ADRIANA RODRIGUES PERRETTI

**AVALIAÇÃO DA APLICAÇÃO ASSOCIADA DOS DADOS DE $\delta^{18}\text{O}$ E DA RAZÃO
Mg/Ca DE FORAMINÍFEROS COMO UMA FERRAMENTA
PALEOCEANOGRÁFICA**

Tese apresentada ao Instituto Oceanográfico
da Universidade de São Paulo, como parte dos
requisitos para obtenção do título de Doutor
em Ciências, área de Oceanografia Química e
Geológica

Orientador: Prof^a. Dr^a. Karen B. Costa

São Paulo

2011

Universidade de São Paulo

Instituto Oceanográfico

**AVALIAÇÃO DA APLICAÇÃO ASSOCIADA DOS DADOS DE $\delta^{18}\text{O}$ E DA RAZÃO
Mg/Ca DE FORAMINÍFEROS COMO UMA FERRAMENTA**

PALEOCEANOGRÁFICA

(VERSÃO CORRIGIDA)

Tese apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte
dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências, Programa de
Oceanografia Química e Geológica

Julgada em ____/____/____ por

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Prof(a). Dr(a).

Conceito

SUMÁRIO

SUMÁRIO	I
LISTA DE FIGURAS	IV
LISTA DE TABELAS	IX
RESUMO	X
ABSTRACT	XI
LISTA DE SIGLAS E ABREVIACÕES	XII
AGRADECIMENTOS	XV
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. <i>PROXIES</i>	2
1.2. FORAMÍNIFEROS	4
1.3. RAZÃO ISOTÓPICA DE OXIGÊNIO ($\delta^{18}\text{O}$)	5
1.4. RAZÃO Mg/Ca	10
1.5. EFEITOS VITAIS E VARIAÇÕES ESPECÍFICAS	13
1.5.1. pH E ÍON CARBONATO	13
1.5.2. SALINIDADE	15
1.5.3. EFEITOS VITAIS	16
1.5.4. DIAGÊNESE	17
1.6. O USO ASSOCIADO DE $\delta^{18}\text{O}$ E Mg/Ca	20
1.7. O ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL	22
1.7.1. VARIAÇÕES NA TEMPERATURA SUPERFICIAL DO OCEANO (SST)	23
1.7.2. VARIAÇÕES NA TEMPERATURA DE ÁGUAS PROFUNDAS	26
1.7.3. VARIAÇÕES NA SALINIDADE SUPERFICIAL DO OCEANO (SSS)	28
1.7.4. VARIAÇÕES NA SALINIDADE DE ÁGUAS PROFUNDAS	30
2. OBJETIVOS	32
3. ÁREA DE ESTUDO	33

3.1. LOCALIZAÇÃO	33
3.1.1. OCEANOGRAFIA DO ATLÂNTICO SUL	34
4. MATERIAL E MÉTODOS	39
4.1. AMOSTRAGEM	39
4.2. PROCESSAMENTO INICIAL DAS AMOSTRAS	39
4.3. RAZÃO ISÓTOPICA DE OXIGÊNIO ($\delta^{18}\text{O}$)	41
4.4. ELEMENTOS TRAÇO	41
4.4.1. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS	43
4.4.2. LIMPEZA	43
4.4.3. CONTAMINAÇÃO	45
4.5. DETERMINAÇÃO DA IDADE DAS AMOSTRAS	46
4.6. DADOS DA COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA COLUNA DE ÁGUA ATUAL	47
4.6.1. DADOS GERAIS	47
4.6.2. SINAL ISOTÓPICO DA ÁGUA DO MAR ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$)	48
4.6.3. ESTADO DE SATURAÇÃO DO ÍON CARBONATO ($\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$)	49
4.7. DEFINIÇÃO DAS EQUAÇÕES DE PALEOTEMPERATURA	49
4.7.1. PROFUNDIDADE APARENTE DE CALCIFICAÇÃO DA TESTA (PAC)	51
4.7.2. ALGORITMOS PARA $\delta^{18}\text{O}$ –TEMPERATURA	52
4.7.3. ALGORITMOS PARA Mg/Ca–TEMPERATURA	53
4.8. RAZÃO ISÓTOPICA DE OXIGÊNIO NA ÁGUA DO MAR ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$)	54
4.8.1. SEPARAÇÃO DA COMPONENTE $\delta^{18}\text{O}_{\text{LOCAL}}$	54
4.9. TRATAMENTO DOS DADOS	55
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	58
5.1. MODELO DE IDADE	58
5.2. SELEÇÃO DAS AMOSTRAS CONSIDERADAS “RECENTES” (HOLOCENO)	60
5.3. RAZÃO ISÓTOPICA DE OXIGÊNIO ($\delta^{18}\text{O}$)	63
5.4. RAZÃO Mn/Ca	68
5.5. RAZÃO Mg/Ca	74
5.6. RELAÇÃO $\delta^{18}\text{O}$ E Mg/Ca	81
5.7. DETERMINAÇÃO DA PROFUNDIDADE APARENTE DE CALCIFICAÇÃO (PAC) DAS ESPÉCIES PLANCTÔNICAS	88
5.8. DETERMINAÇÃO DAS EQUAÇÕES DE PALEOTEMPERATURA	94
5.8.1. $\delta^{18}\text{O}$ -TEMPERATURA	95
5.8.2. Mg/Ca-TEMPERATURA	98
5.8.3. EQUAÇÕES DE PALEOTEMPERATURA (Mg/Ca-TEMPERATURA) COM CORREÇÃO PARA EFEITO DO ÍON CARBONATO	102
5.9. DETERMINAÇÃO DA TEMPERATURA A PARTIR DE Mg/Ca	107

5.9.1.	TEMPERATURA SUPERFICIAL DA ÁGUA DO MAR (SST) REGISTRADA POR ESPÉCIES PLANCTÔNICAS	111
5.9.2.	TEMPERATURA DA ÁGUA DE FUNDO REGISTRADA POR ESPÉCIES BENTÔNICAS	114
5.9.2.1.	EFEITO DO ESTADO DE SATURAÇÃO DO ÍON CARBONATO ($\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$)	118
5.9.2.2.	EFEITO DA SALINIDADE	121
5.10.	DETERMINAÇÃO DA COMPONENTE $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$	123
5.11.	DETERMINAÇÃO DA COMPONENTE $\delta^{18}\text{O}_{\text{LOCAL}}$ (SALINIDADE)	131
5.11.1.	SALINIDADE SUPERFICIAL DO OCEANO (SSS) REGISTRADA POR ESPÉCIES PLANCTÔNICAS	134
5.11.2.	SALINIDADE DA ÁGUA DE FUNDO REGISTRADA POR ESPÉCIES BENTÔNICAS	137
6.	<u>CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES</u>	<u>141</u>
7.	<u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	<u>148</u>
8.	<u>ANEXOS</u>	<u>159</u>

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Esquema do ciclo global da razão isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ao longo dos processos de precipitação e evaporação; os valores apresentados têm como referência a água oceânica (Adaptado de Paul et al., 1999). 6
- Figura 2.** Esquema descritivo dos fatores ambientais que influenciam o valor do sinal isotópico registrado pelos foraminíferos assumindo a ocorrência de equilíbrio termodinâmico no fracionamento. Os efeitos vitais são apresentados em cinza e em separado por não fazerem parte da descrição baseada no equilíbrio termodinâmico (Baseado em Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007). 8
- Figura 3.** Variação latitudinal da (a) salinidade e (b) composição isotópica da água do mar na água superficial do Atlântico. Preto, região oeste e central; Branco, região leste (Adaptado de Broecker, 2002). 9
- Figura 4.** Esquema descritivo da influência da temperatura em uma solução sólida de SrCO_3 presente em aragonita. 12
- Figura 5.** Variação de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ em função da temperatura da água de fundo para diferentes regiões; dados do Oceano Atlântico do e-WOCE, dados do Oceano Nórdico cortesia de A. Olsen, R. Bellerby (Gothenburg University) e L. Anderson (University of Bergen), demais dados provenientes do GLODAP (Adaptado de Elderfield et al., 2006). A linha tracejada indica a temperatura de 4 °C. 15
- Figura 6.** Variação da razão Mg/Ca em função da(a) profundidade e (b) da concentração de carbonato na água do mar, dados de um transecto na Elevação do Ceará (Adaptado de Dekens et al., 2002). 18
- Figura 7.** Esquema ilustrando a dissolução seletiva de foraminíferos planctônicos com a profundidade devido à insaturação da água em relação à concentração de carbonato (a profundidade não é definida no esquema, pois a mesma varia entre os oceanos). Círculos preenchidos: espécies resistentes, como Globorotalia tumida; Círculos abertos: espécies que dissolvem com certa facilidade, como Globigerinoides ruber; Círculos abertos com linha: espécies com resistência intermediária, como Globigerina bulloides (Adaptado de Bradley, 1999). 19
- Figura 8.** Registro do volume de gelo global obtido com base em amostras de foraminíferos bentônicos compreendendo os Oceanos Pacífico, Atlântico e Sul (a) Registro da temperatura da água de fundo com base na razão Mg/Ca de foraminífero bentônico; (b) ^{18}O de foraminíferos bentônicos normalizada para Cibicidoides spp.; (c) Registro do $\delta^{18}\text{O}$ da água oceânica, uma medida do volume de gelo global, estimada com base nos registro de Mg/Ca e $\delta^{18}\text{O}$ (Adaptado de Lear et al., 2000). 21
- Figura 9.** Curvas de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca apresentadas por Martin et al. (2002) ao longo dos últimos milhares de anos para um testemunho (M16772) localizado na margem leste do Oceano Atlântico (Adaptado de Martin et al., 2002). 22
- Figura 10.** Mapa das anomalias anuais da SST no LGM (LGM - atual) baseada nas estimativas do CLIMAP (1981) (adaptado de Mix et al., 2001). 24
- Figura 11.** Mapa das anomalia de SST média anual no LGM (LGM-WOA98) (Waelbroeck et al., 2009). 26
- Figura 12.** Registro dos proxies de água profunda; os registros identificados se referem a registros referentes ao LGM. Os diferentes símbolos se referem aos cinco diferentes proxies considerados pelo grupo MARUM como proxies potenciais para a reconstrução da circulação glacial oceânica profunda (Adaptado de Paul & Mulitza, 2009). 27
- Figura 13.** Localização dos testemunhos utilizados por Toledo et al. (2007) 29

- Figura 14.** Salinidade superficial obtida por Toledo et al. (2007) para testemunhos localizados no Atlântico Sul (Adaptado de Toledo et al., 2007). Região azul - LGM (23-19 mil anos); região vermelha – HL (7- ~1 mil anos) 30
- Figura 15.** Localização da área de estudo na Margem Continental Sudeste do Brasil nas bacias de Campos e Santos (Mapa base GEBCO). 34
- Figura 16.** Esquema das correntes e frentes dominantes no Atlântico Sul (Adaptado de Peterson & Stramma, 1991). 36
- Figura 17.** Diagrama T-S da área de estudo com base nos dados anuais do WOA05 e GEOSECS, com a identificação das massas de água dominantes segundo seus valores de temperatura e salinidade. Em destaque estão sinalizadas as massas de água dominantes (superfície e fundo) de ambos os testemunhos estudados. 37
- Figura 18.** Estratificação das massas de água na margem sudeste-sul brasileira na região de estudo. TW – Tropical Water; SACW – South Atlantic Central Water; AAIW – Antarctic Intermediate Water; NADW – North Atlantic Deep Water; AABW – Antarctic Bottom Water. Símbolos dentro do círculo indicam o sentido geral do fluxo na região de estudo (adaptado de Viana et al., 1998). 38
- Figura 19.** Variação do sinal isotópico da água do mar $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ segundo Waelbroeck et al. (2002) e nível do mar relativo de acordo com Lambeck & Chappell (2001) revisada em 2007. 55
- Figura 20.** Esquema representativo das variações (desvios) encontradas no trabalho com amostras de foraminíferos contendo diferentes testas. 56
- Figura 21.** (a). Série isotópica de referência de Martinson et al. (1987); (b). Idade estimada para as amostras do testemunho KF-12 com base em Martinson et al. (1987); (c). Idade estimada para as amostras do testemunho KF-D com base na curva isotópica do testemunho KF-12. 60
- Figura 22.** Curva isotópica de oxigênio (VPDB) de *G. ruber* do testemunho KF-02 obtida a partir dos dados de Pivel (2010). Período em destaque abrange de ~7 a ~1 mil anos. A linha tracejada indica o estabelecimento da circulação oceânica atual de acordo com Came et al. (2003). 62
- Figura 23.** Série temporal do testemunho de gelo GISP 2 com destaque para os eventos mais proeminentes no Hemisfério Norte (Adaptado de Blunier and Brook, 2001 apud Shakun & Carlson, 2010). H1: Heinrich 1 (durou ~1,5 mil anos), OD: Oldest Dryas (durou ~3,3 mil anos), BA: Bølling/Allerød (durou ~1,8 mil anos) e YD: Younger Dryas (durou ~1,2 mil anos). 63
- Figura 24.** Curvas isotópicas obtidas com as espécies utilizadas neste estudo em ambos os testemunhos (KF-D e KF-12). O eixo Y (ordenada) se encontra invertido por convenção. 65
- Figura 25.** Curvas de $\delta^{18}\text{O}$ de ambos os testemunhos e espécies utilizados neste estudo. Os valores dos desvios esperados de acordo com o método são apresentados como a área sombreada. 67
- Figura 26.** Valores da razão Mn/Ca obtidos para as espécies de foraminíferos estudadas em ambos os testemunhos. A linha tracejada indica o valor limite de 100 $\mu\text{mol/mol}$. 70
- Figura 27.** Curva das amostras de *C. corbulentus* com valores inferiores a 100 $\mu\text{mol/mol}$. 71
- Figura 28.** Relação Mg/Ca versus Mn/Ca nas espécies utilizadas neste estudos em ambos os testemunhos. 72
- Figura 29.** Curvas da razão Mg/Ca obtidos para as espécies estudadas em ambos os testemunhos. 75
- Figura 30.** Curva de Mg/Ca das espécies com correlação moderada e significativa ($p < 0,05$) *G. ruber*, *Cibicides* spp. e *Uvigerina* spp do testemunho KF-12. Os eixos são identificados por cores de acordo com cada espécie (esquerda preto – *G. ruber*; direita verde – *Uvigerina* spp., direita azul – *Cibicides* spp.) 77
- Figura 31.** Curva de Mg/Ca das espécies com correlação moderada significativa ($p < 0,05$) *G. ruber* e *H. elegans* do testemunho KF-12. Os eixos são identificados por cores de acordo com cada espécie (esquerda preto – *G. ruber*; direita azul – *H. elegans*). 78

- Figura 32.** Curvas de Mg/Ca de ambos os testemunhos e espécies utilizados neste estudo. Os valores dos desvios esperados de acordo são apresentados como a área sombreada. 80
- Figura 33.** a. Curva de Mg/Ca de *H. elegans* com indicação de possíveis outliers; b. Gráfico de correlação entre o sinal de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca em *H. elegans* sem a exclusão dos possíveis outliers; c. Gráfico de correlação entre o sinal de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca em *H. elegans* com a exclusão dos possíveis outliers. 83
- Figura 34.** Curvas de $\delta^{18}\text{O}$ (quadrados) e Mg/Ca (triângulos) das espécies *H. elegans* no testemunho KF-12 e *Cibicidoides* spp. nos testemunhos KF-D e KF-12. 84
- Figura 35.** Curvas de $\delta^{18}\text{O}$ (quadrados) e Mg/Ca (triângulos) de *Uvigerina* spp. nos testemunhos KF-D e KF-12. 85
- Figura 36.** Curvas $\delta^{18}\text{O}$ (quadrados) e Mg/Ca (triângulos) das espécies *G. ruber* nos testemunhos KF-D e KF-12 e *G. sacculifer* no testemunho KF-12. 87
- Figura 37.** Perfis de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ obtidos com diferentes equações de paleotemperatura provenientes de diferentes trabalhos. 89
- Figura 38.** Propriedades da coluna de água atual com base em médias anuais para o Atlântico Tropical Oeste (NODC 2001) e profundidade de habitat preferencial para as espécies de interesse. Linhas: representam valores médios com o desvio apresentado pela sombra em cinza (da esquerda para a direita: valores de clorofila, salinidade, temperatura e fosfato). Sinais positivos: $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ calculado com base no World Ocean Circulation Experiment. Círculos: Valores de termoclina sazonal. Linha cinza horizontal: representa a zona da termoclina com o gradiente de maior variação de temperatura. Linha preta horizontal: indica o fim da zona fótica (bopz = bottom of the photic zone), o qual é relativamente constante nos trópicos (~80-100 m). Barras à direita: representam a faixa de profundidade preferencial de habitat das espécies de interesse (Adaptado de Steph et al., 2009). 90
- Figura 39.** Correlação gráfica entre os perfis de $\delta^{18}\text{O}_\text{E}$ e dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ (*G. rub.* = *G. ruber*, *G. sac.* = *G. sacculifer*) para a determinação da PAC em KF-D. Os dados $\delta^{18}\text{O}$ são apresentados corrigidos (valor entre parênteses) e não corrigidos para desequilíbrio isotópico. 91
- Figura 40.** Correlação gráfica entre os perfis de $\delta^{18}\text{O}_\text{E}$ e dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ (*G. rub.* = *G. ruber*, *G. sac.* = *G. sacculifer*) para a determinação da PAC em KF-12. Os dados $\delta^{18}\text{O}$ são apresentados corrigidos (valor entre parênteses) e não corrigidos para desequilíbrio isotópico. 92
- Figura 41.** Valores de temperatura obtidos para as espécies de interesse com cada uma das equações de $\delta^{18}\text{O}$ -temperatura utilizadas neste estudo. Linhas tracejadas indicam os valores esperados para cada profundidade/habitat de acordo com o WOA05. EP53 – Epstein et al., 1953; ON69 – O’Neil et al., 1969; SH74 – Shackleton, 1974; EL83 – Erez & Luz, 1983; KO97 – Kim & O’Neil, 1997; BM98 – Bemis et al., 1998; DP02 – Duplessy et al., 2002; MR03 – Mulitza et al., 2003a para *G. ruber*; MS03- Mulitza et al., 2003a para *G. sacculifer*; MM03 – Mulitza et al., 2003b. 96
- Figura 42.** Valores de temperatura obtidos para as espécies planctônicas de interesse com cada uma das equações de Mg/Ca-temperatura utilizadas neste estudo. Linhas tracejadas indicam os valores esperados para cada profundidade/habitat de acordo com o WOA05. NBM96 – Nürnberg et al., 1996; MTM05 – McConnel & Thunell, 2005; HU08 – Huang et al., 2008; EG00 – Elderfield & Ganssen, 2000; RL02 – Rosenthal & Lohmann, 2002; ANM03 – Anand et al., 2003; LE00 – Lea et al., 2000; CL08 – Cléroux et al., 2008; MTR05 – McConnell & Thunell, 2005 para *G. ruber*; DKR02 – Dekens et al., 2002 para *G. ruber*; ANA03 – Anand et al., 2003 para fração 1 de *G. ruber*; ANB03 – Anand et al., 2003 para fração 2 de *G. ruber*; NBS96 – Nürnberg et al., 1996 para *G. sacculifer*; DKS02 – Dekens et al., 2002 para *G. sacculifer*; ANS03 – Anand et al., 2003 para *G. sacculifer*. 99
- Figura 43.** Valores de temperatura obtidos para as espécies bentônicas de interesse com cada uma das equações de Mg/Ca-temperatura utilizadas neste estudo. Linhas tracejadas indicam os valores esperados para a profundidade/habitat das espécies de fundo de acordo com o WOA05. MT02 –

- Martin et al., 2002; LRC02 – Lear et al., 2002 para *Cibicidoides* spp.; ELC06 – Elderfield et al., 2006 para *Cibicidoides* spp.; RTW08 – Raitzsch et al., 2008 para *C. wuellerstorfi*; RTM08 – Raitzsch et al., 2008 para *C. mundulus*; ELU06 – Elderfield et al., 2006 para *Uvigerina* spp.; LRU02 – Lear et al., 2002 para *Uvigerina* spp.; RDM97 – Rathburn & DeDeckker, 1997 para *Cibicidoides* spp.; RS05 – Rosenthal et al., 2005 apud Rosenthal, 2007; RDW97 – Rathburn & DeDeckker, 1997 para *C. wuellerstorfi*; BMU08lin – Bryan & Marchitto, 2008 para *Uvigerina* spp. linear.; BMU08exp – Bryan & Marchitto, 2008 para *Uvigerina* spp. exponencial; RS06 – Rosenthal et al., 2006; BMH08lin – Bryan & Marchitto, 2008 para *H. elegans* linear; BMH08exp – Bryan & Marchitto, 2008 para *H. elegans* exponencial; EL10lin1 – Elderfield et al., 2010 linear 1; EL10lin2 – Elderfield et al., 2010 linear 2; EL10exp – Elderfield et al., 2010 exponencial. 100
- Figura 44.** Perfil de TCO₂ obtido com as diferentes bases de dados (GEOSECS e GLODAP) de acordo com as estações mais próximas de cada testemunho estudado. Quando são apresentadas duas curvas para GLODAP a numeração associada indica a estação mais próxima do testemunho em sentido crescente à medida que a estação de distância do testemunho (Para detalhes sobre a localização das estações das bases de dados vide Figura F – Anexo 1). 104
- Figura 45.** Estado de saturação do íon carbonato no meio e reconstrução da lisoclina da (a) calcita e (b) aragonita segundo as massas de águas atuais na margem oeste do Atlântico Sul (Adaptado de Heinrich et al., 2004) 106
- Figura 46.** Valores de temperatura estimados com base nas equações específicas de Mg/Ca-Temperatura definidas no item 5.8.2. Região azul - LGM (23-19 mil anos); região vermelha – HL (7- ~1 mil anos). 110
- Figura 47.** Anomalias da SST derivadas de Mg/Ca e alquenona U₃₇^{K'} apresentados no trabalho de Waelbroeck et al.(2009) e dados deste estudo; círculos representam a média aritmética, triângulos vermelhos representam valor máximo, triângulos azuis representam valor mínimo; elementos vazados referem-se a Waelbroeck et al. (2009), elementos cheios referem-se à este estudo (destaque em laranja). 113
- Figura 48.** Secções meridionais da concentração de Cd na água do mar (Cd_{sw}) na bacia oeste do Atlântico com indicação das massas de água correspondentes no Holoceno e no LGM (Adaptado de Marchitto & Broecker, 2006). As linhas tracejadas indicam a área aproximada em que se encontram os testemunhos utilizados neste estudo. 116
- Figura 49.** Reconstrução da concentração de íon carbonato nas zonas Equatoriais do Atlântico e Pacífico glaciais, os dados atuais se referem ao GEOSECS. As flechas indicam a direção das alterações devido a mudanças na relação entre peso da testa e concentração do carbonato normalizado pela pressão (Adaptado de Broecker & Clark, 2001). 119
- Figura 50.** Curvas de δ¹⁸O_{sw} das espécies (a) planctônicas e (b) bentônicas utilizadas neste estudo O eixo y (ordenada) é invertido por convenção. Região azul - LGM (23-19 mil anos); região vermelha – HL (7- ~1 mil anos). 125
- Figura 51.** Esquema representativo da influência da temperatura e da salinidade em relação à densidade. 129
- Figura 52.** Dados de δ¹⁸O de foraminíferos bentônicos do Oceano Atlântico Sul a 30°S para o Holoceno e o LGM apresentados por Lynch-Stieglitz et al. (2006) e os dados deste estudo. Dados em vermelho se referem à margem africana e dados em azul se referem à margem brasileira. Os dados deste estudo (destaque em laranja) são representados segundo a legenda apresentada. As barras de erro se referem ao desvio padrão de 1 sigma dos valores obtidos ou ao valor de 0,08 referente ao desvio padrão do método. Os valores modernos de δ¹⁸O estimados são indicados pelas linhas vermelha e azul (Lynch-Stieglitz et al., 2006). 130
- Figura 53.** Curvas de δ¹⁸O_{local} das espécies (a) planctônicas e (b) bentônicas utilizadas neste estudo. Região azul - LGM (23-19 mil anos); região vermelha – HL (7- ~1 mil anos). 133

Figura 54. Variações de (a) SSS (salinidade superficial) apresentada por Toledo et al. (2007) referente ao testemunho SAN-76 (estimativa com base em equações de paleotemperatura e assembléias de foraminíferos); e $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ obtidas neste estudo para (b) *G. ruber* e (c) *G. sacculifer*. Região azul - LGM (23-19 mil anos); região vermelha – HL (7- ~1 mil anos).

135

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Dados de profundidade, latitude, longitude e comprimento dos testemunhos estudados.	33
Tabela 2. Base de dados utilizadas neste estudo e suas respectivas variáveis.	48
Tabela 3. Valores de estimativa de desvio para Mg/Ca nas diferentes espécies utilizadas neste estudo.	57
Tabela 4. Resultado das datações de ^{14}C convertidas em idade calendário para o testemunho KF-12.	59
Tabela 5. Correlação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ no testemunho KF-D para as diferentes espécies utilizadas neste estudo.	66
Tabela 6. Correlação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ no testemunho KF-12 para as diferentes espécies utilizadas neste estudo.	66
Tabela 7. Correlação entre os valores de Mg/Ca no testemunho KF-12 para as diferentes espécies utilizadas neste estudo.	76
Tabela 8. Valores estimados de PAC para as duas espécies planctônicas utilizadas neste estudo. Os valores de correção de desequilíbrio se encontram entre parênteses quando aplicados.	93
Tabela 9. Equações de paleotemperatura com base em $\delta^{18}\text{O}$ a serem utilizadas neste estudo e seus respectivos desvios de temperatura (Local-Estimado)	98
Tabela 10. Equações de paleotemperatura com base em Mg/Ca a serem utilizadas neste estudo e seus respectivos desvios de temperatura (Local-Estimado)	101
Tabela 11. Estimativa dos valores de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ para aragonita e calcita (forma mais comum do carbonato) com base em diferentes associações de base de dados.	104
Tabela 12. Valores de anomalia da temperatura da água de fundo com base em foraminíferos bentônicos utilizados neste estudo.	115
Tabela 13. Valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ obtidos neste estudo para o HL e para o LGM, desvios dos valores do HL em relação à base de dados atuais e anomalia no sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ entre o HL e o LGM.	126
Tabela 14. Valores de oscilação do sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ nas espécies planctônicas entre o LGM e o HL	136
Tabela 15. Valores de oscilação do sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ (anomalia) nas espécies bentônicas entre o LGM e o HL	138

RESUMO

O objetivo do presente estudo é avaliar o uso associado dos *proxies* $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca obtidos em testas de foraminíferos. Para alcançar tal objetivo foram realizadas análises de $\delta^{18}\text{O}$ e Elemento/Ca em amostras de foraminíferos planctônicos (*G. ruber* e *G. sacculifer*) e bentônicos (*Cibicidoides spp.*, *C. corbulentus*, *Uvigerina spp.* e *H. elegans*) de dois testemunhos do Atlântico Sul. Os resultados demonstraram que apesar dos *proxies* $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca apresentarem perfis distintos em relação às espécies os mesmos se correlacionam de forma apropriada, sendo possível estimar a temperatura e os sinais de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ a partir dos mesmos. A partir dos dados de temperatura estimados com base em Mg/Ca foi possível identificar uma anomalia negativa das águas superficiais entre o LGM e o HL de $-1,5 \pm 0,2$ °C, enquanto que nas águas profundas observou-se uma anomalia positiva de $1,7 \pm 0,4$ °C para o mesmo período. Os dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ estimados com base nos dados de temperatura e $\delta^{18}\text{O}$ indicaram uma oscilação de $1,0 \pm 0,1$ ‰ e $2,0 \pm 0,2$ ‰ para as espécies planctônicas e bentônicas durante o LGM e o HL. Segundo o valor esperado para a variação do volume de gelo ($\sim 1,2$ ‰) há uma oscilação muito baixa da salinidade nas águas superficiais da região de estudo, em contraste com uma oscilação bem marcada da salinidade nas águas de fundo. As estimativas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ indicaram uma oscilação entre o LGM e o HL muito pequena da salinidade ($\sim 0,1$ ‰) nas águas superficiais, com uma oscilação maior nas águas de fundo ($1,0 \pm 0,3$ ‰). O aumento da salinidade das águas de fundo durante o LGM corrobora a anomalia positiva da temperatura observada neste estudo, visto que, para a ocorrência da mesma, é necessário que a densidade das águas de fundo seja suficiente para manter a estratificação da coluna de água.

Palavras-chave: Paleoceanografia, Margem oeste do Atlântico Sul, Último Máximo Glacial (LGM), Holoceno (HL), Foraminíferos, Razão isotópica de Oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$), Razão Magnésio/Cálcio (Mg/Ca), Temperatura, Salinidade.

ABSTRACT

The goal of this study is to evaluate the associated use of the proxies $\delta^{18}\text{O}$ and Mg/Ca, both analyzed in foraminifera tests. $\delta^{18}\text{O}$ and trace metals analyses were performed in order to achieve this purpose on samples of planktonic (*G. ruber* and *G. sacculifer*) and benthic (*Cibicidoides spp.*, *C. corpulentus*, *Uvigerina spp.* and *H. elegans*) species of foraminifera from two cores from South Atlantic. Despite of the fact that the proxies used on this study present distinct fits within the species they correlate very well, being possible to estimate the values of temperature, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$. Based on the temperature estimated by Mg/Ca it was possible to identify a negative anomaly of $-1,5 \pm 0,2$ °C between the LGM and HL, meanwhile a positive anomaly of $1,7 \pm 0,4$ °C was observed in the deep waters for the same period. The $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ data estimated by temperature and $\delta^{18}\text{O}$ indicate an oscillation of $1,0 \pm 0,1$ ‰ and $2,0 \pm 0,2$ ‰ for planktonic and benthic species between the LGM and the HL. Based on the literature value for the ice volume signal ($\sim 1,2$ ‰) the superficial waters of the study area indicated a very low salinity oscillation, opposite to the high salinity oscillation in the deep waters. The $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ estimatives exhibited a very weak salinity oscillation between LGM and HL in the superficial waters ($\sim 0,1$ ‰), providing a much more strong oscillation in the deep waters ($1,0 \pm 0,3$ ‰). The salinity increase during the LGM in the deep waters establish the validity of the positive temperature anomaly observed in this study, since the density of the deep water needs to be adequate to maintain the water column stratification.

Keywords: Paleoceanography, Western South Atlantic margin, Last Glacial Maximum (LGM), Holocene (HL), Foraminifera, Oxygen isotope ratio ($\delta^{18}\text{O}$), Magnesium/Calcium ratio (Mg/Ca), Temperature, Salinity.

LISTA DE SIGLAS E ABREVIACÕES

Por conveniência e para facilitar a comparação com as referências utilizadas neste estudo as siglas utilizadas são apresentadas em inglês. A lista das siglas utilizadas é apresentada abaixo, sendo a denominação completa das mesmas apresentada por extenso sempre que a mesma é citada pela primeira vez neste estudo.

ABREVIACÃO

$\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$	Estado de saturação do íon carbonato
AABW	<i>Antarctic Bottom Water</i>
AAIW	<i>Antarctic Intermediate Water</i>
AT	Alcalinidade total
Balanço E-P	Balanço evaporação-precipitação
CCD	<i>Carbonate Compensation Depth</i>
CLIMAP	<i>Climate Long-Range Investigation, Mapping and Prediction</i>
$\text{CO}_{2(g)}$	Gás carbônico
CO_3^{2-}	Íon carbonato
ddH ₂ O	Água deionizada
El/Ca	Razão elemento/Ca
EPILOG	<i>Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers</i>
GEOSECS	<i>Geochemical Ocean Sections Study</i>
GLAMAP	<i>German Glacial Atlantic Ocean Mapping</i>
GLODAP	<i>Global Ocean Data Analysis Project</i>
HCO_3^{-}	Íon bicarbonato
HL	Holoceno
ICP-MS	Espectrômetro de massa com plasma induzido (<i>Induced Coupled Plasma Mass Spectrometer</i>)
LaPAS	Laboratório de Paleoceanografia do Atlântico Sul
LGM	Último Máximo Glacial (<i>Last Glacial Maximum</i>)
MARGO	<i>Multiproxy Approach for the Reconstruction of the Glacial Ocean Surface</i>
NADW	<i>North Atlantic Deep Water</i>
P	Pressão
PAC	Profundidade de calcificação da testa
S	Salinidade
SACW	<i>South Atlantic Central Water</i>
SSS	Salinidade Superficial do Oceano (<i>Sea Surface Salinity</i>)
SST	Temperatura superficial do oceano (<i>Sea Surface Temperature</i>)
T	Temperatura

TCO ₂	Gás carbônico total
TW	<i>Tropical Water</i>
VPDB	<i>Vienna Pee Dee Belemnite</i>
VSMOW	<i>Vienna Standard Mean Ocean Water</i>
WOA	<i>World Ocean Atlas</i>
δ	Delta
δ ¹⁸ O	Razão isotópica de oxigênio
δ ¹⁸ O _E	Razão isotópica de oxigênio estimada para carbonato
δ ¹⁸ O _{Local}	Razão isotópica de oxigênio local (proporcional a salinidade)
δ ¹⁸ O _{SW}	Razão isotópica de oxigênio na água do mar

Our lives are not determined by what happens to us but by how we react to what happens, not by what life brings to us, but by the attitude we bring to life.

Autor desconhecido

AGRADECIMENTOS

À CAPES pela bolsa de doutorado e à FAPESP pelo auxílio financeiro a partir do projeto N°2008/01341-8, pois sem os mesmos não seria possível realizar este trabalho. Ao Instituto Oceanográfico (IO) e ao Programa de Pós-Graduação, especialmente a Prof^a. Dr^a. Rosalinda Montone coordenadora do programa, por serem fundamentais para a concretização deste doutorado.

À Prof^a. Dr^a. Karen Costa e ao Prof. Dr. Felipe Toledo pela chance de trabalhar com algo que realmente me encanta, mesmo que, muitas vezes, seja uma área um tanto complexa para minha mente ainda química.

À Prof^a. Dr^a. Ros Rickaby por toda a paciência, disposição e atenção que ela me deu no período em que estive em Oxford, já que, visivelmente, ela não tinha todo este tempo a dispor. *Thanks Ros for everything!!!*

Ao Prof. Dr. Valdecir Janasi por aceitar entrar neste projeto conosco, nos dando todo o suporte e auxílio possíveis. Não posso também não agradecer a Sandra Andrade, responsável pelo Laboratório de Química do Instituto de Geociências, pois sem ela seria muito difícil iniciar a empreitada de por em rotina uma nova metodologia. Agradeço também a todo o pessoal do Laboratório de Química por serem sempre muito prestativos e atenciosos.

Ao Prof. Dr. Cristiano Chiessi por ter sempre me auxiliado nas minhas dúvidas, sem as suas sugestões as conclusões deste trabalho não seriam as mesmas. Ao Prof. Dr. Michel Michaelovitch por ter sempre tempo para ouvir os alunos de pós-graduação mesmo depois de se tornar diretor do IO. Ao Prof. Dr. Rubens Figueira pela atenção em me ouvir sempre que eu aparecia na sala dele. À Prof^a. Dr^a. Silvia Helena por todo o auxílio e sugestões na tese.

À Maria Pivel que auxiliou na revisão deste trabalho e foi sempre muito solícita quando eu precisei de ajuda. Ao pessoal da sala da pós, em especial a Paula Fraguas e a Beatriz Fernandes pelos momentos de descontração durante o início deste trabalho; a Cíntia

Yamashita por me ajudar com os foraminíferos e muito mais; a Fabiane (quem?) Sayuri e a Ana Cláudia Aoki (SantaPink) pelos ótimos momentos de descontração, sem elas eu provavelmente teria tentado achar a janela mais próxima!

Às “meninas” da Secretaria de Pós Graduação (Silvana Reginaldo e Ana Paula Evangelista) que ao longo de toda a minha permanência no IO foram se tornando mais do que as secretárias que nos ouvem em momentos de crise; elas são com certeza grandes amigas. Ao pessoal da biblioteca sempre muito atenciosos com a gente. Ao Éder Sanchez da informática por sempre me socorrer.

Agradeço a Samara Goya pelos conselhos sempre claros e precisos em relação ao andamento da minha tese. Ao Marcelo Rodrigues pelos milhões de histórias que ele conta e também por sempre me ajudar quando eu precisava, fosse com o Surfer ou com dúvidas geológicas. Ao Edilson de Oliveira pelos seus conselhos e por sempre me botar pra cima quando eu precisava.

À minha amiga de tantos anos (essa é guerreira, me agüenta desde o mestrado) Juliana Azevedo por sempre estar presente, valeu Jú!

À Sue Stokes por ter me acolhido em sua casa em Oxford e ter me proporcionado momentos maravilhosos, de muita diversão na maior parte do tempo, obrigada por me abrir o *british way of live*, eu amo muito tudo isso.

À minha família. Meus pais (Dárcio e Nadir), que não sei como ainda me agüentam; minha avó (Maria), que continua fazendo doces maravilhosos para me agradar quando consigo um tempo para visitá-la; meu avô (Luís), saudades das suas reclamações. Sem esquecer daquele que me apoiou e esteve ao meu lado mesmo quando eu estava distante (mais precisamente do outro lado do mundo a um oceano de distância) Kelliton Francisco, obrigada, meu amor, por tudo.

Por último, mas essencial, agradeço a Deus por me proporcionar a chance de aprender a ser paciente, mesmo que muitas vezes não o fui.

1. INTRODUÇÃO

Nos últimos anos o desenvolvimento das técnicas analíticas tem proporcionado uma nova gama de parâmetros geoquímicos a serem aplicados em paleoceanografia, obtidos tanto em material carbonático quanto diretamente no sedimento; os quais ampliaram o entendimento e a modelagem dos processos oceânicos passados.

Sendo o principal objetivo dos paleoceanógrafos a reconstrução paleoclimática do passado, com alta precisão, a obtenção de novos métodos analíticos aliados à recuperação de testemunhos de alta resolução temporal permitem que este objetivo se torne mais próximo.

A obtenção da temperatura (T) a partir de variáveis geoquímicas foi por um bom tempo associada a um parâmetro quase que exclusivo, a razão isotópica de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) obtida em material carbonático, especialmente testas de foraminíferos. Entretanto, ao longo dos anos, a dependência existente entre ^{18}O e temperatura foi se tornando um tanto complexa devido à descoberta da influência das demais componentes existentes no sinal de $\delta^{18}\text{O}$ registrado na testa.

Atualmente ainda é possível considerar $\delta^{18}\text{O}$ como um *proxy* de temperatura, porém, esta afirmação está mais relacionada às relações termodinâmicas teóricas, associadas ao processo de incorporação do oxigênio pelo organismo, do que propriamente pela possibilidade de obtenção dos valores de temperatura a partir deste *proxy*.

A componente de $\delta^{18}\text{O}$ relativa ao sinal proveniente da água do mar ($^{18}\text{O}_{\text{SW}}$) se mostra muitas vezes mais proeminente do que aquela ligada à temperatura, sendo que a própria componente relativa à água do mar se decompõe em dois outros fatores: variações locais e globais, respectivamente, salinidade e volume de gelo.

O uso associado de diferentes parâmetros para a obtenção de uma mesma variável, como temperatura, auxilia a construção de hipóteses mais seguras quanto a eventos e características pretéritas do oceano. Deste modo, a possibilidade de determinações

quantitativas precisas da razão Mg/Ca em testas de foraminíferos foi uma das conquistas em relação às ferramentas disponíveis para os estudos paleoclimáticos.

A razão Mg/Ca possibilita a estimativa da temperatura do oceano passado e, associada aos polinômios previamente estabelecidos com o estudo isotópico, permite o desmembramento do sinal isotópico em suas componentes, permitindo a observação das variações locais de salinidade e/ou globais de volume de gelo.

Entretanto, todo o potencial apresentado pela análise da razão Mg/Ca ainda está em discussão dentro dos grandes círculos acadêmicos visto que, não somente o processo de incorporação não está totalmente definido para as diversas espécies, como correções muitas vezes necessárias não são totalmente aceitas.

Dentre os estudos atuais sobre temperatura pode-se citar o projeto MARGO (*Multiproxy Approach for the Reconstruction of the Glacial Ocean Surface*), o qual se utiliza de diferentes *proxies* de temperatura, entre eles Mg/Ca, para reconstruir a temperatura do passado; com foco para a glaciação mais recente, Último Máximo Glacial (LGM), e Holoceno médio, próximo aos 6 mil anos. Entretanto, ainda é evidente a falta de dados em alguns pontos do globo terrestre, sendo visível que, apesar do crescente número de estudos ao longo dos oceanos, ainda é necessário um esforço dos pesquisadores a fim de ampliar a cobertura das áreas amostrais e conseqüentemente melhorar as modelagens existentes.

Neste estudo será avaliado o uso potencial da associação entre os *proxies* $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca para a definição das componentes do sinal isotópico, com base em diferentes espécies de foraminíferos de amostras de dois testemunhos do Atlântico Sul.

A seguir serão discutidos em detalhe alguns tópicos inerentes ao estudo.

1.1. PROXIES

Os parâmetros analisados no material sedimentar que agem como um registro do passado são chamados de *proxies*. O *proxy* nada mais é do que uma variável que pode ser

medida por métodos analíticos atuais, e que reflete o comportamento de um parâmetro que não pode ser analisado diretamente.

Cada *proxy* é convertido na variável de interesse a partir de um algoritmo específico (Wefer *et al.*, 1999). Entretanto, um *proxy* não é regido somente por uma variável no ambiente, e sim por um conjunto de diferentes parâmetros (Broecker, 2002).

O algoritmo que relaciona o *proxy* e a variável de interesse é geralmente obtido por calibração, sendo que a mesma pode ser feita por diferentes métodos, cada um com suas vantagens e desvantagens, conforme descrito por Rosenthal (2007).

A calibração pode ser feita com base em culturas de microrganismos, calibração por amostras de topo, *core tops*, ou com organismos coletados diretamente da coluna de água.

Na calibração por meio de cultura, a grande vantagem é que a variável de interesse está sempre sob controle; porém, neste caso, as características do meio ambiente não podem ser reproduzidas com precisão (*e.g.* Dueñas-Bohórquez *et al.*, 2009)

Em calibrações por meio de amostras de topo, *core tops*, há a vantagem de que os microorganismos a serem utilizados na calibração representam o material recentemente sedimentado; mas, nesse caso, alguns artefatos potenciais, como a dissolução, podem prejudicar os resultados (*e.g.* Dekens *et al.*, 2002)

O uso de organismos da coluna d'água, coletados por armadilhas ou redes, é uma opção de calibração que apresenta como vantagens, a grande cobertura (área), e a sazonalidade (coleta em períodos específicos do ano). Entretanto, o material não necessariamente representa aquele que viria a ser encontrado no sedimento, pois não é possível prever os processos sedimentares locais (*e.g.* Anand *et al.*, 2003).

1.2. FORAMÍNIFEROS

Os microrganismos encontrados no fundo oceânico são representados principalmente por foraminíferos. Os foraminíferos são organismos protozoários com envoltório carbonático chamado de testa ou carapaça.

As variações do meio são armazenadas nas testas dos foraminíferos, as quais ficam conservadas como registro fóssil no sedimento. A testa tem por objetivo evitar que o organismo sofra algum tipo de *stress* biológico, físico e/ou químico (Armstrong & Brasier, 2005). As alterações ligadas às mudanças nas massas de água e na composição química da água do mar, como variações na turbulência e/ou na salinidade, causam *stress* físico e/ou químico ao organismo (Armstrong & Brasier, 2005).

O uso de foraminíferos encontrados no registro sedimentar cria a possibilidade de se obter dados das características oceânicas de várias profundidades, isso porque, diferentes espécies de foraminíferos habitam diferentes profundidades da coluna de água.

Espécies planctônicas têm como habitat profundidades próximas à termoclina, possibilitando a reconstrução das características superficiais dos oceanos; enquanto que foraminíferos bentônicos se encontram no fundo marinho, localizados junto à camada sedimentar, e armazenam dados das águas de fundo.

Devido à grande variabilidade física e química que origina os gradientes observados nos primeiros metros da coluna de água, o conhecimento da profundidade preferencial de habitat das espécies e sua sazonalidade são essenciais para uma interpretação mais precisa dos dados geoquímicos (Katz *et al.*, 2010).

Os foraminíferos planctônicos são mais afetados por variações locais, como temperatura, variações no equilíbrio evaporação-precipitação (equilíbrio E-P) e transporte de água doce, seja ela por via atmosférica ou pela presença de rios; além da presença da água de degelo que adentra os oceanos (Mix *et al.*, 2001).

Espécies planctônicas como *Globigerinoides ruber* (*G. ruber*) e *Globigerinoides sacculifer* (*G. sacculifer*) são conhecidas por serem espécies que habitam profundidades

rasas e por serem hospedeiras de simbiontes, sendo caracterizadas pela presença de espinhos (Katz *et al.*, 2010). Segundo observado por Katz *et al.* (2010) a partir de referências diversas, espécies com espinhos são menos susceptíveis aos efeitos de dissolução ao longo da coluna de água em relação a espécies sem espinhos.

Comparado aos foraminíferos planctônicos, as espécies bentônicas que habitam o fundo oceânico estão sob influência de um ambiente mais estável e uniforme (Mix *et al.*, 2001). Foraminíferos bentônicos são, geralmente, mais abundantes no primeiro centímetro do sedimento, sendo que, organismos que habitam a superfície são conhecidos como epifaunais, enquanto organismos que vivem mais fundo no sedimento (até ~20 cm) são conhecidos como infaunais (Katz *et al.*, 2010). Assim como para foraminíferos planctônicos, as espécies bentônicas registram as características dos diferentes habitats; deste modo as espécies epifaunais (como as do gênero *Cibicidoides*) registram as características da água próxima ao fundo oceânico, enquanto que as características da água intersticial são registradas pelas espécies infaunais (como as do gênero *Uvigerina*) (Katz *et al.*, 2010).

1.3. RAZÃO ISOTÓPICA DE OXIGÊNIO ($\delta^{18}\text{O}$)

A água é formada por moléculas de hidrogênio e oxigênio, em uma mistura de isótopos de hidrogênio, ^1H , ^2H e ^3H , e de oxigênio, ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O , de acordo com a fórmula molecular H_2O . Quando a molécula de água evapora, formada pelos seus diversos isótopos, a taxa de transferência entre os meios (líquido-gasoso) é diferenciada para cada isótopo.

A água rica em ^{18}O (isótopo pesado) tem pressão de vapor uma unidade percentual mais baixa do que ^{16}O (seu correspondente leve) (Broecker, 2002). Assim, o vapor de água da superfície oceânica é empobrecido em ^{18}O , enquanto que a água precipitada com a chuva está enriquecida em ^{18}O quando comparada ao vapor de água remanescente na nuvem (Figura 1) (Waelbroeck *et al.*, 2005). A composição isotópica da água precipitada com a chuva ainda apresenta variações sistemáticas de acordo com a sua latitude, altitude e distância da fonte de vapor (Waelbroeck *et al.*, 2005).

Figura 1. Esquema do ciclo global da razão isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ao longo dos processos de precipitação e evaporação; os valores apresentados têm como referência a água oceânica (Adaptado de Paul et al., 1999).

A partir da idéia inicial de Urey (1947), McCrea em 1950 desenvolveu a primeira aproximação matemática da relação entre água-temperatura-carbonato, ou, mais objetivamente, a relação $\delta^{18}\text{O}$ -Temperatura em material carbonático.

O uso da razão isotópica de oxigênio, como indicador de paleotemperatura em material carbonático, é baseada no fracionamento termodinâmico que ocorre durante a precipitação entre ^{16}O e ^{18}O . O fracionamento nada mais é do que a partição dos isótopos ($R = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) entre dois meios e/ou elementos, A e B, regida por um coeficiente α (Equação 1) (Rohling & Cooke, 1999).

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B} \quad \text{Equação 1}$$

A partir do princípio apresentado na equação 1, o fracionamento isotópico que ocorre entre a calcita e a água é apresentado de forma simplificada na equação 2 (Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007).

A quantificação das razões isotópicas pode ser obtida a partir da comparação com um padrão de composição isotópica conhecida, conforme equação 3. A diferença entre a razão isotópica da amostra em comparação ao padrão é denominada delta (δ) e é expressa em partes por mil.

$$\delta^{18}O = \left[\left(\frac{{}^{18}O/{}^{16}O_{amostra}}{{}^{18}O/{}^{16}O_{padr\tilde{a}o}} - 1 \right) \right] \cdot 1000 \quad \text{Equação 3}$$

Valores positivos de $\delta^{18}O$ refletem um enriquecimento em isótopos pesados (O^{18}) em relação ao padrão, enquanto baixos valores refletem o empobrecimento dos isótopos pesados. A variação da temperatura é inversamente proporcional às alterações de $\delta^{18}O$, assim, quanto menor o valor de $\delta^{18}O$, maior será a temperatura e vice-versa.

Atualmente, os valores de $\delta^{18}O$ são expressos em VPDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*) e VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*), ambos provenientes da *International Atomic Energy Agency of Vienna*. A conversão dos dados obtidos em escala VPDB, para VSMOW, é feito a partir de uma correção de + 0,27‰ devido às diferenças técnicas entre os padrões (Hut, 1987).

Para a aplicação do $\delta^{18}O$ como ferramenta paleoceanográfica a precipitação da testa deve ocorrer em equilíbrio isotópico, ou seja, o valor do ambiente se reflete diretamente na composição da testa do foraminífero. Na presença de desequilíbrio, ou não equilíbrio, o desvio deve ser conhecido, ou previsível, para as diferentes espécies de foraminíferos e/ou regiões (Peeters *et al.*, 2002).

Segundo Lea (2003), a maior dificuldade em utilizar a razão isotópica de oxigênio em foraminíferos para determinar temperaturas absolutas reside no fato de que, o sinal registrado pela testa dos foraminíferos reflete tanto o fracionamento isotópico ligado à

temperatura, quanto o valor da razão isotópica da água onde o organismo precipitou sua testa (Figura 2). A contribuição de cada uma das componentes principais do ^{18}O , temperatura e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$, não pode ser analisada separadamente a não ser que haja uma medida independente de temperatura (Rosenthal *et al.*, 2000).

Figura 2. Esquema descritivo dos fatores ambientais que influenciam o valor do sinal isotópico registrado pelos foraminíferos assumindo a ocorrência de equilíbrio termodinâmico no fracionamento. Os efeitos vitais são apresentados em cinza e em separado por não fazerem parte da descrição baseada no equilíbrio termodinâmico (Baseado em Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007).

O sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ reflete ainda duas componentes principais: o valor médio de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ determinado pelo volume de gelo continental, e o balanço E-P que varia de acordo com as características locais (Lea, 2003).

O primeiro fator, relacionado ao volume de gelo continental, é determinado pelo montante de gelo continental e pela interação entre o fundo oceânico e a água do mar (Lea, 2003). Segundo Mix *et al.* (2001), durante a última glaciação os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ variaram de 1,1 a até 1,4‰, refletindo a deposição preferencial do isótopo leve (^{16}O) em geleiras durante os períodos glaciais. O valor médio geralmente adotado para a variação global no sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$, devido ao aprisionamento da água nas geleiras durante o LGM, foi de 1,2‰ e reflete uma variação global do nível do mar de $\sim 120 \pm 5$ m (Katz *et al.*, 2010). A

relação empírica entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ e nível do mar é de 0,10 - 0,12‰ a cada 10 m, variando ao longo do tempo devido à alteração do tamanho e volume das geleiras (Katz *et al.*, 2010).

O segundo fator, conhecido também como efeito da salinidade, é assim chamado devido à variação quase paralela dos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ com os efeitos de E-P e as variações da salinidade (Figura 3) (Lea, 2003; Mulitza *et al.*, 2003b). A razão para a similaridade entre a salinidade e o balanço E-P reside no fato de que tanto a salinidade quanto o $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ são controlados primariamente pelos processos de E-P, com altos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ e salinidade em regiões de menor precipitação (alta pressão atmosférica), e baixos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ e salinidade em regiões de maior precipitação (baixa pressão atmosférica) (Waelbroeck *et al.*, 2005). Entretanto, a salinidade varia consideravelmente ao longo do oceano devido às variações na composição isotópica da água doce (Lea, 2003); em baixas latitudes o maior aporte de água doce é proveniente de precipitação, enquanto que em altas latitudes os processos são dominados por efeitos de degelo (Waelbroeck *et al.*, 2005).

Figura 3. Variação latitudinal da (a) salinidade e (b) composição isotópica da água do mar na água superficial do Atlântico. Preto, região oeste e central; Branco, região leste (Adaptado de Broecker, 2002).

Além das variações na temperatura e no $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$, os efeitos vitais, característicos de cada espécie, e os processos de diagênese também influenciam os valores de $\delta^{18}\text{O}$ registrados pelas testas dos foraminíferos.

1.4. RAZÃO Mg/Ca

Em geral, o material carbonático secretado pelos foraminíferos apresenta ~ 99% de carbonato de cálcio (CaCO_3) e ~1% de elementos traço, como Mg, Sr, Ba e Cd, os quais apresentam abundância menor ou igual a 0,25% (Lea, 1999).

Os elementos traço se incorporam à carapaça dos microorganismos marinhos a partir de substituições entre os diferentes cátions encontrados no meio marinho, *e.g.* Ca, Fe, Mn, Mg, Zn, etc., de acordo com as características isoestruturais de cada grupo; refletindo a composição da água oceânica (Lea, 1999).

Segundo Lea (2003), a primeira observação significativa sobre a relação Mg e temperatura obtida em material biogênico foi documentada por Clarke & Wheller em 1922. Entretanto, somente a partir dos anos 80, com o desenvolvimento de métodos analíticos mais precisos, Boyle apresentou o primeiro trabalho sobre o possível uso da razão Elemento/Ca (El/Ca) como ferramenta paleoceanográfica (Boyle, 1981), iniciando uma revolução nas pesquisas desta área.

Todos os elementos presentes no oceano apresentam, em geral, comportamento e distribuição bem definidos, parâmetros pelos quais os mesmo são agrupados. Os elementos que se encontram em proporções fixas nos oceanos, e quase não sofrem influência dos ciclos biológicos, são considerados conservativos (Lea, 1999).

O Mg, um dos elementos conservativos no oceano, apresenta um tempo de residência oceânica de ~13 Ma, com sua razão em relação ao cálcio (Mg/Ca) praticamente fixa. Como o Ca tem um tempo de residência de ~1 Ma, isso implica que deve haver uma escala constante entre Mg e Ca por pelo menos 1 Ma ($= 1.10^6$ anos) (Rosenthal, 2007). Isso

significa que a razão Mg/Ca pode ser utilizada como *proxy* de temperatura com confiabilidade em amostras de até 1 Ma.

No ambiente marinho a substituição do Ca, presente no material carbonático, depende principalmente de dois fatores: as razões El/Ca da água oceânica e os coeficientes de partição destes elementos entre a água oceânica (sw) e o carbonato mineral (CaCO₃) (Elderfield *et al.*, 1996; Rosenthal, 2007). Essas relações são expressas pela equação 4, onde *D* é o coeficiente de partição empírico calculado com base na concentração molar dos elementos em ambos os meios de interesse (Lea, 1999; Henderson, 2002; Rosenthal, 2007).

$$D = \left(\frac{El}{Ca} \right)_{CaCO_3} / \left(\frac{El}{Ca} \right)_{SW} \quad \text{Equação 4}$$

Quando o coeficiente de partição é maior do que 1, o elemento é preferencialmente incorporado à testa, quando o coeficiente é menor do que 1, o elemento é então excluído da testa (Lea, 1999). O coeficiente *D* não é uma propriedade termodinâmica do sistema, mas sim uma medida empírica da relação El/Ca entre os meios em condições definidas, e pode ser alterado por parâmetros termodinâmicos e cinéticos (biológicos) (Lea, 1999).

O equilíbrio termodinâmico associado à reação de troca, equação 5, apresenta uma constante de equilíbrio *K* (Lea *et al.*, 1999), a qual é definida na equação 6; onde *a* é a atividade relacionada aos meios carbonato de cálcio e água do mar (Lea, 1999).

$$\left(\frac{a_{ElCO_3}}{a_{CaCO_3}} \right)_{CaCO_3} = K \cdot \left(\frac{a_{El^{2+}}}{a_{Ca^{2+}}} \right)_{SW} \quad \text{Equação 6}$$

A variação nas propriedades de um dos meios afeta a relação de solubilidade entre os mesmos, afetando a constante K . No exemplo apresentado por Lea (1999) o aumento da temperatura afeta a solubilidade de uma solução sólida de SrCO_3 que se encontra na aragonita (Figura 4). A solubilidade da solução de SrCO_3 aumenta muito mais do que a solubilidade da aragonita, levando assim a uma perda progressiva de Sr/Ca, ou seja, menos SrCO_3 sólido se encontra na aragonita com o aumento da temperatura.

Figura 4. Esquema descritivo da influência da temperatura em uma solução sólida de SrCO_3 presente em aragonita.

Como a medida da atividade de fases sólidas não é facilmente determinada, e como o coeficiente de partição D não reflete o equilíbrio termodinâmico, a prática comum nos estudos é determinar um ponto de comparação entre D , calculado empiricamente, e K (Lea, 1999).

A reação de troca que ocorre entre o Ca e o Mg é endotérmica, e, portanto, favorecida com o aumento da temperatura (Lea, 2003; Rosenthal, 2007). Assim, a relação entre Mg/Ca e temperatura é diretamente proporcional, com um aumento da razão Mg/Ca indicando um aumento da temperatura.

Ao contrário do observado para $\delta^{18}\text{O}$, os experimentos inorgânicos/sintéticos sobre o estudo da incorporação de Mg ao material carbonático é bem distinto dos resultados observados em estudo com material biogênico (Nürnberg, 1996a,b; Lea, 2003; Kisakürek *et al.*, 2008). Essa variação entre o modelo teórico, baseado em precipitações inorgânicas, e o material biogênico levanta uma discussão sobre possíveis fatores secundários que atuem na incorporação do Mg pelos foraminíferos. Assim como observado para o $\delta^{18}\text{O}$, a razão Mg/Ca observada em foraminíferos não é somente função das variações de temperatura, o que pode dificultar a sua utilização como *proxy*.

Além das diferentes variáveis associadas à precipitação do carbonato e construção da testa, alterações no material fóssil devido a efeitos de diagênese são consideradas variáveis de alta preocupação na análise de Mg/Ca, sendo a dissolução preferencial da testa uma das maiores discussões sobre o uso de Mg/Ca como *proxy* de temperatura.

1.5. EFEITOS VITAIS E VARIAÇÕES ESPECÍFICAS

Efeitos vitais específicos ou comuns a determinadas espécies alteram os valores dos *proxies*. Todas estas variáveis levam, muitas vezes, à necessidade de calibrações específicas de acordo com diferentes espécies e habitats a fim de minimizar erros e desvios.

O conhecimento de todos estes fatores e suas respectivas extensões está longe de ser completamente compreendido, porém, alguns estudos já elucidaram como alguns destes parâmetros afeta a incorporação das variáveis de interesse.

1.5.1. pH E ÍON CARBONATO

A concentração do íon carbonato e, conseqüentemente, alterações no pH da água do mar podem levar a uma diminuição do sinal isotópico de oxigênio (Zeebe, 1999). Essa diminuição no sinal isotópico registrado na testa com o aumento do pH está associada a dominância do íon carbonato (CO_3^{2-}) em relação ao íon bicarbonato (HCO_3^-) no meio, sendo que o fracionamento isotópico em relação a água do mar para o HCO_3^- é maior do que aquele para CO_3^{2-} ; conseqüentemente na presença de CO_3^{2-} há uma diminuição nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Zeebe *et al.*, 1999, Katz *et al.*, 2010).

A razão Mg/Ca responde segundo as alterações de pH de forma inversamente proporcional ao aumento do mesmo, conforme demonstrado em estudos com espécies planctônicas, com decréscimo nos valores de Mg/Ca entre 6 a 16% para cada 0,1 unidade de pH quando o mesmo é mais elevado do que ~8,2, o valor médio oceânico (Lea *et al.*, 1999; Russel *et al.*, 2004; Kısakürek *et al.*, 2008).

O efeito do íon CO_3^{2-} no meio ambiente influencia também a incorporação do Mg durante o crescimento da testa, porém, tal “controle” parece limitado ao valor da saturação do carbonato na água ($\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$), atribuído a efeitos de manipulação biológica do organismo (Rosenthal *et al.*, 2006; Raitzsh *et al.*, 2008). A sensibilidade das espécies de foraminíferos aos valores de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ varia bastante; para *Hoeglundina elegans* (*H. elegans*) os valores da razão Mg/Ca em ambientes com $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ maiores do que 15 $\mu\text{mol/kg}$ não parecem ser sensíveis às variações de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ (Rosenthal *et al.*, 2006), enquanto que para *Cibicidoides wuellerstorfi* (*C. wuellerstorfi*) ainda não parece haver um valor definido para tal sensibilidade (Elderfield *et al.*, 2006). De acordo com Elderfield *et al.* (2006) a razão El/Ca em foraminíferos bentônicos pode ter seu coeficiente de partição alterado, no caso, diminuído com a menor saturação do carbonato no meio, levando as variações observadas em função de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$.

Segundo resumido por Katz *et al.* (2010) o controle estabelecido pelo carbonato no sinal de Mg/Ca registrado é mais evidente em águas frias ($< \sim 4^\circ\text{C}$). O motivo para este efeito ser mais evidente em baixas temperaturas está no fato de que abaixo de $\sim 4^\circ\text{C}$, os valores de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ diminuem mais rapidamente (Figura 5), acentuando qualquer efeito oriundo da concentração do carbonato na incorporação de Mg.

Segundo Elderfield *et al.* (2006), a maneira como o efeito do íon carbonato afeta os foraminíferos bentônicos varia ainda de acordo com o habitat de cada espécie. Segundo tais autores é possível concluir que espécies infaunais (como o grupo de espécies *Uvigerina spp.*), as quais calcificam sob influência da água intersticial, têm uma resposta diferenciada em função das alterações do sistema carbonato do meio, como observado pelos mesmos em *Uvigerina spp.*, quando comparada à influência do sistema carbonato em espécies epifaunais (como *C. wuellerstorfi*).

Figura 5. Variação de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ em função da temperatura da água de fundo para diferentes regiões; dados do Oceano Atlântico do e-WOCE, dados do Oceano Nórdico cortesia de A. Olsen, R. Bellerby (Gothenburg University) e L. Anderson (University of Bergen), demais dados provenientes do GLODAP (Adaptado de Elderfield et al., 2006). A linha tracejada indica a temperatura de 4 °C.

1.5.2. SALINIDADE

Como mencionado anteriormente, a salinidade está até certo ponto relacionada ao valor da componente local observada no sinal isotópico da água do mar, assim, influencia diretamente os valores finais de $\delta^{18}\text{O}$ observados na testa.

Os estudos em relação à influência da salinidade na incorporação do Mg pelo foraminífero apresentaram resultados que variam de um aumento de 4 a até 59% na razão Mg/Ca para cada unidade de salinidade (Nürnberg *et al.*, 1996; Lea *et al.*, 1999; Ferguson *et al.*, 2008; Kisakürek *et al.*, 2008), com a salinidade variando de forma proporcional e direta às oscilações da razão Mg/Ca. Entretanto, os maiores valores registrados por Ferguson *et al.* (2008), em ambientes com salinidade elevada ($> 36,5$), ainda são

considerados controversos, demonstrando que ainda não está definido o quanto a salinidade influencia os valores de Mg/Ca.

1.5.3. EFEITOS VITAIS

Alterações nos valores registrados pela testa em função de fatores vitais como ontogenia e gametogênese são comuns a ambos os *proxies* deste estudo ($\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca).

O efeito ontogenético relaciona a diferença no equilíbrio isotópico entre formas juvenis e adultas de uma mesma espécie. Organismos juvenis apresentam um metabolismo mais rápido e geralmente se encontram em uma profundidade maior, também mais fria e com menor incidência de luz, quando comparados aos indivíduos adultos; levando a uma variação nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca entre as duas formas (Rohling & Cooke, 1999; Rosenthal, 2007; Katz *et al.*, 2010). Assim, recomenda-se que as análises químicas em testas de foraminíferos sejam sempre realizadas em organismos de uma faixa definida e estreita de tamanho.

A adição de uma camada de calcita (gametogênica) no fim do ciclo de vida de alguns organismos planctônicos ocorre em algumas espécies de foraminíferos e pode levar a desvios nos valores finais dos *proxies*. Essa adição altera o equilíbrio isotópico da testa devido aos altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ encontrados na mesma; os quais representam entre 18 a 28% da massa total da testa (Spero & Lea, 1993; Rohling & Cooke, 1999). Em relação à razão Mg/Ca, a camada de calcita gametogênica está geralmente associada a diminuição dos valores da razão Mg/Ca; isso porque a calcita gametogênica é adicionada a profundidades maiores e portanto apresenta menores valores de Mg/Ca (Rosenthal *et al.*, 2000; Dekens *et al.*, 2002; Lea, 2003).

As variações na razão Mg/Ca entre diferentes espécies (interespecífica) e também dentro de uma mesma espécie (intraespecífica) se mostram acentuadas (Bentov & Erez, 2006), especialmente quando comparadas à menor variabilidade observada nos valores de $\delta^{18}\text{O}$. As alterações que ocorrem nos dados de Mg/Ca em relação às características específicas de cada espécie ainda não são bem entendidas (Bentov & Erez, 2006), estando

as mesmas associadas, possivelmente, aos processos biológicos específicos de cada espécie em relação à incorporação de Mg pelo organismo; portanto, é possível que neste momento somente calibrações específicas possam minimizar esta variável.

De uma maneira geral, estudos sobre a razão Mg/Ca mostram que esta razão é susceptível a variáveis espécie específicas como presença de espinhos (Anand *et al.*, 2003), presença de simbiontes (Anand *et al.*, 2003), diferentes morfologias (Steinke *et al.*, 2005) e estrutura da testa (relacionado a resistência à dissolução) (Brown & Elderfield, 1996; Dekens *et al.*, 2002). Um exemplo da influência destas variações pode ser observado a partir dos diferentes morfotipos de *G. ruber*, os quais registram diferentes características; como sazonalidade (*e.g. G. ruber pink versus G. ruber white*, Anand *et al.*, 2003) e profundidades de habitat (*e.g. G. ruber s.s. versus G. ruber s.l.*, Steinke *et al.*, 2005).

1.5.4. DIAGÊNESE

Os processos diagenéticos são conhecidos como fonte de erros em análises isotópicas há um bom tempo (citados já por Emiliani em 1955), sendo que, para estudos no Quaternário o principal efeito diagenético é, possivelmente, a dissolução parcial das testas dos foraminíferos (Lea, 2003), principalmente em espécies planctônicas. Por isso, é recomendado que as testas a serem analisadas sempre apresentem bom estado de preservação.

Em espécies planctônicas, além dos processos de dissolução as testas podem sofrer recristalização devido à presença de gradientes térmicos ao longo da coluna de água (Katz *et al.*, 2010), enquanto os organismos bentônicos estão, em teoria, menos sujeitos a estas alterações por calcificarem suas testas em um meio igual àquele em que o organismo é depositado (Katz *et al.*, 2010). Portanto, em reconstruções baseadas em foraminíferos planctônicos a preocupação associada aos efeitos pós-deposicionais é grande, pois, tais efeitos são mais acentuados nestas espécies devido às alterações que as testas possam sofrer ao longo da coluna de água.

A dissolução das testas depende da homogeneidade das mesmas, isso porque, em geral, os foraminíferos acumulam diferentes tipos de carbonato ao longo de seu ciclo de vida; algumas destas camadas de carbonato são preferencialmente dissolvidas quando comparadas a outras. A dissolução preferencial da testa em relação à camada gametogênica, por exemplo, leva a um aumento no valor de $\delta^{18}\text{O}$ (Mulitza *et al.*, 2003a), ou, no caso da razão Mg/Ca, a dissolução preferencial da camada gametogênica leva a diminuição no valor da razão Mg/Ca da testa (Rosenthal, 2007). Essas alterações devido à dissolução ocorrem mais comumente em espécies planctônicas como resultado da influência da profundidade da coluna de água, ou mais especificamente em função dos níveis de saturação do carbonato, os quais diminuem em função do aumento da profundidade (Figura 6).

Figura 6. Variação da razão Mg/Ca em função da(a) profundidade e (b) da concentração de carbonato na água do mar, dados de um transecto na Elevação do Ceará (Adaptado de Dekens *et al.*, 2002).

O material carbonático pode sofrer dissolução na coluna d'água, na interface água-sedimento e no próprio sedimento; sendo tais processos de dissolução controlados principalmente pela concentração do carbonato no meio (Dekens *et al.*, 2002).

A certa profundidade o carbonato de cálcio presente na água oceânica se torna insaturado, levando a uma dissolução das testas calcárias. A profundidade onde a taxa de dissolução é igual à taxa de suprimento do material carbonático é conhecida como

profundidade de compensação do carbonato, ou CCD (*Carbonate Compensation Depth*) (Figura 7). Essa insaturação do sistema se deve ao efeito da pressão na solubilidade do gás carbônico ($\text{CO}_{2(g)}$) e na solubilidade do carbonato, sendo que a profundidade da CCD é controlada pela composição química da água oceânica e também pelo suprimento de material calcário que chega da superfície (Brown *et al.*, 2004).

Figura 7. Esquema ilustrando a dissolução seletiva de foraminíferos planctônicos com a profundidade devido à insaturação da água em relação à concentração de carbonato (a profundidade não é definida no esquema, pois a mesma varia entre os oceanos). Círculos preenchidos: espécies resistentes, como *Globorotalia tumida*; Círculos abertos: espécies que dissolvem com certa facilidade, como *Globigerinoides ruber*; Círculos abertos com linha: espécies com resistência intermediária, como *Globigerina bulloides* (Adaptado de Bradley, 1999).

Todos estes processos normais de saturação são diferenciados para a razão Mg/Ca, isso porque, a fração carbonato-Mg é mais solúvel que o carbonato puro, levando a uma dissolução preferencial do material rico em Mg (Brown & Elderfield, 1996; Rosenthal *et al.*, 2000). Deste modo, a profundidade de saturação para o carbonato rico em Mg é menor do que aquela observada para o carbonato puro, sendo que, quanto maior a concentração de Mg, menor será essa profundidade (Rosenthal *et al.*, 2000).

Efeitos de dissolução em espécies bentônicas e adicionais às espécies planctônicas também ocorrem no sedimento devido à oxidação da matéria orgânica sedimentar,

resultando em menores valores de carbonato no meio (Hales & Emerson, 1996, 1997 *apud* Dekens *et al.*, 2002).

Apesar de alguns trabalhos simplesmente evitarem o possível erro associado à dissolução trabalhando somente com amostras que estão acima da lisoclina (*e.g.* Dekens *et al.*, 2002; Farmer *et al.*, 2007), outros autores buscam maneiras de “corrigir” este efeito nos dados finais de Mg/Ca (*e.g.* Dekens *et al.*, 2002; Rosenthal & Lohmann, 2002).

O uso da razão Mg/Ca junto aos valores de $\delta^{18}\text{O}$ partem da premissa de que não há variação dessa relação em função de efeitos deposicionais (Rosenthal *et al.*, 2000). Apesar das variações em relação às respostas da razão Mg/Ca e de $\delta^{18}\text{O}$ em função da profundidade, a relação inicial entre Mg/Ca e $\delta^{18}\text{O}$ não é alterada (Rosenthal *et al.*, 2000).

1.6. O USO ASSOCIADO DE $\delta^{18}\text{O}$ E Mg/Ca

Apesar do sinal de $\delta^{18}\text{O}$ ter o volume de gelo como grande parte de seu sinal (Equação 7), como discutido no item 1.3, o mesmo é muitas vezes utilizado como um indicador das variações da temperatura ao longo do tempo.

$$\delta^{18}\text{O} = \delta^{18}\text{O}_T + \underbrace{\delta^{18}\text{O}_{\text{local}} + \delta^{18}\text{O}_{\text{global}}}_{\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}} \quad \begin{array}{l} \text{Salinidade} \\ \text{Volume de gelo} \end{array} \quad \text{Equação 7}$$

Entretanto, a partir do desenvolvimento geoquímico e da consequente obtenção de *proxies* mais precisos para a estimativa da temperatura, o $\delta^{18}\text{O}$ começou a ser utilizado como *proxy* de volume de gelo e salinidade.

Trabalhos como os apresentados por Mashiotta *et al.* (1999), Lea *et al.* (2000) e Lear *et al.* (2000) (Figura 8) evidenciaram o uso associado de Mg/Ca e $\delta^{18}\text{O}$ como

ferramenta para a estimativa do $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$, o qual possibilita a reconstrução das variações de salinidade e/ou volume de gelo (Katz *et al.*, 2010).

Figura 8. Registro do volume de gelo global obtido com base em amostras de foraminíferos bentônicos compreendendo os Oceanos Pacífico, Atlântico e Sul (a) Registro da temperatura da água de fundo com base na razão Mg/Ca de foraminífero bentônico; (b) $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentônicos normalizada para *Cibicidoides* spp.; (c) Registro do $\delta^{18}\text{O}$ da água oceânica, uma medida do volume de gelo global, estimada com base nos registro de Mg/Ca e $\delta^{18}\text{O}$ (Adaptado de Lear *et al.*, 2000).

A subtração do sinal da temperatura do valor de $\delta^{18}\text{O}$ permite a estimativa dos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$; sendo este associado às oscilações do volume de gelo global (Figura 8). O sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ pode ainda levar a estimativa das oscilações da salinidade ao longo do tempo na região amostrada ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$). Para alcançar tal estimativa é necessário retirar o sinal do volume de gelo, associado à variação relativa do nível do mar, dos dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$.

Entretanto, para a obtenção de estimativas precisas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ é necessário que os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca sofram o menor número possível de interferências, principalmente no que se refere a razão Mg/Ca. Isto porque, a premissa para o uso associado de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca parte do princípio de que o sinal de Mg/Ca reflete com confiabilidade a temperatura dos oceanos. Deste modo, se a temperatura estimada for errônea, todas as demais estimativas associadas às componentes do sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ também serão equivocadas.

De uma forma geral espera-se que, apesar dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca serem associados às componentes com magnitudes distintas, os sinais de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca brutos apresentem correlações significativas entre si ao longo do tempo (Figura 9). Isso porque, o aumento do sinal de Mg/Ca relativo às maiores temperaturas após o período glacial se correlaciona com a diminuição do sinal de $\delta^{18}\text{O}$ associado ao aumento da temperatura e a diminuição da salinidade e do volume de gelo. Lembrando que, por convenção, os dados de $\delta^{18}\text{O}$ são apresentados graficamente com o eixo da ordenada com seus valores invertidos devido à relação inversamente proporcional existente entre $\delta^{18}\text{O}$ e temperatura (Figura 9).

Figura 9. Curvas de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca apresentadas por Martin et al. (2002) ao longo dos últimos milhares de anos para um testemunho (M16772) localizado na margem leste do Oceano Atlântico (Adaptado de Martin et al., 2002).

1.7. O ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL

O LGM está compreendido dentro do período conhecido como Quaternário, o qual, segundo Lowe & Walker (1997), representa a subdivisão mais recente do registro geológico e se estende até a época atual. A subdivisão convencional do Quaternário é caracterizada basicamente por estágios ou períodos, glaciais e interglaciais. Os períodos glaciais são conhecidos como estágios frios, onde as baixas temperaturas levam ao acúmulo

de gelo e ao conseqüente aprisionamento dos isótopos leves (^{16}O) nas calotas de gelo. Nos períodos interglaciais, estágio quente, ocorre a liberação dos isótopos leves e a diminuição do volume de gelo global.

O LGM foi o último período glacial que o planeta presenciou antes das condições interglaciais atuais, e é considerado um ponto climático bem definido na mudança global do Quaternário (Sarnthein *et al.*, 2003). Segundo Mix *et al.* (2001) o LGM pode ser definido como o intervalo mais recente onde as calotas de gelo globais alcançaram o seu volume máximo durante a última glaciação.

Assim, justamente devido às características únicas do LGM e a sua bem preservada “história”, o mesmo tem sido amplamente estudado, pois, a compreensão dos seus processos levaria à melhora dos modelos climáticos existentes.

A definição inicial da cronozona do LGM foi baseada nos dados isotópicos de foraminíferos bentônicos e planctônicos (Sarnthein *et al.*, 2003). Entretanto, recentemente uma segunda definição para a cronozona do LGM com base em diferentes dados paleoclimáticos do Atlântico, Antártica e Groenlândia foi definida (Mix *et al.*, 2001).

Assim, o LGM fica, segundo diferentes grupos de estudo (como o GLAMAP - *German Glacial Atlantic Ocean Mapping* e o EPILOG - *Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers*), definido como o período entre 19 a 23 mil anos, com o seu centro a 21 mil anos, a mesma idade central definida pelo CLIMAP (*Climate Long-Range Investigation, Mapping and Prediction*) (Mix *et al.*, 2001; Sarnthein *et al.*, 2003; Waelbroeck *et al.*, 2009). Entretanto, devido às incertezas nas datações, esta cronozona pode ser estendida para o período entre 18 a 24 mil anos (Mix *et al.*, 2001).

1.7.1. VARIAÇÕES NA TEMPERATURA SUPERFICIAL DO OCEANO (SST)

De acordo com os estudos pioneiros do CLIMAP (1981), as oscilações na temperatura superficial dos oceanos, a qual se denominará neste estudo de SST (*Sea Surface Temperature*), variaram no intervalo glacial-interglacial recente entre

aproximadamente $-7,5$ a $2,5$ °C (Figura 10). Essas variações na SST entre os períodos glaciais e interglaciais são chamadas de “anomalias” da SST.

Figura 10. Mapa das anomalias anuais da SST no LGM (LGM - atual) baseada nas estimativas do CLIMAP (1981) (adaptado de Mix *et al.*, 2001).

Entre as descobertas marcantes realizadas a partir do CLIMAP é possível destacar o aquecimento observado no centro dos giros subtropicais e no oeste do Pacífico; além de destacar o maior aquecimento junto às latitudes mais elevadas, com menores variações observadas junto aos trópicos (Mix *et al.*, 2001).

Entretanto, apesar dos grandes avanços advindos do CLIMAP, as estimativas da SST apresentam certos desvios quando comparadas a dados oriundos de outros *proxies* (Mix *et al.*, 1999; Mix *et al.*, 2001; Sarnthein *et al.*, 2003), levando a observação de um ambiente mais frio no LGM do que o inicialmente previsto. Um exemplo dessas divergências ocorre no Atlântico Oeste, onde a anomalia na SST, registrada em corais e obtida partir de dados de Sr/Ca e $\delta^{18}\text{O}$, é da ordem de $-5 \pm 0,5$ °C, valor este muito maior do que o estimado pelo CLIMAP ($-2 \pm 1,5$ °C) (Mix *et al.*, 2001; Sarnthein *et al.*, 2003).

A descoberta de novos *proxies* ampliou o interesse em se verificar as discrepâncias apresentadas pelo CLIMAP. Os dados de temperatura obtidos através de dados de

assembléias de foraminíferos foram novamente abordados (Mix *et al.*, 1999; Niebler *et al.*, 2003; Kucera *et al.*, 2005), e novos grupos de estudo foram criados, como o MARGO, para uma abordagem dos dados oriundos de diferentes *proxies* (*multiproxy*) na obtenção da temperatura.

Aqui será apresentado o panorama geral da SST no LGM descrito pelo MARGO (Waelbroeck *et al.*, 2009), pois o mesmo reúne dados de diferentes *proxies*, entre eles Mg/Ca.

As anomalias observadas no período glacial-interglacial recente, baseados nos dados do WOA (*World Ocean Atlas*), apresentam uma grande variação espacial e sazonal. Assim como observado pelo CLIMAP, o maior resfriamento anual foi observado nas latitudes médias do Atlântico Norte, chegando a até -10°C, e se estendendo ao oeste Mediterrâneo com anomalias de -6°C.

A melhor convergência entre os diferentes *proxies* se localizou no intervalo entre 30°N e 30°S; com os oceanos equatoriais caracterizados por grandes diferenças entre as bacias e entre os gradientes leste-oeste, com menores anomalias nos Oceanos Pacífico e Índico em comparação ao Atlântico.

O resfriamento tropical observado pelo MARGO (Figura 11) é maior do que o inicialmente proposto pelo CLIMAP. Sendo que, em relação aos *pools* de calor, é possível observar que no oeste do Pacífico a anomalia varia de 1 a 3°C (valor este suportado por três *proxies* diferentes); e que na posição a noroeste da Austrália são observados os mesmos valores de anomalia citados pelo CLIMAP, sugerindo um transporte de calor vindo da região da Indonésia. O giro subtropical do Atlântico apresenta uma anomalia menor do que -2°C, com uma localização mais restrita ao centro do giro; enquanto que no Pacífico os giros subtropicais sugerem uma anomalia de 1 a 2°C, valores estes mais quentes do que os atuais.

Figura 11. Mapa das anomalias de SST média anual no LGM (LGM-WOA98) (Waelbroeck *et al.*, 2009).

A anomalia média anual obtida para o Oceano Atlântico entre 30°N e 30°S foi de $-2,3 \pm 1,5$ °C, valor este muito parecido com o obtido pelo GLAMAP entre 20°N e 20°S ($-3,0$ °C); este último tendo sido obtido somente com dados de assembleias de foraminíferos (Waelbroeck *et al.*, 2009).

1.7.2. VARIAÇÕES NA TEMPERATURA DE ÁGUAS PROFUNDAS

Segundo Paul & Mulitza (2009), a aplicação de *proxies* como $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca em foraminíferos bentônicos ainda é apresentada de forma incipiente ao longo do globo terrestre (Figura 12), especialmente em relação à análise de elementos traço em geral.

Avanços na determinação das características das águas encontradas nas regiões oceânicas mais profundas são necessários para a obtenção de resultados de qualidade, possibilitando a compreensão dos processos de circulação de água profunda, os quais podem ser registrados por espécies bentônicas. Deste modo, de uma forma geral, muitos dos trabalhos existentes até o momento enfatizam os processos de circulação com base em dados de $\delta^{13}\text{C}$ e Cd/Ca (*e.g.* Oppo & Horowitz, 2000; Came *et al.*, 2003; Curry & Oppo,

2005; Marchitto & Broecker, 2006) e pouco se sabe acerca das variações da temperatura da água de fundo.

Figura 12. Registro dos proxies de água profunda; os registros identificados se referem a registros referentes ao LGM. Os diferentes símbolos se referem aos cinco diferentes proxies considerados pelo grupo MARUM como proxies potenciais para a reconstrução da circulação glacial oceânica profunda (Adaptado de Paul & Mulitza, 2009).

Dentre os poucos trabalhos que visam a estimativa da temperatura da água de fundo, o apresentado por Martin *et al.* (2002) sintetiza bem a dificuldade encontrada neste tema. Segundo os autores, ao mesmo tempo em que trabalhos de modelagem como o de Mix & Pisias (1988) demonstram cenários onde seria improvável um LGM com temperaturas menores do que 0°C, outras aproximações (*e.g.* Labeyrie *et al.*, 1987; Adkins *et al.*, 2002; Eldefield *et al.*, 2010) chegaram a estimativas de temperaturas para o LGM inferiores a 0°C.

Os diferentes estudos sobre a temperatura da água de fundo se baseiam em diferentes aproximações da mesma, como dados isotópicos de foraminíferos (Labeyrie *et*

al., 1987), razão isotópica da água intersticial (Schrag *et al.*, 1996), razão Mg/Ca em foraminíferos (Martin *et al.*, 2002) e ostracodes (Dwyer *et al.*, 1995) e clorinidade da água intersticial (Adkins *et al.*, 2002). Deste modo, fica claro que a variação ocorrida na temperatura da água de fundo durante o LGM ainda não é bem compreendida, visto que, além de poucos estudos, os mesmos compreendem áreas e métodos diversos.

Entretanto, sintetizando os dados de diferentes publicações disponíveis, com dados ao longo do globo e a altas profundidades (em geral superior a 3000 m), podemos crer, inicialmente, que a temperatura média da água de fundo dos oceanos deve ter estado entre 0 a -1,5°C aproximadamente, com uma anomalia na temperatura entre LGM e HL variando de -2 a -4°C (Chappell & Shackleton, 1986; Labeyrie *et al.*, 1987; Dwier *et al.*, 1995; Schrag *et al.*, 1996; Adkins *et al.*, 2002; Martin *et al.*, 2002; Eldefield *et al.*, 2010; Sosdian & Rosenthal, 2010). Apesar das referências observadas neste estudo não abrangerem especificamente a área de estudo e a profundidades das amostras utilizadas, não estão disponíveis, até este momento, referências mais adequadas.

1.7.3. VARIAÇÕES NA SALINIDADE SUPERFICIAL DO OCEANO (SSS)

No trabalho de Toledo *et al.* (2007) são apresentadas estimativas de salinidade superficial do oceano (SSS) para os últimos 30 mil anos com base em dados de $\delta^{18}\text{O}$ e assembléias de foraminíferos. Os testemunhos utilizados por Toledo *et al.* (2007) se localizam próximos aos utilizados neste estudo (Figura 13) e portanto indicam a variação da salinidade na área deste estudo durante os últimos 30 mil anos.

Figura 13. Localização dos testemunhos utilizados por Toledo *et al.* (2007)

A partir dos dados de Toledo *et al.* (2007) na Figura 14, observa-se que nos últimos 30 mil ocorreram variações significativas da salinidade nos diferentes testemunhos, com altos valores de salinidade ao redor dos últimos 12 mil anos.

Os dados de Toledo *et al.* (2007) confirmam a existência de valores mais elevados de salinidade durante o período glacial (região em destaque azul), com conseqüente diminuição da salinidade na medida em que o Holoceno se aproxima (região em destaque vermelha). A oscilação da salinidade observada por Toledo *et al.* (2007) no testemunho mais próximo aos testemunhos utilizados neste estudo (SAN-76), entre o Holoceno e o LGM, de acordo com os critérios de idade adotados neste estudo foi de ~0,6 unidade de salinidade.

Figura 14. Salinidade superficial obtida por Toledo *et al.* (2007) para testemunhos localizados no Atlântico Sul (Adaptado de Toledo *et al.*, 2007). Região azul - LGM (23-19 mil anos); região vermelha - HL (7- ~1 mil anos)

1.7.4. VARIAÇÕES NA SALINIDADE DE ÁGUAS PROFUNDAS

Como não há ainda em literatura estudos específicos acerca da salinidade das águas intermediárias para a região, as estimativas de salinidade foram obtidas com base nas observações de Adkins *et al.* (2002); as quais foram obtidas com base nos dados da composição da água intersticial de amostras dos oceanos Pacífico para profundidades, em geral, superiores a 3000 m.

Segundo Adkins *et al.* (2002), durante o LGM a salinidade teve um papel importante nos processos de circulação oceânica, com uma influência maior sobre a densidade das águas profundas. Isso porque, durante o LGM ocorreu uma expansão dos

gradientes profundos de salinidade em contraste com a redução dos gradientes de temperatura com suas águas mais frias.

As reconstruções de salinidade apresentadas por Adkins *et al.* (2002) se referem a uma salinidade média oceânica superior a 35,8 unidades, para uma variação do nível do mar de 125 m, com as maiores salinidades encontradas no oceano austral (~ 37 unidades de salinidade).

2. OBJETIVOS

Objetivo principal: Verificar o potencial de utilização em conjunto dos *proxies* $\delta^{18}\text{O}$ e razão Mg/Ca, proveniente de testas de foraminíferos, como ferramenta paleoceanográfica a partir dos dados de dois testemunhos da Margem Continental Brasileira.

A partir deste objetivo principal serão avaliados:

- O uso de diferentes espécies de foraminíferos (duas espécies planctônicas, duas espécies bentônicas e dois grupos de espécies bentônicas) na determinação das variáveis finais temperatura e salinidade;
- A melhor equação de paleotemperatura ($\delta^{18}\text{O-T}$ e Mg/Ca-T) para a região de estudo de acordo com cada espécie estudada;
- A posição dos dados de temperatura estimados neste estudo quando comparados às estimativas das anomalias do LGM em literatura recente;
- A qualidade dos dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ estimados neste estudo com base em dados da literatura atual;
- A validade da estimativa de $\delta^{18}\text{O}_{\text{local}}$, associado à salinidade, obtida neste estudo em comparação às referências recentes.

3. ÁREA DE ESTUDO

3.1. LOCALIZAÇÃO

Neste estudo foram utilizados dois testemunhos coletados no talude da Margem Continental Brasileira, conforme dados apresentados na Tabela 1.

Tabela 1. Dados de profundidade, latitude, longitude e comprimento dos testemunhos estudados.

Testemunho	Profundidade	Latitude	Longitude	Material utilizado neste estudo
KD-D	1568m	23°S 58'12"	41°O 21'00"	213cm
KF-12	1503m	21°S 09'49"	39°O 57'14"	190cm

A área de estudo engloba as bacias marginais de Campos e de Santos, esta última em sua porção mais ao norte próximo ao alto de Cabo Frio (Figura 15). Ambas as bacias marginais estão localizadas ao longo de uma margem passiva, resultado da abertura do oceano Atlântico Sul no início do período Jurássico (Viana, 2002).

Segundo Viana (2002), a plataforma continental na região apresenta uma largura média de 100 km, com quebra de plataforma variando de norte a sul com valores entre 80 a 210 m de profundidade. O talude continental é esculpido por vários cânions e cicatrizes de movimento de massa, conectando o talude ao Platô de São Paulo.

Figura 15. Localização da área de estudo na Margem Continental Sudeste do Brasil nas bacias de Campos e Santos (Mapa base GEBCO).

3.1.1. OCEANOGRAFIA DO ATLÂNTICO SUL

Para descrever a circulação geral no Atlântico Sul, segue-se a descrição apresentada por Niebler *et al.* (2003).

A circulação dominante no Atlântico Sul é o Giro Anticiclônico Subtropical (Figura 16). A parte leste do Giro Subtopical é dominada pela Corrente de Benguela, recebendo massas de água frias devido aos efeitos de ressurgência e águas superficiais quentes vindas do Oceano Índico através da Corrente das Agulhas.

A corrente de Benguela bifurca-se a 30° S, a leste do Atlântico, em dois braços distintos, uma ramificação fria fluindo para norte paralela à costa; e um ramo quente que flui para noroeste junto à Corrente Sul Equatorial.

A Corrente Sul Equatorial é a componente mais ao sul do sistema da Corrente Equatorial, o qual é dividido em fluxos leste-oeste no Atlântico até 10° N. A 30° O a Corrente Sul Equatorial se divide em três correntes distintas: o fluxo norte da Corrente Norte do Brasil, a corrente leste da Contra Corrente Sul Equatorial, e a Corrente do Brasil.

A corrente do Brasil transporta as águas tropicais quentes e salinas em direção ao sul, até encontrar as massas de águas frias e pouco salinas da Corrente das Malvinas em torno de 30° S. A corrente das Malvinas é alimentada pela Água Superficial Subantártica que entra no Atlântico através da passagem do Drake vinda do Pacífico. A Corrente do Brasil, agora modificada, pode ser observada até 46° S, antes de fluir de volta junto à costa em um sentido nordeste em direção a frente da Corrente do Brasil.

A parte mais ao sul do Giro Subtropical é caracterizada por massas de água da Corrente do Atlântico Sul, a qual é caracterizada por massas de água superficiais fluindo lentamente para leste entre 35 e 40°S. A corrente do Atlântico Sul recebe a oeste as massas de água da região de encontro das Correntes do Brasil e das Malvinas.

As massas de água podem ser identificadas, de uma forma simplificada, a partir de suas características físico-químicas. Para a identificação das massas de água são necessárias, no mínimo, duas características, sendo que as mesmas devem ser assumidas como conservativas (Silveira, 2007).

O método mais utilizado para a classificação das massas de água é baseado em temperatura e salinidade, porém, variáveis complementares como nutrientes e oxigênio dissolvido podem auxiliar na classificação das mesmas. Estas variáveis refletem as características originais da massa de água, as quais vão se alterando ao longo de seu percurso devido à mistura horizontal e vertical (Silveira, 2007).

A posição dos testemunhos em relação às massas de água pode ser observada no Diagrama T-S (Temperatura-Salinidade) da região (Figura 17). O diagrama T-S utilizado foi elaborado com base nos dados da coluna de água atual de estações próximas aos testemunhos utilizados neste estudo. As estações do GEOSECS (*Geochemical Ocean Sections Study*) e do WOA05 utilizadas são apresentadas na Figura F (Anexo 1).

Figura 16. Esquema das correntes e frentes dominantes no Atlântico Sul (Adaptado de Peterson & Stramma, 1991).

Figura 17. Diagrama T-S da área de estudo com base nos dados anuais do WOA05 e GEOSECS, com a identificação das massas de água dominantes segundo seus valores de temperatura e salinidade. Em destaque estão sinalizadas as massas de água dominantes (superfície e fundo) de ambos os testemunhos estudados.

Em ambos os testemunhos é possível notar a influência da TW (*Tropical Water*) os primeiros 100m da coluna de água (superfície) e da NADW (*North Atlantic Deep Water*) na água de fundo, sendo que, a localização de ambas massas de água em relação a margem continental brasileira na região de estudo é dada na Figura 18.

A TW é caracterizada por uma massa de água quente e salina que se localiza nos primeiros 100 m acima da piconclina (Tsuchiya *et al.*, 1994). Sua temperatura e salinidade elevadas são decorrentes da intensa radiação e evaporação que ocorrem no Atlântico Tropical. Apresenta temperatura e salinidade superiores a 20°C e 36, respectivamente, com os maiores valores localizados entre 13°S e 25°S (Tsuchiya *et al.*, 1994; Silveira *et al.*, 2000).

A NADW, considerada a maior componente entre as massas de água sub-superficiais do Atlântico Sul, localizada desde 1200 m de profundidade a valores superiores a 3500 m, flui com baixa velocidade como um fluxo organizado em direção ao sul até cerca

de 32°S (Viana *et al.*, 1998; Silveira *et al.*, 2000; Raitzsch *et al.*, 2008). A NADW é uma massa de água larga, com mais de 2km de espessura e 800km de largura, salina, rica em oxigênio e pobre em nutrientes (Viana *et al.*, 1998). A NADW pode ser observada em quase todas as latitudes ao largo da costa Brasileira, sua temperatura e salinidade variam, respectivamente, de 3° a 4°C e de 34,6 a 35 (Tsuchiya *et al.*, 1994; Silveira *et al.*, 2000).

Figura 18. Estratificação das massas de água na margem sudeste-sul brasileira na região de estudo. TW – Tropical Water; SACW – South Atlantic Central Water; AAIW – Antarctic Intermediate Water; NADW – North Atlantic Deep Water; AABW – Antarctic Bottom Water. Símbolos dentro do círculo indicam o sentido geral do fluxo na região de estudo (adaptado de Viana *et al.*, 1998).

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1. AMOSTRAGEM

Os dois testemunhos utilizados neste trabalho foram coletados com *piston core* na costa Brasileira sob coordenação do Centro de Pesquisas da PETROBRAS. Os testemunhos foram descritos e amostrados no Laboratório de Rocha da mesma empresa.

Para a abertura dos testemunhos os mesmos foram alinhados conforme suas seções de topo e base e serrados em seções de aproximadamente 1m de comprimento. Em seguida as seções foram cortadas longitudinalmente dando origem a duas calhas. Uma das calhas foi descrita (Anexo 2 – KF-D e Anexo 3 – KF-12) e armazenada; a outra calha foi amostrada para as análises de interesse.

A amostragem da segunda calha foi realizada em intervalos de aproximadamente 5 e 10 cm com a retirada de fatias de 1 cm. As amostras destinadas à análise de microfauna foram secas e enviadas ao laboratório onde o estudo foi desenvolvido (LaPAS - Laboratório de Paleoceanografia do Atlântico Sul, localizado no IOUSP).

4.2. PROCESSAMENTO INICIAL DAS AMOSTRAS

As amostras foram lavadas em água destilada na peneira de 63 μm e secas em estufa a 60°C. Após a secagem o material retido na malha de 63 μm foi peneirado em malhas de 150 μm , 250 μm e 355 μm .

No testemunho KF-D foi utilizada a fração retida entre 150 e 355 μm , enquanto que para o testemunho KF-12 foi empregada a fração retida no intervalo de 250 a 355 μm . A fração de 150 μm foi utilizada junto à de 250 μm no testemunho KF-D devido à diminuta quantidade de foraminíferos disponíveis na fração mais restrita de 250 μm a 355 μm .

A identificação e a triagem dos foraminíferos planctônicos e bentônicos foram realizadas em estereomicroscópio binocular e as testas foram separadas de acordo com a

necessidade de cada método. A identificação das espécies de foraminíferos foi baseada em Wylie (1981), van Morkhoven *et al.* (1986) e Hemleben *et al.* (1989).

Foram selecionadas duas espécies de foraminíferos planctônicos:

- *Globigerinoides ruber* variedade *white* (*G. ruber*);
- *Globigerinoides sacculifer* variedade sem saco (*G. sacculifer*);

e cinco espécies/grupos de espécies de foraminíferos bentônicos:

- *Cibicidoides wuellerstorfi* (*C. wuellerstorfi*);
- *Cibicidoides kullenbergi* (*C. kullenbergi*), sinóníma de *Cibicidoides mundulus* (*C. mundulus*) segundo Raitzsch *et al.* (2008);
- *Cibicidoides corpulentus* (*C. corpulentus*), sinóníma de *Cibicidoides incrassatus* (*C. incrassatus*) segundo Hall *et al.* (2004);
- *Uvigerina spp.* (*Uvigerina spp.*);
- *Hoeglundina elegans* (*H. elegans*).

Devido à falta de testas suficientes para as análises químicas, a espécie *C. kullenbergi* foi utilizada no lugar, ou em conjunto, com a espécie *C. wuellerstorfi* em algumas profundidades; esta associação de espécies (grupo de espécies) passa então a ser referida como *Cibicidoides spp.* por não se tratar de uma espécie única.

É importante ressaltar o fato de que o sinal de Mg/Ca observado para diferentes espécies do gênero *Cibicidoides* é diferenciado, como demonstrado por Elderfield *et al.* (2006). Segundo os autores, o sinal de Mg/Ca de *C. kullenbergi* é maior do que o observado em *C. wuellerstorfi*. Entretanto, apesar destas diferenças em relação ao sinal dentro de um mesmo gênero, a diminuta quantidade de testas muitas vezes encontradas não nos permite trabalhar de maneira diferente.

A mesma observação feita para as diferentes espécies de *Cibicidoides* vale para as variações observadas em relação a diferentes morfotipos de uma mesma espécie, como a diferenciação entre os sinais entre *G. ruber s.s.* e *G. ruber s.l.* (Steinke *et al.*, 2005).

Cabe salientar que a espécie *C. corpulentus* não é uma espécie comumente utilizada em estudos paleoceanográficos, porém, a mesma se mostrou relativamente abundante nos testemunhos e tem como característica principal sua robustez. Sendo a quantidade de testas um fator fundamental para a análise de elementos traço, o uso de uma espécie robusta pode ser muito útil devido ao menor número de testas necessárias, visto o maior peso individual de cada testa em espécies robustas.

4.3. RAZÃO ISÓTOPICA DE OXIGÊNIO ($\delta^{18}\text{O}$)

Foram selecionadas de 1 a 4 testas de cada espécie para a determinação da razão isotópica de oxigênio. No testemunho KF-D não foram realizadas as análises das espécies *G. ruber* e *Cibicidoides spp.*, pois foram utilizados os dados isotópicos do banco de dados do LaPAS.

As amostras foram analisadas no SEM/*Prism Stable Isotope Laboratory* do *Earth Science Department* da Universidade de Oxford com o auxílio do Dr. Norman Charnley. As testas foram abertas, limpas com peróxido de hidrogênio (H_2O_2) e secas a 60°C por no mínimo 30 minutos. As mesmas foram analisadas em um espectrômetro de massa VG Isogas Prism II com um sistema de preparação do tipo banho ácido *on-line* VG Isocarb. A calibração para VPDB é feita diariamente com o padrão NBS-19 (*Oxford in-house* (NOCZ) *Carrara marble standard*). A repetibilidade do padrão a longo prazo é melhor que 0,1‰.

4.4. ELEMENTOS TRAÇO

As análises de elementos traço foram realizadas no *Trace Element Geochemist ICP-MS Laboratory* do *Earth Science Department* da Universidade de Oxford com o

auxílio do Dr. Cees-Jan de Hoog. O método de análise utilizado foi o mesmo apresentado por Harding *et al.* (2006).

Foi utilizado um sistema de fluxo lento, com um nebulizador (100 µL/min), ligado diretamente ao espectrômetro de massa com plasma induzido (ICP-MS) Perkin Elmer Elan 6100DRC acoplado a um microamostrador Cetac ASX-100 e, quando necessário, a um ASX-250. Foram utilizados dois sistemas diferentes para a determinação dos elementos traço.

Inicialmente foram realizadas as análises de Ca, sendo que, como etapa preliminar uma solução de Ca (~100 ppm) foi utilizada para prevenir a cobertura do cone durante a análise, evitando efeitos de *drifting* e diminuindo erros internos. A análise de Ca é realizada para normalizar a concentração dos diferentes metais na amostra. Após a determinação da concentração de Ca, as amostras foram diluídas, quando necessário, para apresentarem uma concentração final de ~100 ppm Ca.

Após a normalização das amostras foi realizada a determinação das razões El/Ca com base em um padrão sintético multielementar com composição próxima àquela observada nos foraminíferos. Brancos de ácido nítrico foram realizados a cada grupo de 5 amostras e o padrão foi analisado antes e após cada amostra.

No testemunho KF-12 foram analisadas todas as espécies selecionadas para este estudo, porém, no testemunho KF-D foram utilizadas somente as espécies *G. ruber*, *Cibicides spp.* e *Uvigerina spp.* As demais espécies do testemunho KF-D não foram analisadas.

A precisão do método foi obtida a partir da determinação do desvio padrão observado em análises repetitivas de uma solução padrão (Levi *et al.*, 2007) para o período em que foram realizadas as análises. A reprodutibilidade para Mg/Ca e Mn/Ca foi de 1,48% e 0,09%, respectivamente. De acordo com Wefer *et al.* (1999) a acurácia do método em relação à determinação da temperatura está entre $\pm 1 - 1,6$ °C.

4.4.1. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

O peso médio das testas de cada espécie de foraminífero foi determinado por pesagem. Este procedimento foi realizado para cada amostra (profundidade) de ambos os testemunhos.

A partir do peso médio das testas as amostras foram separadas de modo a conter uma massa igual ou superior a 0,5 mg. O número de testas utilizado em cada amostra variou significativamente devido ao tamanho das testas e a espécie de foraminífero.

Foram selecionadas as testas que não apresentavam contaminação visível por óxidos-Mn-Fe quando visualizadas no estereomicroscópio binocular.

4.4.2. LIMPEZA

Materiais contaminantes como argila e fases carbonáticas ricas em óxidos metálicos (em sua maioria óxidos de Mn e Fe) são contaminantes em potencial na determinação multielementar realizada em testas de foraminíferos, portanto uma fase preliminar de limpeza das amostras se faz necessária. A seleção do método de limpeza a ser utilizado deve levar em conta o tipo de elemento traço a ser determinado e o erro adicionado à determinada razão El/Ca.

Os dois métodos mais utilizados, segundo descrição de Rosenthal *et al.* (2004), são conhecidos como “protocolo de limpeza para Mg” e “protocolo de limpeza para Cd”. Seguindo a descrição realizada pelos referidos autores temos: o protocolo para Mg como sendo uma versão resumida do método apresentado por Boyle & Keigwin (1985); e o protocolo para Cd compreendendo uma versão completa do método apresentado por Boyle & Keigwin (1985) e revisada por Boyle & Rosenthal (1996).

A diferença principal entre o método para Mg e o método para Cd se baseia na presença ou não de uma fase de redução. Nesta fase de redução é realizada a eliminação de fases óxidas metálicas aderidas às testas (Rosenthal *et al.*, 2004), além de fases minerais insolúveis, como sulfeto de cádmio (CdS) (Pena *et al.*, 2005). O procedimento completo de

limpeza, protocolo para Cd, é geralmente adotado por laboratórios que analisam diferentes razões El/Ca a partir de uma mesma amostra (*e.g.* Cd/Ca, Ba/Ca and U/Ca). Isso porque estas fases óxidas metálicas e insolúveis são conhecidas como contaminantes potenciais devido à grande concentração de elementos traço associados às mesmas, as quais podem alterar a composição “natural” dos indivíduos (Pena *et al.*, 2005). Entretanto, a seleção do protocolo de limpeza é diferenciada para cada laboratório; não somente pelo fato da maior complexidade laboratorial envolvida no processo, mas principalmente pelo fato de que a perda progressiva de Mg em relação ao conteúdo total da testa devido ao processo de limpeza é notória.

De uma maneira geral, apesar dos métodos de limpeza apresentam precisões similares, os valores de Mg/Ca obtidos quando se utiliza o método de Cd são em média 15% menores do que aqueles obtidos com o método de Mg, levando a uma diferença de temperatura de até 1 °C (Rosenthal *et al.*, 2004). Deste modo, a obtenção de estimativas precisas sobre valores absolutos de temperatura teriam que ter como componente uma correção de desvio relacionado à perda de material pelo procedimento de limpeza, porém, este tipo de erro/desvio associado à perda de material não altera as conclusões feitas em relação às mudanças da temperatura observadas dentro de um mesmo testemunho (Rosenthal *et al.*, 2004).

Como foram analisadas diferentes razões El/Ca simultaneamente, as amostras de foraminíferos foram limpas segundo o procedimento “completo” de limpeza, protocolo de limpeza para Cd (Boyle & Keigwin, 1985; Boyle & Rosenthal, 1996), na sala limpa (*Cleaning Room Laboratory*) do *Earth Science Department* da Universidade de Oxford; tais procedimentos de controle na limpeza da amostra devem ser realizados a fim de evitarem-se contaminações.

Inicialmente cada amostra teve as testas abertas a partir de uma quebra gentil das mesmas. O procedimento de abertura das testas foi realizado sob o estereomicroscópio binocular e com o auxílio de duas lâminas de vidro.

Para a remoção da argila as amostras foram limpas inicialmente com água deionizada 18 MΩ (ddH₂O) (três vezes), seguida por uma limpeza com metanol (duas

vezes) e novamente limpas com ddH₂O (duas vezes). A diferença de densidade dos líquidos utilizados na limpeza permite que diferentes frações de argila sejam retiradas das amostras.

Na fase seguinte, foi adicionada às amostras uma solução redutora (hidrazina anidra, hidróxido de amônia e citrato de amônia) para remoção dos óxidos metálicos superficiais como os óxidos de Mn e Fe. As amostras permaneceram em solução a quente e ultrasonificação por 30 minutos. Após este período as amostras foram limpas com ddH₂O (três vezes) e transferidas para outro recipiente para prosseguir o procedimento de limpeza. A troca de recipiente evita que algum material contaminante adsorvido na parede volte à solução e contamine a amostra.

A matéria orgânica foi removida das amostras através da adição de uma solução oxidativa (peróxido de hidrogênio e citrato de amônia) adicionada às amostras. As amostras em solução foram aquecidas e ultrasonificadas por 30 minutos. No final do processo as amostras foram lavadas com ddH₂O (três vezes).

A etapa final de limpeza compreendeu uma lixiviação leve, onde se adicionou às amostras uma solução fraca de ácido nítrico tridestilado a fim de retirar qualquer material contaminante que tenha ficado adsorvido nas testas. As amostras foram novamente lavadas com ddH₂O (três vezes) antes da dissolução final das mesmas.

A dissolução das amostras foi realizada com a adição de 0,5 ml de ácido nítrico tridestilado 1% às mesmas.

4.4.3. CONTAMINAÇÃO

A avaliação de possível contaminação das amostras por óxidos-Mn-Fe foi feita a partir da verificação dos valores da razão Mn/Ca. Muitos trabalhos se utilizam atualmente também das razões Al/Ca e Fe/Ca para a verificação de contaminação por (*e.g.* Lea *et al.*, 2005; Barker *et al.*, 2003, Levi *et al.*, 2007), porém, estes elementos não foram analisados neste trabalho. Portanto, todas as premissas de contaminação são baseadas somente nos valores da razão Mn/Ca.

Valores de Mn/Ca superiores a 100 $\mu\text{mol/mol}$ são considerados provenientes de amostras contaminadas. Este valor foi determinado como indicador de contaminação por Boyle (1983) e é adotado até hoje como um limite máximo para a razão Mn/Ca. Deste modo, amostras com valores de Mn/Ca superiores a 100 $\mu\text{mol/mol}$ são vistas como contaminadas e devem ser excluídas do estudo.

4.5. DETERMINAÇÃO DA IDADE DAS AMOSTRAS

As idades das amostras do testemunho KF-12 foram obtidos a partir da correlação entre a curva isotópica de oxigênio de *Cibicidoides spp.* e a série de referência de Martinson *et al.* (1987) (MT87), e de duas datações de radiocarbono (^{14}C).

A escolha da série de referência a ser utilizada foi baseada nos comentários apresentados por Waelbroeck *et al.* (2002) e no trabalho de Lisiecki & Raymo (2005) (LR05). Segundo Waelbroeck *et al.* (2002), a série de MT87 compreende os dois últimos ciclos climáticos com uma maior resolução em comparação às séries apresentadas por Imbrie *et al.* (1984) e Bassinot *et al.* (1994). No trabalho de LR05 as maiores divergências quando comparada às séries de referência citadas anteriormente ocorre em um período muito superior ao estudado neste trabalho (~625 mil anos). Assim, apesar da série LR05 ter uma melhor resolução temporal (~1000 anos) e uma relação sinal/ruído de melhor proporção, foi utilizada neste estudo a série MT87 para a definição das idades das amostras. Isso porque, devido à baixa resolução temporal observada nos testemunhos deste estudo, com base em dados de $\delta^{18}\text{O}$, a comparação com uma série de referência de maior resolução não é necessária.

As datações de ^{14}C foram feitas nas amostras do testemunho KF-12 de profundidades de 10 e 181 cm em pelo menos 150 espécimes de *G. ruber white* na fração maior do que 0,15 mm. As análises de ^{14}C foram realizadas no *National Ocean Science Accelerator Mass Spectrometer Facility* (NOSAMS) no *Woods Hole Oceanographic Institution* (WHOI) nos Estados Unidos.

Os valores de ^{14}C foram convertidos em idade calendário usando o programa CALIB (Stuiver & Reimer, 1993; Stuiver *et al.*, 1998) de acordo com a base de dados marinha e com as correções necessárias relacionadas à idade reservatório.

No testemunho KF-D as idades das amostras foram obtidas a partir da correlação entre as curvas isotópicas de oxigênio em *Cibicidoides spp.* do referido testemunho e do testemunho datado KF-12.

Todas as correlações entre as séries de dados e de referência foram feitas a partir do programa Analyseries 1.2 (Paillard *et al.*, 1996).

4.6. DADOS DA COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA COLUNA DE ÁGUA ATUAL

4.6.1. DADOS GERAIS

Os dados da composição química da coluna de água atual foram obtidos a partir de diferentes bases de dados. Os dados das bases GLODAP (*Global Ocean Data Analysis Project*) (Key *et al.*, 2004) e WOA05 (Antonov *et al.*, 2006; Garcia *et al.*, 2006; Locarnini *et al.*, 2006) (recomendada como base de dados atuais no programa EPILOG em Mix *et al.*, 2001) podem ser obtidos para localizações bem próximas aos testemunhos, porém, para a base de dados GEOSECS (Ostlund *et al.*, 1987) a localização é um pouco mais distante dos testemunhos conforme visualizado na Figura F (Anexo 1).

Os dados obtidos em cada base de dados estão apresentados na Tabela 2.

Tabela 2. Base de dados utilizadas neste estudo e suas respectivas variáveis.

Base de dados	Tipo de dado
GEOSECS	Pressão - P (dbar), Alcalinidade total - AT ($\mu\text{mol/kg}$), Gás carbônico total - TCO_2 ($\mu\text{mol/kg}$)
GLODAP	Pressão - P (dbar), Alcalinidade total - AT ($\mu\text{mol/kg}$), Gás carbônico total - TCO_2 ($\mu\text{mol/kg}$), CO_2 antropogênico ($\mu\text{mol/kg}$)
WOA05	Salinidade - S (adimens.), Temperatura - T ($^{\circ}\text{C}$), Silicato - SiO_3 ($\mu\text{mol/l}$), Fosfato - PO_4 ($\mu\text{mol/l}$)

4.6.2. SINAL ISOTÓPICO DA ÁGUA DO MAR ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$)

Os dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ foram obtidos a partir das equações empíricas apresentadas por LeGrande & Schmidt (2006). As equações são baseadas na relação entre salinidade e $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$.

A partir do balanço E-P observado no oceano é possível estabelecer uma relação direta entre salinidade (S) e o sinal isotópico da água do mar segundo algoritmos regionais específicos.

Na base de dados de LeGrande & Schmidt (2006) são apresentados, além dos dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$, as equações específicas pelas quais o valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ pode ser obtido em cada região, ou de acordo com as características de determinada massa de água. Segundo os próprios autores, a base de dados apresenta uma defasagem nos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ no Atlântico Sul, portanto os dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ utilizados neste estudo foram estimados a partir das equações empíricas: NADW (Equação 8) e Atlântico Sul – AS (Equação 9).

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}} = 0,51 \cdot S - 17,8 \quad \text{Equação 8(NADW)}$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}} = 0,51 \cdot S - 17,4 \quad \text{Equação 9 (AS)}$$

Os dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ obtidos em VSMOW foram convertidos para a escala VPDB a partir da subtração de 0,27‰ (Hut, 1987).

4.6.3. ESTADO DE SATURAÇÃO DO ÍON CARBONATO ($\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$)

A necessidade ou não de correção da equação de paleotemperatura aplicada à espécie *H. elegans* depende do $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ no meio.

O $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ foi estimado de acordo com o método descrito por Yu & Elderfield (2008), a partir dos dados de carbono inorgânico dissolvido (considerado como TCO_2), alcalinidade total (AT), SiO_3 , PO_4 , salinidade, temperatura e CO_2 antropogênico. O valor de CO_2 antropogênico foi subtraído do valor do carbono inorgânico dissolvido antes dos cálculos.

A estimativa de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ é dada pela Equação 10:

$$\Delta[\text{CO}_3^{2-}] = [\text{CO}_3^{2-}] - [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{sat}} \quad \text{Equação 10}$$

Sendo que, $[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{sat}}$ é obtido a partir da Equação 11:

$$[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{sat}} = [\text{CO}_3^{2-}] / \Omega \quad \text{Equação 11}$$

Os valores do estado de saturação (Ω) para aragonita e calcita foram obtidos com o auxílio do programa CO2 sys.xls (Pierrot *et al.*, 2006).

Como para as variáveis AT e TCO_2 existe uma discrepância quanto aos dados registrados pelo GEOSECS e pelo GLODAP, o uso de ambas bases de dados foi avaliado neste estudo.

4.7. DEFINIÇÃO DAS EQUAÇÕES DE PALEOTEMPERATURA

Ainda que muitas equações de paleotemperatura estejam bem definidas em literatura quanto a sua aplicabilidade em diferentes espécies e locais, ainda restam algumas

dúvidas quanto à escolha do melhor algoritmo em relação a um dado conjunto de dados. Como exemplo, é possível citar a equação multiespecífica apresentada no trabalho de calibração de Mulitza *et al.* (2003b) (MM03), muito utilizada atualmente, *versus* a equação sintética de Kim & O'Neil (1997) (KO97), ambas aplicadas a espécies como *G. ruber* e *G. sacculifer*.

No trabalho de Schmidt & Mulitza (2002) observa-se que a melhor equação para *G. ruber* e *G. sacculifer*, a partir de uma compilação global de dados para a definição de modelos ecológicos, é a de KO97. Entretanto, em um trabalho mais recente, com amostras do Caribe e Atlântico Sul (Steph *et al.*, 2009), o resultado final da profundidade aparente de calcificação (PAC) obtido com a correção da equação sintética de KO97 para desequilíbrio foi similar ao obtido com a equação de MM03.

A partir deste exemplo e do fato de que ainda não existem equações consideradas universais a serem aplicadas, apesar de algumas equações serem mais citadas em literatura, foi observada a necessidade de determinar-se qual algoritmo na literatura se adéqua melhor ao conjunto de dados obtidos neste estudo.

Para a definição da melhor equação de paleotemperatura a ser utilizada para cada espécie neste estudo foi aplicado o método de comparação dos valores de temperatura observados na coluna de água atual com os valores de temperatura registrados pela testa das amostras recentes. O valor da temperatura registrada na testa foi estimado a partir dos diferentes algoritmos encontrados na literatura, sendo que foram utilizados os algoritmos específicos para cada espécie, ou pelo menos, aplicáveis a elas. Para o estudo com $\delta^{18}\text{O}$ também foi necessário utilizar os dados de $^{18}\text{O}_{\text{SW}}$, os quais foram obtidos conforme descrito no item 4.6.2.

A equação que apresentou uma temperatura com um menor desvio em relação à temperatura da coluna de água atual nos dois testemunhos foi considerada a que melhor se aplica ao conjunto de dados deste estudo. Sendo que, eventualmente, foi verificada a necessidade de correções para desequilíbrio isotópico, como observado em Niebler *et al.* (1999) e Steph *et al.* (2009). As equações de paleotemperatura aplicadas neste estudo são apresentadas nos itens a seguir.

Para as espécies planctônicas utilizadas neste estudo foi determinada a profundidade aparente de calcificação da testa (PAC) a fim de determinar com maior precisão a temperatura da água no momento de formação da testa. O procedimento adotado para esta estimativa é descrito no item a seguir. A determinação da PAC por si só já determina quais as melhores equações de $\delta^{18}\text{O}$ -paleotemperatura, porém, para verificar o valor dos desvios de cada equação em termos de temperatura o tratamento para determinação da melhor equação de paleotemperatura foi realizado.

Entretanto, é necessário frisar que, apesar da escolha do método comparativo para determinar a melhor equação de paleotemperatura para este estudo, o tipo de amostra utilizado (amostras “consideradas” recentes provenientes de testemunhos) pode não registrar os valores da coluna de água atual devido à extensão das amostras. Isso porque, tais amostras podem compreender um intervalo extenso de tempo, com idades maiores e que não registrariam as características atuais da coluna de água atual. Além disso, a prática da seleção de equações com base em dados locais se torna uma fonte de desvios quando é de interesse comparar os dados com resultados de outros trabalhos (Rosenthal *et al.*, 2004).

4.7.1. PROFUNDIDADE APARENTE DE CALCIFICAÇÃO DA TESTA (PAC)

Devido às características migratórias das espécies planctônicas é necessário estimar a profundidade aparente de calcificação da testa (PAC). Isso porque, para fins de determinação da temperatura no momento de formação da testa é necessário conhecer a profundidade de habitat do organismo mais próxima da real.

A PAC foi calculada a partir dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ estimado ($\delta^{18}\text{O}_E$), obtido pelas equações de paleotemperatura ($\delta^{18}\text{O}$ -T) e dos dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ e temperatura. O $\delta^{18}\text{O}_E$, chamado inicialmente de razão isotópica de equilíbrio, é a estimativa do valor que a testa deveria apresentar em determinada profundidade se a mesma precipitasse em equilíbrio isotópico com a água do mar. Para o cálculo de $\delta^{18}\text{O}_E$ foi avaliado o uso das equações de Epstein *et al.* (1953), O'Neil *et al.* (1969), Shackleton (1974), Erez & Luz (1983), Kim &

O'Neil (1997), Bemis *et al.* (1998), Mulitza *et al.* (2003a) multiespecífica e Mulitza *et al.* (2003b) para *G. ruber* e *G. sacculifer*. Foi verificada a influência das correções para desequilíbrio, como citado por Niebler *et al.* (1999) e Steph *et al.* (2009).

A estimativa dos valores de $\delta^{18}\text{O}_E$ foi calculada para os primeiros metros da coluna de água e correlacionada graficamente com o valor de $\delta^{18}\text{O}$ obtido na testa. A profundidade onde ocorre a intersecção entre os dados de $\delta^{18}\text{O}_E$ e $\delta^{18}\text{O}$, é aceita como uma estimativa da PAC para determinada espécie e local. Este procedimento é comumente adotado em trabalhos de paleoceanografia (*e.g.* Ravelo & Fairbanks, 1992; Niebler *et al.*, 1999; Hendry *et al.*, 2009; Mohtadi *et al.*, 2009 e Steph *et al.*, 2009).

4.7.2. ALGORITMOS PARA $\delta^{18}\text{O}$ -TEMPERATURA

As equações de paleotemperatura baseadas no sinal isotópico das testas são equações polinomiais (Equação 12) onde: T é a temperatura de calcificação da testa em $^{\circ}\text{C}$, a é o coeficiente linear da equação (temperatura quando $\delta^{18}\text{O}$ menos $\delta^{18}\text{O}_{SW}$ for igual a zero), b é o coeficiente angular da equação (mudança em $\delta^{18}\text{O}$ para cada 1°C de temperatura), e c é o coeficiente secundário. Em alguns trabalhos o coeficiente secundário c é omitido da equação, resultando em uma equação linear simples (Equação 13) (Lea, 2003). Segundo Bemis *et al.* (1998), em regiões de águas quentes, a equação linear gera resultados tão bons quanto a equação quadrática.

$$T = a + b.(\delta^{18}\text{O} - \delta^{18}\text{O}_{SW}) + c.(\delta^{18}\text{O} - \delta^{18}\text{O}_{SW})^2 \quad \text{Equação 12}$$

$$T = a + b.(\delta^{18}\text{O} - \delta^{18}\text{O}_{SW}) \quad \text{Equação 13}$$

Mulitza *et al.* (2003a) observaram que muitas vezes não há diferenças significativas entre as diversas equações espécie específicas. Entretanto, segundo os

mesmos autores, o uso de amplas faixas de frações de testas gera uma grande variabilidade nos dados, colocando em dúvida se esta similaridade entre as muitas equações específicas existe ou não.

Dentre as equações mais utilizadas podem-se citar as equações de Shackleton (1974) e a de Bemis *et al.* (1998). A lista das equações utilizadas neste estudo estão apresentadas no Anexo 4.

4.7.3. ALGORITMOS PARA Mg/Ca –TEMPERATURA

A equação que relaciona a razão Mg/Ca e a temperatura deve, de acordo com a previsão termodinâmica, ser exponencial, segundo a Equação 14 (Lea, 2003; Rosenthal, 2007).

$$Mg/Ca = B.e^{(A.T)} \quad \text{Equação 14}$$

Onde, A é constante exponencial (registra mudança em Mg/Ca para cada $1^{\circ}C$ de temperatura), B é a constante pré-exponencial (determina a temperatura absoluta para cada espécie), e T é a temperatura de calcificação da testa em $^{\circ}C$.

Entretanto, segundo Rosenthal (2007), mesmo a equação exponencial se adequando bem à calibração multiespecífica, ou seja, a partir de várias espécies, calibrações específicas podem ser descritas por relações lineares e com o mesmo grau de confiabilidade.

A lista de equações utilizadas neste estudo é apresentada nos Anexos 5 e 6, sendo que, a equação multiespecífica apresentada por Anand *et al.* (2003) apresenta certo destaque quanto a difusão de seu uso em trabalhos com espécies planctônicas (Kisakürek *et al.*, 2008; Rickaby R., 2008 comunicação pessoal).

4.8. RAZÃO ISÓTOPICA DE OXIGÊNIO NA ÁGUA DO MAR ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$)

A razão isotópica $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ foi estimada com base nos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e temperatura, este último estimado a partir da razão Mg/Ca, de acordo com cada equação de paleotemperatura $\delta^{18}\text{O}$ -T definida anteriormente para cada espécie (item 4.7.2.).

Os valores estimados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ se referem à montante relacionada aos fatores volume de gelo e salinidade.

4.8.1. SEPARAÇÃO DA COMPONENTE $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$

As variações locais no sinal $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ foram estimadas a partir da subtração do efeito do volume de gelo global. Sendo que, o volume de gelo global é assumido como igual aos valores da curva da variação do nível do mar. Atualmente as curvas de nível relativo do mar mais utilizadas são as apresentadas por Lambeck & Chappell (2001) (revisada em 2007) (*e.g.* Levi *et al.*, 2007) e a de Waelbroeck *et al.* (2002) (*e.g.* Sagawa & Ikehara, 2008).

As duas curvas mencionadas acima são muito parecidas (Figura 19), portanto, a diferença principal reside na maneira como cada uma delas foi definida. A curva de Lambeck & Chappell (2001) foi definida com base em modelos matemáticos, enquanto que a curva de Waelbroeck *et al.* (2002) foi determinada com base em dados isotópicos de foraminíferos bentônicos. A partir desta observação selecionou-se a equação de Waelbroeck *et al.* (2002) para ser utilizada neste estudo pois a mesma apresenta seus dados diretamente como sinal isotópico da água do mar, assim, não são necessárias correções dos valores de nível do mar relativo para os cálculos da variação local de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$.

Deste modo, os dados de $\delta^{18}\text{O}$ referentes à variação global, associados à variação do nível do mar, foram subtraídos dos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ obtidos neste estudo. A partir destes cálculos a componente local ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$), ou salinidade, foi definida.

Figura 19. Variação do sinal isotópico da água do mar ($\delta^{18}O_{sw}$) segundo Waelbroeck et al. (2002) e nível do mar relativo de acordo com Lambeck & Chappell (2001) revisada em 2007.

4.9. TRATAMENTO DOS DADOS

Os dados foram tratados estatisticamente com o auxílio do programa Statistica 8.0 de acordo com as possibilidades específicas de cada teste (*e.g.* amostras pareadas e número amostral n).

As análises de correlação foram realizadas entre diferentes espécies e *proxies* dentro de um mesmo testemunho. A correlação entre os dois testemunhos estudados não foi possível, pois a maioria dos testes estatísticos parte do pressuposto de que as amostras são pareadas. Para as amostras serem pareadas, as mesmas devem representar um mesmo período (ano); porém, por se tratarem de amostras provenientes de testemunhos diferentes, com taxas de sedimentação específicas, a probabilidade de isto ocorrer é muito pequena.

É ainda interessante lembrar que a estimativa do desvio associado a cada análise não foi determinada experimentalmente devido à falta de amostras suficientes para a análise duplicada das mesmas. A partir da Figura 20 é possível compreender melhor alguns dos fatores inerentes a uma estimativa correta dos desvios.

Como existe uma variabilidade particular dentro de cada testa de foraminífero, uma testa é sempre diferente da outra quanto a sua composição química. Deste modo, uma amostra contendo diferentes testas inclui diferentes variações específicas; sendo que, essas variações se alteram de espécie para espécie.

Além disso, diferentes regiões apresentam características distintas, assim, a utilização de desvios “comuns”, mesmo que restritos a uma mesma espécie, podem ser diferenciados para cada região e pouco representativos da realidade.

Uma maneira de se estimar a variabilidade da amostra de uma espécie e região específicos é fracionar o material a ser lido em diferentes partes. Neste caso, o erro associado ao método, como pré-tratamento e análise, já está associado ao resultado obtido das diferentes alíquotas. Entretanto, para esta estimativa de desvios é necessário um maior número de testas, e este é o fator limitante para esta estimativa neste estudo. Assim, neste estudo não são apresentados os desvios das amostras obtidos por meio de réplicas.

Figura 20. Esquema representativo das variações (desvios) encontradas no trabalho com amostras de foraminíferos contendo diferentes testas.

Para Mg/Ca foi calculada uma estimativa da incerteza associada ao resultado segundo o método descrito por Skinner & Elderfield (2005). Enquanto que, para $\delta^{18}\text{O}$, por ser um método vastamente utilizado nos últimos anos e com menor variabilidade analítica, a estimativa dos desvios segue o valor da reprodutibilidade do padrão, com valor de 0,1‰.

O valor da incerteza obtido para Mg/Ca é considerado como uma estimativa conservativa associada à confiabilidade global das medidas, sendo que, de modo geral, a mesma é geralmente um pouco inferior a reprodutibilidade associada à análise replicada de amostras de foraminíferos planctônicos.

Os valores das estimativas de desvio para Mg/Ca são apresentados para cada espécie deste estudo na Tabela 3. O cálculo para *C. corpulentus* não foi realizado devido a diminuta quantidade de *n* existente.

Tabela 3. Valores de estimativa de desvio para Mg/Ca nas diferentes espécies utilizadas neste estudo.

	<i>G. ruber</i>	<i>G. sacculifer</i>	<i>Cibicidoides spp.</i>	<i>Uvigerina spp.</i>	<i>H. elegans</i>
Desvio em Mg/Ca (mmol/mol)	0,24	0,18	0,15	0,08	0,07

A sensibilidade de cada espécie em relação à relação Mg/Ca-T determina o quanto o desvio observado para a mesma em mmol/mol irá influenciar o valor final da estimativa de temperatura.

Nos foraminíferos planctônicos, de uma forma geral, a sensibilidade da razão Mg/Ca às variações na temperatura é de ~9% de Mg/Ca para cada 1 °C (Anand *et al.*, 2003), enquanto que em foraminíferos bentônicos ainda há grande dificuldade em se definir um valor médio para a sensibilidade das espécies. Deste modo, foram estimados valores de sensibilidade para as espécies bentônicas utilizadas neste estudo a partir dos desvios gerais observados nos dados, sendo: 13% para *Cibicidoides spp.*, 6% para *Uvigerina spp.* e 3% para *H. elegans*.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Este estudo não tem como objetivo principal compreender as variações climáticas que ocorreram ao longo dos últimos 27 mil anos, mas sim avaliar a eficiência do uso associado dos *proxies* $\delta^{18}\text{O}$ e razão Mg/Ca como ferramenta paleoceanografia, como discutido no item 1.6. O uso associado de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca possibilita a estimativa do sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$; o qual corresponde às oscilações no volume de gelo global e a salinidade local.

Deste modo, serão abordados neste estudo as correlações existentes entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca ao longo dos últimos 27 mil anos em diferentes espécies de foraminíferos. A partir dessa observação serão avaliadas as variações específicas de cada *proxy* em cada espécie distinta.

Para uma melhor compreensão do uso associado de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca serão estimados os valores de temperatura e salinidade, esta última expressa com $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$, ao longo dos últimos 27 mil anos. Portanto, para a avaliação das estimativas obtidas neste estudo os dados obtidos serão comparados a dados existentes na literatura, preferencialmente para a região de estudo.

Como estratégia de comparação, entre os dados obtidos neste estudo e os dados na literatura, foi definida como meio de comparação a oscilação existente entre os dados do Último Máximo Glacial (LGM) e do Holoceno (HL), visto que existem diversos trabalhos que se valem deste período para o estudo das variações glacial-interglacial. O intervalo do LGM, como mencionado no item 1.7, é o período glacial mais próximo do HL e, portanto, o mesmo é largamente estudado.

5.1. MODELO DE IDADE

As datações de ^{14}C realizadas no testemunho KF-12 estão apresentadas na Tabela 4 com as respectivas idades calendário.

Tabela 4. Resultado das datações de ^{14}C convertidas em idade calendário para o testemunho KF-12.

Prof. da amostra (cm)	Espécie analisada	Idade ^{14}C (anos)	Idade calendário 2σ (anos)	
10	<i>G. ruber</i>	1500 ± 30	937 BP	1124 BP
181	<i>G. ruber</i>	20500 ± 95	23768 BP	24347 BP

A partir das datações e da correlação da curva isotópica de oxigênio de *Cibicidoides spp.* com a série de referência de Martinson *et al.* (1987) (Figura 21a) foram obtidas as idades para as amostras do testemunho KF-12 (Figura 21b).

As idades das amostras do testemunho KF-D (Figura 21c) foram determinadas com base na correlação das curvas isotópicas de oxigênio dos testemunhos KF-D e KF-12. Os procedimentos adotados foram descritos no item 4.5.

Os testemunhos apresentam curvas similares com o início da deglaciação (fim do período glacial) próximo aos 18 mil anos. Em ambos os testemunhos os valores começam a apresentar uma menor oscilação dos dados entre aproximadamente 15 e 16 mil anos.

No testemunho KF-D a primeira amostra do testemunho compreende uma idade tardia próxima a 3 mil anos. Essa idade um pouco mais elevada do que o esperado pode estar associada a perda do topo do testemunho documentada como sendo de 1 cm.

Figura 21. (a). Série isotópica de referência de Martinson *et al.* (1987); (b). Idade estimada para as amostras do testemunho KF-12 com base em Martinson *et al.* (1987); (c). Idade estimada para as amostras do testemunho KF-D com base na curva isotópica do testemunho KF-12.

5.2. SELEÇÃO DAS AMOSTRAS CONSIDERADAS “RECENTES” (HOLOCENO)

As equações de paleotemperatura são baseadas em algoritmos matemáticos calibrados com amostras onde se há o conhecimento da variável de interesse. Entretanto, como discutido no item 4.7 este algoritmo pode variar, em maior ou menor grau, de acordo com cada espécie ou localização.

A seleção da melhor equação de paleotemperatura neste estudo foi feita a partir da comparação dos dados da coluna de água atual, obtidos a partir de base de dados, com o valor obtido a partir dos algoritmos específicos. Para isso é importante selecionar as amostras mais “recentes” do testemunho, já que a comparação é feita com os dados da

coluna de água atual. Em estudos que munem desta estratégia são utilizados preferencialmente somente amostras de topo; porém, em estudos com testemunhos de menor resolução temporal é necessário expandir o período considerado “recente” para basear o resultado final no maior conjunto de dados possíveis. Um maior número de dados amostrais (n) evita e/ou diminui a presença desvios relacionando a *outliers*.

Para definir o que pode ser considerado “recente” neste trabalho optou-se por utilizar os dados obtidos por Pivel (2010) e a observação de Came *et al.* (2003) acerca do estabelecimento da circulação atual a partir dos últimos 9 mil anos.

No trabalho de Pivel (2010) foi apresentada a curva isotópica de *G. ruber* para um testemunho datado de alta resolução (KF-02) (Figura 22) próximo a área de estudo dos testemunhos utilizados neste estudo (Figura F – Anexo 1). O testemunho KF-02 apresenta uma taxa de sedimentação média de $97 \text{ cm}/10^3 \text{ anos}$ conforme calculado por Pivel (2010).

Na Figura 22 é possível observar uma estabilização nos dados de $\delta^{18}\text{O}$ após aproximadamente 8-7 mil anos atrás, sendo que, segundo Came *et al.* (2003), neste período a circulação oceânica como é conhecida hoje já estava estabelecida.

Apesar da variabilidade visível observada para o período de ~1 a até ~7 mil anos, devido possivelmente à eventos climáticos específicos, os dados de $\delta^{18}\text{O}$ apresentam um perfil quase constante. Quando se observa a amplitude da variação entre ~1 a ~7 mil anos em comparação a variabilidade no restante do testemunho, os dados do período em questão (~1 a ~7 mil anos) podem ser considerados de baixa oscilação.

Figura 22. Curva isotópica de oxigênio (VPDB) de *G. ruber* do testemunho KF-02 obtida a partir dos dados de Pivel (2010). Período em destaque abrange de ~7 a ~1 mil anos. A linha tracejada indica o estabelecimento da circulação oceânica atual de acordo com Came et al. (2003).

O período compreendido entre o atual a até 7 mil anos atrás está relacionado na verdade com dois períodos distintos de estudos paleoceanográficos; o atual, muitas vezes estabelecido com base nos dados da coluna de água atual, e o Holoceno médio, o qual compreende amostras com idade próxima a 6 mil anos.

Entretanto, devido à resolução temporal dos testemunhos, especificamente o KF-D, um estudo mais restrito das faixas de idades levaria a estimativas ineficazes devido ao baixo número de amostras. Entendendo que os dois testemunhos devem ser tratados do mesmo modo, apesar da melhor resolução temporal do testemunho KF-12, ambos terão o período considerado “recente” como o período que compreende desde o atual a até ~7 mil anos.

Espera-se que a baixa resolução temporal dos testemunhos naturalmente “evite” o sinal de eventos climáticos específicos no período determinado, visto que muitos deles são considerados de curta duração (Figura 23).

Figura 23. Série temporal do testemunho de gelo GISP 2 com destaque para os eventos mais proeminentes no Hemisfério Norte (Adaptado de Blunier and Brook, 2001 apud Shakun & Carlson, 2010). H1: Heinrich 1 (durou ~1,5 mil anos), OD: Oldest Dryas (durou ~3,3 mil anos), BA: Bølling/Allerød (durou ~1,8 mil anos) e YD: Younger Dryas (durou ~1,2 mil anos).

No testemunho KF-D, devido à menor resolução temporal, foram selecionadas somente três amostras como “recentes”, compreendendo as profundidades entre 1 a 15 cm. As amostras do KF-12 compreenderam um intervalo maior do testemunho, devido à melhor resolução do mesmo, 3 a 70 cm de profundidade, com um total de 14 amostras consideradas “recentes”.

5.3. RAZÃO ISÓTOPICA DE OXIGÊNIO ($\delta^{18}\text{O}$)

Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ das espécies utilizadas neste estudo são apresentados para ambos os testemunhos (KF-D e KF-12) na Figura 24. Todas as espécies apresentam uma tendência similar, com valores decrescentes na medida em que se aproximam as idades mais recentes. O eixo das ordenadas é apresentado de forma invertida por convenção devido à relação inversamente proporcional entre $\delta^{18}\text{O}$ e temperatura.

Essa diminuição nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ pode estar associada tanto às variações na temperatura quanto a oscilações da salinidade, ambas em função do tempo. Entretanto, independente de qual destes processos seja dominante, temperatura ou salinidade, em

ambos os casos o registro está associado a uma mudança nos dados de $\delta^{18}\text{O}$ de acordo com a oscilação glacial-interglacial dos últimos 27 mil anos. Observa-se em ambas as curvas isotópicas uma deglaciação iniciando há aproximadamente 18 mil anos, com uma estabilização dos valores próxima aos 15-16 mil anos atrás.

As espécies planctônicas mostram uma variação interglacial menos acentuada quando comparada aos valores de $\delta^{18}\text{O}$ das espécies bentônicas. Essa diferença deve estar associada ao registro distinto das águas superficiais, pelas espécies planctônicas, e das águas de fundo, pelas espécies bentônicas.

A correlação entre as diferentes espécies em cada testemunho foi verificada com base na correlação de Pearson. No testemunho KF-D a espécie *C. corpulentus* foi excluída da análise devido ao seu baixo número amostral, o que restringia o valor de n a um valor inadequado para as análises estatísticas ($n = 11$), mascarando os resultados referentes às outras espécies. O teste de correlação foi aplicado com o intuito de verificar se a espécie *C. corpulentus*, a qual não é comumente aplicada a estudos paleoceanográficos, responde de maneira satisfatória quando comparada às demais espécies deste estudo. A correlação entre os dados $\delta^{18}\text{O}$ de diferentes espécies de foraminíferos é esperada devido ao fato de a maior componente registrada por este *proxy* é o sinal referente à $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$.

De uma forma geral todas as espécies estudadas em ambos os testemunhos mostraram uma correlação positiva significativa ($p < 0,05$) entre si (Tabela 5 e 6). A espécie *C. corpulentus*, não comumente utilizada em estudos paleoceanográficos, mostrou correlacionar-se bem com as outras espécies utilizadas neste estudo (análise realizada somente no testemunho KF-12).

Figura 24. Curvas isotópicas obtidas com as espécies utilizadas neste estudo em ambos os testemunhos (KF-D e KF-12). O eixo Y (ordenada) se encontra invertido por convenção.

Tabela 5. Correlação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ no testemunho KF-D para as diferentes espécies utilizadas neste estudo.

KF-D	<i>G. ruber</i>	<i>G. sacculifer</i>	<i>Cibicoides spp.</i>	<i>Uvigerina spp.</i>	<i>H. elegans</i>
<i>G. ruber</i>	1.000000	0.878183	0.814680	0.819897	0.635222
<i>G. sacculifer</i>	0.878183	1.000000	0.849885	0.855915	0.665539
<i>Cibicoides spp.</i>	0.814680	0.849885	1.000000	0.868146	0.667792
<i>Uvigerina spp.</i>	0.819897	0.855915	0.868146	1.000000	0.535754
<i>H. elegans</i>	0.635222	0.665539	0.667792	0.535754	1.000000
* valores de $p (=r)$ considerados significativos ($p < 0,05$) são marcados em negrito					

Tabela 6. Correlação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ no testemunho KF-12 para as diferentes espécies utilizadas neste estudo.

KF-12	<i>G. ruber</i>	<i>G. sacculifer</i>	<i>Cibicoides spp.</i>	<i>C. corpuentus</i>	<i>Uvigerina spp.</i>	<i>H. elegans</i>
<i>G. ruber</i>	1.000000	0.875992	0.899404	0.490222	0.686401	0.739660
<i>G. sacculifer</i>	0.875992	1.000000	0.804968	0.461578	0.757858	0.653315
<i>Cibicoides spp.</i>	0.899404	0.804968	1.000000	0.635039	0.789879	0.782482
<i>C. corpuentus</i>	0.490222	0.461578	0.635039	1.000000	0.500739	0.662149
<i>Uvigerina spp.</i>	0.686401	0.757858	0.789879	0.500739	1.000000	0.616005
<i>H. elegans</i>	0.739660	0.653315	0.782482	0.662149	0.616005	1.000000
* correlações consideradas significativas ($p < 0,05$) são marcadas em negrito						

Ao compararmos as diferentes espécies em uma escala única (Figura 25) observa-se que, de uma forma geral, as espécies planctônicas mostram uma mesma assinatura, bem como as espécies bentônicas do gênero *Cibicoides* associada ao grupo de espécies *Uvigerina spp.*, e a espécie *H. elegans*. Não foram observadas diferenças no sinal de ^{18}O nas espécies devido à diferença na fração de tamanho das testas utilizadas em cada testemunho.

Figura 25. Curvas de $\delta^{18}\text{O}$ de ambos os testemunhos e espécies utilizadas neste estudo. Os valores dos desvios esperados de acordo com o método são apresentados como a área sombreada.

Essa similaridade entre as diferentes curvas isotópicas indica que, apesar da diferença de habitat entre as diferentes espécies as mesmas registram a mesma tendência no sinal $\delta^{18}\text{O}$. Deste modo, as espécies *G. ruber* e *G. sacculifer* registram o mesmo sinal de águas superficiais; enquanto que os grupos bentônicos calcínicos do gênero *Cibicidoides* e o grupo de espécies *Uvigerina spp.* registram um sinal similar de $\delta^{18}\text{O}$ das águas de fundo. A espécie *H. elegans* registra um sinal de $\delta^{18}\text{O}$ diferenciado daquele observado com as demais espécies bentônicas utilizadas neste estudo, o qual está possivelmente associado ao seu tipo de testa, pois a mesma precipita sua testa como aragonita. Essa tendência similar entre as diferentes curvas de $\delta^{18}\text{O}$ está associada ao registro da componente $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ por este *proxy*.

Considerações parciais:

Em relação ao sinal de $\delta^{18}\text{O}$, como esperado, observou-se que em ambos os testemunhos existe uma correlação significativa ($p < 0,05$) entre ambas as espécies utilizadas neste estudo. Não foram observadas diferenças no sinal de $\delta^{18}\text{O}$ nas espécies devido à diferença no tamanho das testas utilizadas em cada testemunho.

Apesar das espécies estudadas apresentarem diferentes habitats, o sinal de $\delta^{18}\text{O}$ foi registrado de forma similar para as espécies planctônicas (*G. ruber* e *G. sacculifer*) e para as espécies bentônicas de material calcítico (gênero *Cibicidoides* e *Uvigerina spp.*). A espécie *H. elegans* apresentou um sinal distinto daquele observado para as outras espécies bentônicas, o qual está possivelmente associado à testa aragonítica de *H. elegans*. O sinal referente à componente $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ é responsável pela similaridade entre as diferentes curvas de $\delta^{18}\text{O}$.

5.4. RAZÃO Mn/Ca

Os valores da razão Mn/Ca de todas as amostras foram verificados com o objetivo de identificar possíveis contaminações, as quais, podem afetar o valor da razão Mg/Ca e conseqüentemente as estimativas de temperatura obtidas para os dois testemunhos utilizados neste estudo.

Os resultados obtidos para a razão Mn/Ca para os testemunhos KF-D e KF-12 são apresentados na Figura 26. Um teste *t* foi realizado a partir de *G. ruber*, *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.* para comparar os valores de Mn/Ca dos dois testemunhos estudados, pois foram realizadas análises de elementos traço somente nestas espécies no testemunho KF-D.

As amostras dos grupos de espécies *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.* não apresentaram variação significativa ($p < 0,05$) entre os testemunhos analisados. Entretanto, *G. ruber* apresentou uma variação significativa ($p < 0,05$) entre as amostras dos testemunhos KF-D e KF-12. Essa diferença entre os testemunhos indica que existe uma

diferença entre os mesmos, apesar destes se localizarem muito próximos um ao outro e apresentarem profundidades similares.

Essa diferença entre os testemunhos observada com base em *G. ruber* pode estar relacionada com o grau de preservação da testa visto que, no procedimento de limpeza foi observado que algumas amostras de *G. ruber* no testemunho KF-12 continham testas com paredes mais finas do que o esperado. Ao associar-se esta observação experimental ao resultado estatístico, pode-se então sugerir uma diferença na composição química da coluna de água dos dois testemunhos. Isso porque, como visto no item 1.5, as características químicas da coluna de água podem levar à perda do material carbonático em espécies planctônicas, principalmente em ambientes com baixos valores de concentração do íon carbonato. Ambos os testemunhos se encontram sob influência dos meandramentos da Corrente do Brasil, sendo que, seria possível esta diferença entre os testemunhos estar associada a uma maior ou menor influência destes meandros.

Os valores médios de Mn/Ca para as espécies deste estudo nos dois testemunhos foram: $43,74 \pm 14,11$ $\mu\text{mol/mol}$ em *G. ruber*; $43,65 \pm 16,68$ em *G. sacculifer*; $60,84 \pm 25,28$ $\mu\text{mol/mol}$ em *Cibicidoides spp.*; $91,89 \pm 28,15$ $\mu\text{mol/mol}$ em *C. corpulentus*; $19,27 \pm 10,09$ $\mu\text{mol/mol}$ em *Uvigerina spp.*; e $0,60 \pm 0,25$ $\mu\text{mol/mol}$ em *H. elegans*.

Valores maiores do que 100 $\mu\text{mol/mol}$ ocorreram nas amostras de *Cibicidoides spp.*, com máximo de 119,09 $\mu\text{mol/mol}$ no testemunho KF-D e de 118,84 $\mu\text{mol/mol}$ no testemunho KF-12, e em diversas amostras de *C. corpulentus* (máximo de 138,88 $\mu\text{mol/mol}$ no testemunho KF-12).

Na espécie *C. corpulentus* metade das amostras apresentaram valores superiores a 100 $\mu\text{mol/mol}$. Segundo Hall *et al.* (2004), *C. corpulentus* é conhecida como sinônimia da espécie *C. incrassatus*, sendo que, a mesma foi utilizada pelos referidos autores para análises da razão Ba/Ca. No trabalho de Hall *et al.* (2004) não foram mencionados problemas de contaminação das espécies, sendo que, a espécie *C. corpulentus* foi utilizada sem restrições pelos autores.

Entretanto, devido ao fato de praticamente metade das amostras de *C. corpulentus* apresentarem valores de Mn/Ca superiores a 100 $\mu\text{mol/mol}$ de Mn/Ca, o número de

amostras desta espécie ao longo do tempo se tornou pequeno (Figura 27). Esse pequeno n amostral restringe o uso desta espécie em relação a seu estudo ao longo dos últimos 27 mil anos. Observa-se ainda que a maioria das amostras restantes ($Mn/Ca < 100 \mu\text{mol/mol}$) têm valores de Mn/Ca elevados ($> 60 \mu\text{mol/mol}$). É possível que este aumento dos valores de Mn/Ca ao longo do tempo indique algum tipo de contaminação nas amostras da espécie *C. corpulentus*.

Figura 26. Valores da razão Mn/Ca obtidos para as espécies de foraminíferos estudadas em ambos os testemunhos. A linha tracejada indica o valor limite de $100 \mu\text{mol/mol}$.

Figura 27. Curva das amostras de *C. corpulentus* com valores inferiores a 100 $\mu\text{mol/mol}$.

Para verificar se havia alguma relação entre os valores de Mn/Ca e Mg/Ca foram realizadas análises de correlação (correlação de Pearson) entre as amostras. Este tipo de análise de correlação é realizado para verificação de possível associação entre Mg e fases óxidas ricas em Mn, o que levaria a crer que os valores de Mg das espécies citadas acima poderiam estar relacionados às fases contaminantes da testa.

Somente as espécies *G. ruber* no testemunho KF-D e *H. elegans* no testemunho KF-12 apresentaram uma correlação significativa ($p < 0,05$) entre Mn e Mg, com valores de ρ de 0,508 e 0,599, respectivamente, indicando correlação moderada. Entretanto, como uma das espécies a apresentar esta correlação foi *H. elegans*, espera-se que este resultado não esteja associado à contaminação, visto que o uso de *H. elegans* é justamente difundido em literatura devido à menor probabilidade de contaminação de sua testa aragonítica.

Ao plotarmos os dados de Mg/Ca versus Mn/Ca (Figura 28) para ambas as espécies utilizadas neste estudo, é possível verificar que a relação entre as razões Mn/Ca e Mg/Ca é bastante fraca. Portanto, apesar de haver uma associação significativa entre as razões Mn/Ca e Mg/Ca nas espécies *G. ruber* no testemunho KF-D e *H. elegans* no testemunho KF-12, esta correlação não indica processos de contaminação.

Figura 28. Relação Mg/Ca versus Mn/Ca nas espécies utilizadas neste estudos em ambos os testemunhos.

O resultado obtido para a espécie *C. corpulentus* não parece indicar que os valores de Mn/Ca estejam associados aos de Mg/Ca. Portanto, a possibilidade dos elevados valores de Mn/Ca nesta espécie indicar contaminação é pequeno. Deste modo, para o uso confiável dos dados de Mg/Ca da espécie *C. corpulentus* são ainda necessários mais estudos sobre sua ecologia, pois é necessário compreender os processos de incorporação de Mn nesta espécie a fim de verificar se os elevados valores observados estão associados a processos naturais desta espécie.

Sendo assim, neste estudo a espécie *C. corpulentus* teve seu uso restrito a este ponto dos tratamentos dos dados devido ao seu baixo número amostral (n) e devido à necessidade de uma melhor compreensão sobre sua ecologia. Para as demais espécies utilizadas neste estudo, somente as razões Mg/Ca das amostras com valores de Mn/Ca

superiores a 100 $\mu\text{mol/mol}$ não foram utilizadas neste estudo por serem consideradas como amostras contaminadas.

Considerações parciais:

Somente a espécie *C. corpulentus* teve um grande número de amostras com elevado grau de contaminação ($> 100 \mu\text{mol/mol}$). No grupo de espécies *Cibicidoides spp.* apenas três amostras exibiram valores de Mn/Ca acima do valor de 100 $\mu\text{mol/mol}$. As demais espécies utilizadas neste estudo não apresentaram valores de M/Ca elevados.

Devido à diminuição do n amostral da espécie *C. corpulentus*, resultante da exclusão das amostras consideradas contaminadas, o uso desta espécie neste estudo foi restrito a somente este ponto da discussão. Isso porque, uma melhor compreensão da ecologia desta espécie deve ser estabelecida para avaliar se os valores de Mn/Ca observados estão relacionados a contaminantes ou a processos naturais de incorporação de Mn por esta espécie.

A espécie *G. ruber* indicou haver uma diferença significativa entre os testemunhos KF-D e KF-12 segundo o teste t aplicado. Esta diferença pode estar relacionada com o grau de preservação das testas; sendo assim, pode haver diferença marcante entre as características da coluna de água dos dois testemunhos mesmo os dois sendo localizados próximos.

Apesar de *G. ruber* e *H. elegans* nos testemunhos KF-D e KF-12, respectivamente, apresentarem uma correlação significativa ($p < 0,05$) entre Mn/Ca e Mg/Ca, foi observado que esta relação não indica contaminação das amostras.

5.5. RAZÃO Mg/Ca

A partir da razão Mg/Ca é possível estimar as oscilações de temperatura ao longo dos últimos anos, sendo que, a relação entre Mg/Ca e temperatura é direta, com os maiores valores de Mg/Ca sendo associados a maiores temperaturas.

Os valores da razão Mg/Ca obtidos neste estudo são apresentados na Figura 29, sendo que, após a exclusão dos resultados provenientes de amostras com Mn/Ca > 100 $\mu\text{mol/mol}$, a espécie *C. corpulentus* não permaneceu com dados suficientes para permanecer neste estudo. No testemunho KF-D somente as espécies *G. ruber*, *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.* foram analisadas para elementos traço (e.g. Mg/Ca). A correlação entre as espécies foi verificada a partir do teste de correlação de Pearson.

De forma geral, as espécies planctônicas mostram uma diminuição dos valores de Mg/Ca entre o período glacial-interglacial. Entretanto, as espécies bentônicas indicam, no mesmo período, valores quase constantes de Mg/Ca (*H. elegans*) ou uma tendência não muito acentuada de incremento nos valores da razão Mg/Ca (*Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.*).

No testemunho KF-D não houve correlações significativas ($p < 0,05$) entre as espécies estudadas. Neste caso, podemos levar em conta que: (1) não há dados suficientes de *Cibicidoides spp.* no período glacial, dificultando a análise estatística; (2) o perfil observado para *G. ruber* difere daquele de *Uvigerina spp.* pelo fato das tendências no LGM serem contrárias. Desta forma, as correlações do testemunho KF-D não foram discutidas.

No testemunho KF-12 foram poucas as correlações significativas ($p < 0,05$) entre as espécies, como pode ser visto na Tabela 7. Sendo que, *Cibicidoides spp.* se correlacionou com *G. ruber* e *Uvigerina spp.*; enquanto que *H. elegans* se correlacionou somente com *G. ruber*. Correlações entre espécies planctônicas e bentônicas não são esperadas, visto que, cada uma das mesmas ocupa ambientes específicos (superfície e fundo, respectivamente).

Figura 29. Curvas da razão Mg/Ca obtidos para as espécies estudadas em ambos os testemunhos.

Tabela 7. Correlação entre os valores de Mg/Ca no testemunho KF-12 para as diferentes espécies utilizadas neste estudo.

KF-12	<i>G. ruber</i>	<i>G. sacculifer</i>	<i>Cibicidoides spp.</i>	<i>Uvigerina spp.</i>	<i>H. elegans</i>
<i>G. ruber</i>	1.000000	0.186704	-0.439229	-0.145830	-0.353443
<i>G. sacculifer</i>	0.186704	1.000000	-0.284083	-0.138670	-0.079809
<i>Cibicidoides spp.</i>	-0.439229	-0.284083	1.000000	0.368185	-0.092353
<i>Uvigerina spp.</i>	-0.145830	-0.138670	0.368185	1.000000	0.081513
<i>H. elegans</i>	-0.353443	-0.079809	-0.092353	0.081513	1.000000
* correlações consideradas significativas ($p < 0,05$) são marcadas em negrito					

Ao observar o perfil das razões Mg/Ca ao longo do período estudado para as espécies *G. ruber*, *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.* é possível identificar os fatores para a correlação positiva apresentada entre estas espécies neste testemunho (Figura 30).

Neste “agrupamento” obtido a partir do teste de correlação, *Cibicidoides spp.* é o ponto em comum da correlação entre as espécies apresentadas, visto que, a mesma se correlaciona tanto com *G. ruber* como com *Uvigerina spp.*. No período que abrange o período atual (Holoceno - HL), o qual se encontra após os eventos bruscos de deglaciação, vemos um perfil muito similar entre as diferentes espécies, porém, com uma alta variabilidade nos dados. Deste modo, as correlações devem ter seu “ponto” forte para a correlação significativa exatamente neste período recente, sendo que, após o mesmo os perfis começam a se distanciar.

O grupo de espécies *Cibicidoides spp.* apresenta um menor número de amostras no período glacial, portanto, devemos lembrar que o n neste período é menor do que no período anterior; sendo que, é justamente neste período que aparentemente estão presentes as maiores divergências entre as espécies. No período glacial são observadas menores correlações entre os grupos de espécies *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.*, associado ao menor número amostral de *Cibicidoides spp.*. Entretanto, a tendência observada em *Uvigerina spp.*, com maiores valores da razão Mg/Ca durante o período glacial, parece ser similar a observada pelos poucos pontos amostrais de *Cibicidoides spp.*, resultando na correlação positiva observada na Tabela 7.

Figura 30. Curva de Mg/Ca das espécies com correlação moderada e significativa ($p < 0,05$) *G. ruber*, *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.* do testemunho KF-12. Os eixos são identificados por cores de acordo com cada espécie (esquerda preto – *G. ruber*; direita verde – *Uvigerina spp.*, direita azul – *Cibicidoides spp.*)

Em relação à correlação entre *Cibicidoides spp.* e *G. ruber*, nota-se que tais espécies registram padrões distintos de Mg/Ca durante o período glacial em comparação ao HL, apesar de apresentarem alguns pontos em comum associados a oscilação dos dados, resultando em uma correlação negativa entre estas espécies (Tabela 7). Na espécie *G. ruber* são observados menores valores de Mg/Ca durante o período glacial comparado aos valores do HL, enquanto que no grupo de espécies *Cibicidoides spp.* os valores da razão Mg/Ca são mais elevados durante o período glacial comparado ao HL.

Deste modo, *Cibicidoides spp.* se correlaciona com as espécies *G. ruber* e *Uvigerina spp.*, porém, estas duas espécies não se correlacionam entre si por terem padrões inversos em relação aos valores de Mg/Ca durante o período glacial-interglacial.

Quanto à correlação existente entre as espécies *G. ruber* e *H. elegans* é possível acreditar que a mesma esteja relacionada de forma simples, conforme a semelhança observada nas curvas de Mg/Ca das referidas espécies (Figura 31).

Figura 31. Curva de Mg/Ca das espécies com correlação moderada significativa ($p < 0,05$) *G. ruber* e *H. elegans* do testemunho KF-12. Os eixos são identificados por cores de acordo com cada espécie (esquerda preto – *G. ruber*; direita azul – *H. elegans*).

As curvas de Mg/Ca de *G. ruber* e de *H. elegans* são similares, mas com tendências inversas de Mg/Ca ao longo do tempo, resultando na correlação negativa entre estas espécies (Tabela 7). A variabilidade do sinal é alta e a presença de possíveis *outliers* (há aproximadamente 11,6 e 12,4 mil anos) pode dificultar ainda mais a compreensão dos dados. Os perfis inversamente proporcionais que ocorrem nestas espécies são os responsáveis pela fraca correlação significativa ($p < 0,05$) observada nestas espécies.

É possível assumir que as correlações observadas com Mg/Ca entre espécies planctônicas e bentônicas estão associadas muito mais fortemente ao perfil das curvas desta variável nestas espécies do que à correlações associadas um a comportamento e/ou registro

similar entre as espécies. Isso porque, em ambos os casos as espécies planctônicas estão associadas a uma correlação inversamente proporcional com as espécies de fundo. Assume-se, portanto, que esta correlação está associada somente à similaridades (inversamente proporcionais) entre as curvas das espécies planctônicas e bentônicas.

É importante ressaltar que as espécies registram os sinais de Mg/Ca de forma distinta (Figura 32), sendo que, mesmo levando em consideração os desvios estimados para os dados, as assinaturas de cada espécie são únicas, o que difere do observado para ^{18}O onde é possível dividir as espécies de acordo com habitats e tipo de carbonato (aragonita *versus* calcita). Essa diferença entre os registros de Mg/Ca e de ^{18}O estão associados ao fato de que estes *proxies* registram sinais distintivos. Isso porque, apesar da temperatura influenciar o sinal de $\delta^{18}\text{O}$ a maior componente deste *proxy* esta associada ao volume de gelo; enquanto que na razão Mg/Ca associa-se a temperatura como a maior componente do sinal.

Portanto, as espécies planctônicas registram o sinal distinto de Mg/Ca de suas profundidades de calcificação específicas. Enquanto que as espécies bentônicas apresentam sinais de Mg/Ca particulares não somente devido a diferença entre o material carbonático formador da testa, mas também devido aos diferentes habitats de cada espécie.

A diferença na fração de tamanho das testas utilizadas em cada testemunho parece não influenciar o sinal de Mg/Ca neste estudo.

Figura 32. Curvas de Mg/Ca de ambos os testemunhos e espécies utilizadas neste estudo. Os valores dos desvios esperados de acordo são apresentados como a área sombreada.

Considerações parciais:

Os dados de Mg/Ca do testemunho KF-D não apresentaram correlações significativas entre as espécies estudadas neste testemunho (somente as espécies *G. ruber*, *Cibicides* spp. e *Uvigerina* spp.). Os poucos dados de *Cibicides* spp. durante o período glacial e as curvas com tendências distintas nas espécies *G. ruber* e *Uvigerina* spp. parecem ser responsáveis por esse resultado.

No testemunho KF-12 foram observadas correlações significativas ($p < 0,05$) entre *Cibicides* spp. com *Uvigerina* spp. e *G. ruber* e entre *H. elegans* com *G. ruber*. Estas correlações estão associadas à tendências inversamente proporcionais registradas nas curvas das espécies planctônicas e bentônicas.

De forma distinta daquela observada para as curvas de $\delta^{18}\text{O}$, as espécies utilizadas neste estudo apresentaram curvas de Mg/Ca específicas para cada espécie. Esta tendência está associada à diferença entre a componente principal do sinal de cada *proxy*. As espécies registraram as variações associadas ao seu habitat específico e não relacionadas ao registro de forma geral para as águas superficiais (espécies planctônicas) e para as águas profundas (espécies bentônicas). Contudo, assim como observado com $\delta^{18}\text{O}$, a diferença nas frações de testas utilizadas em cada testemunho parece não ter influenciado o sinal de Mg/Ca.

5.6. RELAÇÃO $\delta^{18}\text{O}$ E Mg/Ca

A partir do uso associado dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca é possível inferir os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$, conforme metodologia descrita no item 4.8. Deste modo, é possível estimar as oscilações do volume de gelo e da salinidade ao longo do tempo, como discutido no item 1.6. Entretanto, como regra geral, os dados destes *proxies*, principalmente Mg/Ca, devem refletir de forma precisa as variáveis de interesse para que as estimativas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ sejam coerentes.

De uma forma geral, espera-se que o dados de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca apresentem uma correlação entre as suas curvas, pois tais variáveis são parcialmente dependentes da temperatura. Como exemplo, o aumento dos valores da razão Mg/Ca, refletindo o aumento da temperatura, se correlaciona com a diminuição do sinal isotópico, proveniente da mudança da temperatura ou salinidade.

Sabe-se que a relação existente entre $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca se mantém constante nas espécies apesar dos efeitos pós deposicionais, pelo menos ao que se restringe às espécies planctônicas e às amostras atuais (Rosenthal *et al.*, 2000). É esperado assim, que a correlação entre os *proxies* deva existir e se manter constante ao longo do tempo nas diferentes espécies utilizadas neste estudo.

Neste estudo foi verificada a correlação entre as curvas de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca segundo o teste de correlação de Pearson. No testemunho KF-D só foram realizados testes de correlação para as espécies *G. ruber*, *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.* por serem as

únicas espécies analisadas para Mg/Ca neste testemunho. O teste de correlação indica que nos testemunhos utilizados neste estudo o grupo de espécies *Cibicidoides spp.* e a espécie *H. elegans* não apresentam correlação significativa ($p < 0,05$) entre os *proxies*.

A não correlação entre os *proxies* ($\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca) na espécie *H. elegans*, a qual conhecidamente tem seus dados de Mg/Ca alterados devido à concentração do íon carbonato no meio leva a crer que parte do sinal de Mg/Ca nesta espécie se deva à influência do íon carbonato no registro de Mg/Ca, como observado por Rosenthal *et al.* (2006).

Entretanto, a presença de *outliers*, como demonstrado na Figura 33, foi verificada como possível fonte de erro para a não correlação significativa entre os *proxies* em *H. elegans*. Entretanto, a exclusão das amostras indicadas na Figura 33a não alterou o resultado de correlação observado inicialmente, como pode ser observado nas Figuras 33b, sem a exclusão dos possíveis *outliers*, e 33c, com a exclusão dos possíveis *outliers*.

Após a verificação da não influência dos possíveis *outliers* no resultado de correlação entre $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca em *H. elegans*, presume-se então que neste testemunho (KF-12) ocorra uma influência do íon carbonato no sinal de Mg/Ca registrado pela espécie.

Em relação ao grupo de espécies *Cibicidoides spp.*, a não correlação entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca pode ter relação com o fato de que recentemente o sinal de Mg/Ca, registrado por este gênero em suas testas (especificamente *C. wuellerstorfi*), foi associado também ao valor de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ (e.g. Yu & Elderfield, 2008; Elderfield *et al.*, 2010).

Essa não correlação entre os *proxies* em *Cibicidoides spp.* pode então estar associada ao registro do sinal do íon carbonato nas testas, sendo que, não é descartada a influência da temperatura no sinal registrado, porém, esta componente temperatura se apresentaria como uma componente menor frente à componente do íon carbonato.

Figura 33. a. Curva de Mg/Ca de *H. elegans* com indicação de possíveis outliers; b. Gráfico de correlação entre o sinal de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca em *H. elegans* sem a exclusão dos possíveis outliers; c. Gráfico de correlação entre o sinal de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca em *H. elegans* com a exclusão dos possíveis outliers.

É interessante observar que em ambas as espécies em que não foi observada uma correlação significativa entre $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca há a “separação” das curvas destes *proxies* do período glacial até o início da deglaciação (Figura 34). Como comentado anteriormente, esta anomalia nos dados de Mg/Ca poderia estar associada ao efeito da química do íon carbonato, especificamente o estado de saturação do mesmo ($\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$), no sinal registrado pela testa das espécies *H. elegans* e *Cibicidoides spp.*. Sendo que, é importante definir que

o $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ é específico para cada forma de carbonato, ou seja, apesar da referência genérica ao $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ para ambas as espécies, fica implícito que para *H. elegans* há o $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ para aragonita ($\Delta[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{aragonita}}$) e que em *Cibicidoides spp.* há o $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ para calcita (forma mais comum do carbonato) ($\Delta[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{calcita}}$).

Figura 34. Curvas de $\delta^{18}\text{O}$ (quadrados) e Mg/Ca (triângulos) das espécies *H. elegans* no testemunho KF-12 e *Cibicidoides spp.* nos testemunhos KF-D e KF-12.

Em contrapartida, apesar do grupo de espécies *Uvigerina spp.* ser conhecido por não sofrer efeitos elevados em relação as componentes do íon carbonato no meio (Elderfield *et al.*, 2006; Raitzsch *et al.*, 2008), e mesmo esta espécie apresentando correlação significativa ($p < 0,05$) entre os *proxies*, o mesmo apresentou curvas de $\delta^{18}\text{O}$ e

Mg/Ca com tendências similares às observadas com *H. elegans* e *Cibicidoides spp.* (Figuras 35).

Figura 35. Curvas de $\delta^{18}\text{O}$ (quadrados) e Mg/Ca (triângulos) de *Uvigerina spp.* nos testemunhos KF-D e KF-12.

Segundo o pressuposto apresentado por Elderfield *et al.* (2006), o grupo de espécies *Uvigerina spp.*, por ser uma espécie infaunal, se encontra em um ambiente saturado em termos de carbonato, sofrendo menor influência das alterações que ocorrem no fundo oceânico; assim, este valor observado de Mg/Ca estaria associado somente à variação da temperatura sem sofrer os efeitos conhecidos da oscilação do estado de saturação do íon carbonato. Em teoria, se realmente *Uvigerina spp.* não sofre tais influências e registra com confiança a temperatura, a mesma pode ser utilizada como indicador de temperatura em equações de paleotemperatura que tenham como variável além da temperatura o carbonato,

tornando-se assim, associada a *Cibicoides spp.*, uma ferramenta para determinação de carbonato (Elderfield *et al.*, 2006).

Entretanto, o que se pode observar nos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca de *Uvigerina spp.* são curvas com tendências distintas durante o período glacial mas que são similares no período interglacial. Ao contrário do que se espera para *Cibicoides spp.*, esta dissimilaridade entre as curvas no período glacial em *Uvigerina spp.* dificilmente poderia estar associada à influência do íon carbonato sobre os dados de Mg/Ca. Essas características entre as curvas de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca de *Uvigerina spp.* corroboram para a veracidade dos dados observados em *Cibicoides spp.*, porém, não se descarta a possível influência do íon carbonato nos valores de Mg/Ca observados até aqui.

Nas espécies *G. ruber* e *G. sacculifer* (Figura 36), onde houve também correlação significativa ($p < 0,05$) entre os *proxies*, fica claro que os dados de Mg/Ca respondem de forma muito similar aos dados de $\delta^{18}\text{O}$, como esperado. Em ambas as espécies observa-se que os *proxies* indicam um aumento visual indo do período glacial frio para o interglacial quente (lembrando que no caso de $\delta^{18}\text{O}$ o eixo é apresentado de forma invertida por convenção).

A divergência entre as curvas de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca observadas nas espécies bentônicas, mas não nas espécies planctônicas, pode estar relacionada à maior dificuldade em se trabalhar com as espécies de fundo. Segundo Martin *et al.* (2002), o desafio em se aplicar os dados de Mg/Ca em espécies bentônicas se deve, de uma maneira geral, a dois fatores principais: (1) a pequenas variações na mudança da temperatura das águas profundas entre o período glacial-interglacial; (2) a valores absolutos de variação em Mg/Ca baixos devido aos menores valores de Mg/Ca registrados nas testas.

Para uma melhor interpretação dos dados e do potencial do uso associado dos *proxies*, $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca, as variáveis devem ser convertidas em seus respectivos parâmetros de interesse. Portanto, nos itens a seguir foram definidas as melhores equações de paleotemperatura a serem aplicadas junto ao conjunto de dados obtidos neste estudo. Em seguida, os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca foram convertidos nas variáveis de interesse, temperatura e salinidade.

Figura 36. Curvas $\delta^{18}\text{O}$ (quadrados) e Mg/Ca (triângulos) das espécies *G. ruber* nos testemunho KF-D e KF-12 e *G. sacculifer* no testemunho KF-12.

Considerações parciais:

Foi possível observar que no período glacial as espécies bentônicas (*Cibicidoides spp.*, *Uvigerina spp.* e *H. elegans*) apresentaram curvas de Mg/Ca com tendências distintas das curvas de $\delta^{18}\text{O}$. O teste de correlação não parece capaz de explicar esta observação, pois as espécies *H. elegans* e *Cibicidoides spp.* não apresentaram correlação significativa ($p < 0,05$) entre os *proxies*, enquanto que o grupo de espécies *Uvigerina spp.* apresentou tal correlação. Esta não correlação em *Cibicidoides spp.* e *H. elegans* poderia estar associada à influência do íon carbonato nos dados de Mg/Ca, porém, isto dificilmente se aplicaria aos dados de *Uvigerina spp.*

Nas espécies planctônicas houve correlação significativa ($p < 0,05$) entre as curvas de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca , sendo que, tais curvas apresentaram as mesmas tendências ao longo do tempo, como o esperado.

5.7. DETERMINAÇÃO DA PROFUNDIDADE APARENTE DE CALCIFICAÇÃO (PAC) DAS ESPÉCIES PLANCTÔNICAS

Para a definição das melhores equações de paleotemperatura a serem utilizadas neste estudo foi necessário estimar a PAC. Neste estudo a estimativa da PAC, associada aos dados das bases de dados, é utilizada para determinar a temperatura da água no momento de formação da testa. A temperatura estimada com base na PAC foi utilizada junto às estimativas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ para determinar o sinal isotópico estimado ($\delta^{18}\text{O}_{\text{E}}$), conforme procedimento descrito no item 4.7.1.

Com base nos dados de temperatura, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ e das equações de $\delta^{18}\text{O}$ -Temperatura foi possível estimar a PAC para *G. ruber* e *G. sacculifer* em cada testemunho. Foram utilizadas equações inorgânicas e equações específicas para espécies planctônicas neste estudo.

A PAC estimada depende fortemente da equação de paleotemperatura a ser utilizada, sendo que, muitas destas equações apresentam perfis similares ao longo da coluna de água (Ravelo & Fairbanks, 1992; Steph *et al.*, 2009), com suas variações concentradas somente nos finais quentes e frios dos mesmos, respectivamente início e fim das curvas (Figura 37).

Deste modo, em função do número de equações estudadas foi determinado neste estudo que os valores de PAC a serem considerados válidos devem se encontrar próximos à zona fótica (Ravelo & Fairbanks, 1992), conforme os dados da coluna d'água atual do Oceano Atlântico apresentados por Steph *et al.* (2009) (Figura 38).

Figura 37. Perfis de $\delta^{18}O_{SW}$ obtidos com diferentes equações de paleotemperatura provenientes de diferentes trabalhos.

No trabalho de Steph *et al.* (2009) são definidos intervalos de PAC no Atlântico tropical para diferentes espécies de foraminíferos planctônicos, dentre eles *G. ruber* e *G. sacculifer*. Portanto, os dados de Steph *et al.* (2009) auxiliam a definição de uma PAC mais confiável, facilitando a exclusão de estimativas errôneas.

Desta forma, segundo observado na Figura 38, é esperado que a PAC para *G. ruber* se apresente nos primeiros 30 m da coluna de água, enquanto que *G. sacculifer* apresenta uma PAC mais profunda, nos primeiros 70 m da coluna de água.

Os dados de $\delta^{18}O$ corrigidos e não corrigidos para desequilíbrio (Figura 39 e 40, respectivamente), conforme cada espécie e equação, foram plotados junto aos dados $\delta^{18}O_E$ (VPDB) para a verificação da PAC e a necessidade ou não de correção para desequilíbrio. Devido ao fato da equação de Bemis *et al.* (1998) apresentar resultados muito próximos aos das equações sintéticas a mesma foi tratada como inorgânica, ou seja, foi sujeita ao estudo das correções para desequilíbrio.

Figura 39. Correlação gráfica entre os perfis de $\delta^{18}\text{O}_E$ e dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ (*G. rub.* = *G. ruber*, *G. sac.* = *G. sacculifer*) para a determinação da PAC em KF-D. Os dados $\delta^{18}\text{O}$ são apresentados corrigidos (valor entre parênteses) e não corrigidos para desequilíbrio isotópico.

Figura 40. Correlação gráfica entre os perfis de $\delta^{18}O_E$ e dos dados de $\delta^{18}O$ (*G. rub.* = *G. ruber*, *G. sac.* = *G. sacculifer*) para a determinação da PAC em KF-12. Os dados $\delta^{18}O$ são apresentados corrigidos (valor entre parênteses) e não corrigidos para desequilíbrio isotópico.

De acordo com as observações de Steph *et al.* (2009), a equação multiespecífica de Mulitza *et al.* (2003a) se adéqua bem a ambas espécies de interesse, *G. ruber* e *G. sacculifer*, sendo que, segundo os autores a mesma remete a uma PAC similar à aquela observada quando é aplicada a correção de desequilíbrio às equações inorgânicas de Shackleton (1974) e Kim & O'Neil (1997). Neste estudo, a equação de Mulitza *et al.* (2003a) determinou uma PAC pouco mais profunda do que a observada com correção para desequilíbrio em *G. ruber* com a equação de Kim & O'Neil (1997). Entretanto, as correções utilizadas em *G. sacculifer* determinaram profundidades extremas localizadas muito acima ou muito abaixo das profundidades observadas com a equação multiespecífica de Mulitza *et al.* (2003a).

A PAC estimada para cada espécie com as diferentes equações e correções para desequilíbrio são apresentadas na Tabela 8. Foram consideradas nesta tabela somente as equações que foram válidas para ambos os testemunhos, ou seja, quando o perfil de $\delta^{18}\text{O}_E$ em função da profundidade foi interceptado pelos valores de $\delta^{18}\text{O}$ de dada espécie nos dois testemunhos.

Tabela 8. Valores estimados de PAC para as duas espécies planctônicas utilizadas neste estudo. Os valores de correção de desequilíbrio se encontram entre parênteses quando aplicados.

Espécie	KF-D			KF-12		
	Mulitza <i>et al.</i>	Mulitza <i>et al.</i> (G. sac.)	Epstein <i>et al.</i> /Kim & O'Neil	Mulitza <i>et al.</i>	Mulitza <i>et al.</i> (G. sac.)	Epstein <i>et al.</i> /Kim & O'Neil
<i>G. ruber</i>	~40m	na	na	~35m	na	na
<i>G. sacculifer</i>	~55m	~45m	na	~65m	~55m	na
<i>G. ruber</i> (0,5)	na	na	~35m	na	na	~30m
<i>G. sacculifer</i> (0,3)	na	na	~25m	na	na	~35m
<i>G. sacculifer</i> (0,6)	na	na	~65m	na	na	~80m
na = não se aplica às equações ou não ocorreu intersecção dos dados						

Para facilitar a interpretação das estimativas de profundidade definiu-se um ponto em comum para a comparação entre as mesmas. Neste estudo, foi selecionada a equação multiespecífica de Mulitza *et al.* (2003a), a qual pode ser aplicada a ambas as espécies como ponto de comparação. Segundo Steph *et al.* (2009), a equação multiespecífica de Mulitza *et al.* (2003a) leva a valores de PAC um pouco mais profundos do que o esperado, assim, espera-se que o valor mais correto para a estimativa da PAC esteja acima da zona fótica (*bopz* na Figura 33) e pouco acima do valor obtido com a equação multiespecífica.

A diferença geral entre os valores sem correção e corrigidos, como observado na Tabela 8, foi de: uma profundidade obtida com correção 5 m acima da profundidade obtida com a equação multiespecífica em *G. ruber*; e profundidades muito acima ou muito abaixo

da profundidade observada com a equação multiespecífica quando aplicadas as correções em *G. sacculifer*.

Partindo do princípio de que as equações específicas ou com correções para desequilíbrio são mais bem definidas do que equações multiespecíficas, somado ao fato de que a equação multiespecífica utilizada neste estudo deriva uma PAC um pouco mais profunda do que o esperado (segundo Steph *et al.*, 2009), definiu-se então que as equações a serem utilizadas para cada espécie neste estudo devem ser específicas ou corrigidas para desequilíbrio. Assim, as equações com um valor de PAC aparentemente mais precisa foi obtida com a equação corrigida para desequilíbrio de Epstein *et al.* (1953) e/ou Kim & O'Neil (1997) para *G. ruber*, e com a equação específica de Mulitza *et al.* (2003b) para *G. sacculifer*. No caso de *G. ruber*, como duas equações podem ser utilizadas para determinar a PAC, foi definido o uso da equação mais recente, no caso, a equação de Kim & O'Neil (1997).

Considerações parciais:

Em relação às PAC observou-se que *G. ruber* tem sua testa precipitada a uma profundidade entre 30 e 35 m de profundidade, enquanto *G. sacculifer* apresentou uma profundidade de calcificação entre 45 e 55 m de profundidade. Portanto, *G. sacculifer* se encontra em águas um pouco mais profundas do que *G. ruber*, assim como observado por Steph *et al.* (2009) para a região do Atlântico tropical.

5.8. DETERMINAÇÃO DAS EQUAÇÕES DE PALEOTEMPERATURA

A determinação da melhor equação de paleotemperatura a ser aplicada para cada espécie de foraminífero e *proxy* ($\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca) foi obtida pela comparação do valor da temperatura obtida pela equação com o valor da temperatura local. Para tanto, foram utilizadas somente as amostras “representativas” do Holoceno, como discutido no item 5.2.

Para as espécies planctônicas *G. ruber* e *G. sacculifer* a melhor equação de paleotemperatura pode ser determinada somente pelo estudo da PAC (item 5.7.). Porém,

para verificar os desvios das equações em termos de temperatura as equações foram novamente avaliadas.

5.8.1. $\delta^{18}O$ -Temperatura

Nos gráficos da Figura 41 foram plotados os dados de temperatura obtidos com as diferentes equações, indicadas por suas respectivas siglas, para as diferentes espécies utilizadas neste estudo. A espécie *G. ruber* teve seus valores corrigidos para desequilíbrio isotópico pelo fator de 0,5‰, pois tal fator de correção se mostrou preciso segundo os resultados do item 5.7. Para a espécie *G. sacculifer* não foi observada uma concordância entre os valores de correção de desequilíbrio comumente utilizados (item 5.7.), portanto os valores desta espécie não foram corrigidos quando aplicadas equações inorgânicas.

Pela Figura 41 é possível observar que, de uma maneira geral as diferentes equações de paleotemperatura utilizadas neste estudo apresentam valores muito similares para a temperatura, variando muitas vezes menos do que 1°C. Porém, apesar da similaridade existente entre as diferentes equações de paleotemperatura utilizadas, uma única equação foi determinada neste estudo para cada espécie, levando-se em consideração todas as variáveis envolvidas neste procedimento conforme descrito no item 4.7. A seleção da equação a ser utilizada para cada espécie teve como base o menor desvio obtido entre a temperatura local e a temperatura estimada com base nas amostras consideradas “recentes”. Sempre que possível optou-se por selecionar equações específicas para cada espécie ou ao menos com correções para desequilíbrio bem determinadas, isso porque, espera-se que os desvios destas equações sejam menores em comparação às equações multiespecíficas.

Nas espécies planctônicas, a espécie *G. ruber* teve como melhores equações de paleotemperatura, para o conjunto de dados deste estudo, as equações de EP53, KO97 e MM03; enquanto que em *G. sacculifer* as melhores equações de paleotemperatura foram as de MS03 e MM03. As equações que melhor se adequaram aos foraminíferos planctônicos foram as mesmas observadas na estimativa da PAC (item 5.7), conforme esperado. Desse modo, foram selecionadas para as espécies planctônicas as mesmas equações utilizadas

para determinação da PAC (KO97 corrigida para desequilíbrio para *G. ruber* e MS03 para *G. sacculifer*).

Figura 41. Valores de temperatura obtidos para as espécies de interesse com cada uma das equações de $\delta^{18}\text{O}$ -temperatura utilizadas neste estudo. Linhas tracejadas indicam os valores esperados para cada profundidade/habitat de acordo com o WOA05. EP53 – Epstein et al., 1953; ON69 – O’Neil et al., 1969; SH74 – Shackleton, 1974; EL83 – Erez & Luz, 1983; KO97 – Kim & O’Neil, 1997; BM98 – Bemis et al., 1998; DP02 – Duplessy et al., 2002; MR03 – Mulitza et al., 2003a para *G. ruber*; MS03- Mulitza et al., 2003a para *G. sacculifer*; MM03 –Mulitza et al., 2003b.

Nos foraminíferos bentônicos foram avaliadas as diferentes equações comumente utilizadas na literatura, sendo que, para muitas das espécies não são conhecidas equações espécie específicas. Para o grupo de espécies *Cibicidoides spp.* a equação de paleotemperatura com menores desvios em relação ao valor esperado foi a de BM98, porém, a equação de KO97 também teve baixos valores de desvios. Em *Uvigerina spp.*, a melhor equação de paleotemperatura foi a de DP02, a qual, curiosamente foi determinada com base em dados de *Cibicidoides*. A espécie *H. elegans* foi a que demonstrou maior variação entre os testemunhos em relação aos valores dos desvios. Sendo que, apesar dos altos desvios observados no testemunho KF-D, a equação selecionada para esta espécie foi a de EP53.

É importante salientar que, devido à espécie *H. elegans* ter sua testa formada por carbonato do tipo aragonita, a mesma necessita de uma correção para calcita a fim de se aplicarem as equações de paleotemperatura utilizadas neste estudo. A correção do $\delta^{18}\text{O}$ da aragonita para calcita foi feita a partir da subtração de 0,78 ‰ do sinal isotópico (Grossmann, 1984 *apud* Rohling & Cooke, 1999). Entretanto, apesar da espécie *H. elegans* ser enriquecida em $\delta^{18}\text{O}$ em relação às espécies calcíticas, o efeito da temperatura no fracionamento isotópico é similar ao observado para calcita (forma mais comum do carbonato) (Grossman & Ku, 1986 *apud* Rohling & Cooke, 1999).

A Tabela 9 resume os menores desvios observados para cada espécie e as respectivas equações.

Tabela 9. Equações de paleotemperatura com base em $\delta^{18}\text{O}$ a serem utilizadas neste estudo e seus respectivos desvios de temperatura (Local-Estimado)

Espécie	Desvio da temperatura estimada ($T_{\text{local}} - T_{\text{estimada}}$)		Equação
	KF-D	KF-12	
<i>G. ruber</i>	-0,05	-0,02	Kim & O'Neil (1997) – KO97 corrigida para desequilíbrio (0,5 ‰)
<i>G. sacculifer</i>	0,45	-0,41	Mulitza <i>et al.</i> (2003a) – MS03
<i>Cibicidoides spp.</i>	0,30	0,41	Bemis <i>et al.</i> (1998) – BM98
<i>Uvigerina spp.</i>	-0,19	1,20	Duplessy <i>et al.</i> (2002) – DP02
<i>H. elegans</i>	1,30	-0,19	Epstein <i>et al.</i> (1953) – EP53 corrigida para calcita

Considerações parciais:

As equações apresentadas na Tabela 9 resumem as equações de paleotemperatura ($\delta^{18}\text{O}$ -Temperatura) selecionadas para cada espécie neste estudo.

5.8.2. Mg/Ca-Temperatura

O mesmo procedimento adotado para a seleção das equações de paleotemperatura baseadas em $\delta^{18}\text{O}$ foi utilizado para a escolha da melhor equação Mg/Ca-Temperatura. Desta maneira, foram selecionadas as equações que resultaram em uma temperatura, baseada nas amostras “recentes”, mais próximas da temperatura local obtida na base de dados (Figuras 42 e 43).

Os desvios associados às equações de paleotemperatura baseadas em Mg/Ca são maiores do que aqueles observados com equações baseadas em $\delta^{18}\text{O}$. Esta observação se deve possivelmente ao fato de que, em comparação ao sinal de $\delta^{18}\text{O}$, existe uma maior variabilidade do sinal de Mg em função de variáveis como espécie, estado de preservação e concentração do íon carbonato no meio.

Figura 42. Valores de temperatura obtidos para as espécies planctônicas de interesse com cada uma das equações de Mg/Ca-temperatura utilizadas neste estudo. Linhas tracejadas indicam os valores esperados para cada profundidade/habitat de acordo com o WOA05. NBM96 – Nürnberg et al., 1996; MTM05 – McConnell & Thunell, 2005; HU08 – Huang et al., 2008; EG00 – Elderfield & Ganssen, 2000; RL02 – Rosenthal & Lohmann, 2002; ANM03 – Anand et al., 2003; LE00 – Lea et al., 2000; CL08 – Cléroux et al., 2008; MTR05 – McConnell & Thunell, 2005 para *G. ruber*; DKR02 – Dekens et al., 2002 para *G. ruber*; ANA03 – Anand et al., 2003 para fração 1 de *G. ruber*; ANB03 – Anand et al., 2003 para fração 2 de *G. ruber*; NBS96 – Nürnberg et al., 1996 para *G. sacculifer*; DKS02 – Dekens et al., 2002 para *G. sacculifer*; ANS03 – Anand et al., 2003 para *G. sacculifer*.

Nas espécies planctônicas observaram-se desvios em relação a temperatura esperada de até cerca de 10 °C (Figura 42). Tais valores são considerados extremamente elevados e estão relacionados ao tipo de equação de paleotemperatura aplicada, pois o uso de uma equação equívoca leva a obtenção de desvios elevados de temperatura. Os menores desvios ocorreram em *G. ruber* com a equação de ANA03, a qual é específica para esta espécie, enquanto que para *G. sacculifer* nenhuma equação mostrou temperaturas realmente próximas do esperado. Entretanto, os menores desvios para a espécie *G. sacculifer* ocorreram com as equações de NBM96, ANM03 e NBS96, sendo que, como NBS96 é específica para esta espécie, a mesma foi selecionada para ser utilizada neste estudo.

Figura 43. Valores de temperatura obtidos para as espécies bentônicas de interesse com cada uma das equações de Mg/Ca-temperatura utilizadas neste estudo. Linhas tracejadas indicam os valores esperados para a profundidade/habitat das espécies de fundo de acordo com o WOA05. MT02 – Martin et al., 2002; LRC02 – Lear et al., 2002 para *Cibicidoides* spp.; ELC06 – Elderfield et al., 2006 para *Cibicidoides* spp.; RTW08 – Raitzsch et al., 2008 para *C. wuellerstorfi*; RTM08 – Raitzsch et al., 2008 para *C. mundulus*; ELU06 – Elderfield et al., 2006 para *Uvigerina* spp.; LRU02 – Lear et al., 2002 para *Uvigerina* spp.; RDM97 – Rathburn & DeDecker, 1997 para *Cibicidoides* spp.; RS05 – Rosenthal et al., 2005 apud Rosenthal, 2007; RDW97 – Rathburn & DeDecker, 1997 para *C. wuellerstorfi*; BMU08lin – Bryan & Marchitto, 2008 para *Uvigerina* spp. linear.; BMU08exp – Bryan & Marchitto, 2008 para *Uvigerina* spp. exponencial.; RS06 – Rosenthal et al., 2006; BMH08lin – Bryan & Marchitto, 2008 para *H. elegans* linear.; BMH08exp – Bryan & Marchitto, 2008 para *H. elegans* exponencial.; EL10lin1 – Elderfield et al., 2010 linear 1; EL10lin2 – Elderfield et al., 2010 linear 2; EL10exp – Elderfield et al., 2010 exponencial.

Nas espécies bentônicas os maiores desvios estão associados à espécie *H. elegans* (Figura 43), com desvios superiores a 15 °C, enquanto que *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.* apresentaram desvios de até 5 °C. Do mesmo modo como observado para as espécies planctônicas, estes desvios elevados de temperatura estão associados a equações que não se adequam aos dados deste estudo. Para o grupo de espécies *Cibicidoides spp.* a melhor equação de paleotemperatura foi a de RS05. No grupo de espécies *Uvigerina spp.* os menores desvios ocorreram com as equações de paleotemperatura de ELU06 e EL10lin1, apesar de diversas outras equações, como LRU02, também apresentarem baixos desvios de temperatura. Como o desvio com a equação de ELU06 parece manter um erro muito similar em ambos os testemunhos (pequeno desvio para menores temperaturas), esta equação foi selecionada para ser utilizada nest estudo. Em relação a *H. elegans*, a não adequação das equações estudadas pode estar associado ao efeito do íon carbonato sobre os dados de Mg/Ca. Deste modo, equações com correção devem ser aplicadas para se obterem estimativas de temperatura precisas. A aplicação de equações com correções específicas será discutida no próximo item.

A Tabela 10 resume as equações selecionadas de acordo com os menores desvios em cada espécie, sendo que, para *H. elegans* não foram definidas equações específicas devido ao alto desvio observado com as equações utilizadas neste estudo.

Tabela 10. Equações de paleotemperatura com base em Mg/Ca a serem utilizadas neste estudo e seus respectivos desvios de temperatura (Local-Estimado)

Espécie	Desvio da temperatura estimada		Equação
	(T _{local} -T _{estimada})		
	KF-D	KF-12	
<i>G. ruber</i>	-0,55	0,03	Anand <i>et al.</i> (2003) – ANA03
<i>G. sacculifer</i>	-	-1,40	Nurnberg <i>et al.</i> (1996a,b) – NBS96
<i>Cibicidoides spp.</i>	0,90	-0,55	Rosenthal <i>et al.</i> (2005) – RS05
<i>Uvigerina spp.</i>	0,18	0,28	Elderfield <i>et al.</i> (2006) – ELU06

Considerações parciais:

As equações apresentadas na Tabela 10 resumem as equações de paleotemperatura (Mg/Ca-Temperatura) selecionadas para cada espécie deste estudo. Sendo que, devido ao alto desvio observado com a espécie *H. elegans*, não foi possível determinar uma melhor equação de paleotemperatura para a mesma. Os altos desvios de temperatura da espécie *H. elegans* podem estar associados à necessidade do uso de equações de paleotemperatura com correção para carbonato; visto que os dados de Mg/Ca desta espécie sofrem influência da baixa concentração de carbonato no meio.

5.8.3. Equações de paleotemperatura (Mg/Ca-Temperatura) com correção para efeito do íon carbonato

No caso da espécie bentônica *H. elegans* uma equação de paleotemperatura que gere resultados mais precisos pode estar associada à necessidade de correção do efeito do íon carbonato, como observado por Rosenthal *et al.* (2006).

Em um ambiente com $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ menor do que $15 \mu\text{mol/kg}$ para aragonita, a razão Mg/Ca em *H. elegans* começa a apresentar um desvio da temperatura; isso porque, o sinal começa a ser influenciado muito mais pelo $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ do que pela temperatura (Rosenthal *et al.*, 2006).

Alguns trabalhos assumem que quando se trabalha com testemunhos localizados acima da profundidade da lisoclina, o efeito do carbonato na razão Mg/Ca é reduzido e não afeta diretamente a temperatura. Neste estudo ambos os testemunhos se localizam a aproximadamente 1500 m de profundidade. No Atlântico a profundidade de 1500 m está acima da profundidade da lisoclina, portanto, os testemunhos utilizados neste estudo estariam isentos desta influência.

Entretanto, ao observar os resultados obtidos com as bases de dados atualmente existentes, notou-se uma diferença acentuada entre as bases GEOSECS e GLODAP em relação aos dados de TCO_2 e AT, os quais alteram diretamente os valores estimados de

$\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$. No caso da base GEOSECS não existem dados de CO_2 antropogênico na mesma, portanto o valor desta variável neste estudo foi sempre o obtido na base GLODAP.

A diferença entre as bases de dados (Figura 44), apesar de acentuada somente em alguns pontos, acarreta em uma diferença significativa nos valores finais de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$. Pode-se dizer em relação aos erros associados às estimativas obtidas com as bases de dados que: (1) a base GEOSECS tem as estações mais afastadas dos testemunhos e seus dados foram obtidos experimentalmente, enquanto que (2) a base GLODAP, apesar de ter estações mais próximas à localização dos testemunhos, tem seus dados estimados com base em interpolações matemáticas.

Os valores estimados de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ obtidos com as duas diferentes associações de bases de dados são apresentados na Tabela 11. Os valores obtidos com WOA+GEOSECS são sempre mais elevados do que aqueles observados com WOA+GLODAP. Entretanto, enquanto que na associação WOA+GEOSECS os dados de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ são distintos para cada testemunho, os valores de WOA+GLODAP são iguais para ambos os testemunhos utilizados neste estudo. Segundo os dados de WOA+GLODAP, a região de estudo se encontra circundada de águas com $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{aragonita}}$ menores do que $15 \mu\text{mol/kg}$.

O elevado desvio de temperatura observado em *H. elegans* com as equações de paleotemperatura (Mg-Temperatura) indica que o testemunho KF-12 sofre uma possível influência do $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ no sinal de Mg/Ca. Essa observação corrobora os valores estimados de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ através da base de dados WOA+GLODAP.

Segundo o trabalho de Henrich *et al.* (2004), a região e profundidade onde estão localizados os testemunhos utilizados é uma área limite entre as massas de água NADW e AAIW. Esta região apresenta um estado de preservação que varia de razoável a ruim para ambos os tipos de carbonato (Figura 45). Sendo que, especificamente para aragonita o estado de preservação tende ainda a um estado de preservação péssimo, como indicado por alguns pontos na região. Deste modo, o valor estimado com a base de dados WOA+GLODAP parece ser muito mais coerente com o esperado segundo a literatura em comparação aos dados de WOA+GEOSECS.

Figura 44. Perfil de TCO_2 obtido com as diferentes bases de dados (GEOSECS e GLODAP) de acordo com as estações mais próximas de cada testemunho estudado. Quando são apresentadas duas curvas para GLODAP a numeração associada indica a estação mais próxima do testemunho em sentido crescente à medida que a estação de distância do testemunho (Para detalhes sobre a localização das estações das bases de dados vide Figura F – Anexo I).

Tabela 11. Estimativa dos valores de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ para aragonita e calcita (forma mais comum do carbonato) com base em diferentes associações de base de dados.

Base de dados	KF-D		KF-12	
	$\Delta[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{aragonita}}$	$\Delta[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{calcita}}$	$\Delta[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{aragonita}}$	$\Delta[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{calcita}}$
WOA+GEOSECS	17	49	22	54
WOA+GLODAP	13	45	13	45

Contudo, é interessante ressaltar aqui que apesar da base de dados WOA+GLODAP indicar uma similaridade entre as regiões dos testemunhos, as amostras planctônicas do testemunho KF-12 apresentaram testas extremamente finas (principalmente *G. ruber*). Esta característica de testas finas pode indicar efeitos de dissolução associados à

diminuição na concentração do íon carbonato no meio. Portanto, comparando o estado de preservação das testas dos dois testemunhos poderíamos esperar na verdade que as águas do testemunho KF-12 tivesse um valor de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{aragonita}}$ menor do que no testemunho KF-D. Contudo, o que se observa nos resultados deste estudo, através de ambas associações de bases de dados, é o inverso (Tabela 11).

Apesar das questões existentes acerca da validade dos dados das diferentes bases de dados, os valores de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{aragonita}}$ estimados com base em WOA+GLODAP foram aplicados a equação de Mg/Ca-Temperatura com correção para carbonato apresentada por Rosenthal *et al.* (2006) (Equação 15).

$$\text{Mg/Ca} = 0,034.T - 0,017. (15 - \Delta[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{aragonita}}) + 1,53 \quad \text{Equação 15}$$

A temperatura estimada segundo a equação de paleotemperatura corrigida para efeito do íon carbonato a partir do valor de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{aragonita}}$ foi de 3,9 °C. O valor estimado de temperatura é, portanto, somente 0,1 °C mais elevado do que o valor esperado para a temperatura local (3,8 °C). Deste modo, devido ao baixo desvio observado na temperatura estimada, fica claro que apesar da diferença existente entre as bases de dados os valores de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{aragonita}}$ na região do KF-12 devem ser menores do que 15 $\mu\text{mol/kg}$, como observado segundo a base de dados WOA+GLODAP.

Portanto, definiu-se neste estudo que a melhor equação para o trabalho com *H. elegans* na região de estudo é dependente do valor de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{aragonita}}$. Os valores de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ poderiam ser estimados por variáveis como Zn/Ca e/ou B/Ca, como ocorre em alguns trabalhos (*e.g.* Marchitto *et al.*, 2002; Yu & Elderfield, 2008; Hendry *et al.*, 2009). Entretanto, as análises de Zn/Ca realizadas junto a determinação de Mg/Ca apresentaram valores extremamente altos, os quais são considerados provenientes de contaminação das amostras durante a análise (Marchitto *et al.*, 2002, Marchitto comunicação pessoal); e no período das análises a determinação de B/Ca ainda não estava implantada no Laboratório da Universidade de Oxford. Portanto, o uso de *H. elegans* para a estimativa da temperatura,

e conseguinte salinidade, neste estudo é inviável devido a impossibilidade de se estimar os dados de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{aragonita}}$ ao longo do tempo.

Figura 45. Estado de saturação do íon carbonato no meio e reconstrução da lisoclina da (a) calcita e (b) aragonita segundo as massas de águas atuais na margem oeste do Atlântico Sul (Adaptado de Heinrich et al., 2004)

Considerações parciais:

Apesar da variabilidade nos dados de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ observada nas diferentes bases de dados utilizadas neste estudo (GEOSECS e GLODAP), foi possível determinar que o testemunho KF-12 se encontra em um ambiente com baixos valores de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{aragonita}}$ ($< 15 \mu\text{mol/kg}$) conforme observado com a base de dados WOA+GLODAP. Esta afirmação é baseada no fato de que: os dados de Mg/Ca da espécie *H. elegans* não se aplicam as equações de paleotemperatura sem correção; a localização dos testemunhos indica que o estado de preservação das testas nesse local é extremamente baixo (Henrich *et al.*, 2004). Contudo, os dados de WOA+GLODAP são similares para ambos os testemunhos, o que não era esperado visto o estado de preservação das testas das espécies planctônicas do testemunho KF-12.

A aplicação da equação de paleotemperatura com correção para carbonato de Rosenthal *et al.* (2006) foi selecionada para a determinação da temperatura com *H. elegans*. Entretanto, o fato do uso da espécie *H. elegans* ser dependente do valor do $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{aragonita}}$ dificulta a sua aplicação em estudos paleoceanográficos, pois há a necessidade do uso de outros *proxies* para a estimativa dos valores de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$. A espécie *H. elegans* fica então restrita a este ponto devido a não possibilidade de se estimar os valores de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{aragonita}}$ ao longo do tempo nos testemunhos estudados.

5.9. DETERMINAÇÃO DA TEMPERATURA A PARTIR DE Mg/Ca

Os valores de temperatura foram obtidos para as diferentes espécies estudadas (Figura 46) de acordo com a melhor equação de paleotemperatura Mg/Ca-T selecionada neste estudo no item 4.7.2. Sobre as estimativas de paleotemperatura é importante lembrar que: (1) não foram obtidas as estimativas de temperatura para todas as espécies do testemunho KF-D porque a análise de Mg/Ca foi realizada somente em três espécies deste testemunho (*G. ruber*, *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.*); (2) a espécie *C. corpuentus* teve seu número amostral reduzido e portanto não pôde ser utilizada neste estudo; (3) A espécie *H. elegans* tem uma equação dependente da concentração de carbonato no meio,

sendo assim, esta espécie também não foi utilizada para a estimativa da temperatura pois o $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ não é facilmente determinado ao longo do tempo.

Neste tópico, onde são avaliadas as estimativas da temperatura, o tratamento dos dados não será baseado somente nas oscilações ao longo dos últimos 27 mil anos, mas sim especificamente em relação às oscilações que ocorreram entre os períodos extremos Holoceno (HL) e Último Máximo Glacial (LGM). O tratamento dos dados com base na comparação entre os períodos extremos mais recentes (HL e LGM) é muito utilizado em estudos científicos, facilitando a validação dos dados deste estudo com base nos dados observados na literatura.

Deste modo, neste tópico será enfatizada a oscilação da temperatura entre os períodos extremos LGM e o HL, sendo que, tal oscilação pode ser denominada como anomalia da temperatura. A anomalia da temperatura neste estudo é estimada a partir da diferença entre os valores de temperatura observados no LGM e os valores do HL. O intervalo de tempo que define estes períodos extremos neste estudo são de ~1 a 7 mil anos para o HL (conforme descrito no item 5.2.) e de 18 a 23 mil anos para o LGM (de acordo com o item 1.7.). Entretanto, o intervalo definido para estes períodos pode ser alterado, se necessário, para a comparação de dados.

Nos dois testemunhos deste estudo observaram-se curvas com tendências diferenciadas de acordo com cada espécie de foraminífero (Figura 46), o que deve estar associado aos diferentes habitats das espécies. As espécies planctônicas apresentaram uma anomalia de temperatura para o LGM de aproximadamente $-1,5 \pm 0,2$ °C, enquanto os grupos de espécies *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.* apresentaram anomalias de $1,1 \pm 1,2$ °C e $1,6 \pm 0,5$ °C, respectivamente. Sendo que, em *Uvigerina spp.* o valor de temperatura estimada em ~5 mil anos foi excluído do cálculo por parecer um *outlier* bem marcado, como indicado na Figura 40, podendo alterar os valores estimados de temperatura. Em relação à *Cibicidoides spp.* destaca-se o fato de que o testemunho KF-D só tem uma amostra válida no período do HL e duas amostras intervalo do LGM. Portanto, o desvio relacionado aos dois testemunhos apresentado aqui, com valor de $\pm 1,2$, é possivelmente muito mais um resultado associado ao menor número de amostras do testemunho KF-D do que a uma oscilação real dos dados.

Ao convertemos os dados de Mg/Ca de cada espécie em temperatura podemos identificar padrões de aumento e diminuição da temperatura entre os dois períodos extremos. Entretanto, como nem sempre a variação visual reflete uma alteração real nos valores de temperatura, devido a grande variabilidade nos dados, é necessário aplicar testes estatísticos aos dados. Sendo assim, foi aplicado um teste t para verificar a existência de diferenças significativas entre os grupos designados como HL e LGM. Foram observadas diferenças significativas ($p < 0,05$) entre os períodos/grupos HL e LGM em todas as espécies, exceto pelos grupos de espécies *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.* em KF-D.

A primeira observação a ser feita nos resultados do teste t se refere ao resultado obtido com *Cibicidoides spp.* no testemunho KF-D, o qual difere daquele obtido com a mesma espécie no testemunho KF-12. Não houve uma diferença significativa nos dados de *Cibicidoides spp.* entre HL e LGM no testemunho KF-D; porém, esta resposta pode estar associada à falta de dados válidos nos períodos de interesse como mencionado anteriormente, restringindo muito a significância do teste estatístico. Deste modo, não iremos considerar válida a resposta do teste t para *Cibicidoides spp.* no testemunho KF-D. Portanto, a interpretação dos dados de *Cibicidoides spp.* foi feita somente com base na resposta obtida no testemunho KF-12.

Uma observação similar àquela feita acerca da validade do teste t para *Cibicidoides spp.* pode ser feita para *Uvigerina spp.*, sendo que, deve-se ressaltar que a amostra considerada um *outlier* em potencial (Figura 46) foi excluída do teste estatístico. Os dados de *Uvigerina spp.* demonstraram uma variação significativa entre HL e LGM no testemunho KF-12, porém, a mesma observação não se aplica ao testemunho KF-D. Neste caso, acredita-se que, apesar de haver um maior n amostral para o teste em comparação a *Cibicidoides spp.*, a variabilidade dos dados associada a pequena variação observada entre os períodos levou a uma perda na confiabilidade do teste t aplicado. Deste modo, apesar da resposta do teste, determinou-se, baseado nos dados do testemunho KF-12, que a diferença dos dados entre os períodos (HL e LGM) são significativamente diferentes para *Uvigerina spp.*

Figura 46. Valores de temperatura estimados com base nas equações específicas de Mg/Ca-Temperatura definidas no item 5.8.2. Região azul - LGM (23-19 mil anos); região vermelha - HL (7- ~1 mil anos).

Nas espécies planctônicas não ocorreram divergências acerca dos resultados obtidos no teste *t* nos dois testemunhos estudados. A maior eficácia do teste estatístico nestas espécies pode estar associada à menor oscilação dos dados de Mg/Ca (temperatura) e/ou a maior magnitude dos valores de temperatura na superfície.

Para uma melhor discussão dos valores de anomalia da temperatura obtidos para as diferentes espécies, os mesmos serão tratados de acordo com os habitats comuns das

mesmas, sendo então divididos em: Temperatura superficial da água do mar (SST) registrada por espécies planctônicas e Temperatura da água de fundo registrada por espécies bentônicas.

Considerações parciais:

As considerações sobre a variação significativa ($p < 0,05$) da temperatura entre os períodos extremos LGM e HL foram efetuadas com base no testemunho KF-12, devido ao diminuto número amostral dos grupos de espécies *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.* no testemunho KF-D. Ambas as espécies utilizadas para a estimativa da temperatura de fundo indicaram diferença significativa entre o LGM e o HL, ou seja, existe uma variação de temperatura mensurável entre os períodos.

As espécies planctônicas (*G. ruber* e *G. sacculifer*) apresentaram uma anomalia de temperatura média de $-1,5 \pm 0,2$ °C, enquanto os grupos de espécies *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.* apresentaram anomalias de temperatura de $1,1 \pm 1,2$ °C e $1,6 \pm 0,5$ °C, respectivamente.

5.9.1. Temperatura superficial da água do mar (SST) registrada por espécies planctônicas

Para validar os dados de SST obtidos neste estudo foi realizada uma comparação dos mesmos com os dados apresentados na compilação de Waelbroeck *et al.* (2009) (Figura 41) como parte do projeto MARGO. A comparação dos dados com este trabalho em particular foi baseada no fato de que o mesmo é, até o momento, o único estudo a compilar dados globais de temperatura obtidos com diferentes *proxies* (assembléias de foraminíferos, Mg/Ca e alquenonas). Para a comparação dos dados obtidos neste estudo com o estudo de Waelbroeck *et al.* (2009) o cálculo da anomalia foi baseada em dados do HL obtidos a partir da base de dados WOA98 a 10m, conforme método apresentado pelos mesmos autores.

Foram calculados dois tipos de erros para os dados deste estudo de acordo com o método descrito por Waelbroeck *et al.* (2009). O primeiro deles se refere ao erro de calibração (σ_{cal}), o qual foi calculado pelo método RMSEP (*root-mean-squared error of prediction*); o segundo erro está associado à incerteza na reconstrução da SST no LGM (σ_{LGM}) e é calculado a partir do σ_{cal} e do índice de confiabilidade q (com três termos fundamentais: q_{str} , q_{num} e q_{rel}) conforme Equação 16. Cada termo do índice q está associado a uma fonte de erros, sendo: q_{str} ligado à qualidade do modelo de idade, q_{num} relacionado à validade do *proxy* ao longo do tempo e q_{rel} referente ao número de amostras utilizadas na estimativa.

$$\sigma_{LGM} = \sigma_{cal} \cdot [(0,75 \cdot q_{str} + q_{num} + q_{rel})/2,75] \quad \text{Equação 16}$$

Segundo a comparação dos dados de SST estimados neste estudo com base em Mg/Ca e os dados de Waelbroeck *et al.* (2009), os dados deste estudo se encontram dentro do esperado para a região do Atlântico Sul próxima a 25° de latitude segundo as estimativas de Mg/Ca e alquenonas apresentadas pelos autores (Figura 47). É possível observar que ocorre uma sobreposição dos dados deste estudo com um dos pontos amostrais de Waelbroeck *et al.* (2009), conforme região em destaque na Figura 47, enfatizando a similaridade entre os dados deste estudo e os dados da literatura.

A anomalia na SST apresentada por Waelbroeck *et al.* (2009) com base nos diferentes *proxies* utilizados pelos autores para a região entre 30°S-30°N no Oceano Atlântico é de $-2,3 \pm 1,5$ °C. A estimativa da anomalia da SST para o oceano global diminuiu para $-1,5 \pm 1,2$ °C, com os desvios sendo associados ao erro total da estimativa (σ_{LGM}). O valor da anomalia da SST obtido neste estudo a partir de ambas as espécies planctônicas (*G. ruber* e *G. sacculifer*) de ambos os testemunhos e segundo o método apresentado por Waelbroeck *et al.* (2009) foi de $-1,6 \pm 2,8$ °C.

Figura 47. Anomalias da SST derivadas de Mg/Ca e alquenona $U^{K'}_{37}$ apresentados no trabalho de Waelbroeck *et al.* (2009) e dados deste estudo; círculos representam a média aritmética, triângulos vermelhos representam valor máximo, triângulos azuis representam valor mínimo; elementos vazados referem-se a Waelbroeck *et al.* (2009), elementos cheios referem-se à este estudo (destaque em laranja).

O valor do desvio associado à anomalia da SST (σ_{LGM}) leva em consideração o número de amostras utilizadas para a estimativa, a precisão da idade obtida para os testemunhos utilizados e o erro associado ao tipo de análise. O valor de σ_{LGM} obtido neste estudo (2,8 °C) foi mais elevado do que o valor obtido por Waelbroeck *et al.* (2009) (1,5 °C) para a mesma região. Uma possível maneira de se diminuir o valor de σ_{LGM} é obter mais dados de C^{14} nos testemunhos utilizados a fim de se ter uma maior precisão quanto às idades estimadas e diminuir um dos índices q (q_{str}) associado ao valor de σ_{LGM} . Além disso, um maior número de amostras também auxiliaria na diminuição do valor de σ_{LGM} .

O valor da anomalia da SST obtido neste estudo está mais próximo ao valor da variação global da SST (-1,5 °C) do que ao valor de SST associado ao Oceano Atlântico (-2,3 °C) segundo Waelbroeck *et al.* (2009). Este fato pode estar associado ao menor número de dados compilados no Oceano Atlântico pelos autores quando em comparação ao número de dados compilados nos diversos oceanos utilizado no modelo global.

Apesar da discrepância entre os valores deste estudo e a estimativa da SST para o Oceano Atlântico apresentada por Waelbroeck *et al.* (2009), os valores de anomalia da SST estão fortemente associados aos dados de Waelbroeck *et al.* (2009), como observado na Figura 47.

Considerações parciais:

A estimativa da anomalia da SST neste estudo segundo o procedimento adotado por Waelbroeck *et al.* (2009) foi de $-1,6 \pm 2,8$ °C de acordo com as espécies planctônicas utilizadas neste estudo (*G. ruber* e *G. sacculifer*). O valor de anomalia da SST obtido neste estudo foi superior à estimativa de Waelbroeck *et al.* (2009) para o Oceano Atlântico ($-2,3 \pm 1,5$ °C), porém, similar a estimativa para o oceano global de $-1,5 \pm 1,2$ °C. Mesmo havendo diferença entre os valores de anomalia deste estudo e a estimativa de Waelbroeck *et al.* (2009) para o Atlântico, foi observado que os dados deste estudo estão fortemente associados aos dados dos autores. O erro associado a estimativa da anomalia da SST pode ser diminuído a partir da obtenção de um modelo de idade mais preciso.

5.9.2. Temperatura da água de fundo registrada por espécies bentônicas

De uma maneira geral, os trabalhos encontrados em literatura sobre o uso da razão Mg/Ca em foraminíferos bentônicos estão em menor número quando comparados àqueles onde são utilizados foraminíferos planctônicos, dificultando a validação dos dados obtidos neste estudo.

Espera-se, entretanto, que o registro obtido neste estudo apresente anomalias da temperatura entre LGM e HL nas águas de fundo entre -2 a -4°C, indicando uma temperatura média da água de fundo entre 0 e 1,5°C aproximadamente, como observado no item 1.6.2.

As anomalias de temperatura das águas de fundo obtidas neste estudo são apresentada na Tabela 12.

Tabela 12. Valores de anomalia da temperatura da água de fundo com base em foraminíferos bentônicos utilizados neste estudo.

Anomalias da T	Testemunho	<i>Cibicoides spp.</i>	<i>Uvigerina spp.</i>
LGM-HL	KF-D	0,26	1,25
	KF-12	1,88	1,92

O valor da anomalia do testemunho KF-D obtido com *Cibicoides spp.* difere das demais estimativas obtidas neste estudo. Tal valor pode ser considerado errôneo neste estudo devido ao baixo n amostral obtido em cada um dos períodos extremos (HL e LGM), como já comentado no item 5.9. Deste modo, ao descartarmos os dados do testemunho KF-D de *Cibicoides spp.* observa-se que a tendência em ambas as estimativas é a mesma, ou seja, nota-se claramente uma temperatura mais elevada durante o LGM quando comparado ao HL.

Apesar das divergências na literatura acerca da anomalia da temperatura da água de fundo, é unânime nos trabalhos observados, conforme item 1.7.2., a existência de temperaturas no LGM inferiores às temperaturas no HL. Entretanto, neste estudo observa-se uma anomalia positiva média da temperatura (*Cibicoides spp.* e *Uvigerina spp.*) de $1,7 \pm 0,4^{\circ}\text{C}$, indicando uma maior temperatura das águas de fundo durante o LGM.

Levando em consideração as massas de água presentes na região de estudo (Figura 48) segundo o trabalho de Marchitto & Broecker (2006), observa-se que durante o HL temos a massa de água NADW na região sul, com baixa concentração de nutrientes, entre as massas de água AABW ao fundo e AAIW acima, ambas ricas em nutrientes. Durante o LGM pode-se notar a expansão da AABW, rica em nutrientes, e a substituição da NADW, pobre em nutrientes, pela sua versão glacial GNAIW (*Glacial North Atlantic Intermediate Water*). A GNAIW é uma massa de água mais superficial e fria com uma camada de mistura que limita-se com a AABW localizada entre ~2200 e 2500m de acordo com a profundidade moderna (Marchitto & Broecker, 2006).

Figura 48. Secções meridionais da concentração de Cd na água do mar (Cd_{sw}) na bacia oeste do Atlântico com indicação das massas de água correspondentes no Holoceno e no LGM (Adaptado de Marchitto & Broecker, 2006). As linhas tracejadas indicam a área aproximada em que se encontram os testemunhos utilizados neste estudo.

Portanto, espera-se deste modo uma anomalia negativa da temperatura da água de fundo de acordo com a variação na circulação da água de fundo e a troca da NADW pela sua predecessora glacial GNAIW. Isso porque, mesmo a GNAIW sendo uma massa de água considerada mais quente devida a sua origem norte, a mesma ainda deveria ser mais fria do que a sua sucessora NADW (Schrag *et al.*, 2002).

A observação neste estudo de maiores temperaturas durante o LGM não condiz com o esperado de acordo com a circulação glacial estimada para o período. O maior valor da temperatura no LGM estimada neste estudo pode estar associada à outra componente do sinal de Mg/Ca que não a temperatura. Dois possíveis fatores para a alteração dos dados de Mg/Ca são o estado de saturação do íon carbonato e a salinidade, como discutido a seguir.

Entretanto, é importante ressaltar que apesar da anomalia positiva da temperatura estimada para as águas de fundo parecer um tanto peculiar, a mesma não deve ser excluída

deste estudo, visto que, a mesma ocorre em duas espécies distintas com diferentes ecologias e habitats. Deste modo, seja qual for o evento associado a estas anomalias positivas de temperatura nas águas de fundo, o mesmo deve ser devidamente estudado e melhor compreendido.

A presença de uma anomalia positiva da temperatura pode dificultar a determinação das componentes do sinal isotópico de oxigênio nas amostras bentônicas. Isso porque, uma estimativa precisa da temperatura é necessária para a separação das componentes de $\delta^{18}\text{O}$, e a mesma é, geralmente, proveniente dos dados de Mg/Ca. Existe certa dúvida quanto aos dados obtidos neste estudo com os grupos de espécies *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.* pois, apesar de registrarem as temperaturas atuais de forma satisfatória, o mesmo pode não estar ocorrendo durante o LGM.

A separação das componentes de $\delta^{18}\text{O}$ possibilitaria uma estimativa da salinidade durante o LGM ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$), porém, se a temperatura obtida com base em Mg/Ca estiver realmente alterada devido à componentes ainda pouco compreendidas do sinal, a estimativa da salinidade também será afetada pelo mesmo, se tornando uma estimativa equivocada.

Considerações parciais:

A estimativa da anomalia da temperatura das águas de fundo foi positiva, com um valor médio de $1,7 \pm 0,4^{\circ}\text{C}$ para ambos os grupos de espécies bentônicas utilizadas (*Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.*). Segundo referências na literatura e de acordo com os modelos de circulação, a anomalia esperada, independente da magnitude de seu valor, deveria ser negativa indicando águas mais frias nas águas de fundo durante o LGM. Entretanto, foi observado um padrão inverso de anomalia neste estudo, indicando uma maior temperatura nas águas de fundo durante o LGM. O efeito do íon carbonato e variações extremas da salinidade podem levar ao aumento do sinal de Mg/Ca.

5.9.2.1. Efeito do estado de saturação do íon carbonato ($\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$)

Apesar dos efeitos das diferentes componentes do sistema carbonato atuarem de forma distinta em relação às diferentes espécies bentônicas de foraminíferos (Yu & Elderfield, 2008), o $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ é atualmente o efeito mais estudado em relação aos desvios no sinal de Mg/Ca.

Sabe-se que em baixas temperaturas ($< \sim 4^\circ\text{C}$) o $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ altera os valores de Mg/Ca observados na testa (*e.g.* Elderfield *et al.*, 2006; Rosenthal *et al.*, 2006; Healey *et al.*, 2008), possivelmente devido a alterações no processo de incorporação do Mg pelo foraminífero. É de conhecimento também que tal efeito atua de forma diferenciada entre as espécies de foraminíferos infaunais e epifaunais, isto porque, espécies infaunais como do gênero *Uvigerina* calcificam suas testas em águas intersticiais que se encontram a 1-2cm de profundidade no sedimento (Tachikawa & Elderfield, 2002), onde o $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ tende a zero (Martin & Sayles *apud* Elderfield *et al.*, 2010). Portanto, devido ao seu habitat, as espécies infaunais sofrem menor ou quase nenhuma influência das alterações de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$. Além disso, existem variações entre as diferentes espécies em relação à influência das componentes do sistema carbonato, como por exemplo, a diferença entre a influência de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ sobre o sinal de Mg/Ca em *C. wuellerstorfi* e de *C. mundulus* (Yu & Elderfield, 2008).

Entretanto, de uma maneira geral, quando se estuda a influência do $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ no sinal de Mg/Ca, espera-se que a influência do mesmo leve a uma perda progressiva de Mg pela testa, tornando os valores de Mg/Ca menores do que o esperado (*e.g.* Martin *et al.*, 2002). Deste modo, os valores de temperatura no LGM seriam subestimados, levando a observação de um ambiente mais frio do que o esperado. Essa perda progressiva de sinal (diminuição da razão Mg/Ca) estaria correlacionada com a diminuição na concentração do íon carbonato no meio, mais especificamente, da diminuição no valor de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$.

Como muitos dos trabalhos na literatura realizados com Mg/Ca nas espécies bentônicas utilizam amostras com profundidade de lâmina de água superior a 3000 m, os mesmos estariam em uma região onde a concentração do íon carbonato no período glacial é

menor do que a concentração atual do mesmo. Portanto, tais estudos não seriam capazes de observar uma tendência de aumento no sinal de Mg/Ca associado ao aumento do $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$.

De acordo com Broecker & Clark (2001), com base no tamanho de testas de foraminíferos, durante o LGM a concentração do íon carbonato no Atlântico equatorial diminuiu com a profundidade (Figura 49). Entretanto, em profundidades mais rasas parece ter ocorrido uma inversão desta tendência, com um aumento na concentração do íon carbonato acima de ~ 3500 m de profundidades. Contudo, as estimativas de Broecker & Clark (2001) são restritas a profundidades mais elevadas do que aquelas observadas nos testemunhos deste estudo, dificultando uma estimativa precisa dos valores do íon carbonato no meio.

Figura 49. Reconstrução da concentração de íon carbonato nas zonas Equatoriais do Atlântico e Pacífico glaciais, os dados atuais se referem ao GEOSECS. As flechas indicam a direção das alterações devido a mudanças na relação entre peso da testa e concentração do carbonato normalizado pela pressão (Adaptado de Broecker & Clark, 2001).

Todavia, como hipótese, se a região onde estão localizados os testemunhos estivesse sob influência de águas mais ricas em carbonato, portanto com maior valor de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$, seria possível haver um aumento no sinal de Mg/Ca registrado pelas espécies bentônicas?

Neste caso, uma possibilidade para um maior sinal de Mg/Ca no LGM seria de que, de maneira contrária ao que acontece com *H. elegans*, não haveria um limite de

$\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ para que houvesse uma influência direta do mesmo sobre o sinal de Mg/Ca nas demais espécies de foraminíferos bentônicos. Deste modo, as alterações do sinal de Mg/Ca estariam associados às variações no valor de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$, fosse para mais ou para menos, com as alterações condicionadas a ocorrer somente em temperaturas inferiores a 4 °C. O condicionamento das alterações da razão Mg/Ca a temperaturas mais baixas justificaria a já observada influência da baixa temperatura na incorporação do Mg/Ca.

Entretanto, esta hipótese abriria precedentes sobre a validade ou não da resposta pouco significativa de *Uvigerina spp.* em relação às variações do $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$. Isso porque, tal grupo de espécie deveria estar “protegida” das alterações do sistema carbonato das águas de fundo, sendo menos susceptível a este tipo de variação por ser infaunal e estar sob influência direta da água intersticial. Como os estudos atuais com *Uvigerina spp.* demonstraram que este grupo de espécie quase não sofre influência do $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ em sua razão Mg/Ca, a observação deste estudo de que as curvas de *Uvigerina spp.* e *Cibicidoides spp.*, respectivamente grupos infaunal e epifaunal, são similares e registram uma anomalia positiva da temperatura demonstra a não credibilidade da hipótese de incremento do sinal de Mg/Ca associado ao aumento do $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ no meio durante o período glacial.

Considerações parciais:

A influência do íon carbonato, especificamente do $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$, está associada a diminuição do sinal de Mg/Ca em baixas temperaturas devido a diminuição na concentração do íon carbonato no meio. Contudo, mesmo que a concentração do íon carbonato no meio fosse maior durante o LGM em comparação ao HL, um aumento no sinal de Mg/Ca devido ao maior valor de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ não seria suportado pelos dois grupos de espécies utilizadas neste estudo (*Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.*). Isso porque, pelos estudos atuais o grupo *Uvigerina spp.* sofre pouca ou quase nula influência do $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ das águas de fundo por ser uma espécie infaunal. Deste modo, o íon carbonato não deve ter sido o responsável pelo aumento dos valores de Mg/Ca que levaram a anomalia positiva da temperatura das águas de fundo.

5.9.2.2. *Efeito da Salinidade*

Fatores ainda pouco compreendidos em relação às espécies bentônicas podem levar a desvios positivos da temperatura durante o LGM. O efeito da variação brusca da salinidade nos valores de Mg/Ca observados em foraminíferos já vem sendo discutido desde a observação inicial de Nurnberg *et al.* (1996a,b).

Segundo Ferguson *et al.* (2008) variações bruscas no gradiente de salinidade em amostras planctônicas levam a um aumento significativo do sinal de Mg/Ca nas testas em ambientes com salinidade elevada ($> 36,5$); sendo que, segundo Dissard *et al.* (2010) as mesmas variações podem ser observadas em espécies bentônicas, segundo estudo com *Ammonia tepida* (*A. tepida*).

Apesar das amostras deste estudo não estarem sob influência de ambientes mais salinos do que 36,5 segundo as bases de dados atuais, a influência da salinidade deve ser levada em consideração como uma hipótese plausível para a anomalia positiva da temperatura no LGM. Isso porque, devido ao conhecimento atual sobre o assunto, poucas variáveis além da salinidade poderiam levar a um aumento da razão Mg/Ca em ambas as espécies bentônicas utilizadas neste estudo durante o período glacial.

Segundo Adkins *et al.* (2002), o sistema termohalino durante o LGM era mais “halino” do que “termo”, ou seja, as temperaturas das diferentes massa de água eram homogêneas e mais frias, com os gradiente de salinidade expandidos e com valores maiores do que 35,8. O valor de salinidade global média oceânica esperada para as águas de fundo durante o LGM é, portanto, inferior ao valor de 36,5 estabelecido por Ferguson *et al.* (2008) como limite inferior para que as alterações de salinidade levem à variações da razão Mg/Ca nos foraminíferos.

Se, como hipótese considerar-se a existência de uma salinidade local durante o LGM maior do que 36,5 a pergunta inicial a se fazer seria: Por que nas amostras utilizadas em estudos como o de Martin *et al.* (2002), onde são utilizados dados de Mg/Ca em foraminíferos bentônicos, não foi observada o mesmo tipo de anomalia positiva?

Neste caso, a diferença de profundidade de lâmina de água entre este estudo e o trabalho de Martin *et al.* (2002) poderia responder a esta questão. As amostras de Martin *et al.* (2002), assim como a de outros trabalhos (*e.g.* Schrag *et al.*, 1996), se encontram em profundidades mais elevadas, ~3000 m ou maiores, onde a massa de água NADW é substituída pela massa de água AABW e não pela GNAIW. Contudo, a massa de água AABW deveria ser ao menos tão salina quanto a GNAIW, não justificando a diferença observada entre os dados deste estudo e os dados de literatura.

Portanto, a complexidade em se estabelecer uma possível influência da salinidade sobre os dados deste estudo fica ainda maior, visto que, a hipótese de influência da salinidade não pode ser testada a partir dos dados obtidos neste estudo e nem foi verificada em estudos prévios. Deste modo, a influência da salinidade na incorporação de Mg pelas espécies bentônicas deve ser mais profundamente estudada para uma melhor compreensão do seu efeito nos resultados finais de Mg/Ca.

Contudo, ainda como hipótese, se for levado em consideração que para cada aumento de 1°C na temperatura registrada pela testa do foraminífero é necessário uma variação de salinidade de 2 unidades (segundo registro de *A. tepida* em Dissard *et al.*, 2010), a variação observada neste estudo entre o HL e o LGM de quase 2°C teria que estar associada a uma variação na salinidade de 4 unidades. Inicialmente é difícil validar um aumento tão elevado da salinidade, visto que, sendo a salinidade atual na região dos testemunhos de ~ 35 unidades de salinidade, um aumento da salinidade em 4 unidades levaria a uma salinidade de no mínimo ~ 39. Este valor de salinidade de ~39 unidades poderia ser ainda maior já que o coeficiente de partição do Mg (D_{Mg}) aumenta com o aumento da salinidade. Além disso, um valor de salinidade de ~39 unidades é consideravelmente superior à média global oceânica de salinidade para o LGM de 35,8 apresentada por Adkins *et al.* (2002) e remete a valores maiores do que os observados para o Oceano Austral (Adkins *et al.*, 2002).

Somado a estas observações tem de-se levar em consideração ainda que, todas estas suposições dependem de fatores genéticos associados a cada espécie de foraminífero. Uma maior utilização do Mg na formação do carbonato da testa do foraminífero está associada a uma mudança interna no conteúdo do vacúolo do organismo, sendo que este

processo pode variar de acordo com cada espécie. Portanto, não necessariamente a sensibilidade do organismo em relação à variação da salinidade vai ser a mesma em diferentes espécies, como observado para a influência do sistema carbonato em espécies de um mesmo gênero (Yu & Elderfield, 2008).

Portanto, apesar da oscilação da salinidade em ambiente com alta salinidade (> 36,5) levarem a um aumento da razão Mg/Ca em algumas espécies de foraminíferos, com conseqüente estimativa errônea da temperatura, este não parece ser o fator responsável pelo aumento do sinal de Mg/Ca nas espécies bentônicas deste estudo.

Considerações parciais:

Apesar das variações da salinidade em ambiente mais salinos (>36,5) levar a um aumento da razão Mg/Ca registrada nas testas dos foraminíferos, este não parece ser o fator que levou a anomalia positiva da temperatura nas espécies bentônicas. Isso porque, um aumento de quase 2°C referente ao sinal de Mg/Ca seria resultado de uma salinidade durante o LGM de ~39 unidades de salinidade, valor este muito acima da estimativa de 35,8 de Adkins *et al.* (2002) para a salinidade média global oceânica das águas de fundo para o LGM.

5.10. DETERMINAÇÃO DA COMPONENTE $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$

A primeira componente referente ao sinal de $\delta^{18}\text{O}$ determinada neste estudo foi a componente isotópica relativa ao sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$. Esta componente inclui tanto as variações locais quanto às variações devido à alteração do volume de gelo nos oceanos. Os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ foram estimados através da subtração dos valores de temperatura, obtido a partir da razão Mg/Ca, dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ conforme descrito no item 4.8. As estimativas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ na espécie *G. sacculifer* do testemunho KF-D foram calculadas com base nos dados de temperatura de *G. ruber* do mesmo testemunho. Os dados isotópicos de *Cibicidoides spp.* foram corrigidos por um fator de +0,64‰, antes da subtração da

componente temperatura, para ajuste na diferença de fracionamento isotópico entre *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.* (Zahn & Mix, 1991) a fim de facilitar a comparação dos dados. Todos os dados desta seção têm seus valores expressos em VSMOW.

Apesar dos valores de temperatura obtidos por Mg/Ca observados em *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.* apresentarem anomalias positivas de temperatura, os mesmos foram utilizados neste estudo para a separação das componentes de ^{18}O . A separação das componentes do sinal de $\delta^{18}\text{O}$ pode auxiliar na procura de uma resposta para a anomalia positiva da temperatura observada nos grupos bentônicos entre o LGM e o HL.

O tratamento dos dados neste tópico, assim como no tópico 5.9. foi feito não somente com base na oscilação dos dados de $^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ ao longo dos últimos anos, mas também em relação à oscilação entre o LGM e o HL. A comparação dos dados de $^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ referentes aos períodos extremos mais recentes (anomalia) foi necessária para a validação dos dados, a qual foi feita a partir da: (1) comparação dos dados estimados para o HL com os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ das bases de dados atuais, e (2) comparação da anomalia teórica de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ entre o LGM e o HL e a anomalia observada neste estudo.

As estimativas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ obtidas a partir dos dados deste estudo são apresentadas na Figura 50. As curvas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ das espécies planctônicas (Figura 50a) e das espécies bentônicas (Figura 50b) apresentaram perfis muito similares. Ambos os grupos de foraminíferos apresentaram a mesma tendência, indicando uma diminuição nos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ em direção ao período interglacial (o eixo das ordenadas é invertido por convenção). Segundo o teste de correlação de Pearson apesar dos valores de anomalia de temperatura obtidos com as espécies bentônicas terem sido inesperados, os registros de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ obtidos neste estudo com ambas as espécies planctônicas e bentônicas estão correlacionados positivamente ($p < 0,05$) entre si.

Figura 50. Curvas de $\delta^{18}O_{SW}$ das espécies (a) planctônicas e (b) bentônicas utilizadas neste estudo. O eixo y (ordenada) é invertido por convenção. Região azul - LGM (23-19 mil anos); região vermelha - HL (7- ~1 mil anos).

Verificada a correlação entre as curvas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$, segundo o teste estatístico, é importante ressaltar o fato de que, os grupos bentônicos *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.* indicaram padrões de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ similares ao das outras espécies. Entretanto, estes dois grupos de espécies bentônicos indicaram uma anomalia inesperada positiva da temperatura das águas de fundo entre o LGM e o HL. É possível então que os valores de anomalia da temperatura para o LGM, registrados por *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.*, não sejam equivocados. Portanto, devido a algum motivo ainda desconhecido deve haver uma zona de maiores temperaturas nas águas de fundo na região dos testemunhos deste estudo. Entretanto, esta possibilidade será mais bem discutida, a fim de se afirmar sua veracidade, a seguir.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ obtidos neste estudo, a sua relação com a base de dados atuais e a oscilação de entre o HL e o LGM são apresentados na Tabela 13.

Tabela 13. Valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ obtidos neste estudo para o HL e para o LGM, desvios dos valores do HL em relação à base de dados atuais e anomalia no sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ entre o HL e o LGM.

Espécie/testemunho	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ HL	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ LGM	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ HL Base – $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ HL	Anomalia $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ (LGM – HL)
<i>G. ruber</i> KF-D	1,4	2,3	-0,1	0,9
<i>G. ruber</i> KF-12	1,4	2,4	<0,1	1,1
<i>G. sacculifer</i> KF-D	1,5	2,5	-0,2	1,0
<i>G. sacculifer</i> KF-12	1,6	2,6	-0,2	1,1
<i>Cibicidoides spp.</i> KF-D	0,6	2,3	-0,7	1,6
<i>Cibicidoides spp.</i> KF-12	0,8	2,8	-0,8	2,0
<i>Uvigerina spp.</i> KF-D	0,4	2,4	-0,4	2,0
<i>Uvigerina spp.</i> KF-12	0,4	2,2	<-0,1	2,2

Os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ HL tiveram um desvio de menos de 1 unidade em relação aos valores obtidos na base de dados (terceira coluna de resultados da Tabela 13) , sendo que, os mesmos chegaram a ter valores de desvio menores do que 0,1 unidades em algumas

espécies. Os maiores desvios ocorreram sempre com o grupo de espécie *Cibicidoides spp.*, o que poderia estar associado a alguma influência do íon carbonato no meio.

Em praticamente todas as espécies o desvio entre o valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ HL obtido neste estudo e o valor da base de dados foi negativo, indicando que as estimativas foram normalmente maiores do que o valor esperado. Contudo, apesar dos desvios nas estimativas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ no HL, os valores obtidos neste estudo estão condizentes com o observado na base de dados de acordo com os desvios envolvidos.

A anomalia esperada no sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ entre o HL e o LGM relacionada ao volume de gelo é geralmente de 1,2 ‰ (Katz *et al.*, 2010), sendo que, a precisão comumente aceita é de 0,1 ‰ (Lea *et al.*, 2001).

Neste estudo os valores de anomalia de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ observados nas espécies planctônicas foi em média $1,0 \pm 0,1$ ‰, valor esse menor do que a média geralmente aceita de 1,2 ‰, porém, dentro dos valores estimados por outros autores como Schrag *et al.* (1996). Esse valor de anomalia próximo a 1,2 ‰, valor do sinal relacionado ao volume de gelo, indica que na região dos testemunhos não houve variações marcantes da salinidade nas águas superficiais. Isso porque, o sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ superficial reflete um valor de mesma magnitude do registro das variações do volume de gelo global (1,2 ‰), portanto, sugere-se a componente associada às variações locais, ou seja, salinidade, esta presente de forma muito singela no registro de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ das espécies planctônicas. Espera-se então que a variação da salinidade superficial na região de estudo entre o LGM e o HL tenha sido mínima.

Nas espécies bentônicas os valores da anomalia de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ são maiores do que a média global de 1,2 ‰ (Katz *et al.*, 2010) referente ao volume de gelo. A anomalia de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ média obtida com os grupos de espécies bentônicas foi de $2,0 \pm 0,2$ ‰, com valores até 1,0 ‰ maiores do que a referência para o volume de gelo de 1,2 ‰. O menor valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$, observado em *Cibicidoides spp.* no estemunho KF-D, está possivelmente associado ao menor número de dados deste grupo de espécies neste testemunho e deve ser visto como subestimado.

Esse sinal elevado de anomalia entre o HL e o LGM nos grupos bentônicos indica que além do sinal referente ao volume de gelo, estes grupos de espécie estão registrando variações locais associadas a oscilações na salinidade. Isso porque, o aumento no valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ pode estar associado a um aumento da salinidade, como demonstrado na Figura 3 item 1.3. Deste modo, apesar de descartada a variação extrema da salinidade durante o LGM associada ao sinal elevado de Mg/Ca (item 5.9.2.2.), acredita-se que ocorreram grandes variações de salinidade nas águas de fundo da região no LGM associadas a um comportamento diferenciado das massas de água de fundo.

O possível aumento da salinidade nas águas de fundo da região de estudo durante o LGM corrobora o aumento da temperatura de fundo estimado com base nos dados de Mg/Ca. Isso porque, para a estabilidade da coluna de água é necessário que haja uma variação de densidade entre as massas de água em função da profundidade. Sendo a densidade uma função de massa e volume (Equação 17), a mesma está sujeita às variações relacionadas à temperatura e salinidade. A variação na temperatura afeta o volume, enquanto que as oscilações da salinidade afetam a massa. Contudo, as variáveis temperatura e salinidade agem de forma inversamente proporcional entre si em relação à densidade (Figura 51).

$$d = \frac{m}{V} \quad \text{Equação 17}$$

Desse modo, um aumento da temperatura das águas de fundo levaria a uma diminuição da densidade, desestabilizando a coluna de água. Assim, para manter a estabilidade da coluna de água seria necessário um aumento da densidade, o qual pode estar associado a um aumento da salinidade, como indicado nos dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ dos grupos de espécies bentônicas.

Figura 51. Esquema representativo da influência da temperatura e da salinidade em relação à densidade.

No trabalho de Lynch-Stieglitz *et al.* (2006) os autores utilizam dados de $\delta^{18}\text{O}$ para reconstruir a densidade da coluna de água até 2000 m de profundidade durante o HL e o LGM na latitude de 30°S. Ao plotar os dados de $\delta^{18}\text{O}$ dos grupos bentônicos deste estudo junto aos dados de $\delta^{18}\text{O}$ apresentados por Lynch-Stieglitz *et al.* (2006) (Figura 52), observou-se uma ótima sobreposição dos mesmos.

Portanto, os dados de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos neste estudo estão de acordo com os valores apresentados por Lynch-Stieglitz *et al.* (2006), indicando que a coluna de água sobre estes testemunhos é estável não somente no que se refere ao período atual (HL), mas também em relação ao LGM. Deste modo, o aumento da temperatura registrado pelos foraminíferos bentônicos parece mesmo estar ocorrendo nas águas de fundo, sendo o mesmo associado a um aparente aumento da salinidade das águas profundas; mantendo assim a coluna de água estável como observado pela estimativa da densidade com base nos dados de $\delta^{18}\text{O}$.

Figura 52. Dados de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentônicos do Oceano Atlântico Sul a 30°S para o Holoceno e o LGM apresentados por Lynch-Stieglitz *et al.* (2006) e os dados deste estudo. Dados em vermelho se referem à margem africana e dados em azul se referem à margem brasileira. Os dados deste estudo (destaque em laranja) são representados segundo a legenda apresentada. As barras de erro se referem ao desvio padrão de 1 sigma dos valores obtidos ou ao valor de 0,08 referente ao desvio padrão do método. Os valores modernos de $\delta^{18}\text{O}$ estimados são indicados pelas linhas vermelha e azul (Lynch-Stieglitz *et al.*, 2006).

Considerações parciais:

Os dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ estimados para o HL neste estudo estão dentro do esperado a partir dos dados obtidos com a base de dados, com um desvio máximo de menos de 1,0 ‰.

A anomalia média do sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ nas espécies planctônicas foi de $1,0 \pm 0,1$ ‰, valor este abaixo da referência para volume de gelo comumente adotada de 1,2 ‰ (Katz *et al.*, 2010), mas igual ao valor apresentado por autores como Schrag *et al.* (1996). Este valor de anomalia de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ sugere que a maior parte do sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ nas espécies planctônicas esta associado à variação referente ao volume de gelo global, sem oscilações locais acentuadas no que se refere à salinidade superficial.

Nos grupos de espécies bentônicas a anomalia de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ média foi de $2,0 \pm 0,2 \text{ ‰}$ indicando que parte do sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ é referente às oscilações locais, possivelmente associadas a variações da salinidade. Um aumento da salinidade local das águas de fundo da região de estudo confirma as temperaturas mais elevadas observadas durante o LGM a partir dos dados de Mg/Ca. Isso porque, para existir uma coluna de água estável deve haver um equilíbrio entre as variáveis temperatura e salinidade a fim de se manter uma densidade tal que suporte a estratificação das massas de água.

5.11. DETERMINAÇÃO DA COMPONENTE $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ (SALINIDADE)

O fator salinidade, referente às variações locais ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$), foi obtido a partir da subtração da curva relativa ao efeito do volume de gelo dos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$, conforme descrito no item 4.8.1. A curva de volume de gelo utilizada neste estudo foi aquela apresentada por Waelbroeck *et al.* (2002). Todos os dados desta seção têm seus valores expressos em VSMOW. Os dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ não foram convertidos em unidades de salinidade a fim de se evitar a adição de erros ao valor final obtido neste estudo, porém, fica implícito que os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ refletem diretamente a salinidade.

O tratamento dos dados neste tópico seguirá os padrões apresentados no tópico 5.9. Portanto, os dados das estimativas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ serão tratados em relação às oscilações ao longo dos últimos 27 mil anos, especialmente em relação aos períodos extremos HL e LGM para facilitar a validação dos dados.

As curvas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ estimadas com os grupos planctônicos e bentônicos de foraminíferos utilizados neste estudo são apresentadas na Figura 53. As curvas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ de ambos os grupos de foraminíferos estudados, planctônicos e bentônicos, foram similares durante o período interglacial (Figura 53a e 53b). Entretanto, a diferença existente entre a magnitude das tendências registradas por ambos os grupos no período glacial é elevada devido ao aumento bem marcado nos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ observado nos grupos bentônicos entre ~25 a ~16 mil anos.

O teste de correlação de Pearson indicou que somente os grupos de espécies *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.* no testemunho KF-12 apresentam uma correlação significativa ($p < 0,05$) entre os dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$. A não correlação entre os dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ das diferentes espécies de foraminíferos utilizadas neste estudo indica que as espécies registram sinais distintos de salinidade, associado possivelmente ao seus diferentes habitats (profundidade na coluna de água). Deste modo, mesmo as espécies *G. ruber* e *G. sacculifer* estando próximas entre si na coluna de água cada uma destas espécies registra um sinal único de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$. Uma explicação para esta diferença entre os resultados de *G. ruber* e *G. sacculifer* pode estar associada à sazonalidade destas espécies.

Para verificar a existência de uma variação significativa entre os dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ entre o LGM e o HL (anomalia de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$) foi realizado um teste *t* para cada espécie utilizada neste estudo. As espécies planctônicas *G. ruber* e *G. sacculifer* não apresentaram uma anomalia de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ significativa ($p < 0,05$), deste modo, assim como observado no item 5.10., as variações de salinidade nas águas superficiais do oceano na região de estudo entre o LGM e o HL parecem ter sido pouco marcantes.

Nos grupos de espécies bentônicas *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.* houve uma variação significativa entre os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$, sugerindo que houve uma variação acentuada da salinidade das águas mais profundas, como comentado no item 5.10. A resposta não significativa do grupo de espécies *Cibicidoides spp.* no testemunho KF-D está, como já comentado em itens anteriores, associada ao baixo *n* amostral deste grupo neste testemunho e deve ser observada com cautela para não subestimar os dados obtidos com os demais grupos bentônicos.

De acordo com a variação existente entre os dados de salinidade de águas superficiais e de águas profundas, os mesmos serão tratados em separado para a devida comparação com os dados na literatura, sendo que, será dada ênfase à oscilação entre os períodos extremos HL e LGM nas discussões.

interglacial ← → glacial

Figura 53. Curvas de $\delta^{18}O_{Local}$ das espécies (a) planctônicas e (b) bentônicas utilizadas neste estudo. Região azul - LGM (23-19 mil anos); região vermelha - HL (7- ~1 mil anos).

Considerações parciais:

As espécies planctônicas e bentônicas de foraminíferos apresentaram tendências distintas, com uma variação pouco marcada e não significativa ($p < 0,05$) da salinidade ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$) superficial entre o LGM e o HL e uma oscilação acentuada e significativa ($p < 0,05$) da salinidade ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$) das águas de fundo entre os mesmos períodos. Segundo o teste de correlação as espécies planctônicas *G. ruber* e *G. sacculifer* apresentam sinais distintos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ entre si ao longo dos últimos 27 mil anos, apesar de se localizarem em profundidades próximas na coluna de água.

5.11.1. Salinidade superficial do oceano (SSS) registrada por espécies planctônicas

Segundo os dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$, a salinidade superficial do oceano (SSS) na região de estudo parece ter sofrido variações mínimas ao longo dos últimos milhares de anos; não havendo alteração significativa ($p < 0,05$) na SSS entre o HL e o LGM.

Em um trabalho recente apresentado por Toledo *et al.* (2007) a salinidade superficial de testemunhos obtidos na Margem brasileira foram estimadas com base em equações de paleotemperatura e dados de assembléias de foraminíferos. Um dos testemunhos utilizados no referido estudo se localiza muito próximo aos testemunhos utilizados neste estudo (Figura F – Anexo 1), sendo assim, para a verificação dos dados obtidos neste estudo os mesmos foram comparados às estimativas de SSS de Toledo *et al.* (2007). O trabalho de Toledo *et al.* (2007) foi selecionado para a validação dos dados deste estudo por se tratar de dados referentes à um testemunho muito próximo aos testemunhos utilizados neste estudo em um mesmo período de interesse.

No item 5.11. deste estudo foi observado que não havia uma correlação entre *G. ruber* e *G. sacculifer* nos testemunhos. Esta observação está possivelmente associada aos registros específicos de cada espécie em relação ao seu habitat ou ao registro sazonal. Apesar da oscilação, até certo ponto esperada, nos dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ observa-se que as curvas de *G. ruber* dos testemunhos deste estudo estão em maior concordância entre si

quando comparadas as curvas de *G. sacculifer* nos mesmos testemunhos (Figura 54). Porém, nenhuma das curvas obtidas neste estudo se assemelha a curva de Toledo *et al.* (2007), exceto por uma tendência similar entre 18 e 8 mil anos atrás em *G. sacculifer* no testemunho KF-12, onde é possível observar oscilações similares as observadas na salinidade pelos referidos autores (Figura 54).

Figura 54. Variações de (a) SSS (salinidade superficial) apresentada por Toledo *et al.* (2007) referente ao testemunho SAN-76 (estimativa com base em equações de paleotemperatura e assembléias de foraminíferos); e $\delta^{18}O_{Local}$ obtidas neste estudo para (b) *G. ruber* e (c) *G. sacculifer*. Região azul - LGM (23-19 mil anos); região vermelha - HL (7- ~1 mil anos).

Apesar de ser possível observar variações de SSS ao longo dos milhares de anos através dos dados de Toledo *et al.* (2007), quando comparamos os dados destes autores em relação aos períodos extremos HL e LGM (de acordo com a definição deste estudo) a diferença de salinidade entre os períodos é pouco superior a meia unidade de salinidade

(~0,6 unidade de salinidade). Deste modo, a observação de uma variação muito pequena de salinidade nos dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ (Tabela 14) é corroborada pelos dados de Toledo *et al.* (2007). Sendo que, apesar das espécies não se correlacionarem de forma significativa ($p < 0,05$), as mesmas apresentam valores de oscilação de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ extremamente similares.

Tabela 14. Valores de oscilação do sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ nas espécies planctônicas entre o LGM e o HL

Espécie	Variação do sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ entre o LGM e o HL	
	KF-D	KF-12
<i>G. ruber</i>	-0,1	< 0,1
<i>G. sacculifer</i>	< 0,1	< 0,1

Para uma comparação hipotética, segundo o estudo de Toledo *et al.* (2007), uma variação de 0,1 unidade no sinal isotópico $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$, observada neste estudo, corresponderia a uma variação de salinidade de ~0,2 unidade de salinidade. Contudo, é importante ressaltar neste ponto que os dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ obtidos neste estudo não estão sendo diretamente relacionados com os valores de salinidade obtidos por Toledo *et al.* (2007). Neste estudo a comparação entre os estudos está focada na variação obtida entre períodos extremos e não nos valores absolutos de salinidade, visto que os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ foram convertido para salinidade de forma simplificada e segundo sensibilidade hipotética. Ressalta-se ainda que os valores de salinidade estimados por Toledo *et al.* (2007) parecem apresentar um desvio de quase 2 unidades em relação aos valores de salinidade, visto que a salinidade superficial na região de estudo e próxima ao testemunho SAN-76 é de 36,7 unidades, enquanto que no trabalho de Toledo *et al.* (2007) a salinidade superficial recente varia próxima a 38 unidades.

Os menores valores das estimativas da anomalia de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ observadas neste estudo, nas espécies planctônicas, em comparação ao valor obtido por Toledo *et al.* (2007), podem estar associados à diferença entre os métodos utilizados em cada um dos estudos. As diferenças entre os métodos utilizados neste estudo e os utilizados por Toledo *et al.* (2007)

diferem não somente quanto a maneira como foram estimadas as temperaturas, mas também em relação às equações de paleotemperatura utilizadas.

Considerações parciais:

A correlação não significativa entre as curvas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ das espécies *G. ruber* e *G. sacculifer* pode estar associada a diferença de habitat ou de sazonalidade entre as espécies.

A anomalia de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ para ambas as espécies planctônicas foi de $\sim 0,1$ ‰, o que corresponderia, hipoteticamente, segundo sensibilidade utilizada por Toledo *et al.* (2007) a um aumento na salinidade de 0,2 unidades durante o LGM. O valor obtido neste estudo foi menor do que o observado por Toledo *et al.* (2007) de $\sim 0,6$ unidades de salinidade, podendo esta diferença estar associada aos diferentes métodos utilizados em cada um dos estudos.

5.11.2. Salinidade da água de fundo registrada por espécies bentônicas

Como discutido no item 5.11. (Figura 53) e resumido na Tabela 15, as curvas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ observadas com os grupos de espécies bentônicas *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.* indicaram valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ mais elevados durante o LGM quando em comparação ao HL. Esse maior sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ durante o LGM reflete uma maior salinidade durante o período glacial, a qual está de acordo com a maior temperatura observada nas águas de fundo no mesmo período, conforme discutido no item 5.10. Para que a anomalia positiva da temperatura, obtida com base nas estimativas de $T_{\text{Mg/Ca}}$, observada para o LGM nos grupos de espécies bentônicas seja coerente, a densidade da massa de água nessa região deve ser suficiente para manter a estratificação da coluna de água, assim os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$, associados a salinidade, devem ter sido mais elevada durante o LGM quando comparados aos valores do HL.

O menor valor na oscilação de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ entre o LGM e o HL observado em *Cibicidoides spp.* no testemunho KF-D se deve ao fato de haver um menor n amostral nesta espécie neste testemunho. Deste modo, como já observado anteriormente em diversos itens, o mesmo deve ser observado com cautela, sendo que, neste caso, se torna mais coerente ater-se somente à presença da variação e não à magnitude da mesma, que deve estar subjugada. Portanto, assim como para os foraminíferos planctônicos as espécies bentônicas utilizadas neste estudo apresentam valores extremamente similares para a oscilação de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$.

Tabela 15. Valores de oscilação do sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ (anomalia) nas espécies bentônicas entre o LGM e o HL

Espécie	Variação do sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ entre o LGM e o HL	
	KF-D	KF-12
<i>Cibicidoides spp.</i>	0,6	1,0
<i>Uvigerina spp.</i>	1,1	1,2

Não há muitos trabalhos acerca de estimativa da salinidade de fundo no período do LGM (*e.g.* Schrag *et al.*, 1996; Adkins *et al.*, 2002; Adkins *et al.*, 2003), menos ainda no que se refere a porção oeste do Atlântico Sul. Deste modo, a verificação dos dados com base na literatura se torna mais complexa.

Segundo Adkins *et al.* (2002), é estimado, de uma forma geral, que o oceano glacial profundo apresentou salinidades globais médias próximas a 35,8 unidades, com uma estimativa máxima de salinidade para o oceano austral de $\sim 37,0$ unidades. A partir da estimativa global da salinidade e dos dados de salinidade atual obtidos nas bases de dados ($\sim 35,0$ unidades de salinidade), a oscilação da salinidade na região de estudo deve ter sido de $\sim 1,0$ unidade.

Supondo que a sensibilidade das espécies bentônicas em relação à salinidade e ao sinal de $\delta^{18}\text{O}$ seja similar àquela observada em *G. ruber*, segundo Toledo *et al.* (2007), é possível estimar, hipoteticamente, o quanto a salinidade oscilou entre o LGM e o HL nas espécie bentônicas. Entretanto, deve ficar claro que esta é somente uma estimativa muito singela da oscilação que deve ter ocorrido entre o LGM e o HL, e a mesma foi realizada somente a título de observação.

Se as espécies bentônicas utilizadas neste estudo respondessem à variação de salinidade da mesma forma que *G. ruber*, isso significaria uma sensibilidade hipotética de 2 unidades de salinidade para cada 1 parte por mil de variação em $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$. Deste modo, ao adotar o valor de anomalia de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ médio das águas profundas como sendo $1,0 \pm 0,3$ ‰, o mesmo conferiria uma variação de salinidade de $\sim 2,0$ unidades entre o LGM e o HL.

Esta estimativa da hipotética da anomalia da salinidade de fundo de $\sim 2,0$ unidades entre o LGM e o HL seria superior ao valor da estimativa de salinidade global média de Adkins *et al.* (2002), com uma anomalia de $\sim 1,0$ unidades de salinidade. Porém, a salinidade é uma variável que pode ser alterada de acordo com as características locais de cada região, portanto, essa maior estimativa da anomalia da salinidade de fundo poderia estar associada a características locais da região de estudo. Além disso, apesar de uma anomalia de 2,0 unidades de salinidade ser maior do que o esperado pelo valor médio oceânico o mesmo corresponderia a uma salinidade no LGM próxima àquela observada para o Oceano Austral (salinidade média de ~ 37 unidades durante o LGM (Adkins *et al.*, 2002)). Essa possibilidade de variação local é corroborada pelo sinal positivo da anomalia de temperatura, a qual não foi observada em nenhuma outra região do globo até o momento.

Contudo, apesar de não ser possível estimar com certeza o quanto a salinidade variou entre o LGM e o HL, pode-se ao menos determinar a presença valores mais acentuados durante o período glacial. Deste modo, a anomalia positiva da temperatura observada com base nos dados de Mg/Ca pode ser aceita como correta, visto que, a densidade da massa de água está dentro do esperado (Figura 52, discussão no item 5.10), e o aumento da salinidade corrobora esta observação.

Considerações parciais:

A anomalia de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ média das águas profundas foi de $1,0 \pm 0,3 \text{ ‰}$. Contudo, a validação do valor de anomalia de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ estimado neste estudo é dificultada pelo fato de haverem poucos trabalhos sobre a salinidade das águas de fundo durante o LGM.

Ao adotar como hipótese uma sensibilidade à salinidade no sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ similar a de *G. ruber* (Toledo *et al.*, 2007), a anomalia da salinidade de fundo seria estimada em ~ 2 unidades. Este valor seria maior do que o valor esperado segundo a estimativa da salinidade global de fundo durante o LGM apresentada por Adkins *et al.* (2002), porém, esta anomalia resultaria em uma salinidade similar à observada para o Oceano Austral pelos mesmo autores (37 unidades de salinidade durante o LGM). Além disso, como a salinidade pode variar localmente a mesma poderia ser realmente mais elevada do que a média global durante o LGM.

O aumento acentuado da salinidade nas águas de fundo da região corrobora a anomalia positiva da temperatura nas águas de fundo devido à necessidade de estabilização da coluna de água, conforme discutido no item 5.10..

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Considerações finais:

- Não foram observadas variações nos sinais de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca das espécies estudadas em função da diferença no tamanho das frações de testa utilizadas em cada testemunho (testemunho KF-D fração entre 150 e 355 μm e testemunho KF -12 fração entre 250 e 355 μm);
- A espécie *C. corpulentus* não pôde ser utilizada ao longo de todo o estudo devido ao alto teor de Mn/Ca observado em sua testa. As amostras de *C. corpulentus* com valores de Mn/Ca superiores a 100 $\mu\text{mol/mol}$ foram excluídas do trabalho e levaram a restrição do n amostral desta espécie a um número inviável de estudo. Estudos mais detalhados em relação à ecologia desta espécie devem ser realizados a fim de viabilizar seu uso em estimativas de paleotemperatura;
- De acordo com os dados de Mn/Ca nenhuma das espécies utilizadas neste estudo apresentaram contaminação por óxidos metálicos e argila, porém, *C. corpulentus* apresentou valores elevados da razão Mn/Ca;
- A profundidade de calcificação estimada para a espécie *G. ruber* foi de 30 e 35 m, enquanto a profundidade de calcificação de *G. sacculifer* variou entre 45 e 55 m de profundidade. Os dados de profundidade de calcificação estão de acordo com os dados de Steph *et al.* (2009) para o Atlântico tropical;

- As curvas de $\delta^{18}\text{O}$ das diferentes espécies utilizadas neste estudo se correlacionaram de forma significativa entre si ($p < 0,05$), indicando que apesar de não usual a espécie *C. corpulentus* registra com confiabilidade os dados isotópicos podendo a mesma ser utilizada em estudos isotópicos;
- As correlações observadas entre as curvas de Mg/Ca ocorrem em sua maioria devido a similaridade entre as diferentes curvas, sendo estas similaridades inversamente proporcionais quando as mesmas ocorriam entre espécies planctônicas e bentônicas;
- As curvas de $\delta^{18}\text{O}$ indicaram, de uma forma geral, que as espécies registram as características das águas que as circundam de forma geral, com as espécies planctônicas registrando as características das águas superficiais e as espécies bentônicas registrando as características das águas de fundo. Entretanto, as curvas de Mg/Ca são distintas entre si para cada uma das espécies utilizadas, indicando que são registradas também as características específicas do habitat de cada espécie. Essa diferença entre os comportamentos observados $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca estão possivelmente associados às componentes principais do sinal registrado por cada *proxy*;
- A espécie *H. elegans* tem suas curvas de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca sempre diferenciadas em relação às demais espécies bentônicas. Esta diferença deve estar associada a sua testa de carbonato do tipo aragonita em comparação às testas de calcita das demais espécies bentônicas;
- Apesar de haver correlação significativa ($p < 0,05$) entre as curvas de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca nas espécies planctônicas, o mesmo não ocorre com as espécies bentônicas. Portanto, os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca nas espécies bentônicas não se comportam conforme o esperado inicialmente para as relações entre $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca;

- As melhores equações de paleotemperatura $\delta^{18}\text{O}$ -T para cada uma das espécies utilizadas neste estudo foram: equação de Kim & O'Neil (1997) corrigida para desequilíbrio (0,5‰) para *G. ruber*, equação de Mulitza *et al.* (2003a) para *G. sacculifer*, equação de Bemis *et al.* (1998) para *Cibicidoides spp.*, equação de Duplessy *et al.* (2002) para *Uvigerina spp.* e equação de Epstein *et al.* (1953) para *H. elegans* corrigida para calcita (-0,78 ‰);

- As melhores equações de paleotemperatura Mg/Ca-T para cada uma das espécies utilizadas neste estudo foram: equação de Anand *et al.* (2003) para *G. ruber*, equação de Nurnberg *et al.* (1996a,b) para *G. sacculifer*, equação de Rosenthal *et al.* (2005) para *Cibicidoides spp.* e equação de Elderfield *et al.* (2006) para *Uvigerina spp.*;

- A espécie *H. elegans* não pode ser utilizada ao longo de todo este estudo, pois a equação de paleotemperatura Mg/Ca-T que melhor se adequou a esta espécie é dependente da correção do efeito do íon carbonato no meio (equação de Rosenthal *et al.*, 2006). A correção depende do valor de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$, o qual não pôde ser estimado ao longo do tempo;

- De acordo com os dados de Mg/Ca em *H. elegans* e pela localização dos testemunhos (Henrich *et al.*, 2004), foi possível inferir que o testemunho KF-12 está sob influencia de um ambiente com baixos valores de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{aragonita}}$ (< 15 $\mu\text{mol/kg}$), conforme observado com a base de dados WOA+GLODAP. Contudo, esperava-se que os valores de $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{aragonita}}$ estimados fossem distintos para cada testemunho devido ao estado de preservação das testas das espécies planctônicas no testemunho KF-12, porém a base de dados que parece apresentar as estimativas mais coerentes, WOA+GLODAP, não demonstra tal variação entre os testemunhos;

- A estimativa da anomalia da SST média deste estudo segundo o tratamento dos dados apresentado por Waelbroeck *et al.* (2009) foi de $-1,6 \pm 2,8$ °C, valor pouco superior ao obtido sem o tratamento dos dados ($-1,5 \pm 0,2$ °C). A estimativa obtida está de acordo com os dados apresentados por Waelbroeck *et al.* (2009) para o oceano global ($-1,5 \pm 1,2$ °C), apesar da anomalia da SST observada ser menor do que o valor estimado para o Oceano Atlântico ($-2,3 \pm 1,5$ °C). O erro associado às estimativas da anomalia da SST pode ser minimizado a partir da obtenção de um modelo de idade mais preciso e do uso de um maior número de amostras;

- Em oposição ao registrado na literatura, a estimativa da anomalia da temperatura da água de fundo foi positiva (com um valor médio de $1,7 \pm 0,4$ °C), indicando águas profundas mais quentes durante o LGM. Esta anomalia positiva da temperatura das águas de fundo não coincide com os estudos prévios observados na literatura e poderia estar associada a efeitos do íon carbonato ou da salinidade. Entretanto, o efeito do íon carbonato não parece o responsável pela anomalia positiva da temperatura, pois, mesmo que a concentração do íon carbonato no meio fosse maior durante o LGM, esse fator não levaria ao aumento do sinal de Mg/Ca nas testas bentônicas devido a pouca influência do $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ sobre o grupo de espécies *Uvigerina spp.* A salinidade também não parece ter sido a responsável pela anomalia positiva da temperatura, pois apesar da mesma em ambientes com alta salinidade ($> 36,5$) levar a um aumento do sinal de Mg/Ca registrado nas testas dos foraminíferos, a salinidade no LGM deveria ter sido muito elevada para que esse fosse o fator responsável pelo aumento do sinal de Mg/Ca nas espécies bentônicas;

- Os dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ estimados para o Holoceno com base nos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca apresentaram desvios de no máximo 1,0 ‰ em relação aos dados das bases de dados, sendo considerados estimativas aceitáveis;

- As anomalias de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ nas espécies planctônicas ($1,0 \pm 0,1 \text{ ‰}$) estão de acordo com o registrado na literatura e indicam que não há quase variação da salinidade superficial entre o LGM e o HL. Contudo, as anomalias de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ nas espécies bentônicas ($2,0 \pm 0,2 \text{ ‰}$) são mais elevadas do que o sinal de volume de gelo esperado ($1,2 \text{ ‰}$) indicando que deve ter ocorrido uma variação singular da salinidade das águas de fundo na região de estudo;

- As espécies planctônicas *G. ruber* e *G. sacculifer* registram características distintas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ (salinidade), apesar de habitarem profundidades próximas na coluna de água. É possível que esta diferença entre os registros das espécies planctônicas esteja associada à profundidade e sazonalidade das espécies;

- A anomalia de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ para ambas as espécies planctônicas foi de $\sim 0,1 \text{ ‰}$, o que corresponderia, hipoteticamente, segundo a sensibilidade utilizado por Toledo *et al.* (2007) a um aumento na salinidade de 0,2 unidades durante o LGM. O valor de anomalia de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ estimado neste estudo foi menor do que o observado por Toledo *et al.* (2007) ($\sim 0,6$ unidades de salinidade). A diferença entre as estimativas de anomalia deste estudo e os dados de Toledo *et al.* (2007) pode estar associada à diferença entre os métodos utilizados em cada estudo;

- A anomalia de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ média das águas profundas foi de $1,0 \pm 0,3 \text{ ‰}$ e poderia indicar uma anomalia na salinidade, hipotética, de ~ 2 unidades entre o LGM e o HL se as espécies bentônicas apresentassem a mesma sensibilidade que *G. ruber* (descrita por Toledo *et al.*, 2007). A anomalia da salinidade seria similar ao valor da estimativa global da salinidade de fundo glacial apresentada por Adkins *et al.* (2002);

- A anomalia da salinidade observada nas águas de fundo durante o LGM pode ser um evento local, justificando seu valor mais marcante. Deste modo, sendo a anomalia da salinidade um evento local, seria também justificável a não observação de anomalias positivas da temperatura anteriormente na literatura, visto que existe uma relação direta entre salinidade e temperatura segundo a densidade. Como a densidade da coluna de água parece ter sido estável, o aumento da salinidade nas águas de fundo durante o LGM da região corrobora a anomalia positiva da temperatura nas águas de fundo para a estabilização da coluna de água de acordo com a densidade das massas de água.

Conclusões finais:

- Os dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$ obtidos neste estudo estão de acordo com o observado na literatura, com exceção do evento aparentemente local registrado nas águas de fundo, o qual é inédito em literatura. Os resultados obtidos confirmam que a utilização do uso associado dos *proxies* $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca como ferramenta paleoceanográfica pode ser bem sucedido. O uso associado destes *proxies* é uma ferramenta paleoceanográfica importante e merece maiores aplicações em amostras do Atlântico Sul em função do baixo número de estudos deste gênero na região até o momento;

- As espécies *G. ruber*, *G. sacculifer*, *Cibicidoides spp.* e *Uvigerina spp.* foram utilizadas com êxito, gerando estimativas satisfatórias dos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{Local}}$. Contudo as espécies *C. corpulentus* e *H. elegans* não foram utilizadas na obtenção das variáveis de interesse por apresentarem impedimentos técnicos, seja por possível contaminação das amostras ou por falta de dados necessários à estimativa da temperatura;

- A não correlação entre as curvas de $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca observada em algumas espécies deve estar associada à anomalia positiva da temperatura nas águas de fundo durante o LGM. Como tal anomalia da temperatura nunca havia sido observada anteriormente na literatura, não havia dados que indicassem uma não correlação entre os *proxies* $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca devido a este fato. A anomalia positiva da temperatura está associada aos elevados valores de salinidade observados durante o mesmo período nas águas de fundo da região. Estas anomalias de temperatura e salinidade são justificadas pela necessidade da estabilização da coluna de água, a qual parece ser estável de acordo com os dados obtidos neste estudo.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adkins JF, McIntyre K, Schrag DP. 2002. The salinity, temperature, and delta O-18 of the glacial deep ocean. *Science* 298(5599):1769-1773.
- Adkins JF, Schrag DP. 2003. Reconstructing Last Glacial Maximum bottom water salinities from deep-sea sediment pore fluid profiles. *Earth and Planetary Science Letters* 216(1-2):109-123.
- Anand P, Elderfield H, Conte MH. 2003. Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series. *Paleoceanography* 18(2):1050.
- Antonov JJ, Locarnini RA, Boyer TP, Mishonov AV, Garcia HE. 2006. Volume 2: Salinity. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office. 182 p.
- Armstrong HA, Brasier MD. 2005. Foraminifera. In: Armstrong HA, Brasier MD, editors. *Microfossils*. Oxford: Blackwell Publishing. p 143-187.
- Barker S, Greaves M, Elderfield H. 2003. A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4:8407.
- Bassiot F, Labeyrie L, Vincent E, Quidelleur X, Shackleton N, Lancelot Y. 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters* 126:91-108.
- Bemis BE, Spero HJ, Bijma J. 1998. Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations. *Paleoceanography* 13(2):150-160.
- Bentov S, Erez J. 2006. Impact of biomineralization processes on the Mg content of foraminiferal shells: A biological perspective. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7(1):Q01P08.
- Boyle EA, Keigwin LD. 1985. Comparison of Atlantic and Pacific Paleochemical Records for the Last 215,000 Years - Changes in Deep Ocean Circulation and Chemical Inventories. *Earth and Planetary Science Letters* 76(1-2):135-150.
- Boyle EA, Rosenthal Y. 1996. Chemical hydrography of the South Atlantic during the last glacial maximum: $\delta^{13}\text{C}$ vs. Cd. In: Wefer G, Berger WH, Siedler G, Webb DJ, editors. *The South Atlantic: Present and Past Circulation*. Berlin: Springer-Verlag. p 423-443.
- Boyle EA. 1981. Cadmium, Zinc, Copper, and Barium in Foraminifera Tests. *Earth and Planetary Science Letters* 53(1):11-35.
- Boyle EA. 1983. Manganese Carbonate Overgrowths on Foraminifera Tests. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 47(10):1815-1819.

- Bradley R. 1999. Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary. Dmowska R, Holton JR, editors. London: Academic Press Limited. 614 p.
- Broecker WS, Clark E. 2001. Glacial-to-Holocene redistribution of carbonate ion in the deep sea. *Science* 294(5549):2152-2155.
- Broecker WS. 2002. The Glacial World according to Wally. New York: Eldigo Press. 76 p.
- Brown E, Colling A, Park D, Phillips J, Rothery D, Wright J. 2004. Ocean circulation. Bearman G, editor. Oxford: Butterwoth-Heinemann. 287 p.
- Brown SJ, Elderfield H. 1996. Variations in Mg/Ca and Sr/Ca ratios of planktonic foraminifera caused by postdepositional dissolution: Evidence of shallow Mg-dependent dissolution. *Paleoceanography* 11(5):543-551.
- Bryan SP, Marchitto TM. 2008. Mg/Ca–temperature *proxy* in benthic foraminifera: New calibrations from the Florida Straits and a hypothesis regarding Mg/Li. *Paleoceanography* 23:PA2220 2007PA001553.
- Came RE, Oppo DW, Curry WB. 2003. Atlantic Ocean circulation during the Younger Dryas: Insights from a new Cd/Ca record from the western subtropical South Atlantic. *Paleoceanography* 18(4):1086.
- Chappel J, Shackleton NJ. 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature* 324:137-140.
- Cléroux C, Cortijo E, Anand P, Labeyrie L, Bassinot F, Caillon N, Duplessy JC. 2008. Mg/Ca and Sr/Ca ratios in planktonic foraminifera: *Proxies* for upper water column temperature reconstruction. *Paleoceanography* 23:3214.
- CLIMAP. 1981. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. Colorado: Geological Society of America.
- Curry WB, Oppo DW. 2005. Glacial water mass geometry and the distribution of delta C-13 of Sigma CO2 in the western Atlantic Ocean. *Paleoceanography* 20:1017 2004PA001021.
- Dekens PS, Lea DW, Pak DK, Spero HJ. 2002. Core top calibration of Mg/Ca in tropical foraminifera: Refining paleotemperature estimation. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 3(4):2001GC000200.
- Dissard D, Nehrke G, Reichart GJ, Bijma J. 2010. The impact of salinity on the Mg/Ca and Sr/Ca ratio in the benthic foraminifera *Ammonia tepida*: Results from culture experiments. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 74(3):928-940.
- Dueñas-Bohorquez A, da Rocha RE, Kuroyanagi A, Bijma J, Reichart GJ. 2009. Effect of salinity and seawater calcite saturation state on Mg and Sr incorporation in cultured planktonic foraminifera. *Marine Micropaleontology* 73(3-4):178-189.

- Duplessy JC, Labeyrie L, Waelbroeck C. 2002. Constraints on the ocean oxygen isotopic enrichment between the Last Glacial Maximum and the Holocene: Paleoceanographic implications. *Quaternary Science Reviews* 21(1-3):315-330.
- Dwyer GS, Cronin TM, Baker PA, Raymo ME, Buzas JS, Corregge T. 1995. North-Atlantic Deep-Water Temperature-Change during Late Pliocene and Late Quaternary Climatic Cycles. *Science* 270(5240):1347-1351.
- Elderfield H, Ganssen G. 2000. Past temperature and delta O-18 of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios. *Nature* 405(6785):442-445.
- Elderfield H, Greaves M, Barker S, Hall IR, Tripathi A, Ferretti P, Crowhurst S, Booth L, Daunt C. 2010. A record of bottom water temperature and seawater delta O-18 for the Southern Ocean over the past 440 kyr based on Mg/Ca of benthic foraminiferal *Uvigerina spp.* *Quaternary Science Reviews* 29(1-2):160-169.
- Elderfield H, Yu J, Anand P, Kiefer T, Nyland B. 2006. Calibrations for benthic foraminiferal Mg/Ca paleothermometry and the carbonate ion hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters* 250(3-4):633-649.
- Emiliani C. 1955. Pleistocene Temperatures. *Journal of Geology* 63(6):538-578.
- Epstein S, Buchsbaum R, Lowenstam HA, Urey HC. 1953. Revised Carbonate-Water Isotopic Temperature Scale. *Geological Society of America Bulletin* 64(11):1315-1325.
- Erez J, Luz B. 1983. Experimental paleotemperature equation for planktonic foraminifera. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47:1025-1031.
- Farmer EC, Kaplan A, de Menocal PB, Lynch-Stieglitz J. 2007. Corroborating ecological depth preferences of planktonic foraminifera in the tropical Atlantic with the stable oxygen isotope ratios of core top specimens. *Paleoceanography* 22(3): PA3205.
- Ferguson JE, Henderson GM, Kucera M, Rickaby REM. 2008. Systematic change of foraminiferal Mg/Ca ratios across a strong salinity gradient. *Earth and Planetary Science Letters* 265(1-2):153-166.
- Garcia HE, Locarnini RA, Boyer TP, Antonov JI. 2006. Volume 4: Nutrients. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office. 396 p.
- Hall JM, Chan L-H. 2004. Ba/Ca in benthic foraminifera: Thermocline and middepth circulation in the North Atlantic during the last glaciation. *Paleoceanography* 19:PA4018.
- Harding DJ, Arden JW, Rickaby REM. 2006. A method for precise analysis of trace element/calcium ratios in carbonate samples using quadrupole inductively coupled plasma mass spectrometry. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7(6):Q06003.

- Healey SL, Thunell RC, Corliss BH. 2008. The Mg/Ca-temperature relationship of benthic foraminiferal calcite: New core-top calibrations in the < 4 degrees C temperature range. *Earth and Planetary Science Letters* 272(3-4):523-530.
- Hemleben C. 1989. *Modern Planktonic Foraminifera*. Berlin: Springer-Verlag. 363 p.
- Henderson GM. 2002. New oceanic *proxies* for paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters* 203(1):1-13.
- Hendry KR, Rickaby REM, Meredith MP, Elderfield H. 2009. Controls on stable isotope and trace metal uptake in *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral) from an Antarctic sea-ice environment. *Earth and Planetary Science Letters* 278:67-77.
- Henrich R, Baumann K-H, Gerhardt S, Gröger M, Volbers A. 2004. Carbonate preservation in deep and intermediate water masses in the South Atlantic: Evaluation and geological record In: Wefer G, Mulitza S, Ratmeyer V, editors. *The South Atlantic in the Late Quaternary*. Berlin: Springer-Verlag. p 645-670.
- Huang KF, You CF, Lin HL, Shieh YT. 2008. In situ calibration of Mg/Ca ratio in planktonic foraminiferal shell using time series sediment trap: A case study of intense dissolution artifact in the South China Sea. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 9(4):Q04016.
- Hut G. 1987. Stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations. Vienna: Consultant Group Meeting IAEA. 1-42 p.
- Imbrie J, Hays JD, Matinson DG, McIntyre A, Mix AC, Morley JJ, Pisias NG, Prell W, Shackelton NJ. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record In: Berger A, Imbrie J, Hays J, Kukla GJ, Sattzman E, editors. *Milankovitch and Climate*. Boston: D. Reidel p. 269-305.
- Katz ME, Cramer BS, Franzese A, Hönisch B, Miller KG, Rosenthal Y, Wright D. 2010. Traditional and emerging geochemical *proxies* in foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research* 40(2):165-192.
- Key RM, Kozyr A, Sabine CL, Lee K, Wanninkhof R, Bullister JL, Feely RA, Millero FJ, Mordy C, Peng TH. 2004. A global ocean carbon climatology: Results from Global Data Analysis Project (GLODAP). *Global Biogeochemical Cycles* 18:GB4031.
- Kim ST, O'Neil JR. 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 61(16):3461-3475.
- Kisakurek B, Eisenhauer A, Böhm F, Garbe-Schönberg D, Erez J. 2008. Controls on shell Mg/Ca and Sr/Ca in cultured planktonic foraminifera, *Globigerinoides ruber* (white). *Earth and Planetary Science Letters* 273(3-4):260-269.

- Kucera M, Rosell-Mele A, Schneider R, Waelbroeck C, Weinelt M. 2005. *Multiproxy* approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO). *Quaternary Science Reviews* 24(7-9):813-819.
- Labeyrie LD, Duplessy JC, Blanc PL. 1987. Variations in Mode of Formation and Temperature of Oceanic Deep Waters over the Past 125,000 Years. *Nature* 327(6122):477-482.
- Lambeck K, Chappell J. 2001. Sea level change through the last glacial cycle. *Science* 292(5517):679-686.
- Lea DW, Pak DK, Paradis G. 2005. Influence of volcanic shards on foraminiferal Mg/Ca in a core from the Galapagos region. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 6:Q11P04.
- Lea DW. 1999. Trace elements in foraminiferal calcite. In: Sen Gupta B, editor. *Modern Foraminifera*: Kluwer. p 259-277.
- Lea DW. 2001. Perspectives: Paleoclimate - Ice Ages, the California Current, and Devils Hole. *Science* 293(5527):59-60.
- Lea DW. 2003. Elemental and Isotopic *Proxies* of Past Ocean Temperatures. In: Elderfield H, Lea DW, Pak DK, Spero HJ. 2000. Climate impact of late quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science* 289(5485):1719-1724.
- Lear CH, Elderfield H, Wilson PA. 2000. Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite. *Science* 287(5451):269-272.
- LeGrande AN, Schmidt GA. 2006. Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater. *Geophysical Research Letters* 33:L12604.
- Levi C, Labeyrie L, Bassinot F, Guichard F, Cortijo E, Waelbroeck C, Caillon N, Duprat J, de Garidel-Thoron T, Elderfield H. 2007. Low-latitude hydrological cycle and rapid climate changes during the last deglaciation. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 8:Q05N12.
- Lisiecki LE, Raymo ME. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic delta O-18 records. *Paleoceanography* 20(1):PA1003.
- Locarnini RA, Mishonov AV, Antonov JJ, Boyer TP, Garcia HE. 2006. Volume 1: Temperature. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office. 182 p.
- Lowe JL, Walker MJC. 1997. Lithological evidence. In: Lowe JL, Walker MJC, editors. *Reconstructing Quaternary environments*. England: Prentice Hall. p 85-161.
- Lynch-Stieglitz J, Curry WB, Oppo DW, Ninnemann U, Charles CD, Munson J. 2006. Meridional overturning circulation in the South Atlantic at the last glacial maximum. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7(10):Q10N03.

- Marchitto TM, Broecker WS. 2006. Deep water mass geometry in the glacial Atlantic Ocean: A review of constraints from the paleonutrient *proxy* Cd/Ca. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7:Q12O03.
- Marchitto TM, Bryan SP, Curry WB, McCorkle DC. 2007. Mg/Ca temperature calibration for the benthic foraminifer *Cibicidoides pachyderma*. *Paleoceanography* 22:PA1203.
- Marchitto TM, Oppo DW, Curry WB. 2002. Paired benthic foraminiferal Cd/Ca and Zn/Ca evidence for a greatly increased presence of Southern Ocean Water in the glacial North Atlantic. *Paleoceanography* 17(3): PA000598.
- Martin PA, Lea DW, Rosenthal Y, Shackleton NJ, Sarnthein M, Papenfuss T. 2002. Quaternary deep sea temperature histories derived from benthic foraminiferal Mg/Ca. *Earth and Planetary Science Letters* 198(1-2):193-209.
- Martinson DG, Pisias NG, Hays J, Imbrie J, Moore Jr TC, Shackleton NJ. 1987. Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27:1-29.
- Mashiotta TA, Lea DW, Spero HJ. 1999. Glacial-interglacial changes in Subantarctic sea surface temperature and delta O-18-water using foraminiferal Mg. *Earth and Planetary Science Letters* 170(4):417-432.
- McConnell MC, Thunell RC. 2005. Calibration of the planktonic foraminiferal Mg/Ca paleothermometer: sediment trap results from the Guaymas Basin, Gulf of California. *Paleoceanography* 20:PA2016.
- McCrea JM. 1950. On the Isotopic Chemistry of Carbonates and a Paleotemperature Scale. *Journal of Chemical Physics* 18(6):849-857.
- Mix AC, Bard E, Schneider R. 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20(4):627-657.
- Mix AC, Morey AE, Pisias NG, Hostetler SW. 1999. Foraminiferal faunal estimates of paleotemperature: Circumventing the no-analog problem yields cool ice age tropics. *Paleoceanography* 14(3):350-359.
- Mohtadi M, Steinke S, Groeneveld J, Fink HG, Rixen T, Hebbeln D, Donner B, Herunadi B. 2009. Low-latitude control on seasonal and interannual changes in planktonic foraminiferal flux and shell geochemistry off south Java: A sediment trap study. *Paleoceanography* 24:PA1201.
- Mulitza S, Boltovskoy D, Donner B, Meggers H, Paul A, Wefer G. 2003b. Temperature: delta O-18 relationships of planktonic foraminifera collected from surface waters. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 202(1-2):143-152.

- Mulitza S, Donner B, Fischer G, Paul A, Patzold J, Ruhlemann C, Segl M. 2003a. The South Atlantic oxygen isotope record of planktic foraminifera. In: Wefer G, Mulitza S, Ratmeyer V, editors. The South Atlantic in the Late Quaternary: Reconstruction of material budgets and current systems. Berlin: Springer-Verlag. p 121-142.
- Niebler HS, Arz HW, Donner B, Mulitza S, Patzold J, Wefer G. 2003. Sea surface temperatures in the equatorial and South Atlantic Ocean during the last glacial maximum (23-19 ka). *Paleoceanography* 18(3):1069.
- Niebler HS, Hubberten HW, Gersonde R. 1999. Oxygen isotope values of planktic foraminifera: A tool for the reconstruction of surface water stratification. In: Fischer G, Wefer G, editors. Use of *proxies* in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic. Germany: Springer-Verlag. p 165-189.
- Nurnberg D, Bijma J, Hemleben C. 1996a. Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a *proxy* for water mass temperatures. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 60(5):803-814.
- Nurnberg D, Bijma J, Hemleben C. 1996b. Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a *proxy* for water mass temperatures - Correction. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 60(13):2483-2484.
- O'neil JR, Clayton RN, Mayeda TK. 1969. Oxygen Isotope Fractionation in Divalent Metal Carbonates. *Journal of Chemical Physics* 51(12):5547-5558.
- Oppo DW, Horowitz M. 2000. Glacial deep water geometry: South Atlantic benthic foraminiferal Cd/Ca and delta C-13 evidence. *Paleoceanography* 15(2):147-160.
- Ostlund HG, Craig H, Broecker WS, Spenser D. 1987. Atlantic, Pacific and Indian Ocean expeditions: Shorebased Data and Graphics vol. 7. Washington, D.C.
- Paillard D, Labeyrie L, Yiou P. 1996. Macintosh program performs time-series analysis. *Eos Trans AGU* 77:379.
- Paul A, Mulitza S, Patzold J, Wolff T. 1999. Simulation of oxygen isotopes in a global ocean model. In: Fischer G, Wefer G, editors. Use of *proxies* in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic. Berlin: Springer-Verlag. p 655-686.
- Paul, A, Mulitza, S. 2009. Challenges to Understanding Ocean Circulation during the Last Glacial Maximum, *Eos Trans. AGU*, 90(19), 169.
- Peeters FJC, Brummer GJA, Ganseen G. 2002. The effect of upwelling on the distribution and stable isotope composition of *Globigerina bulloides* and *Globigerinoides ruber* (planktic foraminifera) in modern surface waters of the NW Arabian Sea. *Global and Planetary Change* 34:269-291.

- Pena LD, Calvo E, Cacho I, Eggins S, Pelejero C. 2005. Identification and removal of Mn-Mg-rich contaminant phases on foraminiferal tests: Implications for Mg/Ca past temperature reconstructions. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 6(9):Q09P02.
- Peterson RG, Stramma L. 1991. Upper-Level Circulation in the South-Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography* 26(1):1-73.
- Pivel MAG. 2010. Reconstrução da hidrografia superficial do Atlântico Sul Ocidental desde o Último Máximo Glacial a partir do estudo de foraminíferos planctônicos São Paulo: Universidade de São Paulo. 161 p.
- Raitzsch M, Kuhnert H, Groeneveld J, Bickert T. 2008. Benthic foraminifer Mg/Ca anomalies in South Atlantic core top sediments and their implications for paleothermometry. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 9(5):Q05010.
- Rathburn AE, DeDeckker P. 1997. Magnesium and strontium compositions of Recent benthic foraminifera from the Coral Sea, Australia and Prydz Bay, Antarctica. *Marine Micropaleontology* 32(3-4):231-248.
- Ravelo AC, Fairbanks RG. 1992. Oxygen isotopic composition of multiple species of planktonic foraminifera: Recorders of the modern photic zone temperature gradient. *Paleoceanography* 7(6):815-831.
- Ravelo AC, Hillaire-Marcel C. 2007. The use of oxygen and carbon isotopes of foraminifera in paleoceanography. In: Hillaire-Marcel C, de Vernal A, editors. *Proxies in late Cenozoic paleoceanography*. vol. 1. London: Elsevier. p 765-798.
- Rohling EJ, Cooke S. 1999. Stable oxygen and carbon isotopes in foraminiferal carbonate shells. In: Gupta BKS, editor. *Modern Foraminifera*. London: Kluwer Academic Publishers. p 239-258.
- Rosenthal Y, Lear CH, Oppo DW, Linsley BK. 2006. Temperature and carbonate ion effects on Mg/Ca and Sr/Ca ratios in benthic foraminifera: Aragonitic species *Hoeglundina elegans*. *Paleoceanography* 21(1):PA1007.
- Rosenthal Y, Lohmann GP, Lohmann KC, Sherrell RM. 2000. Incorporation and preservation of Mg in *Globigerinoides sacculifer*: Implications for reconstructing the temperature and O-18/O-16 of seawater. *Paleoceanography* 15(1):135-145.
- Rosenthal Y, Lohmann GP. 2002. Accurate estimation of sea surface temperatures using dissolution-corrected calibrations for Mg/Ca paleothermometry. *Paleoceanography* 17(3):1044.
- Rosenthal Y, Perron-Cashman S, Lear CH, Bard E, Barker S, Billups K, Bryan M, Delaney ML, deMenocal PB, Dwyer GS and others. 2004. Interlaboratory comparison study of Mg/Ca

- and Sr/Ca measurements in planktonic foraminifera for paleoceanographic research. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 5(4):Q04D09.
- Rosenthal Y. 2007. Elemental *proxies* for reconstructing cenozoic seawater paleotemperatures from calcareous fossils. In: Hillaire-Marcel C, De Vernal A, editors. *Proxies in late Cenozoic paleoceanography*. vol. 1. London: Elsevier. p 765-798.
- Russell AD, Honisch B, Spero HJ, Lea DW. 2004. Effects of seawater carbonate ion concentration and temperature on shell U, Mg, and Sr in cultured planktonic foraminifera. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68(21):4347-4361.
- Sagawa T, Ikehara K. 2008. Intermediate water ventilation change in the subarctic northwest Pacific during the last deglaciation. *Geophysical Research Letters* 35:L24702.
- Sarnthein M, Gersonde R, Niebler S, Pflaumann U, Spielhagem R, Thiede J, Wefer G, Weinelt M. 2003. Overview of Glacial Atlantic Ocean Mapping (GLAMAP 2000). *Paleoceanography* 18(2):1030.
- Schmidt GA, Mulitza S. 2002. Global calibration of ecological models for planktic foraminifera from core-top carbonate oxygen-18. *Marine Micropaleontology* 44(3-4):125-140.
- Schrag DP, Adkins JF, McIntyre K, Alexander JL, Hodell DA, Charles CD, McManus JF. 2002. The oxygen isotopic composition of seawater during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 21(1-3):331-342.
- Schrag DP, Hampt G, Murray DW. 1996. Pore fluid constraints on the temperature and oxygen isotopic composition of the glacial ocean. *Science* 272(5270):1930-1932.
- Shackelton NJ. 1974. Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: Isotopic changes in the ocean during the last glacial. *Colloques Internationaux de CNRS*.
- Shakun JD, Carlson AE. 2010. A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews* 29(15-16):1801-1816.
- Silveira ICA, Schmidt ACK, Campos EJD, Godoi SS, Ikeda Y. 2000. A corrente do Brasil ao largo da costa leste Brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia* 48(2):171-183.
- Silveira ICA. 2007. O sistema corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ. São Paulo: Universidade de São Paulo.
- Skinner LC, Elderfield H. 2005. Constraining ecological and biological bias in planktonic foraminiferal Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}}$: A multispecies approach to *proxy* calibration testing. *Paleoceanography* 20:PA1015.
- Sosdian S, Rosenthal Y. 2010. Deep-Sea Temperature and Ice Volume Changes Across the Pliocene-Pleistocene Climate Transitions. *Science* 325:306-310.

- Spero HJ, Lea DW. 1993. Intraspecific stable isotope variability in the planktic foraminifera *Globigerinoides sacculifer*. Results from laboratory experiments. *Marine Micropaleontology* 22:221-234.
- Spero HJ. 1992. Do Planktic Foraminifera Accurately Record Shifts in the Carbon Isotopic Composition of Seawater Sigma-Co₂. *Marine Micropaleontology* 19(4):275-285.
- Steinke S, Chiu HY, Yu PS, Shen CC, Lowemark L, Mii HS, Chen MT. 2005. Mg/Ca ratios of two *Globigerinoides ruber* (white) morphotypes: Implications for reconstructing past tropical/subtropical surface water conditions. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 6(11):Q11005.
- Steph S, Regenberg M, Tiedemann R, Mulitza S, Nurnberg D. 2009. Stable isotopes of planktonic foraminifera from tropical Atlantic/Caribbean core-tops: Implications for reconstructing upper ocean stratification. *Marine Micropaleontology* 71(1-2):1-19.
- Stuiver M, Reimer PJ, Bard E, Beck JW, Burr GS, Hughen KA, Kromer B, McCormac FG, v.d.Plicht J, Spurk M. 1998. INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* 40:1041-1083.
- Stuiver M, Reimer PJ. 1993. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35:215-230.
- Tachikawa K, Elderfield H. 2002. Microhabitat effects on Cd/Ca and delta C-13 of benthic foraminifera *. *Earth and Planetary Science Letters* 202(3-4):607-624.
- Toledo FAL, Costa KB, Pivel MAG. 2007. Salinity changes in the western tropical South Atlantic during the last 30 kyr. *Global and Planetary Change* 57(3-4):383-395.
- Tsuchiya M, Talley LD, McCartney MS. 1994. Water-mass distributions in the western South Atlantic; A section from South Georgia Island (54s) northward across the equator *Journal of Marine Research* 52:55-81.
- Urey HC. 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of Chemical Society*:562-581.
- van Morkhoven, F. P. C. M., Berggren, W. A., and Edwards, A. S. 1986. Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. *Bulletin des Centres Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 11: 1-423.
- Viana AR, Faugères JC, Kowsmann RO, Lima JAM, Caddah LFG, Rizzo LG. 1998. Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. *Sedimentary Geology* 115:133-157.
- Viana AR. 2002. Seismic expression of shallow- to deep-water contourites along the south-eastern Brazilian margin. *Marine Geophysical Researches* 22:509-521.

- Waelbroeck C, Labeyrie L, Michel E, Duplessy JC, McManus JF, Lambeck K, Balbon E, Labracherie M. 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21(1-3):295-305.
- Waelbroeck C, Paul A, Kucera M, Rosell-Melee A, Weinelt M, Schneider R, Mix AC, Abelmann A, Armand L, Bard E and others. 2009. Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum. *Nature Geoscience* 2(2):127-132.
- Wefer G, Berger WH, Bijma J, Fischer G. 1999. Clues to ocean history: a brief overview of *proxies*. In: Fischer G, Wefer G, editors. *Use of proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Germany: Springer-Verlag. p 1-68.
- Wylie PC. 1981. *Ecologic Atlas of Benthic Foraminifera of the Gulf of Mexico*: Hutchinson Ross Publishing Company. 174 p.
- Yu J, Elderfield H. 2008. Mg/Ca in the benthic foraminifera *Cibicidoides wuellerstofi* and *Cibicidoides mundulus*: Temperature versus carbonate ion saturation. *Earth and Planetary Science Letters* 276:129-139.
- Zahn R, Mix AC. 1991. Benthic foraminiferal $\delta 18\text{O}$ in the ocean's temperature-salinity-density field: Constraints on ice age thermohaline circulation. *Paleoceanography* 6(1):1-20.
- Zeebe RE, Bijma J, Wolf-Gladrow DA. 1999. A diffusion-reaction model of carbon isotope fractionation in foraminifera. *Marine Chemistry* 64(3):199-227.
- Zeebe RE. 1999. An explanation of the effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal.

8. ANEXOS

Anexo 1. Figura F com a localização dos testemunhos e das estações GEOSECS e WOA05 utilizadas neste estudo. Também são identificados os testemunhos KF-02 (Pivel, 2010) e SAN-76 (Toledo *et al.*, 2007).

Anexo 2. Descrição do testemunho KF-D.

Anexo 3. Descrição do testemunho KF-12.

Anexo 4. Equações de paleotemperatura $\delta^{18}\text{O}$ –Temperatura utilizadas neste estudo (ordem cronológica).

Anexo 5. Equações de paleotemperatura Mg/Ca–Temperatura para espécies planctônicas utilizadas neste estudo.

Anexo 6. Equações de paleotemperatura Mg/Ca–Temperatura para espécies bentônicas utilizadas neste estudo.

Prof. (cm)	Litologia	Fácie	Estrutura	Cor	Bio	Crono Estratigrafia	DESCRIÇÃO FACIOLÓGICA
							Perda de 1cm de topo
050		MG	Th, Ch, Pl Fe Th, Ch, Pl Th Th Zo	10YR 5/4 5Y 5/1	SSS	Z	MG - Marga cinza oliva clara a cinza oliva.
100		LL	Zo Zo Ir Fe	 5GY 4/1	SSS SSS		
150						YI	
200							LL - Lama levemente carbonática cinza esverdeada.
250				5GY 4/1	SS	YI	
300					S		
350		LL	Tr	5G 4/1	S		

LEGENDA
Marga	PI = Planolites	S = fracamente bioturbado
Lama levemente carbonática	Th = Thalassinoide	SS = moderadamente bioturbado
Ch = Chondrites	Tr = Trichichnus	SSS = Fortemente bioturbado
Fe = Nível oxidado de ferro	Zo = Zoophicus	

Prof. (cm)	Litologia	Fácie	Estrutura	Cor	Bio	Crono Estratigrafia	DESCRIÇÃO FACIOLÓGICA	
050		MG	Pl	10YR 5/2	sss	Z	MG - Marga cinza olivácea clara a cinza olivácea bioturbada, oxidada no topo e em nível abaixo (10yR 5/6)	
			Pl	5Y 5/2				
			Pl	10YR 5/6		Y1A		
			Pl Ch Ch Pl					
100		LR	Fe	5Y 5/2	sss	Y1B	LR - Lama rica em carbonato cinza olivácea a cinza esverdeada com níveis ferruginosos.	
150	Fe		5Y 5/1					
	Fe		5Y 5/6					
	Fe							
200	Fe	5GY 5/1		Y1B				
250	Pl							
	Fe							
	Pl							
300		LL		5GY 4/1	sss	Y2	LL - Lama levemente carbonática cinza esverdeada com níveis mais escuros (5GY 4/1) e mais claros (5GY 5/1), mais ricos em carbonatos	
			Pl	5GY 5/1				
			350	Pl				5GY 4/1
								5GY 5/1
				5GY 4/1				

LEGENDA

Marga

Lama levemente carbonática

Lama rica em carbonato

Ch = Chondrites

Fe = Nível oxidado de ferro

Pl = Planolites

Th = Thalassinoide

Tr = Trichichnus

Zo = Zoophicus

S = fracamente bioturbado

SS = moderadamente bioturbado

SSS = Fortemente bioturbado

Fonte (organismo ou espécie)	Material	a	b	c	Região	Referência
$T = a + b. (\delta^{18}O - \delta^{18}O_{sw}) + c. (\delta^{18}O - \delta^{18}O_{sw})^2$						
Molusco	-	16,5	-4,3	0,14	-	Epstein et al. (1953) – EP53
Inorgânico	-	16,9	-4,38	0,1	-	O'Neil et al. (1969)* – ON69
Modificação de O'Neil et al. (1969)	calibrado com <i>Uvigerina spp. (core)</i>	16,9	-4,0	-	Atlântico e Pacífico	Shackleton (1974) – SH74
<i>G. sacculifer</i>	cultura	17,0	-4,52	0,03	-	Erez & Luz (1983) – EL83
Inorgânico	-	16,1	-4,64	0,09	-	Kim & O'Neil (1997) – KO97
<i>O. universa</i>	cultura (<i>low light</i>)	16,5	-4,8	-	-	Bemis et al. (1998) – BM98
<i>C. wuellerstorfi</i>	<i>core tops</i>	12,75	-3,60	-	Atlântico e Pacífico	Duplessy et al. (2002)** - DP02
<i>G. ruber</i>	coluna d'água	14,20	-4,44	-	Atlântico Sul	Mulitza et al. (2003a) – MR03
<i>G. sacculifer</i>	coluna d'água	14,91	-4,35	-	Atlântico Sul	Mulitza et al. (2003a) – MS03
<i>spp. planctônicas (4)</i>	coluna d'água	14,32	-4,28	0,07	Atlântico Sul	Mulitza et al. (2003b) – MM03
<p>*apud Bemis et al., 1998 ** apud Mulitza et al., 2003a</p>						

Fonte (Espécie)	Material	B	A	Região	Referência
Mg/Ca = B.e^(AT)					
<i>spp. planctônicas (2)</i>	cultura e <i>core top</i>	0,47	0,082	Atlântico e Pacífico	Nürnberg <i>et al.</i> (1996a,b) – NBM96
<i>spp. planctônicas (2)</i>	armadilha	1,52	0,044	Golfo da Califórnia	McConnell & Thunell (2005) – MTM05
<i>spp. planctônicas (3)</i>	armadilha	0,32	0,090	Mar da China	Huang <i>et al.</i> (2008) – HU08
<i>spp. planctônicas (8)</i>	<i>core top</i>	0,52	0,100	Atlântico Norte	Elderfield & Ganssen (2000) – EG00
<i>spp. planctônicas (8)</i>	<i>core top</i>	0,78	0,095	Atlântico Norte	Rosenthal & Lohmann (2002) – RL02
<i>spp. planctônicas (10)</i>	armadilha	0,38	0,090	Atlântico Norte	Anand <i>et al.</i> (2003) – ANM03
<i>G. ruber white</i>	<i>core top</i>	0,30	0,089	Pacífico Tropical	Lea <i>et al.</i> (2000) – LE00
<i>G. ruber white</i>	<i>core top</i>	0,76	0,070	Atlântico Norte	Cléroux <i>et al.</i> (2008) – CL08
<i>G. ruber white</i> (212-355 µm)	armadilha	0,69	0,068	Golfo da Califórnia	McConnell & Thunell (2005) – MTR05
<i>G. ruber white</i> (250-350 µm)	<i>core top</i>	0,38	0,090	Atlântico e Pacífico	Dekens <i>et al.</i> (2002) – DKR02
<i>G. ruber white</i> (250-350 µm)	armadilha	0,34	0,103	Atlântico Norte	Anand <i>et al.</i> (2003) – ANA03
<i>G. ruber white</i> (350-500 µm)	armadilha	0,48	0,085	Atlântico Norte	Anand <i>et al.</i> (2003) – ANB03
<i>G. sacculifer</i>	cultura	0,39	0,089	Atlântico e Pacífico	Nürnberg <i>et al.</i> (1996a,b) – NBS96
<i>G. sacculifer</i> sem saco (250-350 µm)	<i>core top</i>	0,37	0,090	Atlântico e Pacífico	Dekens <i>et al.</i> (2002) – DKS02
<i>G. sacculifer</i> sem saco (350-500 µm)	armadilha	1,06	0,048	Atlântico Norte	Anand <i>et al.</i> (2003) – ANS03

Fonte (Espécie)	Material	B	A	Região	Referência
Equação exponencial $Mg/Ca = B \cdot e^{(A \cdot T)}$					
<i>Cibicidoides spp. (2)</i>	core top	0,85	0,110	Atlântico e Pacífico	Martin <i>et al.</i> (2002) – MT02
<i>Cibicidoides spp. (3)</i>	core top	0,87	0,109	Atlântico e Pacífico	Lear <i>et al.</i> (2002) – LRC02
<i>Cibicidoides spp. (n)</i>	-	0,90	0,110	Global	Elderfield <i>et al.</i> (2006) – ELC06
<i>C. wuellerstorfi</i>	core top	0,83	0,145	Atlântico Sul	Raitzsch <i>et al.</i> (2008) – RTW08
<i>C. mundulus</i>	core top	0,63	0,143	Atlântico Sul	Raitzsch <i>et al.</i> (2008) – RTM08
<i>H. elegans</i>	core top	1,07	0,021	Estreito da Flórida	Bryan & Marchitto (2008) – BMHexp
<i>U. peregrina</i>	core top	0,98	0,043	Estreito da Flórida	Bryan & Marchitto (2008) – BMUexp
<i>Uvigerina spp. (n)</i>	-	0,94	0,053	Global	Elderfield <i>et al.</i> (2006) – ELU06
<i>Uvigerina spp.</i>	core top	0,92	0,061	Atlântico e Pacífico	Lear <i>et al.</i> (2002) – LRU02
<i>Uvigerina spp.</i>	core top	0,98	0,045	Oceano Austral	Elderfield <i>et al.</i> (2010) – EL10exp
Equação linear $Mg/Ca = B + A \cdot T$					
<i>Cibicidoides spp. (2)</i>	core top	1,73	0,277	Austrália e Antártica	Rathburn & De Deckker (1997) – RDM97
<i>Cibicidoides spp. (2)</i>	-	1,28	0,160	Little Bahama Banks, Hawai Ártico	Rosenthal <i>et al.</i> (2005)* - RS05
<i>C. wuellerstorfi</i>	pegador	1,39	0,342	Austrália (2 - 9°C)	Rathburn & De Deckker (1997) – RDW97
<i>H. elegans</i>	core top	0,96	0,034	Atlântico e Pacífico	Rosenthal <i>et al.</i> (2006) – RS06
<i>H. elegans</i>	core top	1,01	0,030	Estreito da Flórida	Bryan & Marchitto (2008) – BMH08lin
<i>U. peregrina</i>	core top	0,77	0,079	Estreito da Flórida	Bryan & Marchitto (2008) – BMU08lin
<i>Uvigerina spp.</i>	core top	0,86	0,070	Oceano Austral	Elderfield <i>et al.</i> (2010) – EL10lin1
<i>Uvigerina spp.</i>	core top	0,98	0,065	Oceano Austral	Elderfield <i>et al.</i> (2010) – EL10lin2
* <i>apud</i> Rosenthal (2007)					