monção é caracterizado pela diferença de temperatura existente entre um certo continente e o oceano adjacente que produz reversão sazonal dos ventos em baixos níveis. O continente responde à insolação de forma rápida, aquecendo e resfriando em um período de tempo menor que o oceano o faz. Isto ocorre uma vez que a capacidade térmica do continente é menor que a do oceano (LAU; LI, 1984; WALLACE; HOBBS, 2006).

No verão, momento em que a radiação solar encontra-se fortalecida, há um rápido aquecimento do continente e um aquecimento mais lento do oceano, criando um gradiente de temperatura e pressão entre eles. No continente, tal aquecimento provoca a expansão e ascensão do ar superficial. Essa movimentação de ar cria uma zona de baixa pressão sobre o continente, que atrai ar do oceano (zona de alta pressão). O ar atraído também é aquecido, sofrendo expansão e ascensão. Esse movimento de ar oceano-continente traz umidade, contribuindo para as chuvas de Monção (LAU; LI, 1984; WALLACE; HOBBS, 2006).

No inverno, momento em que a radiação solar está mais fraca, há um rápido resfriamento do continente, enquanto o oceano ainda está aquecido, devido ao maior tempo necessário para que ele perca calor. Tal resfriamento aumenta a densidade do ar sobre o continente, provocando sua subsidência. Assim, uma zona de alta pressão instala-se sobre o continente, expulsando o ar em direção ao oceano (zona de baixa pressão). Tal movimentação de ar transporta umidade na direção continente-oceano, reduzindo as chuvas de Monção sobre o continente (LAU; LI, 1984; WALLACE; HOBBS, 2006).

No entanto, na América do Sul não ocorre a completa reversão sazonal dos ventos de baixos níveis tal como descrito acima, que é característica das Monções asiáticas. Ao longo do ano ocorre um deslocamento dos alísios no sentido oceano-continente, pois este último apresenta menor pressão que o oceano. Tal fenômeno tem sido chamado de “monsoon-like” (semelhante à Monção) ou SMAS (ZHOU; LAU, 1998; GARREAUD et al., 2009). Esse sistema também é marcado por apresentar variações sazonais, i.e., fortalecimento no verão austral e enfraquecimento no inverno austral (Figura 6a e b).

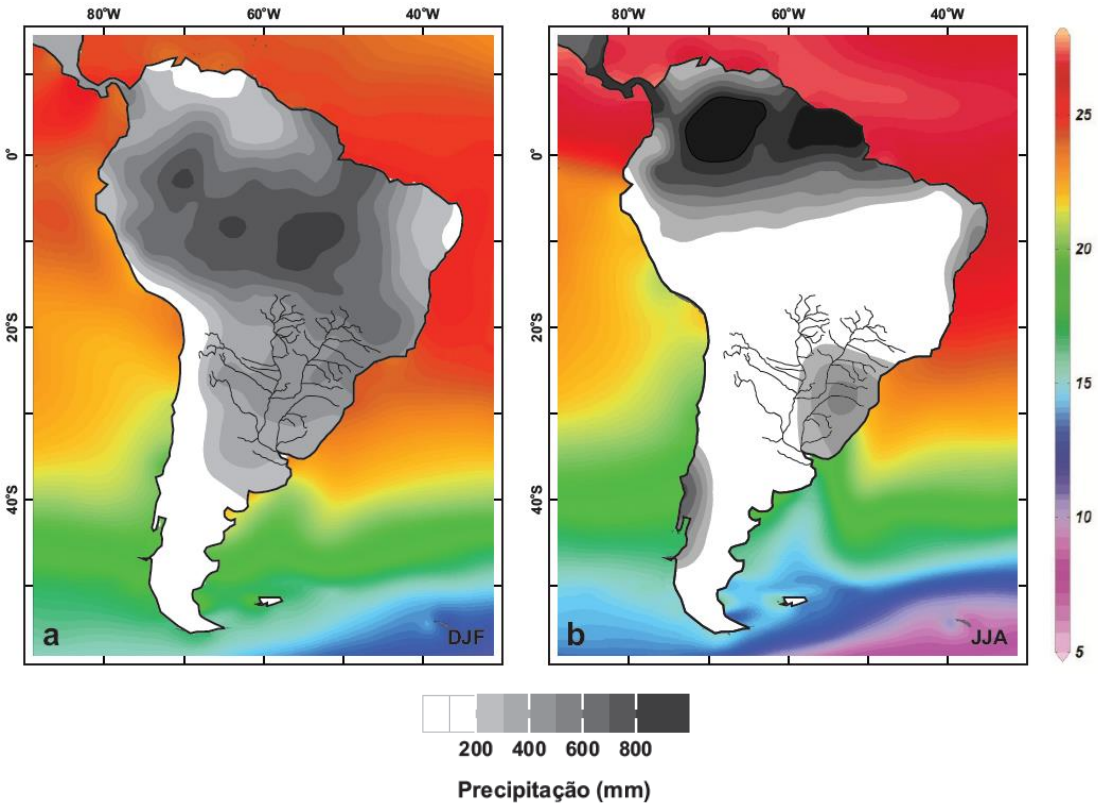

Figura 6 – Precipitação (escala de tons de cinza; Xie e Arkin, 1997) e temperatura da superfície marinha (escala de vermelho a violeta; Locarnini et al., 2013) para os períodos entre dezembro e fevereiro **(a)** e junho e agosto **(b)** para a América do Sul e os oceanos adjacentes, respectivamente.

O início do SMAS é marcado pela convecção profunda que se desenvolve primeiro sobre o noroeste da Bacia Amazônica na primavera austral tardia, e então progride para o SEAS. Durante a fase madura do SMAS (i.e., no verão austral), o fortalecimento de ventos de leste na troposfera superior causa um deslocamento para o sul da zona de maior precipitação em direção ao Altiplano e à porção sul da América do Sul, chegando até o norte da Argentina. Quando plenamente estabelecido, o SMAS engloba: (i) fortalecimento dos ventos alísios de nordeste; (ii) a intensificação dos jatos de baixos níveis de noroeste da América do Sul; (iii) um anticiclone na troposfera superior denominado "Alto da Bolívia"; e (iv) forte atividade convectiva associada ao desenvolvimento da ZCAS (ZHOU; LAU, 1998). A redução (aumento) da precipitação no sul do SEAS está associada a uma forte (fraco) ZCAS e a um deslocamento da mesma para o norte (sul). Além disso, o aquecimento (resfriamento) das TSMs na região entre 20 e 40°S e a oeste de 30°O no Atlântico Sul é usualmente acompanhado por um deslocamento da ZCAS em direção ao sul (norte) (ROBERTSON; MECHOSO, 2000; CHAVES; NOBRE, 2004).

3.2 Variabilidade oceanográfica e climática dos últimos ca. 33 ka

Os últimos ca. 33 ka estão inseridos no éon Fanerozóico, na era Cenozoica e no período Quaternário, sendo que os últimos 11,7 ka compreendem o Holoceno (dividido em inferior, médio e superior) e o restante se insere no Pleistoceno (o Pleistoceno estende-se desde 2,588 milhões até 11,7 ka AP) (ICS, 2014).

3.2.1 Variabilidade orbital

As variações climáticas de escala orbital ocorrem devido a alterações nos parâmetros orbitais terrestres. Elas também são conhecidas como ciclos de Milankovitch (MILANKOVITCH, 1920) e estão relacionadas com a quantidade de radiação solar recebida na Terra por latitude e por estação. São três os ciclos de Milankovitch, a saber: (i) ciclo de obliquidade (variação da inclinação do eixo de rotação da Terra), com periodicidade de 41 ka; (ii) ciclo de excentricidade (variação do formato da órbita da Terra em torno do Sol), com periodicidade de 100/413 ka; e (iii) ciclo de precessão (variação da posição dos solstícios e equinócios ao longo da órbita da Terra), com periodicidade de 23 ka. Registros geológicos mostram que nos últimos ca. 900 ka os ciclos glaciais e interglaciais foram controlados pela excentricidade (antes desse período tais ciclos eram controlados pela obliquidade). Já nas porções (sub)tropicais do planeta o ciclo de precessão é particularmente marcante (ZACHOS et al., 2001).

Diante do exposto, para o período de tempo (i.e., ca. 33 ka AP) e local [i.e., porção continental e margem continental do SEAS, i.e., região (sub)tropical] de interesse da presente Dissertação de Mestrado, o ciclo de Milankovitch mais relevante é o de precessão.

3.2.2 Variabilidade milenar

Eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar são característicos do último período glacial e da última deglaciação (BARKER et al., 2009). Eles foram primeiramente observados na década de 1970 em testemunhos de gelo advindos da Groenlândia. Mais tarde, no final da década de 1980, para obter um maior detalhamento acerca de tais eventos, dois sítios – GISP e GRIP – foram cuidadosamente escolhidos na mesma região para a coleta de mais testemunhos de gelo, que, até os dias atuais, são frequentemente usados como referência para muitos estudos paleoceanográficos e paleoclimáticos. Os eventos de mudanças climáticas

abruptas de escala milenar também foram descritos em testemunhos sedimentares marinhos advindos do Atlântico Norte, em estudos publicados nas décadas de 1980 e 1990 (RUDDIMAN, 2012).

Tais eventos são marcados por não possuírem periodicidade regular (diferente dos ciclos de Milankovitch) e apresentarem um início abrupto, no qual a maioria das mudanças no clima ocorrem num período entre 10 e 200 anos (STEFFENSEN et al., 2008), apresentando ampla magnitude (8-15 °C na Groenlândia) (HUBER et al., 2006).

São descritos dois tipos de eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar, os *stadials* e os *interstadials*. Os *stadials* são caracterizados por episódios de rápido resfriamento, descarga de icebergs (entrada de água doce) e formação de depósitos de *ice-rafted debris* (IRD) nas altas latitudes do Hemisfério Norte; bem como pela diminuição da precipitação monçônica desse mesmo hemisfério [e.g., *Younger Dryas* (YD) e eventos *Heinrich Stadial* (HS)]. Em contrapartida, durante tais eventos, há um aumento da precipitação monçônica do Hemisfério Sul. Os *interstadials* são caracterizados por episódios de rápido aquecimento nas altas latitudes do Hemisfério Norte, bem como pelo aumento da precipitação monçônica desse hemisfério [e.g., evento *Bølling–Allerød* (BA), que representa um dos eventos quentes chamados de *Dansgaard-Oeschger* (D-O)]. Já com relação ao Hemisfério Sul, em tais eventos há uma redução da precipitação monçônica (GONI; HARRISON, 2010; PERRETTI et al., 2015).

Muito provavelmente os eventos descritos acima estão associados a dois fenômenos na área de influência do Oceano Atlântico, a saber: (i) dipolo existente entre os oceanos Atlântico Norte e Sul, em resposta às variações na intensidade da AMOC; e (ii) variações na precipitação das regiões (sub)tropicais, devido à migração da ZCIT (WANG et al., 2007) e fortalecimento da ZCAS (CHAVES; NOBRE, 2004; CHIESSI et al., 2009).

Tratando-se dos *stadials*, os quatro últimos eventos HS são os mais relevantes para o contexto da presente Dissertação de Mestrado, sendo os dois primeiros de forma direta e os dois últimos de forma indireta. São eles, a saber: (i) HS3, entre ca. 32,7 (GONI; HARRISON, 2010) e 29,0 (SARNTHEIN et al., 2001) ka calibrados (cal) AP; (ii) HS2, entre ca. 26,5 (GONI; HARRISON, 2010) e 23,4 ka cal AP (SARNTHEIN et al., 2001); (iii) HS1, entre ca. 18,1 e 14,67 ka cal AP (SARNTHEIN et al., 2001); e (iv) YD, entre ca. 12,9 e 11,7 ka cal AP (RASMUSSEN et al., 2006).

3.2.3 Atlântico Sul

Considerando que a precessão é o ciclo de Milankovitch de interesse dessa Dissertação de Mestrado e que até o presente nenhum registro indica marcante presença deste ciclo na CB, essa seção abordará apenas a variabilidade climática de escala milenar ou de período mais curto.

3.2.3.1 Atlantic Meridional Overturning Circulation

A variabilidade climática de escala milenar se desenvolve primeiramente nos oceanos e então é transmitida para os demais compartimentos terrestres (BARKER et al., 2009). Acredita-se que exista um efeito "gangorra" (do inglês, *bipolar seesaw*) entre os dois hemisférios, no qual em períodos de resfriamento no Hemisfério Norte (Hemisfério Sul) observa-se um aquecimento no Hemisfério Sul (Hemisfério Norte). O agente que move essa "gangorra" é representado pelas variações na intensidade da AMOC, que afetam a distribuição de calor entre os oceanos Atlântico Sul e Atlântico Norte em escala milenar (BROECKER, 1998; LIU et al., 2009).

Quando ocorre um enfraquecimento (fortalecimento) da AMOC, por exemplo por entrada de grande quantidade de água doce no Atlântico Norte, há um decréscimo (acréscimo) do transporte de calor em direção ao Atlântico Norte. O resultado desse fenômeno é um acúmulo de calor no Hemisfério Sul, tornando as TSMs do Atlântico Sul relativamente mais quentes que as do Atlântico Norte (VELLINGA; WOOD, 2002). Tal mecanismo de variação de temperatura é registrado de forma abrupta na Groenlândia e de forma mais gradual fora dos trópicos do Hemisfério Sul, bem como na Antártica. Acredita-se que esse comportamento gradual ocorra devido à maior capacidade térmica do Atlântico Sul, se comparado ao Atlântico Norte, mostrando o papel fundamental que aquele oceano desempenha nas variações climáticas de escala milenar (STOCKER; JOHNSEN, 2003).

Recentemente, Böhm et al. (2015) estudaram as variações na intensidade da AMOC durante os últimos 140 ka por meio da combinação da análise de isótopos de neodímio contidos na água do mar e da razão $^{231}Pa/^{230}Th$ (quanto maior a razão, menor é a intensidade da AMOC, indicando uma APAN com fluxo mais lento e, possivelmente, mais rasa) obtida a partir de um testemunho sedimentar da porção noroeste subtropical do Atlântico (Bermuda Rise, sítio ODP 1063; 33°41'N/57°37'O; 4.584 m de profundidade). Eles sugeriram três possíveis modos de funcionamento da AMOC, a saber: (i) modo quente (do inglês, *warm mode*), onde atuam a

APAN e a AAF; (ii) modo frio (do inglês, *cold mode*), onde atuam a APAN e a AAF, mas a primeira encontra-se enfraquecida e mais rasa; e (iii) modo desligado (do inglês, *off mode*, também chamado de *Heinrich mode*), onde atua apenas a AAF (Figura 7).

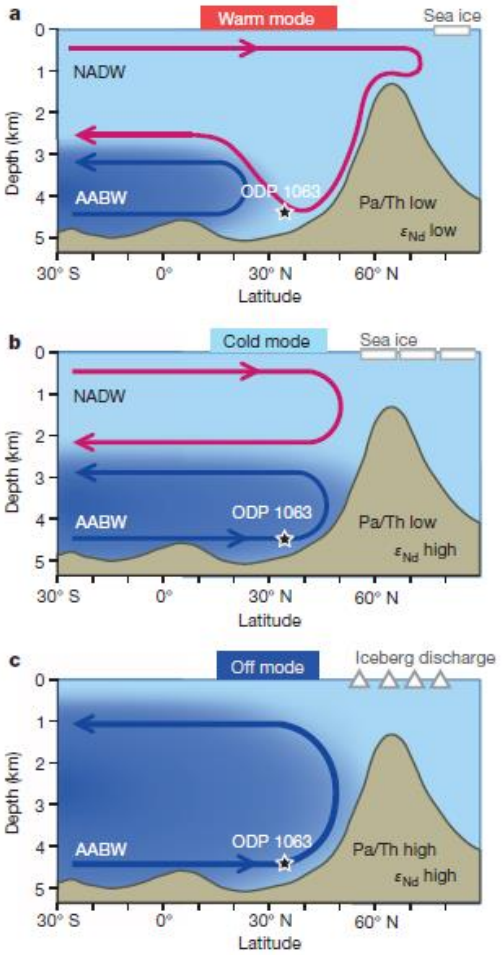

Figura 7 – Modos conceituais de funcionamento da AMOC. Os diagramas descrevem a interação das massas de água profundas originadas no norte (vermelho) e no sul (azul), que banham o testemunho sedimentar ODP 1063 (estrela preta). **(a)** O modo quente é dominado pela ventilação profunda com a presença da APAN (na figura representada pela sigla do inglês NADW). Isto é refletido na posição do sítio ODP 1063 pelos baixos valores de $^{231}Pa/^{230}Th$ e ε_{Nd}; **(b)** O modo frio foi caracterizado por uma ativa, mas rasa, célula de circulação norte, resultando em uma assinatura ε_{Nd} significativamente mais positiva, e um ligeiro aumento de $^{231}Pa/^{230}Th$; e **(c)** O modo desligado representa praticamente o colapso da formação da APAN e a dominância das águas de origem sul em profundidades intermediárias e profundas do Atlântico Norte (a AAF está representada na figura pela sigla do inglês AABW). Nesse modo o ε_{Nd} não difere do modo frio, mas a taxa $^{231}Pa/^{230}Th$ aumenta significativamente (BÖHM et al., 2015).

Seus resultados mostraram que, diferente do que se pensava, não são todos os eventos HS que estão relacionados ao modo desligado da AMOC. A maioria dos eventos HS (i.e., HS10 à HS3 e YD) analisados por eles ocorreram em períodos de transição entre o modo quente e o modo frio da AMOC, apresentando valores relativamente baixos da razão $^{231}Pa/^{230}Th$. Além disso, os autores sugerem que a AMOC apenas atinge seu modo desligado quando um limiar é alcançado, não sendo suficiente apenas a entrada de *icebergs* no Atlântico Norte para desencadear seu colapso. Tal limiar compreende a dominância da AAF nas águas profundas do Atlântico Norte, um pico de máxima extensão de gelo (continental e marinho) e o nível do mar estar em torno de 80-100 m abaixo do atual (e.g., HS11, HS2 e HS1).

McManus et al. (2004) também observaram momentos de enfraquecimento da AMOC por meio de um testemunho sedimentar do Atlântico Norte (porção subtropical - Bermuda Rise; OCE326-GGC5; 33°42'N/57°35'O; 4.550 m de profundidade), mas para os últimos 20 ka. Para identificar as mudanças na intensidade dessa circulação eles também utilizaram a razão $^{231}Pa/^{230}Th$.

Os resultados obtidos por estes autores mostram que durante o Último Máximo Glacial (UMG, ca. 23 e 19 ka AP) (MIX; BARD; SCHNEIDER, 2001) a AMOC esteve ca. 30-40% mais fraca, se comparada com o Holoceno. E, conforme corroborado por Böhm et al. (2015), os dois episódios frios no Hemisfério Norte ocorridos durante a última deglaciação não são de igual magnitude, sendo que um deles (i.e., HS1) está relacionado com o colapso da AMOC, enquanto o outro (i.e., YD) está relacionado com a redução parcial da sua intensidade (MCMANUS et al., 2004) (Figura 8).

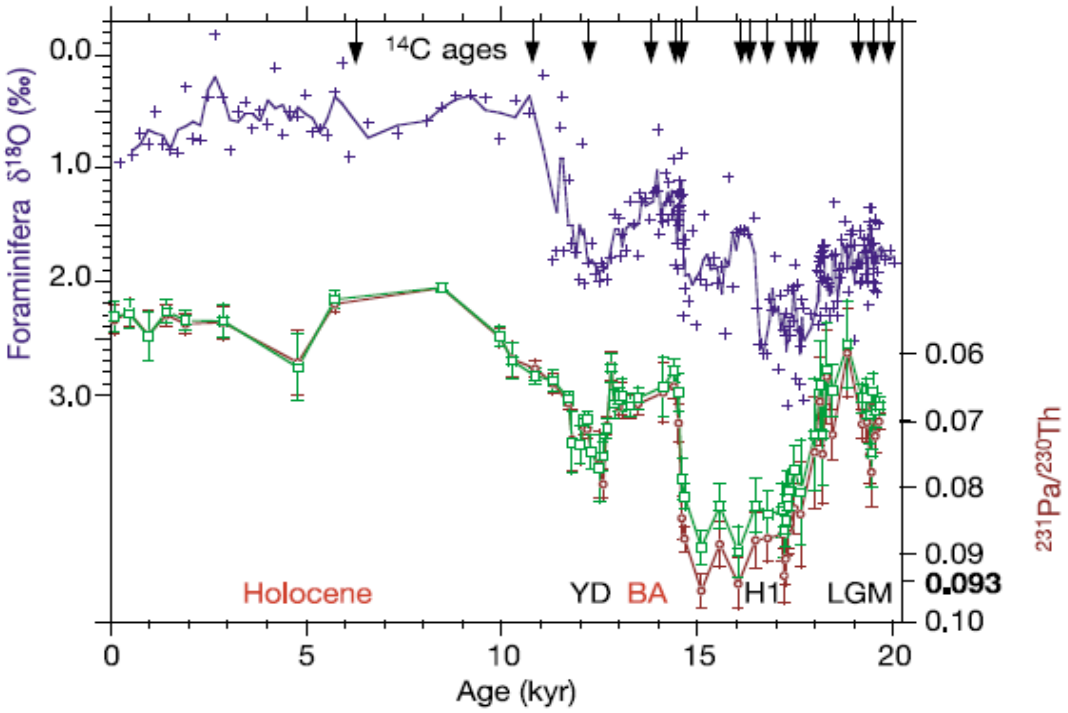

Figura 8 – Dados isotópicos do testemunho sedimentar OCE326-GGC5. Os dois eixos, $\delta^{18}O$ e $^{231}Pa/^{230}Th$, estão invertidos. As flechas pretas indicam onde foram realizadas datações ^{14}C. Os rótulos acima do eixo inferior indicam intervalos climáticos significativos: Holoceno; *Younger Dryas* - YD (frio no Hemisfério Norte); *Bølling–Allerød* – BA (quente no Hemisfério Norte); *Heinrich Stadial* 1 – HS1 (descarga de *icebergs* no Atlântico Norte); Último Máximo Glacial – UMG (na figura representado pela sigla do inglês LGM) (MCMANUS et al., 2004).

O episódio no qual a mudança na intensidade da AMOC se deu de forma mais abrupta ocorreu durante o HS1 (ca. 17,5 ka AP), quando a razão $^{231}Pa/^{230}Th$ indica um colapso

praticamente total dessa circulação, que durou mais de 2 ka. Em ca. 14,7 ka AP houve o restabelecimento da AMOC, em consonância com o início do evento BA (MCMANUS et al., 2004) (Figura 8).

O outro episódio de redução da intensidade da AMOC se deu durante o YD (ca. 12,7 ka AP). Mas aqui, apesar da variação ter sido abrupta, sua intensidade e duração foram menores que a do HS1, implicando em uma desintensificação apenas parcial dessa circulação. O YD também foi seguido por um período de restabelecimento da intensidade da AMOC (MCMANUS et al., 2004) (Figura 8).

Durante tais eventos frios do Hemisfério Norte citados acima (i.e., HS1 e YD), registros do Hemisfério Sul (Antártica) apresentaram efeitos opostos aos observados no Hemisfério Norte, porém com variações mais graduais de temperatura. Estudos baseados na comparação de simulações transientes com registros paleoclimáticos e paleoceanográficos advindos de testemunhos de gelo e marinhos (LIU et al., 2009; HE et al., 2013) observaram a resposta térmica dos hemisférios às variações em diversos parâmetro naturais, inclusive em relação às variações na intensidade da AMOC, durante a primeira metade do último deglacial (19-14,3 ka AP). Os resultados mostraram que praticamente todo o aquecimento do início do deglacial observado no Hemisfério Sul entre 19-17 ka AP foi resultado da brusca redução da intensidade da AMOC, devido à uma grande entrada de água doce nas altas latitudes do Atlântico Norte durante o evento HS1, provocando um resfriamento desse hemisfério e um aquecimento do Hemisfério Sul. Devido à “gangorra” existente entre os hemisférios, o Hemisfério Sul começou a aquecer ca. 1 ka antes que o Hemisfério Norte. Tal redução da intensidade da AMOC foi seguida pelo aumento das concentrações de CO_{2atm} entre 17-15 ka AP (bem como pela redução da entrada de água doce nas altas latitudes do Hemisfério Norte), que provocou um aumento, agora em fase, das temperaturas de ambos os hemisférios (LIU et al., 2009; HE et al., 2013). Posteriormente ocorreu o evento BA, com a restituição da intensidade da AMOC, chegando até a superar a intensidade vigente durante o UMG em 6 Sv (ca. 14,35 ka AP) (LIU et al., 2009).

Tal sucessão de acontecimentos propiciou o término do período glacial (LIU et al., 2009; HE et al., 2013), mostrando que a “gangorra” existente entre os hemisférios não contribui apenas para mudanças de escala milenar, mas também orbital (glacial e interglacial) (BARKER et al., 2009).

Barker et al. (2009) analisaram um testemunho sedimentar do sudeste do Atlântico Sul, na margem norte da CCA (posição moderna) (TNO57-21; 41,1°S/7,8°L; 4.981 m de

profundidade), durante os últimos ca. 30 ka, a fim de capturar esse comportamento antifásico entre os hemisférios (em especial entre o Atlântico Norte e Sul) durante eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar. Eles compararam seus resultados com outros registros disponíveis na literatura (Figura 9).

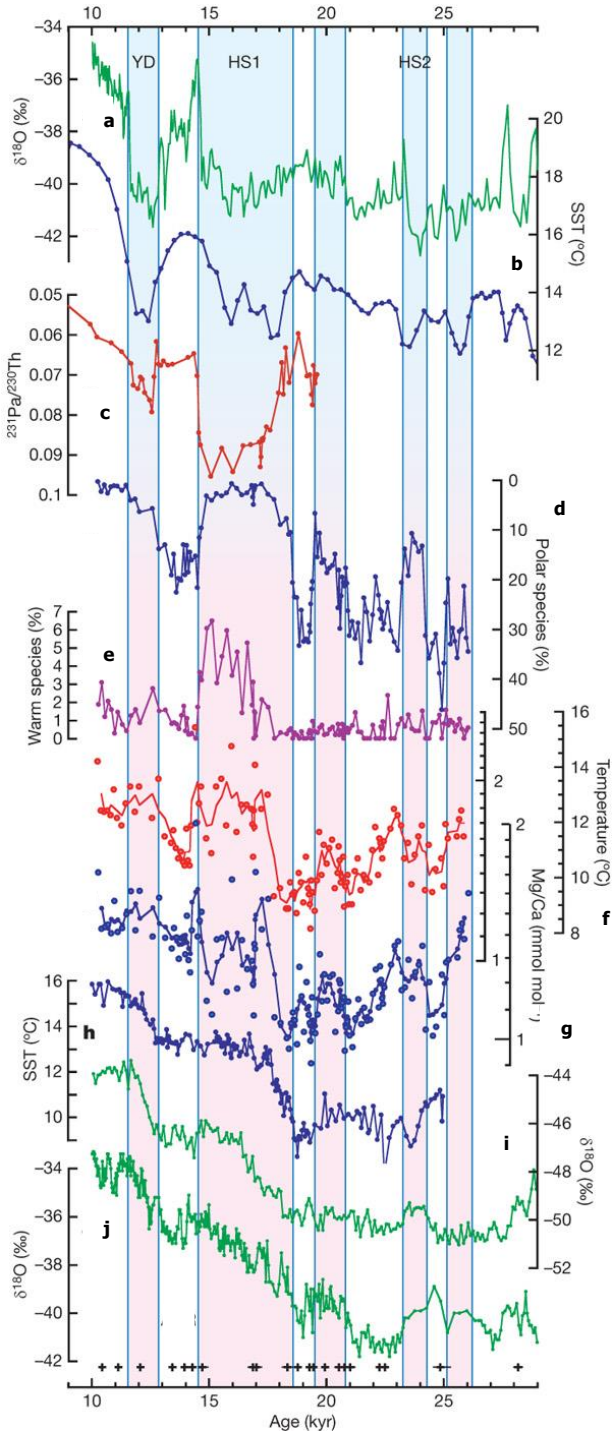

Figura 9 – Registros do testemunho sedimentar marinho TNO57-21 e outros registros para temperatura e circulação no Oceano Atlântico. **(a)** Temperatura na Groenlândia (testemunho de gelo GISP2) (STUIVER; GROOTES, 2000); **(b)** Temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico Norte (testemunho SU8118) (BARD et al., 2000); **(c)** Intensidade da AMOC (MCMANUS, 2004) (valores altos de $^{231}Pa/^{230}Th$ indicam enfraquecimento da AMOC); **(d)** Porcentagem de espécies de foraminíferos polares no TNO57-21; **(e)** Porcentagem de espécies de foraminíferos de águas quentes no TNO57-21; **(f)** Temperatura de calcificação em *G. bulloides*, ajustado para dissolução no TNO57-21; **(g)** Valores de Mg/Ca em *G. bulloides* no TNO57-21; **(h)** TSM no Sudeste do Pacífico (LAMY et al., 2007); e **(i)** e **(j)** Temperaturas na Antártica, testemunhos de gelo EDML (EPICA Community Members, 2006) e Byrd (JOHNSEN et al., 1972; BLUNIER; BROOK, 2001). Os símbolos pretos na base do painel indicam pontos-controle. Os retângulos sombreados representam períodos quentes ou de aquecimento no sul de acordo com os registros de Barker et al. (2009) (Adaptado de Barker et al., 2009).

A Figura 9 mostra o comportamento fora de fase dos hemisférios. Nos eventos frios registrados no Hemisfério Norte (i.e., HS2, HS1 e YD) é possível observar: (a) uma redução do $\delta^{18}O$ do testemunho da Groenlândia, indicando expansão do gelo; (b) uma redução na TSM do Atlântico Norte; (c) um enfraquecimento da AMOC; (d) uma redução na presença de espécies de foraminíferos polares no TNO57-21, indicando aquecimento do sudeste do Atlântico Sul; (e) um aumento de espécies de foraminíferos de águas quentes no TNO57-21, indicando aquecimento do sudeste do Atlântico Sul; (f e g) um aumento na razão Mg/Ca em foraminíferos do TNO57-21, indicando aquecimento do sudeste do Atlântico Sul; (h) um aumento na TSM registrada no sudeste do Pacífico; e (i e j) um aumento do $\delta^{18}O$ de dois testemunhos de gelo da Antártica, indicando retração do gelo.

Arz, Patzold e Wefer (1998) também analisaram um testemunho sedimentar do Hemisfério Sul, mas este é advindo da margem nordeste brasileira, sob a influência da CNB (*composite* GeoB3104-1/GeoB3912-1; 3,4°S/37,4°O; 767 m de profundidade), e compreende os últimos 85 ka. O objetivo foi identificar a relação existente entre variações na CNB e pulsos positivos de sedimentação de materiais terrígenos (Ti e Fe) em tal testemunho.

Para quantificar a sedimentação de elementos terrígenos e assim inferir sobre variações climáticas de escala milenar no nordeste brasileiro, Arz, Patzold e Wefer (1998) utilizaram as razões Ti/Ca e Fe/Ca (Figura 10).

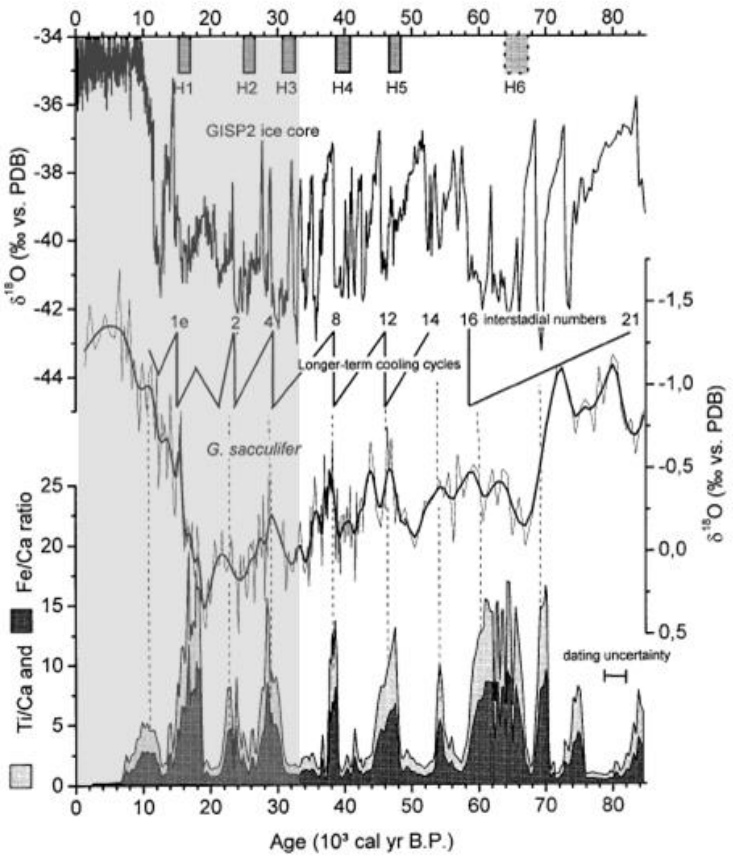

Figura 10 – Comparação entre $\delta^{18}O$ de *G. sacculifer* com as razões Ti/Ca e Fe/Ca (o registro Ti/Ca foi multiplicado por quatro) do testemunho sedimentar GeoB3104-1/3912-1 e $\delta^{18}O$ do testemunho de gelo GISP2 (GROOTES et al., 1993). Os períodos dos eventos HS foram determinados por Vidal et al. (1997) e os ciclos esquemáticos de resfriamento de longo prazo por Bond et al. (1993). Há uma tentativa de correlação dos registros por linhas tracejadas verticais pretas. O retângulo cinza destaca o período de interesse dessa Dissertação de Mestrado [i.e., cerca de (ca.) 33.000 anos (ka) antes do presente (AP)] (Adaptado de Arz, Patzold e Wefer, 1998).

A Figura 10 mostra que os momentos de pulsos positivos de sedimentação registrados no testemunho GeoB3104-1/3912-1 ocorreram em consonância com os eventos HS, para os quais foram descritas reduções em $\delta^{18}O$ dos testemunhos de gelo da Groenlândia (expansão do gelo e resfriamento das altas latitudes do Hemisfério Norte) e também em $\delta^{18}O$ do testemunho sedimentar marinho de Arz, Patzold e Wefer (1998) (possivelmente associada a um aumento da temperatura do oeste do Atlântico Tropical).

Weldeab, Schneider e Kolling (2006) analisaram um testemunho sedimentar marinho (GeoB3129/3911; 4,4°S/36,4°O; 830 m de profundidade) próximo ao testemunho de Arz, Patzold e Wefer (1998), no oeste do Atlântico Tropical, compreendendo os últimos 21 ka. Tal testemunho também está localizado sob a influência da CNB. Este autores identificaram variações na TSM, mas também na SSM, durante o período estudado (Figura 11).

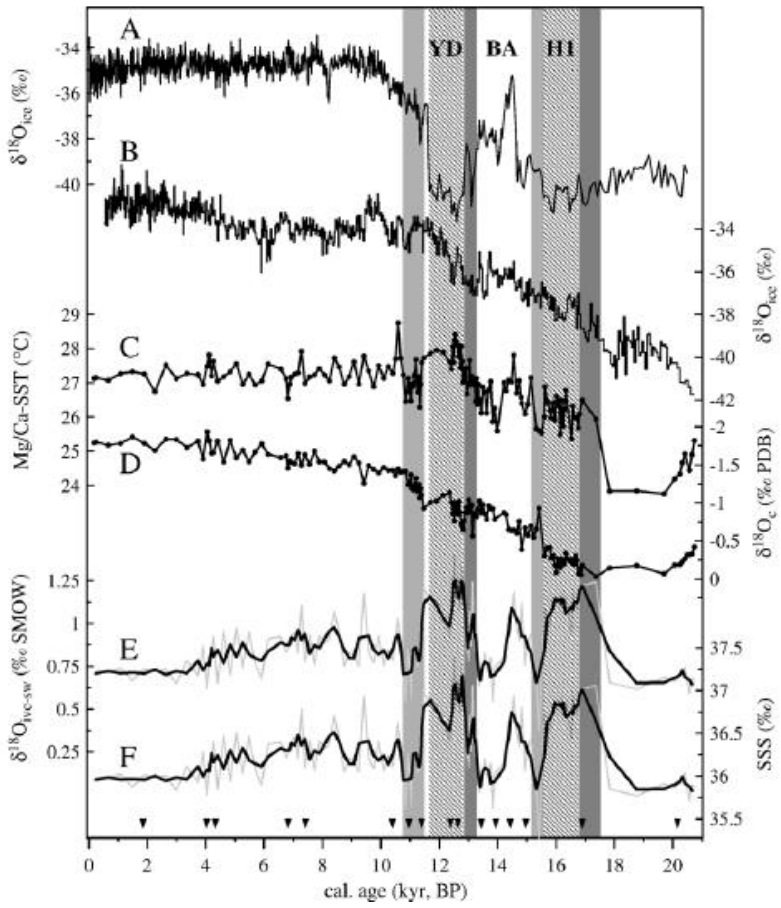

Figura 11 – Registros climáticos do testemunho sedimentar marinho GeoB3129-3911 para os últimos 21 ka comparados com registros de testemunhos de gelo de altas latitudes. **(a)** e **(b)** $\delta^{18}O$ do testemunho de gelo GISP2 (Groenlândia) (GROOTES et al., 1993) e da estação Byrd (Antártica) (BLUNIER; BROOK, 2001), respectivamente; **(c)** Registro de Mg/Ca–TSM de *Globigerinoides ruber white* (*G. ruber w*) do testemunho GeoB3129-3911; **(d)** $\delta^{18}O_c$ de *G. ruber w* do testemunho GeoB3129-3911; **(e)** Composição isotópica da superfície da água do mar local corrigida para mudanças no volume global de gelo ($\delta^{18}O_{ivc-sw}$), a linha em negrito indica a média móvel de três pontos; e **(f)** Estimativa da SSM usando a relação $\delta^{18}O_{sw-salinity}$ moderna no oeste tropical/subtropical do Atlântico. A linha em negrito indica a média móvel de três pontos. Pontos de controle de idade (datações por radiocarbono) do modelo de idades estão indicados por triângulos na base do painel. As áreas hachuradas mostram os intervalos do HS1 e do YD. O período de ocorrência considerado para o HS1 é 16.9–15.4 ka calibrados (cal) AP, para o BA é 15.4–12.9 ka cal AP e para o YD é 12.9–11.6 ka cal AP (WELDEAB; SCHNEIDER; KOLLING, 2006).

Em 17,5 ka AP (i.e., HS1) os registros de Weldeab, Schneider e Kolling (2006) mostram um aquecimento de aproximadamente 2,2 °C (24 °C para 26,2 °C), bem como um aumento da salinidade em 0,5‰, em ca. 500 anos, indicando mudanças significativas no oeste do Atlântico Tropical, que foram praticamente sincrônicas com um brusco resfriamento das altas latitudes do Hemisfério Norte (HS1) (Figura 11). Tais registros também estão em sincronismo com o aumento da temperatura da superfície do ar sobre a Antártica (BLUNIER; BROOK,

2001), bem como com o aumento da TSM e retração do gelo no sul do Atlântico Sul (KANFOUSH, et al., 2000) (Figura 11).

No YD, a TSM e a SSM do oeste do Atlântico Tropical também aumentaram (Figura 11), caindo no final desse período, juntamente com o fortalecimento da AMOC.

No Holoceno, a TSM permaneceu relativamente estável, variando entre 27 °C e 27,7 °C. Já a SSM decresceu até ca. 3 ka AP (Figura 11).

Weldeab, Schneider e Kolling (2006) acreditam que o calor e a salinidade da CNB, o enfraquecimento da AMOC, o deslocamento da ZCIT para sul do Equador acoplado com o fortalecimento dos alísios de nordeste durante o HS1 e YD, resultaram no acúmulo e estagnação de massas de água quentes e salinas no oeste da porção tropical do Atlântico.

Tal série de acontecimentos evidencia que mudanças na intensidade do SMAS (deslocamento da ZCIT acoplado com variações na intensidade dos alísios de nordeste) em escala milenar são também registradas no Atlântico Sul, representadas pela variação da TSM, onde em momentos de fortalecimento (enfraquecimento) do SMAS observa-se um aumento (diminuição) da TSM, bem como da salinidade.

3.2.3.2 Corrente do Brasil

A CB influencia e é influenciada pela AMOC, um elemento fundamental para o clima global (GARZOLI et al., 2013). Arz, Patzold e Wefer (1999) sugeriram que, durante a última deglaciação, eventos de marcante enfraquecimento (fortalecimento) da AMOC estariam relacionados a anomalias negativas (positivas) na TSM das altas latitudes do Atlântico Norte, que por sua vez, estariam associadas a um fortalecimento (enfraquecimento) da CB e a um enfraquecimento (fortalecimento) da CNB.

Chiessi et al. (2014) comprovaram tal hipótese para a CB durante o Holoceno tardio (últimos ca. 5 ka) ao estudarem variações dessa corrente por meio de testemunhos sedimentares localizados em 27°S e 32°S (este último coletado praticamente na mesma posição do testemunho sedimentar investigado por esta Dissertação de Mestrado). Seus resultados mostram que a TSM e a SSM da camada de mistura (i.e., AT) da CB nas duas localidades estudadas oscilaram em fase, com periodicidade de 730 anos. Os autores relacionaram tais oscilações na TSM (ca. 3 °C) em escala secular com variações da intensidade da CB, de maneira análoga às variações na estrutura da CB devido ao seu ciclo anual atual (ver seção 3.1.1.3). Já as oscilações da SSM (ca. 0,8 ‰) não podem ser comparadas às oscilações do

presente, uma vez que esses valores para os dias atuais apresentam-se praticamente estáveis ao longo do ano. Os autores sugeriram que as oscilações de SSM durante o Holoceno tardio estariam relacionadas a períodos repetidos de fortalecimento da CB (periodicidade de ca. 730 anos) e enfraquecimento da CNB em virtude do enfraquecimento da AMOC, que provavelmente resultou na redução da capacidade dessa circulação em transportar sal em direção às altas latitudes do Atlântico Norte. Diante do exposto, períodos de alta TSM e SSM durante o Holoceno tardio estariam relacionados a períodos de fortalecimento da CB.

Foi ainda sugerido que o aquecimento da porção oeste do Atlântico Sul fortalece a atividade da ZCAS e causa o deslocamento para sul da ZCIT. Como resultado tem-se um aumento da precipitação sobre SEAS (CHAVES; NOBRE, 2004; MARENGO, 2004; ZHANG; DELWORTH, 2005; CHIESSI et al., 2009).

Adicionalmente, modelos climáticos numéricos mostram que durante períodos de enfraquecimento da AMOC a posição média da ZCIT foi deslocada para sul, promovendo anomalias positivas de transporte de umidade para a Bacia Amazônica (ZHANG; DELWORTH, 2005), o que também acaba por contribuir para o fortalecimento da ZCAS (MARENGO, 2004).

No entanto, o comportamento antifásico entre a CB e a CNB não foi observado no estudo de Chiessi et al. (2015) para toda a Terminação 1 (i.e., entre 19 e 11,7 ka AP). Baseados em um testemunho sedimentar sob a influência da CB [GeoB6211-2, um dos testemunhos sedimentares estudados por Chiessi et al. (2014)], Chiessi et al. (2015) descreveram um aumento da TSM durante o HS1, e uma diminuição do mesmo parâmetro durante o evento BA. Mas, ao compararem seus resultados com aqueles produzidos por Weldeab, Schneider e Kolling (2006) para a CNB (testemunho sedimentar apresentado na seção 3.2.3.1, localizado em ca. 4°S), curiosamente, observaram que durante tais eventos a CB e a CNB oscilaram em fase. Tal descoberta contraria Arz, Patzold e Wefer (1999), uma vez que tais autores sugerem que durante o HS1 houve um fortalecimento da CB e um enfraquecimento da CNB, em virtude do enfraquecimento da AMOC.

No entanto, para o YD, os registros de Weldeab, Schneider e Kolling (2006) e Chiessi et al. (2015) apresentaram comportamento antifásico. Enquanto Weldeab, Schneider e Kolling (2006) descrevem um aumento da TSM, Chiessi et al. (2015) descrevem uma diminuição do mesmo parâmetro. Diferente deste último, os registros da CB de Arz, Patzold e Wefer (1999) para o YD sugerem um aumento da TSM, uma vez que seus dados de $\delta^{18}O$ em foraminíferos planctônicos apresentam-se mais negativos.

Diante do exposto, vale ressaltar que: (i) Arz, Patzold e Wefer (1999) basearam suas sugestões exclusivamente em dados de $\delta^{18}O$ em foraminíferos planctônicos, não dispondo de dados de TSM. Já Weldeab, Schneider e Kolling (2006) e Chiessi et al. (2015) basearam-se em ambos os métodos (i.e., $\delta^{18}O$ em foraminíferos planctônicos e análises de Mg/Ca); (ii) o testemunho sedimentar austral analisado por Arz, Patzold e Wefer (1999) está localizado 12° ao norte do testemunho de Chiessi et al. (2015), e tal fato pode ser crucial para resolver as diferenças encontradas entre os estudos; e (iii) o oeste do Atlântico Sul parece responder de forma distinta aos diferentes eventos milenares de variação na intensidade da AMOC.

Ainda são raros os estudos que abordam diretamente a variabilidade da CB para períodos anteriores ao UMG. Toledo, Costa e Pivel (2007) contribuíram para diminuir esta lacuna e registraram importantes flutuações na salinidade da margem continental brasileira entre 14° e 25°S durante os últimos 30 ka, sem, no entanto, notarem variações significativas na TSM. Estes autores relacionaram variações na CB com alterações na intensidade da AMOC, deslocamentos da ZCIT e oscilações do SMAS.

3.2.4 América do Sul

A evolução da precipitação na área continental de interesse dessa Dissertação de Mestrado, i.e., SEAS, foi tópico direto e indireto de diversos estudos paleoclimáticos (e.g., BEHLING, 2002; PESSENDA et al., 2004, 2009; CRUZ et al., 2005, 2007; WANG et al., 2007; CHIESSI et al., 2009, 2010; PRADO et al., 2013a, 2013b). Enquanto alguns estudos mostram condições secas desde o UMG até o Holoceno Médio (LEDRU; BERTAUX; SIFEDDINE, 1998; BEHLING, 2002), outros mostram um marcante controle da precessão sobre a precipitação no SEAS durante o mesmo período (CRUZ et al., 2005, 2007; CHIESSI et al., 2010). As evidências para condições relativamente secas prevalecentes no UMG até o Holoceno Médio são baseadas principalmente em informações palinológicas e sedimentológicas (LEDRU; BERTAUX; SIFEDDINE, 1998; BEHLING, 2002). Um corpo crescente de evidências advindas de registros de estalagmites precisamente datados apontam para um forte controle da precessão na fonte de umidade (CRUZ et al., 2005; WANG et al., 2007) e na precipitação total (CRUZ et al., 2007) sobre o setor leste do SEAS, durante os últimos ca. 110 ka. Estes estudos apontam para condições relativamente úmidas durante o UMG. No entanto, a maioria dos estudos mencionados concorda que o Holoceno Médio foi significativamente mais seco do que o Holoceno Superior (BEHLING, 2002; PESSENDA et

al., 2004; 2009; CRUZ et al., 2005, 2007; WANG et al., 2007; CHIESSI et al., 2010; PRADO et al., 2013a, 2013b).

A variação da precipitação sobre o SEAS está fortemente relacionada não apenas com as mudanças na insolação de verão austral (controlada pela precessão em escala de tempo orbital), mas também com a intensidade da AMOC (escala de tempo milenar) (CRUZ et al., 2005; WANG et al., 2007; CHIESSI et al., 2014).

No primeiro caso, períodos com alta insolação de verão estão associados a um marcante gradiente na pressão atmosférica superficial entre as porções (sub)tropicais do Atlântico Sul e da América do Sul elevando o fluxo de umidade do oceano para o continente e produzindo anomalias positivas de precipitação (CRUZ et al., 2005; CHIESSI et al., 2010). No segundo caso, anomalias negativas na TSM das altas latitudes do Atlântico Norte são responsáveis por anomalias positivas na precipitação sobre o SEAS (WANG et al., 2007; CHIESSI et al., 2009; STRÍKIS et al., 2011).

3.2.4.1 Sistema de Monção da América do Sul

Cruz et al. (2005) analisaram a composição isotópica do oxigênio para os últimos 116 ka de um espeleotema advindo da porção subtropical do Brasil (caverna Botuverá, Botuverá, SC; 27°S/49°O; 230 m acima do nível do mar).

Estes autores sugerem a existência de dois regimes de chuvas na área de estudo que atuam de forma sazonal. Um deles está associado às chuvas de Monção (i.e., SMAS) e o outro às chuvas extratropicais (CRUZ et al., 2005).

Durante o verão e início de outono austral, o regime de chuvas atuante no SEAS é o do SMAS, relacionado à intensa movimentação convectiva sobre a Amazônia, que se desloca até a porção subtropical por meio da ZCAS, apresentando um gradativo empobrecimento da assinatura isotópica do oxigênio, devido ao longo caminho que precisa percorrer até atingir tal porção [durante tal trajeto a chuva perde gradativamente os isótopos pesados (^{18}O) por destilação de Rayleigh (LACHNIET, 2009) e, consequentemente, fica mais leve, i.e., mais negativa] (CRUZ et al., 2005).

Já no inverno e início da primavera austral, o regime de chuvas atuante é o extratropical, no qual a umidade é trazida do oceano Atlântico Sul, devido ao deslocamento em direção ao continente da zona de alta pressão existente nesse oceano. O valor isotópico da precipitação apresenta-se relativamente (com relação aos valores da precipitação de verão) enriquecido,

devido ao menor caminho que precisa percorrer até atingir tal porção do continente [i.e., como tal trajeto é curto, a chuva apresenta-se enriquecida em isótopos pesados (^{18}O), pois não sofreu de forma significativa o efeito da destilação de Rayleigh (LACHNIET, 2009)] (CRUZ et al., 2005).

Cruz et al. (2005) demonstraram que a dinâmica apresentada acima está relacionada à insolação de verão, que nesse local é controlada pelo ciclo orbital de precessão (Figura 12).

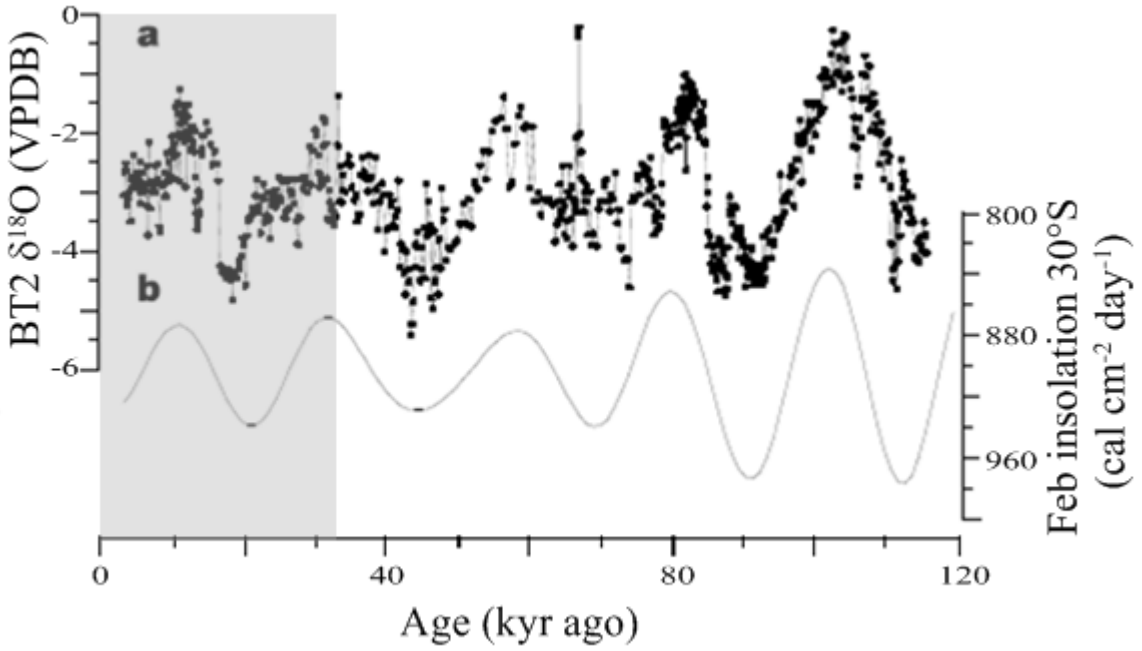

Figura 12 – Registro de isótopos estáveis de oxigênio para a estalagmite BT2 da caverna de Botuverá, sul do Brasil. O registro da BT2 **(a)** é comparado com a insolação de fevereiro em 30°S **(b)**. O retângulo cinza destaca o período de interesse dessa Dissertação de Mestrado (i.e., ca. 33 ka AP) (Adaptado de Cruz et al., 2005).

A Figura 12 mostra que o acoplamento entre as curvas de $\delta^{18}O$ e insolação de verão em 30ºS (DJF, i.e., dezembro, janeiro e fevereiro), para o período estudado por Cruz et al. (2005), se dá inclusive com relação a amplitude. Durante períodos com valores maiores de insolação de verão no Hemisfério Sul, o SMAS está fortalecido, e um maior transporte de umidade ocorre em direção à porção subtropical do Brasil. Assim, há maior contribuição desse sistema para a precipitação do sul do Brasil, i.e., os valores de $\delta^{18}O$ são relativamente mais baixos.

O mecanismo inverso ocorre durante períodos com baixos valores de insolação de verão nesse mesmo hemisfério, para os quais a menor atividade convectiva na Amazônia, associada ao deslocamento para norte do Equador da ZCIT, e consequente enfraquecimento da ZCAS, provoca a redução do efeito de quantidade de chuvas [a*mount effect* - quanto maior a

quantidade de chuva, maior é a perda dos isótopos pesados de oxigênio (^{18}O)] e da destilação de Rayleigh (LACHNIET, 2009), causando o aumento dos valores de $\delta^{18}O$ no SEAS (CRUZ et al., 2005).

De acordo com a Figura 12, no período de interesse dessa Dissertação de Mestrado, i.e., últimos ca. 33 ka, ocorreram ca. 1,25 ciclos de precessão. Cruz et al. (2005) mostraram que o SMAS é controlado, em escala orbital, pela precessão, e para o período de interesse desse trabalho ele apresentou-se intensificado durante o UMG, com alta insolação de verão austral.

Wang et al. (2007) apresentaram novos registros de um espeleotema advindo também da caverna Botuverá (Botuverá, SC; 27°S/49°O; 250 m acima do nível do mar), e compararam com outros registros de espeleotemas de duas localidades, a saber: (i) nordeste do Brasil (WANG et al., 2004); e (ii) leste da China (WANG et al., 2001; YUAN et al., 2004; WANG et al., 2005). O intuito dos autores foi demonstrar a antifase existente entre a precipitação tropical dos hemisférios Norte e Sul e relacioná-la com eventos de escala orbital e milenar.

Os valores de $\delta^{18}O$ apresentados por Wang et al. (2007) corroboram com os valores encontrados por Cruz et al. (2005), e também estão acoplados com a curva de insolação de verão em 30°S. Já os registros do leste da China estão acoplados com a curva de insolação de verão em 30ºN (JJA, i.e., junho, julho e agosto) (Figura 13). Tais sincronismos demonstram que, tanto as monções sul-americanas, quanto as monções asiáticas são controladas pela precessão, e que tais sistemas estão em antifase, devido a estarem localizados em hemisférios opostos, i.e., quando o SMAS está fortalecido, o Sistema de Monção asiático está enfraquecido e vice-versa. Além disso, os registros de Wang et al. (2007) também captaram eventos de escala milenar, coincidentes com episódios frios observados na Groenlândia (i.e., eventos HS e YD), bem como com o fortalecimento do SMAS e o enfraquecimento da Monção do leste asiático (WANG et al., 2001).

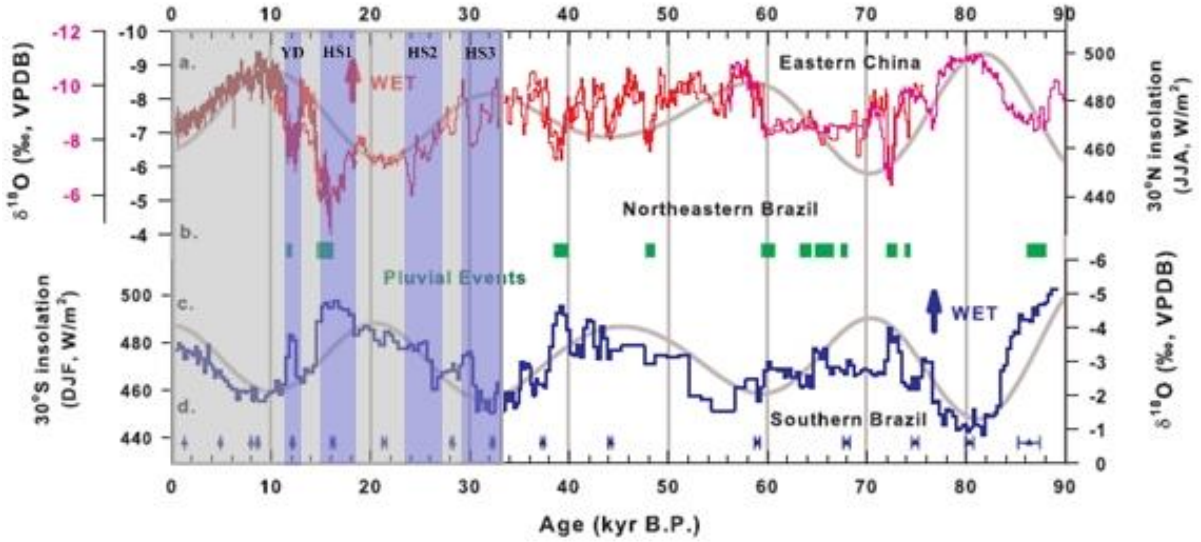

Figura 13 – Indicadores da intensidade dos sistemas de monções da América do Sul e do leste da Ásia para os últimos 90 ka com base em registros de espeleotemas. **(a)** Registro combinado do $\delta^{18}O$ do leste da China [caverna Dongge, vermelho escuro (YUAN et al., 2004; WANG et al., 2005); caverna Hulu, vermelho (WANG et al., 2001); e caverna Shanbao, rosa (WANG et al., 2008)]; **(b)** Períodos de crescimento de espeleotemas no Nordeste do Brasil (verde) (WANG et al., 2004); **(c)** Registros de $\delta^{18}O$ do sul do Brasil (caverna Botuverá, azul); e **(d)** Pontos de controle de idade (datações U/Th) do modelo de idades. Também se encontra representada a insolação de verão para 30°N e 30°S (junho/julho/agosto e dezembro/janeiro/fevereiro, respectivamente, curva cinza) (BERGER, 1978). O retângulo cinza destaca o período de interesse dessa Dissertação de Mestrado (i.e., ca. 33 ka AP) e as barras azuis representam os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar HS3, HS2, HS1 e YD (SARNTHEIN et al., 2001;RASMUSSEN et al., 2006; GONI; HARRISON, 2010) (Adaptado de Wang et al., 2007).

Os valores mais negativos (positivos) de $\delta^{18}O$ do espeleotema de Botuverá coincidem com valores também mais negativos (positivos) no $\delta^{18}O$ de espeleotema do nordeste do Brasil, e com valores mais positivos (negativos) do $\delta^{18}O$ dos espeleotemas do leste da China. Tais contrastes observados em escala milenar mostram que durante os eventos frios da Groenlândia o SMAS esteve fortalecido (i.e., produzindo valores relativamente menores de $\delta^{18}O$).

No período de interesse dessa Dissertação de Mestrado, i.e., últimos ca. 33 ka, os eventos climáticos de escala milenar mais relevantes, seja de forma direta ou indireta, foram o HS3, HS2, HS1 e YD, sendo marcados pelo fortalecimento do SMAS e enfraquecimento do Sistema de Monção asiático (bem como pelo enfraquecimento da AMOC), demonstrando a antifase da precipitação tropical dos hemisférios Norte e Sul também em escala milenar.

3.3 Inserção no contexto político nacional e internacional

3.3.1 Conferência de Estocolmo e a Constituição Federal brasileira

Durante as três últimas décadas do século XX a temática ambiental emergiu como uma preocupação mundial, possibilitando assim, a instauração de uma ordem ambiental internacional. Tal ordem trata da regulação das ações humanas com relação ao meio ambiente, e implicou em uma série de protocolos e acordos multilaterais entre países e/ou bloco de países (RIBEIRO, 2010).

Em 1972, foi realiza em Estocolmo (Suécia) a primeira grande conferência da Organização das Nações Unidas (ONU) voltada especialmente para problemas ambientais, a Conferência sobre Meio Ambiente Humano, também chamada de Conferência de Estocolmo. Os temas ambientais discutidos foram àqueles mais claramente observados na época, tais como a poluição atmosférica e o crescimento populacional (este último especialmente em países pobres) (RIBEIRO, 2001).

Nessa mesma conferência ficou claramente evidenciada a polarização existente entre os chamados "desenvolvimentistas", representados pelos países pobres que almejavam se desenvolver, e os "zeristas", que pregavam o crescimento zero das economias dos países pobres fundamentando-se nas ideias de Malthus (adotadas pelo Clube de Roma), que relacionam crescimento populacional e disponibilidade de alimento (RIBEIRO, 2001).

Tal paralisia não foi aceita pelos desenvolvimentistas, que passaram a receber indústrias poluidoras em prol do desenvolvimento. O Brasil também adotou tal postura, marcando sua posição com uma frase proferida pelo então representante brasileiro na conferência: "Venham (as indústrias) para o Brasil. Nós ainda não temos poluição". Assim, as multinacionais foram atraídas para países cuja legislação ambiental não impunha restrições às suas atividades econômicas (RIBEIRO, 2001; 2010).

Um dos resultados mais importante dessa conferência, ao lado da Declaração de Estocolmo e seu respectivo Plano de Ação, foi a criação, dentro do sistema da ONU, do Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente (PNUMA). A partir de então, tal programa passou a comandar as discussões ambientais em âmbito mundial (RIBEIRO, 2010; VIOLA; FRANCHINI, 2012).

E foi em meio ao cenário da crescente movimentação no campo ambiental (incitada pela Conferência de Estocolmo e outros encontros internacionais posteriores), da Guerra Fria (1945-1991) e do pós-regime militar brasileiro (o regime militar ocorreu de 1964 a 1985), que

surgiu a Constituição da República Federativa do Brasil de 1988 (CF/88), em substituição àquela de 1967.

A CF/88 compõe a sétima versão da história da República e marcou a consolidação da democracia brasileira após o regime militar. Ela é a lei fundamental e suprema do país, servindo de base para as demais leis (Portal Brasil, 2009).

Em virtude da preocupação mundial com o meio ambiente, o legislador constituinte brasileiro, inspirado na Conferência de Estocolmo, decidiu inserir na CF/88 um capítulo exclusivo sobre meio ambiente, o Capítulo VI. A relação harmônica entre meio ambiente e desenvolvimento é uma das principais características deste capítulo, ou seja, as políticas ambientais não devem ser um entrave para o desenvolvimento, mas sim um instrumento (SIRVINSKAS, 2008).

No Art. 225 foram contemplados os 23 princípios da Declaração de Estocolmo, que têm foco no meio ambiente equilibrado e na sadia qualidade de vida humana (SIRVINSKAS, 2008).

Mesmo antes da CF/88, a estrutura da legislação ambiental brasileira já contava com alguns instrumentos, tais como a Política Nacional de Meio Ambiente (PNMA) (Lei nº 6.938/81 - BRASIL, 1981), o Código Florestal, o Código da Caça, o Código das Águas, o Código da Mineração (SIRVINSKAS, 2008). Mas, a primeira vez que o meio ambiente surgiu como um todo (e não fragmentado em partes, como era usual), em âmbito federal, foi na CF/88.

3.3.2 Conferência das Nações Unidas sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento e a Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre a Mudança do Clima

Após a Conferência de Estocolmo vários eventos importantes ocorreram no campo ambiental, tais como a Convenção sobre Comércio Internacional de Espécies da Fauna e Flora Selvagens em Perigo de Extinção (1973), a Convenção sobre Poluição Transfonteiriça de Longo Alcance (1979), a Convenção de Viena para a Proteção da Camada de Ozônio (1985), o Protocolo de Montreal sobre Substâncias que Destroem a Camada de Ozônio (1987), e a Convenção da Basiléia sobre o Controle de Movimentos Transfonteiriços de Resíduos Perigosos e seu Depósito (1989) (RIBEIRO, 2001). Mas, o evento mais relevante se deu vinte anos mais tarde, e representou o ápice da gestão cooperativa dos recursos ambientais comuns (VIOLA; FRANCHINI, 2012). A Conferência das Nações Unidas sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento (CNUMAD) foi a segunda grande reunião da ONU e ocorreu no Rio de Janeiro (Brasil), em 1992. Ela também ficou conhecida como Rio 92 e Eco 92. Essa reunião teve como pano de fundo o desenvolvimento aliado à conservação ambiental, i.e., o

desenvolvimento sustentável. Ela tratou de temas como biodiversidade e mudanças climáticas na forma de Convenções internacionais (Convenção sobre a Diversidade Biológica e Convenção sobre Mudanças Climáticas), bem como deu origem a duas cartas, a do Rio (contém princípios de preservação) e a Declaração das Florestas (com intuito de manutenção das florestas). Como instrumento de ação foi criada a Agenda XXI (RIBEIRO, 2001).

Neste contexto, será dada ênfase à Convenção sobre Mudanças Climáticas, i.e., a Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre a Mudança do Clima (CQNUMC), cuja temática abordada é fundamental no contexto desta Dissertação de Mestrado.

Pouco tempo antes da CNUMAD, a Assembleia Geral da ONU encomendou ao Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC - *Intergovernmental Panel on Climate Change*) um estudo relacionado às mudanças climáticas. As principais conclusões desse estudo foram: (i) a temperatura média da Terra está aumentando; (ii) a dinâmica dos sistemas naturais será alterada em virtude desse aumento de temperatura; e (iii) há uma maior presença de gases de efeito estufa (GEEs) na atmosfera. No entanto, os resultados desse estudo ainda não estavam oficialmente divulgados no momento em que a CNUMAD ocorreu. Sendo assim, o que de mais concreto foi elaborado na conferência a respeito desse tema foi a indicação, no âmbito da CQNUMC, da necessidade de mais pesquisas relacionadas às consequências das ações antrópicas na atmosfera e a necessidade de estabilização das concentrações de GEEs a níveis seguros [esta última resultou no Protocolo de Kyoto, firmado em 1997 na terceira Conferência das Partes (COP)] (RIBEIRO, 2001; Portal Brasil, 2011).

A CQNUMC entrou em vigor em 1994 e hoje possui 195 países signatários, denominados Partes da Convenção. Seu principal objetivo é prevenir interferências antrópicas perigosas no sistema climático (UNFCCC, s/d). A COP é seu braço executivo e tem o intuito de avaliar e definir anualmente questões relacionadas aos objetivos da Convenção (Portal Brasil, 2011).

O termo “responsabilidades comuns, porém diferenciadas” é um dos seus princípios mais importantes, segundo o qual todos os países devem reduzir suas emissões de GEEs, mas aqueles responsáveis por maiores emissões devem se esforçar mais. Deste princípio surgiu o compromisso dos países desenvolvidos em assumirem a liderança no combate às mudanças climáticas, bem como dos impactos associados, prestando apoio (financeiro e tecnológico) às nações mais vulneráveis (Portal Brasil, 2011).

O Brasil foi o primeiro país a ratificar a CQNUMC, possuindo atualmente uma importante posição nas questões tratadas no âmbito dessa Convenção (Portal Brasil, 2011).

Alguns dos principais compromissos assumidos pelas Partes compreendem, a saber: (i) elaboração de inventários nacionais de emissões de GEEs; (ii) implantação de programas de mitigação e adaptação às mudanças climáticas; (iii) desenvolvimento, aplicação e difusão de tecnologias, práticas e processos que visem controlar, reduzir e prevenir emissões; (iv) promoção e cooperação com pesquisas científicas, tecnológicas, técnicas, socioeconômicas, entre outras, bem como com observações sistemáticas e desenvolvimento de banco de dados relativos ao sistema climático; e (v) promoção de educação, treinamento e conscientização pública em relação às mudanças climáticas (UNFCCC, 1992). Com o intuito de reafirmar e reajustar tais compromissos assumidos pelas Partes, recentemente (i.e., 2015) ocorreu a vigésima primeira COP, em Paris (França), i.e., COP21. Nesta conferência, um novo acordo global foi ratificado pelos 195 países signatários, tendo como um dos principais focos limitar o aquecimento global abaixo de 2 °C com relação ao níveis pré-industriais, bem como o investimento, a partir de 2020, por parte dos países desenvolvidos, de ca. 100 bilhões de dólares anuais destinados à mitigação dos efeitos negativos das mudanças climáticas e adaptação em países em desenvolvimento (UNFCCC, 2015).

3.3.3 Constituição Federal brasileira e a Política Nacional sobre Mudança do Clima

Assim como exposto anteriormente (seção 3.3.1), a CF/88 dedicou um capítulo exclusivo para o meio ambiente (Capítulo VI), cujo seu Art. 225, caput, diz:

> *"Todos têm direito ao meio ambiente ecologicamente equilibrado, bem de uso comum do povo e essencial à sadia qualidade de vida, impondo-se ao Poder Público e à coletividade o dever de defendê-lo e preservá-lo para as presentes e futuras gerações."* (BRASIL, 1988).

O meio ambiente equilibrado é classificado como um direito difuso, sendo, portanto, um direito transindividual e essencial para que outros direitos fundamentais sejam efetivos, tais como os direitos humanos, direito de ir-e-vir, direito à vida (VARELLA; FONTES; ROCHA, 1998). Sendo assim, as mudanças climáticas, tema importante para a presente Dissertação de Mestrado, podem impedir a plena efetividade de tal direito difuso, uma vez que em muitas situações elas podem restringir o direito ao acesso a um meio ambiente ecologicamente equilibrado.

Diante do exposto, e aliado à participação do Brasil na CQNUMC e no Protocolo de Kyoto, bem como a outros acontecimentos, surge no Brasil o Plano Nacional sobre Mudança do Clima (Decreto nº 6.263/07), estabelecido a partir das diretrizes gerais da Política Nacional

sobre Mudança do Clima (PNMC), instituída pela Lei nº 12.187/09. O intuito desses instrumentos é justamente combater os efeitos negativos das mudanças climáticas em âmbito nacional, principalmente por meio de medidas de mitigação das emissões de GEEs e adaptação aos impactos inevitáveis das mudanças climáticas. Mesmo o Brasil não tendo obrigações quantificadas de redução de emissões no âmbito da CQNUMC (pois não é um país do Anexo I), a PNMC oficializa o compromisso voluntário do Brasil junto a essa Convenção de reduzir entre 36,1 e 38,9% das emissões projetadas até 2020 (BRASIL, 2008; BRASIL, s/d).

Dentre suas diretrizes, a PNMC apresenta a necessidade de promover e desenvolver pesquisas científico-tecnológicas destacando, em seu Art. 5º, inciso VI, alínea b, a necessidade de redução das *"(...) incertezas nas projeções nacionais e regionais futuras da mudança do clima"*. E no inciso XI do mesmo artigo também destaca a necessidade de *"(...) aperfeiçoamento da observação sistemática e precisa do clima e suas manifestações no território nacional e nas áreas oceânicas contíguas"* (BRASIL, 2009a).

3.3.4 Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas

Em resposta à necessidade destacada pela PNMC (bem como pelo plano que segue suas diretrizes, i.e., o Plano Nacional sobre Mudança do Clima) de promoção e desenvolvimento de pesquisas relacionadas às mudanças climáticas, bem como a difusão das mesmas, foi criado o PBMC.

O PBMC foi instituído pela Portaria Interministerial MCT/MMA nº 356 de 25 de setembro de 2009 (BRASIL, 2009b; PBMC, s/d). Ele segue basicamente a mesma lógica estrutural do IPCC, mas direciona esforços especialmente para o Brasil, no intuito de sanar as deficiências de conhecimento em suas regiões. Sendo assim, de acordo com seu Art. 1º e incisos I e II, o principal objetivo do PBMC é:

> *"(...) disponibilizar a tomadores de decisão e à sociedade, informações técnico-científicas sobre mudanças climáticas, mediante:*
> *I - avaliação integrada e objetiva acerca do conhecimento técnico e científico produzido no Brasil e/ou no exterior, sobre causas, efeitos e projeções relacionadas às mudanças climáticas que tenham foco ou relevância para o País; e*
> *II - elaboração e publicação periódica de Relatórios de Avaliação Nacional, Relatórios Técnicos-RT e Sumários para Tomadores de Decisão-STD sobre mudanças climáticas e Relatórios Especiais sobre temas específicos"* (BRASIL, 2009b).

Este painel é composto por Plenária, Conselho Diretor, Comitê Científico, Secretaria-Executiva, Grupos de trabalho (GTs), Força Tarefa em Metodologias de Inventários de Emissões de GEEs e Unidade de Apoio Técnico (Art. 2º da Portaria Interministerial MCT/MMA nº 356/09) (BRASIL, 2009b).

Os GTs, componente da estrutura do PBMC de maior interesse para a presente Dissertação de Mestrado, estão dispostos da seguinte forma:

> *"GT 1: com escopo de atuação a base científica das mudanças climáticas;*
> *GT 2: com foco em impacto, vulnerabilidade e adaptação às mudanças climáticas;*
> *GT 3: com escopo de atuação em mitigação à mudança climática"* (Art. 11 da Portaria Interministerial MCT/MMA nº 356/09) (BRASIL, 2009b).

O GT 1 é o GT de maior relevância no contexto aqui abordado, uma vez que foca suas atividades no embasamento científico relacionado às mudanças climáticas, justamente um dos focos da presente Dissertação de Mestrado.

Em seu Primeiro Relatório (i.e., 2014), o GT 1 ressalta a restrição e fragmentação do conhecimento relacionado às variações na paleocirculação da porção oeste do Atlântico Sul. A importância de aumentar os estudos nessa área do conhecimento se deve ao fato de tal oceano possuir papel fundamental na regulação do clima, em especial no regime de chuvas do SEAS, e sua alteração, em virtude das mudanças climáticas, pode ter consequências a nível global. Também foi destacada a quase completa ausência de estudos na costa leste da América do Sul que abordem as mudanças abruptas do último período glacial, bem como seu posterior período de deglaciação (PBMC, 2014).

Diante do exposto, o melhor entendimento da complexa dinâmica oceanográfica e climática que envolve a CB (conforme executado nesta Dissertação de Mestrado) poderá ser uma preciosa ferramenta para o aprimoramento/desenvolvimento de políticas nacionais e internacionais no âmbito da ordem ambiental internacional, bem como para embasar um gerenciamento de risco de desastres e adaptação às mudanças climáticas de forma integrada em âmbito nacional (IPCC, 2012).

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Material

Foi investigado o testemunho sedimentar marinho GeoB6212-1 (*gravity core*), coletado no talude continental do SEAS sob a influência da CB (i.e., AT e ACAS), na região do Cone do Rio Grande, maior feição sedimentar da porção oeste da Bacia Argentina (Figura 14, Tabela 1). Tal testemunho sedimentar foi coletado em 1999, durante o cruzeiro oceanográfico R/V Meteor M46/2 (SCHULZ et al., 2001).

Tabela 1 – Testemunho sedimentar investigado nesta Dissertação de Mestrado.

Identificação do testemunho	Equipamento de coleta*	Latitude	Longitude	Profundidade da lâmina de água (m)	Recuperação (cm)
GeoB6212-1	GC	32°41,4'S	50°06,6'O	1.010	790

*GC – Testemunhador à gravidade.

O uso de um testemunhador à gravidade (do tipo Kiel) se deu em virtude de oferecer a possibilidade de gerar longas séries temporais. O sítio de coleta do testemunho sedimentar GeoB6212-1 é ideal para os objetivos aqui propostos, uma vez que (i) representa uma das porções mais austrais da margem continental do SEAS influenciada apenas pela CB; e (ii) a magnitude da variação sazonal (e provavelmente também da variação em escala milenar) nas propriedades da coluna de água (e.g., temperatura, salinidade e estratificação) é uma das maiores em todo o trajeto da CB. Adicionalmente, a região de coleta do testemunho sedimentar, i.e., Cone do Rio Grande, apresenta relativa alta taxa de sedimentação com material terrígeno proveniente predominantemente da Bacia do Rio da Prata (LANTZSCH et al., 2014; RAZIK et al., 2015), i.e., região SEAS (Figura 14).

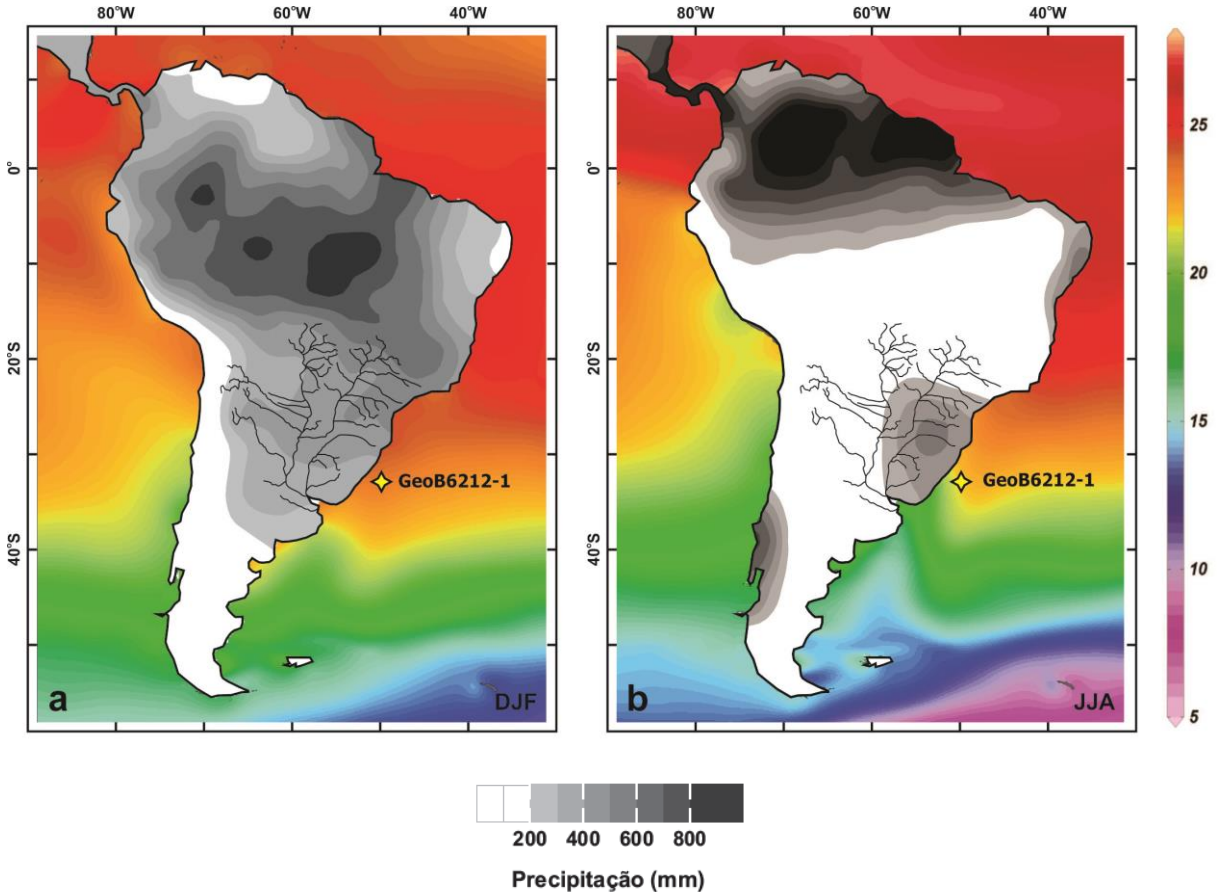

Figura 14 – Localização do testemunho sedimentar marinho GeoB6212-1 investigado nesta Dissertação de Mestrado (estrela amarela), principais tributários da bacia de drenagem do Rio da Prata, precipitação (escala de tons de cinza; Xie e Arkin, 1997) e temperatura da superfície marinha (escala de vermelho a violeta; Locarnini et al., 2013) para os períodos entre dezembro e fevereiro **(a)** e junho e agosto **(b)** para a América do Sul e os oceanos adjacentes, respectivamente.

4.2 Métodos

4.2.1 Datação por radiocarbono

A datação por radiocarbono é o tipo de datação mais comumente utilizado para estabelecer modelos cronológicos em estudos paleoceanográficos e paleoclimáticos abrangendo os últimos ca. 50 ka. A idade de uma amostra fóssil pode ser determinada por medição do ^{14}C contido nela, dado que a concentração de ^{14}C inicial bem como a meia vida do ^{14}C são conhecidas. Após a correção para o efeito reservatório (BARD, 1988) e a calibração devido às variações na concentração de ^{14}C na atmosfera do passado (REIMER et al., 2013), o ^{14}C resultante das amostras marinhas pode ser usado para estabelecer um modelo de idades para sequências sedimentares, bem como para identificar a taxa de sedimentação e de acumulação de sedimentos siliciclásticos terrígenos.

As datações executadas no âmbito da presente Dissertação de Mestrado basearam-se no conteúdo de ^{14}C contido nas testas (nome comumente utilizado para conchas) de foraminíferos planctônicos. Foraminíferos são protozoários marinhos unicelulares que constituem um dos principais componentes dos carbonatos marinhos. Os foraminíferos são amplamente utilizados em estudos paleoceanográficos e paleoclimáticos, pois representam uma importante ferramenta para o entendimento de mudanças de paleoambientes marinhos. A vantagem do uso dos foraminíferos advém da sua marcante abundância em sedimentos marinhos, da excelente preservação de suas testas no registro sedimentar e do conhecimento do seu habitat de vida (SEN GUPTA, 1999).

Desta forma, 14 datações por ^{14}C foram utilizadas para estabelecer um acurado modelo de idades bem como para identificar as taxas de sedimentação e de acumulação de sedimentos siliciclásticos do testemunho sedimentar GeoB6212-1. Para cada análise, ca. 800 testas bem preservadas de foraminíferos planctônicos foram selecionadas e datadas via espectometria de massa com aceleradores (AMS) no *Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory*, em Miami, EUA e no *Poznan Radiocarbon Laboratory*, em Poznan, Polônia (Tabela 2).

Tabela 2 – Profundidade, número total de espécimes, peso total e individual das amostras do testemunho sedimentar GeoB6212-1.

Intervalo de profundidade da amostra (cm)	**Espécie**	**Número de espécimes**	**Peso total (mg)**	**Peso médio por espécime (μg)**
8	*G. ruber*	710	13,9	19,58
33	*G. ruber*	590	11,0	18,64
58	*G. ruber*	973	20,7	21,27
113	Foraminíferos planctônicos	670	8,3	12,39
158	Foraminíferos planctônicos	1160	12,4	10,69
253	Foraminíferos planctônicos	903	8,4	9,30
323	Foraminíferos planctônicos	626	6,2	9,90
363	Foraminíferos planctônicos	749	9,1	12,15
478	Foraminíferos planctônicos	1013	12,8	12,64
578	Foraminíferos planctônicos	1021	10,9	10,68
623	Foraminíferos planctônicos	700	8,1	11,57
668	Foraminíferos planctônicos	879	9,9	11,26
717	Foraminíferos planctônicos	653	10,0	15,34
768	Foraminíferos planctônicos	571	11,5	20,14

Para a construção do modelo de idades do testemunho sedimentar GeoB6212-1 foi utilizado o software Bacon 2.2 (BLAAUW; CHRISTEN, 2011). Tal software baseia-se em estatística Bayesiana para reconstruir a história de acumulação de um determinado depósito sedimentar. Foram utilizados os parâmetros padrões do software, exceto para *mem.mean* (ajustado para 0,4) e *acc.shape* (ajustado para 0,5). As idades foram modeladas de acordo com a distribuição *t-student*, com 9 graus de liberdade (*t.a=9*, *t.b=10*). Foram realizados 1.000 pares idade-profundidade para estimar as idades médias, o intervalo de confiança é de 95% e a resolução é 0,5 centímetros (cm).

4.2.1.1 Cálculo das taxas de sedimentação e de acumulação de sedimentos siliciclásticos

A taxa de sedimentação é comumente utilizada em estudos paleoceanográficos e paleoclimáticos para determinar o conteúdo total de sedimentos, i.e., marinhos e terrígenos, depositado ao longo de um determinado período de tempo no sítio onde o testemunho sedimentar de interesse foi coletado (e.g., MULITZA et al., 2010).

Já a taxa de acumulação de sedimentos siliciclásticos é utilizada para determinar o conteúdo de sedimentos terrígenos depositado ao longo de um determinado período de tempo no sítio onde o testemunho sedimentar de interesse foi coletado. O cálculo desta última taxa leva em consideração, além do conteúdo de sedimentos terrígenos, a taxa de sedimentação e a densidade do testemunho sedimentar em questão. É esperado que o conteúdo de sedimentos terrígenos em um testemunho sedimentar marinho seja proporcional à precipitação sobre a área fonte de tais sedimentos.

Para determinar a taxa de sedimentação do testemunho sedimentar GeoB6212-1 foi utilizada a seguinte equação:

$$TS\ (cm\ ka^{-1}) = Dd\ (cm) / Dt\ (ka) \qquad (1)$$

na qual TS é a taxa de sedimentação, Dd é a distância espacial entre duas amostras consecutivas e Dt é a distância temporal entre duas amostras consecutivas.

Em uma segunda etapa determinou-se o conteúdo de sedimentos siliciclásticos ao longo do testemunho sedimentar GeoB6212-1. Para tal foi utilizada a seguinte equação:

$$\text{Sedimentos siliciclásticos (\% peso)} = 100 - CaCO_3\ (\%\ peso) - COT\ (\%\ peso) \qquad (2)$$

na qual $CaCO_3$ é a concentração de carbonato e COT é a concentração de carbono orgânico total da amostra. Vale notar que o conteúdo de sílica biogênica em sedimentos de superfície na região de estudo é inferior a 0,2% (ROMERO; HENSEN, 2002), não havendo necessidade de considerá-lo na equação (2).

Em uma terceira etapa foi determinada a taxa de acumulação de sedimentos siliciclásticos para o testemunho sedimentar GeoB6212-1 com a seguinte equação:

$$\text{TASsil (g cm}^{-2}\text{ ka}^{-1}) = [\text{Sed. silicic. (\% peso) /100}] * \text{TS (cm ka}^{-1}) * \text{DSS (g cm}^{-3}) \qquad (3)$$

na qual TASsil é a taxa de acumulação de sedimentos siliciclásticos, Sed. silicic. são os sedimentos siliciclásticos, TS é a taxa de sedimentação e DSS é a densidade do sedimento seco.

Vale notar que as séries temporais de concentração de $CaCO_3$ foram calculadas a cada 2 cm a partir da contagem de Ca do scanner de FRX para o testemunho sedimentar GeoB6212-1, usando a relação linear da contagem de Ca versus $CaCO_3$ do testemunho sedimentar GeoB6211-2 (vizinho ao testemunho sedimentar aqui estudado) (CHIESSI, informação pessoal). Segue a equação utilizada:

$$CaCO_3 \text{ (\% peso)} = 0{,}0005*\text{Ca (contagem)} + 0{,}3761 \qquad (4)$$

Como a contribuição de COT para variações na TASsil é muito pequena, optou-se por utilizar o mesmo valor para todo o testemunho, i.e., 0,92 (FRENZ et al., 2003).

A DSS foi calculada a cada 5 cm considerando a massa de amostras de 10 cm^3 de sedimento total e a massa da mesma amostra após secagem em estufa (MÜLLER, 2004).

4.2.2 Análises de isótopos estáveis de carbono e oxigênio em testas de foraminíferos planctônicos

Como a grande maioria dos foraminíferos secreta suas testas em equilíbrio com a água do mar ou possuem *offset* conhecido, a composição química das suas testas reflete a composição química da água do mar durante a precipitação do carbonato (ROHLING; COOKE, 1999). Sendo assim, testas de foraminíferos têm sido amplamente utilizadas como portadoras dos

valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ das massas de água nas quais sofreram calcificação (ROHLING; COOKE, 1999; CHIESSI et al., 2007).

Uma vez que a presente Dissertação de Mestrado trata da variabilidade da CB, que se restringe às primeiras centenas de metros (ca. 500 m) da coluna de água, os foraminíferos utilizados devem ser aqueles cujo habitat é restrito a tal porção da coluna de água, i.e., foraminíferos planctônicos. Ao se analisar duas espécies que calcificam em profundidades distintas pode-se reconstituir a estratificação pretérita da CB (CHIESSI et al., 2007; GROENEVELD; CHIESSI, 2011; VOIGT et al., 2015). Para tanto, para a execução das análises de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ foram utilizadas as seguintes espécies de foraminíferos planctônicos, a saber: (i) *Globigerinoides ruber white* (*G. ruber w*) *sensu stricto*, cuja calcificação se dá acima de 30 m no topo da camada de mistura (i.e., AT) (WANG, 2000); e (ii) *Globorotalia inflata* (*G. inflata*), cuja calcificação se dá entre 350 a 400 m na termoclina permanente (i.e., ACAS) (GROENEVELD; CHIESSI, 2011).

A escolha de tais espécies foi baseada no fato de ambas possuírem efeitos vitais relativamente bem conhecidos (HEMLEBEN; SPINDLER; ANDERSON, 1989), bem como devido a seus hábitats serem restritos à camada de mistura (i.e., AT) e termoclina permanente (i.e., ACAS), respectivamente. Desta forma evita-se a mistura de valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ de diferentes profundidades, em virtude da migração vertical na coluna de água (KUCERA, 2007).

O efeito dissolução não foi considerado, uma vez que ambas as espécies habitam porções da coluna de água relativamente rasas e com pouca presença de matéria orgânica, apresentando, portanto, baixos índices de dissolução [a dissolução aumenta com a profundidade e com a taxa de sedimentação de matéria orgânica (MULITZA et al., 1999)]. Após a morte, o trajeto que as testas percorrem verticalmente até o fundo também não apresenta altos índices de dissolução (a massa de água mais profunda é a AIA, pouco corrosiva).

4.2.2.1 Isótopos estáveis de carbono em testas de foraminíferos planctônicos

A proporção relativa entre os isótopos do carbono ^{13}C (mais pesado) e ^{12}C (mais leve) de uma determinada amostra de carbonato é representada pelo $\delta^{13}C$. O $\delta^{13}C$ é expresso pela seguinte equação:

$$\delta^{13}C\ (‰) = [(^{13}C/^{12}C)_{amostra} - (^{13}C/^{12}C)_{padrão} / (^{13}C/^{12}C)_{padrão}] * 1000 \qquad (5)$$

a qual apresenta a diferença (em per mil) entre a razão $^{13}C/^{12}C$ da amostra e do padrão internacional VPDB (Viena Peedee Belemnite) aplicado para materiais constituídos de carbonato (MULITZA et al, 1999).

O $\delta^{13}C$ das testas de foraminíferos planctônicos reflete o $\delta^{13}C$ da porção superior da coluna de água e, genericamente, quanto maior o valor de $\delta^{13}C$ no carbonato biogênico, maior a produtividade primária na coluna de água (ROHLING; COOKE, 1999). No entanto, levando em consideração as condições modernas, é esperado que o sítio de coleta do testemunho sedimentar GeoB6212-1 não seja significativamente influenciado por variações no conteúdo de nutrientes da porção superior da coluna de água. Isto se dá em virtude das condições oligotróficas típicas de regiões de giro subtropical e por estar longe de células de ressurgência (GARCIA et al., 2014). Sendo assim, foi assumido que variações de $\delta^{13}C$ dos registros do testemunho sedimentar GeoB6212-1 não estão associadas a processos locais do ciclo do nutriente (MULITZA et al., 2009).

4.2.2.2 Isótopos estáveis de oxigênio em testas de foraminíferos planctônicos

A proporção relativa entre os isótopos do oxigênio ^{18}O (mais pesado) e ^{16}O (mais leve) de uma determinada amostra de carbonato é representada pelo $\delta^{18}O$. O $\delta^{18}O$ é expresso pela seguinte equação:

$$\delta^{18}O\ (‰) = [(^{18}O/^{16}C)_{amostra} - (^{18}O/^{16}O)_{padrão} / (^{18}O/^{16}O)_{padrão}] * 1000 \qquad (6)$$

a qual apresenta a diferença (em per mil) entre a razão $^{18}O/^{16}O$ da amostra e do padrão internacional Viena Peedee Belemnite (VPDB) aplicado para materiais constituídos de carbonato (MULITZA et al, 2003).

O $\delta^{18}O$ das testas de foraminíferos planctônicos reflete o $\delta^{18}O$ da porção superior da coluna de água e é principalmente controlado pela temperatura de calcificação e pelo $\delta^{18}O$ da água do mar (relacionado à salinidade) onde as testas sofrem calcificação (EMILIANI, 1955; DUPLESSY et al., 1991). A relação entre temperatura e $\delta^{18}O$ de foraminíferos planctônicos é inversamente proporcional. Ao passo que a relação entre salinidade e $\delta^{18}O$ de foraminíferos planctônicos é diretamente proporcional. Desta forma, temperaturas mais altas produzem uma diminuição em $\delta^{18}O$, enquanto que salinidades mais altas produzem um aumento em $\delta^{18}O$ (ROHLING; COOKE, 1999).

Para a execução das análises isotópicas de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ foram coletadas, por meio de lupa binocular, 10 testas de *G. ruber w sensu stricto* (250-350 μm) (WANG, 2000) e 8 testas de *G. inflata* com três câmaras na última volta (315-400 μm) (GROENEVELD; CHIESSI, 2011), a cada 2,5 cm do intervalo entre 290 e 768 cm do testemunho sedimentar GeoB6212-1, compreendendo o período entre ca. 33 e 19 ka AP.

As análises isotópicas foram executadas por meio de um espectrômetro de massa Finnigan MAT 252 equipado com um dispositivo automático de preparação de carbonato no laboratório do MARUM - *Center for Marine Environmental Sciences* da Universidade de Bremen, Alemanha. Análises de padrões foram executadas para evitar *drift* nos equipamentos e enviesamento dos resultados por contaminação, assim como para avaliar a precisão e acurácia dos equipamentos. Os resultados isotópicos foram calibrados com relação ao VPDB, usando o padrão NBS19. Para o período de mensuração, o desvio padrão relativo ao padrão utilizado pelo laboratório foi menor que 0,05‰ e 0,07‰ para as medidas de isótopos estáveis de carbono e oxigênio, respectivamente.

4.2.3 Análises de Mg/Ca em testas de foraminíferos planctônicos

A razão Mg/Ca em testas de foraminíferos vem sendo cada vez mais utilizada em estudos paleoceanográficos como um indicador de paleotemperatura (e.g., NÜRNBERG; BIJMA; HEMLEBEN, 1996; LEA; MASHIOTTA; SPERO, 1999; MASHIOTTA; LEA; SPERO, 1999; ANAND; ELDERFIELD; CONTE, 2003), em especial, por estudos de reconstituição da TSM por meio do Mg/Ca de foraminíferos que habitam a porção superior da coluna de água, assim como executado por esta Dissertação de Mestrado.

A principal vantagem desse método se dá em virtude de, tanto a estimativa da temperatura por meio de Mg/Ca, como por meio $\delta^{18}O$, serem obtidas a partir das testas do mesmo organismo (GROENEVELD; CHIESSI, 2011). Como (i) o $\delta^{18}O$ de foraminíferos é controlado pela temperatura e pelo $\delta^{18}O$ da água do mar (relacionado à salinidade); e (ii) o Mg/Ca de *G. ruber* (espécie aqui analisada) é pouco sensível às mudanças de salinidade (i.e., 3,3 +/− 1,7% por unidade de salinidade) (HÖNISCH et al., 2013), as análises de Mg/Ca representam uma poderosa ferramenta para desacoplar o efeito da temperatura e salinidade existente em análises de $\delta^{18}O$, permitindo então, estimativas individuais de ambos os parâmetros (GROENEVELD; CHIESSI, 2011). Para a execução de tais análises, uma estadia de ca. 5 meses no MARUM - *Center for Marine Environmental Sciences*, Universidade de Bremen,

Alemanha, foi aprovada pela FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo) por meio da concessão de uma Bolsa Estágio de Pesquisa no Exterior (BEPE, processo 2015/11016-0).

Vários passos de limpeza são requeridos para a preparação das testas de foraminíferos para as análises de Mg/Ca com o intuito de remover possível contaminação, que, se não executados, podem alterar significativamente as temperaturas reconstituídas. A remoção da contaminação advinda dos silicatos é o passo de limpeza mais importante, e, levando em consideração a localização e as principais características do sítio de coleta do testemunho sedimentar GeoB6212-1, as etapas de remoção de matéria orgânica e de lixiviação com ácido fraco também foram executadas (BARKER; GREAVES; ELDERFIELD, 2003).

Para a execução das análises de Mg/Ca foram coletadas, por meio de lupa binocular, ca. 15 testas de *G. ruber w sensu stricto* (250-350 μm) (WANG, 2000) a cada 5 cm do intervalo entre 293 e 773 cm do testemunho sedimentar GeoB6212-1, compreendendo o período entre ca. 33 e 19 ka AP.

A espécie *G. ruber w* foi escolhida, pois habita a porção superior da coluna de água, refletindo as condições da camada de mistura (CHIESSI et al., 2007), uma das porções da coluna de água de interesse desta Dissertação de Mestrado, uma vez que está sob a influência da CB.

As testas foram gentilmente esmagadas e os fragmentos limpos de acordo com o protocolo de limpeza para análises de Mg/Ca em foraminíferos sugerido por Barker, Greaves e Elderfield (2003). As amostras foram diluídas com água Seralpur e, depois da dissolução, foram analisadas com um espectrômetro de massa por plasma acoplado indutivamente (ICP-MS) [Agilent Technologies, 700 séries com amostrador automático (ASX-520 Cetac) e micro-nebulizador], no Laboratório do grupo de Petrologia da Crosta Oceânica, da Faculdade de Geociências, da Universidade de Bremen, Alemanha. Adicionalmente, análises de réplicas foram executadas em 10% das amostras para avaliar a eficiência do método de limpeza e a reprodutibilidade dos resultados. O desvio padrão médio para todas as réplicas é de 0,13 mmol/mol ou 4,2%.

Para converter as razões de Mg/Ca em TSM foi utilizada a seguinte equação de calibração para *G. ruber w* (250-350 μm) (ANAND; ELDERFIELD; CONTE, 2003):

$$Mg/Ca = 0{,}34 \exp(0{,}102 * TSM) \quad (7)$$

na qual TSM é a estimativa da temperatura da superfície do mar.

Para calcular o $\delta^{18}O$ da superfície do mar local corrigido para volume continental global de gelo ($\delta^{18}O_{cvg\text{-}sm}$), que representa um indicador de salinidade local, foram utilizados, a saber: (i) os dados de Mg/Ca-TSM e de $\delta^{18}O$ de *G. ruber* w do testemunho sedimentar GeoB6212-1; (ii) a equação de paleotemperatura de Mulitza et al. (2003) para *G. ruber w*:

$$\text{TSM (°C)} = -4{,}44\ (\delta^{18}O_{G.\ ruber} - \delta^{18}O_{\text{água do mar}}) + 14{,}20 \qquad (8)$$

(iii) o fator de conversão de VPDB para *Vienna Standard Mean Ocean Water* de Hut (1987); (iv) a curva de nível do mar de Lambeck e Chappell (2001); e (v) a média global de mudança do $\delta^{18}O_{\text{água do mar}}$ para o UMG de Schrag et al. (2002).

4.2.4 Análises de fluorescência de raios-X em sedimento total

Períodos de marcante incremento na precipitação sobre o continente costumam estar associados a maiores vazões fluviais, que apresentam maior capacidade erosiva e de transporte de sedimentos siliciclásticos desde suas áreas-fonte (e.g., SEAS) até seus sítios finais de deposição (e.g., sudoeste do Atlântico Sul).

A composição dos elementos maiores em testemunhos sedimentares marinhos é comumente utilizada para determinar mudanças no aporte e nas fontes de sedimentos que são transportados para os oceanos (GOVIN et al., 2012). Os principais padrões de precipitação e suas alterações no tempo podem, portanto, ser reconstituídos com base na análise química de elementos maiores em testemunhos sedimentares marinhos. Sendo assim, a presença de camadas ricas em elementos terrígenos em testemunhos sedimentares marinhos pode significar períodos de maior erosão e transporte de sedimentos siliciclásticos do continente para o oceano, sugerindo aumento da umidade no continente e/ou diminuição do nível do mar (ARZ; PATZOLD; WEFER,1998; CHIESSI et al., 2009; VOIGT et al., 2013; ZHANG et al., 2015).

De fato, Depetris et al. (2003) e Depetris e Pasquini (2007) associaram razões específicas de elementos maiores (e.g., Al/Si), encontradas em sedimentos suspensos carregados por diferentes tributários do SEAS, à distribuição da precipitação atual. Mudanças na precipitação sobre as áreas fonte também foram registradas na composição química de sedimentos terrígenos transportados para o sudoeste do Atlântico Sul (CHIESSI et al., 2010).

Nesta Dissertação de Mestrado foram utilizadas as razões ln(Ti/Ca) e ln(Fe/Ca). Ambas as razões possuem comportamento similar e estão baseadas no fato de que o Ti e o Fe são elementos de origem terrígena, e em contrapartida, o Ca é usualmente de origem marinha. Desta forma a relação entre eles é inversa, i.e., em momentos em que o Ti e o Fe estão relativamente altos, o Ca apresenta-se relativamente baixo. Uma maior ou menor presença do Ti e do Fe relacionam-se, genericamente, com variações do nível do mar e do aporte de sedimentos siliciclásticos advindos do continente.

Um scanner de FRX foi utilizado para determinar a composição química do sedimento total diretamente na superfície da meia-cana do testemunho sedimentar GeoB6212-1 de forma não destrutiva e rápida (TJALLINGII et al., 2007). Com o intuito de calibrar apropriadamente os dados do scanner de FRX, análises de concentrações elementares em amostras discretas do mesmo testemunho sedimentar foram realizadas com um FRX convencional. Os FRX convencionais utilizam amostras de pó seco e homogeneizado ou discos fundidos, a fim de evitar interferências nos resultados.

Análises com um scanner de FRX foram executadas a cada 2 cm, e análises com um FRX convencional (EDP-XRF) foram executas a cada 10 cm do intervalo entre 295,5 e 765,5 cm do testemunho sedimentar GeoB6212-1, compreendendo o período entre ca. 33 e 19 ka AP. Adicionalmente às análises de FRX convencional, réplicas foram executas em 10% das amostras para avaliar a eficiência do processo de preparação e a reprodutibilidade dos resultados. O desvio padrão médio para as réplicas é de (i) 66,9 (i.e., 0,6%) para Ca; (ii) 157 (i.e., 0,5%) para Fe; e (iii) 33,7 (i.e., 0,7%) para Ti. Ambas as análises (i.e., scanner de FRX e FRX convencional) foram executadas em laboratórios ligados ao MARUM - *Center for Marine Environmental Sciences*, Universidade de Bremen, Alemanha.

Posteriormente, os dados foram combinados de modo a produzir registros dos elementos maiores com proporções calibradas por meio de uma abordagem de regressão por razão logarítmica (WELTJE; TJALLINGII, 2008), em que o Ca foi utilizado como elemento denominador (R^2 = 0,067).

5. RESULTADOS

5.1 Datação por radiocarbono

Os resultados analíticos fornecidos pelos laboratórios onde as datações ^{14}C foram executadas foram corrigidos para efeito reservatório (BARD et al., 1988) e calibrados devido às variações na concentração inicial de ^{14}C na atmosfera do passado (REIMER et al., 2013). Para tal, o software Bacon 2.2 (BLAAUW; CHRISTEN, 2011) e a curva de calibração IntCal13 (REIMER et al., 2013) foram utilizados (Tabela 3, Figura 15).

Tabela 3 – Profundidade, idade radiocarbônica e idade calibrada das amostras do testemunho sedimentar GeoB6212-1.

Identificação do laboratório	Intervalo de profundidade da amostra (cm)	Idade radiocarbônica ± 1σ (anos AP)	Idade calibrada (anos cal AP)
Poz-47236*	8	5250 ± 40	5694
382580**	33	9440 ± 40	10112
Poz-47237*	58	10250 ± 50	11345
382581**	113	12870 ± 50	14374
Poz-47238*	158	13050 ± 70	15179
382582**	253	15750 ± 50	18616
382583**	323	17560 ± 60	20731
Poz-47239*	363	18610 ± 140	21843
382584**	478	19810 ± 70	23511
Poz-47240*	578	21750 ± 150	25583
382585**	623	22320 ± 80	26164
382586**	668	22480 ± 80	26645
424077**	717	24190 ± 110	27894
382587**	768	29520 ± 160	32583

* datação realizada pelo *Poznan Radiocarbon Laboratory*
** datação realizada pelo *Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory*

5.1.1 Modelo de idades e taxa de sedimentação

O modelo de idades do testemunho sedimentar GeoB6212-1 cobre o período entre 32,6 e 5,7 ka cal AP (Tabela 3, Figura 15). A taxa de sedimentação apresentou-se bastante variável no período registrado, com valores oscilando entre 3,8 e 111,0 cm/ka. Picos de taxa de sedimentação foram identificados em ca. 26, 23, 15 e 11 ka cal AP. Tais picos estão

localizados próximos ou dentro dos eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar HS2 (primeiro e segundo picos, i.e., 26 e 23 ka cal AP), HS1 (terceiro pico, i.e., 15 ka cal AP) e YD (quarto pico, i.e., 11 ka cal AP) (SARNTHEIN et al., 2001; RASMUSSEN et al., 2006; GONI; HARRISON, 2010) (Figura 15). Considerando a resolução espacial de amostragem das datações ^{14}C executadas para o testemunho sedimentar GeoB6212-1, a resolução média temporal do modelo de idades é de ca. 2 ka, com valores variando entre ca. 480 anos e 4,7 ka.

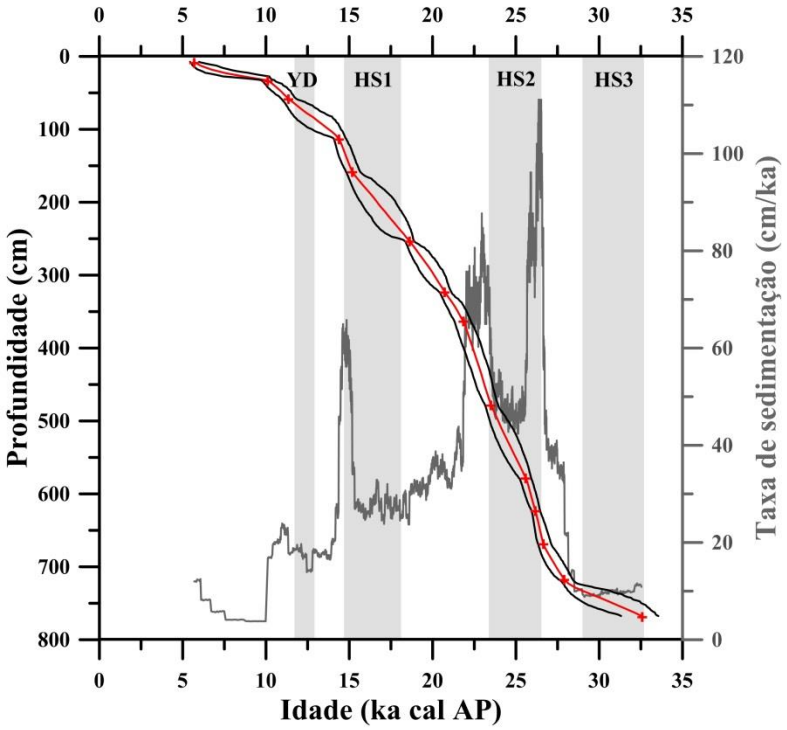

Figura 15 – Modelo de idades (eixo vertical esquerdo) e taxa de sedimentação (eixo vertical direito) para o testemunho sedimentar GeoB6212-1 produzido com o software Bacon 2.2 (BLAAUW; CHRISTEN, 2011). Para o modelo de idades, a linha vermelha representa as idades médias, a linha preta superior (inferior) representa as idades máximas (mínimas) e os símbolos vermelhos representam as idades calibradas. Encontram-se representados os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar (barras verticais cinzas) HS3, HS2, HS1 e YD (SARNTHEIN et al., 2001; RASMUSSEN et al., 2006; GONI; HARRISON, 2010).

5.1.2 Taxa de acumulação de sedimentos siliciclásticos

A partir dos cálculos (1), (2), (3) e (4), expostos na seção 4.2.1.1, foi possível determinar a taxa de acumulação de sedimentos siliciclásticos para o testemunho sedimentar GeoB6212-1 (Figura 16).

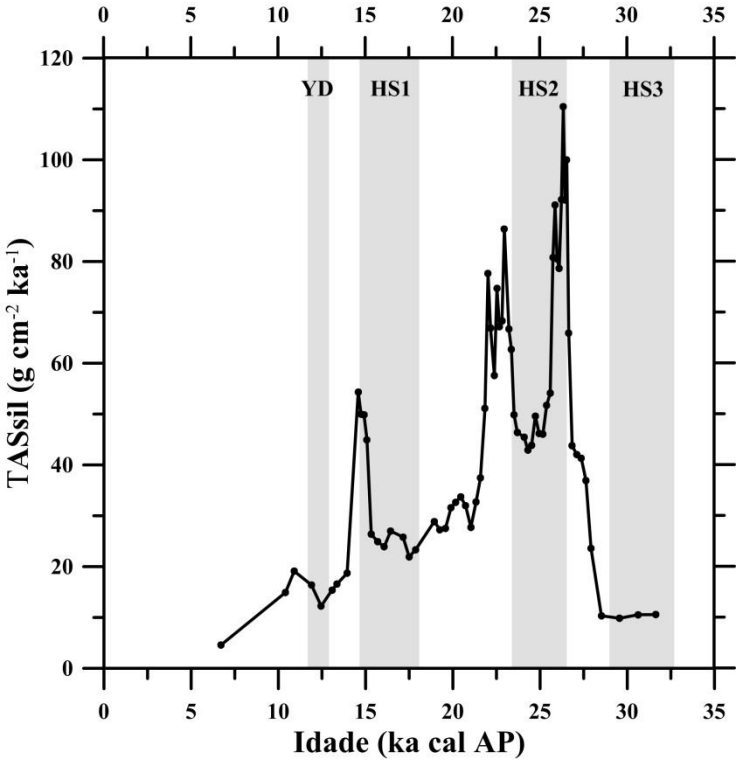

Figura 16 – Taxa de acumulação de sedimentos siliciclásticos (TASsil) do testemunho sedimentar GeoB6212-1. Encontram-se representados os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar (barras verticais cinzas) HS3, HS2, HS1 e YD (SARNTHEIN et al., 2001; RASMUSSEN et al., 2006; GONI; HARRISON, 2010).

A taxa de acumulação de sedimentos siliciclásticos do testemunho sedimentar GeoB6212-1 apresentou-se bastante variável no período registrado, com valores oscilando entre 4,6 e 110,5 g cm^{-2} ka^{-1}. Picos de taxa de acumulação foram identificados em ca. 26, 23, 15 e 11 ka cal AP. Tais picos estão localizados próximos ou dentro dos eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar HS2 (primeiro e segundo picos, i.e., 26 e 23 ka cal AP), HS1 (terceiro pico, i.e., 15 ka cal AP) e YD (quarto pico, i.e., 11 ka cal AP) (SARNTHEIN et al., 2001; RASMUSSEN et al., 2006; GONI; HARRISON, 2010) (Figura 16). A resolução espacial média para o cálculo das taxas de acumulação de sedimentos siliciclásticos é de 10 cm, considerando a resolução espacial de amostragem dos parâmetros utilizados para determina-la (i.e., $CaCO_3$, COT, TS e DSS).

5.2 Isótopos estáveis de carbono e oxigênio em testas de foraminíferos planctônicos

Os dados isotópicos obtidos para o testemunho sedimentar GeoB6212-1 por meio desta Dissertação de Mestrado encontram-se apresentados nas Figuras 17 e 18.

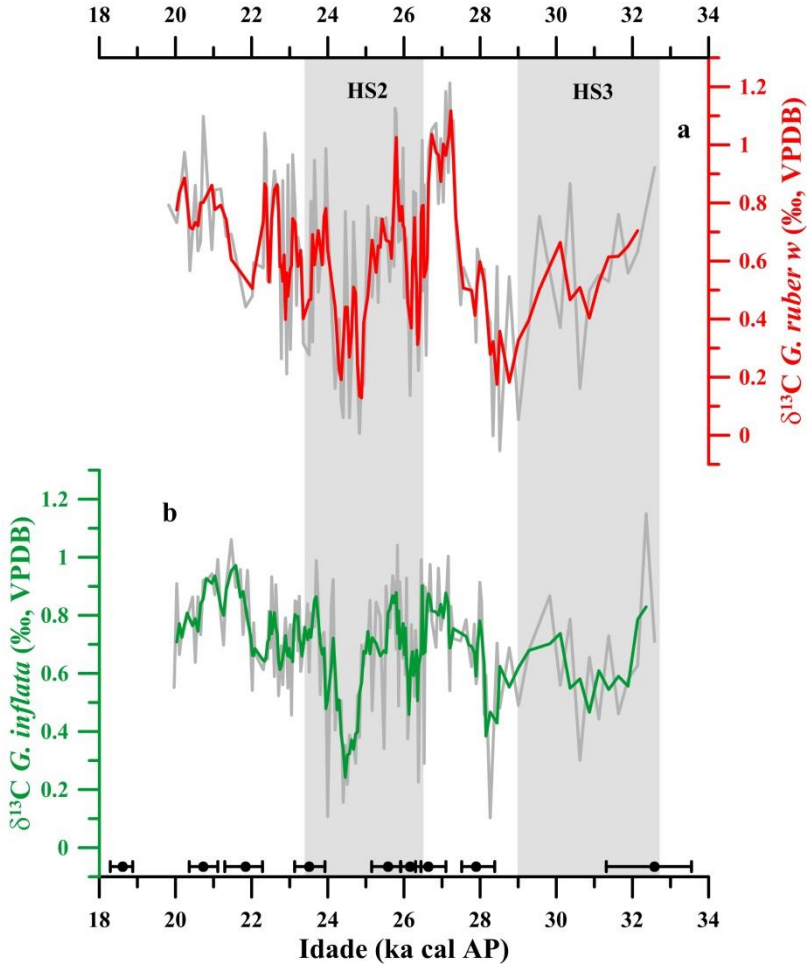

Figura 17 – Registros dos isótopos estáveis de C ($\delta^{13}C$) do testemunho sedimentar GeoB6212-1. **(a)** $\delta^{13}C$ de *G. ruber w*; e **(b)** $\delta^{13}C$ de *Globorotalia inflata* (*G. inflata*). As curvas vermelha e verde representam a média de três pontos para *G. ruber w* e *G. inflata*, respectivamente. Os símbolos pretos na base do painel representam as idades calibradas. As barras verticais cinzas representam os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar HS3 e HS2 (SARNTHEIN et al., 2001; GONI; HARRISON, 2010).

Os registros isotópicos de $\delta^{13}C$ de *G. ruber w* mostram duas excursões negativas de longo prazo, entre ca. 32,6 e 28,5 ka cal AP com amplitude de ca. 1‰, e entre ca. 26,5 e 24,8 ka cal AP também com amplitude de ca. 1‰ (Figura 17a). Tais tendências de longo prazo são separadas uma da outra por um aumento abrupto de ca. 1,3‰. Ambas as excursões negativas de longo prazo foram interrompidas por uma breve excursão positiva, uma entre 30,6 e 30,4 ka cal AP com amplitude de ca. 0,7‰, e outra entre 26,2 e 25,8 ka cal AP com amplitude de ca. 1‰. Após a segunda excursão negativa de longo prazo, os valores de $\delta^{13}C$ de *G. ruber w* variaram em torno de 0,7‰. Ambas as excursões negativas foram marcadas por uma curva em forma de "w", que se convencionou chamar de estrutura em "w".

Os registros isotópicos de $\delta^{13}C$ de *G. inflata* mostram quatro excursões negativas, partindo de uma linha de base de ca. 0,8‰ (Figura 17b). A primeira ocorre entre ca. 32,5 e 30,6 ka cal AP

com amplitude de ca. 0,5‰, a segunda ocorre entre ca. 29,8 e 28,3 ka cal AP com mesma amplitude da anterior, a terceira ocorre entre ca. 26,5 e 26,4 ka cal AP com amplitude de ca. 0,8‰, e a quarta ocorre entre ca. 25,8 e 24,4 ka cal AP com amplitude de ca. 0,9‰. No registro de $\delta^{13}C$ de *G. inflata* também é possível identificar duas estruturas em "w".

As estruturas em "w" descritas para ambas as espécies, bem como os mínimos de $\delta^{13}C$ ocorrem de forma sincrônica (Figura 17).

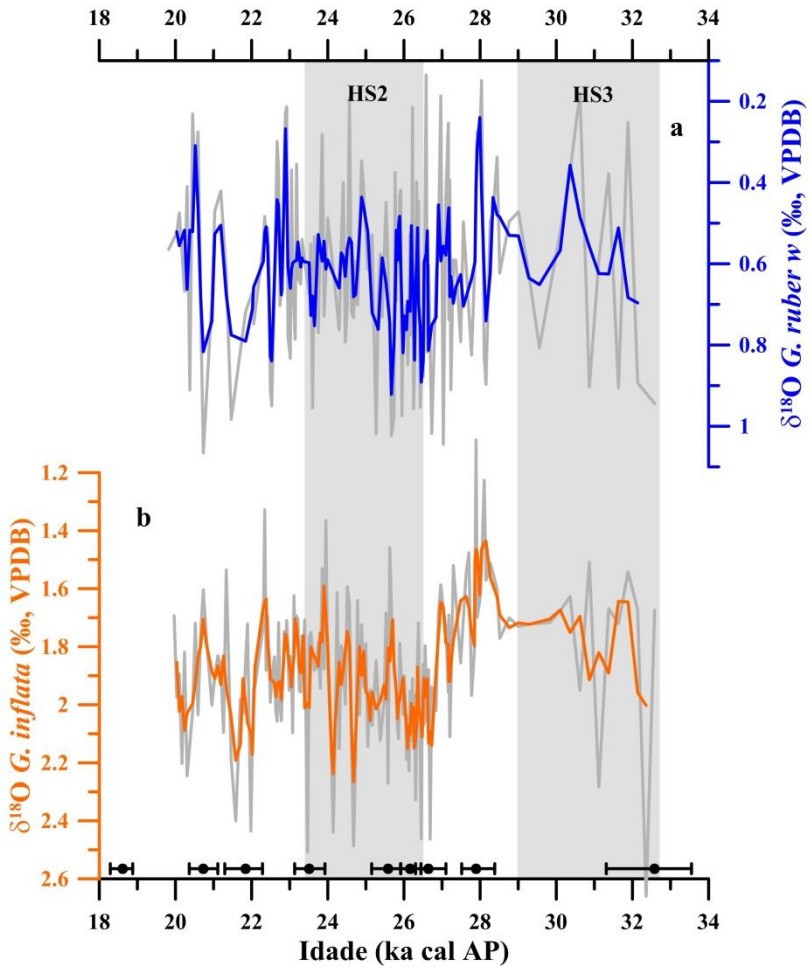

Figura 18 – Registros dos isótopos estáveis de O ($\delta^{18}O$) do testemunho sedimentar GeoB6212-1. **(a)** $\delta^{18}O$ de *G. ruber w*; e **(b)** $\delta^{18}O$ de *G. inflata*. As curvas azul e laranja representam a média de três pontos para *G. ruber w* e *G. inflata*, respectivamente. Os símbolos pretos na base do painel representam as idades calibradas. As barras verticais cinzas representam os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar HS3 e HS2 (SARNTHEIN et al., 2001; GONI; HARRISON, 2010).

Os registros isotópicos de $\delta^{18}O$ do testemunho sedimentar GeoB6212-1 apresentam marcantes variações ao longo do período estudado. Os registros isotópicos de *G. ruber w* variaram entre ca. 0,14 e 1,07‰, com valor médio de 0,61‰ (Figura 18a).

Já os registros isotópicos de *G. inflata* variaram entre ca. 1,09 e 2,66‰, com valor médio de 1,88‰ (Figura 18b).

Os registros de $\delta^{18}O$ de ambas as espécies aqui analisadas não apresentaram tendências de longo prazo e/ou milenares claras (Figura 18).

5.3 Mg/Ca em testas de foraminíferos planctônicos

Os valores de Mg/Ca obtidos a partir de amostras de *G. ruber w* do testemunho sedimentar GeoB6212-1 variaram entre 2,41 e 3,61 mmol/mol, equivalente a 19,2 e 23,2 °C, respectivamente (Figura 19a e b).

A TSM reconstituída permaneceu aproximadamente constante em ca. 22 °C entre ca. 33 e 24 ka cal AP, e então decresceu em direção e dentro do UMG, chegando em ca. 21 °C. Esta tendência de longo prazo foi superposta por duas excursões negativas de TSM de curto prazo. A primeira ocorreu entre ca. 26,5 e 26,4 ka cal AP com amplitude de ca. 3,5 °C, e a segunda ocorreu entre ca. 24,4 e 23,3 ka cal AP com amplitude de ca. 2,5 °C (Figura 19b). Nas excursões negativas de TSM também é possível identificar uma estrutura em “w”.

O $\delta^{18}O_{cvg\text{-}sm}$ calculado apresentou uma redução de longo prazo em direção ao UMG, indicando um decréscimo da SSM. Tal decréscimo foi acentuado em ca. 26,5 ka cal AP e em ca. 23,2 ka cal AP, sendo interrompido por uma excursão positiva de curto prazo entre ca. 26,3 e 25,3 ka cal AP com amplitude máxima de ca. 1,5‰ (Figura 19c).

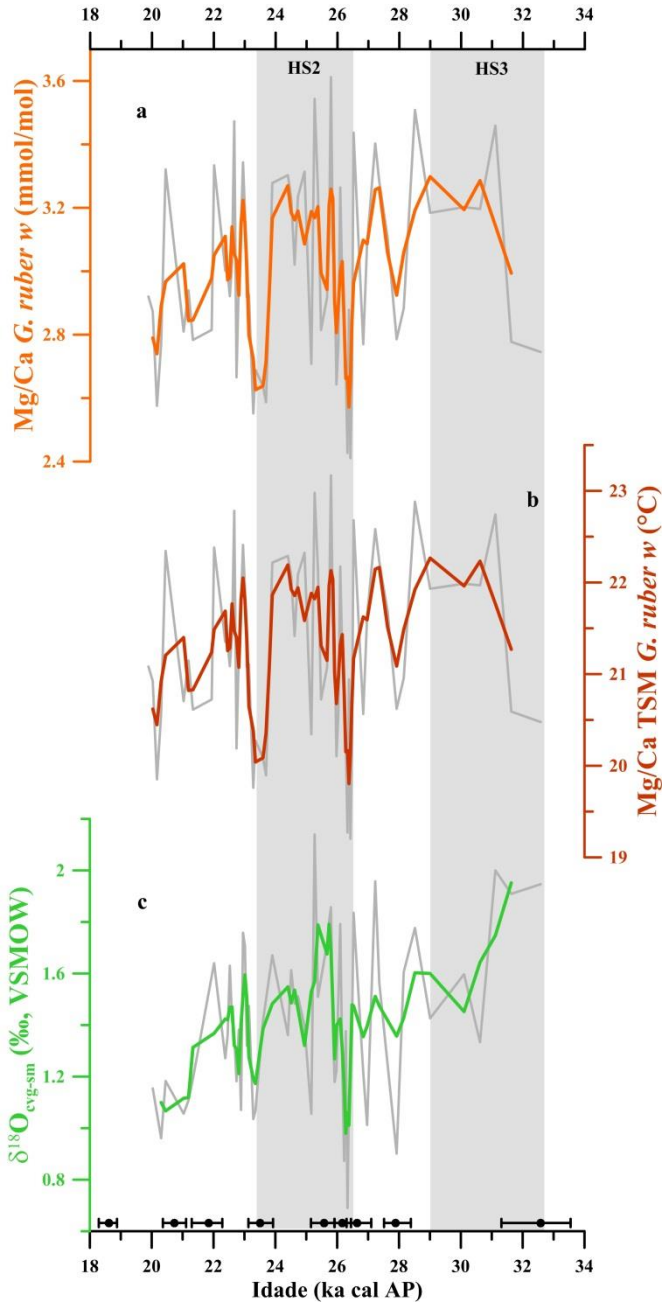

Figura 19 – Registros de temperatura e salinidade da porção superior da coluna de água sob a influência da CB para o testemunho sedimentar GeoB6212-1. **(a)** Razões de Mg/Ca para *G. ruber w*; **(b)** TSM obtida a partir das razões Mg/Ca para *G. ruber w*; e **(c)** $\delta^{18}O$ da água da superfície do mar (sm) local corrigida para mudanças no volume global de gelo (cvg), um indicador de SSM local. As curvas laranja, vermelho escuro e verde representam médias de três pontos. Os símbolos pretos na base do painel representam as idades calibradas. As barras verticais cinzas representam os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar HS3 e HS2 (SARNTHEIN et al., 2001; GONI; HARRISON, 2010).

5.4 Fluorescência de raios-X em sedimento total

De forma geral, ao longo do período estudado as variações das razões ln(Ti/Ca) e ln(Fe/Ca) apresentaram-se bastante similares com relação a formato da curva. A razão ln(Ti/Ca) variou entre ca. -1,15 e -0,13 e a razão ln(Fe/Ca) variou entre ca. 0,77 e 1,87 (Figura 20a e b).

As razões ln(Ti/Ca) e ln(Fe/Ca) apresentaram-se genericamente constantes entre ca. 33 e 26,5 ka cal AP, com valores em torno de -0,99 e 0,96, respectivamente. Posteriormente, ambas as razões aumentaram em direção ao UMG. Esta tendência de longo prazo foi superposta por duas excursões abruptas positivas de curto prazo. A primeira ocorreu entre ca. 26,8 e 26,4 ka cal AP, com amplitude de ca. 0,43 para ln(Ti/Ca) e 0,64 para ln(Fe/Ca). A segunda ocorreu entre ca. 25 e 24 ka cal AP, com amplitude de ca. 0,4 para ln(Ti/Ca) e 0,5 para ln(Fe/Ca) (Figura 20a e b). As excursões positivas das razões ln(Ti/Ca) e ln(Fe/Ca) foram marcadas por uma estrutura em "w".

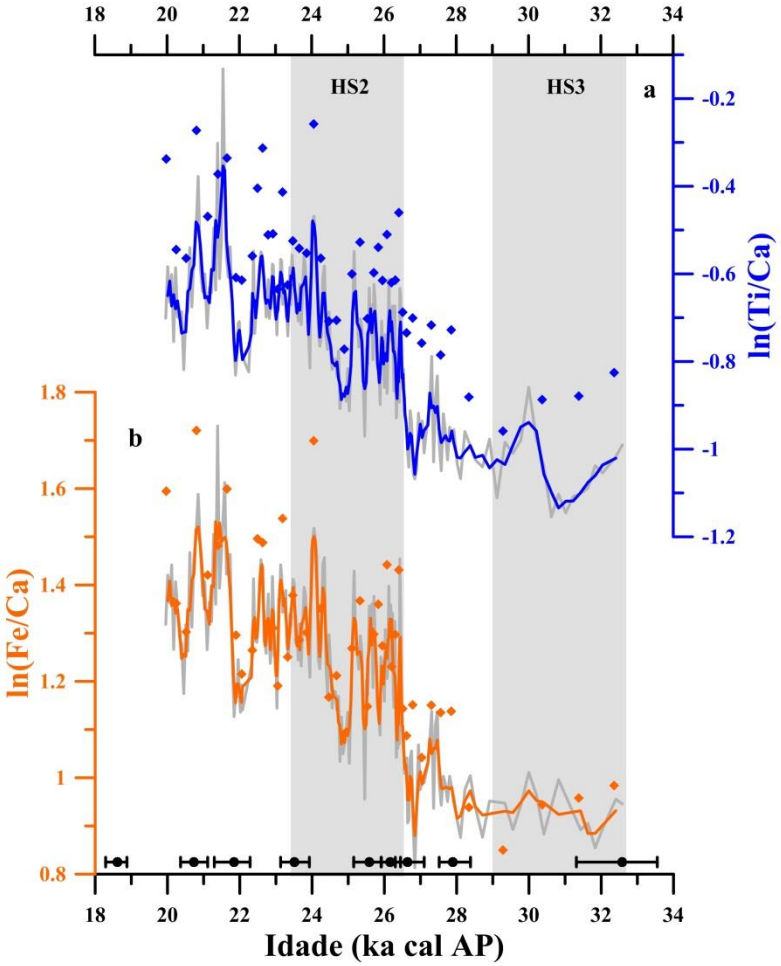

Figura 20 – Proporções calibradas dos elementos maiores do testemunho sedimentar GeoB6212-1 baseadas em análises de scanner de FRX e de FRX convencional. **(a)** ln(Ti/Ca); e **(b)** ln(Fe/Ca). As curvas azul e laranja representam a média de três pontos para ln(Ti/Ca) e ln(Fe/Ca), respectivamente. Os diamantes presentes nos dois painéis representam os dados do FRX convencional. Os símbolos pretos na base do painel representam as idades calibradas. As barras verticais cinzas representam os

eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar HS3 e HS2 (SARNTHEIN et al., 2001; GONI; HARRISON, 2010).

6. DISCUSSÃO

6.1 Isótopos estáveis de carbono: variações de escala milenar, Oceano Atlântico, Oceano Austral e CO_{2atm}

As estruturas em "w" sincrônicas presentes nos registros de $\delta^{13}C$ das duas espécies de foraminíferos planctônicos aqui analisadas ocorreram em consonância com os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar HS3 e HS2 (SARNTHEIN et al., 2001; GONI; HARRISON, 2010) (Figura 17). Similarmente às condições atuais, não é esperado que o sítio de coleta do testemunho sedimentar GeoB6212-1 seja influenciado significativamente por variações no conteúdo de nutrientes da porção superior da coluna de água, uma vez que está situado sob a influência de uma corrente oligotrófica (i.e., CB), longe de células de ressurgência (GARCIA et al., 2014). Sendo assim, foi assumido que as mudanças observadas nos registros de $\delta^{13}C$ do testemunho sedimentar GeoB6212-1 (Figura 17) não estão associadas a processos locais relacionados à ciclagem de nutrientes (MULITZA et al., 1999).

Uma característica amplamente observada em registros de $\delta^{13}C$ de foraminíferos planctônicos do Oceano Indo-Pacífico (SPERO; LEA, 2002), Oceano Austral (NINNEMANN; CHARLES, 1997) e Oceano Atlântico Sul (OPPO; FAIRBANKS, 1989) é uma excursão negativa durante o HS1. Ninnemann e Charles (1997) sugeriram que o Oceano Austral é a fonte desse sinal e que sua transferência para latitudes mais baixas se daria via AMSA e/ou AIA. De fato, um tipo leve de AMSA forma a ACAS (ver seção 3.1.1.3) (STRAMMA; ENGLAND, 1999), representando, portanto, um potencial condutor do sinal de $\delta^{13}C$ da região subantártica até o Atlântico subtropical (Figura 5). Desta forma, acredita-se que as excursões negativas observadas nos registros de $\delta^{13}C$ do testemunho sedimentar GeoB6212-1 (Figura 17) estejam relacionadas com a transferência de um sinal de $\delta^{13}C$, pré-formado no Oceano Austral, via águas centrais e da termoclina.

Concomitantemente às anomalias negativas dos registros de $\delta^{13}C$ do testemunho sedimentar GeoB6212-1 (Figura 17) foi descrita para o HS3 e HS2 uma desintensificação da AMOC baseada em registros de $^{231}Pa/^{230}Th$ de Bermuda Rise (sítio ODP 1063; 33,7°N/57,6°O) (LIPPOLD et al., 2009) (Figura 21d). Ambos os eventos milenares são também marcados por pulsos de IRD (MD99-2331; 42,2°N/9,7°O) (EYNAUD et al., 2009) e decréscimos na TSM (SU8118 e MD952042; 37,5°N/10,1°O) (BARD, 2002) do nordeste do Atlântico Norte (Iberian Margin), bem como pelo aumento da concentração de Ca^{+2} na Groenlândia (GISP2;

72,6°N/38,5°O) (MAYEWSKI et al., 1997) (Figura 21a, b, c). É importante ressaltar que os quatro registros (i.e., Figura 21a, b, c, d) acima citados também apresentam um estrutura em "w" para o HS2 similar àquelas encontradas nos registros de $\delta^{13}C$ do testemunho sedimentar GeoB6212-1 (Figura 17). Para o HS3, os registros de IRD (EYNAUD et al., 2009) e de concentração de Ca^{+2} (MAYEWSKI et al., 1997) também mostram estrutura em "w" similar àquelas encontradas nos registros de $\delta^{13}C$ do testemunho sedimentar GeoB6212-1 (Figura 17).

Um componente chave da AMOC é representado pela APAN, a qual, junto com as águas profundas do Índico e do Pacífico, origina a Água Circumpolar Profunda (ACP) no Oceano Austral (TOMCZAK; LIEFRINK, 2005; TALLEY, 2013). Desta forma, os valores de $\delta^{13}C$ da ACP (ca. 0,4‰) (KROOPNICK, 1985) situam-se entre os valores da APAN (ca. 1‰) (KROOPNICK, 1985) e os valores das águas Indo-Pacíficas (ca. 0,2 a -0,2‰) (KROOPNICK, 1985) (OPPO; FAIRBANKS, 1987; CHARLES; FAIRBANKS, 1992).

A ACP sofre ressurgência ao sul da Frente Polar Antártica forçada pelos ventos de oeste (Figura 5) (MARSHALL; SPEER, 2012). Durante períodos de desintensificação da AMOC, a influência da APAN no Oceano Austral fica reduzida e os valores de $\delta^{13}C$ da ACP deveriam decrescer, uma vez que essa massa de água teria maior contribuição das águas Indo-Pacíficas (CHARLES; FAIRBANKS, 1992). Adicionalmente, o aumento de temperatura da região circum-Antártica (EDML; 75°S/0°E; EPICA) (EPICA Community Members, 2006) (Figura 21m), decorrente da redução do transporte de calor rumo ao norte pela AMOC, produziu um deslocamento para sul e aumento da intensidade dos ventos de oeste do Hemisfério Sul, o que provocou um fortalecimento da ressurgência da ACP (ANDERSON et al., 2009; DENTON et al., 2010). O fortalecimento da ressurgência da ACP teria suprido a superfície do Oceano Austral, ao sul da Frente Polar Antártica, com águas de baixos valores de $\delta^{13}C$ e com uma maior concentração de $Si(OH)_4$ (ANDERSON et al., 2009; HENDRY et al., 2012). Uma vez que se acredita que a ACP é a fonte dominante das águas superficiais e intermediárias originadas no Oceano Austral, i.e., AMSA e AIA, respectivamente (Figura 5), um fortalecimento da ressurgência transferiria o sinal de baixo $\delta^{13}C$, bem como a anomalia positiva de $Si(OH)_4$, para o giro subtropical adjacente (OPPO; FAIRBANKS, 1989; NINNEMANN; CHARLES, 1997; SPERO; LEA, 2002; ANDERSON et al., 2009; HENDRY et al., 2012). Tais sinais seriam propagados através da termoclina do giro subtropical do Atlântico Sul (i.e., ACAS), e, por processos de troca vertical, o sinal de baixo $\delta^{13}C$ seria transferido para a camada de mistura (i.e., AT) (TOMCZAK; GODFREY, 2003).

Maiores concentrações de $Si(OH)_4$ foram descritas em organismos bentônicos em profundidades intermediárias (i.e., ca. 1.048 m de profundidade) do oeste do Atlântico Sul (ca. 27°S), próximo ao sítio de coleta do testemunho sedimentar GeoB6212-1, durante eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar (HENDRY et al., 2012). Tal fato sugere que o sinal pré-formado no Oceano Austral de fato alcança as latitudes subtropicais do Atlântico Sul.

Variações de escala milenar na temperatura e na ventilação de águas profundas do Oceano Austral também estão associadas com um aumento do CO_{2atm} (SPERO; LEA, 2002; AHN; BROOK, 2008; 2014; GOTTSCHALK; SKINNER; WAELBROECK, 2015). Durante o HS3 e HS2, picos positivos de CO_{2atm} (Siple Dome; 81,7°S/148,8W) (AHN; BROOK, 2014) (Figura 21o) foram descritos de forma sincrônica ao aquecimento circum-Antárico (EPICA Community Members, 2006) (Figura 21m) e provavelmente foram originados em virtude da redução da estratificação do Oceano Austral, e consequente liberação de carbono remineralizado (CO_2 rico em ^{12}C) que estava estocado por um longo período em águas profundas (ANDERSON et al., 2009; DENTON et al., 2010; JACCARD et al., 2016; MARIOTTI et al., 2016). Apesar da baixa resolução temporal, registros de $\delta^{13}C$ de CO_{2atm} corroboram o processo descrito acima, mostrando redução durante o HS2 (Taylor Dome; 77,8°S/158,7°E) (SMITH et al., 1999) (Figura 21n).

No entanto, os picos de CO_{2atm} ocorrem ca. 1 ka depois do início da redução de $\delta^{13}C$ dos registros do testemunho sedimentar GeoB6212-1 (Figura 21h, o). Spero e Lea (2002) também observaram atraso similar entre o aumento de CO_{2atm} e a redução de $\delta^{13}C$ de foraminíferos planctônicos do Oceano Pacífico para o HS1, que os autores atribuíram às incertezas dos modelos de idades dos registros considerados. Uma explicação alternativa seria um possível atraso entre a desintensificação da AMOC e o aumento do CO_{2atm} (AHN; BROOK, 2014).

Sendo assim, os registros de $\delta^{13}C$ do testemunho sedimentar GeoB6212-1 (Figura 17) suportam as evidências (SMITH et al., 1999; AHN; BROOK, 2008, 2014; BEREITER et al., 2012) de que o aumento do CO_{2atm} ocorrido durante os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar do último período glacial é originado no oceano e, provavelmente, está relacionado à desintensificação da AMOC e consequente fortalecimento da ressurgência do Oceano Austral.

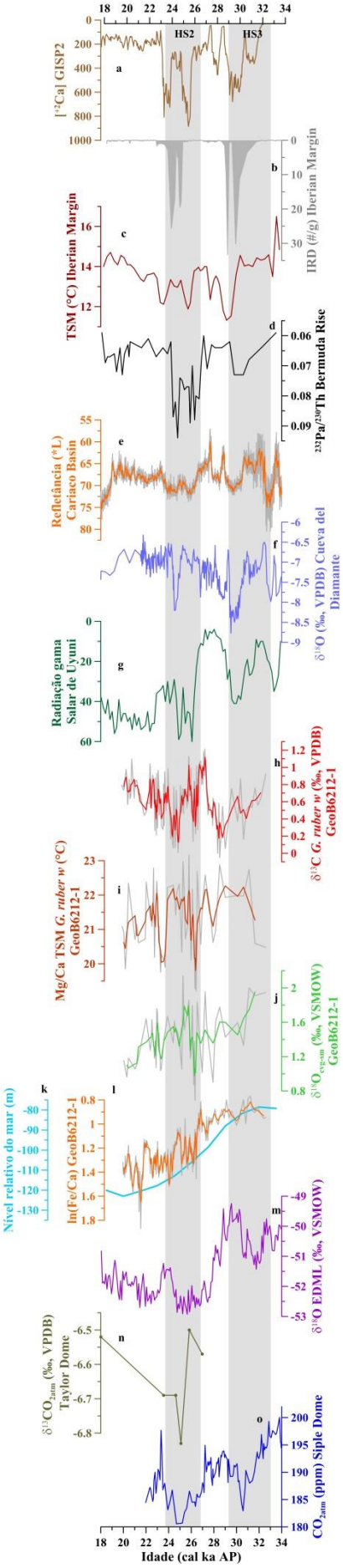

Figura 21 – Registros da porção sudoeste do Atlântico Sul, porções oeste e leste do Atlântico Norte e da região tropical da América do Sul, cobrindo os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar HS3 e HS2 (SARNTHEIN et al., 2001; GONI; HARRISON, 2010). **(a)** Mudanças na circulação atmosférica sobre a Groenlândia derivada da concentração de Ca^{+2} do Ice Sheet Project 2 (GISP2) (MAYEWSKI et al., 1997) plotada versus Greenland Ice Core Chronology 2005 (GICC05) (ANDERSEN et al., 2006; RASMUSSEN et al., 2006), em 72,6°N/38,5°O; **(b)** Camadas *Heinrich* indicadas pela presença de *ice-rafted debris* (IRD) do testemunho sedimentar marinho MD99-2331 da Margem Ibérica, em 42,2°N/9,7°O (EYNAUD et al., 2009); **(c)** Mudanças na TSM da Iberian Margin derivada dos testemunhos sedimentares marinhos SU8118 e MD952042, em 37,5°N/10,1°O (BARD, 2002); **(d)** Intensidade da AMOC derivada da razão sedimentar $^{231}Pa/^{230}Th$ de Bermuda Rise – sítio ODP 1063 (valores altos indicam uma desintensificação da AMOC), em 33,7°N/57,6°O (LIPPOLD et al., 2009); **(e)** Posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) indicada por meio da refletância (*L) (valores altos indicam redução da precipitação) do testemunho sedimentar marinho MD03-2621 de Cariaco Basin, em 10,7°N/65°O (DEPLAZES et al., 2013) (a curva laranja representam a média de 399 pontos); **(f)** Posição da ZCIT indicada pelo $\delta^{18}O$ da estalagmite NAR-C, coletada na caverna Cueva del Diamante, região oeste da Amazônia (valores mais negativos indicam aumento da precipitação), em 5,4°S/77,3°O (CHENG et al., 2013); **(g)** Presença de paleolagos indicada pela radiação natural gama do Salar de Uyuni, Altiplano Boliviano (valores maiores indicam aumento da precipitação), em 20,3°S/67,5°O (BAKER et al., 2001); **(h)** $\delta^{13}C$ de *G. ruber w* do testemunho sedimentar marinho GeoB6212-1, coletado na porção sudoeste do Atlântico Sul, em 32,4°S/50,1°O (curva vermelha representa a média de três pontos) (este estudo); **(i)** TSM obtida a partir das razões Mg/Ca para *G. ruber w*, em 32,4°S/50,1°O (curva vermelho escura representa a média de três pontos) (este estudo); **(j)** $\delta^{18}O$ da água da superfície do mar (sm) local corrigida para mudanças no volume global de gelo (cvg), um indicador de SSM local, em 32,4°S/50,1°O (curva verde representa a média de três pontos) (este estudo); **(k)** Nível relativo do mar (m), no qual o presente é representado pelo nível zero (WAELBROECK et al., 2002); **(l)** Curva calibrada da razão ln(Fe/Ca), em 32,4°S/50,1°O (curva laranja representa a média de três pontos) (este estudo); **(m)** Temperatura atmosférica sobre a Antártica indicada pelo $\delta^{18}O$ do EPICA Dronning Maud Land (EPICA Community Members, 2006) (valores maiores indicam condições mais quentes) plotado versus sua cronologia original, em 75°S/0°E; **(n)** $\delta^{13}C$ do CO_2 atmosférico ($\delta^{13}CO_{2atm}$) do Taylor Dome (valores menores indicam aumento da liberação de CO_2 com baixos valores de $\delta^{13}C$), em 77,8°S/158,7°E (SMITH et al., 1999); **(o)** Concentração de CO_2 atmosférico (CO_{2atm}) (ppm) do testemunho de gelo Siple Dome (AHN; BROOK, 2014) plotado versus Greenland Ice Core Chronology 2005 (GICC05) (SVENSSON et al., 2008), em 81,7°S/148,8°O.

6.2 Porção superior da coluna de água do sudoeste do Atlântico Sul: temperatura e salinidade

A razão dos isótopos estáveis de oxigênio em foraminíferos planctônicos é marcantemente influenciada pela temperatura e pelo $\delta^{18}O$ da água do mar (relacionado à salinidade) na qual as testas calcificaram (GROENEVELD; CHIESSI, 2011). A relação entre temperatura e $\delta^{18}O$ de foraminíferos planctônicos é inversamente proporcional. Já a relação entre salinidade e $\delta^{18}O$ de foraminíferos planctônicos é diretamente proporcional. Desta forma, temperaturas mais altas produzem uma diminuição em $\delta^{18}O$, enquanto que salinidades mais altas produzem um aumento em $\delta^{18}O$ (ROHLING; COOKE, 1999).

Para períodos e regiões dos oceanos do planeta nos quais o aumento (diminuição) de temperatura está associado à diminuição (aumento) de salinidade, o $\delta^{18}O$ dos foraminíferos planctônicos registrará essas mudanças ambientais de maneira clara (GUILDERSON; PAK, 2007). No entanto, para casos em que a temperatura e a salinidade aumentam (diminuem) simultaneamente, as mudanças ambientais podem não ser claramente percebidas em $\delta^{18}O$ de foraminíferos planctônicos. Este último cenário parece ser o caso para a porção superior da coluna de água sob a influência da CB para os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala secular do Holoceno (Figura 22) (CHIESSI, et al. 2014), bem como para os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar da última deglaciação (CHIESSI, et al. 2015).

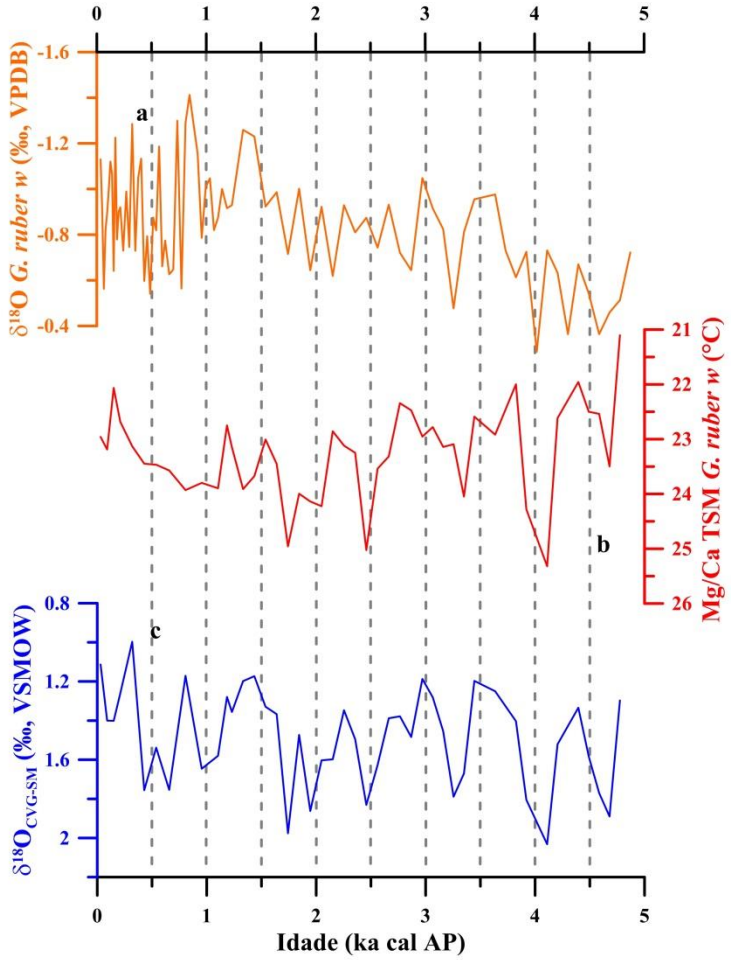

Figura 22 – Registros da poção superior da coluna de águas da CB, cobrindo o Holoceno tardio baseados nos testemunhos sedimentares marinhos GeoB6211-1/2 (vizinhos ao testemunho sedimentar GeoB6212-1). **(a)** $\delta^{18}O$ de *G. ruber w*; **(b)** TSM obtida a partir das razões Mg/Ca para *G. ruber w*; **(c)** $\delta^{18}O$ da água da superfície do mar ($_{SM}$) corrigida para volume de gelo ($_{CVG}$), um indicador de SSM local (Adaptado de Chiessi et al., 2014).

O testemunho sedimentar GeoB6212-1 foi coletado praticamente na mesma posição que os testemunhos sedimentares estudados por Chiessi et al. (2014, 2015), e seus resultados isotópicos de $\delta^{18}O$ (Figura 18) corroboram os resultados de tais autores, não apresentando tendência clara para os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar, i.e., HS3 e HS2.

Análises de Mg/Ca representam uma ferramenta poderosa para desacoplar o efeito da temperatura e o da salinidade em $\delta^{18}O$, uma vez que a incorporação de Mg em testas de foraminíferos planctônicos é pouco sensível a mudanças de salinidade permitindo a identificação de estimativas individuais para cada um desses parâmetros (GROENEVELD; CHIESSI, 2011; HÖNISCH et al., 2013) (Figura 19).

Os registros obtidos por meio das análises de Mg/Ca de *G. ruber w* do testemunho sedimentar GeoB6212-1 mostram que, a partir do HS2, de fato, a TSM e a SSM (inferida a partir do $\delta^{18}O_{cvg-sm}$) da porção superior da coluna de água sob a influência da CB apresentam comportamento em fase, i.e., redução de longo prazo dos valores em direção ao UMG, superposta por picos de redução abrupta de curto prazo durante o HS2 (Figura 19). Vale notar que tais picos de redução abrupta são marcados por uma estrutura em "w" similar àquelas encontradas nos registros de $\delta^{13}C$ do mesmo testemunho sedimentar.

A tendência de longo prazo da TSM corrobora com as evidências globais (e.g., EPICA Community Members, 2006; AHN; BROOK, 2008; CHIESSI et al., 2015) de resfriamento terrestre em direção ao período de menor temperatura média global registrada no último período glacial, i.e., o UMG (MARGO PROJECT MEMBERS, 2009). Já a redução da SSM pode estar relacionada com períodos repetidos de intensificação da AMOC durante os *interstadials*, associados ao reestabelecimento dessa circulação e consequente maior capacidade de transportar sal em direção às altas latitudes do Atlântico Norte (CHIESSI et al., 2014; BÖHM et al., 2015).

Um aumento da TSM e SSM do Hemisfério Sul seria esperado para os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar em resposta a desintensificação da AMOC (BARKER et al., 2009; LIPPOLD et al., 2009; CHIESSI et al., 2014; CHIESSI et al., 2015), uma vez que se acredita que tal circulação sofre redução da sua capacidade em transportar calor e sal em direção às altas latitudes do Atlântico Norte, aprisionando-os no Hemisfério Sul (CROWLEY, 1992; BROECKER, 1998; CHIESSI et al., 2014). No entanto, os registros de TSM e SSM do testemunho sedimentar GeoB6212-1 (Figura 19) apresentaram um comportamento oposto ao descrito acima, no qual picos de redução de ambos os parâmetros foram observados durante o HS2. Para o HS3 não foi observada tendência milenar clara.

Chiessi et al. (2015) observaram aumento da TSM e SSM durante o HS1 para o testemunho sedimentar GeoB6211-2, coletado nas proximidades do testemunho sedimentar GeoB6212-1. Já para o YD os autores obtiveram o mesmo padrão observado nos registros do testemunho sedimentar GeoB6212-1, i.e., redução da TSM e SSM. Chiessi et al. (2015) sugerem que tal fato pode estar relacionado: (i) à diferença de amplitude e duração da desintensificação da AMOC entre os diferentes eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar; no caso do HS2 tal hipótese pode ser descartada, uma vez que o HS2 e o HS1 são considerados eventos de alta intensidade se comparados com outros HSs (e.g., HS10 à HS3 e YD) (BÖHM et al., 2015), bem como possuem genericamente a mesma duração, i.e., ca. 3 ka

(SARNTHEIN et al., 2001; GONI; HARRISON, 2010); e (ii) ao fato de o Atlântico Sul parecer responder de forma distinta em diferentes latitudes, bem como em diferentes eventos milenares de variação na intensidade da AMOC em virtude das diferenças nas condições de contorno. Acredita-se que esta última hipótese seja a mais adequada para explicar a redução observada nos registros de TSM e SSM durante o HS2 para o testemunho sedimentar GeoB6212-1. De fato, assim como já mencionado anteriormente, enquanto registros da CB de Chiessi et al. (2015) mostram diminuição da TSM para o YD, os registros da CB de Arz, Pätzold e Wefer (1999) sugerem um aumento da TSM para o mesmo evento. Já com relação a condições de contorno, tanto o HS2 como o HS1, mesmo que em escalas diferentes, foram relacionados a variações de escala milenar, tais como, aquecimento da Antárctica (EPICA Community Members, 2006) (Figura 21m), aumento do CO_{2atm} (AHN; BROOK, 2014) (Figura 21o), deslocamento para sul e fortalecimento dos ventos de oeste do Hemisfério Sul, fortalecimento da ressurgência do Oceano Austral (ANDERSON et al., 2009), redução do $\delta^{13}C$ das águas de origem subantártica (SPERO; LEA, 2002) (Figura 21h). No entanto, a principal diferença entre eles se dá em virtude das distintas condições de contorno. O HS1 ocorreu durante a última terminação, i.e., momento de transição entre o último período glacial e o atual interglacial. Tal momento apresenta condições de contorno marcantemente distintas dos seus períodos adjacentes. Já o último período glacial, no qual ocorreu o HS2, se caracterizou por uma relativa estabilidade nas condições de contorno, onde a TSM global bem como o nível relativo do mar encontravam-se menores que os atuais (WAELBROECK et al., 2002). Desta forma, apesar das similaridades, os demais HSs do último período glacial não apresentaram as condições de contorno necessárias para transpor os limiares exigidos para a ocorrência de terminações, uma vez que essa transposição não está diretamente ligada a variações de escala milenar, mas sim, a variações de escala orbital, e.g., aumento da insolação de verão no Hemisfério Norte e grande extensão de gelo propenso a desestabilização no mesmo hemisfério (DENTON et al., 2010).

6.3 Respostas continentais: porção sudeste da América do Sul

Registros paleoclimáticos da América do Sul têm mostrado marcantes mudanças hidrológicas durante os eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar (ARZ et al., 1998; PETERSON et al., 2000; BAKER et al., 2001; CRUZ et al., 2006; STRÍKIS et al., 2015). Reconstituições da atividade do SMAS mostram um fortalecimento desse sistema durante

eventos HS (CRUZ et al., 2006; KANNER et al., 2012; CHENG et al., 2013). Mudanças na composição isotópica de oxigênio de espeleotemas da porção oeste da Amazônia (NAR-C; caverna Cueva del Diamante, porção norte do Peru; 5,4°S/77,3°O) (CHENG et al., 2013), bem como mudanças em registros de radiação gama de testemunhos sedimentares do Altiplano Boliviano (Salar de Uyuni; 20,3°S/67,5°O) (BAKER et al., 2001) (Figura 21f, g) sugerem aumento da precipitação durante o HS3 e HS2. Ao norte do Equador, um registro de refletância advindo de Cariaco basin (porção norte da margem continental da Venezuela; MD03-2621; 10,7°N/65°O) (DEPLAZES et al., 2013) sugere redução da precipitação durante esses eventos de mudanças climáticas abruptas de escala milenar (Figura 21e). O comportamento oposto desses sítios reflete a resposta antifásica dos hemisférios com relação à precipitação tropical durante os eventos HS (WANG et al., 2007; CHENG et al., 2013). Adicionalmente, durante o HS3 e particularmente durante o HS2 os três registros mencionados (i.e., Figura 21e, f, g) mostraram uma estrutura em "w" similar àquelas observadas nos registros do testemunho sedimentar GeoB6212-1. Stríkis et al. (2015) reportaram similar estrutura em "w" durante o HS1 e a relacionam com duas fases hidrológicas distintas durante tal evento.

Períodos de intensificação do SMAS teriam fortalecido a descarga da bacia de drenagem do Rio da Prata (CHIESSI et al., 2009), incrementando o aporte de sedimentos terrígenos inorgânicos e orgânicos para o Cone do Rio Grande (LANTZSCH et al., 2014; RAZIK et al., 2015), sítio de coleta do testemunho sedimentar GeoB6212-1. Esta Dissertação de Mestrado mostra de forma inédita um aumento da taxa de sedimentação bem como das razões ln(Ti/Ca) e ln(Fe/Ca) em um HS para a margem continental do SEAS. Os registros do testemunho sedimentar GeoB6212-1 corroboram com a sugestão de Chiessi et al. (2009), mostrando aumento na taxa de sedimentação (Figura 15) e nas razões ln(Ti/Ca) e ln(Fe/Ca) (Figura 20) durante o HS2. Adicionalmente, tais registros também apresentam uma estrutura em "w" durante o HS2 (Figura 15 e 20), sugerindo uma sensibilidade da resposta da bacia de drenagem do Rio da Prata ao fortalecimento da atividade do SMAS.

O aumento do aporte de sedimentos terrígenos no sítio de coleta do testemunho sedimentar GeoB6212-1 pode ter promovido um aumento da produtividade primária local, afetando os registros de $\delta^{13}C$ do mesmo testemunho sedimentar. No entanto, tal possibilidade pode ser descartada, uma vez que o sinal esperado em $\delta^{13}C$ de foraminíferos planctônicos em resposta a uma maior produtividade primária seria o oposto àquele mostrado pelos registros do testemunho sedimentar GeB6212-1 (Figura 18) (MULITZA et al., 1999).

Vale notar que, além das variações de escala milenar, as razões ln(Ti/Ca) e ln(Fe/Ca) também apresentam marcante tendência de longo prazo, i.e., aumento das razões em direção ao UMG (Figura 20). Tal aumento muito provavelmente está associado à redução do nível do mar (Figura k) (WAELBROECK et al., 2002) em virtude da redução da temperatura média terrestre e maior acúmulo de água nas calotas polares continentais (LAMBECK; CHAPPELL, 2001). A redução do nível do mar expõe a plataforma continental e aproxima a desembocadura dos rios da quebra da plataforma (GOVIN et al., 2012). Isto deve ter aumentado a capacidade erosiva e de transporte de sedimentos siliciclásticos desde o SEAS até a porção sudoeste do Atlântico Sul (LANTZSCH et al., 2014; RAZIK et al., 2015). De fato, as variações de longo-prazo nas curvas das razões ln(Ti/Ca) e ln(Fe/Ca) (Figura 21l) seguem as variações do nível relativo do mar (Figura 21k) (WAELBROECK et al., 2002).

A ocorrência de uma estrutura em “w” similar em registros do Atlântico Norte, em registros da América do Sul e nos registros de taxa de sedimentação, $\delta^{13}C$, TSM, SSM e das razões ln(Ti/Ca) e ln(Fe/Ca) do testemunho sedimentar GeoB6212-1 sugere que tal estrutura em “w” é uma característica associada ao HS2, e possivelmente também ao HS3.

7. CONCLUSÕES

Os registros paleoceanográficos e paleoclimáticos apresentados nesta Dissertação de Mestrado para o testemunho sedimentar GeoB6212-1 advindo da porção sudoeste do Atlântico Sul, sob a influência da CB, mostraram marcante variabilidade, em especial durante os eventos HS3 e HS2.

A desintensificação da AMOC durante o HS3 e HS2 muito provavelmente promoveu: (i) a intensificação da ressurgência no Oceano Austral, que por sua vez provocou o aumento da presença de águas com baixos valores de $\delta^{13}C$ na superfície desse oceano; tal sinal teria sido transferido através da termoclina do giro subtropical do Atlântico Sul (i.e., ACAS) até o sítio de coleta do testemunho sedimentar GeoB6212-1, provocando as reduções de $\delta^{13}C$ observadas em seus registros; (ii) reduções da TSM e SSM da CB, o que representa um comportamento não esperado para esses parâmetros durante eventos HSs; tal comportamento provavelmente está relacionado com o fato de que o oeste do Atlântico Sul parece responder de forma distinta tanto em diferentes latitudes, como para diferentes eventos milenares de variação na intensidade da AMOC; e (iii) o fortalecimento do SMAS, que por sua vez aumentou o aporte de sedimentos siliciclásticos para o sítio de coleta do testemunho sedimentar GeoB6212-1, resultando em picos na taxa de sedimentação, bem como nas razões ln(Ti/Ca) e ln(Fe/Ca).

Adicionalmente, a ocorrência de uma estrutura em “w” durante o HS2 (e possivelmente durante o HS3) em registros do Atlântico Norte e da América do Sul, bem como nos registros de taxa de sedimentação, $\delta^{13}C$, TSM, SSM e das razões ln(Ti/Ca) e ln(Fe/Ca) do testemunho sedimentar GeoB6212-1 sugere que tal estrutura em “w” é uma característica associada ao HS2, e possivelmente também ao HS3.

Diante do exposto nessa Dissertação de Mestrado é possível perceber que as respostas da CB e do clima do SEAS perante oscilações pretéritas na intensidade da AMOC não são lineares e são de entendimento complexo. O cenário atual de mudanças climáticas, no qual as atividades antrópicas se somam a variabilidade natural, faz aumentar ainda mais o grau de complexidade e incerteza. Sendo assim, ainda se faz necessário um maior aprofundamento, incentivo e coordenação de estudos voltados para o melhor entendimento do clima pretérito da CB e do SEAS. Tais ações são de caráter urgente, uma vez que eventos abruptos climáticos semelhantes e/ou análogos aos observados no passado podem ocorrer até o final do século XXI, com a marcante diferença que, hoje, diversos grupos populacionais apresentam-se

altamente vulneráveis e expostos aos extremos climáticos. Tal entendimento poderá ser uma preciosa ferramenta para o aprimoramento/desenvolvimento de políticas públicas, bem como para embasar um gerenciamento de risco de desastres e adaptação às mudanças climáticas de forma integrada.

REFERÊNCIAS[1]

AHN, J., BROOK, E. J. Atmospheric CO2 and climate on millennial time scales during the last glacial period. **Science**, v. 322, p. 83-85, 2008.

AHN, J., BROOK, E. J. Siple Dome ice reveals two modes of millennial CO2 change during the last ice age. **Nature Communications**, v. 5, 2014.

ANAND, P.; ELDERFIELD, H.; CONTE, M. H. Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series. **Paleoceanography**, v. 18, n. 2, 2003.

ANDERSEN, K. K. et al. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15-42 ka. Part 1: constructing the time scale. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, p. 3246-3257, 2006.

ANDERSON, R.F. et al. Wind-Driven Upwelling in the Southern Ocean and the Deglacial Rise in Atmospheric CO2. **Science**, v. 323, p. 1443-1448, 2009.

ANTONOV, J. I. et al. **World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity**. In: LEVITUS, S. (Ed.), NOAA Atlas NESDIS 69, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. (184 pp.), 2010.

ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Correlated Millennial-Scale Changes in Surface Hydrography and Terrigenous Sediment Yield Inferred from Last-Glacial Marine Deposits off Northeastern Brazil. **Quaternary Research**, v. 50, p. 157–166, 1998.

_____. The deglacial history of the western tropical Atlantic as inferred from high resolution stable isotope records off northeastern Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 167, p. 105–117, 1999.

BAKER, P. A. et al. Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano. **Nature**, v. 409, p. 698-701, 2001.

BARD, E. Climate shock: Abrupt changes, over millennial time scales. **Physics Today**, v. 55, p. 32-38, 2002.

BARD, E. Correction of accelerator mass spectrometry 14C ages measured in planktonic foraminifera: Paleoceanographic implications. **Paleoceanography**, v. 3, p. 635-645, 1988.

BARD, E. et al. Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical Northeast Atlantic. **Science**, v. 289, p. 1321–1324, 2000.

BARKER S. et al. Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. **Nature**, v. 457, 2009.

BARKER S.; GREAVES, M.; ELDERFIELD, H. A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 4, n. 9, 2003.

[1]De acordo com a Associação Brasileira de Normas Técnicas. NBR 6023 (2002).

BEHLING, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 177, p. 19-27, 2002.

BEREITER, B. et al. Mode change of millennial CO2 variability during the last glacial cycle associated with a bipolar marine carbon seesaw. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 109, p. 9755-9760, 2012.

BERGER, A. Long-term variations of daily insolation and quaternary climatic changes. **J. Atmos. Sci.**, v. 35, p. 2362–2367, 1978.

BLAAUW, M.; CHRISTEN, A.J. Flexible Paleoclimate Age-Depth Models Using an Autoregressive Gamma Process. **Bayesian Analysis**, v. 6, p. 457-474, 2011.

BLUNIER, T.; BROOK, E. J. Timing of Millennial-Scale Climate Change in Antarctica and Greenland During the Last Glacial Period. **Science**, v. 291, 109-112, 2001.

BÖHM, E. et al. Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle. **Nature**, v. 517, 2015.

BOND, G. et al. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. **Nature**, v. 365, p. 143–147, 1993.

BRASIL. Casa Civil da Presidência da República. Comitê Interministerial sobre mudança do clima. **Plano Nacional sobre Mudança do Clima – PNMC Brasil**. Decreto nº 6.263, de 21 de novembro de 2007. Brasília: Governo Federal, 132p., 2008.

_____. Constituição (1988). **Constituição da República Federativa do Brasil**. Brasília, DF: Senado, 1988. Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/Constituicao/Constituicao.htm> Acesso em: 13/11/13.

_____. Lei n.º 12.187, de 29 de dezembro de 2009. **Institui a Política Nacional sobre Mudança do Clima – PNMC e dá outras providências**. Brasília, DF, 29 de dezembro de 2009a; 188o da Independência e 121o da República. Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_ato2007-2010/2009/lei/l12187.htm> Acesso em: 13/11/14.

_____. Lei nº 6939, de 31 de agosto de 1981. **Dispõe sobre a Política Nacional do Meio Ambiente, seus fins e mecanismos de formulação e aplicação, e dá outras providências**. Brasília, 31 de agosto de 1981; 160º da Independência e 93º da República.

_____. Ministério do Meio Ambiente. **Política Nacional sobre Mudança do Clima**. s/d. Disponível em: <http://www.mma.gov.br/clima/politica-nacional-sobre-mudanca-do-clima> Acesso em 13/11/14.

_____. **Portaria Interministerial MCT/MMA nº 356, de 25 de setembro de 2009**. Publicada no D.O.U. de 28/09/2009, Seção I, Pág. 133. 2009b. Disponível em: http://www.cetesb.sp.gov.br/userfiles/file/mudancasclimaticas/proclima/file/legislacao/federal/portaria/portaria_interministerial_mct_356.pdf Acesso em: 13/11/14.

BROECKER, W. S. Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? **Paleoceanography**, v. 13, n. 2, p. 119-121, 1998.

BRYDEN, H. L.; LONGWORTH, H. R.; CUNNINGHAM, S. A. Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25°N. **Nature**, v. 438, 2005.

CARLSON, A. E. et al. Subtropical Atlantic salinity variability and Atlantic meridional circulation during the last deglaciation. **Geology**, v. 36, p. 991-994, 2008.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88-108, 2004.

CHARLES, C. D.; FAIRBANKS, R. G. Evidence from Southern-Ocean sediments for the effect of North-Atlantic Deep-Water flux on climate. **Nature**, v. 355, p. 416-419, 1992.

CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 3, 2004.

CHENG, H. et al. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. **Nature Communications**, v. 4, 2013.

CHIESSI C. M. Signature of the Brazil-Malvinas Confluence (Argentine Basin) in the isotopic composition of planktonic foraminifera from surface sediments. **Marine Micropaleontology**, v. 64, p. 52–66, 2007.

CHIESSI, C. M. et al. How different proxies record precipitation variability over southeastern South America. **IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science**, v. 9, 2010.

CHIESSI, C. M. et al. Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon. **Geophysical Research Letters**, v. 36, 2009.

CHIESSI, C. M. et al. South Atlantic interocean exchange as the trigger for the Bølling warm event. **Geology**, v. 36, p. 919-922, 2008.

CHIESSI, C. M. et al. Thermal evolution of the western South Atlantic and the adjacent continent during Termination 1. **Climate of the Past**, v. 10, p. 4553–4593, 2015.

CHIESSI, C. M. et al. Variability of the Brazil Current during the late Quaternary. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 415, p. 28-36, 2014.

CRONIN, M. F. et al. **Monitoring ocean-atmosphere interactions in western boundary current extensions**. In Proceedings of the “OceanObs’09: Sustained Ocean Observations and Information for Society" Conference, v. 2, 2010.

CROWLEY, T.J. Proximal trigger for late glacial Antarctic circulation and CO2 changes. **PAGES news**, v. 19, 2 pp., 2011.

CRUZ, F. W. et al. Evidence of rainfall variations in Southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 71, p. 2250-2263, 2007.

CRUZ, F. W. et al. Insolation driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. **Nature**, v. 434, p. 63-66, 2005.

CRUZ, F. W. et al. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 248, p. 495-507, 2006.

CUNNINGHAM, S. A. et al. Temporal Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5°N. **Science**, v. 317, n. 935, 2007.

DENTON, G. H. et al. The Last Glacial Termination. **Science**, v. 328, p. 1652-1656, 2010.

DEPETRIS, P. J. et al. The geochemical characteristics of the Paraná River suspended sediment load: An initial assessment. **Hydrological Processes**, v. 17, p. 1267-1277, 2003.

DEPETRIS, P. J.; PASQUINI, A. I. **The geochemistry of the Paraná River: An overview**. In: IRIONDO, M. H.; PAGGI, J. C.; PARMA, M. J. (Eds.), The Middle Paraná River: Limnology of a subtropical wetland. Springer, Berlin Heidelberg New York, p. 143-174, 2007.

DEPLAZES, G. et al. Links between tropical rainfall and North Atlantic climate during the last glacial period. **Nature Geoscience**, v. 6, p. 213-217, 2013.

DUPLESSY, J. C. et al. Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum. **Oceanologica Acta**, v. 14, p. 311-324, 1991.

EMILIANI, C. Pleistocene temperatures. **Journal of Geology**, n. 63, p. 538-578, 1955.

EPICA Community Members. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. **Nature**, v. 444, p. 195–198, 2006.

EYNAUD, F. et al. Position of the Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka. **Geochemistry Geophysics Geosystems**, v. 10, 2009.

FAO – **Food and Agriculture Organization of the United Nations**, 2011. Disponível em: <http://faostat3.fao.org/browse/area/*/E> Acesso em: 21/11/14.

FRENZ, M. et al. **Surface Sediment Bulk Geochemistry and Grain-Size Composition Related to the Oceanic Circulation along the South American Continental Margin in the Southwest Atlantic**. In: The South Atlantic in the Late Quaternary: Reconstruction of Material Budgets and Current Systems. WEFER, G.; MULITZA, S.; RATMEYER, V. (Eds). Springer-Verlag Berlin Heidelberg: New York Tokyo, p. 347-373, 2003.

GANACHAUD, A.; WUNSCH, C. Large-Scale Ocean Heat and Freshwater Transports during the World Ocean Circulation Experiment. **Journal of Climate**, v. 16, p. 696-705, 2003.

GARABATO, A. C. N. et al. Variability of Subantarctic Mode Water and Antarctic Intermediate Water in the Drake Passage during the Late-Twentieth and Early-Twenty-First Centuries. **Journal of Climate**, v. 22, p. 3661-3688, 2009.

GARCIA, H. E., et al. **World Ocean Atlas 2013, Volume 4: Dissolved Inorganic Nutrients (phosphate, nitrate, silicate)**. In: Levitus, S., Mishonov, A. (Eds.). NOAA Atlas NESDIS, p. 25, 2014.

GARREAUD, R. D. et a. Present-day South American climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 281, p. 180–195, 2009.

GARZOLI, S. L. et al. South Atlantic meridional fluxes. **Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers**, v. 71, p. 21-32, 2013.

GONI, M. F. S.; HARRISON, S. P. Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, p. 2823-27, 2010.

GORDON, A. L. South-Atlantic thermocline ventilation. **Deep-Sea Research Part a-Oceanographic Research Papers**, v. 28, n. 11, p. 1239-1264, 1981.

GOTTSCHALK, J.; SKINNER, L. C.; WAELBROECK, C. Contribution of seasonal sub-Antarctic surface water variability to millennial-scale changes in atmospheric CO2 over the last deglaciation and Marine Isotope Stage 3. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 411, p. 87-99, 2015.

GOVIN, A. et al. Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36°N–49°S): Imprint of terrigenous input and continental weathering. **Geochemistry Geophysics Geosystems**, v. 13, 2012.

GRIMM, A. M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, p. 263-280, 2003.

GRODSKY, S. A.; CARTON, J. A. The Intertropical Convergence Zone in the South Atlantic and the Equatorial Cold Tongue. **Journal of Climate**, v. 16, p. 723-733, 2003.

GROENEVELD, J.; CHIESSI, C. M. Mg/Ca of Globorotalia inflata as a recorder of permanent thermocline temperatures in the South Atlantic. **Paleoceanography**, v. 26, 2011.

GROOTES, P. M. et al. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. **Nature**, v. 366, p. 552–554, 1993.

GUILDERSON, T. P.; PAK, D. K. **Salinity proxies δ^{18}O**. In: Encyclopedia of Quaternary: Paleoceanography, Physical and Chemical proxies. Elsevier: Amsterdam, p. 1766-1775, 2007.

HE, F. et al. Northern Hemisphere forcing of Southern Hemisphere climate during the last deglaciation. **Nature**, v. 494, p. 81-85, 2013.

HEMLEBEN, C.; SPINDLER, M.; ANDERSON, O. R. **Modern Planktonic Foraminifera**. Springer-Verlag, New York, 1989.

HENDRY, K. R. et al. Abrupt changes in high-latitude nutrient supply to the Atlantic during the last glacial cycle. **Geology**, v. 40, p. 123-126, 2012.

HÖNISCH, B. et al. The influence of salinity on Mg/Ca in planktic foraminifers —Evidence from cultures, core-top sediments and complementary δ^{18}O. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 121, p. 196–213, 2013.

HUBER, C. et al. Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH4. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 243, p. 504–519, 2006.

HUT, G. **Consultants group meeting on stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations**. Report to the Director General. International Atomic Energy Agency, Vienna (42 pp.), 1987.

ICS - **International Commission on Stratigraphy**. International Chronostratigraphic Chart, 2014. Disponível em: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2014-10.pdf> Acesso em: 09/01/15.

IPCC. **Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation**, 2012.

JACCARD, S. L. et al. Covariation of deep Southern Ocean oxygenation and atmospheric CO2 through the last ice age. **Nature**, v. 530, p. 207-210, 2016.

JOHNSEN, S. J. et al. Oxygen isotope profiles through Antarctic and Greenland ice sheets. **Nature**, v. 235, p. 429–434, 1972.

KANFOUSH, S. L. et al. Millennial-Scale Instability of the Antarctic Ice Sheet During the Last Glaciation. **Science**, v. 288, p. 1815-1818, 2000.

KANNER, L. C. et al. High-Latitude Forcing of the South American Summer Monsoon During the Last Glacial. **Science**, v. 335, p. 570-573, 2012.

KROOPNICK, P.M. The distribuction of C-13 of sigma-CO2 in the world oceans. **Deep-Sea Research Part a-Oceanographic Research Papers**, v. 32, p. 57-84, 1985.

KUCERA, M. **Planktonic Foraminifera as Tracers of Past Oceanic Environments**. In: Developments in Marine Geology, Volume 1. Elsevier B. V., 2007.

KUHLBRODT, T. et al. On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation. **Rev. Geophys.**, v. 45, 2007.

LACHNIET, M. S. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. **Quaternary Science Reviews**, v. 28, p. 412–432, 2009.

LAMB, P. J. On the surface climatology of the tropical Atlantic. **Archivfiir Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B.**, v. 25, p. 21-31, 1977.

LAMBECK, K., CHAPPELL, J. Sea level change through the last glacial cycle. **Science**, v. 292, p. 679–686, 2001.

LAMY, F. et al. Modulation of the bipolar seesaw in the southeast pacific during Termination 1. **Earth and Planetary Science Letter**, v. 259, p. 400–413, 2007.

LANTZSCH, H. et al. The high-supply, current-dominated continental margin of southeastern South America during the late Quaternary. **Quaternary Research**, v. 81, p. 339-354, 2014.

LAU, K., -M.; LIU, M. -T. The Monsoon of east Asia and its global association: a survey. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 65, n. 2, p. 114-125, 1984.

LEA, D. W., MASHIOTTA, T. A.; SPERO, H. J. Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 63, p. 2369–2379, 1999.

LEDRU, M.-P.; BERTAUX, J.; SIFEDDINE, A. Absence of Last Glacial Maximum records in lowland tropical forests. **Quaternary Research**, v. 49, p. 233-237, 1998.

LEVERMANN, A. et al. Dynamic sea level changes following changes in the thermohaline circulation. **Clim. Dyn.**, v. 24, p. 347–354, 2005.

LEVITUS, S. **Climatological atlas of the world ocean**, Prof. Pap. v. 13, 173 pp., NOAA, Silver Spring, Md, 1982.

LIPPOLD, J. et al. Does sedimentary Pa-231/Th-230 from the Bermuda Rise monitor past Atlantic Meridional Overturning Circulation? **Geophysical Research Letters**, v. 36, 2009.

LIU, Z. et al. Transient Simulation of Last Deglaciation with a New Mechanism for Bølling-Allerød Warming. **Science**, v. 325, 310-314, 2009.

LOCARNINI, R. A. et al. Technical Ed.; **NOAA Atlas NESDIS 73**, 40 pp., 2013.

LOCARNINI, R. A. et al. **World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature**. LEVITUS, S. Ed. NOAA Atlas NESDIS 68, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 pp, 2010.

MAIER-REIMER, E.; MIKOLAJEWICZ, U.; CROWLEY, T. Ocean GCM sensitivity experiment with an open Central American Isthmus. **Paleoceanography**, v. 5, p. 349–366, 1990.

MARENGO, J. A. Interdecadal variability and trends in rainfall in the Amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 79-96, 2004.

MARGO Project Members. **Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum**. Nature Geoscience,v. 2, p. 127–132, 2009.

MARIOTTI, V. et al. A coupled model for carbon and radiocarbon evolution during the last deglaciation. **Geophys. Res. Lett.**, v. 43, 2016.

MARSHALL, J.; SPEER, K. Closure of the meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling. **Nature Geoscience**, v. 5, p. 171-180, 2012.

MASHIOTTA, T. A.; LEA, D. W.; SPERO, H. J. Glacial-interglacial changes in Subantarctic sea surface temperature and δ^{18}O-water using foraminiferal Mg. **Earth Planet. Sci. Lett.**, v. 170, p. 417–432, 1999.

MATANO, R. P.; SCHLAX, M. G.; CHELTON, D. B. Seasonal variability in the southwestern Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. 18, 1993.

MAYEWSKI, P. A. et al. Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year-long glaciochemical series. **Journal of Geophysical Research-Oceans**, v. 102, p. 26345-26366, 1997.

MCCARTNEY, M. S. **Subantarctic Mode Water**. In: Angel, M.V. (Ed.), A Voyage of Discovery. Oxford, 1977.

MCMANUS, J. F. et al. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. **Nature**, v. 428, p. 834-837, 2004.

MEMERY, L. et al. The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. **Progress in Oceanography**, v. 47, n. 1, p. 69-98, 2000.

MILANKOVITCH, M. M. **Theorie mathematique des phenomenes thermiques produits par la radiation solaire**. Academie Yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb, Gauthier-Villars, 1920.

MIX, A. C.; BARD, E.; SCHNEIDER, R. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). **Quaternary Science Reviews**, v. 20, p. 627-657, 2001.

MULITZA, S. et al. Increase in African dust flux at the onset of commercial agriculture in the Sahel region. **Nature**, v. 466, p. 226-228, 2010.

MULITZA, S. et al. Temperature: $\delta^{18}O$ relationships of planktonic foraminifera collected from surface waters. **Palaeogeogr. Palaeocl.**, v. 202, p. 143–152, 2003.

MULITZA, S. et al. **The South Atlantic Carbon Isotope Record of Planktic Foraminifera**. In: FISCHER, G., WEFER, G. (Eds.), Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from South Atlantic. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 427-445, 1999.

MÜLLER, P. J. **Density and water content of sediment core GeoB6211-2**. Department of Geosciences, Bremen University, doi:10.1594/PANGAEA.137022, 2004.

NINNEMANN, U. S., CHARLES, C. D. Regional differences in Quaternary Subantarctic nutrient cycling: Link to intermediate and deep water ventilation. **Paleoceanography**, v. 12, p. 560-567, 1997.

NÜRNBERG, D.; BIJMA, J.; HEMLEBEN, C. Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 60, p. 803–814, 1996.

OLSON, D. B. et al. Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas Currents. **Deep-Sea Research. Part A, Oceanographic Research Papers**, v. 35, p. 1971-1990, 1988.

OPPO, D. W.; FAIRBANKS, R. G. Carbon isotope composition of tropical surface water during the past 22,000 years. **Paleoceanography**, v. 4, p. 333-351, 1989.

_____. Variability in the deep and intermediate water circulation of the Atlantic-Ocean during the past 25,000 years - Northern-Hemisphere modulation of the Southern-Ocean. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 86, p. 1-15, 1987.

PBMC – Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas. **História PBMC**. s/d. Disponível em: <http://www.pbmc.coppe.ufrj.br/pt/organizacao/historia> Acesso em: 14/11/14.

_____, 2014: **Base científica das mudanças climáticas**. Contribuição do Grupo de Trabalho 1 do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas ao Primeiro Relatório da Avaliação

Nacional sobre Mudanças Climáticas [AMBRIZZI, T., ARAUJO, M. (eds.)]. COPPE. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 464 pp.

PERRETTI, A. R. et al. **Evolução climática e oceanográfica no Brasil e no oceano adjacente durante o Pleistoceno Superior e o Holoceno: Uma atualização**. In: AMBRIZZI, T.; JACOBI, P. R.; DUTRA, L. M. M. (Org.). Ciência das Mudanças Climáticas e sua Interdisciplinaridade. 1ed.São Paulo: Annablume, p. 149-167, 2015.

PESSENDA, L. C. R. et al. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. **Quaternary International**, v. 114, p. 35-43, 2004.

PESSENDA, L. C. R. et al. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 14C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. **Quaternary Research**, v. 71, p. 437-452, 2009.

PETERSON, L. C. et al. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. **Science**, v. 290, p. 1947-1951, 2000.

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, n. 1, p. 1-73, 1991.

PIOLA, A. R.; GEORGI, D. T. Circumpolar properties of Antarctic Intermediate Water and Sub-Antarctic Mode Water. **Deep-Sea Research Part a-Oceanographic Research Papers**, v. 29, n. 6, p. 687-711, 1982 19

Portal Brasil. **Constituição Brasileira**. 2009. Disponível em: <http://www.brasil.gov.br/governo/2010/01/constituicao> Acesso em: 11/11/14.

_____. **Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre a Mudança do Clima**, 2011. Disponível em: <http://www.brasil.gov.br/meio-ambiente/2011/11/a-convencao-quadro-das-nacoes-unidas-sobre-mudanca-do-clima> Acesso em: 12/11/14.

PRADO, L. F. et al. A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. **Climate of the Past**, n. 9, p. 2117-2133, 2013a.

PRADO, L. F. et al. Mid-Holocene PMIP3/CMIP5 model results: Intercomparison for the South American Monsoon System. **The Holocene**, n. 23, p. 1915-1920, 2013b.

PROVOST, C.; GARCIA, O.; GARÇON, V. Analysis of satellite sea surface temperature time series in the Brazil–Malvinas Current confluence region: dominance of the annual and semiannual periods. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. 17, p. 841–17, 1992.

RASMUSSEN, S. O. et al. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, 2006.

RAZIK, S. et al. Depositional provinces, dispersal, and origin of terrigenous sediments along the SE South American continental margin. **Marine Geology**, v. 363, p. 261-272, 2015.

REIMER, P. J. et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. **Radiocarbon**, v. 55, n. 4, p. 1869–1887, 2013.

RIBEIRO, W. C. **A ordem ambiental internacional**. São Paulo: Contexto, 2001.

_____. **Geografia política e gestão internacional dos recursos naturais**. Estudos Avançados, v. 24, n. 68, 2010.

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. **Monthly Weather Reviews**, v. 128, p. 2947-2957, 2000.

ROHLING, E. J.; COOKE, E. **Stable oxygen and carbon isotopes in foraminiferal carbonate shells**. In: SEN GUPTA, B. K. Modern Foraminifera. Kluwer Academic Publishers, p. 239-259, 1999.

ROMERO, O., HENSEN, C. Oceanographic control of biogenic opal and diatoms in surface sediments of the Southwestern Atlantic. **Marine Geology**, v. 186, p. 263-280, 2002.

RUDDIMAN, W. F. **Earth's Climate: Past and Future**. 2ed. W.H. Freeman and Company, New York, 2012.

SARNTHEIN, M. et al. **Fundamental Modes and Abrupt Changes in North Atlantic Circulation and Climate over the last 60 ky: Concepts, Reconstruction and Numerical Modeling**. In: The Northern North Atlantic: A Changing Environment, Ed. SCHÄFER, P.; RITZRAU, W.; SCHLÜTER, M.; THIEDE, J. pp. 365–410, Springer, Berlin, 2001.

SCHMITTNER, A. Decline of the marine ecosystem caused by a reduction in the Atlantic overturning circulation. **Nature**, v. 434, p. 628–633, 2005.

SCHRAG, D. P. et al. The oxygen isotopic composition of seawater during the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Reviews**, v. 21, p. 331–342, 2002.

SCHULZ, H. D. et al. **Report and preliminary results of Meteor Cruise M46/2, Recife - Montevideo, December 2 - December 29, 1999**. Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, 174. Universität Bremen, Bremen, 107 pp, 2001.

SEN GUPTA, B.K. **Introduction to modern Foraminifera**. In: SEN GUPTA, B.K., Modern Foraminifera. Kluwer Academic Publishers, p. 3-7, 1999.

SIFEDDINE, A. et al. **Informações Paleoclimáticas Brasileiras**. In: AMBRIZZI, T., ARAUJO, M. (Org.). Base científica das mudanças climáticas. Contribuição do Grupo de Trabalho 1 do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas ao Primeiro Relatório da Avaliação Nacional sobre Mudanças Climáticas. . 1ed. Rio de Janeiro: COPPE, v. 1, p. 126-180, 2014.

SIRVINSKAS, L. P. **Manual de Direito Ambiental**. 6ª. ed. São Paulo: Saraiva, 2008.

SMITH, H. J. et al. Dual modes of the carbon cycle since the Last Glacial Maximum. **Nature**, v. 400, p. 248-250, 1999.

SPERO, H. J., LEA, D. W. The cause of carbon isotope minimum events on glacial terminations. **Science**, v. 296, p. 522-525, 2002.

SPRINTALL, J., TOMCZAK, M. On the formation of central water and thermocline ventilation in the Southern-Hemisphere. **Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers**, v. 40, p. 827-848, 1993.

STEFFENSEN, J. P. et al. High-resolution Greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years. **Nature**, v. 321, p. 680–684, 2008.

STOCKER, T. F.; JOHNSEN, S. J. A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. **Paleoceanography**, v. 18, n. 4, 2003.

STRAMMA, L. et al. Circulation, variability and near-equatorial meridional flow in the central tropical Atlantic. **Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean**, v. 68, p. 1-22, 2003.

STRAMMA, L., ENGLAND, M.H. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research-Oceans**, v. 104, p. 20863-20883, 1999.

STRAMMA, L.; IKEDA, Y.; PETERSON, R. G. Geostrophic Transport in the Brazil Current Region North of 20-Degrees-S. **Deep-Sea Research Part a-Oceanographic Research Papers**, v. 37, p. 1875-1886, 1990.

STRÍKIS, N. M. et al. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on speleothem record from central-eastern Brazil. **Geology**, v. 39, p. 1075-1078, 2011.

STRÍKIS, N. M. et al. Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1. **Geophysical Research Letters**, v. 42, p. 5477-5484, 2015.

STUIVER, M.; GROOTES, P. M. GISP2 oxygen isotope ratios. **Quat. Res.**, v. 53, p. 277–283, 2000.

SVENSSON, A. et al. A 60,000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. **Climate of the Past**, v. 4, p. 47-57, 2008.

TALLEY, L.D. Closure of the Global Overturning Circulation Through the Indian, Pacific, and Southern Oceans: Schematics and Transports. **Oceanography**, v. 26, p. 80-97, 2013.

TIMMERMANN, A. et al. The influence of a weakening of the Atlantic meridional overturning circulation on ENSO. **J. Climate**, v. 20, p. 4899-4919, 2007.

TJALLINGII, R. et al. Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. **Geochemistry Geophysics Geosystems**, v. 8, 2007.

TOLEDO, F. A.; COSTA, K. B.; PIVEL, M. A. Salinity changes in the western tropical South Atlantic during the last 30 kyr. **Global and Planetary Change**, v. 57, n. 3, p. 383-395, 2007.

TOMCZAK, M.; GODFREY, J. S. **Regional Oceanography: an Introduction**. 2ed. Daya Publishing House, Delhi. 402 pp., 2003.

TOMCZAK, M.; LIEFRINK, S. Interannual variations of water mass volumes in the Southern Ocean. **Journal of Atmospheric and Ocean Science**, v. 10, 2005.

UNFCCC - United Nations Framework Convention on Climate Change. **Conference of the Parties Twenty-first session: Adoption of the Paris agreement**. 2015. Disponível em: <http://unfccc.int/resource/docs/2015/cop21/eng/l09r01.pdf> Acesso em: 31/03/16.

_____. **First steps to a safer future: Introducing The United Nations Framework Convention on Climate Change**, s/d. Disponível em: <http://unfccc.int/essential_background/convention/items/6036.php> Acesso em: 12/11/2014.

_____. **Text of the Convention, 1992**. Disponível em: <http://unfccc.int/files/essential_background/background_publications_htmlpdf/application/pdf/conveng.pdf> Acesso em: 12/11/14.

UNITED NATIONS - Department of Economic and Social Affairs, Population Division, 2013. **World Population Prospects: The 2012 Revision, Key Findings and Advance Tables**. ESA/P/WP. 227 pp. Disponível em: <http://esa.un.org/unpd/wpp/Documentation/pdf/WPP2012_%20KEY%20FINDINGS.pdf> Acesso em: 21/11/14.

VARELLA, M. D.; FONTES, E.; ROCHA, F. G. **Biossegurança e biodiversidade; contexto científico e regulamentar**. Belo Horizonte: Del Rey, 1998.

VELLINGA, M.; WOOD, R. A. global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation. **Climatic Change**, v. 54, p. 251-267, 2002.

VERA, C. S.; VIGLIAROLO, P. K.; BERBERY, E. H. Cold season synoptic-scale waves over subtropical 559 South America. **Monthly Weather Review**, v. 130, p. 684-699, 2002.

VIDAL, L. et al. Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to meltwater surges during the Heinrich events. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 146, p. 13–27, 1997.

VIOLA, E.; FRANCHINI, M. Sistema Internacional de Hegemonia Conservadora: O Fracasso da Rio + 20 na Governança dos Limites Planetários. **Ambiente & Sociedade**, v. XV, n. 3, p. 1-18, 2012.

VOIGT, I. et al., A submarine canyon as a climate archive — Interaction of the Antarctic Intermediate Water with the Mar del Plata Canyon (Southwest Atlantic). **Marine Geology**, v. 341, n. 46-57, 2013.

VOIGT, I. et al., Holocene shifts of the southern westerlies across the South Atlantic. **Paleoceanography**, v. 30, 2015.

WAELBROECK, C. et al. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. **Quaternary Science Reviews**, v. 21, n. 1-3, p. 295-305, 2002.

WAINER, I.; GENT, P.; GONI, G. Annual cycle of the Brazil–Malvinas confluence region in the National Center for Atmospheric Research Climate System Model. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. 26, 2000.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. **Atmospheric Science: an introductory survey**. 2 Ed. Academic Press: California, USA, 2006.

WANG, L. Isotopic signals in two morphotypes of Globigerinoides ruber (white) from the South China Sea: implications for monsoon climate change during the last glacial cycle. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 161, p. 381–394, 2000.

WANG, X. et al. Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. **Geophysical Research Letters**, v. 34, 2007.

WANG, X. et al. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. **Nature**, v. 431, p. 740-743, 2004.

WANG, Y. J. et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. **Science**, v. 294, p. 2345– 2348, 2001.

WANG, Y. J. et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. **Nature**, v. 451, p. 1090-1093, 2008.

WANG, Y. J. et al. The Holocene Asian Monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. **Science**, v. 308, p. 854–857, 2005.

WEAVER, A. J. et al. Stability of the Atlantic meridional overturning circulation: A model intercomparison. **Geophysical Research Letters**, v. 39, 2012.

WELDEAB, S.; SCHNEIDER, R. R.; KÖLLING, M. Deglacial sea surface temperature and salinity increase in the western tropical Atlantic in synchrony with high latitude climate instabilities. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 241, p. 699–706, 2006.

WELTJE, G. J.; TJALLINGII, R. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: theory and application. **Earth Planet. Sci. Lett.**, v. 274 (3–4), p. 423–438, 2008.

XIE, P.; ARKIN, P. A. Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. **B. Am. Meteorol. Soc.**, v. 78, p. 2539–2558, 1997.

YUAN, D. et al. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian Monsoon. **Science**, v. 304, p. 575– 578, 2004.

ZACHOS, J. et al. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. **Science**, v. 292, 2001.

ZHANG, R.; DELWORTH, T. L. Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic thermohaline circulation. **Journal of Climate**, v. 18, p. 1853-1860, 2005.

ZHANG, Y. et al. Origin of increased terrigenous supply to the NE South American continental margin during Heinrich Stadial 1 and the Younger Dryas. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 432, p. 493-500, 2015.

ZHOU, J.; LAU, K.-M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, p. 1020-1040, 1998.

ZWENG, M. M. et al. **World Ocean Atlas 2013, Volume 2: Salinity**. In: Levitus, S., Mishonov, A. (Eds.). NOAA Atlas NESDIS, p. 39, 2013.