

INSTITUTO DE QUÍMICA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS - GEOQUÍMICA

JOANA FERREIRA DA CRUZ

**RECONSTRUÇÃO PALEOCEANOGRÁFICA E PALEOAMBIENTAL DO
ATLÂNTICO SUDOESTE SUBTROPICAL COM BASE EM INDICADORES
GEOQUÍMICOS ORGÂNICOS ENTRE 150 E 65 KA**



**NITERÓI
2020**

JOANA FERREIRA DA CRUZ

**RECONSTRUÇÃO PALEOCEANOGRÁFICA E PALEOAMBIENTAL DO
ATLÂNTICO SUDOESTE SUBTROPICAL COM BASE EM INDICADORES
GEOQUÍMICOS ORGÂNICOS ENTRE 150 E 65 KA**

Tese apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para a obtenção do Grau de Doutor. Área de Concentração: Geoquímica Ambiental.

Orientadora:

Prof.^a Dr.^a Ana Luiza Spadano Albuquerque

Coorientador:

Prof. Dr. Marcelo Corrêa Bernardes

NITERÓI

2020

Ficha catalográfica automática - SDC/BGQ
Gerada com informações fornecidas pelo autor

C955r Cruz, Joana Ferreira da
Reconstrução paleoceanográfica e paleoambiental do Atlântico sudoeste subtropical com base em indicadores geoquímicos orgânicos entre 150 e 65 ka / Joana Ferreira da Cruz ; Ana Luiza Spadano Albuquerque, orientadora ; Marcelo Corrêa Bernardes, coorientador. Niterói, 2020.
87 f. : il.

Tese (doutorado)-Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2020.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPG-Geo.2020.d.01886697523>

1. Paleoceanografia. 2. Paleoclimatologia. 3. Interglacial. 4. Atlântico sudoeste. 5. Produção intelectual. I. Spadano Albuquerque, Ana Luiza, orientadora. II. Corrêa Bernardes, Marcelo, coorientador. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Química. IV. Título.

CDD -

JOANA FERREIRA DA CRUZ

**RECONSTRUÇÃO PALEOCEANOGRÁFICA E PALEOAMBIENTAL DO
ATLÂNTICO SUDOESTE SUBTROPICAL COM BASE EM
INDICADORES GEOQUÍMICOS ORGÂNICOS ENTRE 150 E 65 KA**

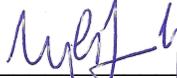
Tese de doutorado apresentada ao Curso de Pós -
Graduação em Geociências da Universidade Federal
Fluminense, como requisito parcial para a obtenção
do **Grau de Doutor**. Área de Concentração: **Geoquímica
Ambiental**.

Aprovada em novembro de 2020.

BANCA EXAMINADORA



PROF.^a DR.^a ANA LUÍZA SPADANO ALBUQUERQUE
ORIENTADORA/UFF



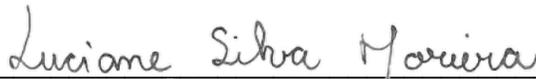
PROF. DR. MARCELO CORRÊA BERNARDES
COORIENTADOR/UFF



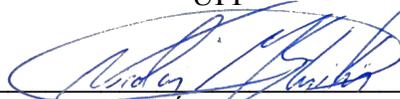
PROF. DR. ABDEFETTAH SIFEDDINE
IRD-FRANÇA



PROF.^a DR.^a IOANNA BOULOBASSI
UPMC-FRANÇA



PROF.^a DR.^a LUCIANE SILVA MOREIRA
UFF



PROF. DR. NICOLÁS MISAILIDIS STRIKIS
UFF



PROF. DR. RENATO DA SILVA CARREIRA
PUC-RIO

NITERÓI
2020

Dedico

Aos meus pais

À Tânia Regina (in memoriam)

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais por todo apoio incondicional e por sempre incentivarem o meu crescimento profissional, mesmo que para isso eu precise morar em outra cidade ou em outro país. Todas as conquistas da minha vida eu devo a vocês!

Agradeço à Valesca não só pelo cuidado e carinho que fizeram a diferença nesse desafio, mas também por mergulhar no meu mundo, por me dar força nos momentos que eu mais precisei e por não me deixar desistir. NEOQEAV!

Agradeço à minha orientadora Prof^a Ana Luiza Albuquerque por oferecer todo o suporte do LOOP e pela oportunidade de fazer o doutorado-sanduíche na Sorbonne Université. Todas as experiências ao longo desses 04 anos foram grandes aprendizados que marcaram para sempre a minha vida.

Minha gratidão ao Prof Marcelo Bernardes, meu coorientador, por disponibilizar o laboratório para a realização das infinitas extrações orgânicas, pelos valiosos ensinamentos acerca da geoquímica orgânica e por me tranquilizar nos momentos críticos. Agradeço também a todos que passaram pelo LaGO e me ajudaram de alguma forma, dos ICs aos técnicos.

Agradeço à Dra Ioanna Bouloubassi e toda a equipe do LOCEAN/IRD-Bondy/França, principalmente Vincent Klein, Mercedes Mendez e Irina Djouraev, pelo apoio nos laboratórios e por compartilharem seus conhecimentos acerca dos *n*-alcanos e alquenonas.

Agradeço também ao Dr Arnaud Huguet e Christelle Anquetil pela disponibilidade e pelo auxílio durante as análises dos GDGTs no METIS/Sorbonne Université.

Por falar em França, se não fosse pelo acolhimento das minhas colegas de *bureau* Carla, Yang e Coraline, essa experiência em Paris não teria sido tão divertida. *Tu me manques les filles!* Aos amigos que fiz na Maison du Brésil: Marco, Luiza, Genyle, Lais, Dioguito, Ana Ragatanga, Luiz, Graycy, Eliete, Vivian... obrigada por terem tornado tudo mais leve!

Agradeço também o apoio dos amigos que fiz na PPG-GEO, em particular a Tayo, Jacque, Camis, Ju, Thiago Andrade, Suzan, Aline Mega e principalmente Alice, essa super parceira e grande amiga que além de ter ficado algumas vezes no laboratório

comigo até tarde da noite me ajudando com as análises ou apenas dando apoio moral, sempre me acalma quando eu acho que tudo está perdido e no final ainda faz rir do meu próprio drama.

Agradeço especialmente ao Thiago Santos, Igor Venancio, Douglas Lessa e Rodrigo Sobrinho pelas contribuições científicas sem as quais eu não teria conseguido concluir este trabalho.

Agradeço o incentivo dos amigos do eterno PDP-LA/Petrobras: Moniquinha, Talita, Cecília, Dani e especialmente André, que me apresentou ao Abdel, que me apresentou à Ana!

Agradeço também à minha psicóloga Yara por não me deixar surtar na reta final, durante a pandemia do corona vírus.

Agradeço à melhor prof^a de geografia, Tânia Regina (*in memoriam*), que estará sempre no meu coração e nas minhas lembranças como uma referência de profissional e de ser humano.

Agradeço ainda ao CNPq e à CAPES pelo financiamento das bolsas de estudo, à Petrobras/CENPES por fornecer os testemunhos que tornaram possível esta pesquisa, aos professores e funcionários do departamento de Geoquímica da UFF pelo apoio necessário e aos membros das bancas da qualificação e da tese por suas sugestões de melhoria deste trabalho.

Enfim, agradeço de coração a todas as pessoas que acreditam na minha capacidade e sempre me incentivam com palavras de encorajamento!

"Diz-se que, mesmo antes de um rio cair no oceano ele treme de medo. Olha para trás, para toda a jornada, os cumes, as montanhas, o longo caminho sinuoso através das florestas, através dos povoados, e vê à sua frente um oceano tão vasto que entrar nele nada mais é do que desaparecer para sempre. Mas não há outra maneira. O rio não pode voltar. Ninguém pode voltar. Voltar é impossível na existência. Você pode apenas ir em frente. O rio precisa se arriscar e entrar no oceano. E somente quando ele entra no oceano é que o medo desaparece. Porque apenas então o rio saberá que não se trata de desaparecer no oceano, mas tornar-se oceano. Por um lado é desaparecimento e por outro lado é renascimento. Assim somos nós. Só podemos ir em frente e arriscar. Coragem! Avance firme e torne-se Oceano!"

(Osho)

RESUMO

São poucas as reconstruções de paleotemperatura da Corrente do Brasil e reconstruções paleoambientais do sudeste do Brasil abordando não só o Último Interglacial, mas também períodos que o antecedem e o sucedem. Nesta pesquisa de doutorado, é apresentada a utilização de múltiplos indicadores geoquímicos orgânicos no testemunho sedimentar marinho GL-1090, coletado na margem continental oeste do Oceano Atlântico subtropical, para reconstruir as variações de temperatura da camada de mistura do Atlântico Sudoeste Subtropical e as variações do paleoambiente do sudeste brasileiro entre 150 e 65 ka. A comparação multi-indicadores da temperatura do mar mostrou que Temp- U_{37}^K refletiu a temperatura da base da camada de mistura e Temp- TEX_{86}^H refletiu a temperatura do topo da camada de mistura, confirmando a influência da profundidade de produção dos organismos-fonte na resposta dos indicadores orgânicos usados neste estudo. Os registros de temperatura associados aos resultados de produtividade marinha indicaram que variações na temperatura da profundidade de habitat das algas haptófitas podem ter provocado implicações para a comunidade fitoplanctônica, especialmente durante o MIS 5e, em que a camada de mistura foi vigorosamente achatada devido a intensas estratificações. Os resultados dos indicadores terrestres mostraram que o aporte de material continental foi condicionado principalmente pelo tipo de vegetação predominante. Reconstruções paleoambientais para o sudeste do Brasil entre 150 – 65 ka, feitas a partir de um modelo de simulação de vegetação e de indicadores geoquímicos, mostraram que a precipitação parece ter sido uma causa secundária em relação ao CO_2 para o desenvolvimento de floresta. Os resultados apresentados nesta tese, portanto, preenchem a lacuna de informação regional do Atlântico Sudoeste Subtropical, fornecendo dados para reconstruções e modelos globais na janela temporal estudada.

Palavras-chave: *n*-Alcanos. Alquenonas. GDGT. Paleoceanografia. Paleoambientes. Último Interglacial.

ABSTRACT

Paleotemperature reconstructions of the Brazil Current and paleoenvironmental reconstructions of the southeast of Brazil addressing not only the Last Interglacial, but also periods that precede and follow it are scarce. In this doctoral research, is presented the use of multiple geochemical proxies from the marine sedimentary core GL-1090, collected on the western continental margin of the subtropical Atlantic Ocean, to reconstruct the temperature and productivity variations of the subtropical Southwest Atlantic mixed layer and as paleoenvironment variations of southeastern Brazil between 150 and 65 ka. A multiproxy comparison of sea temperature showed that Temp- U_{37}^K reflected the temperature of the lower mixed layer and Temp- TEX_{86}^H reflected the temperature of the upper mixed layer, confirming the formation of the production depth of the source organisms in the response of the marine indicator indicators used in this study. The temperature records associated with the marine productivity results indicate that variations in the temperature of the haptophyte algae habitat depth may have had implications for the phytoplankton community, especially during MIS 5e, in which the mixed layer was vigorously flattened due to intense stratifications. The results of the terrestrial proxies showed that the supply of continental material was conditioned mainly by the type of predominant vegetation. Paleoenvironmental reconstructions for southeastern Brazil between 150-65 ka, from a vegetation simulation model and organic geochemical proxies, showed that precipitation seems to have been a secondary cause in relation to CO_2 for forest development. The results presented in this thesis, therefore, fill the regional information gap of the Subtropical Southwest Atlantic, providing data for reconstructions and global models in the studied time window.

Keywords: *n*-Alkanes. Alkenones. GDGT. Paleoceanography. Paleoenvironments. Last Interglacial.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** - Representação da Circulação Meridional do Atlântico (AMOC). As setas vermelhas indicam águas superficiais (quentes e menos densas) movendo-se para o hemisfério norte. As setas azuis ilustram águas profundas (frias e mais densas) retornando ao hemisfério sul..... 14
- Figura 2** - Representação do fortalecimento (a) e enfraquecimento da AMOC (b). As setas em negrito refletem a direção da transferência de calor. CB: Corrente do Brasil; CNB: Corrente Norte do Brasil; CSE: Corrente Sul Equatorial 15
- Figura 3** - Circulação atmosférica da América do Sul, com a taxa de chuva (escala de cores) e a direção e velocidade média do vento de superfície (vetores) em (a) Janeiro (verão austral), com o desenvolvimento da ZCAS; e (b) Julho (inverno austral). ZCAS: Zona de Convergência do Atlântico Sul; ZCIT: Zona de Convergência Intertropical 17
- Figura 4** - Variações orbitais terrestres e respectivas durações de cada ciclo..... 22
- Figura 5** - Definição de interglaciais com base no volume de gelo e nível do mar. Topo: variação global de volume de gelo através de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentônicos no LR04 stack (LISIECKI; RAYMO, 2005). As linhas tracejadas superiores indicam os limiares para se qualificar um período como interglacial (3.5 - 3.73‰); Base: nível relativo do mar do Mar Vermelho (ROHLING *et al.*, 2009) (linha laranja); e nível relativo do mar através de $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar do registro ODP1123 (ELDERFIELD *et al.*, 2012) (linha cinza). As linhas tracejadas inferiores delimitam o intervalo dentro do qual o nível do mar se assemelha ao presente, dentro das incertezas das reconstruções ($0 \pm 20\text{m}$) 23
- Figura 6** - (a) Estrutura molecular dos n-alcenos de cadeia longa; (b) Transporte de lípidos de cera vegetal para sedimentos oceânicos e, logo abaixo, são mostrados cromatogramas típicos de GC-FID para as frações de n-alcenos ($\text{C}_{27}\text{-C}_{35}$) de uma grama tropical C4 e para um sedimento marinho do Atlântico sudeste. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ (em ‰) são marcados para cada um dos homólogos de número ímpar de carbono proeminentes. O $\delta^{13}\text{C}_{\text{WMA}}$ (média ponderada) também é mostrado para esta faixa de número de carbono, juntamente com o comprimento médio da cadeia (ACL) (ROMMERSKIRCHEN *et al.*, 2006)..... 26
- Figura 7** - (a) Estruturas moleculares de alquenonas com 37 átomos de carbono, que diferem no número de duplas ligações, indicadas pelos círculos vermelhos; (b) cromatogramas típicos de GC-FID para alquenonas ilustrando que uma maior proporção relativa de C37:3 ocorre em temperaturas mais frias; (c) cromatogramas típicos de GC-FID para alquenonas ilustrando que uma menor proporção relativa de C37:3 ocorre em temperaturas mais quentes..... 28
- Figura 8** - Estrutura molecular dos GDGTs, com suas respectivas razões massa/carga (m/z): (a) GDGTs isoprenóides (compostos aquáticos); (b) GDGTs ramificados (compostos terrestres) 29
- Figura 9** - Cromatograma típico de HPLC-MS para GDGTs em sedimento marinho tropical, com identificação dos isoGDGTs: GDGT-0, GDGT-1, GDGT-2, GDGT-3, crenarqueol e crenarqueol regioômero 30
- Figura 10** - Boxplots de valores de índice BIT medidos em sedimentos do holoceno de diferentes ambientes relatados por Hopmans *et al.* (2004) 32

Figura 11 - Configuração oceanográfica da área de estudo. a) Circulação superficial do Atlântico Sul com a localização do testemunho (círculo amarelo destacado pelo retângulo vermelho) e as principais correntes do giro subtropical do Atlântico Sul: (CSE) Corrente Sul Equatorial; (CNB) Corrente Norte do Brasil; (CB) Corrente do Brasil; (CBM) Confluência Brasil-Malvinas; (CM) Corrente das Malvinas; e (CAS) Corrente do Atlântico Sul (modificado de STRAMMA; ENGLAND, 1999). (b) Perfil vertical dos primeiros 3.000 m de profundidade da área de estudo e as massas de água que compõem a região: (AT) Água Tropical, (ACAS) Água Central do Atlântico Sul, (AIA) Água Intermediária Antártica; (APCS) Águas Profundas Circumpolares Superiores e (APAN) Águas Profundas do Atlântico Norte. Esta figura foi parcialmente criada com o software Ocean Data View (SCHLITZER, 2003) 34

Figura 12 - Distribuição vertical das temperaturas atuais nos primeiros 200 m de coluna d'água da área de estudo, com dados do World Ocean Atlas 2013 (LOCARNINI *et al.*, 2013): Média anual (preto), inverno (azul), primavera (verde), outono (amarelo), verão (vermelho) 35

Figura 13 - Fracionamento de lipídios nas amostras de sedimentos do GL-1090 37

Figura 14 - Comparação das paleotemperaturas reconstruídas a partir de GDGTs e alquenonas: a) Temp-TEX86H (verde) e Temp-U37K' (vermelho). A linha tracejada em lilás marca o aumento médio global da temperatura da superfície do mar durante o LIG, equivalente a 2°C em relação ao atual (TURNNEY; JONES, 2010). A linha tracejada em azul marca a média anual atual da temperatura da superfície do mar na área de estudo (LOCARNINI *et al.*, 2013); b) Gradiente de temperatura ΔT (TEX86H - U37K'). A linha tracejada em preto marca o ΔT médio (4.5°C). Os MIS são destacados no eixo x superior. 41

Figura 15 - Comparação entre (a) Temp-TEX86H (verde) (este estudo), (b) Índice BIT (rosa) (este estudo) e (c) razão Fe/Ca (cinza) (FIGUEIREDO *et al.*, 2020). Valores de BIT acima de 0.4 (linha rosa tracejada) podem superestimar a Temp-TEX86H. Os MIS são destacados no eixo x superior 44

Figura 16 - Indicadores de desvios no TEX_{86} por arqueas metanogênicas no GL-1090: (a) Índice de metanogênese, onde valores menores que 0.3 (linha tracejada em lilás) indicam um ambiente marinho pobre em metano (ZHANG *et al.*, 2011); (b) Razão GDGT-0/crenarqueol, onde valores menores que 2.0 (linha tracejada em rosa) indicam baixa contribuição das arqueas metanogênicas (BLAGA *et al.*, 2009). Os MIS são destacados no eixo x superior 45

Figura 17 - Comparação das paleotemperaturas do mar reconstruídas a partir de indicadores orgânicos: (a) TEX86H (verde), TEX86H (0-200) (azul) e ΔT (TEX86H - TEX86H (0-200)) (preto); (b) U37K' (vermelho), TEX86H (0-200) (azul) e ΔT (U37K' - TEX86H (0-200)) (preto). As linhas tracejadas marcam a diferença média entre as temperaturas absolutas derivadas dos proxies orgânicos. Os MIS são destacados no eixo x superior 49

Figura 18 - Boxplot com as faixas de paleotemperaturas reconstruídas a partir de multi-indicadores no GL-1090, de 150 a 65 ka: Temp-TEX86H (verde) (n = 157) (este estudo); MAT-10m (cinza) (n = 101) (LESSA *et al.*, 2017); Mg/Ca *G. ruber* (lilás) (n = 262) (após SANTOS *et al.*, 2017); Temp-U37K' (vermelho) (n = 179) (este estudo); e MAT-100m (azul) (n = 101) (LESSA *et al.*, 2017) 50

Figura 19 - Anomalias de temperatura do GL-1090 com base em TEX86H (verde) (este estudo), U37K' (laranja) (este estudo) e MAT-100m (azul) (LESSA *et al.*, 2017), dividido em três intervalos de tempo: (a) Último Interglacial (MIS 5e/LIG); (b) Início glacial (MIS 5d-a); (c) Glaciais (MIS 6 e MIS 4) 52

Figura 20 - a) Gradiente de temperatura para os primeiros 100m de profundidade com base em TEX86H (este estudo) menos MAT-100m (LESSA *et al.*, 2017) (verde), e U37K' (este estudo) menos MAT-100m (vermelho) (LESSA *et al.*, 2017); b) Concentração de alquenonas ($C_{37:2} + C_{37:3}$) (ng/g) (este estudo). Os MIS estão destacados no eixo x superior 53

Figura 21 - Reconstrução dos indicadores de aporte continental, com suas respectivas médias móveis (3 pontos): (a) Concentração (ng/g) de *n*-alcanos ímpares de C_{27} a C_{33} , indicando contribuição de ceras epicuticulares de plantas superiores (este estudo); (b) Concentração (ng/g) de brGDGTs, indicando transporte de matéria orgânica presente no solo (este estudo); (c) Teor de carbono orgânico total (%) (FIGUEIREDO *et al.*, 2020); (d) Razão Fe/Ca, indicando transporte de sedimento continental (FIGUEIREDO *et al.*, 2020). Na figura (e) Taxa de sedimentação do testemunho GL-1090, (f) Nível relativo do mar (WAELEBROECK *et al.*, 2002). Os MIS são destacados no eixo x superior 56

Figura 22 - (a) Razões isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}O$) de testemunho de gelo NGRIP $\delta^{18}O$ (NGRIP COMMUNITY MEMBERS, 2004). Os números em vermelho são os Greenland Interstadials (GI), Os números em azul são os Greenland Stadials (GS). HS: Heinrich Stadial; (b) Anomalias de temperatura do mar reconstruídas pelos índices UK'37 e TEXH86 no GL-1090 (este estudo); (c) Razões isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}O$) em espeleotemas da Caverna Botuverá, sudeste do Brasil (CRUZ *et al.*, 2005) (em laranja) e da Caverna Cueva del Diamante, norte do Peru (CHENG *et al.*, 2013) (em azul); (d) Concentração de *n*-alcanos ímpares de C_{27} a C_{33} no GL-1090, com média móvel de 3 pontos (este estudo); (e) Concentração de matéria orgânica continental derivada da soma dos brGDGTs no GL-1090, com média móvel de 3 pontos (este estudo); (f) Aporte de sedimento continental indicado pela razão Fe/Ca do GL-1090 (FIGUEIREDO *et al.*, 2020). As barras verticais cinzas correspondem aos períodos com alto aporte continental no GL-1090 58

Figura 23 - Mapas de vegetação da América do Sul em períodos com diferentes concentrações de CO_2 , simulados pelo modelo CPTEC-PVM2. (a) Cenário atual, com 350 ppmv de CO_2 ; (b) MIS 5e, com 280 ppmv de CO_2 ; (c) Cenário glacial, com 180 ppmv de CO_2 . As estrelas amarelas representam a localização aproximada do testemunho GL-1090 61

Figura 24 - (a) Razões isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}O$) em espeleotemas da Caverna Botuverá, sudeste do Brasil (CRUZ *et al.*, 2005) (em laranja) e da Caverna Curva del Diamante, norte do Peru (CHENG *et al.*, 2013) (em azul); (b) Comprimento médio da cadeia de $nC_{27}-nC_{33}$, com média móvel de 3 pontos (este estudo); (c) Dióxido de carbono dos testemunhos de gelo da Antártica, TALDICE e EDML, plotados na escala AICC2012 (BEREITER *et al.*, 2012); (d) Razões isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}O$) no testemunho de gelo EDML da Antactica (EPICA Commutnity Members, 2010); (e) Abundância relativa de pólen arbóreo na cratera Colônia, sudeste do Brasil (LEDRU; MOURGUIART; RICCOMINI, 2009). As barras verticais cinzas correspondem aos períodos com picos de aporte continental no GL-1090..... 63

Figura 25 - Figura conceitual comparando as diferenças paleoceanográficas e paleoambientais do Atlântico sudoeste subtropical entre 150 e 65 ka, durante os períodos frios e os períodos quentes, separadamente 66

LISTA DE ABREVIATURAS

- $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$: Isótopos de carbono da matéria orgânica total
- ACL: Comprimento médio da cadeia $\text{C}_{27}\text{-C}_{33}$ (*Average Chain Length*)
- AMOC: Circulação Meridional do Atlântico (*Atlantic Meridional Overturning Circulation*)
- BIT: Razão entre brGDGTs e isoGDGTs (*Branched and Isoprenoid Tetraether Index*)
- brGDGTs: GDGTs ramificados
- CB: Corrente do Brasil
- CH_4 : Metano
- CNB: Corrente Norte do Brasil
- CO_2 : Gás carbônico
- COT: Carbono orgânico total
- CSE: Corrente Sul Equatorial
- ELT: Extratos de lipídios totais
- GC: Cromatografia gasosa
- GDGTs: Glicerol-dialquil-glicerol-tetraéteres
- GEE: Gases de efeito estufa
- IM: Índice de Metano
- isoGDGTs: GDGTs isoprenóides
- Ka: Mil anos
- LIG: Último Interglacial (*Last Interglacial*)
- MIS: Estágio isotópico marinho (*Marine Isotope Stage*)
- SMAS: Sistema de Monções da América do Sul
- TEX_{86} : Índice tetraeteres de 86 carbonos
- TSM: Temperatura da superfície do mar
- U_{37}^{K} : Índice de insaturação das alquenonas
- ZCAS: Zona de Convergência do Atlântico Sul

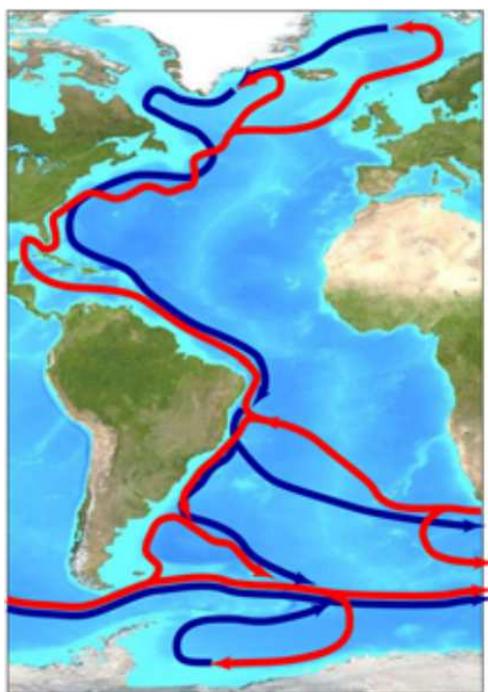
SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
1.1 Estrutura da tese	20
2 OBJETIVOS	21
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	22
3.1 Panorama dos últimos interglaciais	22
3.2 Biomarcadores moleculares e indicadores geoquímicos orgânicos	24
3.2.1 <i>n</i> -Alcanos de ceras cuticulares de plantas superiores	24
3.2.2 Alquenonas	27
3.2.3 Glicerol-Dialquil-Glicerol-Tetraéteres (GDGTs)	28
4 ÁREA DE ESTUDO	33
5 SEÇÃO EXPERIMENTAL	36
5.1 Modelo de idade do testemunho	36
5.2 Subamostragem	36
5.3 Extração dos lipídeos e separação das frações lipídicas	37
5.3.1 Análise dos <i>n</i> -alcanos de cadeia longa	38
5.3.2 Análise das alquenonas	38
5.3.3 Análise dos GDGTs	39
6 RESULTADOS E DISCUSSÃO	40
6.1 Avaliação multi-indicadores da temperatura do mar entre 150 e 65ka	40
6.1.1 Fatores que podem interferir nas reconstruções de temperatura baseadas em GDGTs e alquenonas	41
6.1.2 Reconstrução de temperatura multi-indicadores na coluna de água	48
6.1.3 Dinâmica regional da camada de mistura no Atlântico Sudoeste Subtropical ..	51
6.2 Reconstrução paleoambiental do sudeste brasileiro entre 150 e 65 ka	55
6.2.1 Influência da variabilidade hidrológica no aporte de ceras epicuticulares e de matéria orgânica do solo	55
6.2.2 Fatores de controle das oscilações paleoambientais do Atlântico sudoeste subtropical	59
7 CONSIDERAÇÕES FINAIS	65
REFERÊNCIAS	67

1 INTRODUÇÃO

O acoplamento oceano-atmosfera tem importância chave no controle do clima da Terra devido à alta capacidade de transferência de calor do oceano, distribuindo-o por todo o planeta. O Oceano Atlântico desempenha um papel crucial no clima global, uma vez que hospeda a principal área de revolvimento de massas de água responsável por transferir calor entre os hemisférios, a Circulação Meridional do Atlântico (AMOC, do inglês “*Atlantic Meridional Overturning Circulation*”) (Figura 1) (BROECKER, 1994; RAHMSTORF, 2002).

Figura 1 - Representação da Circulação Meridional do Atlântico (AMOC). As setas vermelhas indicam águas superficiais (quentes e menos densas) movendo-se para o hemisfério norte. As setas azuis ilustram águas profundas (frias e mais densas) retornando ao hemisfério sul



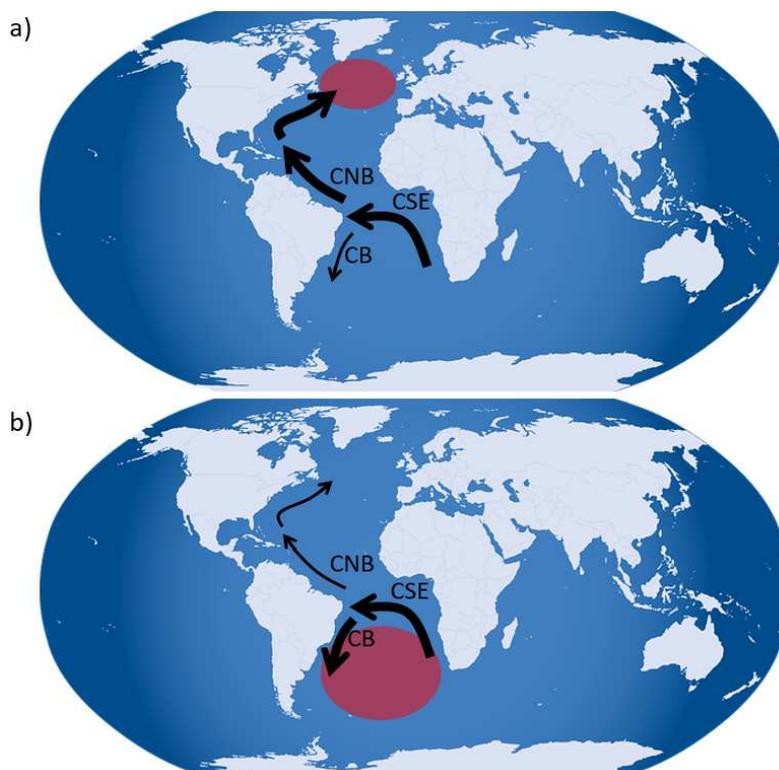
Fonte: PEREZ *et al.*, 2015.

A AMOC é o sistema de troca de calor e massa meridional, formado por correntes de superfície que permitem um fluxo de calor positivo do hemisfério sul para norte e correntes profundas que trazem águas mais frias do Atlântico Norte para o Atlântico Sul. Alterações nesta circulação oceânica têm um profundo impacto sobre muitos aspectos do sistema climático global (MCMANUS *et al.*, 2004). No estado fortalecido da AMOC, maior quantidade de calor é transferido para o

hemisfério norte. No seu estado enfraquecido, o calor fica retido no hemisfério sul (RAHMSTORF, 2002).

Na costa do Brasil, as temperaturas de superfície do oceano Atlântico são condicionadas pelo fluxo das correntes de contorno oeste, que fazem parte da AMOC: Corrente Norte do Brasil (CNB) e Corrente do Brasil (CB), formadas pela bifurcação da Corrente Sul Equatorial (CSE) (STRAMMA; IKEDA; PETERSON, 1990). Os períodos de fortalecimento da AMOC geralmente estão associados ao fortalecimento da CNB, o que aumenta o transporte de calor para o hemisfério norte, resultando no enfraquecimento da CB (Figura 2a). Em contraste, os períodos de enfraquecimento da AMOC estão associados ao enfraquecimento da CNB, diminuindo o transporte de calor para o hemisfério norte, resultando na acumulação de calor no Atlântico Sul e consequente fortalecimento da CB (Figura 2b) (ARZ; PATZOLD; WEFER, 1999).

Figura 2 - Representação do fortalecimento (a) e enfraquecimento da AMOC (b). As setas em negrito refletem a direção da transferência de calor. CB: Corrente do Brasil; CNB: Corrente Norte do Brasil; CSE: Corrente Sul Equatorial



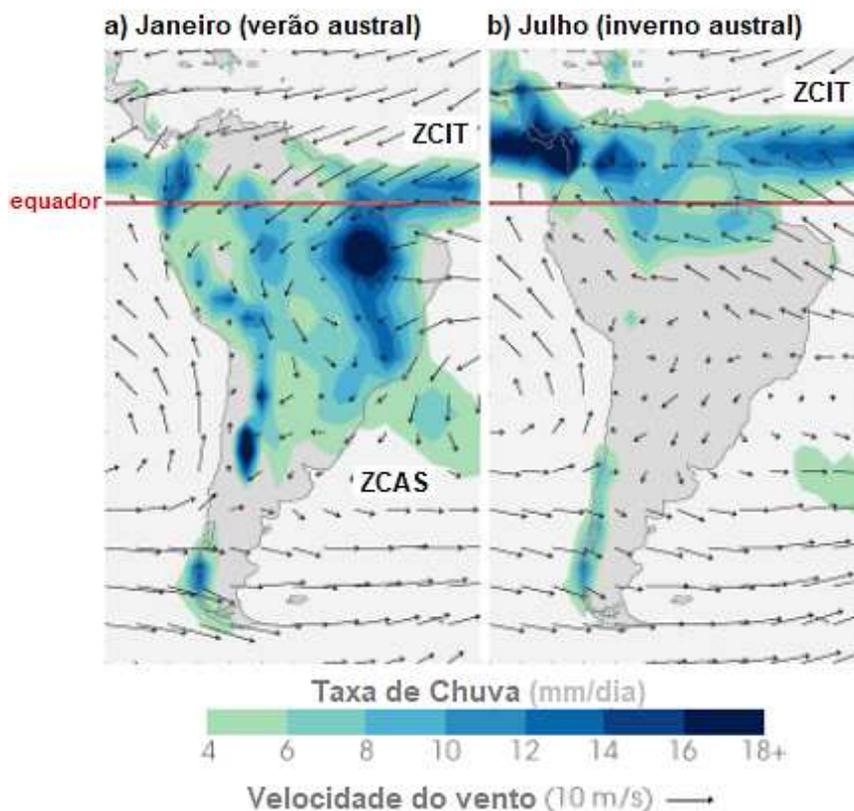
Fonte: Elaborado pela autora, 2020.

Estas variações de intensidade da AMOC podem causar impactos sobre os padrões de precipitação no continente adjacente por meio da evaporação da água do oceano e das mudanças no regime de ventos (DOYLE; BARROS, 2002; EGLINTON; EGLINTON, 2008; LIEBMANN; MARENGO, 2001; PEZZI; CAVALCANTI, 2001). A inversão sazonal na direção dos ventos alísios, causando a transição bem definida de um período seco para chuvoso, é o que caracteriza um sistema de monção (VEIGA; ORSINI; RAO, 2002). O Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) é composto principalmente por duas feições: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é o componente equatorial e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é o componente que transfere umidade para a região sudeste do Brasil (Figura 3). Arz; Patzold e Wefer (1999) e Wang *et al.* (2004) demonstraram que a variabilidade da temperatura da superfície do mar (TSM) da CNB controla tanto a intensidade, quanto a posição da ZCIT, a qual modula os padrões de precipitação sobre as regiões leste da Amazônia e sobre o nordeste do Brasil. Assim, entende-se que as diferenças inter-hemisféricas controlam a ZCIT e afetam as mudanças hidrológicas (precipitação). De forma análoga, a variação da TSM da CB tem sido apontada como reguladora ZCAS (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004; ZHOU; LAU, 1998). A ZCAS é representada por um corredor convectivo que se estende, durante o verão, da Amazônia até a porção sudeste da América do Sul (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2002; CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004; LIEBMANN *et al.*, 1999), sendo sua intensidade e posicionamento variáveis em diferentes escalas de tempo (LIEBMANN; MARENGO, 2001).

Alguns estudos sugerem que o deslocamento sazonal da ZCIT para sul promove a intensificação da ZCAS e esse maior transporte de umidade é responsável pela expansão da vegetação da floresta tropical no sudeste do Brasil (CHIESSI *et al.*, 2009; CRUZ *et al.*, 2009; GAN; KOUSKY; ROPELEWSKI, 2004; LEDRU; MOURGUIART; RICCOMINI, 2009; MARENGO *et al.*, 2004). Por outro lado, um estudo mais recente em uma região sob influência do SMAS aponta que o aumento do pCO₂ atmosférico, associado a *feedbacks* de temperatura e precipitação, foi o principal impulsionador das mudanças na vegetação no centro-oeste brasileiro na transição do LGM para o Holoceno (NOVELLO *et al.*, 2019).

Assim, ainda não está claro se é o regime hidrológico ou o CO₂ o maior fator controlador da vegetação no sudeste brasileiro.

Figura 3 - Circulação atmosférica da América do Sul, com a taxa de chuva (escala de cores) e a direção e velocidade média do vento de superfície (vetores) em (a) Janeiro (verão austral), com o desenvolvimento da ZCAS; e (b) Julho (inverno austral). ZCAS: Zona de Convergência do Atlântico Sul; ZCIT: Zona de Convergência Intertropical



Fonte: Modificado de LINDSEY, 2007.

Projeções do clima futuro mostram que as mudanças na circulação oceânica nas próximas décadas estão associadas ao aumento das emissões de gás carbônico (CO₂), aquecimento global e derretimento do gelo, e que impactos climáticos significativos já ocorrerão com o aumento de 1,5°C em relação ao pré-industrial (CHENG *et al.*, 2013; HANSEN *et al.*, 2016; INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE, 2018). Dentre os principais efeitos dessas mudanças estão modificações na frequência e na intensidade de eventos extremos, com consequências para a economia e para a saúde humana (IPCC, 2018; RIPPLE *et al.*, 2019). Para avaliar melhor a extensão das mudanças climáticas causadas pelas ações antrópicas é fundamental o entendimento da variabilidade natural do

clima. A pesquisa paleoclimática contribui para a modelagem climática fornecendo registros das oscilações climáticas do passado, anteriores aos períodos instrumentais, e a frequência com que essas alterações podem ocorrer, inclusive, em períodos em que a Terra já foi mais quente que atualmente (BURKE *et al.*, 2018; HANSEN *et al.*, 2016; OTTO-BLIESNER *et al.*, 2016).

Nesse contexto, estudos sobre a reconstituição da variabilidade climática durante os períodos quentes, chamados interglaciais, auxiliam na compreensão mais profunda das oscilações climáticas naturais. O estágio isotópico marinho (MIS, do inglês *Marine Isotope Stage*) 5 (129 - 71 mil anos antes do presente, daqui em diante ka) é dividido nos subestágios 5a ao 5e e apresenta flutuações na paleotemperatura global, onde os maiores valores são sempre registrados no início do MIS 5e, seguidos por quedas na temperatura (SHACKLETON, 1969). Esta oscilação de aumento e queda da paleotemperatura segue até o final do MIS 5, sendo que os subestágios 5a, 5c e 5e registram aumentos de temperatura enquanto os subestágios 5b e 5d mostram quedas. O subestágio MIS 5e, também conhecido como Último Interglacial (LIG, do inglês *Last Interglacial*), é considerado o último período mais quente do que o atual. Apesar da sua configuração orbital diferente do atual, esse período tem sido amplamente estudado ao investigar *feedbacks* climáticos como um análogo para as condições futuras devido aos seus níveis atmosféricos de gases de efeito estufa e ao nível do mar mais alto do que o atual, sem, no entanto, apresentar qualquer interferência humana (CAPRON *et al.*, 2014; GOVIN *et al.*, 2015; OTTO-BLIESNER *et al.*, 2016; PAGES, 2016; TURNEY; JONES, 2010).

Por outro lado, modelos de temperatura do mar elaborados por Otto-Bliesner *et al.* (2013) e reconstruções publicadas por Hoffman *et al.* (2017) não indicam diferença significativa de temperatura do LIG em relação ao presente em algumas regiões subtropicais. É importante ressaltar que esses autores não apresentaram dados para o Atlântico sudoeste subtropical. Assim, o período entre o final do MIS 6 e o início do MIS 4 é um intervalo importante a ser estudado porque permite investigações sobre as consequências do início abrupto do LIG, bem como sua desintegração gradual em direção ao último início glacial.

A maior parte das reconstruções da TSM na CB disponíveis concentram-se no último glacial (CHIESSI *et al.*, 2015; DAUNER *et al.*, 2019; LOURENÇO *et al.*,

2016; LUZ *et al.*, 2020; PEREIRA *et al.*, 2018) ou no Holoceno (CECCOPIERI *et al.*, 2018; CHIESSI *et al.*, 2014; CORDEIRO *et al.*, 2014; EVANGELISTA *et al.*, 2014; LESSA *et al.*, 2014; LESSA *et al.*, 2016; PIVEL *et al.*, 2013). Além disso, as poucas reconstruções de temperatura da CB que incluem o MIS 5, ou parte dele, são baseadas em um único indicador, como função de transferência ou Mg/Ca de foraminíferos planctônicos (BALLALAI *et al.*, 2019; HOU *et al.*, 2020; LESSA *et al.*, 2017; PORTILHO-RAMOS *et al.*, 2015; SANTOS *et al.*, 2017).

Um problema que pode surgir ao aplicar um único indicador é que, considerando que cada organismo tem diferentes preferências ecológicas (principalmente profundidades de habitat e sensibilidade à sazonalidade), as estimativas de temperatura do mar podem diferir. Além disso, todos os indicadores possuem erros associados às suas calibrações. Assim, a aplicação de uma reconstrução multi-indicadores no mesmo registro é mais relevante do que uma comparação de dados de arquivos diferentes, uma vez que todos os indicadores estarão dentro das incertezas da mesma idade e, portanto, refletirão as condições do mesmo intervalo de tempo (AUSÍN *et al.*, 2019; HUGUET *et al.*, 2011). Portanto, uma comparação multi-indicadores pode ajudar a entender as respostas dos indicadores com mais robustez e fornecer mais confiança às interpretações de como os sinais climáticos estão sendo registrados (LEDUC; SCHNEIDE; LOHMANN, 2010).

Os indicadores geoquímicos orgânicos são específicos e provenientes de biomarcadores lipídicos que, por sua vez, têm a estabilidade necessária para serem preservados ao longo do registro geológico (KILLOPS; KILLOPS, 2005). São ferramentas que possibilitam a reconstrução de parâmetros ambientais, como por exemplo: temperatura do mar, entrada de matéria orgânica terrestre no ambiente marinho e alterações da vegetação continental (EGLINTON; EGLINTON, 2008; KILLOPS; KILLOPS, 2005).

Os indicadores orgânicos comumente usados para reconstruir a temperatura do mar são o índice de insaturação das alquenonas (U_{37}^K), produzidas por algas haptófitas (BRASSELL *et al.*, 1986; PRAHL; WAKEHAM, 1987), e o índice tetraeteres de 86 carbonos (TEX_{86}^H), a partir de isoGDGTs (Glicerol-Dialquil-Glicerol-Tetraéteres isoprenóides), que são compostos produzidos principalmente por

arqueas aquáticas (SCHOUTEN *et al.*, 2002). Com relação ao aporte de matéria orgânica terrestre, podem ser aplicados: (i) *n*-alcanos de ceras cuticulares de plantas superiores (vasculares) ($\Sigma(nC_{27}-nC_{33})$); e (ii) brGDGTs (Glicerol-Dialquil-Glicerol-Tetraéteres ramificados), que são produzidos principalmente por bactérias do solo terrestre (Σ brGDGT) (SINNINGHE DAMSTÉ *et al.*, 2000). Além disso, mudanças na composição de *n*-alcanos de ceras cuticulares podem refletir modificações na vegetação terrestre (EGLINTON; EGLINTON, 2008; FICKEN; SWAIN; EGLINTON, 2000; MEYERS, 1997).

Apesar de alguns esforços realizados, ainda são raros estudos que abordem a aplicação de indicadores orgânicos para investigar a variabilidade da temperatura do mar na CB, especificamente durante o MIS 5 (CAMILLO *et al.*, 2020), e quais os efeitos da temperatura oceânica na adjacente América do Sul neste mesmo recorte de tempo. Por isso, nesta tese foram aplicados múltiplos indicadores orgânicos para a reconstrução das condições paleoceanográficas do Atlântico sudoeste subtropical e do seu acoplamento com o clima do sudeste do Brasil a partir de um testemunho sedimentar marinho sob influência da CB, cobrindo o período de 150 a 65ka.

1.1 Estrutura da tese

Esta tese está organizada em sete capítulos. No capítulo 1 é apresentada a motivação e a estrutura da tese. O capítulo 2 contém os objetivos desta pesquisa. O capítulo 3 é composto pela base teórica, onde aborda as principais características dos interglaciais e uma visão geral dos biomarcadores moleculares utilizados neste trabalho, descrevendo de onde derivam os indicadores geoquímicos orgânicos. No capítulo 4 é caracterizada a área de estudo, trazendo o cenário ambiental moderno da área de estudo. No capítulo 5 é detalhada a metodologia para a obtenção dos biomarcadores de interesse. No capítulo 6, os resultados e discussões estão organizados em duas subseções referentes aos parâmetros reconstruídos: a subseção 6.1 faz uma abordagem multi-indicadores da temperatura do mar e da produtividade marinha no Atlântico sudoeste subtropical; e a sub-seção 6.2 reconstrói as condições paleoambientais do sudeste do Brasil. Por fim, o capítulo 7 resume as principais conclusões.

2 OBJETIVOS

A presente pesquisa teve como objetivo aplicar indicadores geoquímicos orgânicos para compreender os impactos regionais causados pela variabilidade climática global sobre o Atlântico sudoeste subtropical entre 150 e 65 ka, com foco no MIS 5e.

Para isso, os objetivos específicos foram conduzidos para:

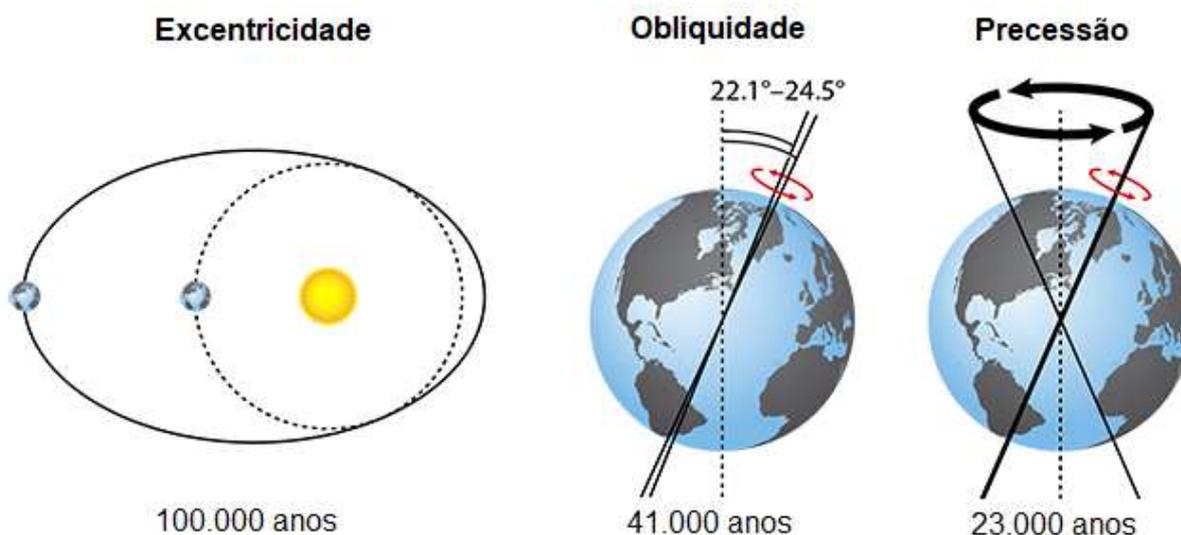
- Reconstruir as temperaturas do mar do passado sobre o Atlântico sudoeste subtropical, através de dois índices orgânicos: o U_{37}^K (alquenonas) e o TEX_{86}^H (GDGTs), e avaliar a variabilidade do oceano superior durante o MIS 5;
- Investigar as conexões entre a variabilidade do oceano superior e o hidroclima continental através da reconstrução do aporte continental na área de estudo, utilizando biomarcadores de vegetação (*n*-alcanos de ceras cuticulares de plantas superiores ($\Sigma(nC_{27}-nC_{33})$) e de matéria orgânica do solo (brGDGTs).

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Panorama dos últimos interglaciais

A teoria de Milankovitch preconiza que as alterações nos ciclos orbitais da Terra (excentricidade, obliquidade e precessão) influenciam a quantidade e a distribuição de radiação solar recebida, causando, assim variabilidades climáticas que dão origem aos períodos glaciais e interglaciais (Figura 4) (BERGER, 1978; BERGER; LOUTRE, 1991; MILANKOVITCH, 1941). Segundo esta teoria, a insolação no verão do hemisfério norte controla o crescimento de gelo, de modo que um mínimo de gelo ocorre após uma máxima de insolação (MILANKOVITCH, 1941).

Figura 4 - Variações orbitais terrestres e respectivas durações de cada ciclo

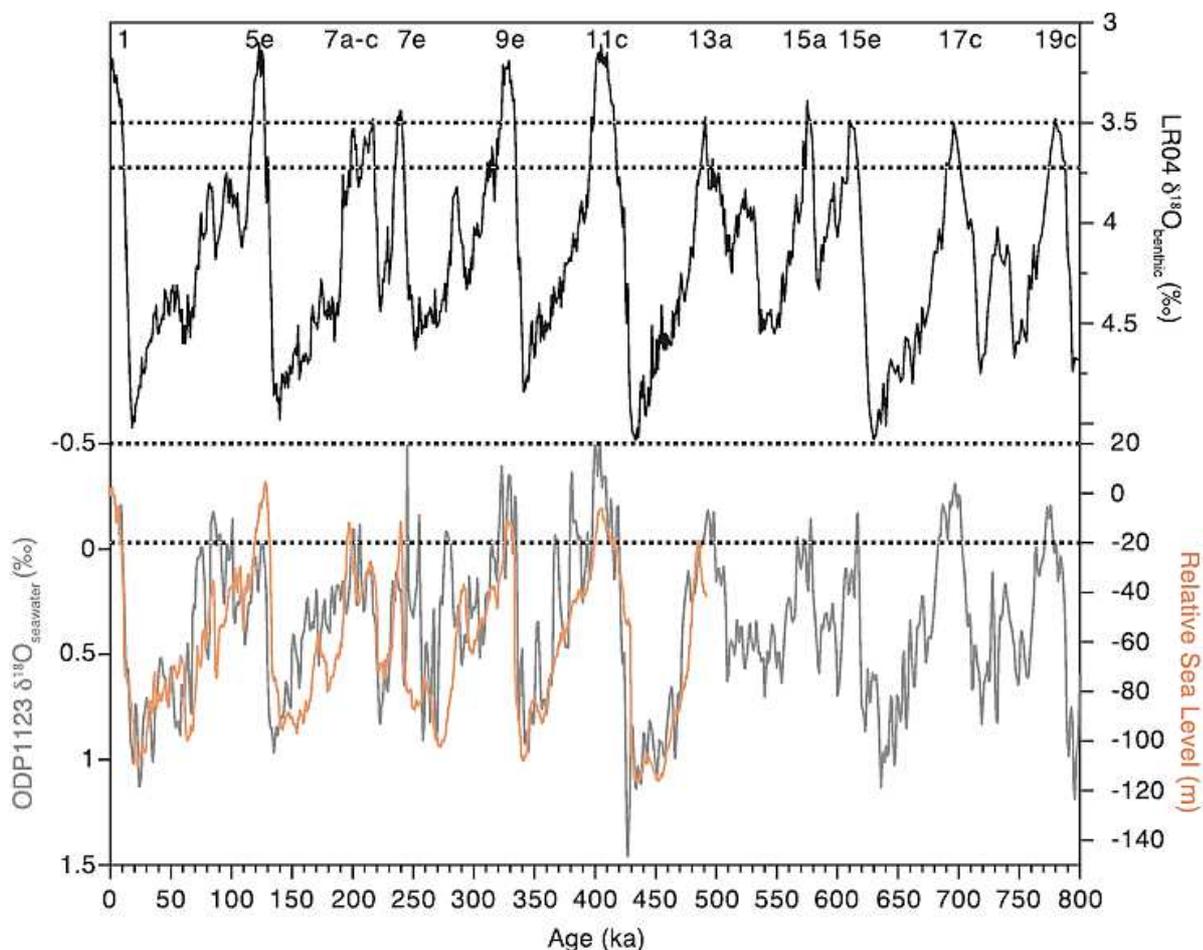


Fonte: Modificado de RUDDIMAN, 2008.

Os interglaciais são caracterizados como períodos com baixa extensão de gelo terrestre, alto nível do mar, alta concentração de gases de efeito estufa (GEE) e altas temperaturas (RUDDIMAN, 2003; RUDDIMAN, 2006). Estes períodos têm uma duração média entre 10.000 a 30.000 anos (LANG; WOLFF, 2011; PAGES, 2016). O *Past Interglacials Working Group* (PIGS) publicou uma robusta revisão bibliográfica sobre os interglaciais dos últimos 800 mil anos e, com base no volume de gelo e no nível do mar, identificou 11 períodos interglaciais neste intervalo de tempo investigado: MIS 1, MIS 5e, MIS 7a-7c, MIS 7e, MIS 9e, MIS 11c, MIS 13a, MIS 15a, MIS 15e, MIS 17c e MIS 19c (Figura 5) (PAGES, 2016). Os MIS 1, MIS 5e, MIS 9e e

MIS 11c aparecem como os interglaciais com os mais altos níveis do mar, sendo que no MIS 5e e no MIS 11c o alto nível do mar ocorreu devido a uma significativa redução da camada de gelo da Groenlândia (PAGES, 2016).

Figura 5 - Definição de interglaciais com base no volume de gelo e nível do mar. Topo: variação global de volume de gelo através de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentônicos no LR04 stack (LISIECKI; RAYMO, 2005). As linhas tracejadas superiores indicam os limiares para se qualificar um período como interglacial ($3.5 - 3.73\text{‰}$); Base: nível relativo do mar do Mar Vermelho (ROHLING *et al.*, 2009) (linha laranja); e nível relativo do mar através de $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar do registro ODP1123 (ELDERFIELD *et al.*, 2012) (linha cinza). As linhas tracejadas inferiores delimitam o intervalo dentro do qual o nível do mar se assemelha ao presente, dentro das incertezas das reconstruções ($0 \pm 20\text{m}$)



Fonte: Modificado de PAGES, 2016.

As concentrações de GEE são baseadas em medições em gelo Antártico (BEREITER *et al.*, 2015; LOULERGUE *et al.*, 2008; LÜTHI *et al.*, 2008). Os interglaciais apresentaram amplitudes variáveis entre si, entretanto os interglaciais dos últimos 450 ka registraram concentrações significativamente maiores de CO_2 e

CH₄. O MIS 9 e destaca-se como o interglacial com maiores concentrações de GEE, refletindo-se como o interglacial mais quente na Antártida (PAGES, 2016).

Para as estimativas globais de temperatura, Lang e Wolff (2011) consideraram as TSM derivadas de alquenonas, Mg/Ca e assembleias de foraminíferos em sedimentos marinhos, além das temperaturas de superfície do ar (SAT, do inglês “*Surface Air Temperature*”) derivadas de gelo Antártico. Dos 11 interglaciais dos últimos 800 mil anos, foram observadas maiores TSM durante o MIS 5e seguido pelo MIS 11c, enquanto o MIS 7e e o MIS 13a apresentaram condições relativamente frias para um interglacial. Além disso, as configurações orbitais do MIS 11 o aproximam do MIS 1 (interglacial atual), tornando-o um potencial análogo ao interglacial atual, entretanto não há muitos registros disponíveis em resolução suficiente nesta escala de tempo. Para o estudo do desenvolvimento futuro do clima na ausência de influência humana, a investigação do MIS 5 e mostra-se pertinente e vem sendo amplamente incorporada nos estudos paleoceanográficos.

3.2 Biomarcadores moleculares e indicadores geoquímicos orgânicos

Biomarcadores ou marcadores orgânicos são compostos de origem biológica, principalmente lipídios, com alta capacidade de preservação ao longo do registro geológico (KILLOPS; KILLOPS, 2005). Estes compostos são aplicados como marcadores ambientais, pois têm o potencial de fornecer evidências da sua fonte e de identificar produtividade fitoplanctônica, além de serem amplamente utilizados para reconstruções paleoclimáticas e paleoambientais (EGLINTON; EGLINTON, 2008; SACHS *et al.*, 2013). Neste trabalho são utilizados biomarcadores moleculares de fontes terrestres (*n*-alcanos e brGDGTs) e de fontes marinhas (alquenonas e isoGDGTs). Seus respectivos índices são apresentados em detalhes nos sub-itens 3.2.1, 3.2.2 e 3.2.3.

3.2.1 *n*-Alcanos de ceras cuticulares de plantas superiores

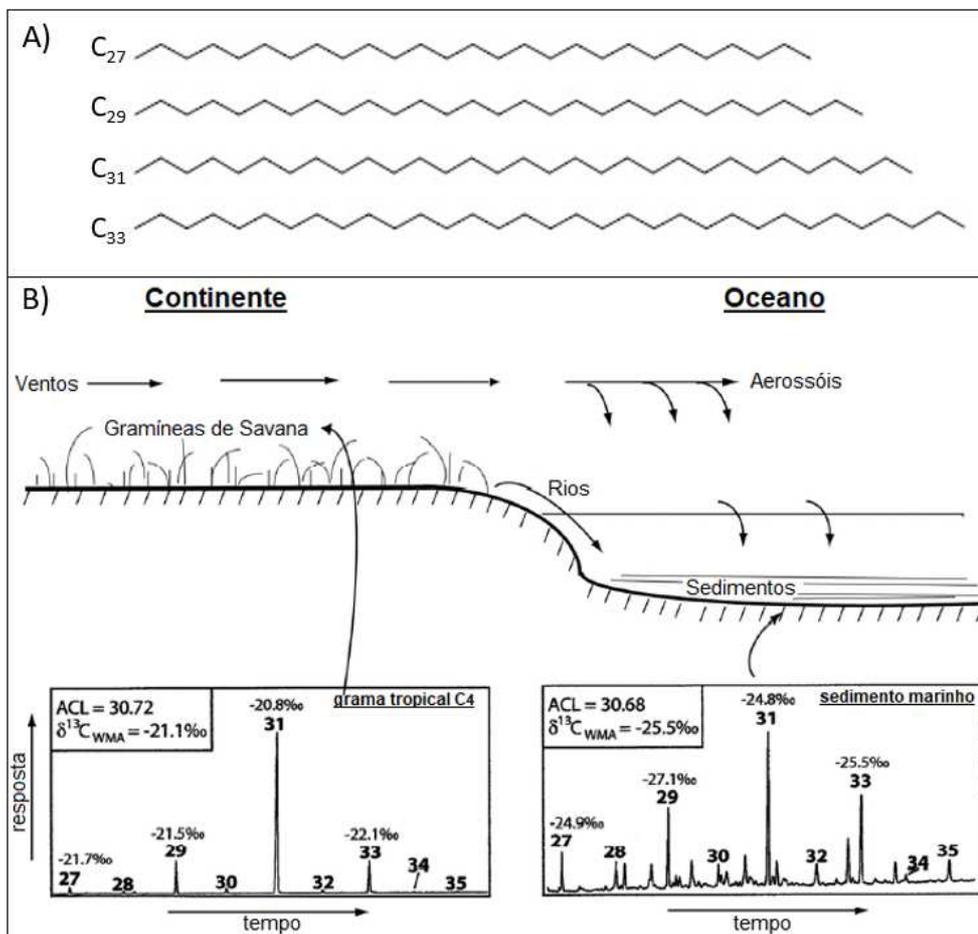
As plantas terrestres possuem cutículas, que são uma camada de proteção na superfície das folhas contra as variações do meio ambiente, conferindo

resistência a diversos fatores e controlando a perda de água por transpiração (EGLINTON *et al.* 1962; KOLATTUKUDY, 1980). A superfície dessas cutículas é constituída por ceras (lipídeos) e sua produção pode ser influenciada por variações de temperatura e estresse hídrico (SCHEFUß *et al.*, 2003).

Os *n*-alcanos, que compõem as ceras epicuticulares, são hidrocarbonetos estáveis de cadeia linear e longa (>C₂₅) com predominância de homólogos com números ímpares de carbono sobre números pares, daqui em diante referidos como “*n*-alcanos de ceras epicuticulares”. Eles são transportados para os sedimentos marinhos por escoamento de rios (*run off*) ou pela ação eólica (Figura 6) (EGLINTON; EGLINTON, 2008). A soma de *n*-alcanos de cadeia longa com numeração ímpar de carbono ($\Sigma(nC_{27}-nC_{33})$) é frequentemente usada para rastrear entradas orgânicas derivadas de fontes terrestres (vegetação) (EGLINTON; EGLINTON, 2008).

O comprimento médio da cadeia (ACL, do inglês “*Average Chain Length*”) é o número médio em peso de átomos de carbono dos *n*-alcanos de plantas superiores (*n*-C₂₇ ao *n*-C₃₃) (POYNTER, 1989). Altos valores de ACL_{C₂₇-C₃₃} podem refletir maior síntese de homólogos de maior comprimento (ponto de fusão superior) visando a proteção das plantas contra dessecação, em resposta a temperaturas mais altas ou a condições de clima mais seco (ROMMERSKIRCHEN *et al.*, 2003; SCHEFUß *et al.*, 2003). Devido a essa sensibilidade às condições ambientais, o ACL tem sido aplicado para auxiliar a investigação de mudanças de vegetação associadas a mudanças hidrológicas, em que comprimentos de cadeia mais longos podem ser associados à vegetação dominada por gramíneas e comprimentos de cadeia mais curtos podem ser relacionados à floresta tropical (BADEWIEN; VOGTS; RULLKÖTTER, 2015; ROMMERSKIRCHEN *et al.*, 2006).

Figura 6 - (a) Estrutura molecular dos n-alcenos de cadeia longa; (b) Transporte de lípidos de cera vegetal para sedimentos oceânicos e, logo abaixo, são mostrados cromatogramas típicos de GC-FID para as frações de n-alcenos (C_{27} - C_{35}) de uma grama tropical C4 e para um sedimento marinho do Atlântico sudeste. Os valores de $\delta^{13}C$ (em ‰) são marcados para cada um dos homólogos de número ímpar de carbono proeminentes. O $\delta^{13}C_{WMA}$ (média ponderada) também é mostrado para esta faixa de número de carbono, juntamente com o comprimento médio da cadeia (ACL) (ROMMERSKIRCHEN *et al.*, 2006)



Fonte: Adaptado de EGLINTON; EGLINTON, 2008.

O comprimento médio da cadeia (ACL) é calculado usando os *n*-alcenos de C_{27} a C_{33} (POYNTER, 1989) (Equação 1):

$$ACL_{27-33} = \frac{\sum(C_i \times [C_i])}{\sum[C_i]} \quad (\text{Equação 1})$$

Onde C_i representa o número de carbonos e $[C_i]$ a concentração do *n*-alcano com número de carbono C_i , entre nC_{27} - nC_{33} .

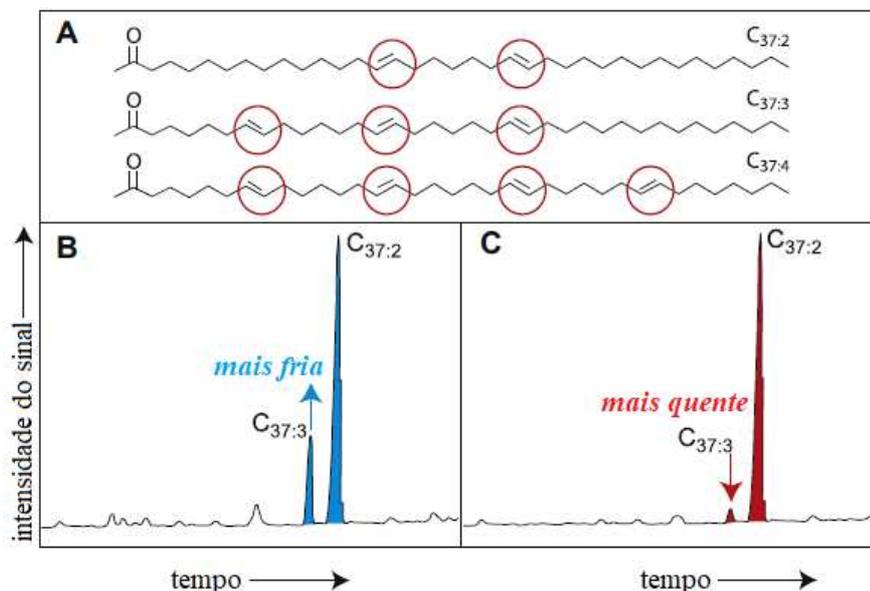
3.2.2 Alquenonas

As alquenonas, cetonas insaturadas de cadeia longa (C₃₇-C₃₉) que possuem de 2 a 4 insaturações (Figura 7), são lipídios sintetizados por algas haptófitas, principalmente os coccolitoforídeos *Emiliana huxleyi* e *Gephyrocapsa oceanica* (VOLKMAN *et al.*, 1980). Devido à sensibilidade destes produtores primários às variações do ambiente, os paleotermômetros baseados na distribuição de alquenonas são marcadores robustos nas reconstruções paleoclimáticas e paleoceanográficas (SACHS *et al.*, 2000). Considerando que o grau de insaturação das alquenonas C₃₇ aumenta à medida que a temperatura da água diminui (Figura 7), Brassell *et al.* (1986) desenvolveram o índice de insaturação das alquenonas (U₃₇^K) di, tri e tetra-insaturadas (C_{37:2}, C_{37:3} e C_{37:4}, respectivamente). Entretanto, uma vez que o C_{37:4} ocorre apenas em altas latitudes, este índice precisou ser simplificado para se adaptar às regiões não polares. Assim, Prahll e Wakeham (1987) desenvolveram o índice U₃₇^{K'}, considerando apenas as alquenonas di e tri-insaturadas (C_{37:2} e C_{37:3}) (Equação 2), e uma calibração global de conversão deste índice em temperatura do mar. Posteriormente, Müller *et al.* (1998) desenvolveram uma calibração global com dados entre 60°S e 60°N nos oceanos Atlântico, Índico e Pacífico e também calibrações regionais para o Atlântico Sul tropical a subpolar oriental. Neste trabalho foi aplicada a calibração anual de Müller *et al.* (1998) para o Atlântico Sul, profundidade (0-10m), com erro associado de ± 1,0 °C (Equação 3).

$$U_{37}^{K'} = \frac{C_{37:2}}{C_{37:2} + C_{37:3}} \quad (\text{Equação 2})$$

$$T \text{ (}^\circ\text{C)} = \frac{U_{37}^{K'} - 0.069}{0.033} \quad (\text{Equação 3})$$

Figura 7 - (a) Estruturas moleculares de alquenonas com 37 átomos de carbono, que diferem no número de duplas ligações, indicadas pelos círculos vermelhos; (b) cromatogramas típicos de GC-FID para alquenonas ilustrando que uma maior proporção relativa de C_{37:3} ocorre em temperaturas mais frias; (c) cromatogramas típicos de GC-FID para alquenonas ilustrando que uma menor proporção relativa de C_{37:3} ocorre em temperaturas mais quentes



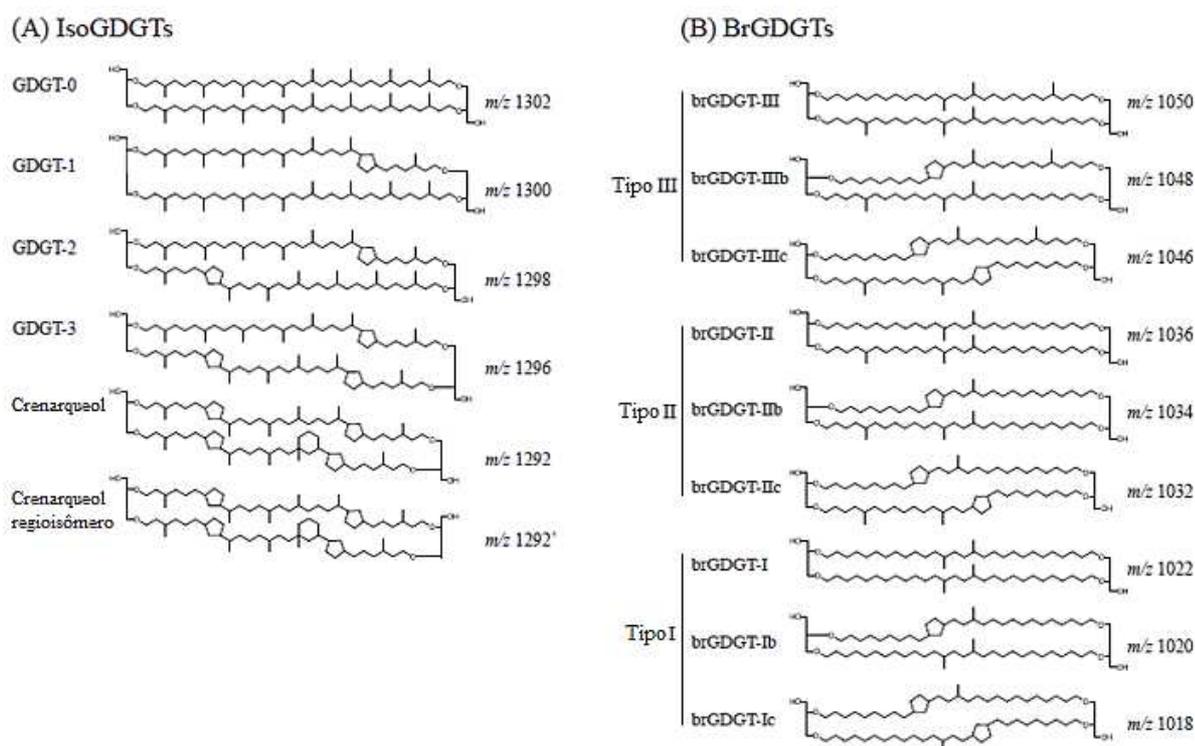
Fonte: Modificado CASTAÑEDA; SCHOUTEN, 2011.

3.2.3 Glicerol-Dialquil-Glicerol-Tetraéteres (GDGTs)

GDGTs são lipídios com até 86 átomos de carbono que formam as membranas celulares de arqueas e algumas bactérias. Essas moléculas são encontradas em uma variedade de ambientes e, de acordo com a estrutura das cadeias alquil (Figura 8), são classificadas em dois tipos: isoprenóides (isoGDGTs) ou ramificadas (brGDGTs) (SCHOUTEN; HOPMANS; SINNINGHE DAMSTÉ, 2013). Os isoGDGTs (compostos isoprenóides) são sintetizados majoritariamente por arqueas. O domínio Archaea inicialmente foi dividido em dois filios maiores (Crenarchaeota e Euryarchaeota) e um filo menor (Korarchaeota) (BARNS et al., 1996). Recentemente um terceiro filo (Thaumarchaeota) foi adicionado (BROCHIER-ARMANET *et al.*, 2008). O grupo Thaumarchaeota habita amplamente a coluna de água e sedimentos marinhos e possui um GDGT específico, o crenarqueol, que, por esta razão, pode ser usado como marcador específico para Thaumarchaeota (DE LONG, 1992; SCHOUTEN; HOPMANS; SINNINGHE DAMSTÉ, 2013; SINNINGHE DAMSTÉ *et al.*, 2002). Já os brGDGTs são produzidos principalmente por bactérias anaeróbicas do solo (SINNINGHE DAMSTÉ *et al.*, 2000; WEIJERS *et al.*, 2007) e são encontrados em ambientes marinhos com considerável contribuição terrígena

(HOPMANS *et al.*, 2004; PETERSE *et al.*, 2011; SINNINGHE DAMSTÉ *et al.*, 2009; TIERNEY; RUSSEL, 2009; WEIJERS *et al.*, 2006).

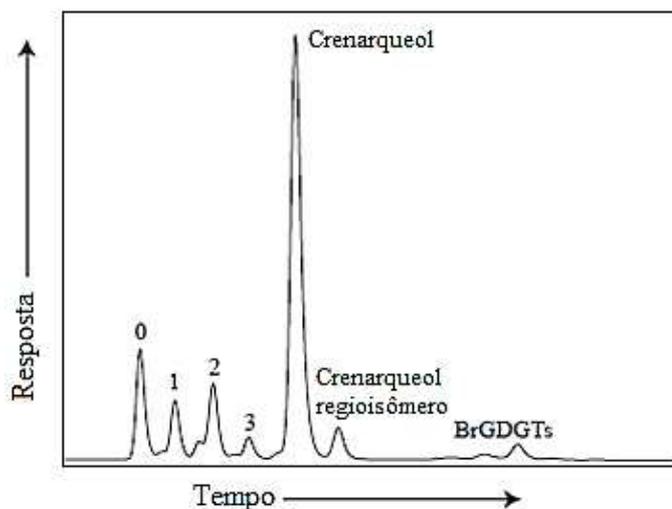
Figura 8 - Estrutura molecular dos GDGTs, com suas respectivas razões massa/carga (m/z): (a) GDGTs isoprenóides (compostos aquáticos); (b) GDGTs ramificados (compostos terrestres)



Fonte: Modificado de TIERNEY, 2012.

Os GDGTs vêm sendo utilizados como marcadores orgânicos para reconstrução paleoclimática através da reconstituição da TSM e da identificação de fontes terrestres de matéria orgânica. Estudos indicaram uma correlação positiva entre o número de anéis de ciclopentano nos GDGTs e a temperatura, onde maiores temperaturas resultaram em maior concentração relativa dos GDGTs com dois ou mais ciclopentanos (DEROSA; GAMBACORTA, 1988; UDA *et al.*, 2001; WUCHTER *et al.*, 2004). Assim, Schouten *et al.* (2002) desenvolveram o índice tetraéter de 86 átomos de carbono (TEX₈₆, do inglês “tetraether index of 86 carbon atoms”), que é calculado com base na proporção relativa dos isoprenóides GDGT-1, GDGT-2, GDGT-3 e crenarqueol regioisômero (Figura 9, Equação 4).

Figura 9 - Cromatograma típico de HPLC-MS para GDGTs em sedimento marinho tropical, com identificação dos isoGDGTs: GDGT-0, GDGT-1, GDGT-2, GDGT-3, crenarqueol e crenarqueol regioisômero



Fonte: Modificado de TIERNEY, 2012.

Mais tarde, Kim *et al.* (2010) observaram que as Thaumarchaeotas que vivem em diferentes temperaturas sofrem diferentes adaptações nas membranas, no sentido de que o crenarqueol regioisômero apresenta maior correlação com maiores temperaturas. Assim, os autores definiram dois índices para a melhor correlação com temperatura: TEX_{86}^L para regiões com temperaturas abaixo de 15°C (que não inclui o crenarqueol regioisômero na equação) e TEX_{86}^H para temperaturas acima de 15°C. Este último é o mais indicado para reconstruções de TSM no Atlântico Sul subtropical. Para converter os valores de TEX_{86}^H em TSM (0 m), é usada a calibração de Kim *et al.* (2010), com uma incerteza de $\pm 2,5$ °C (Equação 5). Além disso, Kim *et al.* (2012) estabeleceram uma calibração global do TEX_{86}^H para temperaturas médias anuais integradas em profundidade de 0 a 200m de coluna d'água, que possui um erro padrão de $\pm 2,2$ °C (Equação 6).

$$TEX_{86} = \frac{\text{isoGDGT-2} + \text{isoGDGT-3} + \text{cren}'}{\text{isoGDGT-1} + \text{isoGDGT-2} + \text{isoGDGT-3} + \text{cren}'} \quad (\text{Equação 4})$$

Onde os números representam os diferentes isoGDGTs, ilustrados na Figura 8a, e "cren'" representa o crenarchaeol regioisômero.

$$T \text{ (}^\circ\text{C)} = 68.4 (\text{TEX}_{86}^{\text{H}}) + 38.6, \text{ onde } \text{TEX}_{86}^{\text{H}} = \log (\text{TEX}_{86}) \quad (\text{Equa\c{c}\~ao 5})$$

$$T_{(0-200)} \text{ (}^\circ\text{C)} = 54.7 (\text{TEX}_{86}^{\text{H}}) + 30.7 \quad (\text{Equa\c{c}\~ao 6})$$

As Thaumarchaeota marinhas realizam nitrifica\c{c}\~ao, ou seja, obt\~em energia atrav\~es da oxida\c{c}\~ao de am\~onia a partir da decomposi\c{c}\~ao da biomassa fitoplanct\~onica (K\~ONNEKE *et al.*, 2005). A oxida\c{c}\~ao anaer\~obica do metano pelas arqueas do grupo Euryarchaeota pode influenciar o TEX_{86} atrav\~es da alta produ\c{c}\~ao dos GDGTs 1–3 (BLUMENBERG *et al.*, 2004; PANCOST; HOPMANS; SINNINGHE DAMST\~E, 2001). A presen\c{c}\~a desses compostos e seu potencial de interferir no TEX_{86} podem ser avaliados pelo \u00cdndice de Metano (IM) (Equa\c{c}\~ao 7) (ZHANG *et al.*, 2011). O IM pode variar entre 0 e 1, onde valores menores que 0,3 sugerem ambiente marinho normal e valores maiores que 0,5 indicam ambiente rico em metano (ZHANG *et al.*, 2011). Al\~em disso, as arqueias metanog\~enicas tamb\~em podem afetar o valor do TEX_{86} por produzirem mais GDGT-0 em rela\c{c}\~ao ao crenarqueol (BLAGA *et al.*, 2009; KOGA *et al.*, 1993), de modo que valores da raz\~ao GDGT-0/crenarqueol maiores que 2,0 indicam intensa contribui\c{c}\~ao das arqueas metanog\~enicas (BLAGA *et al.*, 2009).

$$\text{IM} = \frac{\text{isoGDGT-1} + \text{isoGDGT-2} + \text{isoGDGT-3}}{\text{isoGDGT-1} + \text{isoGDGT-2} + \text{isoGDGT-3} + \text{cren} + \text{cren}'} \quad (\text{Equa\c{c}\~ao 7})$$

Onde os n\u00fameros representam os diferentes isoGDGTs, ilustrados na Figura 8a, "cren" representa crenarqueol e "cren'" representa o crenarchaeol regios\~omero.

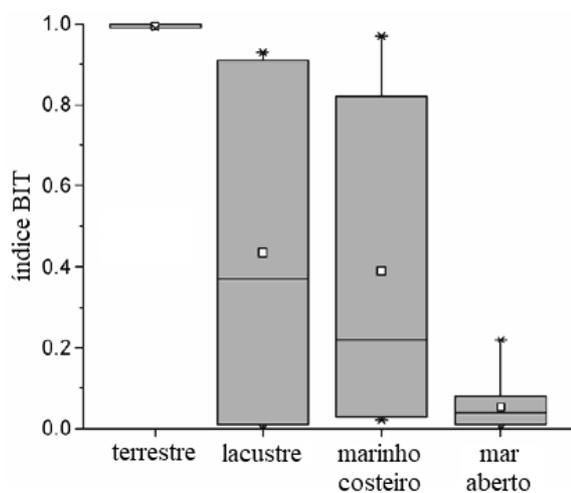
A concentra\c{c}\~ao total de brGDGTs (ΣbrGDGT), compostos ramificados sintetizados principalmente por bact\~erias do solo, indica o aporte de mat\~eria org\~anica terrestre para sedimentos marinhos. Al\~em disso, Hopmans *et al.* (2004) desenvolveram o \u00cdndice BIT (ingl\~es "*Branched and Isoprenoid Tetraether Index*"), que mede a raz\~ao entre GDGTs ramificados e isopren\~oides (Equa\c{c}\~ao 8). Em geral,

os valores do BIT são próximos de 0 no mar aberto e próximos de 1 nos ambientes terrestres (HOPMANS *et al.*, 2004) (Figura 10).

$$\text{BIT} = \frac{\text{brGDGT-I} + \text{brGDGT-II} + \text{brGDGT-III}}{\text{brGDGT-I} + \text{brGDGT-II} + \text{brGDGT-III} + \text{cren}'} \quad (\text{Equação 8})$$

Onde os algarismos romanos identificam os diferentes brGDGTs, ilustrados na Figura 8b, e “cren'” representa o crenarqueol regioisômero.

Figura 10 - Boxplots de valores de índice BIT medidos em sedimentos do holoceno de diferentes ambientes relatados por Hopmans *et al.* (2004)



Fonte: Modificado de TROMMER *et al.*, 2009.

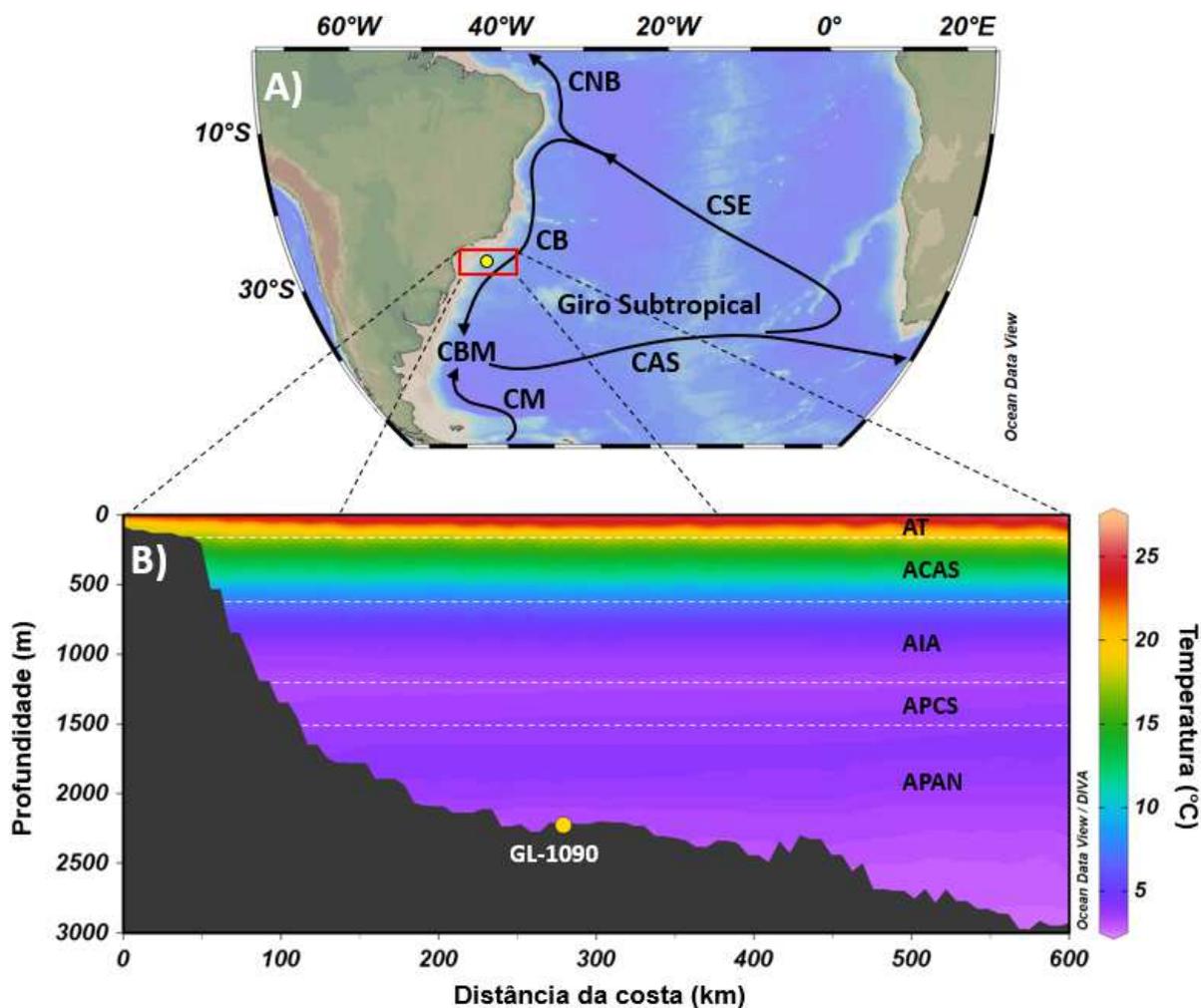
4 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está inserida no sudoeste do Oceano Atlântico subtropical (Figura 11a). O testemunho sedimentar utilizado neste trabalho, GL-1090 (24.92°S, 42.51°W, profundidade da coluna d'água de 2.225 m, comprimento de 1.914 cm de sedimento recuperado), foi coletado pela Petrobras no talude da Bacia de Santos (Figura 11b), na margem continental do sudeste brasileiro, que é limitada ao norte pela Bacia de Campos e ao sul pela Bacia de Pelotas.

A circulação oceânica superior (0 - 600m) nesta região é controlada pela CB, que se origina no ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSE) (10 - 14°S) (PETERSON; STRAMMA, 1991) e flui para o sul ao longo a margem leste do Brasil (STRAMMA; ENGLAND, 1999) (Figura 11a). A CB transporta duas massas d'água: Água Tropical (AT) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS) (Figura 11b). A AT é uma massa d'água quente ($> 20^{\circ}\text{C}$), salina (> 36), oligotrófica e compõe a zona fótica (SILVEIRA *et al.*, 2000). É influenciada pela alta incidência de radiação solar, pelos ventos e pela evaporação excessiva (PETERSON; STRAMMA, 1991; STRAMMA; ENGLAND, 1999). Abaixo da AT encontra-se a ACAS, uma massa d'água mais fria ($\sim 6 - 20^{\circ}\text{C}$), menos salina (34,6 - 36) e mais rica em nutrientes em comparação com a AT. A ACAS flui na termoclina e é formada em dois locais: (i) No lado oeste, na Confluência Brasil-Malvinas (CBM), região onde a CB encontra a Corrente Malvinas (CM), que flui para o norte, e é incorporada ao giro subtropical do Atlântico Sul (PETERSON; STRAMMA, 1991); (ii) No lado leste, via Vazamento das Agulhas, que leva a Água Central do Oceano Índico para o Atlântico Sul, nos 1.000 m superiores da coluna d'água (RICHARDSON, 2007).

As massas de água que compõem as camadas mais profundas do talude são a Água Intermediária Antártica (AIA) com sentido sul-norte, a Água Profunda Circumpolar Superior (APCS) com sentido sul-norte e a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) com sentido norte-sul (STRAMMA; ENGLAND, 1999) (Figura 11b).

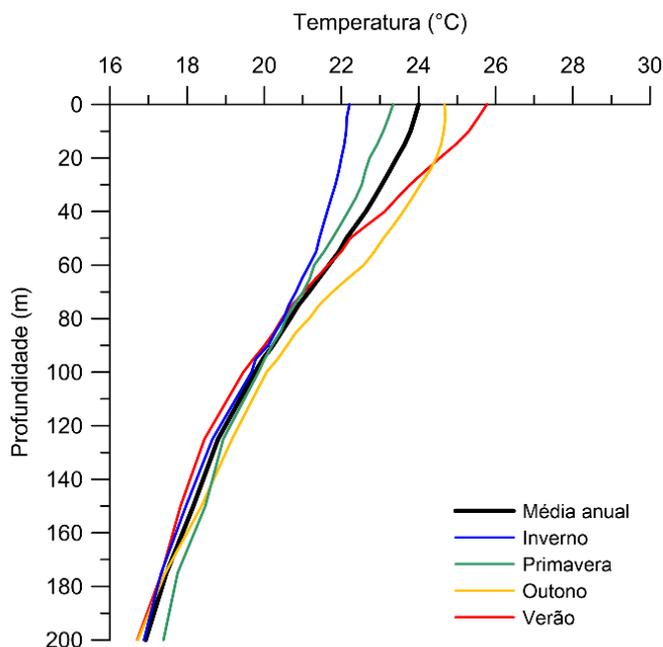
Figura 11 - Configuração oceanográfica da área de estudo. a) Circulação superficial do Atlântico Sul com a localização do testemunho (círculo amarelo destacado pelo retângulo vermelho) e as principais correntes do giro subtropical do Atlântico Sul: (CSE) Corrente Sul Equatorial; (CNB) Corrente Norte do Brasil; (CB) Corrente do Brasil; (CBM) Confluência Brasil-Malvinas; (CM) Corrente das Malvinas; e (CAS) Corrente do Atlântico Sul (modificado de STRAMMA; ENGLAND, 1999). (b) Perfil vertical dos primeiros 3.000 m de profundidade da área de estudo e as massas de água que compõem a região: (AT) Água Tropical, (ACAS) Água Central do Atlântico Sul, (AIA) Água Intermediária Antártica; (APCS) Águas Profundas Circumpolares Superiores e (APAN) Águas Profundas do Atlântico Norte. Esta figura foi parcialmente criada com o software Ocean Data View (SCHLITZER, 2003)



Fonte: Elaborado pela autora, 2020.

Dados instrumentais mostram que a média anual da TSM na AT (0 m) é de 24°C, com menores valores (22,2 °C) durante o inverno austral e maiores valores (25,8°C) durante o verão austral (LOCARNINI *et al.*, 2013) (Figura 12). A diferença de temperatura entre o verão e o inverno é mais acentuada nos primeiros 20 m de coluna d'água.

Figura 12 - Distribuição vertical das temperaturas atuais nos primeiros 200 m de coluna d'água da área de estudo, com dados do World Ocean Atlas 2013 (LOCARNINI *et al.*, 2013): Média anual (preto), inverno (azul), primavera (verde), outono (amarelo), verão (vermelho)



Fonte: Elaborado pela autora, 2020.

Com relação ao aporte fluvial, a presença do sistema montanhoso Serra do Mar nas proximidades do litoral sudeste do Brasil age como uma barreira contra a descarga de grandes rios em direção à margem continental, drenando-os para o interior do continente (CONTI; FURTADO, 2006). Por outro lado, este mesmo sistema favorece o escoamento de pequenos e numerosos rios de montanha em direção ao mar quando estes recebem contribuição da precipitação regional (MAHIQUES *et al.*, 2010). Assim, o aporte de sedimentos terrígenos tanto na plataforma continental quanto no talude desta região não deve ser totalmente desconsiderado (MAHIQUES *et al.*, 2017).

5 SEÇÃO EXPERIMENTAL

5.1 Modelo de idade do testemunho

O modelo de idade do testemunho de sedimento marinho GL-1090, mostrado pela primeira vez em Santos *et al.* (2017), foi baseado em datações de radiocarbono e alinhamento visual de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentônicos com duas curvas de referência, MD95-4042 (GOVIN *et al.*, 2014) e LR04 global $\delta^{18}\text{O}$ stack (LISIECKI; RAYMO, 2005). O modelo de idade final foi construído por meio do software Bacon v.2.2 (BLAAUW; CHRISTENY, 2011). Mais recentemente, Ballalai *et al.* (2019) e Santos *et al.* (2020) implementaram várias melhorias em relação ao modelo de idade original. Ballalai *et al.* (2019) escolheram uma das idades ^{230}Th da caverna Sanbao como ponto de ligação para a transição abrupta observada no volume de gelo corrigido $\delta^{18}\text{O}$ no final da Terminação II. Esta modificação assume um acoplamento entre os movimentos da Zona de Convergência Intertropical e a bifurcação da Corrente Sul Equatorial no Atlântico tropical e incertezas de idade reduzidas de $\pm 3,87$ para $\pm 1,51$ ka perto da transição para o LIG. Santos *et al.* (2020) derivaram mais pontos de amarração de $\delta^{18}\text{O}$ bentônicos entre GL-1090 e o testemunho da Margem ibérica MD95-2042 (GOVIN *et al.*, 2014) na escala de tempo AICC2012 (BAZIN *et al.*, 2013; VERES *et al.*, 2013). O sucesso dos novos pontos de amarração pode ser visto através de um alinhamento preciso entre a variabilidade em escala milenar de $\delta^{18}\text{O}$ de *G. inflata* e NGRIP (SANTOS *et al.*, 2020). O testemunho GL-1090 abrange os últimos 185 ka, mas esta tese foca o intervalo de tempo entre 150 e 65 ka (final do MIS 6 ao início do MIS 4).

5.2 Subamostragem

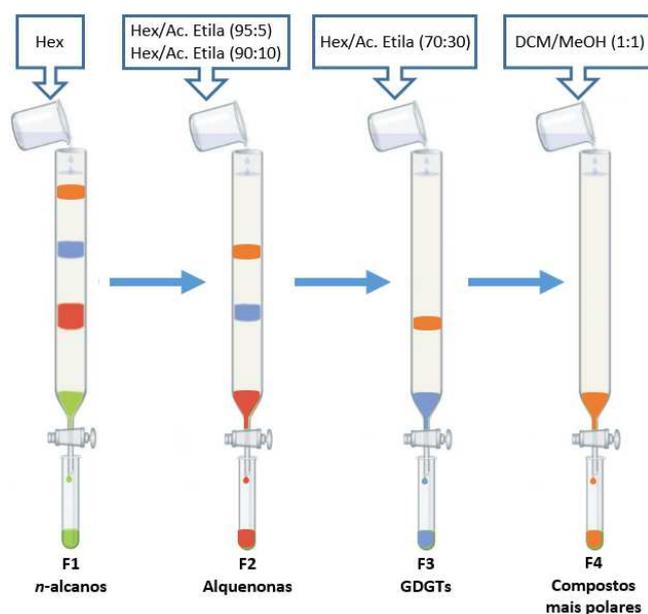
Para esta tese, o testemunho GL-1090 foi subamostrado entre 689 - 1591 cm de profundidade, correspondendo a 150 – 65 ka AP (antes do presente). Cada amostra integra 2 cm de espessura com intervalos médios de coleta de 5 cm, correspondendo a uma resolução média de amostragem de aproximadamente 400 anos. Deste testemunho foi gerado um total de 179 amostras para as análises. Todas as amostras foram liofilizadas e manualmente maceradas.

5.3 Extração dos lipídeos e separação das frações lipídicas

Os lipídeos foram extraídos no Laboratório de Geoquímica Orgânica (LaGO) da Universidade Federal Fluminense (UFF). Após adição de 30 μl dos padrões internos 5 α -colestano (70 ng/ μl) e androstanol (100 ng/ μl) em cerca de 2 a 5 g de sedimento seco, os extratos de lipídios totais (ELT) foram obtidos com uma mistura solvente de diclorometano/metanol, 3:1 (v:v) por meio de banho ultrassônico e subsequente centrifugação. Três sequências de sonicação e centrifugação foram aplicadas para maximizar a extração dos lipídeos. Os ELTs foram concentrados por rotoevaporação e transferidos para *vials*. Em seguida, as amostras foram secas em fluxo de N₂ e armazenadas em refrigeração para posterior fracionamento.

As amostras foram fracionadas no LOCEAN (*Laboratoire d'Océanographie et du Climat, Expérimentations et Approches Numériques*) - Sorbonne Université, Paris. Os ELTs foram separados em diferentes frações por cromatografia em coluna de sílica gel com a utilização de misturas de solventes de polaridade crescente: 4 mL de hexano para separação dos n-alcanos; 2 mL de hexano/acetato de etila 95:5 (v: v) seguido por 2 mL de hexano/acetato de etila 90:10 (v: v) para separação das alquenonas; 5 mL de hexano/acetato de etila 70:30 (v:v) para separação dos GDGTs; e 5 mL de diclorometano/metanol 1:1 (v:v) para obtenção das frações mais polares (não analisadas neste estudo) (Figura 13).

Figura 13 - Fracionamento de lipídios nas amostras de sedimentos do GL-1090



Fonte: Elaborado pela autora, 2020.

As frações foram secas sob fluxo de nitrogênio e armazenadas em refrigeração para posterior análise. Os *n*-alcanos e alquenonas foram analisados no LOCEAN e os GDGTs foram analisados no METIS (*Milieux Environnementaux, Transferts et Interactions dans les Hydrosystèmes et les Sols*) - Sorbonne Université, Paris.

5.3.1 Análise dos *n*-alcanos de cadeia longa

As frações de *n*-alcanos foram analisadas em um cromatógrafo a gás Agilent 6890N equipado com detector de ionização de chama (GC-FID) e coluna HP-5 (30 m de comprimento × 0,32 mm de diâmetro interno × 0,25 µm de espessura de filme). O gás hélio foi usado como gás de arraste (2,0 ml/min). O forno foi programado com temperatura inicial de 50°C, depois aumentado para 120°C a 30°C/min e, finalmente, para 320°C a 5°C/min. Amostras selecionadas foram analisadas em um cromatógrafo a gás Agilent 6890 acoplado a um espectrômetro de massas Agilent 5973N (GC-MS) (energia de ionização = 70 e V, faixa de massa de varredura = m/z 50-800 em 3 varreduras/s), onde os espectros foram comparados com os espectros de compostos-padrão e com dados da literatura com o objetivo de confirmar a identificação de *n*-alcanos e a ausência co-eluição. A identificação de *n*-alcanos foi feita com base no tempo de retenção de padrões comerciais analisados nos seus espectros do GC-MS, nas mesmas condições cromatográficas descritas acima. A quantificação foi realizada pela comparação da área do pico de cada composto com a área do pico do padrão interno 5 α -colestano (70 ng/µL), adicionado antes da extração.

5.3.2 Análise das alquenonas

As frações contendo as alquenonas foram analisadas em um cromatógrafo a gás Agilent 6890 Plus acoplado a um detector de ionização de chama (GC-FID), equipado com uma coluna CPSIL-5 CB (50 m de comprimento × 0,32 mm de diâmetro interno × 0,25 µm de espessura de filme). O gás hélio foi usado como gás de arraste (2,0 mL/min). O forno foi programado com temperatura inicial de 50°C, depois aumentado para 140°C a 30°C/min, depois para 280°C a 20°C/min, e,

finalmente, para 305°C a 0.5°C/min. Antes da injeção no GC, foi adicionado às amostras 2,0 µL do padrão 5α-colestano (78 ng/µl) para a quantificação dos compostos de interesse. Amostras selecionadas foram analisadas em um cromatógrafo a gás Agilent 6890 acoplado a um espectrômetro de massa Agilent 5973N (GC-MS) (energia de ionização = 70 eV, faixa de massa de varredura = m/z 50-800 em 3 varreduras/s), onde os espectros m/z foram comparados com os espectros de compostos-padrão e com dados da literatura com o objetivo de confirmar a identificação das alquenonas e a ausência de compostos coelutores. A identificação das alquenonas foi feita com base no tempo de retenção de padrões comerciais. As alquenonas di- e tri-insaturadas (C_{37:2} e C_{37:3}, respectivamente) foram quantificadas pela comparação da área do pico de cada composto com a área do pico do padrão interno.

5.3.3 Análise dos GDGTs

As análises dos GDGTs foram realizadas apenas em parte das amostras do GL-1090, que compreende o período entre 140 - 65 ka. Uma alíquota de cada amostra contendo a fração GDGT foi seca sob fluxo de N₂ e redissolvida em heptano. As análises de GDGT foram realizadas com auxílio de um cromatógrafo líquido de alta eficiência acoplado a um espectrômetro de massa (HPLC-MS, do inglês "*High-Performance Liquid Chromatography-Mass Spectrometry*"), em equipamento Shimadzu LCMS-2020 conforme descrito recentemente por Huguet *et al.* (2019). O padrão interno C₄₆GDGT (10.25 ng/µL) foi adicionado em cada amostra antes da injeção (HUGUET *et al.*, 2013). A quantificação dos GDGTs foi realizada comparando a área de pico do padrão interno com a área de pico dos compostos.

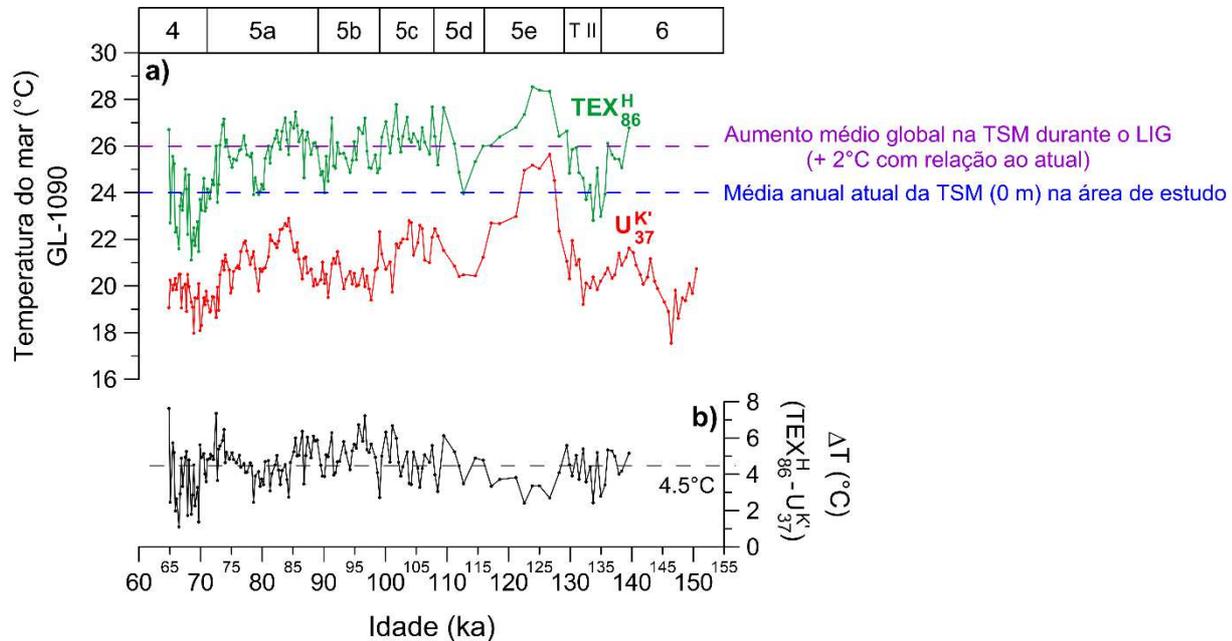
6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 Avaliação multi-indicadores da temperatura do mar entre 150 e 65ka

Nesta seção, é avaliada a resposta das alquenonas e GDGTs no registro da temperatura e da produtividade na camada de mistura do do Atlântico sudoeste subtropical. Os resultados são comparados com as temperaturas baseadas em Mg/Ca (SANTOS *et al.*, 2017) e com as temperaturas baseada na função de transferência em 10m e 100m de lâmina d'água (MAT-100m) (LESSA *et al.*, 2017) do mesmo testemunho sedimentar. As equações de calibração aplicadas nesta tese para U_{37}^K e TEX_{86}^H foram desenvolvidas originalmente para reconstruir a camada de mistura (MÜLLER *et al.*, 1998; KIM *et al.*, 2010). No entanto, reconstruções de temperatura com base nesses indicadores orgânicos apresentam divergências em diferentes regiões (SIKES *et al.*, 1997; PRAHL; PILSKALN; SPARROW, 2001; HERFORT *et al.*, 2006; POPP *et al.*, 2006; HUGUET *et al.*, 2007; LEE *et al.*, 2008).

Temp- U_{37}^K e Temp- TEX_{86}^H mostraram tendências paralelas, entretanto Temp- U_{37}^K apresentou temperaturas absolutas menores que Temp- TEX_{86}^H ao longo do período estudado. A Temp- U_{37}^K variou de 17,5°C (146.4 ka) a 25,6°C (126.6 ka), com média de $20,8 \pm 1,3^\circ\text{C}$, enquanto a Temp- TEX_{86}^H variou de 21,1°C (68.4 ka) a 28,5°C (123.8 ka), com média de $25,4 \pm 1,4^\circ\text{C}$ (Figura 14). O pico de Temp- U_{37}^K foi 25,6°C (126,6 ka, MIS 5e), que é 1,6°C mais alta que a temperatura média anual atual da superfície (0 m de profundidade). O pico da Temp- TEX_{86}^H foi 28,5°C (123,8 ka, MIS 5e), sendo 4,5°C maior que a temperatura média anual atual da superfície e 2,9°C maior que o pico da Temp- U_{37}^K . Turney e Jones (2010) compilaram um conjunto de dados globais de temperatura anual de testemunhos de gelo, marinhos e terrestres abrangendo o LIG e deduziram um aumento na temperatura global durante o LIG de quase 2,0°C acima do pré-industrial. No entanto, este aumento provavelmente não foi uniforme em todo o globo e, além disso, este trabalho não apresentou dados sobre a paleotemperatura no Atlântico sudoeste subtropical. Dados do modelo realizados por Otto-Bliesner *et al.* (2013) e reconstruções publicadas por Hoffman *et al.* (2017) não indicam uma diferença significativa de temperatura durante o LIG em comparação com o presente em regiões tropicais. Entretanto, deve ser destacado que esses autores não apresentaram dados próximos à nossa área de estudo.

Figura 14 - Comparação das paleotemperaturas reconstruídas a partir de GDGTs e alquenonas: a) Temp-TEX₈₆^H (verde) e Temp-U₃₇^{K'} (vermelho). A linha tracejada em lilás marca o aumento médio global da temperatura da superfície do mar durante o LIG, equivalente a 2°C em relação ao atual (TURNERY; JONES, 2010). A linha tracejada em azul marca a média anual atual da temperatura da superfície do mar na área de estudo (LOCARNINI *et al.*, 2013); b) Gradiente de temperatura ΔT (TEX₈₆^H - U₃₇^{K'}). A linha tracejada em preto marca o ΔT médio (4.5°C). Os MIS são destacados no eixo x superior



Fonte: Elaborado pela autora, 2020.

A reconstrução de Temp-U₃₇^{K'} de GL-1090 parece mais consistente pelo que se sabe sobre as temperaturas presentes do LIG, enquanto Temp-TEX₈₆^H fornece uma diferença muito alta. No entanto, é necessário investigar os fatores que podem causar desvios nas reconstruções de temperatura - como erros associados às equações de calibração, aporte terrígeno, transporte lateral e ecologia dos organismos fonte - antes de proceder às suas interpretações paleoceanográficas.

6.1.1 Fatores que podem interferir nas reconstruções de temperatura baseadas em GDGTs e alquenonas

6.1.1.1 Calibrações aplicadas

Benthien e Müller (2000) desenvolveram um estudo com alquenonas em sedimentos superficiais do oeste do Atlântico Sul com o objetivo de investigar se as calibrações de Müller *et al.* (1998), desenvolvidas para serem aplicadas no leste do

Atlântico Sul, eram válidas também para a porção oeste. Os autores encontraram uma boa correlação entre as temperaturas calculadas e a TSM média anual para regiões acima de 32°S (BENTHIEN; MÜLLER, 2000). De modo a considerar as condições ambientais regionais da Bacia de Campos, Ceccopieri *et al.* (2018) testaram a aplicabilidade das calibrações para Temp- U_{37}^K sazonais de superfície e de diferentes profundidades propostas por Müller *et al.* (1998) e concluíram que as Temp- U_{37}^K são melhor correlacionadas com a calibração anual para o Atlântico Sul.

Com relação aos GDGTs, entre as poucas calibrações disponíveis, a calibração logarítmica TEX_{86}^H para regiões com temperaturas acima de 15°C, como no caso da área de estudo desta tese, é a mais indicada (KIM *et al.*, 2010). Ceccopieri *et al.* (2018) também testaram a aplicabilidade de TEX_{86}^H proposta por Kim *et al.* (2010) e concluíram que as Temp- TEX_{86}^H refletem a temperatura anual no oeste do Atlântico Sul. Por estas razões, a calibração anual para o Atlântico Sul de Müller *et al.* (1998) para alquenonas e a calibração anual para regiões com temperaturas acima de 15°C de Kim *et al.* (2010) para GDGTs foram consideradas as mais adequadas à localização geográfica da área de estudo.

Os desvios-padrão de $\pm 1,0^\circ\text{C}$ para Temp- U_{37}^K (MÜLLER *et al.*, 1998) e $\pm 2,5^\circ\text{C}$ para Temp- TEX_{86}^H (KIM *et al.*, 2010) sugerem que desvios de até $\pm 3,5^\circ\text{C}$ entre essas temperaturas podem estar dentro do erro de calibração. No entanto, o gradiente de temperatura médio (ΔT) reconstruído de U_{37}^K e TEX_{86}^H é $4,5^\circ\text{C}$ (Figura 14b). Portanto, no que tange à faixa de erro associada às calibrações, as temperaturas reconstruídas por U_{37}^K e TEX_{86}^H parecem refletir, a princípio, diferentes profundidades de habitat na coluna d'água.

6.1.1.2 Aporte terrestre

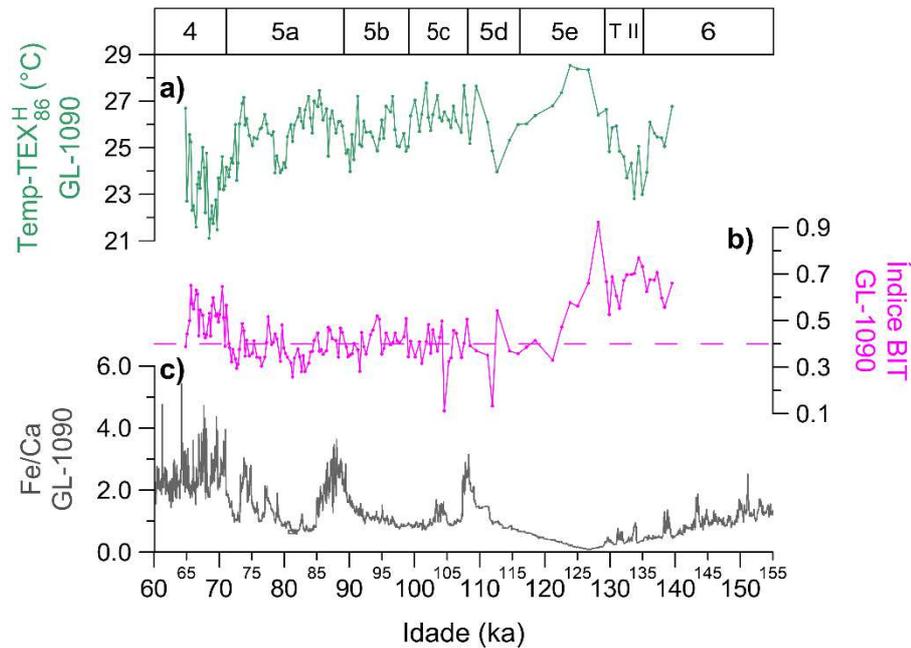
O TEX_{86} pode ser influenciado pelo aporte de GDGTs de origem terrestre transportados por rios para o sistema marinho. Valores de BIT $> 0,4$ são associados a entradas terrestres suficientemente altas para influenciar potencialmente os valores de TEX_{86}^H , com estimativas superestimadas da TSM associada (WEIJERS *et al.*, 2006). No GL-1090, o índice BIT médio foi de $0,45 \pm 0,12$ com variação entre 0,11 e 0,92, sendo os valores mais altos observados durante o MIS 6 tardio até o

início do MIS 5e e durante o início do MIS 4. No entanto, nenhum grande rio está fluindo diretamente para o mar nesta região (CONTI; FURTADO, 2006; PESSEDA *et al.*, 2012) e, por isso, não se espera que os insumos terrestres sejam altos.

Com exceção do pico registrado no MIS 5e, os períodos de índice BIT mais alto mencionados anteriormente são combinados com temperaturas mais baixas derivadas de $\text{TEX}_{86}^{\text{H}}$. Ainda que indicadores orgânicos e inorgânicos sejam transportados do continente para o sedimento marinho por diferentes partículas, ao comparar dos valores de BIT e razão Fe/Ca do mesmo testemunho (FIGUEIREDO *et al.*, 2020), as curvas não covariaram ao longo do período estudado e os picos de Fe/Ca não foram registrados pelo índice BIT nem por $\text{Temp-TEX}_{86}^{\text{H}}$ (Figura 15). Assim, os altos valores de BIT observados não parecem estar relacionados a um aumento relativo nas entradas terrestres. Esses altos valores de BIT poderiam, em vez disso, ser explicados pela produção *in situ* de brGDGTs no local de amostragem, como já observado em outras configurações costeiras (CRAMPTON-FLOOD *et al.*, 2019).

O fato de que $\text{Temp-TEX}_{86}^{\text{H}}$ acompanha as tendências de $\text{Temp-U}_{37}^{\text{K}}$ sugere, portanto, que os padrões de $\text{Temp-TEX}_{86}^{\text{H}}$ provavelmente não são afetados pelo aporte terrestre, mas os valores absolutos parecem ter sido afetados. Assim, recomenda-se a interpretação da variação qualitativa da curva de $\text{Temp-TEX}_{86}^{\text{H}}$ no testemunho GL-1090.

Figura 15 - Comparação entre (a) Temp-TEX₈₆^H (verde) (este estudo), (b) Índice BIT (rosa) (este estudo) e (c) razão Fe/Ca (cinza) (FIGUEIREDO et. al, 2020). Valores de BIT acima de 0.4 (linha rosa tracejada) podem superestimar a Temp-TEX₈₆^H. Os MIS são destacados no eixo x superior

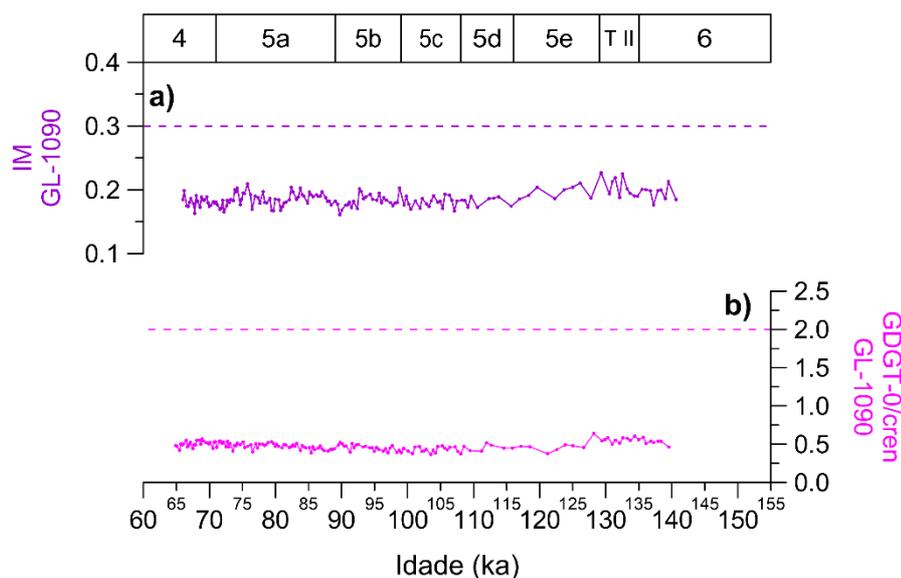


Fonte: Elaborado pela autora, 2020.

6.1.1.3 Metabolismo do metano

Para avaliar se o sinal do TEX₈₆^H pode ter sido afetado por arqueias metanotróficas e metanogênicas, foram calculados, respectivamente, o índice IM e a razão GDGT-0/crenarqueol (Figura 16). Os valores de IM variaram entre 0,16 e 0,23, indicando que não há oxidação anaeróbica do metano por arqueias metanotróficas (ZHANG *et al.*, 2011). A razão GDGT-0/crenarqueol variou de 0,37 a 0,64, indicando que o GDGT-0 é originado principalmente de Thaumarchaeota marinha. Assim, o índice TEX₈₆^H também não está sendo desviado por metanogênese nem metanotrofismo e, neste aspecto, pode ser aplicado com confiança para reconstruir temperaturas do mar no testemunho GL-1090.

Figura 16 - Indicadores de desvios no TEX_{86} por arqueas metanogênicas no GL-1090: (a) Índice de metanogênese, onde valores menores que 0.3 (linha tracejada em lilás) indicam um ambiente marinho pobre em metano (ZHANG *et al.*, 2011); (b) Razão GDGT-0/crenarqueol, onde valores menores que 2.0 (linha tracejada em rosa) indicam baixa contribuição das arqueas metanogênicas (BLAGA *et al.*, 2009). Os MIS são destacados no eixo x superior



Fonte: Elaborado pela autora, 2020.

6.1.1.4 Transporte lateral

Uma hipótese para explicar as diferenças entre Temp-TEX_{86}^H e Temp-U_{37}^K pode ser o transporte lateral de biomarcadores lipídicos, conforme observado em estudos anteriores (BENTHIEN; MÜLLER, 2000; CECCOPIERI *et al.*, 2018). Em sedimentos superficiais coletados na Confluência Brasil-Malvinas e Corrente das Malvinas, as menores temperaturas com base em alquenonas de foram atribuídas ao transporte lateral das algas hapófitas de áreas frias para áreas quentes (BENTHIEN; MÜLLER, 2000). Um sistema de circulação peculiar foi sugerido para ocorrer na confluência, no qual fortes correntes de superfície e de fundo, tempestades bentônicas e processos de declive causam a ressuspensão e o deslocamento lateral de partículas suspensas e sedimentos. As alquenonas seriam, portanto, transportadas de águas costeiras frias para áreas com águas superficiais mais quentes. Ceccopieri *et al.* (2018) também atribuíram a ocorrência de baixa Temp-U_{37}^K de amostras de topos à advecção de águas frias do Sistema de Ressurgência de Cabo Frio até o talude da Bacia de Campos. Considerando que as alquenonas são mais suscetíveis ao transporte lateral do que os GDGTs, os autores sugeriram que os GDGTs refletem melhor as temperaturas locais daquela região em

comparação com as alquenonas. De fato, intrusões da ACAS na zona fótica foram identificadas em GL-1090 durante os subestágios MIS 5e, 5c e 5a, indicando a expansão para o sul do Sistema de Ressurgência de Cabo Frio (LESSA *et al.*, 2017). No entanto, este resfriamento durante os referidos subestágios não explica porque Temp- U_{37}^K apresentou valores menores que Temp- TEX_{86}^H durante todo o período estudado (150 - 65 ka).

O padrão semelhante e a alta correlação entre as temperaturas com base nos índices U_{37}^K e TEX_{86}^H ($r = 0,73$, $p < 0,05$) sugerem que (i) os sinais de alquenonas e GDGTs foram produzidos verticalmente na mesma região, provavelmente em diferentes profundidades na coluna de água, e que (ii) o transporte lateral das alquenonas desempenhou um menor papel no local, ou deve ter afetado ambos os índices proporcionalmente. Assim, assume-se que as estimativas de temperatura mais fria derivadas das alquenonas em comparação com os GDGTs não estão relacionadas à advecção das massas de água fria e que os valores de Temp- U_{37}^K não foram influenciados pelo transporte lateral.

6.1.1.5 Sazonalidade

O método mais adequado para investigar a influência da sazonalidade nos indicadores é comparar a temperatura calculada a partir de uma armadilha de sedimentos ou amostras do topo do testemunho com as medições instrumentais da temperatura do mar atuais (anuais e sazonais). No entanto, a idade da amostra do topo do GL-1090 é 6,6 ka (SANTOS *et al.*, 2017), dificultando seu uso para investigar a sazonalidade de organismos fonte de alquenonas e GDGTs na região. Alguns estudos prévios têm discutido a influência da sazonalidade nos indicadores orgânicos e estimativas de temperatura relacionadas (AUDERSET *et al.*, 2019; CECCOPIERI *et al.*, 2018; LOPES DOS SANTOS *et al.*, 2013). No sudeste da Austrália, a TSM reconstruída nos últimos 135 ka indicou que os índices U_{37}^K e TEX_{86}^H registraram, respectivamente, temperatura média anual e temperatura de inverno, (LOPES DOS SANTOS *et al.*, 2013). Usando armadilhas de sedimentos, Auderset *et al.* (2019) compararam as temperaturas reconstruídas por alquenonas e GDGTs no Mar do Caribe. Os autores observaram que os valores absolutos de Temp- U_{37}^K foram

menores do que Temp-TEX₈₆^H, onde as alquenonas refletiram as temperaturas da primavera, e os GDGTs registraram as temperaturas de verão boreal.

No Atlântico sudoeste subtropical, análises de alquenonas em testemunhos sedimentares da plataforma continental e do talude indicaram abundância máxima de haptófitas na região durante o inverno, entretanto Temp-U₃₇^{K'} foi correlacionada com a TSM média anual (CECCOPIERI *et al.*, 2018). Estudos anteriores usando alquenonas em sedimentos superficiais e de base nas proximidades do GL-1090 mostraram que Temp-U₃₇^{K'} reflete a TSM média anual (MAHIQUES *et al.*, 2005; CORDEIRO *et al.*, 2014). No estudo de Ceccopieri *et al.* (2018), análises de GDGTs sugeriram exportação mais eficiente de GDGTs para o sedimento durante o verão austral e habitat preferido de *Thaumarchaeota* na subsuperfície, contudo Temp-TEX₈₆^H também foi correlacionada com a TSM média anual (CECCOPIERI *et al.*, 2018). Resultado semelhante foi encontrado por Dauner *et al.* (2019), pois concluíram que Temp-TEX₈₆^H e Temp-U₃₇^{K'} refletiram a temperatura média anual no sudoeste do Atlântico Sul. Assim, estudos anteriores sugerem que Temp-U₃₇^{K'} e Temp-TEX₈₆^H refletem a temperatura média anual na região estudada.

6.1.1.6 Distribuição na coluna d'água

Estudos realizados na região do talude da Bacia de Campos, sugerem que as algas haptófitas habitam a zona fótica, entre 6 e 50 m, predominantemente na isoterma de 20°C (MAHIQUES *et al.*, 2009; SOUSA *et al.*, 2014; RODRIGUES *et al.*, 2014). Esta temperatura de isoterma corresponde à interface entre a AT e a ACAS no talude da Bacia de Santos. Por esta razão, Dauner *et al.* (2019) concluíram que a Temp-U₃₇^{K'} pode vir a refletir um sinal de maiores profundidades da zona fótica na região. Entretanto, ainda não há um consenso a respeito de qual profundidade é refletida pelo sinal das alquenonas na Bacia de Santos, uma vez que Luz (2019) considerou que a Temp-U₃₇^{K'} representa a coluna d'água até 25 m na mesma região.

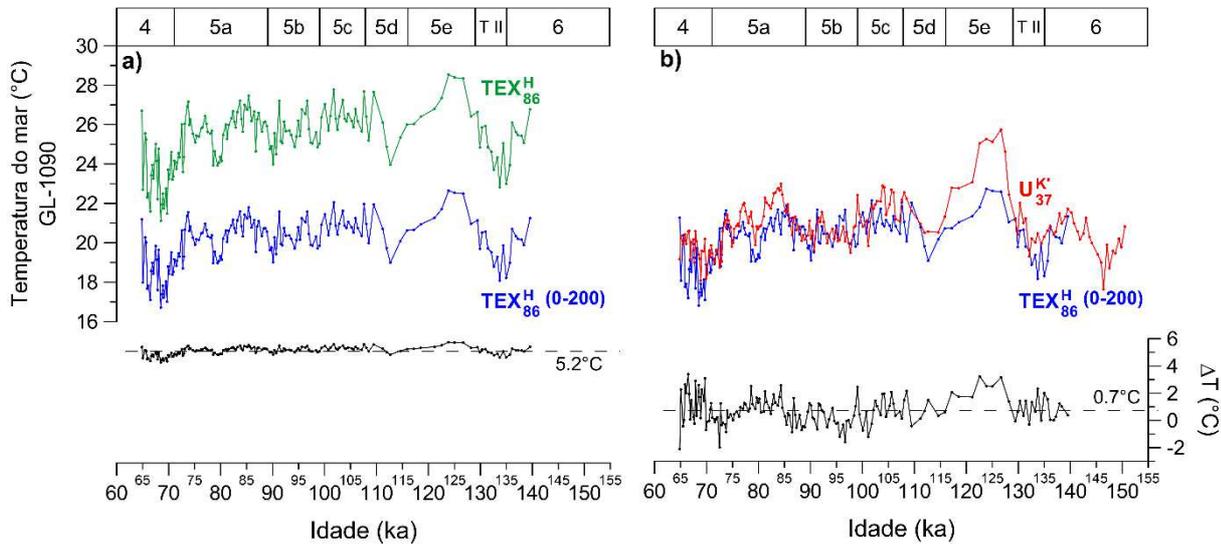
As arqueas, por sua vez, são mais amplamente distribuídas na coluna d'água, apresentando uma maior abundância entre 40 e 150 m de profundidade (LOPES DOS SANTOS *et al.*, 2013; KIM *et al.*, 2012; SCHOUTEN *et al.*, 2002; WUCHTER *et al.*, 2006; CHEN *et al.*, 2014). Em seu estudo sobre a estrutura da

comunidade de picoplâncton em um transecto meridional do Atlântico, Zubkov *et al.* (2000) indicaram que os procariotos heterotróficos (bactérias e arqueas) habitam principalmente a superfície por serem competitivos com o fitoplâncton, provavelmente devido à condição oligotrófica da AT no caso da nossa área de estudo. Entretanto, enquanto Dauner *et al.* (2019) confirmaram esta hipótese assumindo que o sinal de TEX_{86} representa a temperatura média anual da camada superficial da Bacia de Santos, Luz (2019) considerou que $Temp-TEX_{86}^H$ representa a profundidade da base da camada de mistura (100-200m). Assim, se for considerado que os fatores não-termais investigados nos subitens anteriores não causaram desvios nas reconstruções de temperatura, os resultados para o GL-1090 parecem indicar que as alquenonas refletem temperaturas da base da camada de mistura e os GDGTs refletem temperaturas do topo da camada de mistura no talude da Bacia de Santos. Porém, vale ressaltar que não considerar que o TEX_{86} está superestimado pelo BIT, conforme discutido no subitem 6.1.1.2, significa assumir que o LIG foi 4,5°C mais quente no Atlântico Sudoeste e, até o momento, não há evidências dessa amplitude de temperatura na região.

6.1.2 Reconstrução de temperatura multi-indicadores na coluna de água

A fim de estimar o gradiente de temperatura (ΔT) entre o topo e a base da camada de mistura, a $Temp-TEX_{86}^H(0-200)$ foi calculada. A $Temp-TEX_{86}^H(0-200)$ de amostras de topo de testemunho ao longo do talude da Bacia de Campos foram consistentes com temperaturas de dados instrumentais do WOA13 integrados em profundidade em torno de 75-200 m (CECCOPIERI *et al.*, 2018; LOCARNINI *et al.*, 2013). No GL-1090, a temperatura do mar em profundidade integrada entre 0-200m, $Temp-TEX_{86}^H(0-200)$, oscilou entre 16,7°C (68.4 ka) e 22,7°C (123.8 ka), com média de $20,1 \pm 1,2^\circ C$. O ΔT entre $Temp-TEX_{86}^H$ e $Temp-TEX_{86}^H(0-200)$ é 5,2°C (Figura 17a). Os valores absolutos de $Temp-U_{37}^K$ de GL-1090 são semelhantes (menos de 1°C de diferença) à temperatura integrada calculada para os primeiros 200m de coluna d'água ($Temp-TEX_{86}^H(0-200)$) (Figura 17b). Embora não seja possível inferir exatamente a profundidade da coluna d'água registrada pelas alquenonas, esses resultados sugerem que $Temp-U_{37}^K$ reflete a temperatura da base da camada de mistura.

Figura 17 - Comparação das paleotemperaturas do mar reconstruídas a partir de indicadores orgânicos: (a) $\text{TEX}_{86}^{\text{H}}$ (verde), $\text{TEX}_{86}^{\text{H}}$ (0-200) (azul) e ΔT ($\text{TEX}_{86}^{\text{H}}$ - $\text{TEX}_{86}^{\text{H}}$ (0-200)) (preto); (b) U_{37}^{K} (vermelho), $\text{TEX}_{86}^{\text{H}}$ (0-200) (azul) e ΔT (U_{37}^{K} - $\text{TEX}_{86}^{\text{H}}$ (0-200)) (preto). As linhas tracejadas marcam a diferença média entre as temperaturas absolutas derivadas dos proxies orgânicos. Os MIS são destacados no eixo x superior

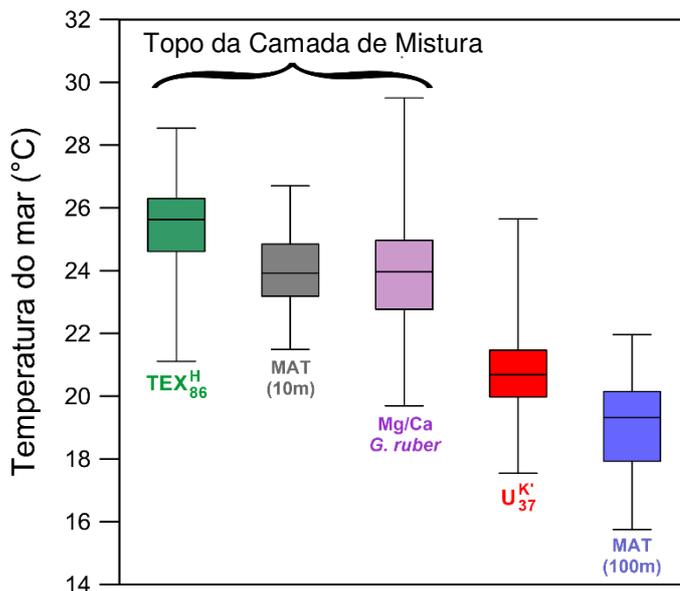


Fonte: Elaborado pela autora, 2020.

As nossas estimativas de temperatura do mar derivadas dos indicadores orgânicos foram comparadas às estimativas de temperatura derivadas de Mg/Ca *Globigerinoides ruber* (*G. ruber*) (SANTOS *et al.*, 2017) e às temperaturas baseadas na função de transferência a 10m (MAT-10m) e a 100m (MAT-100m) de profundidade de água (LESSA *et al.*, 2017) para o mesmo testemunho (Figura 18). Aqui, os valores de Mg/Ca *G. ruber* (SANTOS *et al.*, 2017) foram calibrados usando a recente equação espécie-específica de Gray e Evans (2019), que leva em consideração os efeitos de pH e salinidade.

A profundidade de calcificação de *G. ruber* na margem sudeste do Brasil corresponde à camada de mistura (30 - 40m de profundidade), conforme demonstrado por estudos de armadilhas de sedimentos (VENANCIO *et al.*, 2017). Isso suporta o uso da razão Mg/Ca para reconstruir temperaturas na camada de mistura da região (CHIESSI *et al.*, 2007; CHIESSI *et al.*, 2014). Os valores de $\text{Temp-TEX}_{86}^{\text{H}}$ são similares à faixa de temperaturas de Mg/Ca- e MAT-10m-, sugerindo que esses indicadores refletem as temperaturas do topo da camada de mistura.

Figura 18 - Boxplot com as faixas de paleotemperaturas reconstruídas a partir de multi-indicadores no GL-1090, de 150 a 65 ka: Temp-TEX₈₆^H (verde) (n = 157) (este estudo); MAT-10m (cinza) (n = 101) (LESSA *et al.*, 2017); Mg/Ca *G. ruber* (lilás) (n = 262) (após SANTOS *et al.*, 2017); Temp-U₃₇^{K'} (vermelho) (n = 179) (este estudo); e MAT-100m (azul) (n = 101) (LESSA *et al.*, 2017)



Fonte: Elaborado pela autora, 2020.

Por outro lado, as temperaturas derivadas de U₃₇^{K'} são semelhantes às do MAT-100m. Ambas são inferiores às temperaturas derivadas de TEX₈₆^H, MAT-10m e Mg/Ca, sugerindo que Temp-U₃₇^{K'} no testemunho GL 1090 registrou temperaturas da base da camada de mistura na Bacia de Santos durante o período estudado. Este resultado é consistente com estudos anteriores baseados em amostradores de água de roseta e armadilhas de sedimentos, que relataram a possibilidade das alquenonas registrarem condições de temperatura abaixo da superfície (TERNOIS *et al.*, 1997; ANDRULEIT *et al.*, 2003; POULTON *et al.*, 2017). De acordo com Beaufort *et al.* (2008) a abundância máxima de *Gephyrocapsa* e *Emiliana*, principais espécies produtoras de alquenonas, está relacionada com a abundância máxima de clorofila profunda em torno de 150 e 200m de profundidade no Pacífico. Da mesma forma, no sudoeste do Atlântico Sul, as haptófitas atingem sua abundância máxima onde ocorrem as abundâncias máximas de clorofila profunda, na base da camada de mistura (BRANDINI *et al.*, 2014; RODRIGUES *et al.*, 2014; RIBEIRO *et al.*, 2016). Conforme já mencionado anteriormente, de acordo com Dauner *et al.* (2019), a profundidade do habitat das haptófitas justifica os valores absolutos de Temp-U₃₇^{K'}

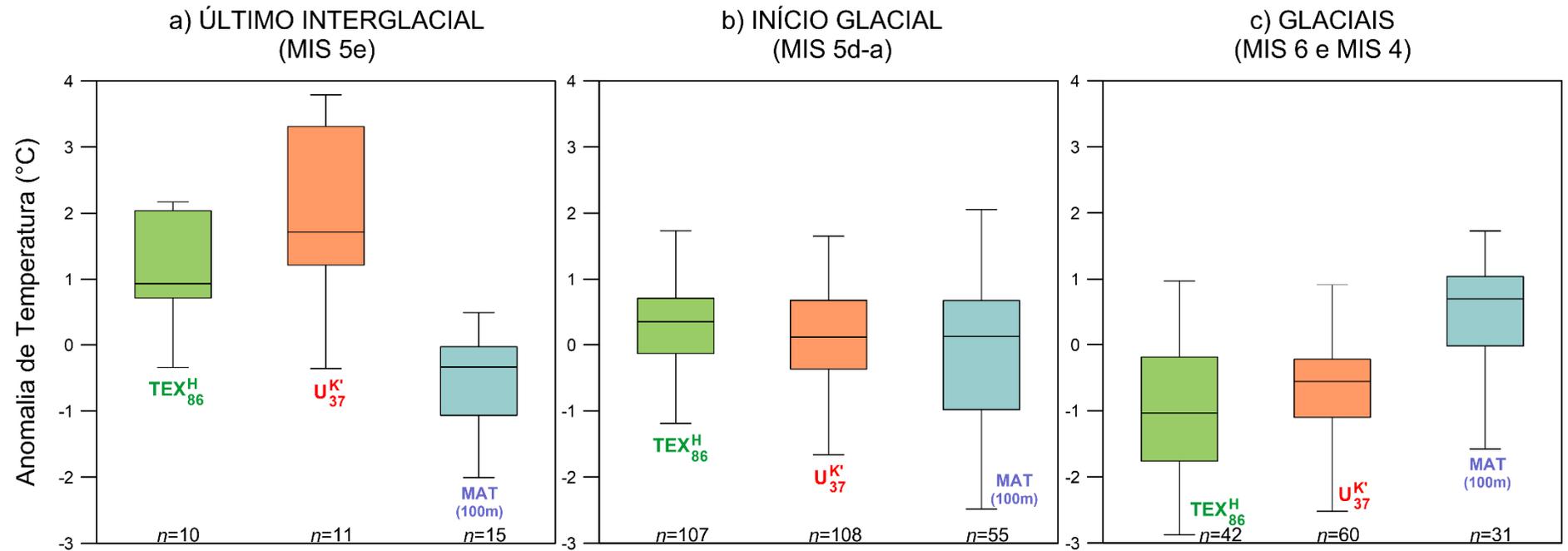
inferiores a Temp-TEX_{86}^H no sudoeste do Atlântico Sul no últimos 75 ka. Esta condição parece ser a mais provável de explicar porque as temperaturas derivadas de U_{37}^K são mais semelhantes às temperaturas da base da camada de mistura no GL-1090, entre 150 e 65 ka. Portanto, assume-se que Temp-TEX_{86}^H e Temp-U_{37}^K representam temperaturas da camada de mistura, onde Temp-TEX_{86}^H reflete o topo e Temp-U_{37}^K reflete a base.

6.1.3 Dinâmica regional da camada de mistura no Atlântico Sudoeste Subtropical

Durante o MIS 5e (129-116 ka), o ΔT entre Temp-TEX_{86}^H e Temp-U_{37}^K é baixo e se aproxima dos erros inerentes às suas calibrações (Figura 14b). Se esse recorte de tempo fosse analisado isoladamente poderia sugerir que os indicadores orgânicos estariam refletindo uma mesma faixa de profundidade, o que já se sabe que não foi o caso. Então isso sugere que as camadas onde os organismos viviam tinham temperaturas semelhantes, implicando em uma mudança na estrutura térmica da zona fótica. Considerando as altas temperaturas do LIG registradas pelos indicadores orgânicos, o menor ΔT neste período parece ter sido devido à maior anomalia de temperatura derivada de U_{37}^K em comparação com Temp-TEX_{86}^H (Figura 19a). Esses resultados sugerem um maior armazenamento de calor do topo da camada de mistura até a profundidade do habitat das haptófitas. Uma clara redução no ΔT também pode ser observada durante o MIS 5a, dando suporte que esta era uma característica generalizada do período quente MIS 5. Por outro lado, altos gradientes de temperatura entre nossos proxies orgânicos e MAT-100 foram observados durante MIS 5e, c e a (Figura 20a).

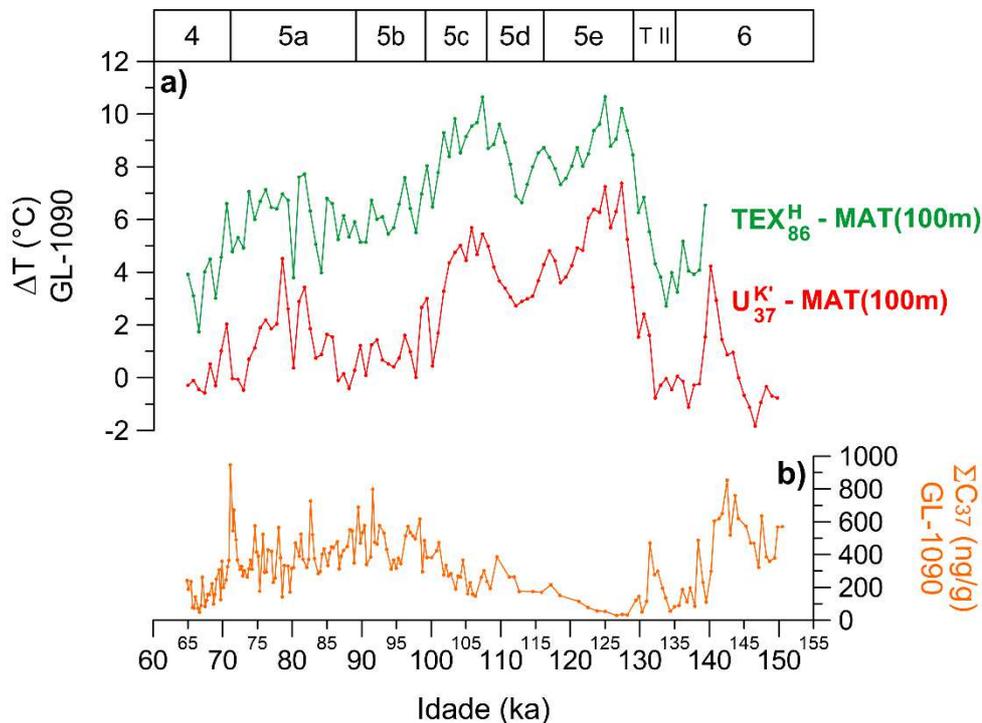
De acordo com LESSA *et al.* (2017), durante os períodos quentes do MIS 5, a camada fótica profunda da área de estudo GL-1090 registrou intrusões da ACAS associadas a ventos intensos de NE, causando divergência costeira e ressurgência de águas da termoclina. Portanto, sugere-se que o ΔT reduzido entre U_{37}^K e TEX_{86}^H e o alto ΔT entre eles e MAT-100 durante os períodos quentes do MIS 5, especialmente o MIS 5e, refletem um aumento da estratificação da camada superficial, isolando e achatando a camada de mistura e reduzindo a difusão descendente de calor pela mistura vertical.

Figura 19 - Anomalias de temperatura do GL-1090 com base em TEX_{86}^H (verde) (este estudo), U_{37}^K (laranja) (este estudo) e MAT-100m (azul) (LESSA *et al.*, 2017), dividido em três intervalos de tempo: (a) Último Interglacial (MIS 5e/LIG); (b) Início glacial (MIS 5d-a); (c) Glaciais (MIS 6 e MIS 4)



Fonte: Elaborado pela autora, 2020.

Figura 20 - a) Gradiente de temperatura para os primeiros 100m de profundidade com base em TEX_{86}^H (este estudo) menos MAT-100m (LESSA *et al.*, 2017) (verde), e $U_{37}^{K'}$ (este estudo) menos MAT-100m (vermelho) (LESSA *et al.*, 2017); b) Concentração de alquenonas ($C_{37:2} + C_{37:3}$) (ng/g) (este estudo). Os MIS estão destacados no eixo x superior



Fonte: Elaborado pela autora, 2020.

Conforme discutido anteriormente, na região estudada as haptófitas vivem preferencialmente perto da base da camada mistura devido ao fornecimento de nutrientes (RODRIGUES *et al.*, 2014; RIBEIRO *et al.*, 2016). Durante o início glacial (MIS 5d, 5b e 5a) e períodos glaciais completos, os menores gradientes de temperatura entre $U_{37}^{K'}$ e MAT-100m sugerem um aumento da camada de mistura devido a uma menor estratificação, proporcionando maior produtividade das haptófitas (Figura 20b). Isso é consistente com a variação da concentração de alquenonas no GL-1090, indicando maior produtividade no final do MIS 6 e na transição MIS 5a / MIS 4, e menor produtividade na transição MIS 6 / T II, de MIS 5e para MIS 5d e no início do MIS 4. No geral, o MIS 5e mostrou uma queda acentuada na produtividade de haptófitas, o que, a princípio, parece estar em desacordo com estudos anteriores no mesmo testemunho (LESSA *et al.*, 2017; QUADROS, 2017).

Leonhardt, Toledo e Coimbra (2013) também observaram menor produtividade durante o MIS 5e no Atlântico subtropical sudoeste, porém os autores

atribuíram essa diminuição à nutriclina mais profunda em sua área de estudo, impossibilitando a fertilização das águas superficiais. Sob outro ponto de vista, Costa *et al.* (2016) concluíram que a diminuição da produtividade primária nos estágios quentes do MIS 5 foi atribuída à maior aridez no sudeste do Brasil, com redução do aporte fluvial terrestre. No entanto, esses autores apontam que quando a nutriclina é rasa, há predomínio de espécies oportunistas. De fato, durante eventos de ressurgência há uma competição entre coccolitoforídeos e outros grupos fitoplanctônicos, com diatomáceas dominando a produtividade marinha e coccolitoforídeos diminuindo em abundância (HENDERIKS *et al.*, 2012; ANDRULEIT *et al.*, 2003; CORDEIRO *et al.*, 2014).

Quadros (2017) avaliou a abundância relativa das espécies dominantes de coccolitoforídeos como indicador de paleoprodutividade no GL-1090 e encontrou uma relação direta entre TSM e produtividade, exibindo portanto alta produtividade no MIS 5e. Além disso, a autora também identificou mudanças drásticas na predominância de espécies produtoras de alquenonas entre o MIS 6 e o MIS 5e (QUADROS, 2017). Deste modo, a concentração de alquenonas (ΣC_{37}), neste trabalho, se comporta como um indicador de mudança de espécies predominantes e não como indicador de paleoprodutividade. Portanto, nossos resultados sugerem que (i) a maior estratificação e enriquecimento mais significativo de nutrientes registrados durante MIS 5e e MIS 5c e (ii) o intenso achatamento da camada de mistura durante o MIS 5e, causaram consequências para a produtividade marinha, como mudanças na comunidade planctônica.

6.2 Reconstrução paleoambiental do sudeste brasileiro entre 150 e 65 ka

Nesta seção, a teleconexão oceano-atmosfera-continente é avaliada através (i) das anomalias de temperatura do mar derivadas de U_{37}^K e TEX_{86}^H , (ii) do transporte de matéria orgânica continental através das contribuições de *n*-alcanos de ceras epicuticulares ($\Sigma C_{\text{ímpares}27-33}$) e de GDGTs ramificados (ΣbrGDGT), e (iii) das possíveis relações da predominância de plantas superiores com a variação da umidade através das oscilações do comprimento médio da cadeia (ACL_{27-33}). O objetivo é investigar quais foram os principais fatores ambientais que controlaram as mudanças da vegetação entre 150 e 65 ka.

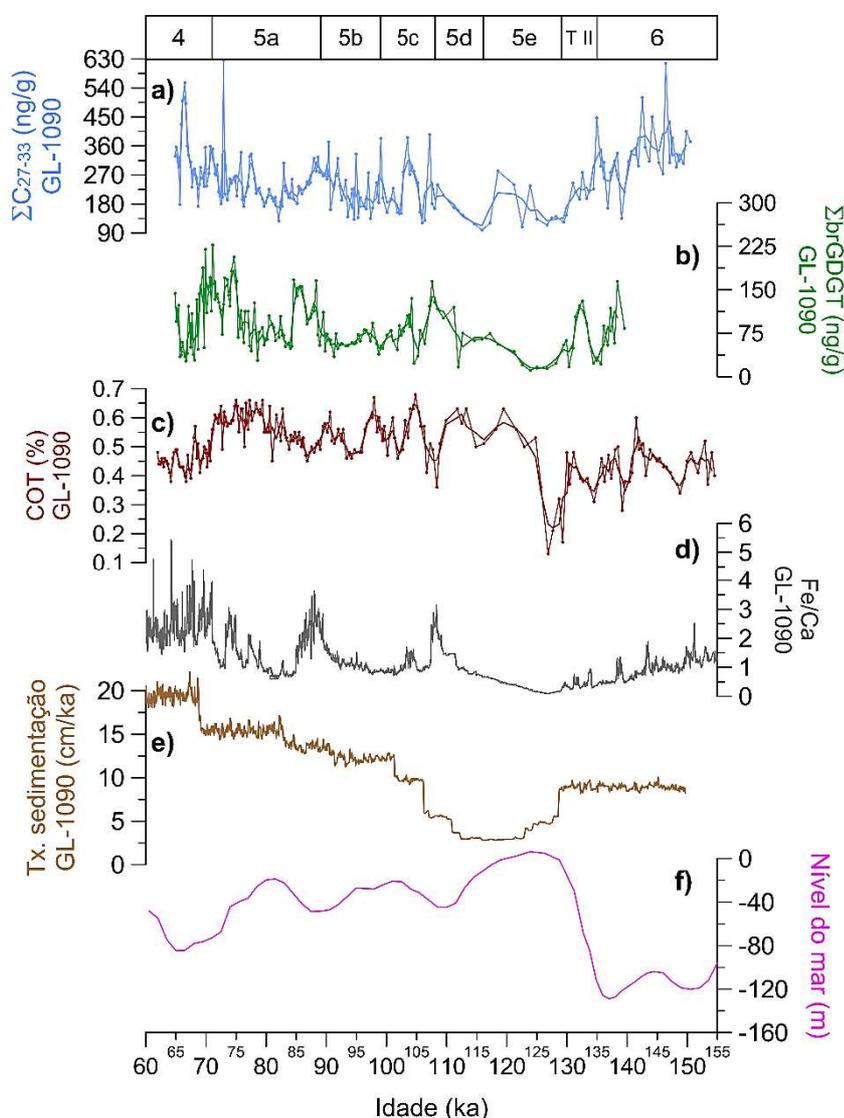
6.2.1 Influência da variabilidade hidrológica no aporte de ceras epicuticulares e de matéria orgânica do solo

A distribuição da composição dos *n*-alcanos ao longo do período estudado compreende principalmente compostos com números de carbono do nC_{23} ao nC_{35} com predominância ímpar/par, com maior abundância do nC_{31} e do nC_{29} , evidenciando assim uma origem de plantas superiores (PELTZER; GAGOSIAN, 1989; BIEGER; ABRAJANO; HELLOU, 1997; PRAHL *et al.*, 1997). As concentrações em peso seco dos *n*-alcanos de ceras cuticulares de plantas superiores ($\Sigma C_{\text{ímpares}27-33}$) variaram de 98,7 a 624,9 ng/g, com uma média de $253,5 \pm 93,6$ ng/g, apresentando maiores valores nos MIS 6 e MIS 4 e menor contribuição no início do MIS 5e (Figura 21a). Esta faixa de valores é considerada baixa quando comparada com a faixa de valores encontrados por Oliveira (2020) em sedimentos da Lagoa Vermelha-RJ, que faz fronteira com o Atlântico Sul, cuja concentração de ceras epicuticulares variou de 3.000,0 a 66.100,0 ng/g. Considerando apenas a soma dos compostos C_{29} e C_{31} , HÄGGI *et al.* (2017) encontraram concentrações que variaram entre 100,0 e 700,0 ng/g em sedimentos marinhos da Bacia do Amazonas, contrapondo a variação de 66,5 a 393,5 ng/g destes compostos específicos no GL-1090.

As concentrações totais de brGDGTs em peso seco, os quais são lipídios produzidos por bactérias do solo e indicam transporte de matéria orgânica terrestre (WEIJERS *et al.*, 2007), variaram de 11,1 a 227,2 ng/g, com uma média de $86,3 \pm 45,5$ ng/g. Esta faixa de valores indica uma baixa contribuição continental quando

comparada com a faixa de valores encontrados por Crivellari *et al.* (2018), cuja concentração de brGDGTs é influenciada pela descarga do Rio Amazonas e variou de 215,1 a 618,3 ng/g, com uma média de 349,8 ng/g. No GL-1090, o transporte de matéria orgânica do solo apresentou picos durante a T II, a transição MIS 5d/5c, o MIS 5c, a transição MIS 5b/5a e a transição MIS 5a/4 (Figura 21b).

Figura 21 - Reconstrução dos indicadores de aporte continental, com suas respectivas médias móveis (3 pontos): (a) Concentração (ng/g) de *n*-alcanos ímpares de C₂₇ a C₃₃, indicando contribuição de ceras epicuticulares de plantas superiores (este estudo); (b) Concentração (ng/g) de brGDGTs, indicando transporte de matéria orgânica presente no solo (este estudo); (c) Teor de carbono orgânico total (%) (FIGUEIREDO *et al.*, 2020); (d) Razão Fe/Ca, indicando transporte de sedimento continental (FIGUEIREDO *et al.*, 2020). Na figura (e) Taxa de sedimentação do testemunho GL-1090, (f) Nível relativo do mar (WALBROECK *et al.*, 2002). Os MIS são destacados no eixo x superior



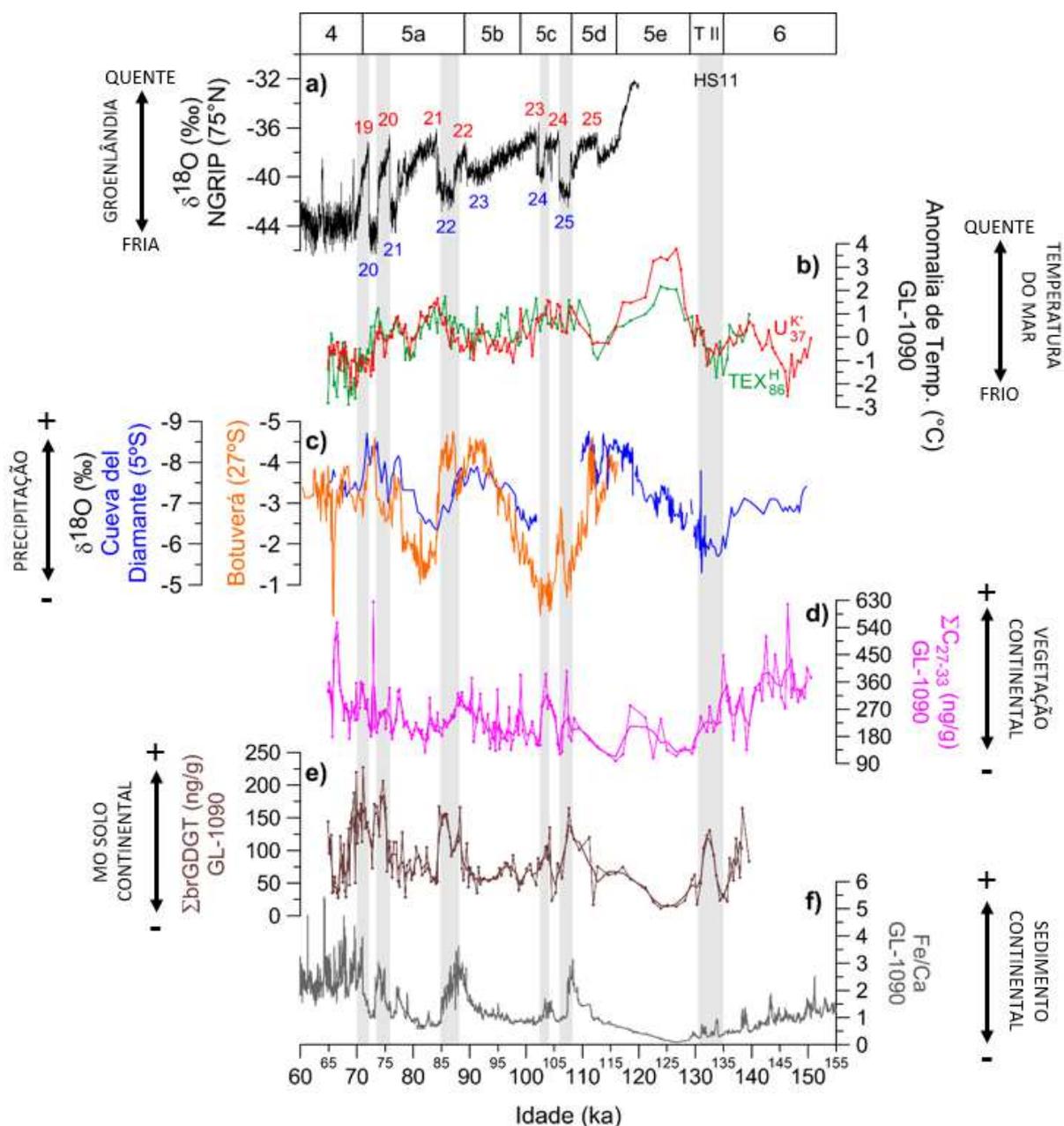
Fonte: Elaborado pela autora, 2020.

No início do MIS 5e, há um registro de queda acentuada nas concentrações de ceras epicuticulares, de matéria orgânica do solo e também no teor de carbono orgânico total (COT) (FIGUEIREDO *et al.*, 2020) (Figura 21c), o que pode indicar menores contribuições de matéria orgânica terrestre devido ao aumento do nível do mar e da baixa taxa de sedimentação. As curvas do aporte de ceras epicuticulares de plantas superiores e de matéria orgânica do solo apresentam uma certa similaridade com a curva da razão Fe/Ca do mesmo testemunho (FIGUEIREDO *et al.*, 2020) (Figura 21d), um marcador geoquímico inorgânico indicador de transporte de sedimento continental (ARZ; PATZOLD; WEFER, 1998). O acoplamento das curvas dos indicadores orgânicos e inorgânicos sugere uma mesma proveniência do material continental, ou seja, o material provém de uma mesma região do continente, mas algumas diferenças no “*timing*” dos picos de ceras epicuticulares com relação aos picos de MO do solo e Fe/Ca não deixam claro se as variações destes indicadores de contribuição continental estão diretamente relacionadas ao mesmo mecanismo.

A maior parte das variações no aporte de material continental apresentou um relativo acoplamento com eventos frios da Groenlândia, os *Greenland Stadials* (GS) 22, 24 e 25, e o *Heinrich Stadal* (HS) 11 (Figuras 22 a, d, e, f). Estes eventos abruptos milenares ocorridos no hemisfério norte são associados a reduções na intensidade da AMOC (MCMANUS *et al.*, 2004), o que refletiria no fortalecimento da CB e, conseqüentemente, no aumento da TSM no Atlântico sudoeste subtropical causando aumento da atividade do SMAS (ROBERTSON; MECHOSO, 2000). No que diz respeito a temperatura do mar, é possível verificar o acoplamento entre os GS 22, 24 e 25 com anomalias positivas de temperatura, ou seja, com temperaturas do mar mais quentes (Figuras 22 a, b). Este acoplamento levaria a uma intensificação do SMAS e causando maior umidade no continente, o que, associado ao nível do mar mais baixo, explica o aumento do aporte de material continental. Durante o HS 11 e os GI 19 e 20, entretanto, este padrão não é observado, conforme registro de anomalia negativa de temperatura (mais fria) no GL-1090. As baixas temperaturas do mar levariam a um enfraquecimento da atividade do SMAS, causando menor umidade no continente. Logo, a baixa temperatura do mar isoladamente neste período não explica o aumento do aporte de material

continental, sugerindo que outro fator, que o aumento do nível do mar tenha sido mais decisivo para o aumento do transporte de matéria orgânica terrestre.

Figura 22 - (a) Razões isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) de testemunho de gelo NGRIP $\delta^{18}\text{O}$ (NGRIP COMMUNITY MEMBERS, 2004). Os números em vermelho são os *Greenland Interstadials* (GI), Os números em azul são os *Greenland Stadials* (GS). HS: *Heinrich Stadal*; (b) Anomalias de temperatura do mar reconstruídas pelos índices UK'37 e TEXH86 no GL-1090 (este estudo); (c) Razões isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em espeleotemas da Caverna Botuverá, sudeste do Brasil (CRUZ *et al.*, 2005) (em laranja) e da Caverna Cueva del Diamante, norte do Peru (CHENG *et al.*, 2013) (em azul); (d) Concentração de n-alcenos ímpares de C_{27} a C_{33} no GL-1090, com média móvel de 3 pontos (este estudo); (e) Concentração de matéria orgânica continental derivada da soma dos brGDGTs no GL-1090, com média móvel de 3 pontos (este estudo); (f) Aporte de sedimento continental indicado pela razão Fe/Ca do GL-1090 (FIGUEIREDO *et al.*, 2020). As barras verticais cinzas correspondem aos períodos com alto aporte continental no GL-1090



Fonte: Elaborado pela autora, 2020.

Para avaliar os indicadores orgânicos de temperatura do mar e de aporte continental respondem diretamente à atividade do SMAS, os resultados foram confrontados com o registro da razão isotópica de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) de espeleotemas da caverna Botuverá (CRUZ *et al.*, 2005), indicador de paleoprecipitação no sudeste brasileiro. Considerando que os dados provenientes dos espeleotemas de Botuverá não abrangem totalmente a escala de tempo deste estudo, foram utilizados registros da razão isotópica de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) de espeleotemas da caverna Curva del Diamante, localizada no norte do Peru (CHENG *et al.*, 2013) para complementar as interpretações devido à simetria das suas variações. De uma forma geral, os períodos com aumento de aporte terrígeno são acoplados com períodos de menor umidade, exceto no início do MIS 5c (GS 25) e no início do MIS 5a (GS 22) (Figuras 22 c, d, e, f). Ao longo de todo o período estudado, apenas em 108 ka e entre 88-85 ka é verificada uma causa-efeito entre a precipitação registrada pelo $\delta^{18}\text{O}$ dos espeleotemas e o aporte continental registrado pelos indicadores geoquímicos sedimentares, sugerindo que de um modo geral o aumento do aporte continental não tem relação direta com o aumento da precipitação e, por isso, outros fatores que possam explicar o “*timing*” dos picos de aporte continental devem ser investigados. Avaliando a tendência da curva das ceras epicuticulares (ΣC_{27-33}) é possível observar uma maior contribuição vegetação continental nos períodos glaciais (final do MIS 6 e início do MIS 4), quando o nível do mar é mais baixo (Figura 21). Logo, o maior aporte de ceras epicuticulares parece ter sido mais influenciado pela exposição da plataforma continental, que pode ter drenado rios para regiões mais próximas ao talude (MAHIQUES *et al.*, 2010).

6.2.2 Fatores de controle das oscilações paleoambientais do Atlântico sudoeste subtropical

Os padrões de vegetação continental geralmente respondem a variações na temperatura, na precipitação e nos níveis de CO_2 atmosférico (GAGOSIAN; PELTZER, 1986; GERHART; WARD, 2010; POYNTER, 1989; WOILLEZ *et al.*, 2011). Entretanto, corroborando com os resultados discutidos anteriormente sobre a baixa correlação entre precipitação e aporte terrígeno, alguns estudos também sugerem que a hidrologia não seja o principal fator controlador das mudanças no tipo de vegetação na transição do Último Máximo Glacial para o Holoceno (CRUZ *et*

al., 2007; CHENG *et al.*, 2013; NOVELLO *et al.*, 2017). Segundo Beerling (2005) a morfologia das folhas das plantas é susceptível a modificações por causa de variações nas concentrações atmosféricas de CO₂. Assim, mudanças pronunciadas na atmosfera e no clima alterariam a distribuição de vegetação C₄ (gramíneas) em relação à vegetação C₃ (plantas arbóreas) (CERLING *et al.*, 1997; HUANG *et al.*, 2001; SCHEFUß *et al.*, 2003). No sudeste do Brasil há evidências da predominância de gramíneas, com pequenas áreas de floresta ao longo de cursos d'água, refletindo condições frias e secas durante o período glacial (BEHLING; LICHTER, 1997; BEHLING *et al.*, 2002).

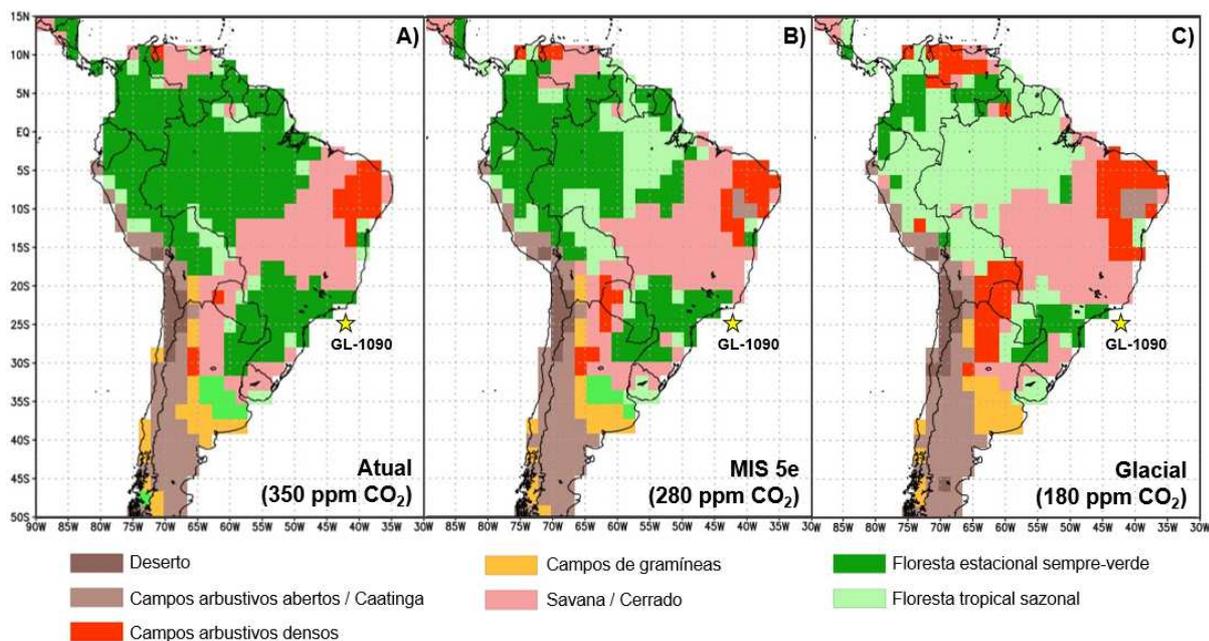
Neste sentido, Lewis *et al.* (2004) e Lewis *et al.* (2009) apontam que a taxa de desenvolvimento das florestas da Amazônia e da África nos últimos 30 anos está relacionada ao aumento do CO₂ atmosférico. Modelagens em regiões tropicais também mostram que mudanças na vegetação no glacial ocorreram devido ao efeito fisiológico dos níveis de CO₂ atmosférico (HARRISON; PRENTICE, 2003; PRENTICE; HARRISON, 2009; WOILLETZ *et al.*, 2011). No entanto, ainda não há registros das oscilações paleoclimáticas e da paleovegetação para o sudeste do Brasil em um recorte de tempo que seja transição de uma condição climática de interglacial pra glacial (150 – 65 ka).

A fim de avaliar se os diferentes níveis de CO₂ agiriam como processos de fertilização para a vegetação durante um glacial, durante o último interglacial e/ou nas condições atuais, foi feita uma simulação usando o modelo de vegetação potencial CPTEC versão 2 (CPTEC-PVM2) (LAPOLA; OYAMA; NOBRE, 2009), que considera as respostas fisiológicas das plantas à variação do CO₂ atmosférico (Figura 23). Este modelo é forçado pelas entradas de precipitação e temperatura superficial derivadas de 14 modelos climáticos globais oceano-atmosfera acoplados do IPCC AR4, com resolução horizontal distinta, e simulam o clima mudando as forçantes climáticas, principalmente as concentrações atmosféricas de GEE (para mais detalhes do modelo, ver LAPOLA; OYAMA; NOBRE, 2009).

Os mapas simulam três cenários com a resposta da vegetação potencial a diferentes concentrações de CO₂ (Figura 23) e mostram consistência com as reconstruções através dos indicadores orgânicos, sugerindo aumento na proporção de vegetação mais arbórea em função do aumento da concentração de CO₂. Os mapas indicam que nos cenários com maiores concentrações de CO₂ (MIS 5e e

atual) (Figuras 23 a, b) houve uma expansão gradual das áreas florestais sobre as áreas de savana/cerrado registradas no cenário com menor concentração de CO₂ (glacial), na região sudeste do Brasil (Figura 23c).

Figura 23 - Mapas de vegetação da América do Sul em períodos com diferentes concentrações de CO₂, simulados pelo modelo CPTEC-PVM2. (a) Cenário atual, com 350 ppmv de CO₂; (b) MIS 5e, com 280 ppmv de CO₂; (c) Cenário glacial, com 180 ppmv de CO₂. As estrelas amarelas representam a localização aproximada do testemunho GL-1090



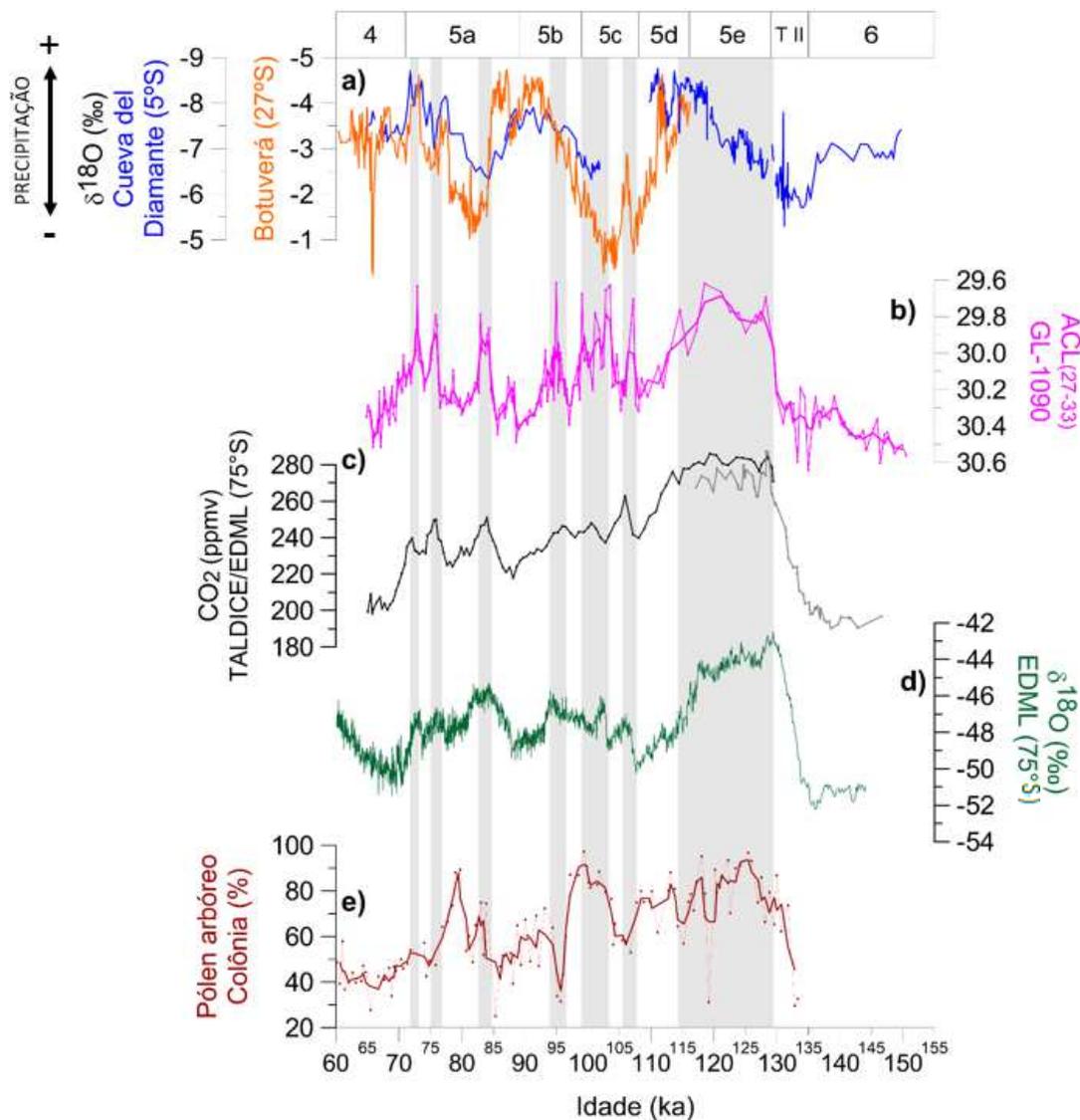
Fonte: Elaborado por Felipe Alexandre Ferreira (Centro de Ciência do Sistema Terrestre/INPE)

Estudos anteriores sinalizaram que diferentes níveis de fertilização com CO₂ poderiam refletir em alterações na distribuição dos biomas (CURTIS; WANG, 1998; PRENTICE *et al.*, 2001; LAPOLA; OYAMA; NOBRE, 2009). Dupont; Caley e Castañeda (2019), ao reconstruírem a vegetação do sudeste da África durante o Pleistoceno, atribuíram a extensão de gramíneas durante os glaciais às baixas concentrações atmosféricas de CO₂, mas não excluíram totalmente a relação entre temperatura e CO₂. Salazar e Nobre (2010) elaboraram modelos de projeções climáticas para avaliar a resposta das florestas tropicais a concentrações elevadas de CO₂ (efeito de fertilização) e encontraram que, quando o efeito da fertilização do CO₂ foi totalmente considerado, o bioma da floresta tropical não foi afetado devido a otimização no uso da água pelas plantas nas condições de maiores concentrações de CO₂.

As plantas tendem a sintetizar *n*-alcanos de cadeia mais longa sob condições de estresse hídrico para criar um revestimento de cera eficiente e evitar a perda de água (DODD; RAFII; POWER, 1998; DODD; RAFII, 2000; SHEPHERD; GRIFFITHS, 2006). Nesse sentido, diversos trabalhos aplicam o ACL_{27-33} como indicador do clima continental, onde altos valores de ACL_{27-33} estariam relacionados a ambientes secos (EGLINTON; HAMILTON, 1967; GAGOSIAN; PELTZER, 1986; PELTZER; GAGOSIAN, 1989; ROMMERSKIRCHEN *et al.*, 2003). No GL-1090, o ACL_{27-33} variou entre 29,6 e 30,6 ao longo do período estudado, com destaque para os baixos valores durante o MIS 5e (Figura 24b). Esta faixa de valores é bastante similar com os valores encontrados por Häggi *et al.* (2017) em sedimentos marinhos da Bacia Amazônica, que variaram entre 29,8 e 30,4. No GL-1090, os altos valores de ACL_{27-33} ocorreram majoritariamente em períodos com baixas precipitações, exceto na transição MIS 5c/5b.

No início do MIS 5e os baixos valores de ACL, apesar de não estarem acompanhados por uma precipitação intensa, configurando situações de stress hídrico (Figura 24a), podem ser justificados pelo aumento da expansão de floresta conforme mostrado por dados de pólen arbóreo (Figura 24e). A curva do ACL_{27-33} associada com a curva de pólen arbóreo sugerem que a vegetação continental nos períodos glaciais (final do MIS 6 e início do MIS 4) era composta por uma provável predominância de gramíneas. Este tipo de vegetação não protege o solo da erosão e, portanto, explica o maior aporte durante a exposição da plataforma continental. Vale registrar que os picos de brGDGT e Fe/Ca ocorreram em períodos com baixas contribuições de plantas arbóreas, exceto durante o MIS 5c (GS 24 e 25), sugerindo que o transporte continental de matéria orgânica (brGDGT) e de sedimento (Fe/Ca) foi condicionado pelo tipo de vegetação predominante na região. Ou seja, estes três indicadores de material continental não têm necessariamente os mesmos mecanismos de transporte e nem provém ao mesmo tempo. Nos períodos em que ocorre expansão de vegetação e maior intensidade de precipitação, é coerente encontrar menos matéria orgânica do solo uma vez que as florestas interrompem a erosão. Assim, os períodos com menor transporte continental de vegetação, de matéria orgânica e de sedimento (MIS 5e, 5c/5b) acoplados com altas contribuições de plantas arbóreas sugerem uma menor erosão devido a estabilização do solo, impulsionada pela vegetação.

Figura 24 - (a) Razões isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em espeleotemas da Caverna Botuverá, sudeste do Brasil (CRUZ *et al.*, 2005) (em laranja) e da Caverna Curva del Diamante, norte do Peru (CHENG *et al.*, 2013) (em azul); (b) Comprimento médio da cadeia de $n\text{C}_{27}\text{-}n\text{C}_{33}$, com média móvel de 3 pontos (este estudo); (c) Dióxido de carbono dos testemunhos de gelo da Antártica, TALDICE e EDML, plotados na escala AICC2012 (BEREITER *et al.*, 2012); (d) Razões isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) no testemunho de gelo EDML da Antactica (EPICA Community Members, 2010); (e) Abundância relativa de pólen arbóreo na cratera Colônia, sudeste do Brasil (LEDRU; MOURGUIART; RICCOMINI, 2009). As barras verticais cinzas correspondem aos períodos com picos de aporte continental no GL-1090



Fonte: Elaborado pela autora, 2020.

Um mecanismo que pode estar por trás da expansão de floresta apesar do ambiente seco está relacionado à capacidade de adaptação das raízes. Metcalfe *et al.* (2008) realizaram um experimento para simular uma seca na floresta e perceberam que, com o stress hídrico, houve uma diminuição do crescimento de biomassa das raízes, entretanto as raízes mudaram suas formas. Os autores

constatarem que com a mesma quantidade de carbono para a produção de raízes, ao invés de serem produzidas raízes mais grossas, as plantas produziram raízes mais finas com maior comprimento específico, ou seja, acabam tendo mais ramificações que podem absorver mais nutrientes e água (fatores limitantes) (METCALFE *et al.*, 2008). Assim, quando se aumenta o comprimento específico das raízes, aumenta-se a capacidade de absorção de recursos do solo.

Por outro lado, a curva do ACL_{27-33} (em escala invertida) apresentou um significativo acoplamento com as curvas de CO_2 (BEREITER *et al.*, 2012) e de temperatura da Antártica (EPICA Community Members, 2010) (Figura 24), corroborando o mecanismo de aumento da eficiência no uso da água pelas plantas. Os estômatos são órgãos de troca gasosa na face inferior das folhas que se abrem para permitir a entrada de CO_2 para fazer fotossíntese. Quando esses estômatos se abrem, causam também a perda de água pela planta através da transpiração. Assim, uma maior concentração de CO_2 causa uma redução na abertura dos estômatos, reduzindo também a perda de água (MORISON, 1987, 1993; MANSFIELD; HETHERINGTON; ATKINSON, 1990). Este aumento da eficiência no uso da água favorece o estabelecimento de uma vegetação mais arbórea. Esta interpretação é corroborada pelo acoplamento com dados de pólen arbóreo da cratera Colônia, no sudeste brasileiro (Figura 24e), que são indicadores de expansão de floresta (LEDRU; MOURGUIART; RICCOMINI, 2009). Behling (2002), ao analisar registros de pólen do sul e sudeste do Brasil, mostrou que, de fato, as gramíneas foram predominantes durante o último período glacial.

Portanto, é razoável concluir que o aumento do CO_2 atmosférico e da temperatura foram os principais fatores que modularam as mudanças ambientais no sudeste do Brasil durante os subestágios quentes do MIS 5, porém são necessários dados de ^{13}C de *n*-alcanos específicos para confirmar que a precipitação foi uma causa secundária em relação ao CO_2 para o desenvolvimento de floresta.

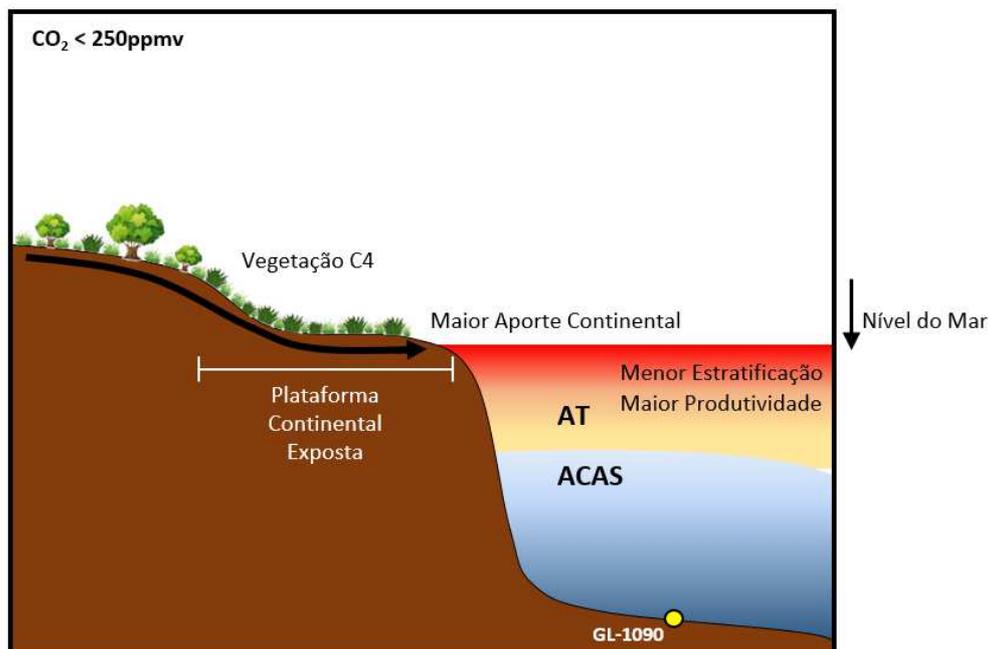
7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A abordagem multi-indicadores de um mesmo testemunho sedimentar, o GL-1090, revelou a influência da profundidade de produção dos organismos na resposta dos indicadores orgânicos marinhos usados neste estudo. As temperaturas inferidas pelo índice TEX_{86}^H foram sugeridas para refletir a temperatura do topo da camada de mistura enquanto as temperaturas inferidas pelo índice U_{37}^K refletiram as temperaturas da base da camada de mistura. Em relação à estratificação da coluna d'água, os registros de temperatura associados aos resultados de produtividade marinha gerados previamente foram capazes de sugerir variações na temperatura da profundidade de habitat das algas haptófitas e suas implicações para a comunidade fitoplanctônica. Nossos dados mostraram que em períodos quentes, especialmente o MIS 5e, a camada de mistura foi vigorosamente achatada devido a intensas estratificações na AT, aumentando a competição entre os grupos fitoplanctônicos causando uma mudança brusca na predominância de espécies produtoras de alquenonas. Finalmente, a abordagem multi-indicadores permitiu concluir que a temperatura regional da camada de mistura foi mais acentuada durante o MIS 5e.

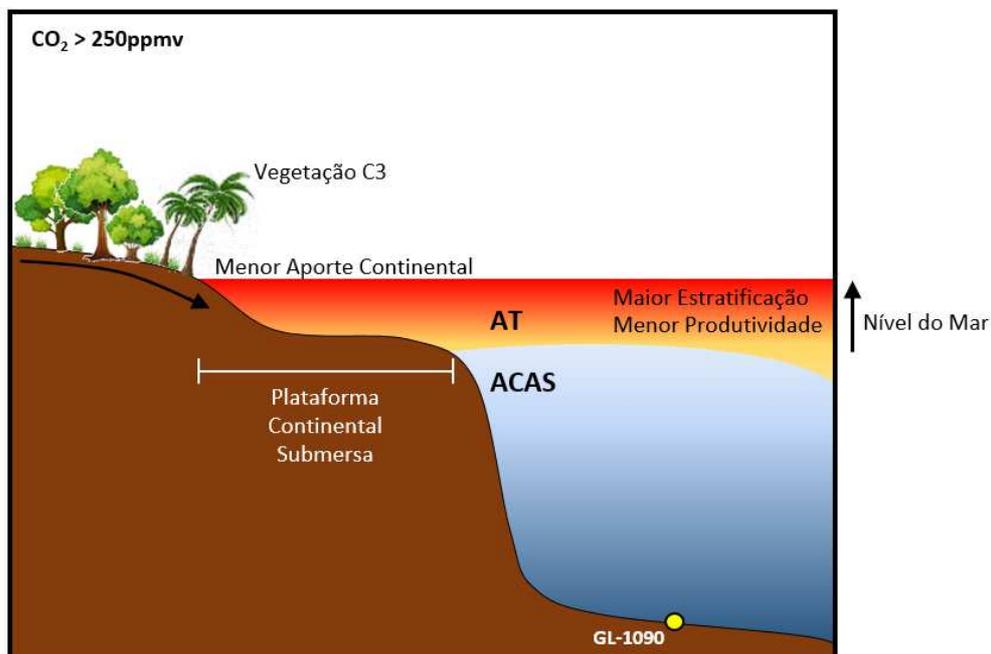
Os períodos com menor transporte continental de ceras epicuticulares, de matéria orgânica do solo e de sedimento foram acoplados com altas contribuições de plantas arbóreas, sugerindo uma menor erosão devido a estabilização do solo. Desta forma, os resultados mostram que o aporte de material continental foi condicionado principalmente pelo tipo de vegetação predominante. As oscilações paleoclimáticas e da paleovegetação para o sudeste do Brasil entre 150 – 65 ka, algo inédito na região, foram reconstruídas a partir de um modelo e de indicadores geoquímicos e mostraram que a precipitação parece ter sido uma causa secundária em relação ao CO_2 para o desenvolvimento de floresta durante o LIG. Estas descobertas são de grande relevância para preencher a lacuna de informação do Atlântico Sudoeste Subtropical de reconstruções e modelos globais na janela temporal estudada. Neste sentido, as principais conclusões estão resumidas na Figura 25 a seguir.

Figura 25 - Figura conceitual comparando as diferenças paleoceanográficas e paleoambientais do Atlântico sudoeste subtropical entre 150 e 65 ka, durante os períodos frios e os períodos quentes, separadamente

Glaciais (MIS 6 e MIS 4) e Subestágios frios do MIS 5 (MIS 5b e MIS 5d)



Último Interglacial (MIS 5e) e Subestágios quentes do MIS 5 (MIS 5a e MIS 5c)



Fonte: Adaptado de BORGES, 2020.

REFERÊNCIAS

ANDRULEIT, H.; STÄGER, S.; ROGALLA, U.; ČEPEK, P. Living coccolithophores in the northern Arabian Sea: ecological tolerances and environmental control. **Marine Micropaleontology**, New York, v. 49, p. 157-181, 2003. Doi: 10.1016/S0377-8398(03)00049-5.

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**, San Diego, v. 50, n. 2, p. 157-166, 1998. Doi: <http://dx.doi.org/10.1006/qres>.

ARZ, H. W.; PATZOLD, J.; WEFER, G. Climatic changes during the last deglaciation recorded in sediment cores from the northeastern Brazilian Continental Margin. **Geo-Marine Letters**, New York, v. 19, n. 3, p. 209-218, 1999.

AUDERSET, A.; MARTÍNEZ-GARCÍA, A.; TIEDEMANN, R.; HASENFRATZ, A. P.; EGLINTON, T. I.; SCHIEBEL, R.; SIGMAN, D. M.; HAUG, G. H. Gulf Stream intensification after the early Pliocene shoaling of the Central American Seaway. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 520, p. 268–278, 2019.

AUSÍN, B.; MAGILL, C.; HAGHIPOUR, N.; FERNÁNDEZ, Á.; WACKER, L.; HODELL, D.; BAUMANN, K.-H.; EGLINTON, T. I. (In)coherent multiproxy signals in marine sediments: Implications for high-resolution paleoclimate reconstruction. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 515, p. 38-46, 2019.

BADEWIEN, T.; VOGTS, A.; RULLKÖTTER, J. n-Alkane distribution and carbon stable isotope composition in leaf waxes of C 3 and C 4 plants from Angola. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 89-90, p. 71-79, 2015.

BALLALAI, J. M.; SANTOS, T. P.; LESSA, D. O.; VENANCIO, I. M.; CHIESSI, C. M.; JOHNSTONE, H. J. H.; KUHNERT, H.; CLAUDIO, M. R.; TOLEDO, F.; COSTA, K. B.; ALBUQUERQUE, A. L. S. Tracking spread of the Agulhas leakage into the western South Atlantic and its northward transmission during the last interglacial. **Paleoceanography and Paleoclimatology**, [s. l.], v. 34, n. 11, p. 1744-1760, 2019.

BARNS, S. M.; DELWICHE, C. F.; PALMER, J. D.; PACE, N. R. Perspectives on archaeal diversity, thermophily and monophyly from environmental rRNA sequences. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, Washington, v. 93, n. 17, p. 9188-9193, 1996.

BAZIN, L.; LANDAIS, A.; LEMIEUX-DUDON, B.; TOYÉ MAHAMADOU KELE, H.; VERES, D.; PARRENIN, F.; MARTINERIE, P.; RITZ, C.; CAPRON, E.; LIPENKOV, V. Y.; LOUTRE, M-F; RAYNAUD, D.; VINTHER, B. M.; SVENSSON, A. M.; RASMUSSEN, S. O.; SEVERI, M.; BLUNIER, T.; LEUENBERGER, M. C.; FISCHER, H.; MASSON-DELMOTTE, V.; CHAPPELLAZ, J. A.; WOLFF, E. W. An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120-800 ka. **Climate of the Past**, [s. l.], v. 9, n. 4, 1715-1731, 2013. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/cp-9-1715-2013>>. Acesso em: 07 nov. 2018.

BEAUFORT, L.; COUAPEL, M.; BUCHET, N.; CLAUSTRE, H.; GOYET, C. Calcite production by coccolithophores in the south east Pacific Ocean. **Biogeosciences**, [s. l.], v. 5, p. 1101-1117, 2008.

BEERLING, D. J. Evolutionary responses of Land plants to atmospheric CO₂. *In*: BALDWIN, I. *et al.* (Eds.). **A history of atmospheric CO₂ and its effects on plants, animals, and ecosystems**. New York: Springer, 2005. (Ecological Studies, v. 177). Disponível em: <https://doi.org/10.1007/0-387-27048-5_6>. Acesso em: 11 dez. 2018.

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

BEHLING, H.; ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in southeastern Brazil, inferences from marine cores GeoB 3229-2 and GeoB 3202-1. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 179, p. 227-243, 2002.

BEHLING, H.; LICHTÉ, M. Evidence of dry and cold climatic conditions at Glacial Times in Tropical Southeastern Brazil. **Quaternary Research**, San Diego, v. 48, p. 348-358, 1997.

BENTHIEN, A.; MÜLLER, P. J. Anomalously low alkenone temperatures caused by lateral particle and sediment transport in the Malvinas Current region, western Argentine Basin. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, Oxford, v. 47, p. 2369–2393, 2000.

BEREITER, B.; LUTHI, D.; SIEGRIST, M.; SCHUPBACH, S.; STOCKER, T. F.; FISCHER, H. 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**, Washington, v. 109, p. 9755-9760, 2012.

BEREITER, B.; EGGLESTON, S.; SCHMITT, J.; NEHRBASS-AHLES, C.; STOCKER, T. F.; FISCHER, H.; KIPFSTUHL, S.; CHAPPELLAZ, J. Revision of the EPICA Dome C CO₂ record from 800 to 600 kyr before present. **Geophysical Research Letters**, Washington, v. 42, p. 542–549, 2015. Doi: 10.1002/2014GL061957.

BERGER, A. L. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Boston, v. 35, n. 12, p. 2362–2367, 1978. Doi:10.1175/1520-0469(1978)035<2362:ltvodi>2.0.co;2.

BERGER, A.; LOUTRE, M. F. Insolation values for the climate of the last 10 million of years. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 10, n. 4, p. 297–317, 1991.

BIEGER, T.; ABRAJANO, T. A.; HELLOU, J. Generation of biogenic hydrocarbons during a spring bloom in Newfoundland coastal (NW Atlantic) waters. **Organic**

Geochemistry, Oxford, v. 26, n. 3, p. 207-218, 1997. Doi: [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(96\)00159-3](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(96)00159-3).

BLAAUW, M.; CHRISTENY, J. A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. **Bayesian Analysis**, [s. l.], v. 6, p. 457–474, 2011.

BLAGA, C. I.; REICHART, G. -J.; HEIRI, O.; SINNINGHE DAMSTÉ, J. S. Tetraether membrane lipid distributions in water-column particulate matter and sediments: a study of 47 European lakes along a north-south transect. **Journal of Paleolimnology**, [s. l.], v. 41, p. 523–540, 2009.

BLUMENBERG, M.; SEIFERT, R.; REITNER, J.; PAPE, T.; MICHAELIS, W. Membrane lipid patterns typify distinct anaerobic methanotrophic consortia. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, Washington, v. 101, p. 11111–11116, 2004.

BORGES, P. S. P. **Vegetation and ocean dynamics over the last 130 kyr: Palynological records from a marine sediment core in the western equatorial Atlantic**. 2020. 121 f. Tese (Doutorado)-Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2020.

BOULOUBASSI, I.; GUEHENNEUX, G.; RULLKOTTER, J. Biological marker significance of organic matter origin in Sapropels from the Mediterranean Ridge, Site 9691. *In*: ROBERTSON, A. H. F.; EMEIS, K.-C.; RICHTER, C.; CAMERLENGHI, A. (Eds.). **Proceedings of the Ocean Drilling Program**, Scientific Results, v. 160. [S. l.: s. n.], 1998.

BRANDINI, F. P.; NOGUEIRA, M.; SIMIÃO, M.; CARLOS UGAZ CODINA, J.; ALMEIDA NOERNBERG, M. Deep chlorophyll maximum and plankton community response to oceanic bottom intrusions on the continental shelf in the South Brazilian Bight. **Continental Shelf Research**, Oxford, v. 89, p. 61–75, 2014.

BRASSELL, S. C.; EGLINTON, G.; MARLOWE, I. T.; PFLAUMANN, U.; SARNTHEIN, M. Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment. **Nature**, London, v. 320, p. 129–133, 1986.

BROCHIER-ARMANET, C.; BOUSSAU, B.; GRIBALDO, S.; FORTERRE, P. Mesophilic Crenarchaeota: proposal for a third archaeal phylum, the Thaumarchaeota. **Nature Reviews in Microbiology**, London, v. 6, p. 245-252, 2008.

BROECKER, W. S. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. **Nature**, London, v. 372, p. 421–424, 1994.

BURKE, K. D.; WILLIAMS, J. W.; CHANDLER, M. A.; HAYWOOD, A. M.; LUNT, D. J.; OTTO-BLIESNER, B. L. Pliocene and Eocene provide best analogs for nearfuture climates. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, Washington, v. 115, n. 52, p. 13288-13293, 2018.

CAMERON, K.; TEECE, M.; BEVILACQUA, E.; SMART, L. Diversity of cuticular wax among *Salix* species and *Populus* species. **Phytochemistry**, Oxford, v. 60, p. 715-725, 2002.

CAMILLO JR., E.; QUADROS, J. P.; SANTAROSA, A. C. A.; COSTA, K. B.; TOLEDO, F. A. L. An abrupt cooling event recorded around 73 kyr in western South Atlantic. **Quaternary International**, [s. l.], v. 542, p. 80–87, 2020.

CAPRON, E.; GOVIN, A.; STONE, E. J.; MASSON-DELMOTTE, V.; MULITZA, S.; OTTO-BLIESNER, B.; RASMUSSEN, T. L.; SIME, L. C.; WAELBROECK, C.; WOLFF, E. W. Temporal and spatial structure of multi-millennial temperature changes at high latitudes during the Last Interglacial. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 103, p. 116-133, 2014.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective pat-terns in the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, Boston, v. 15, p. 2377–2394, 2002.

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**, Boston, v. 17, p. 88–108, 2004.

CASTAÑEDA, I. S.; SCHOUTEN, S. A review of molecular organic proxies for examining modern and ancient lacustrine environments. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 30, n. 21–22, p. 2851-2891, 2011.

CECCOPIERI, M.; CARREIRA, R. S.; WAGENER, A. L. R.; HEFTER, J. H.; MOLLENHAUER, G. On the application of alkenone- and GDGT-based temperature proxies in the south-eastern Brazilian continental margin. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 126, p. 43–56, 2018.

CERLING, T. E.; HARRIS, J. M.; MACFADDEN, B. J.; LEAKEY, M. G.; QUADE, J.; EISENMANN, V.; EHLERINGER, J. R. Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary. **Nature**, London, v. 389, p. 153–158, 1997.

CHENG, H.; SINHA, A.; CRUZ, F. W.; WANG, X.; EDWARDS, R. L.; D'HORTA, F. M.; RIBAS, C. C.; VUILLE, M.; STOTT, L. D.; AULER, A. S. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. **Nature Communications**, [s. l.], v. 4, n. 1411, 2013. Doi: 10.1038/ncomms2415.

CHIESSI, C. M.; ULRICH, S.; MULITZA, S.; PATZOLD, J.; WEFER, G. Signature of the Brazil-Malvinas Confluence (Argentine Basin) in the isotopic composition of planktonic foraminifera from surface sediments. **Marine Micropaleontology**, Amsterdam, v. 64, p. 52-66, 2007.

CHIESSI, C. M.; MULITZA, S.; PATZOLD, J.; WEFER, G.; MARENGO, J. A. Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon. **Geophysical Research Letters**, Washington, v. 36, 2009.

- CHIESSI, C. M.; MULITZA, S.; GROENEVELD, J.; SILVA, J. B.; CAMPOS, M. C.; GURGEL, M. H. C. Variability of the Brazil Current during the late Holocene. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 415, p. 28–36, 2014.
- CHIESSI, C. M.; MULITZA, S.; MOLLENHAUER, G.; SILVA, J. B.; GROENEVELD, J.; PRANGE, M. Thermal evolution of the western South Atlantic and the adjacent continent during Termination 1. **Climate of the Past**, [s. l.], v. 11, n. 6, p. 915-929, 2015. Doi: 10.5194/cp-11-915-2015.
- CONTI, L. A.; FURTADO, V. V. Geomorfologia da Plataforma Continental do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 36, n. 2, p. 305-312, 2006.
- CORDEIRO, L. G. M. S.; BELEM, A. L.; BOULOUBASSI, I.; RANGEL, B.; SIFEDDINE, A.; CAPILLA, R.; ALBUQUERQUE, A. L. S. Reconstruction of southwestern Atlantic sea surface temperatures during the last Century: Cabo Frio continental shelf (Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 415, p. 225–232, 2014.
- COSTA, K. B.; CABARCOS, E.; SANTAROSA, A. C. A.; BATTAGLIN, B. B. F.; TOLEDO, F. A. L. A multiproxy approach to the climate and marine productivity variations along MIS 5 in SE Brazil: A comparison between major components of calcareous nannofossil assemblages and geochemical records. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 449, p. 275–288, 2016.
- CRAMPTON-FLOOD, E. D.; PETERSE, F.; SINNINGHE DAMSTÉ, J. S. Production of branched tetraethers in the marine realm: Svalbard fjord sediments revisited. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 138, 103907, 2019.
- CRIVELLARI, S.; CHIESSI, C. M.; KUHNERT, H.; HÄGGI, C.; PORTILHO-RAMOS, R.; ZENG, J-Y; ZHANG, Y.; SCHEFUß, E.; MOLLENHAUER, G.; HEFTER, J.; ALEXANDRE, F.; SAMPAIO, G.; MULITZA, S. Increased Amazon freshwater discharge during late Heinrich Stadial 1. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 181, p. 144–155, 2018.
- CRIVELLARI, S.; CHIESSI, C. M.; KUHNERT, H.; HÄGGI, C.; MOLLENHAUER, G.; HEFTER, J.; PORTILHO-RAMOS, R.; SCHEFUß, E.; MULITZA, S. Thermal response of the western tropical Atlantic to slowdown of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 519, p. 120–129, 2019.
- CRUZ, F. W.; BURNS, S. J.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M.; CARDOSO, A. O.; FERRARI, J. A.; SILVA DIAS, P. L.; VIANA, O. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. **Nature**, London, v. 434, p. 63-66, 2005. Doi: 10.1038/nature03365.
- CRUZ, F. W.; BURNS, S. J.; JERCINOVIC, M.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M. 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, London, v. 71, p. 2250-2263, 2007. Doi: 10.1016/j.gca.2007.02.005.

CRUZ, F. W.; WANG, X.; AULER, A.; VUILLE, M.; BURNS, S. J.; EDWARDS, L. R.; KARMANN, I.; CHENG, H. Orbital and Millennial-Scale Precipitation Changes in Brazil from Speleothem Records. *In*: VIMEUX, F.; SYLVESTRE, F.; KHODRI, M. (Eds.). **Past Climate variability in South America and surrounding regions**. [S. l.]: Springer Netherlands, 2009. (Developments in Paleoenvironmental Research, 14). Doi 10.1007/978-90-481-2672-9_2.

CURTIS, P. S.; WANG, X. A meta-analysis of elevated CO₂ effects on woody plant mass, form, and physiology. **Oecologia**, Berlin, v. 113, n. 3, p. 299–313, 1998. Doi: 10.1007/s004420050381.

DAUNER, A. L. L.; MOLLENHAUER, G.; BÍCEGO, M. C.; DE SOUZA, M. M.; NAGAI, R. H.; FIGUEIRA, R. C. L.; MAHIQUES, M. M.; DE MELO E SOUZA, S. H.; MARTINS, C. C. Multi-proxy reconstruction of sea surface and subsurface temperatures in the western South Atlantic over the last ~75 kyr. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 215, p. 22–34, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.04.020>>. Acesso em: 07 jun. 2019.

DE LONG, E. F. Archaea in coastal marine environments. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, Washington, v. 89, p. 5685–5689, 1992.

DEROSA, M.; GAMBACORTA, A. The lipids of archaeobacteria. **Progress in Lipid Research**, Oxford, v. 27, n. 3, p. 153-175, 1988.

DODD, R. S.; RAFII, Z. A.; POWER, A. B. Ecotypic adaptation in *Austrocedrus chilensis* in cuticular hydrocarbon composition. **New Phytologist**, Cambridge, v. 138, p. 699–708, 1998.

DODD, R. S.; RAFII, Z. A. Habitat-related adaptive properties of plant cuticular lipids. **Evolution**, [s. l.], v. 54, p. 1438–1444, 2000.

DOYLE, M. E.; BARROS, V. R. Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. **Journal of Climate**, Boston, v. 15, n. 23, p. 3394-3410, 2002.

DUPONT, L. M.; CALEY, T.; CASTAÑEDA, I. S. Effects of atmospheric CO₂ variability of the past 800 kyr on the biomes of southeast Africa. **Climate of the Past**, [s. l.], v. 15, p. 1083–1097, 2019.

EGLINTON, G.; GONZALEZ, A. G.; HAMILTON, R. J.; RAPHAEL, R. A. Hydrocarbon constituents of the wax coatings of plant leaves: a taxonomic survey. **Phytochemistry**, Oxford, v. 1, p. 89-102, 1962.

EGLINTON, G.; LOGAN, G. A. Molecular preservation. **Philosophical Transactions of the Royal Society London B**, [s. l.], v. 333, p. 315–328, 1991.

- EGLINTON, T. I.; EGLINTON, G. Molecular proxies for paleoclimatology. **Earth Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 275, p. 1–16, 2008.
- ELDERFIELD, H.; FERRETTI, P.; GREAVES, M.; CROWHURST, S.; MCCAVE, I. N.; HODELL, D.; PIOTROWSKI, A. M. Evolution of ocean temperature and ice volume through the mid-Pleistocene climate transition. **Science**, [s. l.], v. 337, p. 704–709, 2012.
- EPICA Community Members. Stable oxygen isotopes of ice core EDML. **Pangaea**, [s. l.], 2010.
- EVANGELISTA, H.; GURGEL, M.; SIFEDDINE, A.; RIGOZO, N.R.; BOUSSAFIR, M. South Tropical Atlantic anti-phase response to Holocene Bond Events. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 415, p. 21–27, 2014.
- FICKEN, K. J.; LI, B.; SWAIN, D. L.; EGLINTON, G. An n-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 3, p. 745-749, 2000.
- FIGUEIREDO, T. S.; SANTOS, T. P.; COSTA, K. B.; TOLEDO, F.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; SMOAK, J. M.; BERGQUIST, B. A.; SILVA-FILHO, E. V. Effect of deep Southwestern Subtropical Atlantic Ocean circulation on the biogeochemistry of mercury during the last two glacial/interglacial cycles. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 239, 106368, 2020. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106368>>. Acesso em: 27 jul. 2020.
- FIETZ, S.; MARTÍNEZ-GARCIA, A.; HUGUET, C.; RUEDA, G.; ROSELL-MELÉ, A. Constraints in the application of the Branched and Isoprenoid Tetraether index as a terrestrial input proxy. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 116, 2011.
- FRANCHINI, M.; HERNANDEZ, L.; LINDSTROM, L. Cuticle and cuticular wax development in the sunflower (*Helianthus annuus* L.) pericarp grown at the field under a moderate water deficit. **Phyton**, [s. l.], v. 79, p. 153-161, 2010.
- GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America Monsoon Circulation and Its Relationship to Rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, Boston, v. 17, p. 47–66, 2004.
- GERHART, L. M.; WARD, J. K. Plant responses to low [CO₂] of the Past. **New Phytologist**, Cambridge, v. 188, p. 674-695, 2010.
- GOVIN, A.; CHIESSI, C. M.; ZABEL, M.; SAWAKUCHI, A. O.; HESLOP, D.; HÖRNER, T.; ZHANG, Y.; MULITZA, S. Terrigenous input off northern South America driven by changes in Amazonian climate and the North Brazil Current retroflexion during the last 250 ka. **Climate of the Past**, [s. l.], v. 10, n. 2, p. 843–862, 2014.

GOVIN, A.; CAPRON, E.; TZEDAKIS, P. C.; VERHEYDEN, S.; GHALEB, B.; HILLAIRE-MARCEL, C.; ST-ONGE, G.; STONER, J. S.; BASSINOT, F.; BAZIN, L.; BLUNIER, T.; COMBOURIEU-NEBOUT, N.; EL OUAHABI, A.; GENTY, D.; GERSONDE, R.; JIMENEZ-AMAT, P.; LANDAIS, A.; MARTRAT, B.; MASSON-DELMOTTE, V.; PARRENIN, F.; SEIDENKRANTZ, M. –S.; VERES, D.; WAELBROECK, C.; ZAHN, R. Sequence of events from the onset to the demise of the Last Interglacial: Evaluating strengths and limitations of chronologies used in climatic archives. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 129, p. 1–36, 2015.

GRAY, W. R.; EVANS, D. Nonthermal influences on Mg/Ca in planktonic foraminifera: a review of culture studies and application to the last glacial maximum. **Paleoceanography and Paleoclimatology**, [s. l.], v. 34, p. 306-315, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/2018PA003517>>. Acesso em: 29 abr. 2020.

HÄGGI, C.; CHIESSI, C. M.; MERKEL, U.; MULITZA, S.; PRANGE, M.; SCHULZ, M.; SCHEFUß, E. Response of the Amazon rainforest to late Pleistocene climate variability. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 479, p. 50-59, 2017.

HANSEN, J.; SATO, M.; HEARTY, P.; RUEDY, R.; KELLEY, M.; MASSON-DELMOTTE, V.; RUSSELL, G.; TSELIODIS, G.; CAO, J.; RIGNOT, E.; VELICOGNA, I.; TORMEY, B.; DONOVAN, B.; KANDIANO, E.; VON SCHUCKMANN, K.; KHARECHA, P.; LEGRANDE, A. N.; BAUER, M.; LO, K.-W. Ice melt, sea level rise and superstorms: evidence from paleoclimate data, climate modeling, and modern observations that 2 °C global warming could be dangerous. **Atmospheric Chemistry and Physics**, [s. l.], v. 16, n. 6, p. 3761–3812, 2016.

HARRISON, S. P.; PRENTICE, C. I. Climate and CO₂ controls on global vegetation distribution at the last glacial maximum: analysis based on paleovegetation data, biome modeling and paleoclimate simulations. **Global Change Biology**, Oxford, v. 9, p. 983–1004, 2003.

HENDERIKS, J.; WINTER, A.; ELBRÄCHTER, M.; FEISTEL, R.; VAN DER PLAS, A.; NAUSCH, G.; BARLOW, R. Environmental controls on *Emiliania huxleyi* morphotypes in the Benguela coastal upwelling system (SE Atlantic). **Marine Ecology Progress Series**, Germany, v. 448, p. 51–66, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.3354/meps09535>>. Acesso em: 20 dez. 2017.

HOFFMAN, J. S.; CLARK, P. U.; PARNELL, A.C.; HE, F. Regional and global sea-surface temperatures during the last interglaciation. **Science**, [s. l.], v. 355, p. 276-279, 2017.

HOPMANS, E. C.; WEIJERS, J. W. H.; SCHEFUß, E.; HERFORT, L.; SINNINGHE DAMSTÉ, J. S.; SCHOUTEN, S. A novel proxy for terrestrial organic matter in sediments based on branched and isoprenoid tetraether lipids. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 224, p. 107–116, 2004.

HOU, A.; BAHR, A.; SCHMIDT, S.; STREBL, C.; ALBUQUERQUE, A. L.; CHIESSI, C. M.; FRIEDRICH, O. Forcing of western tropical South Atlantic sea surface

temperature across three glacial-interglacial cycles. **Global and Planetary Change**, Amsterdam, v. 188, 2020.

HUANG, Y.; STREET-PERROTT, F. A.; METCALFE, S. E.; BRENNER, M.; MORELAND, M.; FREEMAN, K. H. Climate change as the dominant control on glacial-interglacial variations in C₃ and C₄ plant abundance. **Science**, [s. l.], v. 293, p. 1647–51, 2001.

HUGUET, A.; FOSSE, C.; LAGGOUN-DÉFARGE, F.; DELARUE, F.; DERENNE, S. Effects of a short-term experimental microclimate warming on the abundance and distribution of branched GDGTs in a French peatland. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 105, p. 294-315, 2013.

HUGUET, A.; COFFINET, S.; ROUSSEL, A.; GAYRAUD F.; ANQUETIL, C.; BERGONZINI, L.; BONANOMI, G.; WILLIAMSON, D.; MAJULE A.; DERENNE, S. Evaluation of 3-hydroxy fatty acids as a pH and temperature proxy in soils from temperate and tropical altitudinal gradients. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 129, p. 1-13, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2019.01.002>>. Acesso em: 14 ago. 2019.

HUGUET, C.; MARTRAT, B.; GRIMALT, J. O.; SINNINGHE DAMSTÉ, J. S.; SCHOUTEN, S. Coherent millennial-scale patterns in U₃₇^K and TEX₈₆^H temperature records during the penultimate interglacial-to-glacial cycle in the western Mediterranean. **Paleoceanography**, Washington, v. 26, PA2218, 2011.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Global warming of 1.5°C**. 2018. In Press.

KILLOPS, S.; KILLOPS, V. **Introduction to organic geochemistry**. 2. ed. Oxford: Blackwell Publishing, 2005. v. 143, 393 p.

KIM, J.; ROMERO, O. E.; LOHMANN, G.; DONNER, B.; LAEPPE, T.; HAAM, E.; SINNINGHE DAMSTÉ, J. S. Pronounced subsurface cooling of North Atlantic waters off Northwest Africa during Dansgaard–Oeschger interstadials. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 340, p. 95–102, 2012.

KIM, J. H.; VAN DER MEER, J.; SCHOUTEN, S.; HELMKE, P.; WILLMOTT, V.; SANGIORGI, F.; KOÇ, N.; HOPMANS, E. C. New indices and calibrations derived from the distribution of crenarchaeal isoprenoid tetraether lipids: Implications for past sea surface temperature reconstructions. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 74, p. 4639–4654, 2010.

KOGA, Y.; AKAGAWA-MATSUSHITA, M.; OHGA, M.; NISHIHARA, M. Taxonomic Significance of the Distribution of Component Parts of Polar Ether Lipids in Methanogens. **Systematic and Applied Microbiology**, Stuttgart, v. 16, p. 342–351, 1993.

KOLATTUKUDY, P. E; Cutin suberin and waxes. *In*: STUMPF, P. K. **The biochemistry of plants**. New York: Academic Press, 1980. v. 4, p. 571-654.

- KÖNNEKE, M.; BERNHARD, A.; DE LA TORRE, J.; WALKER, C.; B WATERBURY, J.; STAHL, D. Isolation of an autotrophic ammonia-oxidizing marine archaeon. **Nature**, London, v. 437, p. 543–546, 2005.
- LANG, N.; WOLFF, E. W. Interglacial and glacial variability from the last 800 ka in marine, ice and terrestrial archives. **Climate of the Past**, [s. l.], v. 7, n. 2, p. 361–380, 2011.
- LAPOLA, D. M.; OYAMA, M. D.; NOBRE, C. A. Exploring the range of climate biome projections for tropical South America: The role of CO₂ fertilization and seasonality, **Global Biogeochemical Cycles**, Washington, v. 23, 2009. Doi: 10.1029/2008GB003357.
- LEDRU, M. -P.; MOURGUIART, P.; RICCOMINI, C. Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 271, p. 140–152, 2009.
- LEDUC, G.; SCHNEIDE, R.; KIM, J. -H.; LOHMANN, G. Holocene and Eemian sea surface temperature trends as revealed by alkenone and Mg/Ca paleothermometry. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 29, p. 989–1004, 2010.
- LEONHARDT, A.; TOLEDO, F. A. L., COIMBRA, J. C. The productivity history in the southwestern Atlantic as inferred from coccolithophore record for the last 130 kyr. **Brazilian Journal of Paleontology**, [s. l.], v. 16, n. 3, p. 361–374, 2013.
- LESSA, D. V. O.; RAMOS, R. P.; BARBOSA, C. F.; DA SILVA, A. R.; BELEM, A.; TURCQ, B.; ALBUQUERQUE, A. L. Planktonic foraminifera in the sediment of a western boundary upwelling system off Cabo Frio, Brazil. **Marine Micropaleontology**, Amsterdam, v. 106, p. 55–68, 2014.
- LESSA, D. V.; VENANCIO, I. M.; SANTOS, T. P.; BELEM, A. L.; TURCQ, B.; SIFFEDINE, A.; ALBUQUERQUE, A. L. S. Holocene oscillations of Southwest Atlantic shelf circulation based on planktonic foraminifera from an upwelling system (off Cabo Frio, Southeastern Brazil). **The Holocene**, London, v. 26, p. 1–13, 2016.
- LESSA, D. V. O.; SANTOS, T. P.; VENANCIO, I. M.; ALBUQUERQUE, A. L. S. Offshore expansion of the Brazilian coastal upwelling zones during Marine Isotope Stage 5. **Global and Planetary Change**, Amsterdam, v. 158, p. 13–20, 2017. Doi: 10.1016/j.gloplacha.2017.09.006.
- LEWIS, S. L.; PHILLIPS, O. L.; BAKER, T. R.; LLOYD, J.; MALHI, Y.; ALMEIDA, S.; HIGUCHI, N.; LAURANCE, W. F.; NEIL, D. A.; SILVA, J. N. M.; TERBORGH, J.; TORRES LEZAMA, A.; VÁSQUEZ MARTINEZ, R.; BROWN, S.; CHAVE, J.; KLUEBER, C.; NÚÑEZ VARGAS, P.; VICENTI, P. Concerted changes in tropical forest structure and dynamics: Evidence from 50 South American long-term plots. **Philosophical Transactions of the Royal Society B**, [s. l.], v. 359, n. 1443, p. 421–436, 2004. Doi: 10.1098/rstb.2003.1431.

LEWIS, S. L.; LOPEZ-GONZALEZ, G.; SONKE, B.; AFFUM-BAFFOE, K.; BAKER, T. R.; OJO, L. O.; PHILLIPS, O. L.; REITSMA, J. M.; WHITE, L.; COMISKEY, J. A.; DJUIKOUO, M.-N. K.; EWANGO, C. E. N.; FELDPAUSCH, T. R.; HAMILTON, A. C.; GLOOR, M.; HART, T.; HLADIK, A.; LLOYD, J.; LOVETT, J. C.; MAKANA, J.-R.; MALHI, Y.; MBAGO, F. M.; NDANGALASI, H. J.; PEACOCK, J.; PEH, K. S.-H.; SHEIL, D.; SUNDERLAND, T.; SWAINE, M. D.; TAPLIN, J.; TAYLOR, D.; THOMAS, S. C.; VOTERE, R.; WÖLL, H. Increasing carbon storage in intact African tropical forests. **Nature**, London, v. 457, n. 7232, p. 1003–1006, 2009. Doi: 10.1038/nature07771.

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, Boston, v. 12, p. 1977–1991, 1999.

LIEBMANN, B.; MARENGO, J. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, Boston, v. 14, n. 22, p. 4308–4318, 2001.

LINCOLN, S. A.; WAI, B.; MATTHEW, J. M.; CHURCH, J.; SUMMONS, R. E.; DELONG, E. F. Planktonic Euryarchaeota are a significant source of archaeal tetraether lipids in the ocean. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, Washington, v. 111, p. 9858–9863, 2014.

LINDSEY, R. Monsoon Mystery. In: _____. **The Amazon's Seasonal Secret**. 2007. Disponível em: <https://earthobservatory.nasa.gov/features/AmazonLAI/amazon_lai3.php>. Acesso em: 18 out. 2020.

LISIECKI, L. E.; RAYMO, M. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic delta O-18 records. **Paleoceanography**, Washington, v. 20, 2005.

LOCARNINI, R. A.; MISHONOV, A. V.; ANTONOV, J. I.; BOYER, T. P.; GARCIA, H. E.; BARANOVA, O. K.; ZWENG, M. M.; PAVER, C. R.; REAGAN, J. R.; JOHNSON, D. R.; HAMILTON, M.; SEIDOV, D. **World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature**. Silver Spring, MD: U.S. Department of Commerce, 2013. (NOAA Atlas NESDIS; 73).

LOPES DOS SANTOS, R. A.; SPOONER, M. I.; BARROWS, T. T.; DE DECKKER, P.; SINNINGHE DAMSTÉ, J. S.; SCHOUTEN, S. Comparison of organic (U^{K}_{37} , TEX^{H}_{86} , LDI) and faunal proxies (foraminiferal assemblages) for reconstruction of late Quaternary sea surface temperature variability from offshore southeastern Australia. **Paleoceanography**, Washington, v. 28, p. 377–387, 2013.

LOULERGUE, L.; SCHILT, A.; SPAHNI, R.; MASSON-DELMOTTE, V.; BLUNIER, T.; LEMIEUX, B.; BARNOLA, J. M.; RAYNAUD, D.; STOCKER, T. F.; CHAPPELLAZ, J. Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH_4 over the last 800,000 years. **Nature**, London, v. 453, p. 383–386, 2008.

LOURENÇO, R. A.; MAHIQUES, M. M.; WAINER, I. E. K. C.; ROSELL-MELÉ, A.; BÍCEGO, M. C. Organic biomarker records spanning the last 34,800 years from the southeastern Brazilian upper slope: links between sea surface temperature,

displacement of the Brazil Current, and marine productivity. **Geo-Marine Letters**, New York, v. 36, p. 361-369, 2016.

LÜTHI, D.; LE FLOCH, M.; STOCKER, T. F.; BEREITER, B.; BLUNIER, T.; BARNOLA, J. M.; SIEGENTHALER, U.; RAYNAUD, D.; JOUZEL, J. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. **Nature**, London, v. 453, p. 379-382, 2008.

LUZ, L. G.; SANTOS, T. P.; EGLINTON, T. I.; MONTLUÇON, D.; AUSIN, B.; HAGHIPOUR, N.; SOUSA, S. M.; NAGAI, R. H.; CARREIRA, R. S. Contrasting late-glacial paleoceanographic evolution between the upper and lower continental slope of the western South Atlantic. **Climate of the Past**, [s. l.], v. 16, p. 1245-1261, 2020.

LUZ, L. G. **Mudanças oceanográficas e climáticas nos últimos 50 mil anos no sudoeste do Atlântico com base em registros de paleo-indicadores orgânicos e inorgânicos na Margem Continental do Rio de Janeiro, Brasil**. 2019. 188 f. Tese (Doutorado em Química) - Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

MAHIQUES, M. M.; COARACY WAINER, I. K.; BURONE, L.; NAGAI, R.; SOUSA, S. H. M.; FIGUEIRA, R. C. L.; SILVEIRA, I. C. A.; BÍCEGO, M. C.; PAVANI, V. A. D.; HAMMER, Ø. A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: Paleoenvironmental implications. **Quaternary International**, [s. l.], v. 206, n. 1-2, p. 52-61, 2009.

MAHIQUES, M. M.; SILVEIRA, I. C. A.; SOUSA, S. H. M.; FUKUMOTO, M. M. Modern sedimentation in the Cabo Frio upwelling system. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 77, p. 535-548, 2005.

MAHIQUES, M. M.; SOUSA, S. H. M.; FURTADO, V. V.; TESSLER, M. G.; TOLEDO, F. A. D. L.; BURONE, L.; FIGUEIRA, R. C. L.; KLEIN, D. A.; MARTINS, C. C.; ALVES, D. P. V. The Southern Brazilian shelf: general characteristics, quaternary evolution and sediment distribution. **Brazilian Journal of Oceanography**, São Paulo, v. 58, p. 25-34, 2010.

MAHIQUES, M. M.; HANEBUTH, T. J. J.; NAGAI, R. H.; BÍCEGO, M. C.; FIGUEIRA, R. C. L.; SOUSA, S. H. M.; BURONE, L.; FRANCO-FRAGUAS, P.; TANIGUCHI, S.; SALAROLI, A. B.; DIAS, G. P.; PRATES, D. M.; FREITAS, M. E. F. Inorganic and organic geochemical fingerprinting of sediment sources and ocean circulation on a complex continental margin (São Paulo Bight, Brazil). **Ocean Science**, [s. l.], v. 13, p. 209-222, 2017. Doi: 10.5194/os-13-209-2017.

MANSFIELD, T. A.; HETHERINGTON, A. M.; ATKINSON, C. J. Some current aspects of stomatal physiology. **Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology**, Palo Alto, Calif., v. 41, p. 55-75. 1990.

MARENGO, J; LIEBMANN, B.; VERA, C.; PAEGLE, J; BAEZ, J. Low Frequency Variability of the SALLJ. **Clivar Exchanges**, [s. l.], v. 9, p. 26-27, 2004.

MCMANUS, J. F.; FRANCOIS, R.; GHERARDI, J. M.; KEIGWIN, L. D.; BROWN-LEGER, S. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. **Nature**, London, v. 428, p. 834-837, 2004.

METCALFE, D. B.; MEIR, P.; ARAGÃO, L. E. O. C.; DA COSTA, A. C. L.; BRAGA, A. P.; GONÇALVES, P. H. L.; DE ATHAYDES SILVA, J. JR.; DE ALMEIDA, S. S.; DAWSON, L. A.; MALHI, Y.; WILLIAMS, M. The effects of water availability on root growth and morphology in an Amazon rainforest. **Plant and Soil**, Holland, v. 311, p. 189–199, 2008.

MEYERS, P. A. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, plaeolimnologic, and plaeoclimatic processes. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 27, p. 213–250, 1997.

MEYERS, P. A.; LALLIER-VERGÈS, E. Lacustrine Sedimentary Organic Matter Records of Late Quaternary Paleoclimates. **Journal of Paleolimnology**, [s. l.], v. 21, n. 3, p. 345-372, 1999.

MILANKOVITCH, M. Kanon der Erdbestrahlung und Seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. **Royal Serbian Academy**, Belgrade, 1941.

MORISON, J. I. L. Intercellular CO₂ concentration and stomatal response to CO₂. *In*: ZEIGER, E.; COWAN, I. R.; FARQUHAR, G. D. (Eds.). **Stomatal function**. [S. l.]: Stanford University Press, 1987. p. 229–51.

MORISON, J. I. L. Response of plants to CO₂ in water-limited conditions. *In*: ROZEMA, J.; LAMBERS, H.; VAN DE GEIJN, S. C.; CAMBRIDGE, M. L. (Eds.). **CO₂ and the biosphere**. [S. l.]: Springer Netherlands, 1993. p. 193–209. (Vegetatio 104/105, Special Edition)

MÜLLER, P. J.; KIRST, G.; RUHLAND, G.; VON STORCH, I.; ROSELL-MELÉ, A. Calibration of the alkenone paleotemperature index U^{K'}₃₇ based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N-60°S). **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 62, n. 10, p. 1757-1772, 1998.

NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECT MEMBERS – NGRIP. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. **Nature**, London, v. 431, p. 147-151, 2004.

NOVELLO, V. F.; CRUZ, F. W.; VUILLE, M.; STRÍKIS, N. M.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H.; EMERICK, S.; DE PAULA, M. S.; LI, X.; BARRETO, E. D. S.; KARMANN, I.; SANTOS, R. V. A high-resolution history of the South American Monsoon from last glacial maximum to the Holocene. **Scientific Reports**, [s. l.], v. 7, 44267, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1038/srep44267>>. Acesso em: 23 nov. 2017.

NOVELLO, V. F.; CRUZ, F. W.; MCGLUE, M. M.; WONG, C. I.; WARD, B. M.; VUILLE, M.; SANTOS, R. A.; JAQUETO, P.; PESSENDA, L. C. R.; ATORRE, T.; RIBEIRO, L. M. A. L.; KARMANN, I.; BARRETO, E. S.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; EMERICK, S.; PAULA, M. S.; LI, X.; SCHOLZ, D. Vegetation and environmental

changes in tropical South America from the last glacial to the Holocene documented by multiple cave sediment proxies. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 524, 115717, 2019. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115717>>. Acesso em: 22 dez. 2019.

OLIVEIRA, C. A. **Hydrological cycle and environmental controls on biogeochemical cycles and Mg-carbonate precipitation in Lagoa Vermelha and Brejo do Espinho – Rio de Janeiro – Brazil**. 2020. 184 f. Tese (Doutorado em Geociências - Geoquímica Ambiental) – Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2012.

OTTO-BLIESNER, B. L.; ROSENBLOOM N.; STONE, E. J.; MCKAY, N. P.; LUNT, D. J.; BRADY, E. C.; OVERPECK, J. T. How warm was the last interglacial? New model–data comparisons. **Philosophical Transactions of the Royal Society A**, London, v. 371, 20130097, 2013. Doi: 10.1098/rsta.2013.0097.

OTTO-BLIESNER, B.; BRACONNOT, P.; HARRISON, S. P.; LUNT, D. J.; ABE-OUCHI, A.; ALBANI, S.; BARTLEIN, P.; CAPRON, E.; CARLSON, A.; DUTTON, A.; FISCHER, H.; GOELZER, H.; GOVIN, A.; HAYWOOD, A.; JOOS, F.; LEGRANDE, A.; LIPSCOMB, W.; LOHMANN, G.; MAHOWALD, N.; NEHRBASS-AHLES, C.; PETERSCHMITT, J.Y.; PAUSATA, F. S-R; PHIPPS, S.; RENSSSEN, H. Two Interglacials: Scientific Objectives and Experimental Designs for CMIP6 and PMIP4 Holocene and Last Interglacial Simulations. **Climate of the Past Discussions**, [s. l.], p. 1-36, 2016.

PAGES, Past Interglacials Working Group Of. Interglacials of the last 800.000 years. **Reviews of Geophysics**, Washington, v. 54, p. 162–219, 2016.

PANCOST, R. D.; HOPMANS, E. C.; SINNINGHE DAMSTÉ, J. S. Archaeal lipids in Mediterranean cold seeps: molecular proxies for anaerobic methane oxidation. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 65, p. 1611–1627, 2001.

PEREIRA, L. S.; ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; PORTILHO-RAMOS, R. C. Productivity evolution in the South Brazilian Bight during the Last 40,000 Years. **Paleoceanography and Paleoclimatology**, [s. l.], v. 33, n. 2, p. 1339- 1356, 2018. Doi:10.1029/2018PA003406.

PEREZ, R. C.; BARINGER, M. O.; DONG, S.; GONI, G. J.; LUMPKIN, R.; MEINEM, C. S.; MSADEK, R.; RIVERO, U. Measuring the Atlantic Meridional Overturning Circulation. **Marine Technology Society Journal**, Washington, v. 49, n. 2, 2015

PETERSE, F.; HOPMANS, E. C.; SCHOUTEN, S.; METS, A.; RIJPSTRA, W. I. C.; SINNINGHE DAMSTE, J. S. Identification and distribution of intact polar branched tetraether lipids in peat and soil. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 42, p. 1007–1015, 2011.

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

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 17, n. 2-3, p. 205-212, 2001.

PIVEL, M. A. G.; SANTAROSA, A. C. A.; TOLEDO, F. A. L.; COSTA, K. B. The Holocene onset in the southwestern South Atlantic. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 374, p. 164–172, 2013.

PORTILHO-RAMOS, R. D. C.; FERREIRA, F.; CALADO, L.; FRONTALINI, F.; DE TOLEDO, M. B. Variability of the upwelling system in the southeastern Brazilian margin for the last 110,000 years. **Global and Planetary Change**, Amsterdam, v. 135, p. 179-189, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.11.003>>. Acesso em: 21 dez. 2017.

POULTON, A. J.; HOLLIGAN, P. M.; CHARALAMPOPOULOU, A.; ADEY, T. R. Coccolithophore ecology in the tropical and subtropical Atlantic Ocean: New perspectives from the Atlantic Meridional Transect (AMT) programme. **Progress in Oceanography**, Oxford, v. 158, p. 150–170, 2017.

POYNTER, J. G. **Molecular stratigraphy**: the recognition of palaeoclimatic signals in organic geochemical data. PhD thesis. University of Bristol, Bristol, 1989.

PRAHL, F. G.; WAKEHAM, S. G. Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for palaeotemperature assessment. **Nature**, London, v. 330, n. 6146, p. 367-369, 1987.

PRAHL, F. G.; DE LANGE, G. J.; SCHOLTEN, S.; COWIE, G. L. A case of post-depositional aerobic degradation of terrestrial organic matter in turbidite deposits from the Madeira Abyssal Plain. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 27, n. 3–4, p. 141-152, 1997. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1016/S0146-6380\(97\)00078-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0146-6380(97)00078-8)>. Acesso em: 13 set. 2018.

PRENTICE, I. C.; FARQUHAR, G. D.; FASHAM, M. J. R.; GOULDEN, M. L.; HEIMANN, M.; JARAMILLO, V. J.; KHESHGI, H. S.; LE QUÉRE, C.; SCHOLLES, R. J.; WALLACE, D. W. R. The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide. *In*: INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate change 2001: the scientific basis**. Cambridge, U.K.: Cambridge Univ. Press, 2001. p. 183–238.

PRENTICE, I. C.; HARRISON, S. P. Ecosystem effects of CO₂ concentration: evidence from past climates. **Climate of the Past**, [s. l.], v. 5, p. 297–307. 2009.

RAHMSTORF, S. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. **Nature**, London, v. 419, p. 207–214, 2002.

RIBEIRO, C. G.; LOPES DOS SANTOS, A.; MARIE, D.; PELLIZARI, V. H.; BRANDINI, F. P.; VAULOT, D. Pico and nanoplankton abundance and carbon stocks along the Brazilian Bight. **PeerJ** 4:e2587, 2016. Disponível em: <<https://doi.org/10.7717/peerj.2587>>. Acesso em: 08 fev. 2018.

RICHARDSON, P. L. Agulhas leakage into the Atlantic estimated with subsurface floats and surface drifters. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, Oxford, v. 54, n. 8, p. 1361–1389, 2007.

RIPPLE, W. J.; WOLF, C.; NEWSOME, T. M.; BARNARD, P.; MOOMAW, W. R. World Scientists' Warning of a Climate Emergency. **BioScience**, Washington, 2019.

ROBERTSON, A.; MECHOSO, C. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 128, p. 2947–2957, 2000.

RODRIGUES, S. V.; MARINHO, M. M.; CUBAS JONCK, C. C.; GONÇALVES, E. S.; BRANT, V. F.; PARANHOS, R.; CURBELO, M. P.; FALCÃO, A. P. Phytoplankton community structures in shelf and oceanic waters off southeast Brazil (20°–25°S), as determined by pigment signatures. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, Oxford, v. 88, p. 47–62, 2014.

RODRIGUES, J. M.; BEHLING, H.; GIESECKE, T. Holocene dynamics of vegetation change in southern and southeastern Brazil is consistent with climate forcing. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 146, p. 54–65, 2016.

ROHLING, E. J.; GRANT, K.; BOLSHAW, M.; ROBERTS, A. P.; SIDDALL, M.; HEMLEBEN, C.; KUCERA, M. Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles. **Nature Geoscience**, [s. l.], v. 2, n. 7, p. 500–504, 2009. Doi: 10.1038/ngeo557.

ROMMERSKIRCHEN, F.; EGLINTON, G.; DUPONT, L.; GÜNTER, U.; WENZEL, C.; RULLKÖTTER, J. A north to south transect of Holocene southeast Atlantic continental margin sediments: relationship between aerosol transport and compound-specific $d^{13}C$ land plant biomarker and pollen records. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, [s. l.], v. 4, p. 1101–1128, 2003.

ROMMERSKIRCHEN, F.; PLADER, A.; EGLINTON, G.; CHIKARAISHI, Y.; RULLKÖTTER, J. Chemotaxonomic significance of distribution and stable carbon isotopic composition of long-chain alkanes and alkan-1-ols in C 4 grass waxes. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 37, p. 1303–1332, 2006.

RUDDIMAN, W. F. Orbital insolation, ice volume and greenhouse gases. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 22, p. 1597–1629, 2003.

RUDDIMAN, W. F. Orbital changes and climate. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 25, n. 23–24, p. 3092–3112, 2006.

SACHS, J. P.; SCHNEIDER, R. R.; EGLINTON, T. I.; FREEMAN, K. H.; GANSSSEN, G.; MCMANUS, J. F.; OPPO, D. W. Alkenones as paleoceanographic proxies. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, [s. l.], v. 1, p. 1–13, 2000.

SACHS, J. P.; PAHNKE, K.; SMITTENBERG, R.; ZHANG, Z. Biomarker Indicators of Past Climate. **Encyclopedia of Quaternary Science**, [s. l.], v. 2, p. 775–782, 2013.

SALAZAR, L. F.; NOBRE, C. A. Climate change and thresholds of biome shifts in Amazonia. **Geophysical Research Letters**, Washington, v. 37, 2010.

SANTOS, T. P.; LESSA, D. O.; VENANCIO, I. M.; CHIESSI, C. M.; MULITZA, S.; KUHNERT, H.; GOVIN, A.; MACHADO, T.; COSTA, K. B.; TOLEDO, F.; DIAS, B. B.; ALBUQUERQUE, A. L. S. Prolonged warming of the Brazil Current precedes deglaciations. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 463, p. 1-12, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.014>>. Acesso em: 15 mar. 2017.

SANTOS, T. P.; BALLALAI, J. M.; FRANCO, D. R.; OLIVEIRA, R. R.; LESSA, D. O.; VENANCIO, I. M.; CHIESSI, C. M.; KUHNERT, H.; JOHNSTONE, H.; ALBUQUERQUE, A. L. S. Asymmetric response of the subtropical western South Atlantic thermocline to the Dansgaard-Oeschger events of Marine Isotope Stages 5 and 3. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 237, n. 106307, 2020.

SCHEFUß, E.; RATMEYER, V.; STUUT, J-B W.; JANSEN, J. H.; DAMSTÉ, J. S. S. Carbon isotope analyses of n-alkanes in dust from the lower atmosphere over the central eastern Atlantic. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 67, n. 10, p. 1757-1767, 2003.

SCHLEPER, C.; NICOL, G. W.; ROBERT, K. P. Ammonia-oxidising archaea-physiology, ecology and evolution. **Advances in Microbial Physiology**, London, v. 57, p. 1-41, 2010.

SCHLITZER, R. **Ocean Data View**. 2003. Disponível em: <<http://www.awi-bremerhaven.de/GEO/ODV>>. Acesso em: 02 abr. 2017.

SCHOUTEN, S.; HOPMANS, E. C.; SCHEFUß, E.; SINNINGHE DAMSTÉ, J. S. Distributional variations in marine crenarchaeol membrane lipids: a new tool for reconstructing ancient sea water temperatures? **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 204, p. 265-274, 2002.

SCHOUTEN, S.; HOPMANS, E. C.; SINNINGHE DAMSTÉ, J. S. The organic geochemistry of glycerol dialkyl glycerol tetraether lipids: A review. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 54, p. 19-61, 2013.

SHACKLETON, N. J. Last interglacial in marine and terrestrial records. **Proceedings of the Royal Society London, Ser. B**, London, v. 174, n. 1034, p. 135-154, 1969.

SHEPHERD, T.; GRIFFITHS, D. W. The effects of stress on plant cuticular waxes. **New Phytologist**, Cambridge, v. 171, p. 469-499, 2006.

SILVEIRA, I. C. A.; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S.; IKEDA, Y. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. **Revista Brasileira de Oceanografia**, São Paulo, v. 48, p. 171-183, 2000. Disponível em: <<https://doi.org/10.1590/S1413-77392000000200008>>. Acesso em: 18 dez. 2016.

SINNINGHE DAMSTÉ, J. S.; HOPMANS, E. C.; PANCOST, R. D.; SCHOUTEN, S.; GEENEVASEN, J. A. J. Newly discovered non-isoprenoid glycerol dialkyl glycerol tetraether lipids in sediments. **Chemical Communications**, Cambridge, v. 17, p. 1683–1684, 2000.

SINNINGHE DAMSTÉ, J. S.; SCHOUTEN, S.; HOPMANS, C. E.; VAN DUIN, A.; GEENEVASEN, J. A. J. Crenarchaeol: The characteristic core glycerol dibiphytanyl glycerol tetraether membrane lipid of cosmopolitan pelagic crenarchaeota. **Journal of Lipid Research**, Maryland, v. 43, 2002. Doi:10.1194/jlr.M200148-JLR200.

SINNINGHE DAMSTÉ, J. S.; OSSEBAAR, J.; ABBAS, B.; SCHOUTEN, S.; VERSCHUREN, D. Fluxes and distribution of tetraether lipids in an equatorial African lake: Constraints on the application of the TEX₈₆ palaeothermometer and BIT index in lacustrine settings. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 73, p. 4232–4249, 2009.

SOUSA, S. H. M.; DE GODOI, S. S.; AMARAL, P. G. C.; VICENTE, T. M.; MARTINS, M. V. A.; SORANO, M. R. G. S.; MAHIQUES, M. M. Distribution of living planktonic foraminifera in relation to oceanic processes on the southeastern continental Brazilian margin (23°S–25°S and 40°W–44°W). **Continental Shelf Research**, Oxford, v. 89, p. 76-87, 2014.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. Pentad precipitation climatology over Brazil and the associated atmospheric mechanisms. **Climanálise**, São Paulo, v. 5, n. 6, p. 36-44, 2003.

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**, Oxford, v. 37, p. 1875-1886, 1990.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, [s. l.], v. 104, p. 20863–20883, 1999.

TERNOIS, Y.; SICRE, M. A.; BOIREAU, A.; CONTE, M. H.; EGLINTON, G. Evaluation of long-chain n-alkanes as paleo-temperature indicators in the mediterranean sea. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, Oxford, v. 44, p. 271–286, 1997.

TERNOIS, Y.; SICRE, M. A.; BOIREAU, A.; BEAUFORT, L.; MIQUEL, J. C.; JEANDEL, C. Hydrocarbons, sterols and alkenones in sinking particles in the Indian Ocean sector of the Southern Ocean. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 28, p. 489-501, 1998.

TIERNEY, J. E.; RUSSELL, J. M. Distributions of branched GDGTs in a tropical lake system: implications for lacustrine application of the MBT/CBT paleoproxy. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 40, p. 1032–1036, 2009.

- TIERNEY, J. GDGT Thermometry: Lipid Tools for reconstructing paleotemperatures. **The Paleontological Society Papers**, [s. l.], v. 18, p. 115-132, 2012. Doi:10.1017/S1089332600002588.
- TROMMER, G.; SICCHA, M.; VAN DER MEER, M. T. J.; SCHOUTEN, S.; SINNINGHE DAMSTÉ, J. S.; SCHULZ, H.; HEMLEBEN, C.; KUCERA, M. Distribution of Crenarchaeota tetraether membrane lipids in surface sediments from the Red Sea. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 40, p. 724–731, 2009.
- TURNEY, C. S. M.; JONES, R. T. Does the Agulhas Current amplify global temperatures during super-interglacials? **Journal of Quaternary Science**, Harlow, v. 25, n. 6, p. 839-843, 2010.
- UDA, I.; SUGAI, A.; ITOH, Y. H.; ITOH, T. Variation in molecular species of polar lipids from *Thermoplasma acidophilum* depends on growth temperature. **Lipids**, Champaign, v. 36, p. 103–105, 2001.
- UVO, C. B.; REPELLI, C. A.; ZEBIAK, S. E.; KUSHNIR, Y. The relationships between tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil monthly precipitation. **Journal of Climate**, Boston, v. 11, p. 551-562, 1998.
- VEIGA, J. A. P.; ORSINI, J. A. M.; RAO, V. B. A influência das anomalias de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico sobre as chuvas de monção da América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 17, n. 2, p. 181-194, 2002.
- VENANCIO, I. M.; BELEM, A. L.; LESSA D. O.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; MULITZA, S.; SCHULZ, M.; KUCERA, M. Calcification depths of planktonic foraminifera from the southwestern Atlantic derived from oxygen isotope analyses of sediment trap material. **Marine Micropaleontology**, Amsterdam, v. 136, p. 37–50, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2017.08.006>>. Acesso em: 15 dez. 2018.
- VERES, D.; BAZIN, L.; LANDAIS, A.; TOYÉ MAHAMADOU KELE, H.; LEMIEUX-DUDON, B.; PARRENIN, F.; MARTINERIE, P.; BLAYO, E.; BLUNIER, T.; CAPRON, E.; CHAPPELLAZ, J.; RASMUSSEN, S. O.; SEVERI, M.; SVENSSON, A.; VINTHER, B.; WOLFF, E. W. The Antarctic ice core chronology (AICC2012): an optimized multi-parameter and multi-site dating approach for the last 120 thousand years. **Climate of the Past**, [s. l.], v. 9, p. 1733–1748, 2013. Doi:10.5194/cp-9-1733-2013.
- VOLKMAN, J. K.; EGLINTON, G.; CORNER, E. D. S.; FORSBERG, T. E. V. Long-chain alkenes and alkenones in the marine coccolithophorid *Emiliania huxleyi*. **Phytochemistry**, [s. l.], v. 19, p. 2619-2622, 1980.
- WALBROECK, C.; LABEYRIE, L.; MICHEL, E.; DUPLESSY, J. C.; MCMANUS, J. F.; LAMBECK, K.; BALBON, E.; LABRACHERIE, M. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 21, p. 295–305, 2002.

WANG, X.; AULER, A. S.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H.; CRISTALLI, P. S.; SMART, P. L.; RICHARDS, D. A.; SHEN, C.-C. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. **Nature**, London, v. 432, p. 740–743, 2004.

WEFER, G.; BERGER, W. H.; BIJMA, J.; FISCHER, G. Clues to Ocean History: a Brief Overview of Proxies. *In*: FISCHER, G.; WEFER, G. (Eds.). **Use of proxies in paleoceanography - examples from the South Atlantic**. Heidelberg, Berlin: Springer, 1999. p. 1-68.

WEIJERS, J. W. H.; SCHOUTEN, S.; SPAARGAREN, O. C.; SINNINGHE DAMSTE, J. S. Occurrence and distribution of tetraether membrane lipids in soils: implications for the use of the TEX₈₆ proxy and the BIT index. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 37, p. 1680–1693, 2006.

WEIJERS, J. W. H.; SCHOUTEN, S.; VAN DEN DONKER, J. C.; HOPMANS, E. C.; SINNINGHE DAMSTE, J. S. Environmental controls on bacterial tetraether membrane lipid distribution in soils. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 71, p. 703–713, 2007.

WOILLEZ, M.; KAGEYAMA, M.; KRINNER, G.; VIOVY, N.; WOILLEZ, M.; KAGEYAMA, M.; KRINNER, G.; VIOVY, N. Impact of CO₂ and climate on the Last Glacial Maximum vegetation: results from the ORCHIDEE/IPSL models. **Climate of the Past**, [s. l.], v. 7, p. 557–577, 2011. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/cp-7-557-2011>>. Acesso em: 27 mar. 2019.

WUCHTER, C.; SCHOUTEN, S.; COOLEN, M. J. L.; SINNINGHE DAMSTÉ, J. S. Temperature-dependent variation in the distribution of tetraether membrane lipids of marine Crenarchaeota: Implications for TEX₈₆ paleothermometry. **Paleoceanography**, Washington, v. 19, p. 1–10, 2004.

ZHANG, Y. G.; ZHANG, C. L.; LIU, X. -L.; LI, L.; HINRICHS, K. -U.; NOAKES, J. E. Methane Index: A tetraether archaeal lipid biomarker indicator for detecting the instability of marine gas hydrates. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 307, p. 525–534, 2011.

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

ZUBKOV, M. V.; SLEIGH, M. A.; BURKILL, P. H.; LEAKEY, R. J. G. Picoplankton community structure on the Atlantic Meridional Transect: a comparison between seasons. **Progress in Oceanography**, Oxford, v. 45, p. 369-386, 2000.