

The image is a scanning electron micrograph (SEM) of a foraminifer shell, rendered in a monochromatic blue color. The shell exhibits a complex, multi-chambered structure with numerous sharp, conical spines protruding from its surface. The spines are arranged in a somewhat regular pattern along the length of the shell. The background is dark, making the intricate details of the shell's surface stand out.

SANDRO MONTICELLI PETRÓ

**DISSOLUÇÃO DE FORAMINÍFEROS QUATERNÁRIOS DO
ATLÂNTICO SUL: DA PERDA DE CaCO_3 AO GANHO DE
INFORMAÇÃO PALEOCEANOGRÁFICA**

**Tese de Doutorado
PPGGeo-UFRGS**

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

**DISSOLUÇÃO DE FORAMINÍFEROS QUATERNÁRIOS DO
ATLÂNTICO SUL: DA PERDA DE CaCO_3 AO GANHO DE
INFORMAÇÃO PALEOCEANOGRÁFICA**

SANDRO MONTICELLI PETRÓ

Orientador: Prof. Dr. João Carlos Coimbra

Coorientadora: Prof. Dra. María Alejandra Gómez Pivel

Porto Alegre, fevereiro de 2018

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

DISSOLUÇÃO DE FORAMINÍFEROS QUATERNÁRIOS DO
ATLÂNTICO SUL: DA PERDA DE CaCO_3 AO GANHO DE
INFORMAÇÃO PALEOCEANOGRÁFICA

SANDRO MONTICELLI PETRÓ

Orientador: Prof. Dr. João Carlos Coimbra (UFRGS)

Coorientadora: Profa. Dra. María Alejandra Gómez Pivel (UFRGS)

Banca examinadora:

Profa. Dra. Adriana Leonhardt (FURG)

Profa. Dra. Ana Luiza Spadano Albuquerque (UFF)

Prof. Dr. Karlos Guilherme Diemer Kochhann (UNISINOS)

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Porto Alegre, fevereiro de 2018

Capa: Detalhe do foraminífero *Globorotalia crassaformis* em microscopia eletrônica de varredura, ampliado 1400 x (foto do autor).

CIP - Catalogação na Publicação

Petró, Sandro Monticelli

Dissolução de foraminíferos quaternários do Atlântico Sul: da perda de CaCO₃ ao ganho de informação paleoceanográfica / Sandro Monticelli Petró. -- 2018.

146 f.

Orientador: Prof. Dr. João Carlos Coimbra.

Coorientadora: Profa. Dra. María Alejandra Gómez Pivel.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS, 2018.

1. Paleoceanografia. 2. Bacia de Pelotas. 3. Zona tafonômica ativa. 4. Ranking de dissolução. 5. *Orbulina universa*. I. Coimbra, João Carlos, orient. II. Pivel, María Alejandra Gómez, coorient. III. Título.

À minha família.

*“O primeiro pecado da humanidade foi a fé;
a primeira virtude foi a dúvida.”*

Carl Sagan (1934-1996)

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES (Processo 88887.091727/2014-01) e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul - FAPERGS (Processo 1982-2551/13-7) pela concessão de bolsa e pelo financiamento das análises químicas, respectivamente.

Ao Restaurante Universitário, o imprescindível vale refeição de pesquisadores sem direitos trabalhistas.

Aos membros da banca de qualificação, Profa. Dra. Adriana Leonhardt, Prof. Dr. Cristianini T. Bergue e Prof. Dr. Roberto Iannuzzi, pelas críticas e sugestões que contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho. Também agradeço à Profa. Dra. Adriana Leonhardt pelo treinamento para preparação de amostras e identificação de cocolitoforídeos.

Aos colegas do Laboratório de Microfóssies Calcários, que direta ou indiretamente participaram deste trabalho, em especial aos que foram coautores em alguns artigos: Fernando Erthal, Elisa Oliveira da Costa e Matias do Nascimento Ritter.

Agradeço à coorientadora Profa. Dra. María Alejandra Gómez Pivel, pelas discussões e incansáveis correções, que contribuíram de forma virtuosa para o aprimoramento dos trabalhos, sem as quais esta tese não seria possível.

Finalmente, agradeço ao orientador Prof. Dr. João Carlos Coimbra, pelo apoio e incentivo à pesquisa, desde os primórdios da minha vida acadêmica, que contribuiu de forma extraordinária no início, meio e fim desta caminhada (que continua...).

RESUMO

Estudos paleoceanográficos são baseados em indicadores indiretos, ou seja, informações sedimentológicas, paleontológicas e geoquímicas que refletem as condições ambientais dos oceanos no passado geológico. Processos tafonômicos como a dissolução podem enviesar a informação contida nestes indicadores. Porém, quando corretamente identificada, a dissolução pode se tornar uma ferramenta para caracterizar mudanças oceanográficas, como variações na distribuição das massas d'água e a acidificação dos oceanos. O objetivo deste estudo é entender como ocorre este enviesamento, identificar indicadores que determinam a presença ou ausência da dissolução e identificar alterações oceanográficas no Quaternário tardio da Bacia de Pelotas em função deste processo. Esta tese compreende várias etapas, incluindo a realização de experimentos de dissolução em várias espécies de foraminíferos provenientes do oeste do Atlântico Sul, a comparação entre dados de fauna de foraminíferos planctônicos de sedimento com as condições ambientais do oceano Atlântico Sul e, finalmente, as análises de testemunhos do Quaternário tardio da Bacia de Pelotas (foraminíferos, cocolitoforídeos, teor de carbonato, granulometria, $\delta^{18}\text{O}$, AMS ^{14}C). Os experimentos geraram um ranking de susceptibilidade à dissolução para foraminíferos, identificando *Orbulina universa* e *Hoeglundina* sp. como bons indicadores de pouca dissolução, além de identificar a razão entre foraminíferos planctônicos e bentônicos como imprópria para indicar o grau de dissolução. A análise da fauna de foraminíferos planctônicos do Atlântico Sul identificou maior enviesamento por condições ambientais de fundo em áreas com massas d'água mais corrosivas provenientes do sul, bem como o viés observado nas espécies frágeis pode ser relacionado aos erros em estimativas de paleotemperaturas baseadas em censos de fauna. Baseado nos indicadores aqui elaborados, combinado com outros indicadores comuns, as alterações oceanográficas na Bacia de Pelotas indicam um aumento da dissolução em períodos glaciais em função do avanço da Água Antártica de Fundo e da Água Circumpolar Superior. Finalmente, na parte conceitual desta tese, é proposta uma definição de zona tafonômicamente ativa para sistemas pelágicos, que deve considerar a coluna d'água como seu limite superior.

Palavras-chave: Paleoceanografia, Bacia de Pelotas, zona tafonômicamente ativa, ranking de dissolução, *Orbulina universa*.

ABSTRACT

Paleoceanographic studies are based on proxy data, i.e. sedimentological, paleontological and geochemical information that reflect the environmental conditions of the oceans in the geological past. Taphonomic processes such as dissolution may bias the information contained in these proxies. However, when correctly identified, dissolution can become a tool to characterize oceanographic changes, such as variations in the water masses distribution and acidification of the oceans. The purpose of this study is to understand how this bias occurs, to identify proxies that determine the presence or absence of dissolution and to identify late Quaternary oceanographic changes in the Pelotas Basin as a function of this process. This thesis comprises several stages, including dissolution experiments on several foraminifera species from the western South Atlantic, comparison between sediment plankton foraminifera fauna data with environmental conditions of the South Atlantic Ocean, and finally, the analyses of late Quaternary of the Pelotas Basin cores (foraminifera, coccolith, carbonate content, grain size, $\delta^{18}\text{O}$, and AMS ^{14}C). The experiments generated a ranking of susceptibility to dissolution for foraminifera, identifying *Orbulina universa* and *Hoeglundina* sp. as good proxies of low dissolution, besides identifying the planktonic and benthic foraminifera ratio as inappropriate for indicating the degree of dissolution. The analysis of the planktonic foraminifera fauna of the South Atlantic identified greater bias due to bottom environmental conditions in areas with more corrosive water masses from the south, as well as the observed bias in fragile species may be related to errors in paleotemperature estimates based on fauna census counts. Based on the proxies developed here, and other indicators frequently used, the late Quaternary oceanographic changes in the Pelotas Basin indicate an increase of the dissolution in glacial periods due to the advance of Antarctic Bottom Water and Upper Circumpolar Deep Water. Finally, in the conceptual part of this thesis, a taphonomically active zone for pelagic systems is proposed, which should consider the water column as its upper limit.

Key-words: Paleoceanography, Pelotas Basin, taphonomically active zone, dissolution ranking, *Orbulina universa*.

SUMÁRIO

RESUMO.....	I
ABSTRACT.....	II
Sobre a estrutura da tese.....	IV
Capítulo 1. INTRODUÇÃO.....	5
Objetivos.....	6
Área de estudo.....	6
Materiais e métodos.....	7
Referências.....	9
Capítulo 2. Implicações da dissolução de carbonato de cálcio pelágico em reconstruções paleoceanográficas do Quaternário.....	11
Capítulo 3. Estado da arte (complemento).....	24
Capítulo 4. <i>Surviving in the water column: defining the taphonomically active zone in pelagic systems</i>	29
Capítulo 5. <i>Foraminiferal solubility rankings: a contribution to the search for consensus</i>	55
Capítulo 6. <i>Insights about preservation potential in the planktonic foraminifera assemblages from South Atlantic: probable dissolution bias</i>	86
Capítulo 7. Registro das flutuações da lisoclina e da CCD no Quaternário tardio na Bacia de Pelotas.....	103
Capítulo 8. <i>Evidences of supra-lysoclinial dissolution of pelagic calcium carbonate in the late Quaternary of the Pelotas Basin</i>	124
Capítulo 9. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	144
Perspectivas.....	145
Referências.....	146

Sobre a estrutura da tese

Esta tese é estruturada em torno de seis artigos. Na parte inicial consta uma introdução geral com os objetivos, um breve detalhamento da metodologia (Cap. 1) e o estado da arte (Caps. 2 e 3), sendo o capítulo 2 um artigo de revisão já publicado durante o desenvolvimento da tese. Em seguida, seguem os capítulos principais: o primeiro deles já aceito na forma aqui apresentada (Cap. 4), o segundo aceito e revisado (Cap. 5), o terceiro submetido (Cap. 7), além de mais dois capítulos em forma de artigo ainda não submetidos (Caps. 6 e 8). O Capítulo 4 trata de um tema conceitual, enquanto nos capítulos 5 a 8 foram analisadas amostras de sedimento de fundo e/ou de testemunhos. No fechamento da tese há uma síntese com as considerações finais e perspectivas (Cap. 9).

Como a tese está estruturada na forma de artigos, cada capítulo tem sua lista de referências no final da seção. A formatação dos artigos submetidos foi parcialmente alterada para padronizar os espaçamentos e tipo e tamanho de fonte, enquanto as figuras foram realocadas na ordem de chamada no texto.

INTRODUÇÃO

Os organismos marinhos planctônicos, com destaque para os calcários (principalmente os foraminíferos, foco desta tese), têm sua distribuição controlada pelas condições ambientais da massa d'água onde vivem, principalmente a temperatura superficial da água do mar. Seus remanescentes calcários são secretados em equilíbrio físico-químico com o meio onde habitam e, por isso, análises dos isótopos estáveis e outras razões químicas no carbonato de cálcio (CaCO_3) nestes fósseis são indicadores utilizados para reconstruir as condições da água no momento da cristalização. Assim, unindo às análises químicas a análise faunística é possível estimar as condições oceanográficas do ambiente onde os organismos viviam, como temperatura, salinidade, profundidade da camada de mistura e disponibilidade de alimento, entre outras.

Após a morte, as condições do meio no qual seus remanescentes decantam, e as condições do fundo oceânico onde são depositados, influenciam a sua preservação. A preservação das carapaças calcárias depende fundamentalmente de quatro processos: o fornecimento (aporte) do material biogênico, a dissolução, a diluição do material pelágico em sedimentos terrígenos e as alterações diagenéticas (Kennett, 1982). Dentre estes, a dissolução é o principal processo, podendo gerar uma mudança nas associações fósseis, na composição química e também afetar a morfologia das carapaças.

A dissolução provoca um enviesamento dos indicadores paleoceanográficos, fazendo com que estes não reflitam mais o ambiente de vida do organismo. Assim, é necessária uma boa preservação do material para realizar uma adequada interpretação das condições ambientais pretéritas. Em contrapartida, a dissolução pode se tornar um indicador, uma vez que a partir da quantificação da dissolução podem ser reconstruídas certas condições da água do mar, como a acidificação dos oceanos, o pH e a concentração do íon carbonato – $[\text{CO}_3^{2-}]$ (Broecker & Peng, 1982) e, com isto, podem ser inferidas mudanças na distribuição das massas d'água.

Objetivos

O objetivo geral da presente tese é compreender os efeitos da dissolução sobre a fauna e composição química dos foraminíferos quaternários, de maneira a transformar o ruído introduzido pela dissolução em informação paleoceanográfica relevante. Os objetivos específicos, abordados nos diferentes artigos, compreendem:

(1) ampliar o conceito de Zona Tafonomicamente Ativa (ZTA) para sistemas pelágicos. Classicamente, a ZTA é definida para sistemas bentônicos, considerando apenas a coluna sedimentar. Assim, aqui é proposta a inclusão da coluna d'água neste conceito;

(2) elaborar um ranking de susceptibilidade à dissolução de foraminíferos planctônicos do oceano Atlântico Sul ocidental, por meio de experimentos de laboratório, e comparar com outros rankings existentes. Assim, são discutidas as prováveis causas de divergência entre os diferentes rankings, visando buscar informações em comum e entender as causas da dissolução diferencial;

(3) comparar a solubilidade entre os foraminíferos bentônicos e planctônicos, identificar espécies índice para inferir graus de preservação/dissolução, além de medir alterações na composição isotópica de oxigênio e carbono durante o processo de dissolução, para avaliar se há uma variação com potencial de enviesar as interpretações paleoceanográficas;

(4) finalmente, avaliar a dissolução sob o ponto de vista do soluto, do solvente e da interação entre eles. Ou seja, analisar a solubilidade das diferentes espécies de foraminíferos, avaliar o potencial de dissolução da água do mar em função de suas condições ambientais, e efetuar uma interpretação paleoceanográfica com base na interação de vários indicadores.

Área de estudo

Cada trabalho abrange uma escala espacial diferente. A análise das condições ambientais superficiais e de fundo (Cap. 6) é o trabalho mais abrangente, pois a malha amostral engloba todo o oceano Atlântico Sul. O artigo com os experimentos de dissolução (Cap. 5) utiliza as carapaças de foraminíferos provenientes das bacias da margem sul e sudeste brasileira, pois o foco é a elaboração de um ranking para o oeste do Atlântico Sul.

Os testemunhos estudados para as interpretações paleoceanográficas (Caps. 7 e 8) são da Bacia de Pelotas, focando nas mudanças ambientais locais. A Bacia de Pelotas se localiza na Margem Continental Sul Brasileira, oeste do oceano Atlântico Sul, entre as latitudes 28°S e 34°S, limitada ao norte com a Bacia de Santos pelo Alto de Florianópolis e ao sul com a Bacia de Punta del Este pelo alto de Polônio. Mais detalhes da área de estudo são descritos nos capítulos 7 e 8 desta tese.

Materiais e métodos

As amostras de plâncton para selecionar foraminíferos para os experimentos (Cap. 5) foram coletadas em rede de plâncton, cedidas pelo Laboratório de Zooplâncton da Universidade Federal do Rio Grande, FURG. As amostras de sedimento de fundo para selecionar foraminíferos para os experimentos (Cap. 5) foram cedidas pelo Centro de Estudos Costeiros e Oceânicos (CECO), Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFGRS) e pelo Laboratório de Microfósseis Calcários da mesma universidade (LMC). Os experimentos foram realizados no LMC enquanto as análises de $\delta^{18}\text{O}$ foram realizadas no *Stable Isotope Laboratory, University of California, Santa Cruz (SIL-UC-SC)*.

Os dados de abundância de fauna de foraminíferos planctônicos nos sedimentos de fundo do oceano Atlântico Sul foram retirados da mesma base utilizada por Kucera *et al.*, (2005), selecionando as amostras da bacia em questão (Prell *et al.*, 1999; Pflaumann *et al.*, 2003). Além destes, foram inseridos dados de fauna de foraminíferos planctônicos de Pivel *et al.* (2013) e Petró *et al.* (2016), e novos dados do topo de dois testemunhos da Bacia de Campos (GL-73 e GL-76), cedidos ao LMC pela Petrobras. Os dados de temperatura, salinidade, oxigênio dissolvido e saturação de oxigênio de superfície (0 a 200 m) e de fundo, foram extraídos do *World Ocean Atlas 2013 (WOA13)* (Locarnini *et al.*, 2013; Zweng, *et al.*, 2013; Garcia, *et al.*, 2014). As análises estatísticas realizadas foram o Escalonamento Multidimensional Não-Métrico (NMDS: *Non-Metric Multidimensional Scalling*) e a Análise Canônica de Proximidade (CAP: *Canonical Analysis of Proximities*) efetuadas com o programa R (R Core Team, 2017).

Os testemunhos amostrados foram coletados na Bacia de Pelotas. As amostras dos testemunhos da Operação GEOMAR VII, coletados no ano de 1976, estavam depositadas no LMC e representam o talude inferior da bacia, sendo utilizados dois testemunhos, de onde foram analisadas 53 amostras (Cap. 7). Já os

testemunhos cedidos pela Agência Nacional de Petróleo (ANP), coletados entre 2007 e 2008, estavam depositados na FURG, onde foram amostrados três testemunhos, totalizando 80 amostras para foraminíferos, 62 para coccolitoforídeos, 155 para isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e seis datações em AMS (*accelerator mass spectrometry*) ^{14}C . A preparação das amostras e análise em lupa e microscópio petrográfico foram realizadas no LMC. As análises de $\delta^{18}\text{O}$ foram realizadas no SIL-UC-SC, enquanto as datações AMS ^{14}C foram realizadas no Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LAC-UFF).

Dois artigos presentes nesta tese têm um viés teórico (Capítulos 2 e 4), enquanto os demais têm um caráter analítico (Capítulos 5 a 8). Nos artigos teóricos é discutido como a dissolução pode afetar interpretações paleoceanográficas (Cap. 2), e também a importância da dissolução na coluna d'água, propondo uma Zona Tafonomicamente Ativa (ZTA) para os sistemas pelágicos (Cap. 4).

O primeiro trabalho analítico (Cap. 5) foi elaborado a partir de testes de dissolução em carapaças de foraminíferos planctônicos imersos em água destilada e ácido acético, a partir dos quais foi proposto um ranking de dissolução por espécie de foraminífero planctônico; e também foi observada a relação de solubilidade entre foraminíferos planctônicos e bentônicos. No artigo seguinte (Cap. 6), ainda não submetido, dados de associações de foraminíferos planctônicos de diferentes profundidades do oceano Atlântico Sul foram comparados aos dados ambientais (temperatura, oxigênio dissolvido, saturação de oxigênio e salinidade), de superfície e de fundo, para identificar se algum fator relacionado ao potencial de dissolução controla a associação fóssil. Finalmente, nos últimos trabalhos foram realizadas interpretações paleoceanográficas baseadas na dissolução de foraminíferos em amostras de testemunhos coletados na Bacia de Pelotas, utilizando a presença ou ausência de carbonato de cálcio (Cap. 7) e os *proxies* determinados no capítulo 5 (Cap. 8).

Alguns dados gerados não foram utilizados na elaboração dos artigos, como os obtidos em um experimento em baixas temperaturas. Para este experimento foram selecionadas cinco espécies de foraminíferos planctônicos para comparar os efeitos de dissolução a baixas temperaturas em condições normais. Este experimento foi realizado de forma semelhante ao outro experimento (Cap. 5), mas somente com cinco taxons de foraminíferos planctônicos (*Orbulina universa*, *Globorotalia menardii*, *Globigerinoides ruber* (white, *sensu stricto*), *Globorotalia truncatulinoides* (levógira) e *Trilobatus trilobus*). Os *ependorfs* com as carapaças foram armazenados em

temperaturas monitoradas entre 4^o e 8^oC. Neste experimento, que durou 200 dias, foram utilizadas apenas amostras da bacia de Pelotas. Ao longo dos 200 dias, periodicamente foi computada a redução no número de testas. As análises estatísticas realizadas foram as mesmas do outro experimento (detalhes no Cap. 5).

Os dados de experimento em baixas temperaturas foram analisados com o mesmo procedimento estatístico das amostras à temperatura normal. As taxas de dissolução das testas nos dois experimentos foram comparadas e o grau de susceptibilidade à dissolução das espécies demonstrou a mesma ordem do que a classificação proposta (Cap. 5). As pequenas variações na intensidade de dissolução estão dentro do desvio padrão, e não foi possível observar a influência da temperatura neste processo. Portanto, estes dados não foram utilizados na elaboração dos artigos desta tese.

Referências

- Broecker, W.S. Peng, T.-H. 1982. Tracers in the Sea. Palisades, 691 p.
- Garcia, H.E., Locarnini, R.A., Boyer, T.P., Antonov, J.I., Baranova, O.K., Zweng, M.M., Reagan, J.R., Johnson, D.R. 2014. World Ocean Atlas 2013, Volume 3: Dissolved Oxygen, Apparent Oxygen Utilization, and Oxygen Saturation. In: Levitus, S., MishonovA. (eds.), NOAA Atlas NESDIS 75, 27 p.
- Kennett, J. 1982. Marine geology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 813 p.
- Kucera, M., Weinelt, M., Kiefer, T., Pflaumann, U., Hayes, A., Weinelt, M., Chen, M.-T., Mix, A.C., Barrows, T.T., Cortijo, E., Duprat, J., Juggins, J., Waelbroeck, C. 2005. Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: multi-technique approach based on geographically constrained calibration data sets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans. *Quaternary Science Reviews*, 24 (7-9): 951-998, doi: 10.1016/j.quascirev.2004.07.014.
- Locarnini, R.A., Mishonov, A.V., Antonov, J.I., Boyer, T.P., Garcia, H.E., Baranova, O.K., Zweng, M.M., Paver, C.R., Reagan, J.R., Johnson, D.R., Hamilton, M., Seidov, D. 2013. World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature. In: Levitus, S., MishonovA. (eds.), NOAA Atlas NESDIS 73, 40 p.
- Petró, S.M., Pivel, M.A.G., Coimbra, J.C., Mizusaki, A.M.P. 2016. Paleoceanographic changes through the last 130 ka in the Western South Atlantic based on

-
- planktonic foraminifera. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 19 (1): 3-14, doi: 10.4072/rbp.2016.1.01.
- Pflaumann, U., Sarnthein, M., Chapman, M., Duprat, J., Huels, M., Kiefer, T., Maslin, M., Schulz, H., van Kreveld, S., Vogelsang, E., Weinelt, M. 2003. North Atlantic: sea-surface conditions reconstructed by GLAMAP-2000. *Paleoceanography*, 18 (3): 1065, doi: 10/1029/2002PA000774.
- Pivel, M.A.G., Santarosa, A.C.A., Toledo, F.A.L., Costa, K.B. 2013. The Holocene onset in the southwestern South Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 374: 164-172, doi: 10.1016/j.palaeo.2013.01.014.
- Prell, W.L., Martin, A., Cullen, J., Trend, M. 1999. The Brown University Foraminiferal Data Base. IGBP PAGES/World Data Center—A for Paleoclimatology. Data Contribution Series # 1999-027, doi: 10.1594/PANGAEA.96900.
- R Development Core Team. 2017. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Áustria. www.R-project.org.
- Zweng, M.M., Reagan, J.R., Antonov, J.I., Locarnini, R.A., Mishonov, A.V., Boyer, T.P., Garcia, H.E., Baranova, O.K., Johnson, D.R., Seidov D., Biddle, M.M. 2013. World Ocean Atlas 2013, Volume 2: Salinity. In: Levitus, S., Mishonov, A. (eds.), NOAA Atlas NESDIS 74, 39 pp.

IMPLICAÇÕES DA DISSOLUÇÃO DE CARBONATO DE CÁLCIO PELÁGICO EM RECONSTRUÇÕES PALEOCEANOGRÁFICAS DO QUATERNÁRIO

Autores: Sandro Monticelli Petró, María Alejandra Gómez Pivel, João Carlos
Coimbra

Artigo publicado

Revista: Quaternary and Environmental Geosciences

Volume 7, número 1-2, páginas 14-25.

DOI: [10.5380/abequa.v7i1-2.46419](https://doi.org/10.5380/abequa.v7i1-2.46419)

Qualis da CAPES (Geociências): B3

Artigo de revisão do estado da arte

Implicações da dissolução de carbonato de cálcio pelágico em reconstruções paleoceanográficas do Quaternário

Implications of pelagic calcium carbonate dissolution for Quaternary paleoceanographic reconstructions

Sandro Monticelli Petró^{ab}, María Alejandra Gómez Pivel^{ac}, João Carlos Coimbra^{ad}

^aUniversidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS

^bsandro.m.petro@gmail.com, ^cmaria.pivel@ufrgs.br, ^djoao.coimbra@ufrgs.br

Resumo

Reconstruções paleoceanográficas se baseiam fundamentalmente na análise da composição química, florística e faunística de microfósseis. Boa parte destes é de composição calcária, *e.g.* foraminíferos e coccolitoforídeos. Dado que algumas espécies são mais solúveis que outras, a dissolução age de modo diferencial, alterando os registros originais. A dissolução também pode alterar razões isotópicas e químicas, como o $\delta^{18}\text{O}$ e Mg/Ca, pois a calcita com alto teor de Mg é mais solúvel que a calcita com baixo teor de Mg. Como resultado, a dissolução do carbonato age de forma a enviesar os *proxies* paleoceanográficos e, por isso, é importante quantificar a dissolução dos microfósseis antes de iniciar este tipo de estudo. Porém, a dissolução não tem aspectos negativos apenas. Se bem identificada, esta pode ser utilizada como *proxy* para reconstruções da circulação oceânica e acidificação e mudanças nas propriedades físico-químicas dos oceanos.

Palavras-chave: Foraminíferos; nanofósseis calcários; *proxies* paleoceanográficos; lisoclina

Abstract

Paleoceanographic reconstructions are essentially based on the analysis of species and chemical composition of microfossils. A large part of microfossils are calcareous, *e.g.* foraminifera and coccoliths. Given that some species are more prone to dissolution than others, the latter may act on them differentially altering the original information. Dissolution can also change the isotopic and chemical composition such as $\delta^{18}\text{O}$ and Mg/Ca, for high-Mg calcite is more soluble than low-Mg calcite. As a result, carbonate solubilization biases the paleoceanographic proxies, hence the importance of quantifying the dissolution of microfossils before starting this type of study. However, dissolution has no negative aspects only. If correctly identified, dissolution can be used as a proxy to reconstruct past ocean circulation and acidification as well as changes in the physicochemical properties of the oceans.

Keywords: foraminifera; calcareous nannofossils; paleoceanographic proxies; lysocline

1. Introdução

Reconstruções paleoceanográficas dependem da interpretação de registros *proxies*, ou seja, registros de variáveis que indiretamente refletem as variações do ambiente marinho. A maior parte dos *proxies* se baseia na análise de micro e nanofósseis seja em termos da composição das associações destes grupos ou usando-os como substrato para análises geoquímicas. Ao se fazer uma reconstrução paleoceanográfica, parte-se do princípio que a associação fóssil é um retrato aproximado da associação viva, embora se saiba claramente que a mistura temporal de fósseis (acentuada em mar profundo pelas baixas taxas de sedimentação) introduz um ruído no sinal paleoceanográfico.

Os foraminíferos constituem o grupo de microfósseis mais utilizado em paleoceanografia. Trata-se de protistas de hábito planctônico ou bentônico que secretam uma carapaça denominada também de testa ou teca, mais comumente de calcita, o que facilita a sua preservação nos sedimentos. O uso dos foraminíferos

em reconstruções paleoceanográficas deve-se por um lado à sua sensibilidade a parâmetros ambientais e, por outro, à sua abundância e elevado potencial de preservação.

O potencial dos foraminíferos como traçadores paleoceanográficos é reconhecido desde o final do século XIX, quando Murray e Renard, em 1891, observaram a relação entre a distribuição da fauna de foraminíferos planctônicos nos sedimentos marinhos em faixas aproximadamente latitudinais acompanhando as variações na temperatura superficial do mar. Com o passar do tempo, os foraminíferos deixaram de ser meros traçadores qualitativos para ser utilizados como *proxies* quantitativos. Através da análise da composição da fauna e da análise química das testas dos foraminíferos, podem-se obter estimativas de diversos parâmetros tais como paleotemperatura, paleossalinidade, paleoprodutividade e variações na profundidade da camada de mistura. O uso dos foraminíferos como substrato para análises químicas também proporciona informações de idade, seja por datação absoluta com radiocarbono ou pela correlação

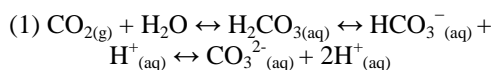
da curva de isótopos de oxigênio das testas com a curva isotópica global (Lisiecki & Raymo 2005).

O elevado potencial de preservação faz com que foraminíferos estejam presentes em todas as bacias oceânicas e em todas as latitudes. No entanto, em determinadas condições, a dissolução pode eliminá-los total ou parcialmente. Quando a dissolução é total ou significativa, evidentemente se descarta a possibilidade do uso destes em reconstruções paleoceanográficas. No entanto, a identificação de amostras parcialmente afetadas pela dissolução nem sempre é inequívoca. Muitas vezes, a dissolução é mascarada e afeta as diferentes espécies de maneira seletiva introduzindo um enviesamento que se traduz em reconstruções paleoceanográficas não fidedignas. No presente artigo é apresentada uma revisão crítica dos conhecimentos sobre a dissolução dos microfósseis calcários, com ênfase nos foraminíferos, e discute-se como a dissolução pode interferir na interpretação de registros paleoceanográficos.

2. Fatores que controlam a dissolução de foraminíferos

O teor de CO₂ dissolvido na água é o principal fator que regula a dissolução do carbonato de cálcio. Por sua vez, a concentração de CO₂ nos oceanos é controlada por diversos processos, dentre eles estão: a troca de CO₂ na interface atmosfera/oceano, processos químicos e biológicos, advecção e turbulência nas águas superficiais, concentração de CO₂ antropogênico e advecção e turbulência nas águas profundas. A solubilidade dos gases diminui com o aumento da temperatura e da salinidade, e aumenta com o aumento da pressão (Wright *et al.* 1995).

Além do dióxido de carbono dissolvido (CO₂), o carbono inorgânico total dissolvido ocorre também como ácido carbônico (H₂CO₃), íon bicarbonato (HCO₃⁻) e íon carbonato (CO₃²⁻). Muito pouco CO₂ está sob a forma gasosa na água do mar, mas a maior parte ocorre como CO₂ hidratado (CO_{2(aq)}). Assim, quando o CO₂ se dispersa na água, uma parte reage esta produzindo o H₂CO₃. Como a molécula do CO_{2(aq)} fica cercada por moléculas de água, na prática, é difícil distinguir analiticamente o CO_{2(aq)} do H₂CO_{3(aq)}. O H₂CO₃, como todo ácido, tende a se dissociar, perdendo um H⁺ e formando HCO₃⁻. O HCO₃⁻ também se dissocia, formando o CO₃²⁻ (Cockell *et al.* 2007). Assim, a presença das diferentes formas do carbono inorgânico dissolvido é controlada pelas seguintes reações (figura 1):



Além do carbono inorgânico dissolvido na água, há o carbonato de cálcio (CaCO₃) no meio, que se precipita ou dissolve de acordo com a seguinte reação de equilíbrio:



Com o enriquecimento em CO₂, o meio torna-se mais ácido, deslocando a reação para a direita, no sentido da dissolução do CaCO₃, sendo que a

dissociação do carbonato poderá ainda ser escrita da seguinte forma:

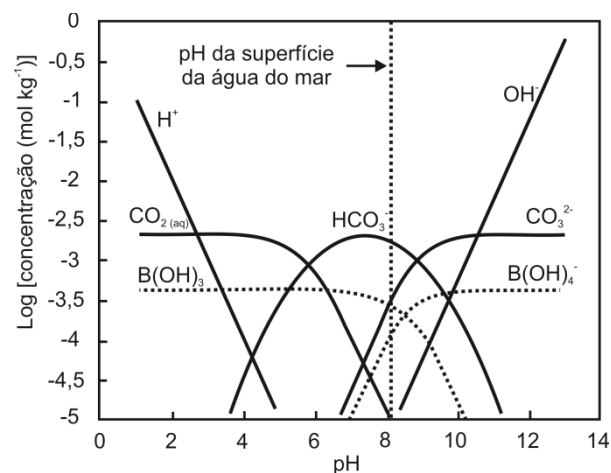
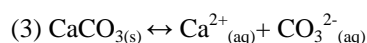


Figura 1: Concentração do carbono inorgânico e do boro dissolvidos em função do pH (adaptado de Zeebe & Wolf-Gladrow 2001). Note que o H₂CO₃ não consta no gráfico, pois esta molécula analiticamente é confundida com o CO₂ cercada por moléculas de H₂O.

A dissolução do carbonato de cálcio varia em função das concentrações de Ca e CO₃²⁻ na água do mar. Porém, dado que a concentração de cálcio não varia muito no oceano, a solubilidade também é controlada pela concentração do íon carbonato além da temperatura e pressão (Elderfield 2002). Variações na concentração do CO₃²⁻ dissolvido são mais comuns que mudanças no Ca²⁺ dissolvido, portanto, de um modo geral, se a concentração do íon carbonato aumenta suficientemente, o equilíbrio da reação desloca para a esquerda precipitando CaCO₃. Ao contrário, se a concentração do íon carbonato diminui, a reação desloca para a direita dissolvendo o CaCO₃. Ainda, podemos observar a dissolução como um reflexo do aumento da pressão, pois Ca²⁺ e CO₃²⁻ ocupam menos volume quando dissolvidos na forma iônica do que na forma de CaCO₃ (Broecker & Peng 1982).

No final dessa série de reações a dissolução do CaCO₃ pode ser quantificada pela diferença de concentração de saturação do íon carbonato entre a calcita (soluto) e a água do mar (solvente), o Δ[CO₃²⁻] (Broecker & Takahashi 1978):

$$(4) \Delta[\text{CO}_3^{2-}] = [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{água}} - [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{calcita/aragonita}}$$

Se o valor de Δ for positivo (supersaturação da solução), predomina a precipitação; se for negativo (subsaturação), predomina a dissolução. Quando o Δ[CO₃²⁻] é neutro, no horizonte de saturação, encontramos a lisoclina, definida por Berger (1968) como a profundidade na qual há uma máxima mudança no índice de dissolução (figura 2). De maneira geral, no Atlântico Sul moderno, a lisoclina é localizada na interface entre a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e a Água Antártica de Fundo (AAF).

Mesmo em locais relativamente pouco profundos, acima da lisoclina, isto é, em que os sedimentos de fundo são banhados por águas supersaturadas relativamente à calcita, os foraminíferos também

podem sofrer os efeitos da dissolução devido à liberação de CO₂ metabólico de organismos bentônicos para as águas intersticiais nos sedimentos de fundo. Independentemente do lugar em que ocorre, a dissolução provoca uma série de alterações nos foraminíferos, afetando a composição química original das carapaças, a estrutura da parede calcária e a associação faunística.

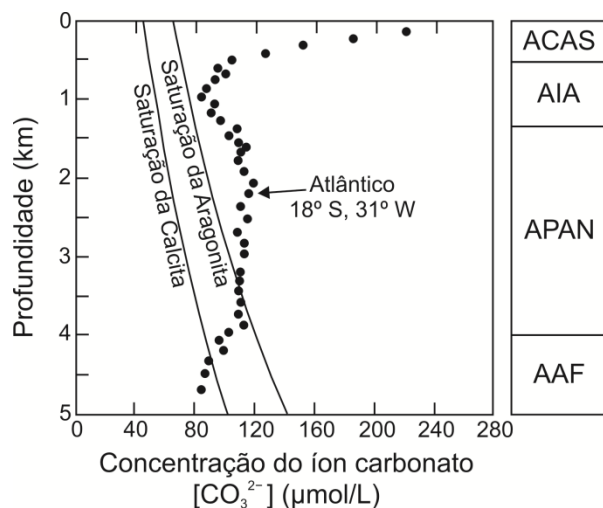


Figura 2: Concentração do íon carbonato para uma estação no oeste do Atlântico Sul e a concentração de saturação da calcita e da aragonita em função da profundidade e das massas d'água. No ponto onde a [CO₃²⁻] da água cruza com a das fases minerais, temos as lisoclinas da aragonita e da calcita (adaptado de Takahashi *et al.* 1980, Gerhardt & Henrich 2001). ACAS - Água Central do Atlântico Sul, AIA - Água Intermediária Antártica, APAN - Água Profunda do Atlântico Norte, AAF - Água Antártica de Fundo.

2.1. Mineralogia e composição química

Muitos dos *proxies* utilizados em reconstruções paleoceanográficas se baseiam na composição química e isotópica das carapaças. Datações por radiocarbono em foraminíferos planctônicos são empregadas na construção de modelos de idade de testemunhos marinhos em conjunto com dados de isótopos de oxigênio, os quais também servem como paleotermômetro. Isótopos estáveis de carbono podem ser utilizados com indicadores de paleofertilidade, isótopos de boro são usados para determinar o pH e a razão Mg/Ca é utilizada como *proxy* de paleotemperatura. Para que todos estes dados sejam confiáveis, é necessário um bom estado de preservação das carapaças.

Claramente, no decurso da dissolução, a composição química das carapaças pode ser alterada, de modo que a razão dos elementos como Na, Mg, Sr, F, U *versus* Ca decresça (Bender *et al.* 1975, Rosenthal & Boyle 1993, Russell *et al.* 1994, Nürnberg 1995). A alteração é mais evidente na razão Mg/Ca, pois a calcita magnésiana é mais solúvel que a calcita pura (Brown & Elderfield 1996, Elderfield *et al.* 1996, Barker *et al.* 2005, Nouet & Bassinot 2007). Deste modo, à medida que a dissolução ocorre, há uma perda preferencial de calcita com maior teor de Mg, enriquecendo progressivamente o carbonato residual com calcita baixo Mg, agindo como uma dissolução fracionada.

Comparando os foraminíferos bentônicos e os planctônicos se observa uma diferença na dissolução devido aos diferentes teores de Mg na calcita das carapaças. Apesar da parede mais robusta, os foraminíferos bentônicos calcários podem ser menos resistentes que os planctônicos (Adelseck 1978) devido à mineralogia da carapaça a qual é composta por calcita de alto magnésio (Armstrong & Brasier 2005).

Quando consideramos apenas os planctônicos, vemos que as espécies que apresentam comparativamente maiores teores de Mg (*e.g.* *Globigerinoides ruber* e *Trilobatus sacculifer*) se mostram menos resistentes, enquanto espécies com menores teores de Mg (*e.g.* *Neogloboquadrina dutertrei* e *Pulleniatina obliquiloculata*) são mais resistentes à dissolução e se tornam mais abundantes em ambientes subsaturados, com Δ[CO₃²⁻] em torno de -20 µmol/kg (Johnstone *et al.* 2010). Além das diferenças entre espécies, a razão Mg/Ca também pode variar dentro de uma mesma espécie em função do tamanho. Esta variação tem sido atribuída a um aumento na taxa de calcificação com o aumento do tamanho (Elderfield *et al.* 2002) ou a uma intensificação da atividade simbiótica com o aumento do tamanho da testa (Honisch & Hemming 2004). Outras variações mais sutis ocorrem dentro de uma mesma testa, entre câmaras sequencialmente precipitadas e entre camadas ontogenéticas e gametogênicas, podendo ser observadas através do uso da técnica de LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) (*e.g.* Eggins *et al.* 2003, 2004, Hathorne *et al.* 2003) e por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) (*e.g.* Sadekov *et al.* 2005, Jonkers *et al.* 2016).

A incorporação de Mg na calcita das testas é dependente da temperatura (Nürnberg *et al.* 1996) e a razão Mg/Ca (em mmol/mol) aumenta em 9,0 ± 0,3% a cada aumento de 1°C na temperatura (Anand *et al.* 2003). Assim, as alterações intratesta observadas em planctônicos parecem consistentes com as variações de temperatura de calcificação durante o ciclo de vida de migração destas espécies através da coluna de água (Hemleben *et al.* 1989, Schweitzer & Lohmann 1991, Sadekov *et al.* 2005), pois as câmaras dos estágios iniciais são compostas de calcita com maior teor de Mg que a calcita das câmaras terminais (figura 3). Estas variações na razão Mg/Ca que ocorrem internamente à parede calcária também são controladas por fatores biológicos (Jonkers *et al.* 2016). Os valores de Mg/Ca em uma mesma carapaça podem variar entre 0,1 e 7 mmol/mol (Jonkers *et al.* 2016) podendo atingir até 11 mmol/mol (Sadekov *et al.* 2005), variando de uma espécie para outra. Independentemente da causa, esta variação pode condicionar uma maior ou menor suscetibilidade à dissolução de modo que a calcita do interior das testas tende a dissolver antes (Johnstone *et al.* 2010), o que gera um enriquecimento relativo de calcita com menor teor de Mg e Sr.

Em função da relação de composição química com migração na coluna d'água, se observa que *Trilobatus sacculifer* tem um padrão de alteração nas razões de Mg/Ca e Sr/Ca menos seletivo, que *Globorotalia tumida*, pois a primeira espécie se mantém dentro de

uma pequena faixa de profundidade durante todo o seu desenvolvimento ontogenético (Hemleben *et al.* 1989) enquanto a espécie *Globorotalia tumida*, nos estágios ontogenéticos iniciais, habita águas mais rasas (acima de 50 m) onde secreta a camada de calcita interior e, nos estágios ontogenéticos finais, habita profundidades maiores (entre 50 e 100 m, Schweitzer & Lohmann 1991), onde secreta a camada de calcita exterior. O padrão mais seletivo na *G. tumida* significa que ocorrem mais mudanças na composição total da carapaça ao longo do processo de dissolução, com retirada preferencial de calcita com maior Mg/Ca, em detrimento de calcita pura, agindo como uma dissolução fracionada. Já em *T. sacculifer*, embora a testa tenha uma maior razão Mg/Ca, esta é mais homogênea, dissolvendo de modo mais uniforme, onde as razões variam pouco conforme o grau de dissolução (Brown & Elderfield 1996). Desta forma, ao escolher uma espécie para fazer as análises da razão Mg/Ca, deveria se dar preferência a espécies que apresentam menor migração vertical ao longo da vida.

Da mesma forma que as razões elementares, os valores isotópicos de carbono e oxigênio originais das carapaças também sofrem alterações, aumentando os valores conforme aumenta a dissolução (Wu & Berger 1989). Assim como o teor de Mg muda com a profundidade na coluna d'água, os isótopos também têm um pequeno fracionamento, com um relativo aumento de isótopos pesados conforme aumenta a profundidade. Esta diferença na disponibilidade de carbono e oxigênio no ambiente interfere diretamente no padrão de assimilação dos isótopos na calcita, pois a carapaça é precipitada em equilíbrio químico com o meio.

Assim, pode-se entender que há uma alteração no valor isotópico na carapaça após iniciada a dissolução, pois as câmaras internas se dissolvem mais facilmente (Johnstone *et al.* 2010), e, gradativamente, aumenta relativamente a calcita externa formada durante o estágio adulto, com tendência de aumento do valor isotópico. As espécies menos resistentes são mais facilmente afetadas pela dissolução, com uma maior mudança no valor isotópico do que as espécies mais resistentes (Wu & Berger 1989).

2.2. Morfologia e parede

As testas ou carapaças de foraminíferos são formadas através da adição de sucessivas câmaras, formadas ao longo do desenvolvimento ontogenético. À medida que uma nova câmara é produzida, as câmaras anteriores são recobertas por uma nova camada (figura 3), com a sobreposição de lâminas de calcita dando origem a uma parede multilamelar. Dado que cada câmara tem um momento de formação e diferentes espessuras, a dissolução resulta em alterações na parede calcária e morfologia dos foraminíferos (Hansen 1999, Armstrong & Brasier 2005) (figura 3). Deste modo, na última volta, a última câmara (F0), geralmente mais fina e translúcida, tende a ser a primeira a ser destruída pela dissolução (Berger 1970) (figura 4). Na comparação entre espécies, aquelas com paredes finas, mais transparentes e com a última câmara maior que a

penúltima, são destruídas mais rapidamente. Como resultado, em função da dissolução, as associações tendem a ser enriquecidas com espécies opacas e com câmaras terminais menores (Berger 1970).

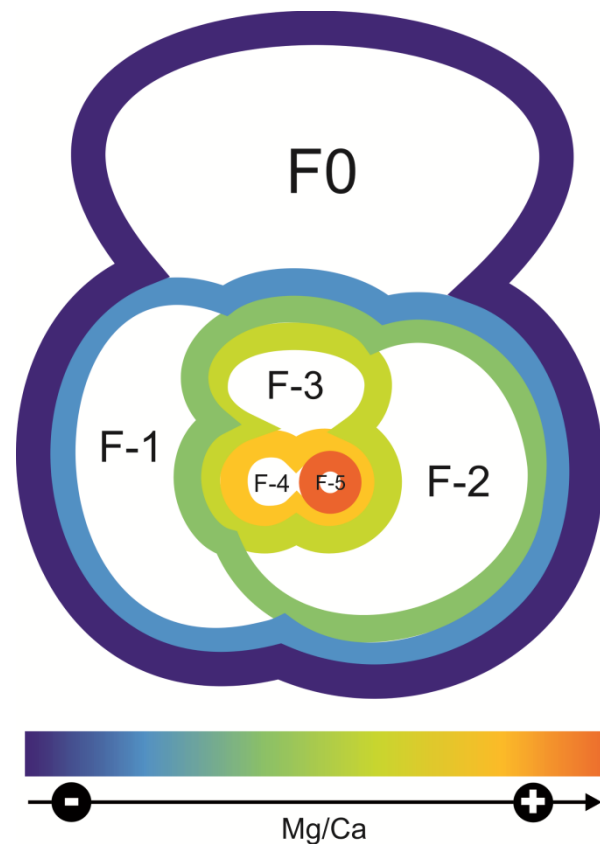


Figura 3: Padrão de crescimento da parede em um foraminífero, onde F0 é a última câmara a ser formada, já na fase adulta; F-1 é a penúltima câmara a ser formada; F-2 a antepenúltima, e assim sucessivamente até o prolóculo (câmara inicial). Notar que, à medida que uma nova câmara é secretada, as câmaras pré-existentes são recobertas por uma nova lâmina e têm sua espessura aumentada. As cores representam a mudança na composição da carapaça, de uma calcita com maior razão Mg/Ca em F-5 a uma calcita com menor razão Mg/Ca em F0.

A morfologia da carapaça pode ser um fator que determina se a espécie é mais ou menos suscetível à dissolução. Dentro de uma mesma fração de tamanho, espécies mais pesadas são mais resistentes à dissolução devido à parede mais espessa, e espécies compostas por câmaras globulares são menos suscetíveis à dissolução, enquanto espécies com uma maior superfície em relação ao volume, como, por exemplo, as carapaças com forma de discos ou com câmaras levemente convexas, são mais solúveis (Regenberg *et al.* 2013) (figura 5), contrariando alguns resultados de Berger (1967) e Ruddiman & Heezen (1967) que observaram menor solubilidade nas formas plano-convexas (e.g. *Globorotalia tumida*, *Globorotalia truncatulinoides* e *Globorotalia crassaformis*) e maior solubilidade em espécies globosas (e.g. *Globigerinoides ruber*, *Trilobatus sacculifer*, *Globigerina siphonifera*, *Globigerina rubescens*, *Globigerinoides conglobatus* e *Globigerinita glutinata*). A suscetibilidade à dissolução também guarda relação com a textura da superfície da testa. Espécies com paredes lisas, como por exemplo, *Pulleniatina*

obliquiloculata, são mais resistentes que espécies com superfície irregular, como por exemplo, *Globorotalia truncatulinoides* (Bé *et al.* 1975) (figura 5).

Bé *et al.* (1975), por meio de experimentos de dissolução de foraminíferos em banho com água do mar e ácido acético, observaram que a dissolução em *Globorotalia truncatulinoides* ocorre de forma mais acentuada no lado umbilical, enquanto o lado espiral é menos vulnerável. Esta diferença se deve à maior exposição de água na abertura, agindo como solvente. Ao se observar as câmaras externas (última volta), é evidente que a última câmara (F0) é a mais suscetível à dissolução, seguida pela penúltima câmara (F-1) (Bé *et al.* 1975) (figura 4), dado que as câmaras terminais são mais finas, devido à ocorrência de menos camadas calcárias sobrepostas (Berger 1970). Porém, Johnstone *et al.* (2010), por meio de tomografia computadorizada, conseguiu observar as câmaras internas, constatando

que a dissolução é mais forte na parte interna do que na parte externa das carapaças, principalmente nas câmaras menores internas (figura 4-e). Estes dois padrões de dissolução são explicados combinando a composição da testa nos diferentes estágios ontogenéticos nos foraminíferos com a sobreposição das camadas de calcita de cada estágio ontogenético (Hansen 1999, Armstrong & Brasier 2005). As câmaras internas são mais solúveis devido ao maior teor de Mg da calcita, como anteriormente mencionado (Item 2.1) e, considerando apenas a última volta, a espessura pode ser o principal agente a controlar a dissolução. Na figura 3 pode ser entendido o porquê da parte interna da parede ser mais suscetível à dissolução (Johnstone *et al.* 2010), pois as maiores razões Mg/Ca sempre estão na calcita interna, enquanto as menores razões estão na calcita externa (secundária) (Erez 2003).

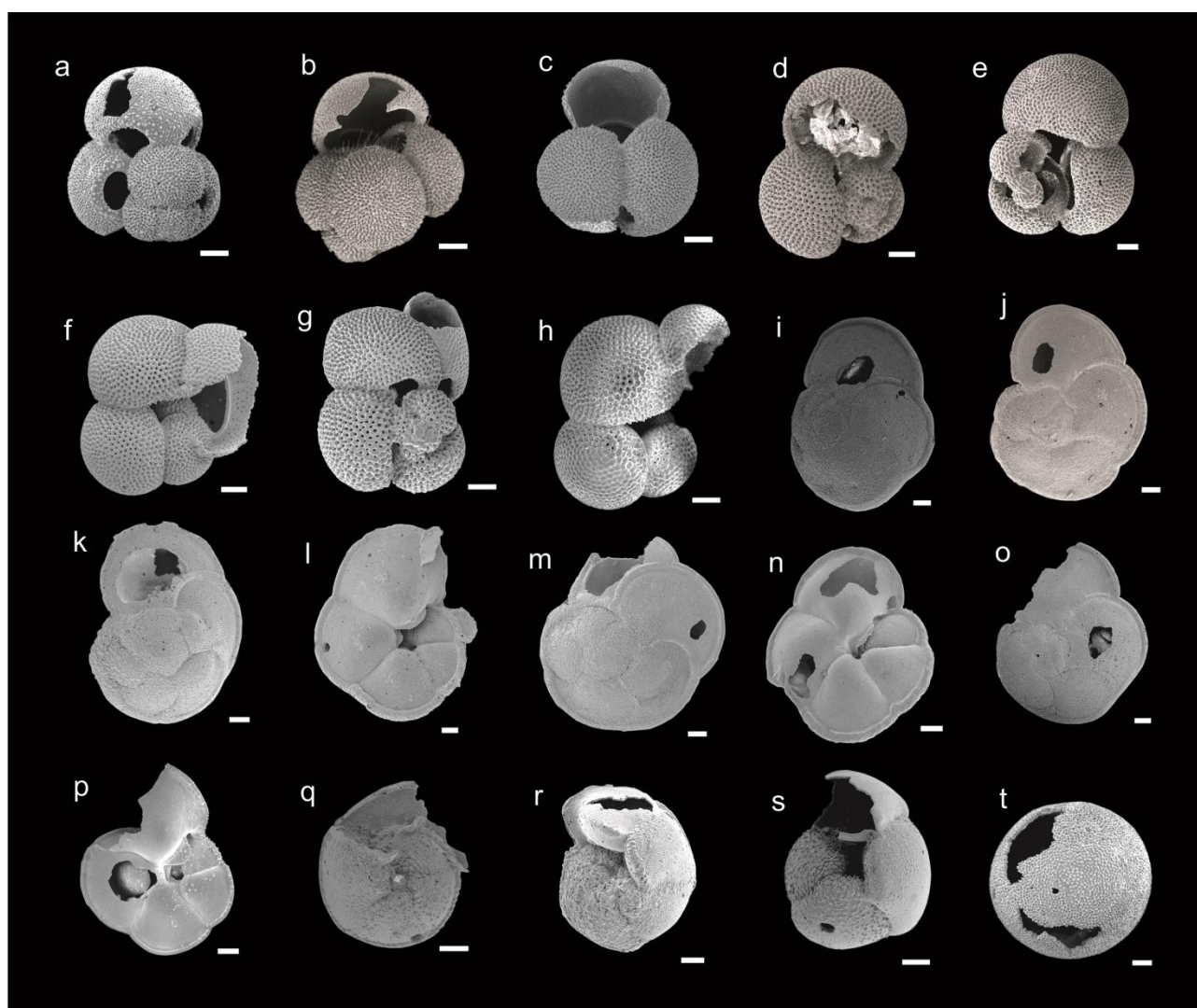


Figura 4: Dissolução das carapaças de *Globigerinoides ruber* (a-c), *Globigerinoides sacculifer* (d-h), *Globorotalia menardii* (i-p), *Globorotalia truncatulinoides* (q-r), *Globorotalia inflata* (s) e *Orbulina universa* (t). As imagens revelam que a última câmara, geralmente mais fina e mais transparente, é a primeira a ser destruída pela dissolução, dentro as câmaras da última volta. Em *G. sacculifer* (e) é destacada a dissolução das câmaras internas. Nas carapaças de *G. menardii* são observados dois estágios de dissolução, um inicial, onde apenas a última câmara sofre os efeitos (i-l) e outro mais avançado, onde a última e penúltima câmaras sofrem danos (m-p). Este padrão de dissolução é semelhante ao observado experimentalmente por Bé *et al.* (1975). As carapaças de foraminíferos planctônicos foram recuperadas de amostras do Projeto REVIZEE (Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva), provenientes da Bacia de Pelotas. Escalas: 100µm.

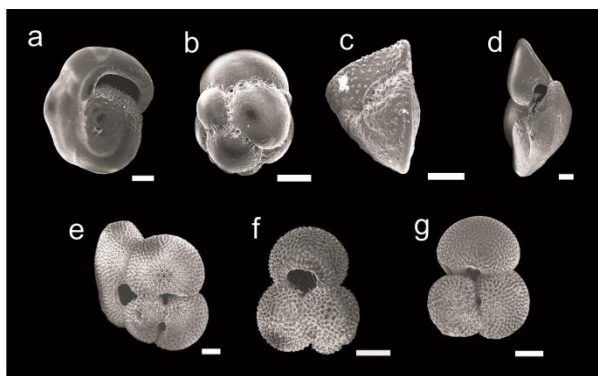


Figura 5: As diferentes formas da testa e texturas da superfície. Em *Pulleniatina obliquiloculata* (a) e *Candeina nitida* (b) predomina a forma globulosa e a testa com superfície homogênea. Em *Globorotalia truncatulinoides* (c) e *Globorotalia menardii* (d) predomina as testas em forma de disco ou levemente convexas, assim como uma superfície irregular em (c). Em *Globigerinoides sacculifer* (e) e *Globigerinoides ruber* (f-g) observamos formas globosas e com superfície irregular. As carapaças são de amostras retiradas do testemunho GL-77, recuperadas na Bacia de Campos. Escalas: 100 μ m.

2.3. Associação faunística

Os trabalhos com dissolução vêm sendo desenvolvidos desde o século XIX, quando Murray e Renard, em 1891, definiram a Profundidade de Compensação do Carbonato (*Carbonate Compensation Depth*, CCD), horizonte abaixo do qual não há preservação de carbonato no mar. Os trabalhos com dissolução de foraminíferos seguiram com Schott (1935) no Oceano Atlântico, observando que as espécies *Orbulina universa* e *Trilobatus sacculifer* são mais solúveis que *Globorotalia tumida* e *Globorotalia menardii*. Desde então, diversos estudos têm avaliado a resistência à dissolução das diferentes espécies, especialmente de foraminíferos planctônicos em função das diferenças na morfologia e estrutura da parede calcária.

Os resultados obtidos entre diferentes autores nem sempre estão de acordo. Por exemplo, Arrhenius (1952) sugeriu que o gênero *Globigerina* é mais resistente, e que a dissolução e fragmentação tendem a diminuir o percentual de espécies mais solúveis, como *Globorotalia menardii*, *Globorotalia tumida* e *Orbulina universa*. Phleger *et al.* (1953) observaram o oposto, concluindo que as espécies do gênero *Globigerina* dissolvem antes das espécies do gênero *Globorotalia*. Berger (1967) observou a dissolução de foraminíferos por quatro meses no Pacífico e notou a eliminação seletiva de *Globigerinoides ruber*, *Trilobatus sacculifer*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerinita glutinata*, entre outras, mostrando que estas são mais solúveis. O enriquecimento relativo de *Globorotalia tumida*, *Globorotalia truncatulinoides* e *Globorotalia crassaformis* indicou que estas são espécies mais resistentes.

Em testemunhos do Atlântico equatorial, Ruddiman & Heezen (1967) observaram um aumento proporcional com a profundidade da lâmina d'água de espécies como *Globorotalia tumida*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Sphaeroidinella dehiscens* e *Pulleniatina obliquiloculata*, sendo

portanto mais resistentes. Já espécies como *Globigerinoides ruber*, *Trilobatus sacculifer*, *Globigerina siphonifera* e *Globigerina rubescens* tendem a diminuir a abundância relativa conforme aumenta a profundidade, seriam, portanto, menos resistentes.

A partir destes estudos iniciais foram elaboradas as primeiras escalas de suscetibilidade à dissolução ou "rankings de dissolução", introduzindo a ideia de dissolução seletiva (Berger 1968, Vincent & Berger 1981, Thunell & Honjo 1981, Penrose 1982). Dentre estes rankings se destacam: Berger (1970), Parker & Berger (1971), Bé *et al.* (1975), Adelseck (1978), Thunell & Honjo (1981), Malmgren (1983) e Boltovskoy & Totah (1992). De um modo geral, os rankings de solubilidade para os foraminíferos planctônicos mostram que as espécies dos gêneros *Globigerinoides* e *Trilobatus* são mais suscetíveis à dissolução, enquanto as espécies de *Globorotalia*, *Pulleniatina* e *Sphaeroidinella* são mais resistentes, embora existam trabalhos com conclusões diferentes (*e.g.* Regenberg *et al.* 2013). Mais especificamente, Boltovskoy & Totah (1992) apontam *Pulleniatina obliquiloculata* e *Globorotalia tumida* como as espécies mais resistentes e *Globigerinoides ruber* como a menos resistente.

Os foraminíferos bentônicos têm maior variabilidade na resistência à dissolução que os planctônicos. Os gêneros *Lagena*, *Nonionella* e *Elphidium*, por exemplo, demonstram menor resistência que a espécie planctônica *Globigerina bulloides*, enquanto os gêneros *Bulimina* e *Ammonia* demonstraram maior resistência que as espécies de planctônicos *G. bulloides* e *Neogloboquadrina pachyderma* (Boltovskoy & Totah 1992). Embora os bentônicos apresentem carapaças calcíticas alto Mg e, por tal motivo, poderia se esperar que fossem mais solúveis, na prática, observa-se que a dissolução depende de particularidades da carapaça e da parede calcária de cada gênero e espécie, podendo variar significativamente entre gêneros.

Os rankings diferem muito entre si, sendo possível afirmar que as diferenças na fauna de cada oceano, cada uma formada em condições ambientais próprias, acabam respondendo de modo diferente à dissolução. Não só entre as espécies, mas também podem ocorrer diferenças intraespecíficas, como é o caso de *Globigerinoides ruber*, onde os espécimes menores que 250 μ m são mais resistentes que os maiores (Adelseck 1978). Ainda existe a problemática das espécies crípticas, que, apesar de serem morfologicamente semelhantes, diferem pela genética e pelas preferências ambientais, podendo assimilar diferentes razões Mg/Ca na testa devido à fatores biológicos (Jonkers *et al.* 2016), também chamado efeito vital, influenciando na suscetibilidade à dissolução. Além disso, cada espécie tem um momento diferente de dissolução, como por exemplo, *Trilobatus sacculifer* e *Globigerinoides conglobatus* têm pouca perda de peso na fase inicial da dissolução, seguido por uma grande perda de peso em um segundo momento, enquanto *Globigerina rubescens* e *Globigerinoides tenella* demonstram maior

perda de peso na fase inicial seguido por uma perda contínua (Adelseck 1978).

3. Outros grupos calcários de aplicação paleoceanográfica

Os cocolitoforídeos, os mais importantes nanofósseis calcários, constituem um grupo de algas unicelulares que produzem um envoltório calcítico externo (cocosfera) formada por várias placas denominadas cocólitos. Estes são afetados química e morfologicamente pela dissolução, mas devido ao seu tamanho nanométrico, é mais difícil de obter informações sobre a sua dissolução. Entretanto, acredita-se que a dissolução dos cocólitos apresente um comportamento muito similar à dissolução dos foraminíferos, visto que a lisoclina de ambos pode ser considerada a mesma (Berger 1973). Apesar disso, estudos mais detalhados comparando a dissolução de foraminíferos com a de cocolitoforídeos, sugerem que os primeiros são mais solúveis (Hay 1970, Frenz *et al.* 2005, Frenz & Henrich 2007), em função da razão Mg/Ca na calcita dos cocolitoforídeos ser muito menor que nos foraminíferos planctônicos, em torno de 0,4 mmol/mol (Stoll *et al.* 2001).

O primeiro ranking de dissolução para os cocólitos foi elaborado por Berger (1973), observando que, com a intensificação da dissolução, a associação reflete um aumento relativo das formas mais resistentes, como *Cyclococcolithina leptopora*, *Gephyrocapsa* sp. (*G. oceanica* e *G. caribbeanica*) e *Coccolithus pelagicus*. Roth & Coulbourn (1982) estudaram a dissolução de cocólitos no Pacífico e concluíram que a dissolução parcial não ocorre em um único ranking sistemático, ou seja, as espécies mais e menos solúveis variam de região para região, de maneira análoga ao que ocorre com os foraminíferos. Os autores agruparam as regiões com comportamento similar e elaboraram cinco rankings de dissolução para nanofósseis calcários. Dittert *et al.* (1999) observaram que, dentre as espécies atualmente mais abundantes, *Emiliana huxleyi* é uma das mais suscetíveis à dissolução, enquanto *Calcidiscus leptoporus* é uma das mais resistentes, portanto a razão entre ambas espécies pode ser usada como um indicador de dissolução. Para o Quaternário tardio, a dissolução pode ser quantificada ainda pelo índice de dissolução de cocólitos (IDC), baseado na dissolução diferencial entre *E. huxleyi* e *Gephyrocapsa ericsonii*, espécies mais solúveis, e *C. leptoporus*, espécie mais resistente (Boeckel & Baumann 2004). Esta calibração é necessária para que o índice seja aplicado aos registros do Quaternário tardio, quando *E. huxleyi* não era tão abundante como hoje (Boeckel & Baumann 2004).

Paull *et al.* (1988) estudaram a dissolução de partículas finas (<38 µm) em sedimentos pelágicos nos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico e concluíram que a proporção de cocólitos decresce progressivamente conforme o teor de carbonato diminui. Gibbs *et al.* (2004) quantificaram a dissolução de cocolitoforídeos comparando amostras de diferentes profundidades, observando a redução do número de espécimes de uma profundidade mais rasa para uma mais profunda,

próxima à lisoclina, embora essa mudança possa ser função da variação na taxa de sedimentação. As espécies mais resistentes apresentaram um aumento relativo na abundância.

Além dos foraminíferos e cocolitoforídeos, os ostracodes também são eventualmente usados em estudos paleoceanográficos (Bergue 2006). Passlow (1997) criou um índice de dissolução de ostracodes avaliando o estado de preservação de carapaças do gênero *Krithe*, e comparou com a dissolução de foraminíferos. Os ostracodes podem representar a dissolução com mais sensibilidade que a fragmentação de foraminíferos em águas acima da lisoclina (Passlow 1997).

4. Como contornar o problema?: Proxies de dissolução

Como mencionado anteriormente, a escolha de amostras obtidas acima da lisoclina não garante que os microfósseis calcários ali contidos estejam a salvo dos efeitos da dissolução. Por tal motivo, é preciso recorrer a ferramentas que permitam avaliar a qualidade de uma amostra em termos de preservação/dissolução. De fato, a dissolução pode ser inferida por meio de alguns proxies (tabela 1), tais como: porcentagem de foraminíferos planctônicos fragmentados (*e.g.* Berger 1970, Keigwin 1976, Le & Shackleton 1992, Kimoto *et al.* 2003), proporção de foraminíferos resistentes à dissolução (*e.g.* Berger 1979, Boltovskoy & Totah 1992), razão entre foraminíferos bentônicos e planctônicos (*e.g.* Parker & Berger 1971), razão de foraminíferos aglutinantes e calcificados (*e.g.* Kennett 1966, Murray 1989), razão entre radiolários e foraminíferos (Peterson & Prell 1985), razão entre pterópodes e foraminíferos (*e.g.* Berner 1977) e razão de cocolitoforídeos e foraminíferos (*e.g.* Hay 1970, Hsü & Andrews 1970). A dissolução também pode ser quantificada pela perda de peso (Lohman 1995, de Villiers 2005, Broecker & Clark 2001a,b).

Porém, alguns destes proxies, como a razão radiolários /foraminíferos, a razão foraminíferos bentônicos/planctônicos e a proporção de foraminíferos resistentes à dissolução, podem refletir, em primeira instância, as condições ambientais como temperatura e produtividade no momento de vida dos organismos e, apenas de forma secundária, a dissolução. Dentre os proxies anteriormente citados, Dittert *et al.* (1999) consideraram o índice de fragmentação, a razão entre foraminíferos bentônicos/planctônicos e a razão de radiolários/foraminíferos como os melhores indicadores de dissolução. A razão de radiolários/foraminíferos pode ser um bom proxy porque os primeiros não sofrem os efeitos de dissolução conforme aumenta a profundidade. Para outros autores (Thunell 1976, Shackleton *et al.* 1992, Conan *et al.* 2002), o índice de fragmentação F(%) é considerado o melhor indicador da dissolução de foraminíferos planctônicos. De fato este índice é confiável, pois o processo evolui gerando danos e perdas parciais na carapaça, tornando fácil a identificação dos fragmentos. Porém, a razão de

bentônicos é um *proxy* questionável, já que a carapaça dos bentônicos pode ser mais solúvel que a carapaça dos planctônicos (Adelseck 1978).

Outro importante *proxy* é a razão entre cocolitoforídeos e foraminíferos planctônicos, pois os primeiros podem resistir a maiores profundidades. Este *proxy* é muito útil pois ambos os grupos têm grande ocorrência na superfície do oceano, e, quando encontrados no sedimento, estão sob influência dos mesmos fatores ambientais e deposicionais, sendo os dois grupos mais utilizados em paleoceanografia. Ao se trabalhar exclusivamente com cocolitoforídeos, pode

ser considerado ainda o Índice de Dissolução de Cocólitos (Item 3).

Um *proxy* para estimar o pH do oceano no passado e, conseqüentemente a dissolução do carbonato e acidificação dos oceanos, é por meio de análises de isótopos de boro (B) em carapaças de foraminíferos planctônicos (figura 1). De maneira geral, se espera um pH mais básico em sedimentos provenientes de períodos glaciais, e um pH mais ácido em intervalos interglaciais (figura 6) (Sanyal *et al.* 2000, Hönisch *et al.* 2012).

Tabela 1: *Proxies* de dissolução envolvendo foraminíferos.

Proxy	Referências	Princípio	Limitações
Porcentagem de foraminíferos planctônicos fragmentados	Berger 1970, Keigwin 1976, Le & Shackleton 1992, Kimoto <i>et al.</i> 2003	Conforme aumenta a dissolução aumenta a proporção de testas fragmentadas .	A fragmentação pode ser um artefato do manuseio incorreto em laboratório. Não há uma padronização quanto ao tamanho de fragmento a ser considerado.
Proporção de foraminíferos resistentes à dissolução	Berger 1979, Boltovskoy & Totah 1992	O aumento da dissolução enriquece relativamente a associação em espécies resistentes, em detrimento das mais frágeis.	Os rankings de dissolução podem variar de uma região para outra, conforme as características das massas d'água e conforme as subespécies (ou espécies crípticas) ali presentes. Não há consenso absoluto entre rankings apresentados por diferentes autores.
Razão entre foraminíferos bentônicos e planctônicos	Parker & Berger 1971	Teoricamente os foraminíferos bentônicos seriam mais resistentes que os planctônicos.	Esta relação não é simples, varia conforme os gêneros e espécies, podendo uma espécie planctônica ser mais resistente que um gênero bentônico, e mais solúvel que um outro gênero bentônico. Além disso, essa relação reflete, em primeira instância, os parâmetros batimétricos e/ou de produtividade. O outro inconveniente é que os censos de bentônicos e planctônicos costumam ser realizados em frações granulométricas diferentes, dificultando a padronização da contagem.
Razão de foraminíferos aglutinantes e calcificados	Kennett 1966, Murray 1989	Foraminíferos aglutinantes resistem às profundidades abaixo da CCD.	Foraminíferos aglutinantes são muito menos abundantes na natureza do que os calcários.
Razão entre radiolários e foraminíferos	Peterson & Prell 1985	Radiolários não sofrem dissolução com o aumento da profundidade.	A ocorrência de radiolários é condicionada pelas condições das massas d'água de superfície (Broecker & Peng 1982), onde eles também sofrem dissolução significativa (Berger 1974).
Razão entre pterópodes e foraminíferos	Berner 1977	Os pterópodes são compostos por aragonita, mais solúvel que a calcita.	Pterópodes são menos abundantes no sedimento, e só costumam ocorrer em águas mais rasas (Berger 1978, Gerhardt & Henrich 2001).
Razão de cocolitoforídeos e foraminíferos	Hay 1970, Hsü & Andrews 1970, Stoll <i>et al.</i> 2001	A razão Mg/Ca na calcita dos cocolitoforídeos é muito menor que nos foraminíferos planctônicos, logo a lisoclina dos cocolitoforídeos é mais profunda que a lisoclina dos foraminíferos, e os primeiros podem resistir a maiores profundidades.	A proliferação de cocolitoforídeos depende muito das condições superficiais. Devido ao tamanho nanométrico dos cocolitoforídeos, é mais difícil obter informações sobre dissolução.
Perda de peso das testas de foraminíferos	Lohman 1995, de Villiers 2005, Broecker & Clark 2001a,b	A dissolução age de modo a eliminar a calcita dos foraminíferos, assim reduzindo o peso das testas.	Na prática, é uma metodologia útil apenas para experimentos em que se conhece o peso inicial da amostra.

5. A dissolução nos ciclos glaciais/interglaciais

A associação faunística de foraminíferos planctônicos é muito utilizada para cálculos de paleotemperatura, pois a abundância relativa das espécies responde a variações da temperatura da água (Hutson 1980, Kim & O'Neil 1997, Malmgren & Nordlund 1997). Como visto na seção anterior, a dissolução diferencial altera a composição original,

enriquecendo progressivamente a associação com espécies resistentes, as quais, de maneira geral são espécies de águas frias (Berger 1968, Vincent & Berger 1981, Thunell & Honjo 1981). Desta forma, as estimativas de paleotemperatura tendem a ser progressivamente enviesadas na direção de águas mais frias conforme aumenta a dissolução (Kimoto *et al.* 2003).

A intensidade da dissolução e modificação da associação original não são constantes para um determinado local ou região. As mudanças nas condições das massas d'água que ocorrem em função das variações climáticas em escala orbital, observadas principalmente nos ciclos glaciais/interglaciais, podem deixar seu registro por meio da alteração nos padrões de dissolução do carbonato de cálcio. A maior concentração de CO_2 na atmosfera nos períodos interglaciais, aumenta a alimentação deste gás no oceano, o que acaba por intensificar a dissolução do carbonato de cálcio em superfície. Já nos intervalos glaciais, com a redução dos índices de CO_2 atmosférico e consequente aumento da concentração do íon carbonato e do pH, ocorreria uma redução da dissolução (figura 6).

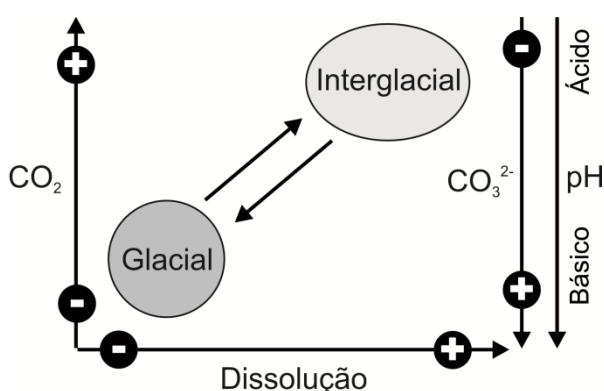


Figura 6: Representação esquemática da relação entre o CO_2 , CO_3^{2-} , pH e dissolução com os períodos glaciais e interglaciais.

De acordo com Kimoto *et al.* (2003), os primeiros efeitos da dissolução em sedimentos de fundo aparecem no início dos estágios glaciais e se intensificam no glacial completo, e, posteriormente, os efeitos diminuem durante a deglaciação. Este mecanismo pode estar associado ao sistema de reservatório de carbono entre o continente, o oceano e a atmosfera. Ao entrar na fase inicial da glaciação, com descida do nível eustático, as plataformas são expostas, oxidando a matéria orgânica e causando um aumento nos níveis de CO_2 . Aumentando os níveis de CO_2 na atmosfera, as águas dos oceanos se tornam mais ácidas e, portanto, mais corrosivas (Kimoto *et al.* 2003).

Por outro lado, Berger & Killingley (1977) observaram que o início da dissolução ocorre pouco depois da taxa máxima de degelo, mas muito antes da queda máxima na fertilidade nas águas superficiais. O aumento da produtividade por si só é um fator que aumenta a dissolução, devido ao aumento do CO_2 lançado no sistema (Conan *et al.* 2002). A dissolução também culmina por interferir no ciclo do carbono, pois ela reduz significativamente a quantidade de carbonato que é efetivamente soterrada e incorporada ao sedimento, de modo que o carbono presente no carbonato de cálcio é remineralizado e retorna ao sistema (Conan *et al.* 2002).

Na prática, em alguns registros sedimentares têm-se observado um comportamento contrário ao padrão global, com intensificação da dissolução nos glaciais.

Esta incongruência se deve ao fato que no fundo oceânico a intensidade da dissolução é controlada pelo aporte de águas de fundo subsaturadas. Este aporte de águas subsaturadas se intensifica em períodos glaciais, como ocorre no Atlântico Sul, devido à maior influência da Água Antártica de Fundo (AAF), corrosiva, a qual ganha força e ocupa um maior volume e profundidades mais rasas do que nos interglaciais.

Como exemplo desse fenômeno, Frenz & Henrich (2007) analisaram a relação espacial e temporal entre o tamanho dos fragmentos de grãos e a dissolução do carbonato, e sua relevância para as reconstruções paleoceanográficas no leste do Atlântico Sul. Os autores observaram uma maior influência da AAF durante o UMG, ocasionando uma maior dissolução do carbonato. Abaixo da lisoclina, a dissolução foi mais significativa nos foraminíferos que nos coccolitóforídeos, ocasionando um relativo enriquecimento dos cocólitos durante o UMG. Portanto, a dissolução do carbonato de cálcio neste oceano está relacionada à maior influência da AAF nos intervalos glaciais, embora, em caráter global, condições glaciais apresentem maior pH e maior concentração do íon carbonato, o que tenderia a uma menor dissolução (figura 6).

Assim, a lisoclina também sofre flutuações verticais ao longo dos ciclos glaciais e interglaciais. Durante o UMG, a lisoclina estava mais profunda no Pacífico, já no Atlântico estava mais rasa (Broecker & Clark 2001b), em comparação à sua profundidade no Holoceno. No Atlântico, este fenômeno se deve à interface que limita a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) com alta concentração do íon carbonato, e a AAF subjacente, com baixa concentração, ter se deslocado ascendentemente na coluna d'água. Hoje, nos oceanos, a AAF tem concentração do íon carbonato de $30 \mu\text{mol/kg}$ menor que a APAN (Broecker & Clark 2001b).

A comparação dos valores de isotópos de oxigênio do último período glacial com os do final do Holoceno em *Trilobatus sacculifer*, espécie com resistência à dissolução moderada à baixa, e em *Pulleniatina obliquiloculata*, espécie mais resistente, demonstrou que o efeito da dissolução foi reduzido durante o UMG (Wu & Berger 1989). Neste sentido, é importante que se faça uma análise de dissolução de carbonato de cálcio em sedimentos onde, tanto no UMG quanto no Holoceno, a AAF não exerça influência. Excluindo-se o efeito da água de fundo, se pode atribuir a variação na dissolução às condições das águas intermediárias e superficiais.

6. Considerações finais

A dissolução do carbonato de cálcio age de forma a enviar os *proxies* paleoceanográficos. Dado que esta não se mantém constante para um determinado local ao longo do tempo, é de fundamental importância quantificar a sua influência nas associações de microfósseis ao longo do tempo para se chegar a reconstruções paleoceanográficas verdadeiramente confiáveis.

A identificação da dissolução de sedimentos carbonáticos não é tarefa simples. A quantificação do processo é um desafio ainda maior. No entanto, o aumento do volume de dados disponíveis e a melhoria das técnicas de análise permitem uma maior precisão nos resultados e correlações mais consistentes. Em caso de pouca ou nenhuma dissolução os resultados serão mais confiáveis, mas em caso de dissolução significativa é preciso considerar o viés introduzido. Ou ainda, se os efeitos e a intensidade da dissolução estiverem bem modelados, é possível utilizá-los como um *proxy* paleoceanográfico em si.

Agradecimentos

Os autores agradecem à FAPERGS (Projeto FAPERGS nº 1982-2551/13-7) e à CAPES pela concessão de bolsa (Processo 88887.091727/2014-01). Agradecem ao Centro de Microscopia e Microanálise da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (CMM-UFRGS) pelas fotomicrografias. Finalmente, os autores agradecem a importante contribuição de dois revisores e dos colegas Adriana Leonhardt, Cristianini Trescastro Bergue, Fernando Erthal, Matias do Nascimento Ritter e Roberto Iannuzzi pelas discussões e ideias agregadas ao trabalho.

Referências

Adelseck C.G. 1978. Dissolution of deep-sea carbonate: preliminary calibration of preservational and morphologic aspects. *Deep-Sea Research*, 25: 1167-1185.

Anand P., Elderfield H., Conte M.H. 2003. Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series. *Paleoceanography*, 18 (2): 1050.

Armstrong H.A., Brasier, M.D. 2005. *Microfossils*. Blackwell Publishing, 296p.

Arrhenius G. 1952. Sediment cores from the East Pacific. *Swedish Deep-Sea Exped. 1947-1948*, 5 (1-3): 228.

Barker S., Cacho I., Benway H.M., Tachikawa K. 2005. Planktonic foraminiferal Mg/Ca as a proxy for past oceanic temperatures: A methodological overview and data compilation for the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 24: 821-834.

Bé A.W.H., Morse J.W., Harrison S.M. 1975. Progressive dissolution and ultrastructural breakdown of planktonic foraminifera. In: Sliter W.V., Be A.W.H., Berger. W.H. (eds.) *Dissolution of Deep-Sea Carbonates*. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publications, 13: 27-55.

Bender M.L., Lorens R.B., Williams D.F. 1975. Na, Mg, Sr in the tests of planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, 21: 448-459.

Berger W.H. 1967. Foraminiferal ooze: solution at depths. *Science*, 156: 383-385.

Berger W.H. 1968. Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. *Deep-Sea Research*, 15, 31-43.

Berger W.H. 1970. Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline. *Marine Geology*, 8: 111-138.

Berger W.H. 1973. Deep-sea carbonates: evidence for a coccolith lysocline. *Deep-Sea Research*, 20 (10): 917-921.

Berger W.H. 1974. Deep-sea sedimentation. In: Burk C.A., Drake C.L. (eds.) *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, New York, 213-241.

Berger W.H. 1978. Deep-sea carbonate: pteropod distribution and the aragonite compensation depth. *Deep-Sea Research*, 25: 447-452.

Berger W.H. 1979. Preservation of foraminifera. In: Lipps J.H., Berger W.H., Buzas M.A., Douglas R.G., Ross C.A. (eds.) *Foraminiferal Ecology and Paleocology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 6: 105-155.

Berger W.H., Killingley J.S. 1977. Glacial-Holocene transition in deep-sea carbonates: selective dissolution and the stable isotope signal. *Science*, 197: 563-566.

Bergue C.T. 2006. A aplicação dos ostracodes (Crustacea) em pesquisas paleoceanográficas e paleoclimáticas. *Terrae Didactica*, 2 (1):54-66.

Berner R.A. 1977. Sedimentation and dissolution of pteropods in the ocean. In: Andersen N.R., Malahoff A. (eds) *The Fate of Fossil Fuel CO₂ in the Oceans*. Plenum Press, New York, 243-260.

Boeckel B., Baumann K.-H. 2004. Distribution of coccoliths in surface sediments of the south-eastern South Atlantic Ocean: ecology, preservation and carbonate contribution. *Marine Micropaleontology* 51: 301-320.

Boltovskoy E., Totah V.I. 1992. Preservation index and preservation potential of some foraminiferal species. *Journal of Foraminiferal Research*, 22 (3): 267-273.

Broecker W.S., Clark E. 2001a. An evaluation of Lohmann's foraminifera weight dissolution index. *Paleoceanography*, 16: 531-534.

Broecker W.S., Clark E. 2001b. Glacial-to-Holocene redistribution of carbonate ion in the deep sea. *Science*, 294: 2152-2154.

Broecker W.S., Peng T.-H. 1982. *Tracers in the Sea*. Palisades, New York, 691p.

Broecker W.S., Takahashi T. 1978. The relationship between lysocline depth and in situ carbonate ion concentration. *Deep-Sea Research*, 25F (1): 65-95.

Brown S.J., 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.

Cockell C., Corfield R., Edwards N., Harris N. 2007. *An introduction to the earth-life system*. Cambridge University Press, Cambridge, 319p.

Conan S.M.-H., Ivanova E.M., Brummer G.-J.A. 2002. Quantifying carbonate dissolution and calibration of foraminiferal dissolution indices in the Somali Basin. *Marine Geology*, 182: 325-349.

de Villiers S. 2005. Foraminiferal shell-weight evidence for sedimentary calcite dissolution above the lysocline. *Deep-Sea Research I*, 52: 671-380.

Dittert N., Baumann K.-H., Bickert T., Henrich R., Huber R., Kinkel H., Meggers H. 1999. Carbonate Dissolution in the Deep-Sea: Methods, Quantification and Paleoceanographic Application. In: Fischer G., Wefer G. (eds.) *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin, 255-284p.

Eggs S., De Deckker P., Marshall J. 2003. Mg/Ca variation in planktonic Foraminifera tests: Implications for reconstructing palaeo-seawater temperature and habitat migration. *Earth and Planetary Science Letters*, 212 (3-4): 291-306.

Eggs S., Sadokov A.Y., De Deckker P. 2004. Modulation and daily banding of Mg/Ca in *Orbulina universa* tests by symbiont photosynthesis and respiration: A complication for seawater thermometry? *Earth and Planetary Science Letters*, 225: 411-419.

Elderfield H. 2002. Carbonate Mysteries. *Science*, 296: 1618-1621.

Elderfield H., Bertram C.J., Erez J. 1996. A biomineralization model for the incorporation of trace elements into foraminiferal calcium carbonate. *Earth and Planetary Science Letters*, 142: 409-423.

Elderfield H., Vautravers M., Cooper M. 2002. The relationship between shell size and Mg/Ca, Sr/Ca, $\delta^{18}\text{O}$, and $\delta^{13}\text{C}$ of species of planktonic foraminifera. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3 (8): 1052.

Erez J. 2003. The source of ions for biomineralization in foraminifera and their implications for paleoceanographic proxies. In: Dove P.M., Yoreo J.J.D., Weiner S. (eds.) *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Volume 54: Biomineralization, 115-149p.

Frenz M., Baumann K.-H., Boeckel B. Höppner R., Henrich R. 2005. Quantification of Foraminifer and Coccolith Carbonate in South Atlantic Surface Sediments by Means of Carbonate Grain-Size Distributions. *Journal of Sedimentary Research*, 75 (3): 464-475.

- Frenz M., Henrich R. 2007. Carbonate dissolution revealed by silt grain-size distribution: comparison of Holocene and Last Glacial Maximum sediments from the pelagic South Atlantic. *Sedimentology*, 54: 391-404.
- Gerhardt S., Henrich R. 2001. Shell preservation of *Limacina inyata* (Pteropoda) in surface sediments from the Central and South Atlantic Ocean: a new proxy to determine the aragonite saturation state of water masses. *Deep-Sea Research I*, 48: 2051-2071.
- Gibbs S.J., Shackleton N.J., Young J.R. 2004. Identification of dissolution patterns in nanofossil assemblages: A high-resolution comparison of synchronous records from Ceara Rise, ODP Leg 154. *Paleoceanography*, 19, PA1029.
- Hansen H.J. 1999. Shell construction in modern calcareous Foraminifera. In: Gupta B.K.S. (ed.) *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, London, 57-70.
- Hathorne E.C., Alard O., James R.H., Rogers N.W. 2003. Determination of intratest variability of trace elements in foraminifera by laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4 (12): 8408.
- Hay W.W. 1970. Calcium Carbonate Compensation. In: Bader R.G., Gerard R.D., Benson W.E., Bolli H.M., Hay W.W., Rothwell Jr. W.T., Ruef M.H., Riedel W.R., Sayles F.L. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, US Government Printing Office, 4: 672.
- Hemleben Ch., Spindler M., Anderson O.R. 1989. *Modern planktonic foraminifera*. Springer-Verlag, New York, 363p.
- Hönisch B., Hemming N.G. 2004. Ground-truthing the boron isotope-paleo-pH proxy in planktonic foraminifera shells: Partial dissolution and shell size effects. *Paleoceanography*, 19: PA4010.
- Hsü K.J., Andrews J.E. 1970. Lithology. In: Bader R.G. (ed.) *Initial Reports Deep Sea Drilling Project 3*. US Govt Printing Office, Washington DC, 445-453.
- Hutson W.H. 1980. The Agulhas Current during the Late Pleistocene: Analysis of modern faunal analogs. *Science*, 207: 64-66.
- Johnstone H.J.M., Schulz M., Barker S., Elderfield H. 2010. Inside story: An X-ray computed tomography method for assessing dissolution in the tests of planktonic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 77: 58-70.
- Jonkers L., Buse B., Brummer G.-J.A., Hall I.R. 2016. Chamber formation leads to Mg/Ca banding in the planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma*. *Earth and Planetary Science Letters*, 451: 177-184.
- Keigwin L.D. 1976. Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography of the Panama Basin. *Micropaleontology*, 22: 419-422.
- Kennett J.P. 1966. Foraminiferal Evidence of a Shallow Calcium Carbonate Solution Boundary, Ross Sea, Antarctica. *Science*, 153: 191-193.
- Kim S.-T., O'Neil J.R. 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 3461-3475.
- Kimoto K., Takaoka H., Oda M., Ikehara M., Matsuoka H., Okada M., Oba T., Taira A. 2003. Carbonate dissolution and planktonic foraminiferal assemblages observed in three piston cores collected above the lysocline in the western equatorial Pacific. *Marine Micropaleontology*, 47: 227-251.
- Le J., Shackleton N.J. 1992. Carbonate Dissolution Fluctuations in the Western Equatorial Pacific During the Late Quaternary. *Paleoceanography*, 7: 21-42.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20: PA1003.
- Lohmann G.P. 1995. A model for variation in the chemistry of planktonic foraminifera due to secondary calcification and selective dissolution. *Paleoceanography*, 10: 445-457.
- Malmgren B.A. 1983. Ranking of dissolution susceptibility of planktonic foraminifera at high latitudes of the South Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 8: 183-191.
- Malmgren B.A., Nordlund U. 1997. Application of Artificial Neural Networks to Paleocyanographic Data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 136: 359-373.
- Murray J.W. 1989. Syndepositional Dissolution of Calcareous Foraminifera in Modern Shallow-water Sediments. *Marine Micropaleontology*, 15: 117-121.
- Nouet J., Bassinot F. 2007. Dissolution effects on the crystallography and Mg/Ca content of planktonic foraminifera *Globorotalia tumida* (Rotaliina) revealed by X-ray diffractometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8 (10): Q10007.
- Nürnberg D. 1995. Magnesium in tests of *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral from high northern and southern latitudes. *Journal of Foraminiferal Research*, 25 (4): 350-368.
- Nürnberg D., Bijma J., Hemleben C. 1996. Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 (5): 803-814.
- Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 (5): 803-814. Faunal and solution patterns of planktonic Foraminifera in surface sediments of the South Pacific. *Deep-Sea Research*, 18: 73-107.
- Passlow V. 1997. Quaternary ostracods as paleoceanographic indicators: a case study off southern Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131: 315-325.
- Paull C.K., Hills S.J., Thierstein H.R. 1988. Progressive dissolution of fine carbonate particles in pelagic sediments. *Marine Geology*, 81: 27-40.
- Penrose N. 1982. Biogenic sediments. In: Kennet, J. (Ed.) *Marine geology*. Prentice-Hall, 454-503.
- Peterson L.C., Prell W.L. 1985. Carbonate dissolution in recent sediments of the eastern equatorial Indian Ocean: preservation patterns and carbonate loss above the lysocline. *Marine Geology*, 64: 259-290.
- Phleger F.B., Parker F.L., Peirson J. F. 1953. North Atlantic Foraminifera. *Swedish Deep-Sea Exped. 1947-1948*, 7 (1): 1-122.
- Regenberg M., Schröder J.F., Jonas A.-S., Woop C., Gorski L. 2013. Weight loss and elimination of planktonic foraminiferal tests in a dissolution experiment. *Journal of Foraminiferal Research*, 43 (4): 406-414.
- Rosenthal Y., Boyle E.A. 1993. Factors controlling the fluoride content of planktonic foraminifera: An evaluation of its paleoceanographic applicability. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 335-346.
- Roth P.H., Coulbourn W.T. 1982. Floral and solution patterns of coccoliths in surface sediments of the North Pacific. *Marine Micropaleontology*, 7: 1-52.
- Ruddiman W.F., Heezen B.C. 1967. Differential solution of Planktonic Foraminifera. *Deep-Sea Research*, 14: 801-808.
- Russell A.D., Emerson S., Nelson B.K., Erez J., Lea D.W. 1994. Uranium in foraminiferal calcite as a recorder of seawater uranium concentrations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 (2): 671-681.
- Sadekov A.Y., Eggins S.M., De Deckker P. 2005. Characterization of Mg/Ca distributions in planktonic foraminifera species by electron microprobe mapping. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6: Q12P06.
- Sanyal, A., Nugent, M., Reeder, R.J., Bijma, J. 2000. Seawater pH control on the boron isotopic composition of calcite: Evidence from inorganic calcite precipitation experiments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64 (9): 1551-1555.
- Schott W. 1935. Die Foraminiferen in dem äquatorialen Teil des Atlantischen Ozeans. *Dt. Atlant. Exped. Meteor 1925-1927*, 3 (3B): 43-134.
- Schweitzer P.N., Lohmann G.P. 1991. Ontogeny and habitat of modern menardiiform planktonic foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 21 (4): 332-436.
- Shackleton N.J., Le J., Mix A., Hall M.A. 1992. Carbon isotope records from pacific surface waters and atmospheric carbon dioxide. *Quaternary Science Reviews*, 11 (4): 387-400.
- Stoll H.M., Encinar J.R., Alonso J.I.G., Rosenthal Y., Probert I.,

- Klaas C. 2001. A first look at paleotemperature prospects from Mg in coccolith carbonate: cleaning techniques and culture measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2: 2000GC000144.
- Takahashi T., Broecker W.S., Bainbridge A.E., Weiss R.F. 1980. Carbonate Chemistry of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans: The Results of the GEOSECS Expeditions, 1972-1978. Technical Report No. 1, CV-1-80.
- Thunell R.C. 1976. Optimum indices of calcium carbonate dissolution in deep-sea sediments. *Geology*, 4: 525-528.
- Thunell R.C., Honjo S. 1981. Calcite Dissolution and the Modification of Planktonic Foraminiferal Assemblages. *Marine Micropaleontology*, 6: 169-182.
- Vincent E., Berger W.H. 1981. Planktonic foraminifera and their use in paleoceanography. In: Emiliani C. (ed.) *The Sea*. Wiley-Interscience, New York, 1025-1119p.
- Wright J., Colling A., Bearman G. 1995. *Seawater: Its composition, properties and behavior*. The Open University, Oxford, 168p.
- Wu G., Berger W.H. 1989. Planktonic foraminifera: Differential dissolution and the Quaternary stable isotope Record in the west equatorial Pacific. *Paleoceanography*, 4 (2): 181-198.
- Zeebe R.E., Wolf-Gladrow D. 2001. *CO₂ in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes*. Elsevier Oceanography Series, Amsterdam, 346p.

Recebido 19 de abril de 2016
Aceito 01 de setembro de 2016

ESTADO DA ARTE (COMPLEMENTO)

Existem várias formas de se identificar variações no estado de preservação do carbonato de cálcio, como discutido no Capítulo 2. Assim, compete destacar a razão entre foraminíferos planctônicos e bentônicos (P/B), pois nesta tese é discutida a validade deste indicador. Este critério é amplamente utilizado na literatura científica, e aqui destaco dois estudos que utilizam a razão P/B como indicador de dissolução (Toledo *et al.*, 2008; Nguyen & Speijer, 2014). Toledo *et al.* (2008) observaram que as menores taxas de preservação, baseadas em fragmentação de foraminíferos, não coincidem com as maiores proporções de foraminíferos bentônicos. Nguyen & Speijer (2014) também utilizaram a razão P/B para identificar dissolução, mas consideraram que este índice deveria ser combinado com outros indicadores, pois os foraminíferos bentônicos respondem principalmente a variações no fluxo de carbono orgânico no sedimento e do nível do mar.

Os índices mais confiáveis parecem ser aqueles baseados em uma avaliação qualitativa de graus de dissolução em uma mesma espécie, pois assim é descartada a condição ambiental que determina a abundância de determinados grupos ou espécies. Neste sentido, se destaca o índice de dissolução de *Globigerina bulloides* (BDX, Dittert *et al.*, 1999; Dittert & Henrich, 2000), replicado em vários estudos (Volbers & Henrich 2002a, 2002b; Henrich *et al.*, 2003), que avalia seis estágios de dissolução na carapaça desta espécie. Baseado no BDX foi identificada uma lisoclina em menores profundidades durante o Último Máximo Glacial (UMG), com ausência da assimetria leste-oeste no Atlântico Sul (Volbers & Henrich 2004), diferentemente da configuração do Holoceno, onde a porção leste do Atlântico tem maior preservação de carbonato de cálcio em relação à margem oeste (e.g. Frenz & Henrich, 2007).

Voigt *et al.* (2016) observaram variações na preservação pelo BDX durante o Holoceno no cânion Mar del Plata, sudoeste do Atlântico Sul. Os maiores teores de dissolução foram associados à influência da Água Antártica de Fundo (AAF) e da Água Circumpolar Superior (ACS), onde foi identificado um aprofundamento da

interface AAF/ACS com a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) durante o Holoceno médio ao tardio (Voigt *et al.*, 2016).

Gonzales *et al.* (2017), também avaliaram qualitativamente a dissolução por meio de um índice baseado em graus de preservação de *Hoeglundina elegans* (HelP index), sendo identificados cinco estágios de preservação desta espécie. O estudo também demonstrou uma eficiência na análise quantitativa com a presença ou ausência de *H. elegans*, uma vez que esta espécie é composta de aragonita e tem solubilidade destacada em relação a outros foraminíferos. Baseado no índice HelP, as maiores taxas de dissolução foram observadas em períodos glaciais devido ao maior aporte de águas provenientes do sul (Gonzales *et al.*, 2017).

Outro aspecto aqui abordado é como a fauna de foraminíferos planctônicos encontrada no sedimento pode ser diferente daquela encontrada na coluna d'água, ou seja, fidelidade quantitativa de foraminíferos planctônicos. Bé *et al.* (1985) observaram a redução de espécies de parede fina no sedimento, como *Globorotalia theyeri* e *Globigerinoides ruber*, e uma preservação seletiva de *Neogloboquadrina dutertrei* na Bacia do Panamá (leste do Pacífico equatorial). Abrantes *et al.* (2002) compararam as abundâncias de microorganismos (calcários e silicosos) em redes de plâncton e sedimento de fundo na Bacia Canárias (leste do Atlântico Norte), observando um aumento nas taxas de acumulação de coccolitoforídeos e foraminíferos planctônicos no sedimento, atribuindo ao retrabalhamento ou a maiores taxas de produção no passado, sem considerar a possibilidade da dissolução. Bárcena *et al.* (2004) também compararam a fauna de vários grupos (dentre eles, os foraminíferos planctônicos) presentes no plâncton e no sedimento de fundo, atribuindo as diferenças a variações interanuais de produtividade oceânica.

Por outro lado, a comparação entre dados de plâncton e de sedimento de fundo às vezes se limita aos dados isotópicos (oxigênio), onde se observa valores mais pesados nos foraminíferos provenientes do sedimento do que os valores medidos em foraminíferos de amostras de plâncton (Mortyn & Charles, 2003; Venancio *et al.*, 2017). Portanto, são raros os trabalhos desta natureza, delimitados à uma única bacia, focados em determinar quais são as espécies de foraminíferos mais resistentes e quais são as mais solúveis, como destacado no Capítulo 2 (Petró *et al.*, 2016).

Referências

- Abrantes, F., Meggers, H. Navea, S., Bollman, J., Palma, S., Sprengel, C., Henderiks, J., Spies, A., Salgueiro, E., Moita, T., Neuer, S. 2002. Fluxes of micro-organisms along a productivity gradient in the Canary Islands region (29°N): implications for paleoreconstructions. *Deep-Sea Research II*, 49 (17): 3599-3629, doi: 10.1016/S0967-0645(02)00100-5.
- Bárcena, M.A., Flores, J.A., Sierro, F.J., Pérez-Folgado, M., Fabres, J., Calafat, A., Canals, M. 2004. Planktonic response to main oceanographic changes in the Alboran Sea (Western Mediterranean) as documented in sediment traps and surface sediments. *Marine Micropaleontology*, 53 (2-3) 423– 445, doi: 10.1016/j.marmicro.2004.09.009.
- Bé, A.W.H., Bishop, J.K.B., Sverdløve, M.S., Gardner, W.D. 1985. Standing stock, vertical distribution and flux of planktonic foraminifera in the Panama Basin. *Marine Micropaleontology*, 9 (4): 307-333, doi: 10.1016/0377-8398(85)90002-7.
- Ditert, N., Baumann, K.H., Bickert, T., Henrich, R., Huber, R., Kinkel, H., Meggers, H., Müller, P.J. 1999. Carbonate dissolution in the deep-sea: Methods, quantification and paleoceanographic application. In: Fischer G, Wefer G (eds.), *Use of proxies in paleoceanography*. Springer, Berlin, p. 255-284.
- Ditert, N., Henrich, R. 2000. Carbonate dissolution in the South Atlantic Ocean: evidence from ultrastructure breakdown in *Globigerina bulloides*. *Deep-Sea Research I*, 47 (4): 603-620, doi: 10.1016/S0967-0637(99)00069-2.
- Frenz, M., Henrich, R. 2007. Carbonate dissolution revealed by silt grain-size distribution: comparison of Holocene and Last Glacial Maximum sediments from the pelagic South Atlantic. *Sedimentology*, 54 (2): 391-404, doi: 10.1111/j.1365-3091.2006.00841.x.
- Gonzales, M.V., de Almeida, F.K., Costa, K.B, Santarosa, A.C.A., Camillo Jr., E., Quadros, J.P., Toledo, F.A.L. 2017. HelP index: *Hoeglundina elegans* preservation index for marine sediments in the western South Atlantic. *Journal of Foraminiferal Research*, 47 (1): 56-69, doi: 10.2113/gsjfr.47.1.56.
- Henrich, R., Baumann, K.-H., Gerhardt, S., Gröger M., Volbers, A. 2003. Carbonate preservation in deep and intermediate water masses in the South Atlantic: evaluation and geological record (a review). In: Wefer, G., Mulitza, S., Ratmeyer, V. (eds.), *The South Atlantic in the late Quaternary: reconstruction of*

- material budgets and current systems. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York Tokyo, p. 645-670.
- Mortyn, P.G., Charles C.D. 2003. Planktonic foraminiferal depth habitat and $\delta^{18}\text{O}$ calibrations: Plankton tow results from the Atlantic sector of the Southern ocean. *Paleoceanography*, 18 (2): 1037, doi: 10.1029/2001PA000637.
- Nguyen, T.M.H., Speijer, R.P. 2014. A new procedure to assess dissolution based on experiments on Pliocene–Quaternary foraminifera (ODP Leg 160, Eratosthenes Seamount, Eastern Mediterranean). *Marine Micropaleontology*, 106: 22-39, doi: 10.1016/j.marmicro.2013.11.004.
- Petró, S.M., Pivel, M.A.G., Coimbra, J.C. 2016. Implicações da dissolução de carbonato de cálcio pelágico em reconstruções paleoceanográficas do Quaternário. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 7 (1-2): 14-25, doi: 10.5380/abequa.v7i1-2.46419.
- Toledo, F.A.L., Costa, K.B., Pivel, M.A.G., Campos, E.J.D., 2008, Tracing past circulation changes in the western South Atlantic based on planktonic foraminífera. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 11 (3): 169-178, doi: 10.4072/rbp.2008.3.03.
- Venancio, I.M., Belem, A.L., Santos, T.P., Lessa, D.O., Albuquerque, A.L.S., Mulitza, S., Schulz, M., Kucera, M. 2017. Calcification depths of planktonic foraminifera from the southwestern Atlantic derived from oxygen isotope analyses of sediment trap material. *Marine Micropaleontology*, 136: 37-50, doi: 10.1016/j.marmicro.2017.08.006.
- Voigt, I., Chiessi, C.M., Piola, A.R., Henrich, R. 2016. Holocene changes in Antarctic Intermediate Water flow strength in the Southwest Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 463: 60-67, doi: 10.1016/j.palaeo.2016.09.018.
- Volbers, A., Henrich, R. 2002a. Late Quaternary Variations in calcium carbonate preservation of deep-sea sediments in the northern Cape Basin: Results from a multiproxy approach. *Marine Geology*, 180 (1-4): 203-220, doi: 10.1016/S0025-3227(01)00214-6.
- Volbers, A., Henrich, R. 2002b. Present water mass calcium carbonate corrosiveness in the eastern South Atlantic inferred from ultrastructural breakdown of *Globigerina bulloides* in surface sediments. *Marine Geology*, 186 (3-4): 471-486, doi: 10.1016/S0025-3227(02)00333-X.

Volbers, A.N.A., Henrich, R. 2004. Calcium carbonate corrosiveness in the South Atlantic during the Last Glacial Maximum as inferred from changes in the preservation of *Globigerina bulloides*: A proxy to determine deep-water circulation patterns? *Marine Geology*, 204 (1-2): 43-57, doi: 10.1016/S0025-3227(03)00372-4.

**SURVIVING IN THE WATER COLUMN: DEFINING THE TAPHONOMICALLY
ACTIVE ZONE IN PELAGIC SYSTEMS**

Autores: Sandro Monticelli Petró, Matias do Nascimento Ritter, María Alejandra

Gómez Pivel, João Carlos Coimbra

Artigo aceito

Revista: Palaios

Qualis da CAPES (Geociências): B1

Data da submissão: 13/04/2017

Data do aceite: 31/01/2018

17-032 Receipt of New Paper by PALAIOS

Entrada x



palaios.editor@gmail.com

13/04/2017



para sandro.m.petro, mnritter, maria.pivel, joao.coimbra, sandro.petro

Dear Dr. Petró,

This e-mail is to let you know that on 13th Apr 2017 we received the submission of a manuscript to PALAIOS entitled "EXTENDING THE TAPHONOMICALLY ACTIVE ZONE TO PELAGIC ORGANISMS: TAPHONOMIC BIAS AS PALEOCEANOGRAPHIC PROXIES" coauthored by yourself, Sandro Petró, Matias Ritter, María Pivel, and João Coimbra. Your manuscript has been assigned the following paper identification number: 17-032.

Either Thomas Olszewski or M. Gabriela Mangano, PALAIOS Coeditors, will assign an Associate Editor (AE) to your manuscript, and the AE will choose two reviewers for your manuscript. The review process normally takes from 2-3 months, depending on how quickly the reviewers read your manuscript and return their reviews. Please be assured that we do all we can to keep the peer-review process on track!

You may check on the status of this manuscript by selecting the "Check Manuscript Status" link under the following URL:

<http://sepm-palaios.allentrack.net/cgi-bin/main.plex?>

(Press/Click on the above link to be automatically sent to the web page.)

Please e-mail or call with any questions you may have about this process.

Thank you for your interest in PALAIOS!

Sincerely yours,

Thomas Olszewski and M. Gabriela Mangano, Coeditors

This email was generated by AllenTrack, the PALAIOS electronic manuscript website host. If there are errors, or if attachments do not come through, please email the PALAIOS office (palaios.editor@gmail.com) for help. Thank you!

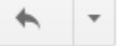
Revised MS 17-032R3 accepted for PALAIOS

Entrada x



palaios.editor@gmail.com

31/01/2018 ☆



para sandro.m.petro, sandro.petro ▾

Dear Dr. Petró:

I am pleased to inform you that your manuscript "SURVIVING IN THE WATER COLUMN: DEFINING THE TAPHONOMICALLY ACTIVE ZONE IN PELAGIC SYSTEMS" is now accepted for publication in PALAIOS.

We have the final version of your electronic files on AllenTrack. If there are problems with any of these files, we will e-mail you immediately to get new versions.

The technical editor will now edit your manuscript and will forward any queries she may have. Please respond to the queries in an e-mail to the PALAIOS editorial office. After receiving your responses and any figures that need revision, we will format your manuscript for submission to the printers. You will receive pdf proofs of your paper about a month after the issue has been sent to the printers.

It is very important that you inform us if you will be out of e-mail contact for travel during the next six weeks, so we can keep the journal on schedule for production.

Please consider joining SEPM, if you are not already a member. Members enjoy many benefits, including providing support for our journal. Visit the SEPM website for more information: <http://www.sepm.org/membership/membership.htm>

Thank you again, and we are very pleased to have your manuscript published in PALAIOS!

Very truly yours,

Coeditor
PALAIOS

PALAIOS Editorial Office
M. Gabriela Mangano and Martin Zuschin, Coeditors
Kathleen Huber, Managing Editor
palaios.editor@gmail.com

Online manuscript submission: <http://sepm-palaios.allentrack.net/>

This email was generated by AllenTrack, the PALAIOS electronic manuscript website host. If there are errors, or if attachments do not come through, please email the PALAIOS office (palaios.editor@gmail.com) for help. Thank you!

**SURVIVING IN THE WATER COLUMN: DEFINING THE TAPHONOMICALLY
ACTIVE ZONE IN PELAGIC SYSTEMS**

SANDRO MONTICELLI PETRÓ^{1,*}, MATIAS DO NASCIMENTO RITTER¹, MARÍA
ALEJANDRA GÓMEZ PIVEL² and JOÃO CARLOS COIMBRA²

¹*Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, CEP 91.501-970, C.P. 15001, Porto
Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil (ORCID: 0000-0001-8452-9689, ORCID: 0000-
0001-8150-4443)*

²*Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, CEP 91.501-970, C.P. 15001, Porto
Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil (ORCID: 0000-0003-3226-8047, ORCID: 0000-
0002-8980-6531)*

**Corresponding author: e-mail: sandro.m.petro@gmail.com*

RRH: TAZ FOR PELAGIC MICROFOSSILS

LRH: PETRÓ ET AL.

Keywords: Dissolution, lysocline, microfossils, planktonic organisms, taphonomy.

ABSTRACT

The dynamic physical interval where postmortem alteration of biological remains takes place is widely known as the taphonomically active zone (TAZ). In benthic systems, the TAZ is conventionally considered to be delimited by an upper boundary at the sediment-water interface and a lower boundary corresponding roughly to the deepest sediment layer influenced by bioturbation. However, this definition was developed in the context of marine or continental environments inhabited by benthic fauna and disregards the modifications that pelagic remains undergo while sinking through the water column. Indeed, long before the skeletal remains of planktonic organisms reach the sediment-water interface, they may suffer significant

taphonomic damage, primarily due to dissolution. The magnitude of dissolution depends on the composition of the skeletal remains, seawater properties, and the nature and intensity of biological processes in the water column. In open ocean environments, siliceous remains (e.g., diatoms, radiolarians) suffer enhanced dissolution in the upper water column, where seawater is undersaturated in silica, whereas pelagic carbonate remains (e.g., foraminifers, coccolithophores) experience higher dissolution below the lysocline (the depth where there is a sharp increase in dissolution rate) until they reach the carbonate compensation depth (CCD), where dissolution is complete. Therefore, we argue that the TAZ concept for pelagic organisms should be extended to include the water column through which they settle after death. Furthermore, the extent of taphonomic damage of pelagic microfossils can be used as a potential proxy for past changes in seawater chemistry and circulation related to oceanographic conditions.

INTRODUCTION

Although studies about dissolution are very widespread in the paleoceanographic literature, they are not clearly linked with modern taphonomic concepts despite being evidently closely related. For instance, the effect that dissolution has on planktonic microfossils as they sink through the water column is well known (e.g., Berger 1974; Berelson et al. 2007), yet most marine taphonomy studies have concentrated on processes affecting macrobenthos at the sediment-water interface (upper boundary of the taphonomically active zone, TAZ; Martin 1999). For planktonic microfossils, it is necessary to extend the concept of the TAZ to the entire water column, defined here as the *pelagic TAZ*.

Ocean microfossils consist of hard parts of phytoplankton (i.e., diatoms, coccolithophores, silicoflagellates) and zooplankton (i.e., foraminifers, pteropods, heteropods, radiolarians, heliozoans, acantharians) that make their shells and skeletons primarily out of calcium carbonate and opaline silica. After death, these organisms' shells and skeletons settle to the seafloor where they can accumulate as biogenic sediments (Kennett 1982). Once settled, they can experience considerable taphonomic damage, particularly in the upper part of the sediment column where reworking takes place by physical and biological processes (Davies et al. 1989; Olszewski 2004).

The extent of damage experienced in the upper centimeters of the sediment column is strongly dependent upon the rates of sedimentation and skeletal disintegration, which determine the magnitude of time averaging undergone by fossil assemblages (Tomašových et al. 2014). Biological remains may finally leave this physically dynamic interval, known as the TAZ (Davies et al. 1989; Olszewski 1999, 2004), either by being completely destroyed or after reaching the depth of final burial (DFB, Olszewski 1999, 2004), where they become part of the fossil record (Fig. 1). Below the DFB, organic remains are beyond the reach of further physical and biogenic reworking associated with the depositional environment and further disintegration is restricted to the realm of late diagenesis, which is determined by subsurface conditions that are not a reflection of those at or near the surface.

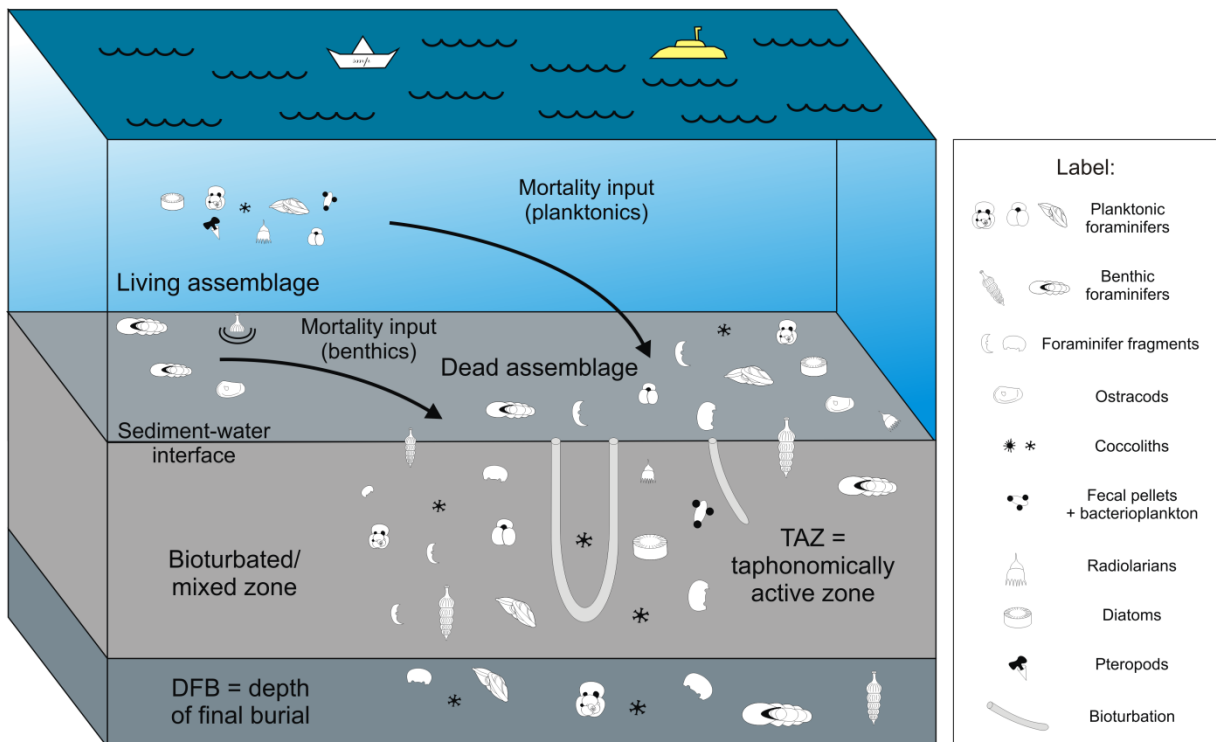


FIG. 1.—Schematic diagram of the benthic taphonomically active zone (TAZ), where most postmortem alteration takes place. It is delimited by the sediment-water interface on top and the depth of final burial (DFB) on bottom (not to scale).

The standard definition of the TAZ, delimited by the sediment-water interface and the depth where bioturbation effectively ceases to occur (Kidwell and Bosence 1991; Olszewski 1999; Fig. 1), is primarily derived from studies of marine macrobenthic organisms. Most research explicitly applying taphonomic concepts to

planktonic microfossils have focused on them only after they have already settled and become incorporated into the sediment mixed layer, for example, to understand how diagenesis influences planktonic foraminiferal radiocarbon ages (Wycech et al. 2016). The concept of the benthic TAZ, however, does not inherently include postmortem modification of pelagic organisms while they are settling through the water column before they are deposited. As planktonic microfossils are also prone to taphonomic alteration in the water column, we advocate the need to extend the classical benthic TAZ concept to include the water column when dealing with pelagic organisms.

DISSOLUTION IN THE WATER COLUMN

Physico-Chemical Dissolution

The distribution of calcareous and siliceous oozes in marine environments is controlled by the supply of biogenic material, dilution by terrigenous sediments, diagenetic alteration without loss (e.g., recrystallization, overgrowth), and dissolution, which can occur both within the sediment and within the water column. The last factor is of utmost importance, since a significant proportion of biogenic sediment is prone to dissolution while sinking through the water column as well as at the seabed (Kennett 1982). Dissolution of siliceous remains is more intense in the upper parts of the oceanic water column, since their solubility tends to decrease proportionately with water depth as temperature decreases. Conversely, the dissolution of calcareous microfossils intensifies as water depth increases and temperature decreases (Fig. 2) (Berger 1974). Thus, it is estimated that as much as 20–40% of the calcium carbonate produced along continental slopes is dissolved, whereas in deep sea environments this proportion reaches 50–55% (Milliman 1993; Berelson et al. 2007). For marine biogenic silica, it is estimated that only a small fraction (~3%) of what is produced in the upper layers of the water column ultimately escapes dissolution to become part of the sedimentary record (Tréguer et al. 1995; Tréguer and De La Rocha 2013).

The basic principle of solubility is that to reach a steady-state condition, solution and solute must be in physico-chemical equilibrium. When the solution is supersaturated (or undersaturated), mineral precipitation (or dissolution) can take place. Solubility depends on temperature, although pressure also plays a secondary,

although not negligible, role. Thus, the preservation of pelagic organisms with hard parts made of biogenic silica (opal) or calcium carbonate is controlled by the physico-chemical properties of the ocean. Specifically, the preservation of pelagic calcium carbonate is directly controlled by the amount of CO_2 dissolved in seawater, which is indirectly affected by temperature, pressure (depth), pH, and the carbonate ion concentration (Fig. 3). In turn, the volume of CO_2 dissolved in seawater is controlled by CO_2 exchange at the ocean/atmosphere interface, chemical and biological processes, advection, and turbulence. Given the increase in the solubility of gases under decreasing temperatures and salinities and growing pressure, deep, cold water masses tend to be enriched in CO_2 , and are thus more prone to cause carbonate dissolution.

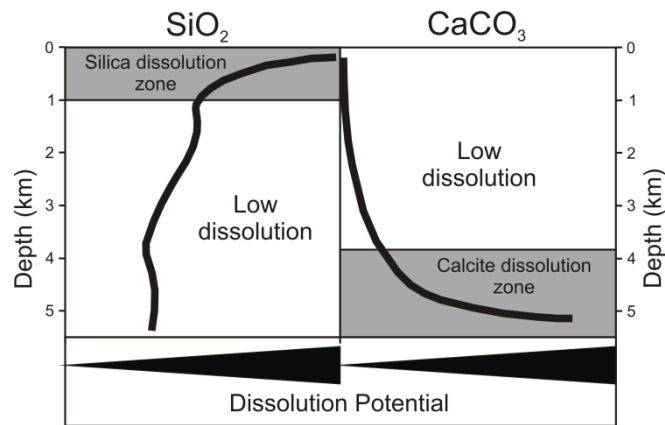


FIG. 2.—The relationship between dissolution and water depth for calcareous and siliceous microfossils (adapted from Berger 1974).

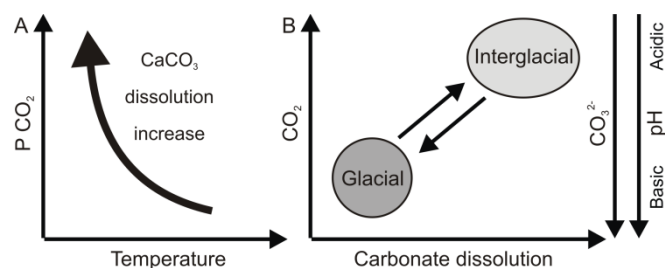


FIG. 3.—Carbonate dissolution and its relation to chemical, physical, and climate variables. **A)** The increase in carbonate dissolution rates with respect to CO_2 pressure and temperature. **B)** The relation between climate changes (interglacial and glacial cycles) and dissolution, CO_2 , CO_3^{2-} , and pH in surface waters. Adapted from Petró et al. (2016).

Chemical oceanographers account for the potential rates of CaCO_3 dissolution by relating the carbonate ion concentration of the mineral (solute) and seawater (solvent) (Broecker and Takahashi 1978), as follows: $\Delta[\text{CO}_3^{2-}] = [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{seawater}} - [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{calcite/aragonite}}$. When the $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ values are positive (supersaturation of the solute), precipitation plays a significant role, whereas a negative value (undersaturation) implies dissolution. The depth where $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ values are neutral can be interpreted as the lysocline, the depth of maximum change in the dissolution index according to Berger (1968), that is, the boundary between well-preserved and poorly-preserved planktonic foraminifera and coccolith assemblages (Fig. 4). This horizon had been previously identified (although not by the name lysocline) by Peterson (1966) in the Central Pacific, based on the observation that dissolution increased below a given depth coinciding with the border between carbonate-rich and carbonate-poor sediments. The lysocline cannot be identified solely based on the calcium carbonate content of sediments because of the variable contribution of terrigenous material, but it can be detected by the relative enrichment of dissolution-resistant species (Berger 1970).

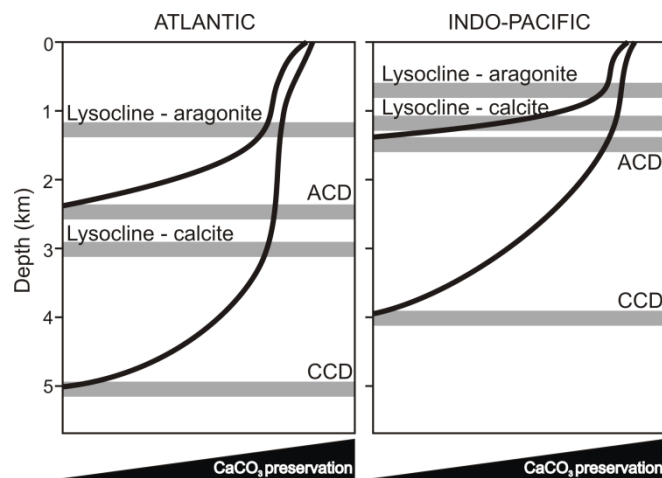


FIG. 4.—Definition of calcium carbonate (calcite and aragonite) dissolution horizons based on CaCO_3 preservation within the sediments in low latitudes in the Atlantic and Indo-Pacific Oceans (ACD – aragonite compensation depth; CCD - calcite compensation depth) (modified from Berger 1970).

The lysocline is more clearly defined in low and mid-latitudes, where there is a sharp increase in dissolution, unlike high latitudes and marginal seas where dissolution tends to increase more gradually (Berger 1970; Henrich et al. 2004).

Milliman (1975) concluded that the lysocline is the depth where the water is only 50% saturated, resulting in a rapid increase in the rate of dissolution. Alternatively, Adelseck (1978) defined the lysocline as the depth at which planktonic foraminiferal tests have lost 80% of their weight. Under both definitions, significant dissolution takes place even above the lysocline, i.e., supra-lysoclinal dissolution (Jahnke et al. 1994; Freiwald 1995; Conan et al. 2002).

Different lysoclines may be identified for different mineral phases. The aragonite lysocline, for instance, refers to the depth horizon where the dissolution of pteropods, whose shells are made of aragonite, intensifies. However, the term lysocline is most often used when referring to calcite, since this is the most abundant mineral in pelagic sediments. Given that different organisms are differently prone to dissolution, it is possible to define a particular lysocline for each type, such as the coccolith- and foraminifer-lysoclines, the former being deeper than the latter (Berger 1973; Honjo and Erez 1978) (Fig. 4).

In addition to lysoclines, which are defined by saturation level and rate of dissolution, compensation depths are defined by the deepest occurrence of a particular mineral phase. The aragonite compensation depth (ACD) is the deepest level where shells composed of aragonite, such as pteropods, occur (Berger 1978) (Fig. 4). Due to differences in supply and dissolution of calcium carbonate from one region to another, the compensation depth occurs at different depths in each ocean. On average, the ACD is 1.5 km deep in low latitudes, ranging from 2 to 3 km in the Atlantic and between 0.5 and 1.5 km in the Indian and Pacific Oceans. It becomes shallower at high latitudes and close to the continental slope.

Likewise, the calcite compensation depth (CCD) may be defined either as the depth at which all calcite is dissolved (Murray and Renard 1891) or the depth above which calcite-rich sediments accumulate and below which calcite-free sediments accumulate (Bramlette 1961) (Fig. 4). The CCD varies from 3.5 to 4.5 km in the Pacific and Indian Oceans, and around 5 km in the Atlantic (Bickert 2009). Similar to the lysocline, the CCD tends to be shallower in coastal areas, due to increased CO₂ from biological activity (Parker and Berger 1971). Milliman (1975) suggested that surface productivity, the contribution of terrigenous sediments, and background currents can all influence the depth of the CCD locally. Despite sharing many similarities, the lysocline and CCD are not entirely parallel – as they undergo local variations (Parker and Berger 1971), the zone between them ranges between 800 and 900 m (Dittert et al. 1999).

For siliceous planktonic organisms to precipitate skeletons, the availability of ortho-silicic acid (H_4SiO_4) is essential, a condition characteristic of high latitudes and upwelling areas. In other regions, the upper ocean mixed layer is where dissolution of biogenic silica is stronger. Less than 3% of the living diatom assemblage is preserved in the fossil record (Nelson et al. 1995). In many systems, at least 50% of the biogenic silica produced by diatoms dissolves within the euphotic zone, the upper 50-100 m of the oceanic water column (Nelson et al. 1995; Van Cappellen et al. 2002).

Dissolution is a physico-chemical process, thus, the chemical composition of microfossils and their surrounding environment is the main regulator of this process. Structural incorporation of aluminum, whether during biomineralization or after death of the organism, decreases the reactivity and solubility of biogenic opal (Dixit et al. 2001). Faster rates of biogenic silica dissolution in ocean surface waters than in deep-sea sediments occur in frustules and skeletons with a lower Al/Si ratio (Dixit et al. 2001; Van Cappellen et al. 2002). However, differences in temperature, the degree of undersaturation, and differences in specific surface area of skeletal material also contribute to lowering silica dissolution rates in deep-sea sediments relative to the euphotic zone (Van Cappellen et al. 2002).

Biologically-Mediated Dissolution

Though dissolution is ultimately a physico-chemical process, it may also be influenced by numerous biological factors as summarized in figure 5. As discussed above, several studies have shown that coccolithophore and foraminifer dissolution can occur long before these biogenic particles reach the sediment-water interface or even above the lysocline (Berger 1970; Freiwald 1995; Milliman et al. 1999; Conan et al. 2002). Similarly, dissolution of siliceous biogenic remains such as diatoms and radiolaria is not always completely determined to the degree of undersaturation of the surrounding waters. In both cases, enhanced dissolution may be promoted by biological processes, mostly bacterial and grazing activities. Conversely, other biological processes such as bloom development may result in enhanced preservation due to particle aggregation and thus, faster sinking rates (Nelson et al. 1995). Indeed, a fundamental factor to be considered when analyzing dissolution is the duration of exposure to surrounding waters during settlement through the water column. Honjo (1976), for example, observed in laboratory experiments that isolated coccoliths have negligible sinking rates ($\sim 1 \mu\text{m s}^{-1}$ or $\sim 0.09 \text{ m day}^{-1}$), thus, they

would be entirely dissolved before reaching the seabed. However, most coccoliths are ingested by zooplankton (generally copepods), and those that are not dissolved or broken during digestion are then incorporated within fecal pellets, which due to their larger size, sink at rates between 50-225 m day⁻¹ (Honjo 1976).

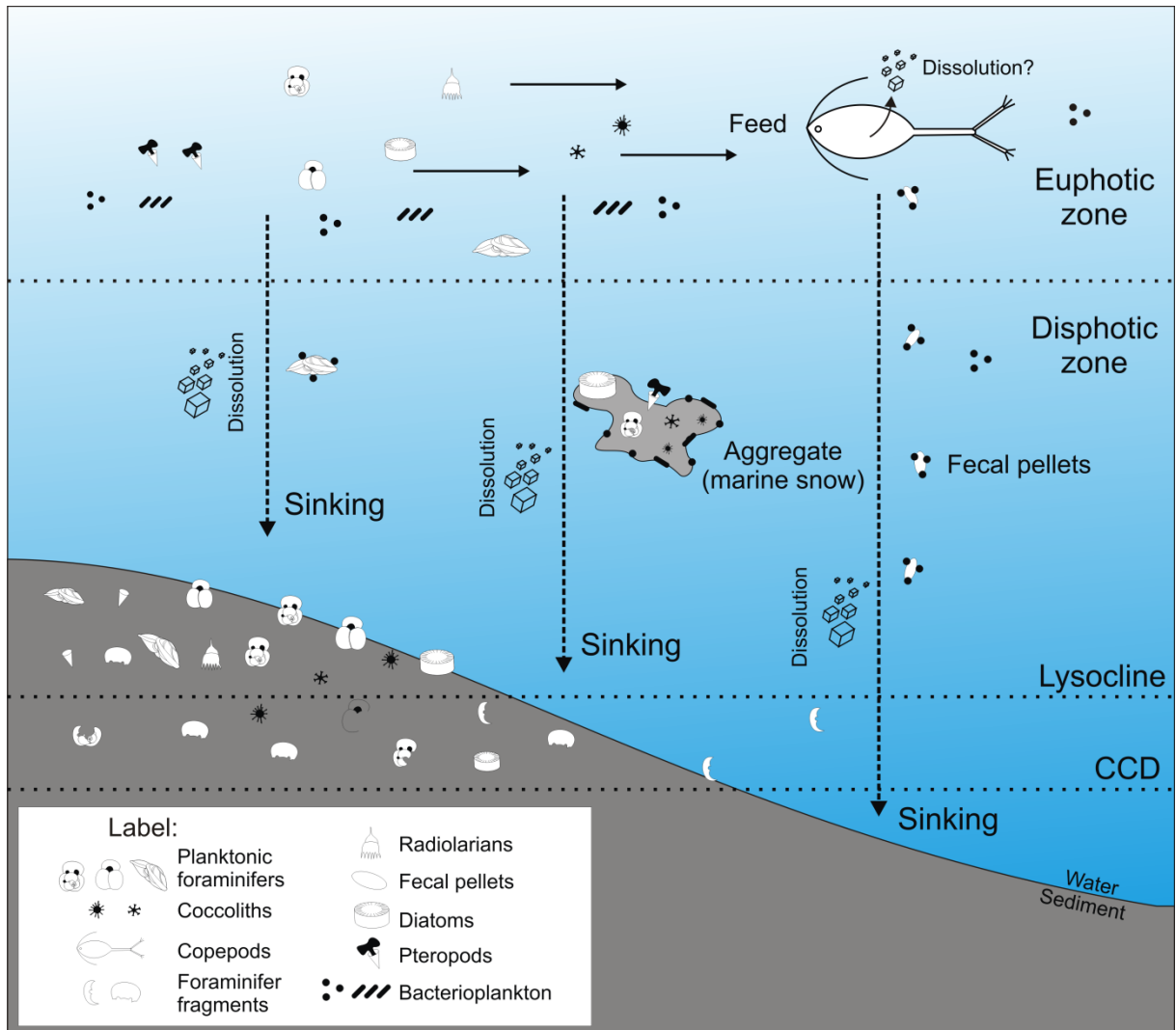


FIG. 5.—Schematic diagram of the processes involved in biologically mediated settling and dissolution in pelagic material: bacterial action, copepod feeding, settling acceleration processes in marine snow and fecal pellets, increased fragmentation due to dissolution below the lysocline, and complete dissolution below the CCD (not to scale).

While biological aggregation (or biopackaging) of pelagic biogenic particles within fecal pellets or marine snow is considered essential for the effective transfer of organic remains to the seafloor, these aggregates may also provide a solution-prone

microenvironment. For example, copepods, which are present in all marine environments and usually make up 90% of biomass in zooplankton samples (Roman et al. 1995) feed on both calcareous (e.g., coccolithophores, foraminifera) and siliceous (e.g., diatom, radiolaria) plankton, and their guts are considered sufficiently acidic to cause dissolution of carbonate and silicate minerals (Ishimaru et al. 1988). The pH of the digestive tract controls the dissolution rate, and defecation rates determine the length of time ingested calcite (Jansen and Wolf-Gladrow 2001) and silicate (Nelson et al. 1995) are exposed to this microenvironment. According to Jansen and Wolf-Gladrow (2001), the highest calcite dissolution rates occur when the individual zooplankter is alternating between grazing and non-grazing and feeding is restricted to nighttime. In this case, up to 70% of ingested carbonate may be dissolved in the guts.

The real extent of dissolution within the digestive tracts of copepods and other zooplankton is still a matter of debate. Although calcium carbonate remains pass through the gastrointestinal tract of copepods and other predators, Honjo and Roman (1978) consider that no dissolution occurs during this process due to the relatively high pH in the stomach and due to the presence of well-preserved coccoliths and coccospheres within fecal pellets. On the other hand, Harris (1994) concluded that dissolution in the digestive tract of copepods would be significant, leaving only 27-50% of the calcite after digestion.

In addition to zooplankton, bacterioplankton (small, unicellular organisms, both prokaryotic autotrophs and heterotrophs) plays a major role in controlling the dissolution/preservation of pelagic biogenic remains. Bacterioplankton occurs in high abundances in aquatic environments (over 10^6 bacteria mL^{-1}) (Lalli and Parsons 1997), either free-floating in the water column, attached to a living organism, or as amorphous aggregates. According to Milliman et al. (1999), a number of observations and data suggest that considerable dissolution of CaCO_3 may occur above the chemical lysocline related to bacterial activity during degradation of biomass within marine aggregates (marine snow) composed of organic matter, shells, dead organisms, and live organisms. These aggregates enable CO_2 flux to the calcite particles, resulting in dissolution under near-saturation ambient conditions. Milliman et al. (1999) estimate that more than 60% of carbonate dissolution occurs in the upper 1000 m (twilight zone) of the water column, i.e., above the lysocline.

As in the case of zooplankton, the role of bacterioplankton in biologically promoted dissolution is still a matter of debate. Indeed, on the one hand, bacteria can

produce corrosive microenvironments where specialized microbial aggregates colonize the shells, thus degrading the organic matrix and acidifying the shell surface, leading to dissolution (Schiebel et al. 2007). However, Bissett et al. (2011) assume that microbial metabolic activity on shells does not play a significant role in dissolving settling carbonates in the shallow ocean. In the Pacific Ocean between 400 and 800 m, CaCO_3 dissolution rates are more than seven times faster than observed in intermediate and deep waters (Feely et al. 2001), a fact that could be related to higher densities of bacterioplankton in the euphotic zone. According to Jansen and Wolf-Gladrow (2001), the dissolution of CaCO_3 particles occurs in microenvironments where bacterial oxidation of organic matter can enhance the dissolution process.

Bacteria cause dissolution of biogenic silica with the help of hydrolytic ectoenzymes (protease, α - and β -glucosidase, alkaline phosphatase, lipase, and chitinase) (Smith et al. 1995; Bidle and Azam 1999), which degrade the organic coating covering diatom frustules (Kamatani 1982; Bidle and Azam 1999; Loucaides et al. 2008) and radiolarian skeletons. Once exposed, the silica promptly dissolves in contact with undersaturated waters.

Oceanographic control of dissolution potential

We have compared $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ values presented by Goodwin and Lauderdale (2013) with alkalinity, CO_2 pressure, and silicates (SiO_3) available from the Geochemical Ocean Sections Study (GEOSECS), both from the Atlantic and (Indo-)Pacific Oceans. The Atlantic Ocean profiles are localized between 50°N and 50°S , and the (Indo-)Pacific profiles are limited between 50°N and 30°S (Fig. 6).

The $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ values presented are correlated with alkalinity as well as CO_2 pressure, revealing vertical and latitudinal differences between the Atlantic and Indo-Pacific Oceans. Alkalinity is related to dissolution potential, due to the presence of carbonates and bicarbonates. The data demonstrate high dissolution susceptibility in the Pacific, which has a shallower lysocline than the Atlantic. Furthermore, the Atlantic Ocean lysocline shows a depth gradient shallower in the south and deeper in the north.

Silicates, salts of silicic acids, develop a near-surface undersaturation zone, indicating high silica dissolution potential in shallow waters. In the northern Atlantic, the undersaturation zone spreads to deeper waters (Fig. 6), contributing to the lower preservation levels of radiolarians and diatoms in that region.

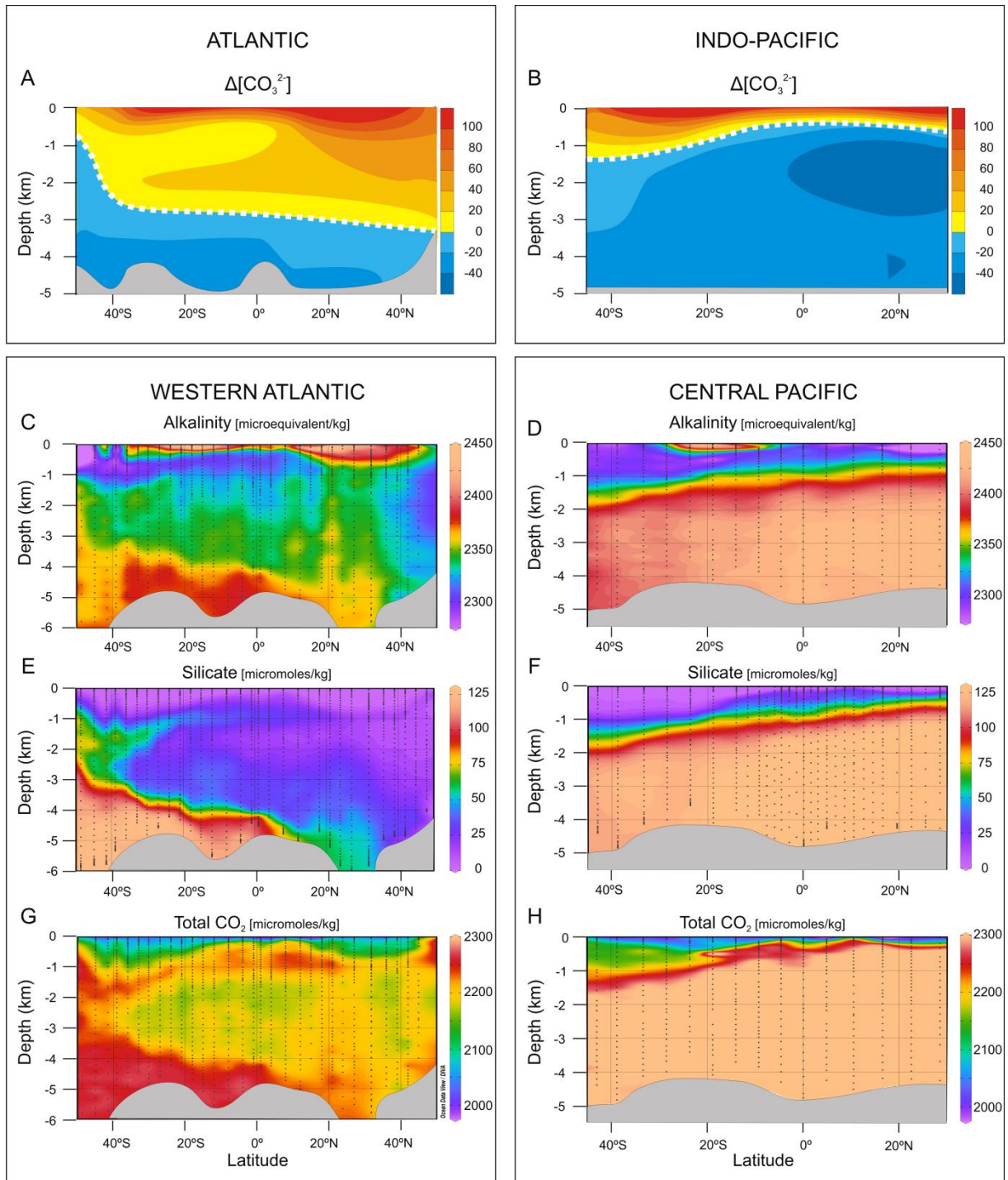


FIG. 6.—North-south profiles of the Atlantic and (Indo-)Pacific Oceans. **A, B** $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$, white dotted lines correspond to the lysocline ($\Delta=0$). **C, D** Alkalinity. **E, F** Silicates. **G, H** CO_2 pressure. $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ data are compiled from Goodwin and Lauderdale (2013). Alkalinity, silicates, and CO_2 pressure are available at GEOSECS (Takahashi et al. 2016). GEOSECS data were plotted with Ocean Data View (Schlitzer 2015). The western Atlantic Ocean profiles (**C, E, G**) are between 25° and 55°W , and the central Pacific profiles (**D, F, H**) are between 120° and 130°W .

TAPHONOMICALLY ACTIVE ZONE FOR PELAGIC ORGANISMS

The accumulation of pelagic remains and the consequent formation of the fossil record depend on the supply of biogenic material (productivity), disintegration, recycling, and sedimentation rates (Tomašových et al. 2014). The TAZ, as defined originally for benthic organisms (Davies et al. 1989; Olszewski 1999), is not entirely applicable to pelagic environments due to the major role played by physico-chemical and biologically mediated dissolution in the water column. This dissolution determines an extensive part of the postmortem alteration of pelagic microfossils, and thus, the definition of the TAZ for pelagic organisms should consider the dwelling depth of the organisms as its upper limit (Fig. 7).

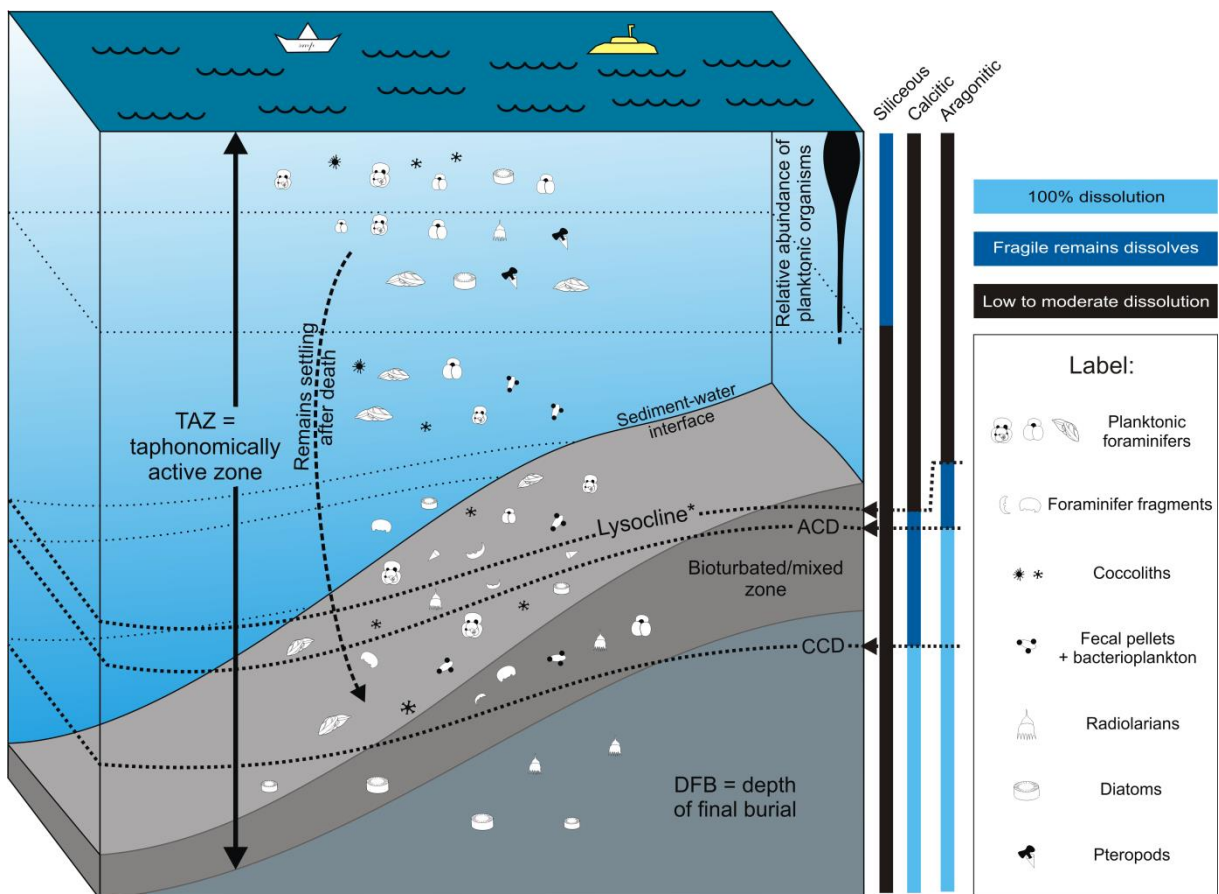


FIG. 7.—Schematic representation of the TAZ for pelagic environments (not to scale). Note that dissolution begins in the water column well above the sediment-water interface. This schematic figure shows how dissolution can be used as a proxy for paleoceanographic conditions. (* Although aragonite dissolves at shallower depths than calcite, only one lysocline is illustrated here).

To illustrate the utility of taphonomic damage analysis to interpret past oceanographic conditions, we discuss the specific case of calcareous microfossils in the following sections.

Paleoceanographic control on calcium carbonate preservation

Significant water mass variations related to orbital climate changes can be indirectly inferred based on carbonate dissolution rates. Higher atmospheric CO₂ during interglacial intervals translates into increased CO₂ inputs in the ocean, which intensifies CaCO₃ dissolution in surface waters (Kimoto et al. 2003; Hönisch et al. 2012). Conversely, during glacial periods, reduced atmospheric CO₂ and increased [CO₃²⁻] and pH tend to decrease dissolution (Fig. 3b). However, the vertical distribution of water masses also varies during glacial cycles and corrosive water masses such as the Antarctic Bottom Water (AABW) flow at shallower depths during glacial periods, enhancing dissolution.

The lysocline also displays vertical fluctuations in glacial and interglacial cycles (Broecker and Clark 2001). Dissolution initially affects bottom sediments in the early stages of the glacial period, becomes more intense in the full-fledged glacial cycle, then decreases during the interglacial period (Kimoto et al. 2003). Variable dissolution trends during glacial cycles reflect changes in the carbon reservoir system among continents, the ocean, and the atmosphere: During eustatic lows associated with the onset of the glacial phase, the exposure and oxidation of organic matter on continental shelves increase CO₂ levels. Once CO₂ levels are raised, the oceans become relatively acidic, and consequently, more corrosive (Kimoto et al. 2003).

Nevertheless, Berger and Killingley (1977) have detected dissolution effects starting after the maximum thaw rate, long before the maximum drop in oceanic fertility. The increase in productivity is itself a feedback factor affecting dissolution, releasing CO₂ into the ocean (Conan et al. 2002). Dissolution may, in turn, modify the carbon cycle, diminishing the amount of calcium carbonate incorporated in the sediments. Thus, carbon becomes available for the ocean biogeochemical system (Conan et al. 2002). In essence, the pelagic TAZ evolves as oceanographic conditions change in response to global climate and carbon cycle feedbacks.

On the scale of millions of years, periods of maximum CO₂ saturation are correlated with ocean acidification, which is subsequently associated with pH

reduction and the release of CO₂. At this scale, ocean acidification occurs mainly due to volcanism (Hönisch et al. 2012).

Differential dissolution in calcareous remains as a paleoceanographic tool

Dissolution in the water column as well as in the sediment does not occur in the same way in different groups of calcareous micro- and nanno-organisms (e.g., pteropods, planktonic and benthic foraminifera, and coccoliths). Foraminifera are slightly more soluble than coccoliths, probably due to differences in their crystalline structure, while pteropods are even more soluble because they are composed of aragonite. Thus, dissolution may change the proportions of different groups, preserving relatively more coccoliths than foraminifers and more foraminifers than pteropods. The relative proportions between groups are used as dissolution proxies – for example, the benthic/planktonic foraminifera ratio (Parker and Berger 1971; Toledo et al 2008) and the foraminifera/coccolith ratio (Frenz and Henrich 2007) – but differential dissolution can selectively increase fragmentation of different taxa and ultimately modify the original assemblages.

In addition to differential dissolution of major taxonomic groups, dissolution differs for each species of planktonic foraminiferan and coccolith, affecting the species proportions of the original microfossil and nannofossil assemblages. Differential dissolution occurs due to several factors related to foraminiferan shell and coccolith structure, such as thickness, size, shape, and Mg/Ca ratio (Nouet and Bassinot 2007; Regenberg et al. 2013).

The dissolution alteration pattern of the original assemblage is influenced by latitude and depth. Planktonic foraminifera from high latitudes have less weight loss due to dissolution rather than foraminiferal assemblages in low latitudes (Berger 1967). High-latitude foraminiferal assemblages inhabit more corrosive environments and are better adapted to avoid dissolution. Thus, foraminiferal assemblages in low latitudes are usually more prone to dissolution, and a fossil assemblage that has undergone dissolution is expected to have a relative enrichment of cold water species (Berger 1968; Thunell and Honjo 1981). In addition to latitude, the depth where plankton dwell also affects the solubility of both foraminifera and coccoliths. In general, shallow-dwelling foraminifera species are less resistant to dissolution than deep-dwelling species. The latter produce calcite crusts that increase resistance to dissolution (Kennett 1982). Foraminiferal abundance decreases with water depth

(Schiebel and Hemleben 2017), and there is an intensification in fragmentation and weight loss due to increased dissolution at greater depths. Thus, during settling, there is a progressive increase of resistant species as the more fragile ones dissolve (Fig. 7). Given that coccoliths suffer less dissolution, as depth increases they initially display higher abundances relative to foraminifera (Honjo 1976) until the CCD is reached, at which point both are totally dissolved. In essence, as the nature of the pelagic TAZ changes, so does the nature of taphonomic bias in the taxonomic composition of fossil assemblages.

One interesting example of differential dissolution in planktonic foraminifera and coccoliths is presented by Frenz and Henrich (2007) by comparing the Last Glacial Maximum (LGM) and the Holocene in the eastern South Atlantic Ocean. They found a relative enrichment in coccoliths (more resistant) and a reduction in planktonic foraminifera (more soluble) at the LGM, and a more balanced ratio during the Holocene. This difference occurs due to the greater influence of undersaturated AABW in the eastern South Atlantic during the LGM, whereas in the Holocene the northward advance of the AABW is obstructed by the Walvis Ridge, preventing low saturation water from reaching the basin and preserving the less resistant forms. In this case, geographic differences in the water column caused different responses in how the pelagic TAZ responded to oceanographic changes from the LGM to the Holocene.

FINAL REMARKS

Dissolution tends to modify the original living assemblages of both calcareous and siliceous microfossils, thus causing losses and bias in the fossil record. A significant amount of biogenic sediment settling from surface waters is prone to dissolve in the water column long before reaching the seabed. As a result, only a minor proportion of hard parts produced by zooplankton and phytoplankton have a chance to potentially become part of the fossil record. The TAZ definition for pelagic organisms should have its upward limit extended to include the water column where these organisms are altered after death but before they are deposited. Dissolution while sinking through the TAZ introduces significant taphonomic biases affecting microfossils' potential for paleoceanographic studies. As a pervasive bias, it may also be a potential proxy for paleoceanographic studies given that the degree of dissolution varies through time in response to biogeochemical cycles and changes in

CO₂, carbonate ion concentration, pH, and water mass geometry. Therefore, future studies should concentrate in determining the magnitude of dissolution impacts along the pelagic TAZ rather than only considering postmortem alteration after fossils reach the benthic zone.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank FAPERGS (grant 1982-2551/13-7), and IODP-CAPES (grant 88887.091727/2014-01) for financial support. MNR is thankful to CNPq (140568/2014-0) and CAPES (0195/2016-02). MAGP and JCC thank the National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for financial support (grants 304453/2013-7 and 457250/2014-3, respectively). The authors are also grateful to Fernando Erthal, Manuel F. G. Weinkauf, Michał Kowalewski, Thomas Olszewski, and an anonymous reviewer for important suggestions that greatly improved our manuscript. The authors also thank Vanessa O. Agostini for helpful comments on the importance of the biologically-mediated dissolution regarding planktonic microfossils.

REFERENCES

- ADELSECK, C.G., 1978, Dissolution of deep-sea carbonate: preliminary calibration of preservational and morphologic aspects: *Deep-Sea Research*, v. 25, p. 1167–1185, doi: 10.1016/0146-6291(77)90520-3.
- BERELSON, W.M., BALCH, W.M., NAJJAR, R. FEELY, R.A., SABINE, C., AND LEE, K., 2007, Relating estimates of CaCO₃ production, export, and dissolution in the water column to measurements of CaCO₃ rain into sediment traps and dissolution on the sea floor: a revised global carbonate budget: *Global Biogeochemical Cycles*, v. 21, GB1024, doi: 10.1029/2006GB002803.
- BERGER, W.H., 1967, Foraminiferal ooze: solution at depths: *Science*, v. 156, p. 383–385, doi: 10.1126/science.156.3773.383.
- BERGER, W.H., 1968, Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation: *Deep-Sea Research*, v. 15, p. 31–43, doi: 10.1016/0011-7471(68)90027-2.
- BERGER, W.H., 1970, Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline: *Marine Geology*, v. 8, p. 111–138, doi: 10.1016/0025-3227(70)90001-0.

- BERGER, W.H., 1973, Deep-sea carbonates: evidence for a coccolith lysocline: *Deep-Sea Research*, v. 20, p. 917–921, doi: 10.1016/0011-7471(73)90110-1.
- BERGER, W.H., 1974, Deep-sea sedimentation, *in* Burk, C.A., and Drake, C.L. (eds.), *The Geology of Continental Margins*: Springer-Verlag, New York, p. 213–241.
- BERGER, W.H., 1978, Deep-sea carbonate: pteropod distribution and the aragonite compensation depth: *Deep-Sea Research*, v. 25, p. 447–452, doi: 10.1016/0146-6291(78)90552-0.
- BERGER, W.H. AND KILLINGLEY, J.S., 1977, Glacial-Holocene transition in deep-sea carbonates: selective dissolution and the stable isotope signal: *Science*, v. 197, p. 563-566, doi: 10.1126/science.197.4303.563.
- BICKERT, T., 2009, Carbonate compensation depth, *in* Gornitz, V. (ed.), *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*: Springer, Dordrecht, p. 136–138.
- BIDLE, K.D. AND AZAM, F., 1999, Accelerated dissolution of diatom silica by natural marine bacterial assemblages: *Nature*, v. 397, p. 508–512, doi: 10.1038/17351.
- BISSETT A., NEU, T.R., AND DE BEER, D., 2011, Dissolution of calcite in the twilight zone: bacterial control of dissolution of sinking planktonic carbonates is unlikely: *PLoS ONE*, v. 6, e26404, doi: 10.1371/journal.pone.0026404.
- BRAMLETTE, M.N., 1961, Pelagic sediments, *in* Sears, M. (ed.), *Oceanography*: American Association for the Advancement of Science, Washington D.C., v. 67, p. 345– 366.
- BROECKER, W. AND CLARK, E., 2011, Radiocarbon-age differences among coexisting planktic foraminifera shells: The Barker Effect: *Paleoceanography*, v. 26, PA2222, doi: 10.1029/2011PA002116.
- BROECKER, W.S. AND TAKAHASHI, T., 1978, The relationship between lysocline depth and *in situ* carbonate ion concentration: *Deep-Sea Research*, v. 25, 65–95.
- CONAN, S.M.-H., IVANOVA, E.M., AND BRUMMER, G.-J.A., 2002, Quantifying carbonate dissolution and calibration of foraminiferal dissolution indices in the Somali Basin: *Marine Geology*, v. 182, p. 325–349, doi: 10.1016/S0025-3227(01)00238-9.
- DAVIES, D.J., POWELL, E.N., AND STANTON, R.J., JR., 1989, Relative rates of shell dissolution and net sediment accumulation – a commentary: can shell beds form by the gradual accumulation of biogenic debris on the sea floor?: *Lethaia*, v. 22, p. 207–212, doi: 10.1111/j.1502-3931.1989.tb01683.x.
- DITTERT, N., BAUMANN, K.-H., BICKERT, T., HENRICH, R., HUBER, R., KINKEL, H., AND MEGGERS, H., 1999, Carbonate dissolution in the deep-sea: methods,

- quantification and paleoceanographic application, *in* Fischer, G., and Wefer, G. (eds.), *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*: Springer-Verlag, Berlin, p. 255–284, doi: 10.1007/978-3-642-58646-0_10.
- DIXIT, S., VAN CAPPELLEN, P., AND BENNEKOM, A.J.V., 2001, Processes controlling solubility of biogenic silica and pore water build-up of silicic acid in marine sediments: *Marine Chemistry*, v. 73, p. 333–352, doi: 10.1016/S0304-4203(00)00118-3.
- FEELY, R.A., SABINE, C.L., TAKAHASHI, T., AND WANNINKHOF, R., 2001, Uptake and storage of carbon dioxide in the ocean: the global CO₂ survey: *Oceanography*, v. 14, p. 18–32, doi: 10.5670/oceanog.2001.03.
- FREIWALD, A., 1995, Bacteria-induced carbonate degradation: a taphonomic case study of *Cibicides lobolatus* from a high-boreal carbonate setting: *PALAIOS*, v. 10, p. 337–346, doi: 10.2307/3515159.
- FRENZ, M. AND HENRICH, R., 2007, Carbonate dissolution revealed by silt grain-size distribution: comparison of Holocene and Last Glacial Maximum sediments from the pelagic South Atlantic: *Sedimentology*, v. 54, p. 391–404, doi: 10.1111/j.1365-3091.2006.00841.x.
- GOODWIN, P. AND LAUDERDALE, J.J., 2013, Carbonate ion concentrations, ocean carbon storage, and atmospheric CO₂: *Global Biogeochemical Cycles*, v. 27, p. 882–893, doi: 10.1002/gbc.20078.
- HARRIS, R.P., 1994, Zooplankton grazing on the coccolithophore *Emiliania huxleyi* and its role in inorganic carbon flux: *Marine Biology*, v. 119, p. 431–439, doi: 10.1007/BF00347540.
- HENRICH, R., BAUMANN, K.-H., GERHARDT, S. GREGER, M., AND VOLBERS, A., 2004, Carbonate preservation in deep and intermediate water masses in the South Atlantic: evaluation and geological record (a review), *in* Wefer, G., Mulitza, S., and Ratmeyer, V. (eds.), *The South Atlantic in the Late Quaternary*: Springer-Verlag, Berlin, p. 645–670.
- HÖNISCH, B., RIDGWELL, A., SCHMIDT, D.N., THOMAS, E., GIBBS, S.J., SLUIJS, A., ZEEBE, R., KUMP, L., MARTINDALE, R.C., GREENE, S.E., KIESSLING, W., RIES, J., ZACHOS, J.C., ROYER, D.L., BARKER, S., MARCHITTO JR., T.M., MOYER, R., PELEJERO, C., ZIVERI, P., FOSTER, G.L., AND WILLIAMS, G.L., 2012, The geological record of ocean acidification: *Science*, v. 335, p. 1058–1063, doi: 10.1126/science.1208277.

- HONJO, S., 1976, Coccoliths: production, transportation and sedimentation: *Marine Micropaleontology*, v. 1, p. 65–79, doi: 10.1016/0377-8398(76)90005-0.
- HONJO, S. AND EREZ, J., 1978, Dissolution rates of calcium carbonate in the deep ocean; an in-situ experiment in the North Atlantic Ocean: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 40, p. 287–300, doi: 10.1016/0012-821X(78)90099-7.
- HONJO, S. AND ROMAN, M.R., 1978, Marine copepod fecal pellets: production, transportation and sedimentation: *Journal of Marine Research*, v. 36, p. 45–57.
- ISHIMARU, T., NISHIDA, S., AND MARUMO, R., 1988, Food size selectivity of zooplankton evaluated from the occurrence of coccolithophorids in the guts: *Bulletin of Plankton Society of Japan*, v. 35, p. 101–114.
- JAHNKE, R.A., CRAVEN, D.B., AND GAILLARD, J.F., 1994, The influence of organic matter diagenesis on CaCO₃ dissolution at the deep-sea floor: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58: p. 2799–2809, doi: 10.1016/0016-7037(94)90115-5.
- JANSEN, H. AND WOLF-GLADROW, D.A., 2001, Carbonate dissolution in copepod guts: a numerical model: *Marine Ecology Progress Series*, v. 221, p. 197–207, doi: 10.3354/meps221199.
- KAMATANI, A., 1982, Dissolution rates of silica from diatoms decomposing at various temperatures: *Marine Biology*, v. 68, p. 91–96, doi: 10.1007/BF00393146.
- KENNETT, J., 1982, *Marine Geology*: Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 813 p.
- KIDWELL, S.M. AND BOSENCE, D.W.J., 1991, Taphonomy and time-averaging of marine shelly faunas, *in* Allison, P.A., and Briggs, D.E.G. (eds.), *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*: Plenum Press, New York, p. 115–209.
- KIMOTO, K., TAKAOKA, H., ODA, M., IKEHARA, M., MATSUOKA, H., OKADA, M., OBA, T., AND TAIRA, A., 2003, Carbonate dissolution and planktonic foraminiferal assemblages observed in three piston cores collected above the lysocline in the western equatorial Pacific: *Marine Micropaleontology*, v. 47, p. 227–251, doi: 10.1016/S0377-8398(02)00118-4.
- LALLI, C.M. AND PARSONS, T.R., 1997, *Biological Oceanography: an introduction*. 2nd ed: Pergamon Press, Oxford, 301 p.
- LOUCAIDES, S., VAN CAPPELLEN, P., AND BEHRENDTS, T., 2008, Dissolution of biogenic silica from land to ocean: Role of salinity and pH: *Limnology and Oceanography*, v. 53, p. 1614–1621, doi: 10.4319/lo.2008.53.4.1614.

- MARTIN, R.E., 1999, Taphonomy and temporal resolution of foraminiferal assemblages, in Gupta, B.K.S. (ed.), *Modern foraminifera*: Springer, Dordrecht, p. 281–298, doi: 10.1007/0-306-48104-9_16.
- MILLIMAN, J.D., 1975, Dissolution of aragonite, Mg-calcite, and calcite in the North Atlantic Ocean: *Geology*, v. 3, p. 461–462, doi: 10.1130/0091-7613(1975)3<461:DOAMAC>2.0.CO;2.
- MILLIMAN, J.D., 1993, Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: budget of a nonsteady state: *Global Biogeochemical Cycles*, v. 7, p. 927–957, doi: 10.1029/93GB02524.
- MILLIMAN, J.D., TROY, P.J., BALCH, W.M., ADAMS, A.K., Li, Y.-H., AND MACKENZIE, F.T. 1999, Biologically mediated dissolution of calcium carbonate above the chemical lysocline?: *Deep Sea Research I*, v. 46, p. 1653–1669, doi: 10.1016/S0967-0637(99)00034-5.
- MURRAY, J. AND RENARD, A.F., 1891, Deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. Challenger in the years 1872 to 1876: Report of the scientific results of the voyage of H.M.S. Challenger, 525 p.
- NELSON, D.M., TRÉGUER, P., BRZEZINSKI, M.A., LEYNAERT, A., AND QUÉGUINER, B., 1995, Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation: *Global Biogeochemical Cycles*, v. 9, p. 359–372, doi: 10.1029/95GB01070.
- NOUET, J. AND BASSINOT, F., 2007, Dissolution effects on the crystallography and Mg/Ca content of planktonic foraminifera *Globorotalia tumida* (Rotaliina) revealed by X-ray diffractometry: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 8, Q10007, doi: 10.1029/2007GC001647.
- OLSZEWSKI, T.D., 1999, Taking advantage of time-averaging: *Paleobiology*, v. 25, p. 226–238, doi: 10.1017/S009483730002652X.
- OLSZEWSKI, T.D., 2004, Modeling the influence of taphonomic destruction, reworking, and burial on time-averaging in fossil accumulations: *PALAIOS*, v. 19, p. 39–50, doi: 10.1669/0883-1351(2004)019<0039:MTIOTD>2.0.CO;2.
- PARKER, F.L. AND BERGER, W.H., 1971, Faunal and solution patterns of planktonic Foraminifera in surface sediments of the South Pacific: *Deep-Sea Research*, v. 18, p. 73–107, doi: 10.1016/0011-7471(71)90017-9.

- PETERSON, M.N.A., 1966, Calcite: rates of dissolution in a vertical profile in the Central Pacific: *Science*, v. 154, p. 1542–1544, doi: 10.1126/science.154.3756.1542.
- PETRÓ, S.M., PIVEL, M.A.G., AND COIMBRA, J.C., 2016, Implications of pelagic calcium carbonate dissolution for Quaternary paleoceanographic reconstructions: *Quaternary and Environmental Geosciences*, v. 7, p. 14–25, doi: 10.5380/abequa.v7i1-2.46419.
- REGENBERG, M., SCHRÖDER, J.F., JONAS, A.-S., WOOP, C., AND GORSKI, L., 2013, Weight loss and elimination of planktonic foraminiferal tests in a dissolution experiment: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 43, p. 406–414, doi: 10.2113/gsjfr.43.4.406.
- ROMAN, M.R., DAM H.G., GAUZENS, A.L., URBAN-RICH, J., FOLEY D.G., AND DICKEY, T.D., 1995, Zooplankton variability on the Equator at 140° W during the JGOFS EqPac Study: *Deep Sea Research II*, v. 42, p. 673–693, doi: 10.1016/0967-0645(95)00025-L.
- SCHIEBEL, R., BARKER, S., LENDT, R., THOMAS, H., AND BOLLMANN, J., 2007, Planktic foraminiferal dissolution in the twilight zone: *Deep Sea Research Part II: Topical studies in oceanography*, v. 54, p. 676–686, doi: 10.1016/j.dsr2.2007.01.009.
- SCHIEBEL, R. AND HEMLEBEN, C., 2017, *Planktic foraminifers in the modern ocean*: Springer, Berlin, 358 p., doi: 10.1007/978-3-662-50297-6.
- SCHLITZER, R., 2015. Ocean Data View. Available at <http://odv.awi.de>. Checked on August 20th, 2017.
- SMITH, D. C., STEWARD, G. F., LONG, R. A., AND AZAM, F., 1995, Bacterial mediation of carbon fluxes during a diatom bloom in a mesocosm: *Deep-Sea Research Part II: Topical studies in oceanography*, v. 42, p. 75–97, doi: 10.1016/0967-0645(95)00005-B.
- TAKAHASHI, T., SUTHERLAND, S.C., AND KOZYR, A., 2016, Global ocean surface water partial pressure of CO₂ database: Measurements performed during 1957-2015 (Version 2015): ORNL/CDIAC-161, NDP-088(V2015): Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee, doi: 10.3334/CDIAC/OTG.NDP088(V2015).
- THUNELL, R. AND HONJO, S., 1981, Calcite Dissolution and the Modification of Planktonic Foraminiferal Assemblages: *Marine Micropaleontology*, v. 6, p. 169–182, doi: 10.1016/0377-8398(81)90004-9.

-
- TOLEDO, F.A.L., COSTA, K.B., PIVEL, M.A.G., AND CAMPOS, E.J.D., 2008, Tracing past circulation changes in the western South Atlantic based on planktonic foraminifera: *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 11, p. 169–178, doi: 10.4072/rbp.2008.3.03.
- TOMAŠOVÝCH, A., KIDWELL, S.M., BARBER, R.F., AND KAUFMAN, D.S., 2014, Long-term accumulation of carbonate shells reflects a 100-fold drop in loss rate: *Geology*, v. 42, p. 819–822, doi: 10.1130/G35694.1.
- TRÉGUER, P.J. AND DE LA ROCHA, C., 2013, The World Ocean silica cycle: *Annual Review of Marine Science*, v. 5, p 477–501, doi: 10.1146/annurev-marine-121211-172346.
- TRÉGUER, P., NELSON, D.M., VAN BENNEKOM, A.J., DEMASTER, D.J., LEYNAERT, A., AND QUÉGUINER, B., 1995, The silica balance in the World Ocean: a reestimate: *Science*, v. 268, p. 375–379, doi: 10.1126/science.268.5209.375.
- VAN CAPPELLEN, P., DIXIT, S., AND VAN BEUSEKOM, J., 2002, Biogenic silica dissolution in the oceans: reconciling experimental and field-based dissolution rates: *Global Biogeochemical Cycles*, v. 16, 1075, doi: 10.1029/2001GB001431.
- WYCECH, J., KELLY, D.C., AND MARCOTT, S., 2016, Effects of seafloor diagenesis on planktic foraminiferal radiocarbon ages: *Geology*, v. 44, p. 551–554, doi: 10.1130/G37864.1.

**FORAMINIFERAL SOLUBILITY RANKINGS: A CONTRIBUTION TO THE
SEARCH FOR CONSENSUS**

Autores: Sandro Monticelli Petró, María Alejandra Gómez Pivel, João Carlos
Coimbra

Artigo submetido e revisado

Revista: Journal of Foraminiferal Research

Qualis da CAPES (Geociências): B1

Data da submissão: 04/08/2017

Data da última revisão: 21/11/2017

JOURNAL OF FORAMINIFERAL RESEARCH request Editor



Entrada x



Sandro Petró Dear Dr. Pam Hallock Muller, Enclosed please find a manuscript ... 03/08/2017 ☆



CMS Foramres foramres@usf.edu por usfedu.onmicrosoft.com 04/08/2017 ☆ para Sandro ▾

Dear Dr. Petro:

I have received your manuscript entitled "FORAMINIFERAL SOLUBILITY RANKINGS: NEW DATA TOWARDS CONSENSUS BUILDING" by Sandro Monticelli Petró, María Alejandra Gómez Pivel and João Carlos Coimbra", which you submitted for consideration for publication in the *Journal of Foraminiferal Research*. Please note that I have assigned the manuscript JFR #2439. Please use that number in future correspondence regarding the manuscript, and in naming all files in the future (e.g., 2439 Petro etal-text.docx, 2439 Petro etal-figs.pdf).

Time to publication information: As the *Journal of Foraminiferal Research* is an organization-sponsored journal, all reviewing and editing is done by scientists who do such work as volunteers on their own time (including myself). Thus, the interval from submission through review is generally 2-3 months, and the median time from original submission to publication is approximately one year. If that length of time is not acceptable, you are at liberty to withdraw your manuscript and submit it elsewhere. I realize that many commercial on-line journals are publishing much more quickly and also recognize that getting one's manuscript to publication can be very important in a scientist's career. Thus, I fully understand if you decide that it is in your best interests to withdraw your paper and submit elsewhere.

Publishing Agreement: Attached please find the JFR Publishing Agreement. You may use an electronic signature, sign and save as a pdf, or print, sign and scan to pdf, and e-mail to me. When you return the signed agreement confirming your interest in publishing your work in JFR, I will send the manuscript files to an Associate Editor to manage reviews.

Thank you for your interest in publishing your work in the *Journal of Foraminiferal Research*. I look forward to working with you in bringing this manuscript to publication. And thank you for following the manuscript preparation instructions so carefully; it is a pleasure to received such a nicely prepared manuscript. I do have one request. Please type your title in normal font and include it in your e-mail when you return the form attached. I need the title in normal font for the Table of Contents (see instructions that say to type the title in normal font and use the "font→all caps" command to raise to upper case). The reason for this is so that the editor (myself in this case) does not make any mistakes in retyping a title. This is especially important in taxonomic papers, but also helpful in all cases. For example, many years ago, one of my papers went to press with "Cenzoic" in the title. Fortunately the mistake was found in the page proofs, but since the authors don't see the page proofs for the Table of Contents, such a mistake might not be found until it was too late to correct it.

Sincerely,

Pam HM

Pamela Hallock Muller, Ph.D., Professor
Editor, Journal of Foraminiferal Research
College of Marine Science
University of South Florida

JFR #2439



Entrada x

**Sandro Petró** Dear Dr. Pam Hallock Muller, I am sending the files with the correction... 20/11/2017 ☆**CMS Foramsres** foramres@usf.edu [por_usfedu.onmicrosoft.com](#)
para Sandro ▾

21/11/2017 ☆



Dear Sandro:

Thank you for the revisions of your manuscript entitled "Foraminiferal solubility rankings: A contribution to the search for consensus". I will send your revisions to the Associate Editor who managed the original review (and tried unsuccessfully to get another).

With best wishes,

Pamela

Pamela Hallock Muller, Ph.D., Professor
Editor, Journal of Foraminiferal Research
College of Marine Science
University of South Florida

RRH: FORAMINIFERAL DISSOLUTION EXPERIMENT

LRH: PETRÓ AND OTHERS

FORAMINIFERAL SOLUBILITY RANKINGS: A CONTRIBUTION TO THE SEARCH
FOR CONSENSUSSANDRO M. PETRÓ^{1,3}, MARÍA A. G. PIVEL² AND JOÃO C. COIMBRA²

¹*Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio Grande do Sul. CEP 91501-970, C.P. 15001, Porto
Alegre, RS, Brazil*

²*Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio Grande do Sul. CEP 91501-970, C.P. 15001, Porto
Alegre, RS, Brazil*

³*Corresponding author. E-mail: sandro.m.petro@gmail.com*

ABSTRACT

Foraminifera have different degrees of susceptibility to dissolution due to factors intrinsic to the test. Dissolution effects on foraminifera were studied in several regions, but there is no such study for the western South Atlantic. The goal of this work is to develop a dissolution susceptibility ranking for planktonic foraminifera from the western South Atlantic Ocean, to compare the solubility between benthic and planktonic foraminifera, and to evaluate changes in the oxygen isotopic signal ($\delta^{18}\text{O}$) due to dissolution. Two experiments were carried out immersing the tests in acetic acid and distilled water for 200 days. Our comparison between planktonic and benthic foraminifera showed a higher resistance of the first, which makes questionable the planktonic/benthic foraminifera ratio (P/B) as a preservation proxy. This behavior can be explained by the Mg content in calcite, higher in benthics than in planktonics, because solubility is directly proportional to the Mg content in the calcite structure. The $\delta^{18}\text{O}$ increases after dissolution, probably due to the

preferential dissolution of the internal chambers, making the residual calcite reflect gradually the composition of the last chambers. The planktonic foraminifera solubility ranking shows some results in agreement with existing rankings for other regions. *Neogloboquadrina pachyderma* and *Globorotalia inflata* prove to be a resistant species; *Globigerinella calida*, *Globigerinella siphonifera*, *Globorotalia hirsuta*, *Candeina nitida*, and *Trilobatus trilobus* are moderately resistant; and *Globorotalia fimbriata* and *Orbulina universa* are susceptible to dissolution. Benthic genera *Quinqueloculina*, *Hoeglundina* and *Bulimina* and planktonic species *O. universa* can be tested as indicative of low dissolution in paleoceanographic studies. Small variations in the dissolution index may also reflect oceanographic changes that influence the composition of the tests. Therefore, the regional character for each ranking demonstrates the importance of this study for the western South Atlantic.

INTRODUCTION

Calcareous microfossils have different degrees of solubility, so that dissolution leads to fragmentation of specimens and changes in the relative proportions of coccoliths, pteropods, benthic and planktonic foraminifera (Berger, 1968; Vincent & Berger, 1981; Thunell & Honjo, 1981). Within each group, the relative abundance of species is altered due to the differential dissolution (Kimoto et al., 2003). In foraminifera, dissolution also causes preferential loss of certain chambers and changes the original chemical composition, mainly the Mg/Ca ratio (Nürnberg, 1995), and the oxygen and carbon isotopic composition (Wu & Berger, 1989). Differential dissolution occurs as a result of some intrinsic factors related to the properties of tests, such as the chemical composition, that vary among species.

Abundances of species are altered by differential dissolution, making fossil assemblages richer in resistant species and poorer in susceptible ones, compared to living assemblages, generating bias in paleoenvironmental interpretations (Berger, 1968; Vincent & Berger, 1981; Thunell & Honjo, 1981). Therefore, identifying and quantifying the dissolution susceptibility in different foraminifera species is essential because it influences the composition of fossil assemblages, and consequently the paleotemperature estimates based on transfer functions (e.g. Imbrie & Kipp, 1971), modern analogues (e.g. Hutson, 1980) and Artificial Neural Networks (Malmgren & Nordlund, 1997), and paleoproductivity estimates (e.g. Berguer & Diester-Haass, 1988; Conan et al., 2002).

Carbonate dissolution studies have been developed since the late nineteenth century when, in 1891, Murray and Renard defined the Carbonate Compensation Depth (CCD) as the deepest horizon below which no preservation of marine carbonate occurs. Schott (1935) continued the dissolution studies of foraminifera in the Atlantic Ocean, observing that *Orbulina universa* and *Globigerinoides sacculifer* (= *Trilobatus sacculifer*) are more soluble than *Globorotalia tumida* and *Globorotalia menardii*. However, Arrhenius (1952) suggested that *Globigerina* is more resistant, and that dissolution and fragmentation tend to decrease the percentage of more soluble species, such as *Globorotalia menardii*, *Globorotalia tumida* and *Orbulina universa*. Phleger et al. (1953) observed the opposite, concluding that species of *Globigerina* dissolve before the *Globorotalia* ones. Berger (1967) studied the dissolution of foraminifera for four months in the Pacific Ocean and noted the selective elimination of *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerinoides sacculifer* (= *Trilobatus sacculifer*), *Globigerinita glutinata* and others, concluding that they are the most soluble. The relative enrichment of *Globorotalia tumida*, *Globorotalia truncatulinoides* and *Globorotalia crassaformis* indicated that these are the most resistant species.

In the equatorial Atlantic, Ruddiman & Heezen (1967) observed that more resistant species, such as *Globorotalia tumida*, *Globigerina eggeri* (= *Neogloboquadrina dutertrei*), *Sphaeroidinella dehiscens* and *Pulleniatina obliquiloculata*, tend to increase their relative abundances according to the increase in water column depth, while less resistant species, such as *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer* (= *Trilobatus sacculifer*), *Globigerina aequilateralis* (= *Globigerinella siphonifera*) and *Globigerina rubescens* tend to decrease their relative abundances.

After these initial studies, the first dissolution rankings were developed, among them Berger (1970), Parker & Berger (1971), Bé et al. (1975), Adelseck (1978), Thunell & Honjo (1981), Malmgren (1983) and Boltovskoy & Totah (1992). In general, the solubility rankings for planktonic foraminifera show that species of *Globigerinoides* are more susceptible to dissolution, whereas species of *Globorotalia*, *Pulleniatina* and *Sphaeroidinella* are more resistant, although there are studies with different conclusions (e.g. Regenberg et al., 2013). In a comparison between species there is a great range in the relative solubility obtained by rankings. Due to this disagreement between different rankings, it is possible to deduce that faunas from

different regions, each one formed in its own environmental conditions, respond differently to dissolution.

So far, most published rankings were obtained from the analyses of samples from the Pacific and North Atlantic oceans. Boltovskoy & Totah (1992) developed a ranking including samples from the South Atlantic, but from high latitudes. However, there is no such study for low to mid latitudes in the South Atlantic. Despite the increase in paleoclimatic and paleoceanographic studies in the western South Atlantic, the dissolution bias is not usually taken into account. Therefore, it is necessary to understand how foraminifera in this region responds to dissolution in order to provide greater consistency to future studies.

The purposes of this study are to elaborate a dissolution susceptibility ranking of planktonic foraminifera from the western South Atlantic Ocean by means of laboratory experiments, aiming at discussing the probable causes of divergence between different rankings in order to obtain common background information useful in Quaternary studies. It also intends to compare the solubility between benthic and planktonic foraminifera and to measure the changes in the oxygen and carbon isotopic composition during the dissolution process, to evaluate whether this variation is significant in paleoceanographic interpretations. Finally, we discuss the main causes of differential dissolution.

MATERIAL AND METHODS

Two dissolution experiments were carried out. On the first, the *Dissolution Ranking Experiment*, foraminifera taxa were analyzed with the purpose to rank them by degree of dissolution resistance. On the second, the *Isotope Experiment*, *Globigerinoides ruber* (white) tests from plankton-tow samples were selected to observe changes in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values resulting from dissolution.

(1) The Dissolution Ranking Experiment. Overall, 32 taxa were selected for this experiment comprising 23 species plus three phenotypic variations of planktonic foraminifera and six benthic genera. The selected benthic foraminifera taxa are common on the southern Brazilian continental slope, generally found with planktonic assemblages. For each taxon we used three replicates with five shells each. The foraminifera tests were picked from seabed samples from Campos Basin (21°8'17.84"S, 40°10'11.63"W, 900 m water depth and 21°12'22.00"S, 40°02'50.00"O, 1287 m water depth) and Pelotas Basin (29°59'24.00"S,

47°49'12.00"W, 505 m water depth and 30°18'36.00"S, 47°54'36.00"W, 500 m water depth) (Fig. 1). Samples were prepared by the standard microfossil procedures and only tests without dissolution signs were selected. Each replica was placed in an eppendorf tube and immersed in 1 mL of glacial acetic acid ($C_2H_4O_2$, pH 2), with the monitored temperature ranging between 22 and 27°C, in the absence of light, for 200 days. $C_2H_4O_2$ reacts with $CaCO_3$ forming $Ca(C_2H_3O_2)_2$ (calcium acetate), CO_2 and H_2O . Glacial acetic acid was chosen because it does not react as fast as other acids such as HCl (hydrochloric acid), thus allowing to check gradually the reduction of the number of whole tests.

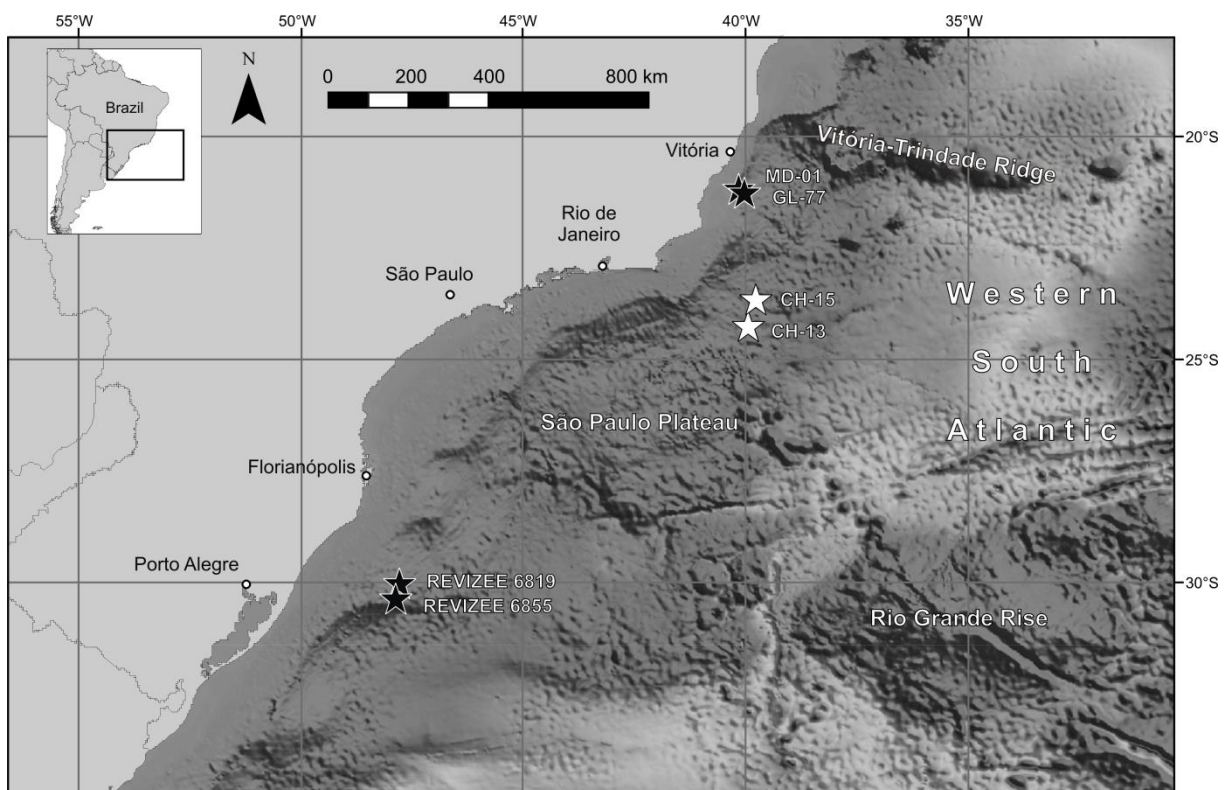


Figure 1. Location of sediment samples (black stars) and plankton net samples (white stars).

The experiment generated a data matrix containing number of full tests for each taxa as a time function. The data were treated with the Past 3 program (Hammer et al., 2001), performing a correspondence analysis (CA). CA was used because it examines the assemblage of species with the characteristics of the sample units (variables as a function of time: days). The sample units show a gradient where the distribution of species abundances are unimodal and approximately normal, and the

resulting CA axes maximize the separation of species abundance along each axis of maximum values. To perform the CA, the data were organized in a matrix of locations (time) *versus* variables (species). Two distinct CAs were carried out: the first one considering both planktonic and benthic foraminifera (P+B), and on the second one, considering only planktonic foraminifera (P). Permanova tests with chord and Euclidean distances were performed to test the significance of the groups, where the data matrix was the species versus CA axes and groups of taxa susceptible to dissolution. The Euclidean distance in the CA axes is equivalent to the Chi-Square distance in Principal Coordinates Analysis (PCoA). A third CA was performed to evaluate morphologic criteria, comparing the superfamilies (classified by presence/absence of spines and pore size) Globigerinoidea (spinose and macroperforate), Globorotaloidea (non-spinose and macroperforate) and Heterohelicoidea (non-spinose and microperforate).

(2) The Isotope Experiment. Plankton-tow foraminifera tests were used for this experiment. These samples were collected in the upper 200 m near Campos and Santos basins boundary (24°12'74.50"S, 39°58'30.10"W, and 23°36'10.00"S, 39°48'07.00"W (Fig. 1) using a 300 µm mesh net. Approximately 100 tests of *Globigerinoides ruber* (white, *sensu stricto*) were picked and split into four replicates. Two replicates were immersed in 1 mL of distilled water after air exposure (pH 5.5, monitored temperature ranging between 22 and 27°C, without light) for 200 days, while the other two replicates were kept as control. This solvent was chosen to allow recovery of the tests after the experiment, in order to carry out the analyses, which would not be possible if acetic acid was used. After this procedure, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values were obtained to compare the differences between foraminifera affected and unaffected by dissolution. Isotopic analyses were performed at the Stable Isotope Laboratory of the University of California, Santa Cruz-CA (SIL-UCSC) on a dual-inlet isotope ratio mass spectrometer with a Kiel IV carbonate device. The isotopic data are reported relative to the Vienna Pee-Dee Belemnite (V-PDB) standard.

RESULTS

The reduction of the amount of tests shows logarithmic curves for most taxa. The dissolution is initially more intense, always followed by a slowdown in the dissolution rate (Fig. 2).

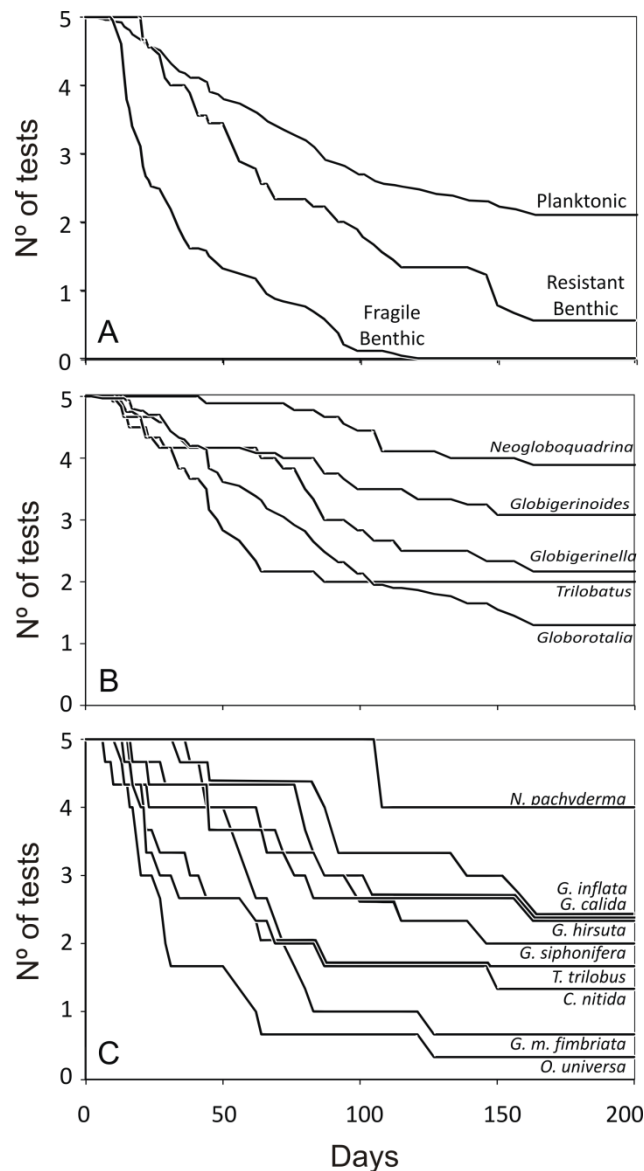


Figure 2. Number of tests over time (days): (A) planktonic versus benthic, (B) abundant genera, and (C) species with degree of susceptibility similar to other rankings.

THE DISSOLUTION RANKING

The first experiment was used to elaborate the foraminifera dissolution susceptibility ranking. CA (P+B) generated 31 eigenvalue axes and, using axes 1 (79.7% of the variation) and 2 (11.4%), totaling 91.1% of eigenvalue, it was created a scatter plot. The clustering analysis performed with the 31 axes of CA (P+B) organized the taxa (genera, species and phenotypes) visually into four groups (Fig. 3; Table 1). CA (P) generated 25 eigenvalue axes and, using axes 1 (79.8% of the variation) and 2 (10.9%), totaling 90.8% of eigenvalue, it was created a scatter plot.

The clustering analysis performed with the 25 axes of the CA (P) organized the taxa (genera, species and phenotypes) visually into six groups (Fig. 4; Table 1). Groups displayed in figures 3 and 4 are significantly different as revealed by One-way Permanova performed with Euclidean distance (P+B groups: $F=32.92$; $p=0.0001$; and P groups: $F=26.91$; $p=0.0001$) and performed with Chord distance (P+B groups: $F=19.85$; $p=0.0001$; and P groups: $F=7.787$; $p=0.0001$).

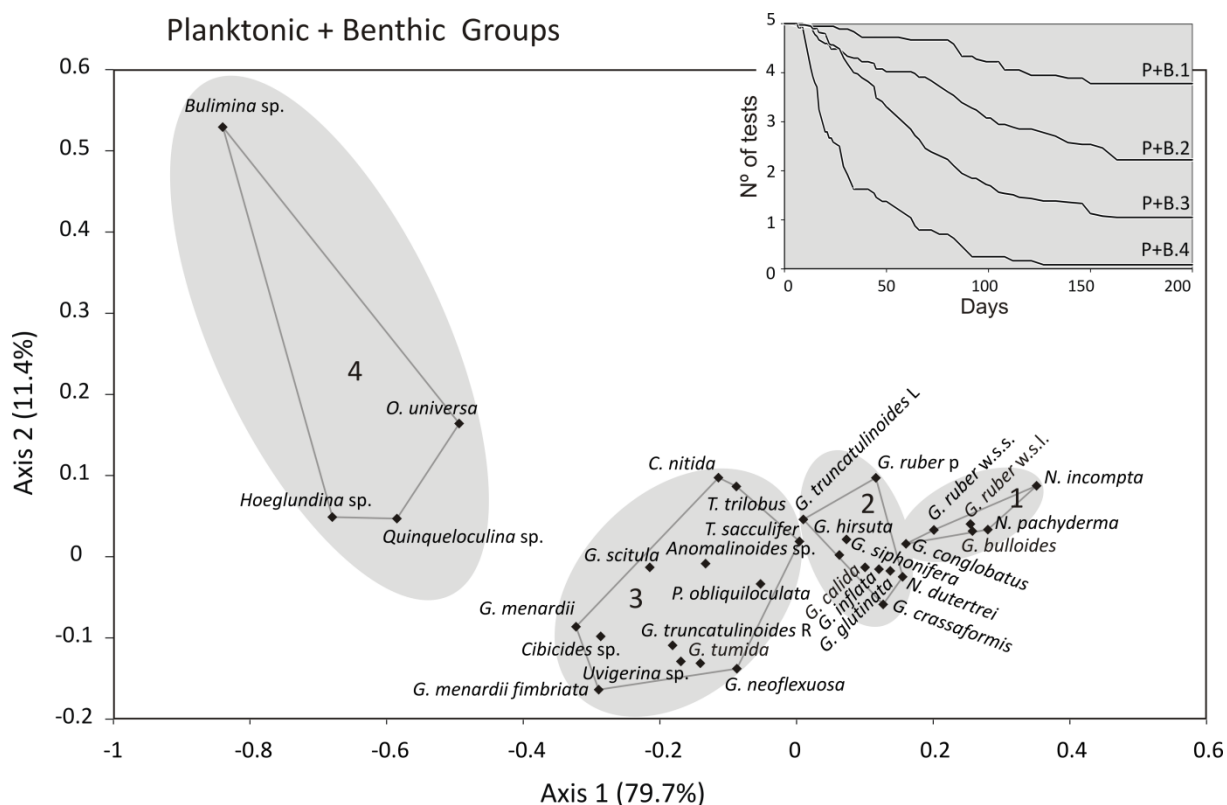


Figure 3. Correspondence Analysis (CA) from the dissolution ranking experiment data (time *versus* species number) with the distribution of species by groups of susceptibility to dissolution, including planktonic and benthic foraminifera. In detail, the graph of the reduction of tests in each group as a function of time.

The species dispersion pattern and the groups provided the background for the dissolution susceptibility ranking. In order to simplify the ranking elaboration, we considered only the scores of the P+B groups, since there are no great differences in relation to the P groups scores, and the first ones are more complete due to the presence of the benthic foraminifera. The ranking was created by the arrangement of the two axes with greater eigenvalue in the CA (P+B), representing 91.1% of the data variation pattern. First, the values of the axes were calibrated to positive values (Ax1'

and $Ax2'$), multiplying them by their related eigenvalues, to obtain the significance of each axis in proportion to its variation, estimating the X Factor (XF) according to the formula:

$$XF = (Ax1' \times 0.797) + (Ax2' \times 0.114)$$

Where $Ax1'$ is the axis 01 calibrated to positive values, and $Ax2'$ is the axis 02 calibrated to positive values. The XF values were normalized to positive values less than one (1.0) to create the Dissolution Index (DX). The maximum DX corresponds to the most resistant species, increasing susceptibility to dissolution as DX decreases (Table 1).

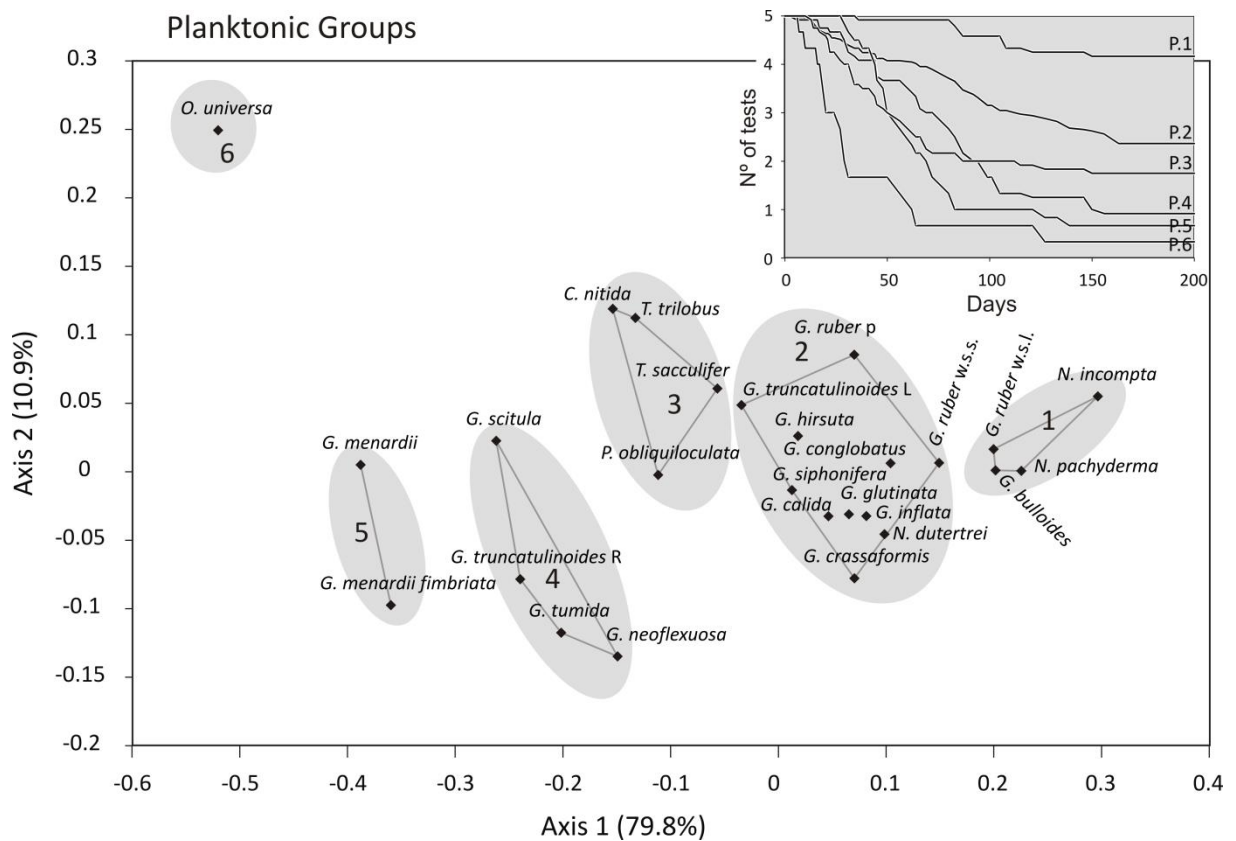


Figure 4. Correspondence Analysis (CA) from dissolution ranking experiment data (time *versus* species number) with the distribution of species by groups of susceptibility to dissolution, including only planktonic foraminifera. In detail, the graph of the reduction of tests in each group as a function of time.

Table 1. Dissolution susceptibility ranking. (P+B: planktonic plus benthic foraminifera; P: only planktonic foraminifera; DX: dissolution index; * Excluded in the P groups column).

Rank	P+B Groups	P Groups	Taxa	DX
1			<i>N. incompta</i>	1.000
2			<i>N. pachyderma</i>	0.936
3	1	1	<i>G. bulloides</i>	0.917
4			<i>G. ruber w.s.l.</i>	0.916
5			<i>G. ruber w.s.s.</i>	0.871
6			<i>G. conglobatus</i>	0.836
7			<i>N. dutertrei</i>	0.827
8			<i>G. inflata</i>	0.813
9			<i>G. ruber p</i>	0.810
10	2	2	<i>G. glutinata</i>	0.800
11			<i>G. crassaformis</i>	0.800
12			<i>G. calida</i>	0.784
13			<i>G. hirsuta</i>	0.766
14			<i>G. siphonifera</i>	0.755
15			<i>G. truncatulinoides L</i>	0.717
16			<i>T. sacculifer</i>	0.709
17	3	3	<i>P. obliquiloculata</i>	0.657
18			<i>T. trilobus</i>	0.642
19			<i>C. nitida</i>	0.622
20			<i>G. neoflexuosa</i>	0.616
21			<i>Anomalinoides sp. *</i>	0.594
22			4	4
23	<i>Uvigerina sp. *</i>	0.551		
24	<i>G. truncatulinoides R</i>	0.543		
25	<i>G. scitula</i>	0.527		
26	<i>Cibicides sp.*</i>	0.459		
27	5	5		
28			<i>G. menardii</i>	0.430
29	4	6	<i>O. universa</i>	0.320
30			<i>Quinqueloculina sp.*</i>	0.232
31			<i>Hoeglundina sp.*</i>	0.155
32			<i>Bulimina sp.*</i>	0.081

The difference in dissolution susceptibility between benthic and planktonic foraminifera can be visibly compared by the simple graphical comparison of the reduction in the total number of tests over time (Fig. 2A). The curves show logarithmic trends and the planktonic foraminifera showed more resistance than the benthic ones. In the comparison by morphological criteria we exclude Heterohelicoidea (little occurrence) and *Orbulina universa* (very different pattern).

The solubility pattern of Globigerinoidea and Globorotaloidea did not show a clear differentiation, since their solubility index ranges overlap.

CARBON AND OXYGEN ISOTOPES

The $\delta^{13}\text{C}$ values did not change significantly, but the $\delta^{18}\text{O}$ values showed differences. The carbon isotope composition without dissolution (T0) showed values of 0.75 and 0.73‰, while samples submitted to 200 days in distilled water (T1) have $\delta^{13}\text{C}$ values of 0.67 and 0.72‰. That is, the mean difference between the T0–T1 carbon isotope composition is -0.05‰ . Meanwhile, the oxygen isotope composition showed values of -1.31 and -1.34‰ at T0, and -1.19 and -1.14‰ at T1, corresponding to a mean difference of 0.16‰ .

DISCUSSION

WHAT REGULATES DISSOLUTION?

Dissolution is a physico-chemical process, in which chemical composition and mineralogy are the primary regulators. Criteria such as wall thickness, porosity, presence of spines or ornamentation, size, and density, i.e. morphologic aspects, are secondary conditions when the variable is dissolution. The morphologic aspects become more important when preservation is controlled by physico-mechanical processes, like abrasion during transport and break-down by predation.

Calcite is formed by the intercalation of CO_3 layers with CaO_3 octahedrons (the average composition is CaCO_3 because the oxygen atoms are shared by the layers and octahedron). The Ca atom (coordination number: c.n. 6) has an ionic radius of 1.00 \AA (Shannon, 1976) and each layer of CO_3 in calcite is 1.42 \AA from the previous layer. The Mg atom (c.n. 6) has an ionic radius of 0.72 \AA (Shannon, 1976), where each layer of CO_3 in dolomite is 1.25 \AA from the previous layer in Mg sites, and 1.43 \AA in Ca sites. In the dolomite the Mg and Ca octahedrons are regularly interspersed (50% Ca, 50% Mg) in a stable structure (Tucker et al., 1990). However, in Mg calcite, the Mg atom enters in the mineral structure in place of Ca, not fitting perfectly, making the mineral more unstable. Therefore, solubility differences of pure calcite and Mg calcite can be explained by the difference in the crystalline structure, where

Mg calcite is more soluble than pure calcite (Brown & Elderfield 1996; Elderfield et al., 1996; Barker et al., 2005; Nouet & Bassinot, 2007).

Mg incorporation into calcite tests is temperature dependent (Nürnberg et al., 1996) and the Mg/Ca ratio increases by $9.0 \text{ mmol/mol} \pm 0.3\%$ at each 1°C rise in temperature (Anand et al., 2003). Downward migrations during ontogeny and corresponding changes in calcification temperature (Hemleben et al., 1989; Schweitzer & Lohmann, 1991; Sadekov et al., 2005) are consistent with intratest changes observed in planktonic foraminifera, because the initial chambers are composed by calcite with a higher Mg content than the calcite of the final chambers. Variation in Mg/Ca ratio within the calcareous wall is also controlled by biological factors (vital effects), changes in the carbon source within the cell (Erez, 2003), or carbonate chemistry modification resulting from photosymbiotic activity (Eggins et al., 2004). Mg/Ca values may vary between 0.1 and 7 mmol/mol in the same test (Jonkers et al., 2016) and may reach up to 11 mmol/mol (Sadekov et al., 2005), varying between species. Due to intratest differences, the inner calcite tends to dissolve before (Johnstone et al., 2010), generating a relative enrichment of calcite with a lower Mg-content.

ROBUSTNESS AND THE WATER COLUMN DEPTH

Benthic foraminifera live at the base of the water column, either on or within the sediments and are abundant on continental shelves (Jorissen, 1999). Planktonic foraminifera are abundant in the open sea where they live in suspension in the water column, making vertical migrations during their ontogenetic cycles (Schiebel et al., 1997; Schiebel & Hemleben, 2017), varying in intensity from one species to another. The abundance of benthic forms is at its maximum in the shelf and suffers an abrupt drop at the shelf break, from where planktonic tests settled predominate in the sediments (Culver, 1988; Culver & Buzas, 1999, Sen Gupta, 1999). The planktonic species are most abundant from the sea surface to 250 m depth, but the inhabited depths may be even greater, as observed in *Globorotalia scitula*, which calcifies in a water depth between 250 and 500 m (Niebler et al., 1999), and *Globorotalia truncatulinoides* and *Globorotalia hirsuta*, which calcify at average depths of 200 and 600 m, respectively, but precipitate the outer calcite-crust near 800 m and 1000 m, respectively (Deuser & Ross, 1989). Therefore, planktonic foraminifera may inhabit significantly deeper waters than benthics (except for the few agglutinated benthic

forms that live at greater depths, below the CCD, e.g. Kennett, 1966), especially those benthics that usually inhabit the shelf. Due to their greater variety of habitats and adaptations, the different benthic species have greater morphological variability. Nguyen & Speijer (2014) attributed the differences in dissolution susceptibility to the architectural types, where unilocular, uniserial, biserial, triserial and milioline groups would be more susceptible, as trochospirals and planispirals would be resistant. In addition, Nguyen & Speijer (2014) used core samples, which may have suffered a post-depositional bias, such as precipitation of diagenetic calcite with different Mg contents. Nevertheless, morphological variability and the resulting ornamentation while they may confer higher robustness in terms of fragmentation by physico-mechanical processes they do not reflect chemical stability.

In our experiment, only two species of Heterohelicoidea were tested, and likely due to the small amount, they do not demonstrate a clear pattern although both suggest moderate solubility. Species from the Globigerinoidea and Globorotaloidea do not have a clearly distinct pattern, since positions overlap in the ranking. Excluding *Orbulina universa*, whose resistance was significantly below the average, the Globigerinoidea presents lower solubilities, while the Globorotaloidea covers a wide range, from the most resistant to the most soluble (Fig. 5). There appears to be no correlation between solubility of planktonic foraminifera and morphological criteria. Although the groups tested differ from those tested by Nguyen & Speijer (2014), our results indicate that the morphology does not have a significant influence on the degree of dissolution.

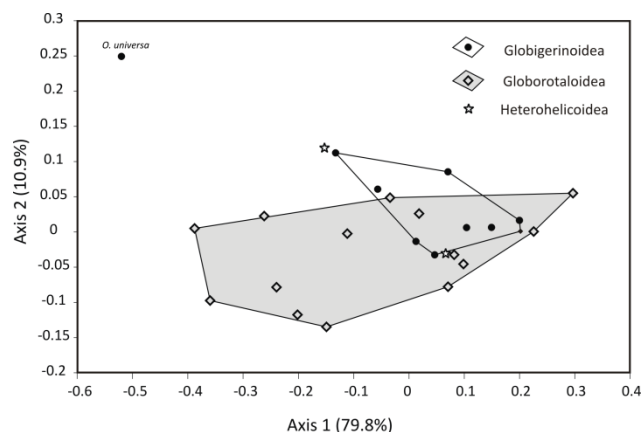


Figure 5. Correspondence Analysis (CA) from the dissolution ranking experiment data (time versus species number) shows a less variable solubility index in Globigerinoidea (except *Orbulina universa*) and a large variable solubility index in Globorotaloidea. Two species of Heterohelicoidea were herein tested, but not considered in the comparison.

PLANKTONICS VERSUS BENTHICS (P/B)

Parker & Berger (1971) interpreted the low P/B foraminifera ratios to a reduction in planktonic foraminifera due to their preferential dissolution, given that benthics have finely textured and dense tests. However, Nguyen & Speijer (2014) considered that P/B ratio should be combined with other indicators to evaluate dissolution of foraminiferal assemblages, because benthic foraminifera also respond to the organic carbon supply to the seafloor. Toledo et al. (2008) observed that the lowest preservation values, based on fragmentation, do not correlate with the highest relative abundances of benthic foraminifera. This reinforces that the benthic abundances reflect mostly past sea level changes. Although the relationship between benthic and planktonic foraminifera as a dissolution proxy is widely applied (e.g. Parker & Berger, 1971; Berger, 1973; Thunell, 1976; Peterson & Prell, 1985; Dittert et al., 1999; Conan et al. 2002), the P/B relationship mainly reflects the bathymetric and/or productivity parameters (Berguer & Diester-Haass, 1988; Van der Zwaan et al., 1999). Another practical drawback of the the P/B ratio is that benthic and planktonic censuses are usually performed in different particle size fractions, making it difficult to standardize the count (Petró et al., 2016).

Our results indicate a greater complexity in the relationship between the relative abundance of benthic and planktonic foraminifera. We question the P/B foraminifera ratio as a preservation proxy, because our results indicate the opposite to that postulated by Parker & Berger (1971), i.e., benthic foraminifera show less resistance to dissolution than planktonics. Even separating the relatively susceptible benthic (from P+B4: *Hoeglundina*, *Quinqueloculina* and *Bulimina*) and relatively resistant benthic (from P+B3: *Cibicides*, *Anomalinoidea* and *Uvigerina*), the more resistant ones are still more soluble than planktonics (Fig. 2A). These genera are important because they are found with planktonic assemblages of the southern Brazilian continental slope, where P/B ratios are frequently used in paleoceanographic studies.

Considering that dissolution is a physico-chemical rather than a physico-mechanical process, the composition of the test is more important than morphological aspects. Differences in the chemical composition between benthics and planktonics are the most likely hypothesis to explain this behavior, because benthic foraminifera are formed by high Mg calcite, more soluble than the low Mg calcite present in planktonic species (Brown & Elderfield, 1996; Elderfield et al., 1996; Barker et al. 2005; Nouet & Bassinot, 2007).

The benthic foraminifera of P+B4 group are more soluble also due to other factors: *Bulimina* sp. has extremely thin walls, *Hoeglundina* sp. has an aragonitic wall (a polymorph less stable than calcite), and *Quinqueloculina* sp. has a wall composed of high Mg calcite (higher than other benthic foraminifera) (Fig. 3). *Hoeglundina elegans*' sensitivity to dissolution led Gonzales et al. (2017) to propose the *H. elegans* Preservation index (HelP Index) based on dissolution degrees of this species. Besides the HelP Index, the abundance of *H. elegans* showed good results as a dissolution proxy (Gonzales et al., 2017). Besides *Hoeglundina*, we propose that *Quinqueloculina* and *Bulimina* abundances can be tested as a proxy to identify absence or slight dissolution.

Besides the observed difference between benthic and planktonic foraminifera, the influence of chemical composition can also be observed on the difference between the dissolution of planktonic foraminifera and coccoliths. The dissolution intensification tends to enrich the fossil assemblage in coccoliths relatively to foraminifera (Hay, 1970; Hsü & Andrews, 1970; Stoll et al., 2001), which suggests that the coccoliths are more resistant. Given the small size of coccoliths, and thus their higher exposure area/volume ratio we would expect them to be more soluble. However, the opposite occurs because the Mg/Ca ratio in the coccolith calcite, around 0.2 mmol/mol in coccoliths (Stoll et al., 2001), is much smaller than in the planktonic foraminifera, between 0.1 and 11 mmol/mol (Sadokov et al., 2005; Jonkers et al., 2016).

RANKING

The comparison with other rankings (Berger, 1970; Parker & Berger 1971; Adelsek, 1978; Thunell & Honjo, 1981; Malmgren, 1983; Boltovskoy & Totah, 1992) reveals both agreements and disagreements. Each ranking adopts specific methodologies measuring dissolution by mass loss, by an own dissolution index, by fragmentation, by the reduction of the number of tests, or the combination of some of the aforementioned factors. Differences between experimental results may partly be attributed to the different methodological approaches. The provenance of the samples from each experiment also can cause different results, because each region has its own oceanographic characteristics influencing the tests composition (Fig. 6A) and eventually different cryptic species (de Vargas et al., 1999, 2001; Kucera & Darling, 2002), introducing an experimental bias. The latitudinal (or regional)

temperature change is the main difference, as Mg assimilation into calcite tests is temperature-dependent (e.g. Nürnberg et al., 1996; Barker et al., 2005) and it behaves differently in different species (Regenberg et al., 2009) (Fig. 6B). Thus, considering the same species, specimens from the equatorial Pacific will have higher Mg content in relation to South Atlantic specimens. Seasonal climatic changes are also influential, since the species have reproductive peaks at certain seasons (Wejnert et al., 2010), and different seasonal temperatures, and, a species might assimilate different contents of Mg in the calcite test.

Results in agreement with other rankings show *Neogloboquadrina pachyderma* and *Globorotalia inflata* to be resistant to dissolution; *Globigerinella calida*, *Globigerinella siphonifera*, *Globorotalia hirsuta*, *Candeina nitida*, and *Trilobatus trilobus* (= *Globigerinoides sacculifer* without sac) moderately resistant, and *Globorotalia fimbriata* and *Orbulina universa*, susceptible (Figs. 2C, 7). Some species do not show a good similarity between rankings, such as *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides conglobatus*, *Neogloboquadrina dutertei*, and *Trilobatus sacculifer*. Species such as *Globigerinoides ruber*, *Globigerinita glutinata*, *Globorotalia crassaformis*, *Globorotalia truncatulinoides*, *Globorotalia tumida* and *Pulleniatina obliquiloculata* responded differently from one ranking to another.

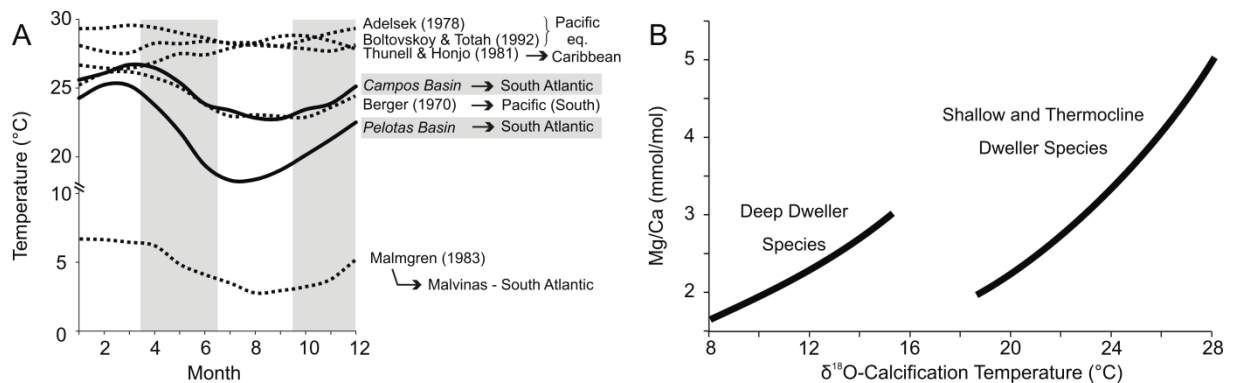


Figure 6. (A) Seasonal sea surface temperature variation between 1955 and 2012 (Locarnini et al., 2003) for the provenance areas whose samples were used for the rankings (dashed lines: published data; solid lines: this work). (B) Calibration curve of the $\delta^{18}\text{O}$ -calcification temperatures and relation with Mg/Ca (Regenberg et al., 2009).

As with previous rankings, *Orbulina universa* is confirmed to be a very soluble species (Fig. 7). The solubility of the calcareous wall of *O. universa* is well known, being the weakly calcified initial chambers often reabsorbed even during

gametogenesis (Kemle-von Mücke & Hemleben, 1999). These initial chambers, even when present, are not observed with the intact test, since the last spherical chamber encompasses the previous ones. Therefore, the presence of whole tests of *O. universa* can be considered a proxy of low (or absent) dissolution.

The most different result is in *Globorotalia tumida*, always considered as resistant to dissolution in previous studies (Berger, 1970; Parker & Berger, 1971; Adelsek, 1978; Thunell & Honjo, 1981; Boltovskoy & Totah, 1992). Our results indicate high susceptibility to dissolution in *G. tumida*, as well as in *G. menardii* and *G. neoflexuosa*, reinforcing the role of regional oceanographic conditions for dissolutions susceptibilities. In our experiment, *Globigerina bulloides*, a species from temperate to sub-polar waters, demonstrates resistance to dissolution, unlike the results of Thunell & Honjo (1981). The genus *Neogloboquadrina* (species *N. pachyderma* and *N. incompta*), from subpolar and polar zones, are the most resistant (Group P1). *Neogloboquadrina dutertrei*, a subtropical species, also presents high resistance (Group P2).

Unlike other studies (e.g. Ruddiman & Heezen, 1967; Berger, 1970; Boltovskoy & Totah, 1992), all phenotypes of *Globigerinoides ruber* showed greater resistance to dissolution, despite being a tropical and subtropical species. Our results demonstrate consistency, since the three types of *G. ruber* (*white sensu stricto*, *white sensu lato* and pink) expressed high resistance to dissolution.

Some abundance relationships between different species are used as a paleoproductivity proxy, such as the *Globigerina bulloides*/*Globigerinoides ruber* ratio (Conan et al., 2002), as well as the abundance of *Neogloboquadrina dutertrei* (see Hilbrecht, 1997) and *Globorotalia truncatulinoides* (right coiling) (see Renaud & Schmidt, 2003). Higher relative abundances of *N. dutertrei* have also been attributed to low salinity conditions (e.g. Cita et al., 1977; Cullen, 1981). The *G. bulloides*/*G. ruber* ratio is reliable because both have high resistance to dissolution, with a tendency to suffer similar dissolution processes, maintaining the original proportion. *N. dutertrei* shows high resistance and, in a corrosive environment (i.e. carbonate undersaturated waters), it can have its relative abundance increased, leading to misinterpretations of the paleoproductivity and paleosalinity signals (both enhanced paleoproductivity and reduced paleosalinity). *Globorotalia truncatulinoides* (right coiling) is more susceptible to dissolution and may suffer more significant alterations, biasing the paleoproductivity signal. Waters with high productivity contain high levels of CO₂, and are more corrosive, which could cause a reduction in *G. truncatulinoides*.

In case of high productivity in bottom waters, a reverse effect can occur, dissolving the tests of *G. truncatulinoides*, masking the surface proxy.

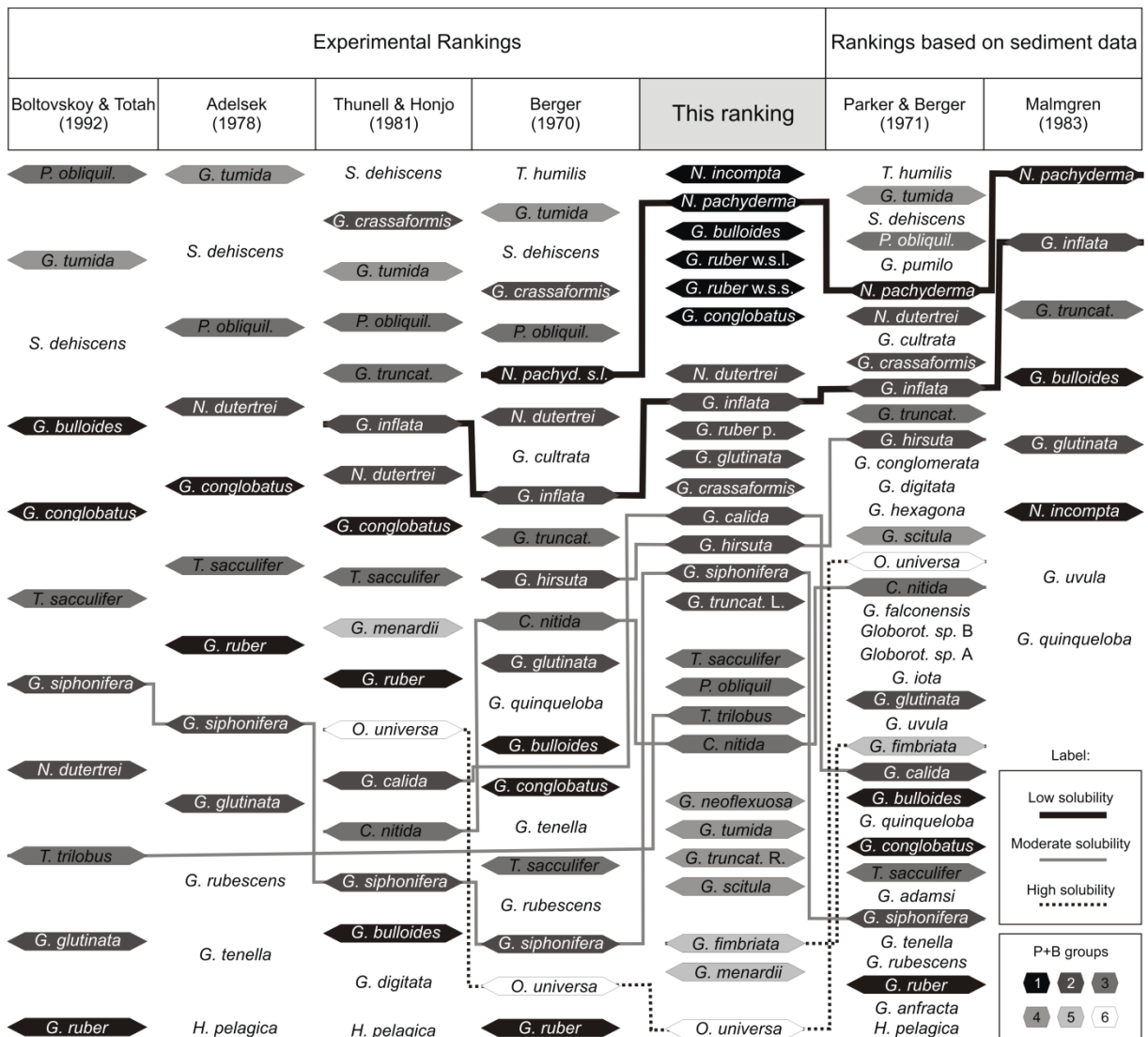


Figure 7. Comparison between rankings and correlation of species with similar solubility. Dark colors represent more resistant species and light colors are the most soluble species according to our ranking. The resistant species are at the top and the soluble ones at the base according to the criteria of each ranking. Species not enclosed in boxes were not analyzed in this study. Abbreviations: *G. truncat.* = *G. truncatulinoides*; *N. pachyd.* = *N. pachyderma*; *P. obliquil.* = *P. obliquiloculata*.

In synthesis, the large dissolution index differences between some species could be explained by the divergence in their Mg contents, which can be controlled by vital effects, likely variable between morphospecies due to cryptic speciation. Also, species with small differences in the solubility index and those that differ

between rankings may have the incorporation of Mg conditioned by local oceanographic factors. These conditions change from one region to another, since the carapaces precipitate in equilibrium with the environment, and small differences in the content of Mg may alter the dissolution pattern of the calcite crystals (Fig. 6).

CHEMICAL AND ISOTOPIC CHANGES

Mg/Ca may also vary within the same species as a function of test size due to an increase in the calcification rate during test growth (Elderfield, 2002), to an intensification of symbiotic activity with ontogenetic development (Hönisch & Hemming, 2004) or to temperature changes resulting from foraminiferal migration in the water column (Lohmann, 1995). Small-scale Mg/Ca variations occur within the tests, between sequentially precipitated chambers and between those chambers and calcite crust precipitated during gametogenesis (i.e. between ontogenetic and gametogenic layers). Variations can be observed by Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICPMS) (e.g. Eggins et al., 2003, 2004; Hathorne et al., 2003), Scanning Electron Microscopy (SEM), and electron microprobe analysis (e.g. Sadekov et al., 2005; Jonkers et al., 2016). However, a more detailed microprobe analysis is necessary, comparing the initial and final chambers of foraminifera, as well as the overlap of calcite layers, to understand if the pattern of change in the Mg content is uniform, to prove that the adult ontogenetic stage chambers have lower Mg content than the inner chambers.

The $\delta^{18}\text{O}$ data show a positive variation between 0.12 to 0.20‰ during dissolution in distilled water, indicating a preferential removal of the light isotope. Bonneau et al. (1980), compared planktonic foraminifera tests from different depths in the Ontong-Java Plateau, and observed an increase of up to 0.4‰ in the $\delta^{18}\text{O}$ value per 100 m of depth in *Globigerinoides ruber* and 0.2‰ in *Trilobatus sacculifer* due to dissolution. Mortyn & Charles (2003) identified differences in the oxygen isotope composition between species in the water column and in core-top sediments, always with heavier (positive) values in the sediment than in plankton, observing a variation of 1.2 – 1.4‰ for *Globorotalia inflata*, 1.25‰ for *Globigerina bulloides*, and 0.75‰ for *Neogloboquadrina pachyderma*. The authors attributed this difference to the greater calcification of foraminifera in depth (present only in core-top samples) and to the 20th century warming trend (Mortyn & Charles, 2003). However, our results show that this difference may be alternatively explained by the calcite loss by

dissolution, where the core-top tests undergo more intense changes during the settling process.

There is a change in the isotopic value in the test after the beginning of dissolution, as the inner chambers dissolve more easily (Johnstone et al., 2010), tending to a relative gradual increase in outer calcite, formed during the adult stage, increasing the isotopic value. Less resistant species are more easily affected by dissolution, with a greater change in isotopic value than the more resistant species (Wu & Berger, 1989).

The $\delta^{18}\text{O}$ range observed in the experiment (0.12 to 0.20‰) is small in terms of glacial/interglacial changes (e.g. 1.8‰ between Marine Isotope Stages (MIS) 1 and 2, Lisiecki & Raymo, 2005), however, tests exposed to corrosive conditions for a long time (over centuries) may turn the isotope dissolution effects more intense (than 200 days in experiment) and should show significant differences in paleoceanographic interpretations. Isotopic changes can be common mainly in basins where there is a great seasonal variation between summer and winter, i.e. where the dominant water mass change through the year. The seasonal variation during the year may mask changes in the isotopic composition observed, for example, between the MIS.

In a future analysis, it is necessary to quantify how the amplitude of vertical migration, which influences the Mg content, affects the isotopic signal resulting from dissolution. If this relationship proves true, it would be prudent to use species with little vertical migration in this type of analysis, in order to avoid taphonomic bias.

CONCLUSIONS

Discrepancies between previously published planktonic foraminifera dissolution susceptibility rankings and our own lead us to reevaluate some widely used concepts. First, we have seen that morphological characteristics did not show a correlation with dissolution intensity, reinforcing the idea that the mineralogical composition of the tests is the main factor controlling the degree of solubility. Future chemical composition analyses (mainly Mg content) in different species can be used to demonstrate this relationship.

Second, likely as a result from the higher Mg content in the tests, the benthics are more soluble than the planktonics, and, therefore, the simple ratio between planktonic and benthic foraminifera (P/B) cannot be applied as a dissolution proxy. In the first place, P/B shows changes in sea level, and has no direct relation to

dissolution patterns. More specific indicators such as the presence of the benthic genera *Quinqueloculina*, *Hoeglundina* and *Bulimina* can be tested as a parameter to identify absence or slight dissolution along depth profiles in time. Also, the presence of the planktonic species *Orbulina universa* can be indicative of low dissolution.

We understand that the great variability between rankings results from differences in the test composition (Mg content), caused by diverse oceanographic conditions, difficult to monitor, since small differences in the Mg content are not necessarily controlled by vital effects, but are a reflection of the elements available in water at the time of test formation. Groups with large differences in dissolution susceptibility are determined by vital effects. Thus, the regional character for each ranking is highlighted, demonstrating the importance of this ranking for the western South Atlantic. The knowledge of regional differences in planktonic foraminifera dissolution susceptibilities is essential for paleoceanographic studies since, as shown in this study, the oxygen isotope composition tends to increase after dissolution, probably due to the preferential dissolution of the inner chambers.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank FAPERGS (grant 1982-2551/13-7), and IODP-CAPES (grant 88887.091727/2014-01) for financial support. The authors are also thankful to Fernando Erthal for important assistance in the statistical analyses, to Eric Muxagata and Vanessa O. Agostini for plankton samples, to Elírio Toldo Jr. for sediment samples, and to Justin Parker for important suggestions that greatly improved our manuscript. Cristianini T. Bergue is thanked for suggestions on the first manuscript. J.C.C. thanks the National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for financial support (grant 304453/2013-7).

REFERENCES

- Adelseck, C.G., 1978, Dissolution of deep-sea carbonate: preliminary calibration of preservational and morphologic aspects: *Deep-Sea Research*, v. 25, p. 1167–1185.
- Anand, P., Elderfield, H., and Conte, M.H., 2003, Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series: *Paleoceanography*, v. 18, 1050, DOI:10.1029/2002PA000846.

-
- Arrhenius G., 1952, Sediment cores from the East Pacific: Swedish Deep-Sea Expedition 1947–1948, v. 5, p. 228.
- Barker, S., Cacho, I., Benway, H.M., and Tachikawa, K., 2005, Planktonic foraminiferal Mg/Ca as a proxy for past oceanic temperatures: A methodological overview and data compilation for the Last Glacial Maximum: *Quaternary Science Reviews*, v. 24, p. 821–834.
- Bé, A.W.H., Morse, J.W., and Harrison, S.M., 1975, Progressive dissolution and ultrastructural breakdown of planktonic foraminifera, *in* Sliter, W.V., Bé, A.W.H., and Berger, W.H. (eds.), *Dissolution of Deep-Sea Carbonates: Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publications n°13*, Palisades, New York, p. 27–55.
- Berger, W. H., 1967, Foraminiferal ooze: solution at depths: *Science*, v. 156, 383–385.
- Berger, W.H., 1968, Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation: *Deep-Sea Research*, v. 15, p. 31–43.
- Berger, W.H., 1970, Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline: *Marine Geology*, v. 8, p. 111–138.
- Berger, W.H., 1973, Deep-sea carbonates: Pleistocene dissolution cycles: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 3, p. 187–195.
- Berger, W. H., and Diester-Haass, L., 1988, Paleoproductivity: the benthic/planktonic ratio in foraminifera as a productivity index: *Marine Geology*, v. 81, p. 15–25.
- Boltovskoy, E., and Totah, V.I., 1992, Preservation index and preservation potential of some foraminiferal species: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 22, p. 267–273.
- Bonneau, M.-C., Vergnaud-Grazzini, C., and Berger, W. H., 1980, Stable isotope fractionation and differential dissolution in recent planktonic foraminifera from Pacific box-cores: *Oceanologica Acta*, v. 3, p. 377–382.
- Brown, S.J., and 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*, v. 11, p. 543–551.
- Cita, M.B., Vergnaud-Grazzini, C., Robert, C., Chamley, H., Ciaranfi, N., and d’Onofrio, S., 1977, Paleoclimatic record of a long deep sea core from the Eastern Mediterranean: *Quaternary Research*, v. 8, p. 205–235.

- Conan, S. M.-H., Ivanova, E. M., and Brummer, G.-J.A., 2002, Quantifying carbonate dissolution and calibration of foraminiferal dissolution indices in the Somali Basin: *Marine Geology*, v. 182, p. 325–349.
- Cullen, J.L., 1981, Microfossil evidence for changing salinity patterns in the Bay of Bengal over the last 20,000 years: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 35, p. 315–356.
- Culver S.J., 1988, New foraminiferal depth zonation of the northwestern Gulf of Mexico: *Palaios*, v. 3, p. 69–85.
- Culver, S.J., and Buzas, M.A., 1999, Biogeography of neritic benthic foraminifera, in Sen Gupta, B.K. (ed.), *Moderns foraminifera*: Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 93–102.
- Deuser, W.G., and Ross E.H., 1989, Seasonally abundant planktonic foraminifera of the Sargasso Sea: succession, deep-water fluxes, isotopic compositions, and paleoceanographic implications: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 19, p. 268–293.
- de Vargas, C., Norris, R., Zaninetti, L., Gibb, S.W., Pawlowski, J., 1999, Molecular evidence of cryptic speciation in planktonic foraminifers and their relation to oceanic provinces: *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*, v. 96, p. 2864–2868.
- de Vargas, C., Renaud, S., Hilbrecht, H., Pawlovski, J., 2001, Pleistocene adaptive radiation in *Globorotalia truncatulinoides*: genetic, morphologic, and environmental evidence: *Paleobiology*, v. 27, p. 104–25.
- Dittert, N., Baumann, K.-H., Bickert, T., Henrich, R., Huber, R., Kinkel, H., and Meggers, H., 1999, Carbonate dissolution in the deep-sea: methods, quantification and paleoceanographic application, in Fischer, G., and Wefer, G. (eds.), *Use of proxies in paleoceanography: examples from the South Atlantic*: Springer-Verlag, Berlin, p. 255–284.
- Elderfield, H., 2002, Carbonate mysteries: *Science*, v. 296, p. 1618–1621.
- Elderfield, H., Bertram, C.J., and Erez, J., 1996, A biomineralization model for the incorporation of trace elements into foraminiferal calcium carbonate: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 142, p. 409–423.
- Eggins, S., De Deckker, P., and Marshall, J., 2003, Mg/Ca variation in planktonic foraminifera tests: implications for reconstructing palaeo-seawater temperature and habitat migration: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 212, p. 291–306.

- Eggins, S.M., Sadekovb, A., and de Deckker, P., 2004, Modulation and daily banding of Mg/Ca in *Orbulina universa* tests by symbiont photosynthesis and respiration: a complication for seawater thermometry?: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 225, p. 411–419.
- Erez, J., 2003, The source of ions for biomineralization in foraminifera and their implications for paleoceanographic proxies: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 54, p. 115–149.
- Gonzales, M.V., de Almeida, F.K., Costa, K.B, Santarosa, A.C.A., Camillo Jr., E., Quadros, J.P., and Toledo, F.A.L., 2017, HelP index: *Hoeglundina elegans* preservation index for marine sediments in the western South Atlantic: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 47, p. 56–69.
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., and Ryan, P.D., 2001, PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis: *Palaeontologia Electronica*, v. 4, p. 1–9.
- Hathorne, E.C., Alard, O., James, R.H., and Rogers, N.W., 2003, Determination of intratest variability of trace elements in foraminifera by laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 4, 8408, DOI:10.1029/2003GC000539.
- Hay, W.W., 1970, Calcareous nanofossils from cores recovered on Leg 4: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 4, p. 455–501.
- Hemleben, C., Spindler, M., and Anderson, O.R., 1989, *Modern planktonic foraminifera*: Springer-Verlag, New York, 363 p.
- Hilbrecht, H., 1997, Morphologic gradation and ecology in *Neogloboquadrina pachyderma* and *N. dutertrei* (planktic foraminifera) from core top sediments: *Marine Micropaleontology*, v. 31, p. 31–43.
- Hönisch, B., and Hemming, N.G., 2004, Ground-truthing the boron isotope-paleo-pH proxy in planktonic foraminifera shells: partial dissolution and shell size effects: *Paleoceanography*, v. 19, PA4010, DOI:10.1029/2004PA001026.
- Hsü K.J, and Andrews J.E., 1970, Lithology, in Barder, R.G. (ed.), Initial reports Deep Sea Drilling Project 3: US Govt Printing Office, Washington DC, p. 445–453.
- Hutson, W.H., 1980, The Agulhas Current during the late Pleistocene: analysis of modern faunal analogs: *Science*, v. 207, p. 64–66.
- Imbrie, J., and Kipp, N.G., 1971, A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core, in Turekian,

- K.K. (ed.), Late Cenozoic glacial ages: Yale University Press, New Haven and London, p. 71–147.
- Johnstone, H.J.M., Schulz, M., Barker, S., and Elderfield, H., 2010, Inside story: an x-ray computed tomography method for assessing dissolution in the tests of planktonic foraminifera: *Marine Micropaleontology*, v. 77, p. 58–70.
- Jonkers, L., Buse, B., Brummer, G.-J.A., and Hall, I.R., 2016, Chamber formation leads to Mg/Ca banding in the planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma*: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 451, p. 177–184.
- Jorissen, F.J., 1999, Benthic foraminiferal microhabitats below the sediment-water interface, in Sen Gupta, B.K. (ed.), *Moderns foraminifera*: Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 161–179.
- Kemle-von Mücke, S., and Hemleben, C., 1999, Foraminifera, in Boltovskoy, D. (ed.), *South Atlantic zooplankton*: Backhuys Publishers, Leiden, p. 43–73.
- Kennett, J.P., 1966, Foraminiferal evidence of a shallow calcium carbonate solution boundary, Ross Sea, Antarctica: *Science*, v. 153, p. 191–193.
- Kimoto, K., Takaoka, H., Oda, M., Ikehara, M., Matsuoka, H., Okada, M., Oba, T., and Taira, A., 2003, Carbonate dissolution and planktonic foraminiferal assemblages observed in three piston cores collected above the lysocline in the western equatorial Pacific: *Marine Micropaleontology*, v. 47, p. 227–251.
- Kucera, M., and Darling, K., 2002, Cryptic species of planktonic foraminifera: their effect on palaeoceanographic reconstructions: *Philosophical Transactions of the Royal Society London A*, v. 360, p. 695–718.
- Lisiecki, L.E., and Raymo, M.E., 2005, A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records: *Paleoceanography*, v. 20, PA1003, DOI:10.1029/2004PA001071.
- Locarnini, R.A., Mishonov, A.V., Antonov, J.I., Boyer, T.P., Garcia, H.E., Baranova, O.K., Zweng, M.M., Paver, C.R., Reagan, J.R., Johnson, D.R., Hamilton, M., and Seidov, D., 2013, World ocean atlas 2013, volume 1: temperature, in Levitus, S., and Mishonov, A. (eds.), *NOAA Atlas NESDIS 73*: Maryland, p. 1–40.
- Lohmann, G.P., 1995, A model for variation in the chemistry of planktonic foraminifera due to secondary calcification and selective dissolution: *Paleoceanography*, v. 10, p. 445–457.

- Malmgren, B.A., 1983, Ranking of dissolution susceptibility of planktonic foraminifera at high latitudes of the South Atlantic ocean: *Marine Micropaleontology*, v. 8, p. 183–191.
- Malmgren, B.A., and Nordlund, U., 1997, Application of artificial neural networks to paleoceanographic data: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 136, p. 359–373.
- Mortyn, P.G., and Charles C.D., 2003, Planktonic foraminiferal depth habitat and $\delta^{18}\text{O}$ calibrations: Plankton tow results from the Atlantic sector of the Southern ocean: *Paleoceanography*, v. 18, 1037, DOI:10.1029/2001PA000637.
- Nguyen, T.M.H., and Speijer, R.P., 2014. A new procedure to assess dissolution based on experiments on Pliocene–Quaternary foraminifera (ODP Leg 160, Eratosthenes Seamount, Eastern Mediterranean): *Marine Micropaleontology*, v. 106, 22–39.
- Niebler, H.-S., Hubberten, H.-W., and Gersonde, R., 1999, Oxygen isotope values of planktic foraminifera: A tool for the reconstruction of surface water stratification, *in* Fischer, G., and Wefer, G. (eds.), *Use of proxies in paleoceanography*. Springer, Berlin, p. 165–189.
- Nouet, J., and Bassinot, F., 2007, Dissolution effects on the crystallography and Mg/Ca content of planktonic foraminifera *Globorotalia tumida* (Rotaliina) revealed by x-ray diffractometry: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 8, Q10007, DOI:10.1029/2007GC001647.
- Nürnberg, D., 1995, Magnesium in tests of *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral from high northern and southern latitudes: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 25, p. 350–368.
- Nürnberg, D., Bijma, J., and Hemleben, C., 1996, Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 803–814.
- Parker, F.L., and Berger, W.H., 1971, Faunal and solution patterns of planktonic foraminifera in surface sediments of the South Pacific: *Deep-Sea Research*, v. 18, p. 73–107.
- Peterson, L.C., and Prell, W.L., 1985, Carbonate dissolution in recent sediments of the eastern equatorial Indian ocean: preservation patterns and carbonate loss above the lysocline: *Marine Geology*, v. 64, p. 259–290.

- Petró, S.M., Pivel, M.A.G., and Coimbra, J.C., 2016, Implicações da dissolução de carbonato de cálcio pelágico em reconstruções paleoceanográficas do Quaternário: *Quaternary and Environmental Geosciences*, v. 7, p. 14–25.
- Phleger F.B., Parker F.L., and Peirson J. F., 1953, North Atlantic foraminifera: Swedish Deep-Sea Expedition 1947–1948, v. 7, p. 1–122.
- Regenberg, M., Steph, S., Nürnberg, D., Tiedemann, R., and Garbe-Schönberg, D., 2009, Calibrating Mg/Ca ratios of multiple planktonic foraminiferal species with $\delta^{18}\text{O}$ -calcification temperatures: paleothermometry for the upper water column: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 278, p. 324–336.
- Regenberg, M., Schröder, J.F., Jonas, A.-S., Woop, C., and Gorski, L., 2013, Weight loss and elimination of planktonic foraminiferal tests in a dissolution experiment: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 43, p. 406–414.
- Renaud, S., and Schmidt, D.N., 2003, Habitat tracking as a response of the planktonic foraminifer *Globorotalia truncatulinoides* to environmental fluctuations during the last 140 kyr: *Marine Micropaleontology*, v. 49, p. 97–122.
- Ruddiman, W.F., and Heezen, B.C., 1967, Differential solution of planktonic foraminifera: *Deep-Sea Research*, v. 14, p. p. 801–808.
- Sadekov, A.Y., Eggins, S.M., and de Decker, P., 2005, Characterization of Mg/Ca distributions in planktonic foraminifera species by electron microprobe mapping: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 6, Q12P06, DOI:10.1029/2005GC000973.
- Schiebel, R., and Hemleben, C., 2017, *Planktic foraminifers in the modern ocean*: Springer, Berlin, 358 p.
- Schiebel, R., Bijma, J., and Hemleben, C., 1997, Population dynamics of the planktic foraminifer *Globigerina bulloides* from the eastern North Atlantic: *Deep-Sea Research I*, v. 44, p. 1701–1713.
- Schott W., 1935, Die foraminiferen in dem äquatorialen teil des Atlantischen ozeans: *Dt. Atlant. Exped. Meteor 1925–1927*, v. 3, p. 43–134.
- Schweitzer, P.N., and Lohmann, G.P., 1991, Ontogeny and habitat of modern menardiiform planktonic foraminifera: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 21, p. 332–436.
- Sen Gupta, B.K., 1999, Foraminifera in marginal marine environments, *in* Sen Gupta, B.K. (ed.), *Moderns foraminifera*: Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 141–159.

- Shannon, R.D., 1976, Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides: *Acta Crystallographica*, v. A32, p. 751–767.
- Stoll, H.M., Encinar, J.R., Alonso, J.I.G., Rosenthal, Y., Probert, I., and Klaas, C., 2001, A first look at paleotemperature prospects from Mg in coccolith carbonate: cleaning techniques and culture measurements: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 2, 2000GC000144, DOI:10.1029/2000GC000144.
- Thunell, R.C., 1976, Optimum index of calcium carbonate dissolution in deep-sea sediments: *Geology*, v. 4, p. 525–528.
- Thunell, R., and Honjo, S., 1981, Calcite dissolution and the modification of planktonic foraminiferal assemblages: *Marine Micropaleontology*, v. 6, p. 169–182.
- Toledo, F.A.L., Costa, K.B., Pivel, M.A.G., and Campos, E.J.D., 2008, Tracing past circulation changes in the western South Atlantic based on planktonic foraminifera: *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 11, p. 169–178.
- Tucker, M.E., Wright, V.P., and Dickson, J.A.D., 1990, *Carbonate sedimentology*: Blackwell science, Oxford, 482 p.
- Van der Zwaan, G.J., Duijnste, I.A.P., den Dulk, M., Ernst, S.R., Jannink, N.T., and Kouwenhoven, T.J., 1999, Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleoecological concepts: *Earth-Science Reviews*, v. 46, p. 213–236.
- Vincent, E., and Berger, W.H., 1981, Planktonic foraminifera and their use in paleoceanography, *in* Emiliani, C. (ed.), *The Sea*: Wiley-Interscience, New York, p. 1025–1119.
- Wejnert, K.E., Pride, C.J., and Thunell, R.C., 2010, The oxygen isotope composition of planktonic foraminifera from the Guaymas Basin, Gulf of California: seasonal, annual, and interspecies variability: *Marine Micropaleontology*, v. 74, p. 29–37.
- Wu, G., and Berger, W.H., 1989, Planktonic foraminifera: differential dissolution and the Quaternary stable isotope record in the west equatorial Pacific: *Paleoceanography*, v. 4, p. 181–198.

INSIGHTS ABOUT PRESERVATION POTENTIAL IN THE PLANKTONIC FORAMINIFERA ASSEMBLAGES FROM SOUTH ATLANTIC: PROBABLE DISSOLUTION BIAS

***Considerações sobre o potencial de preservação em associações de
foraminíferos planctônicos do Atlântico Sul:
possível viés provocado pela dissolução***

Sandro Monticelli Petró

Colaboradores: Fernando Erthal, María Alejandra Gómez Pivel, João Carlos Coimbra

ABSTRACT

The distribution of living planktonic foraminifera is controlled by the surface environmental conditions of ocean waters, mainly by sea surface temperature (SST). However, after death, foraminifera may undergo a taphonomic bias, mainly caused by dissolution, thus modifying the original assemblages when incorporated into the sediments. The aim of this study is to evaluate possible biases in the faunal composition of sediment assemblages caused by dissolution. For this purpose, data on the species composition of planktonic foraminifera assemblages from South Atlantic sediments and oceanographic data (temperature, salinity, dissolved oxygen, and oxygen saturation, from surface and bottom waters) were analysed by Non-Metric Multidimensional Scaling (NMDS) and Canonical Analysis of Proximities (CAP). Since SST is the main controlling factor over planktonic foraminifera species distribution, the method assumes that similar SST should generate similar assemblages, and, grouping the similar SST, changes in sediment faunal assemblages can be attributed to changes in bottom waters. The clustering of foraminifera according to temperature ranges occurrences showed greater coefficient of inertia in the tropical and polar zones, highlighting the resistant species *Neogloboquadrina pachyderma*, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia inflata* and

Globigerinoides ruber (white). As expected, most of the results indicated a higher relation with SST, but dissolution-susceptible planktonic foraminifera also responded to surface dissolved oxygen, bottom salinity and bottom dissolved oxygen. This bias can generate small losses in fragile species, possibly interfering in the fidelity of the calibration database used in paleotemperature reconstructions based on planktonic foraminifera census counts. The areas with greater bias were associated to the presence of more corrosive bottom water masses of southern origin.

INTRODUCTION

The occurrence and abundance of planktonic foraminifera is controlled by physico-chemical parameters and oceanographic variables, mainly temperature (e.g. Kucera, 2007). Thus, planktonic foraminifera are distributed in the oceanic provinces according to latitudinal climatic zones. However, even after death, foraminifera remains are influenced by environmental conditions while sinking through the water column and at the seabed where they are deposited, affecting the preservation (Petró *et al.*, in press, Chap. 4).

The preservation depends on the supply of biogenic material, the mixture of the pelagic material with terrigenous sediments, diagenetic changes and, above all, dissolution (Kennett, 1982). Dissolution starts in low depths in the water column, when organisms are incorporated into the pelagic Taphonomically Active Zone (TAZ, Petró *et al.*, in press, Chap. 4). Planktonic foraminifera dissolution intensifies at the lysocline (Berger, 1968), and is complete below the Carbonate Compensation Depth.

Dissolution occurs differently for each planktonic foraminifera species, that is, some species suffer more dissolution when compared to others, leading to a potential preservation bias between living and fossil assemblages. The differentiation in the assemblages follows patterns according to the region and the conditions of the water masses, mainly with respect to latitudinal criteria. High latitude assemblages have less weight loss by dissolution than low latitude ones (Berger, 1967). As warmer water species are more susceptible to dissolution, assemblages tend to become progressively richer in resistant species (Berger, 1968; Vincent & Berger 1981; Thunell & Honjo, 1981). Therefore, the dissolution process may change the original assemblages, and paleoceanographic proxies may not always reflect the living environmental conditions.

The main purpose of this study is to evaluate the representativeness (fidelity) of sediment samples compared to living assemblages, and identify the environmental factors that contribute most to the differential dissolution bias in bottom waters in the South Atlantic Ocean. A study of quantitative fidelity in planktonic foraminifera can explain this bias. However, such study would require the comparison between living and sediment assemblages, and since the data of living planktonic foraminifera assemblages are scarce, it would be unfeasible on a large scale. Thus, we assume that similar sea surface temperature (SST) should generate similar assemblages, and that different bottom environmental conditions may change these assemblages.

STUDY AREA

The emergence of the South Atlantic dates back to 135 Ma (Moulin *et al.*, 2010). Since then, its floor formed a physiography marked by the mid-Atlantic ridge, generating a submarine geomorphologic feature longitudinally along the ocean, and further subdividing it into two sub-basins (eastern and western). The Walvis Ridge, located in the eastern portion, also divides this margin into two sub-basins. At great depths, these sub-basins present different physical-chemical water characteristics, of great importance for this study, due to the dynamics of circulation of the water masses.

Unlike surface waters, where environmental conditions follow the latitudinal gradient, in deep waters these conditions are more complex. In a vertical profile, in the South Atlantic there are basically six water masses: Tropical Water (TW), South Atlantic Central Water (SACW), Antarctic Intermediate Water (AAIW), Upper Circumpolar Deep Water (UCDW), North Atlantic Deep Water (NADW), and Antarctic Bottom Water (AABW) (Fig. 1). The NADW is characterized by high salinity and high oxygen concentrations, being less corrosive (Gerhardt *et al.*, 2000). UCDW and AABW masses are characterized by lower oxygen concentration, lower salinity, high dissolved nutrients (Stramma & England, 1999; Mémerly *et al.*, 2000), and high concentrations of CO₂ (Dittert *et al.*, 1999), therefore being more corrosive.

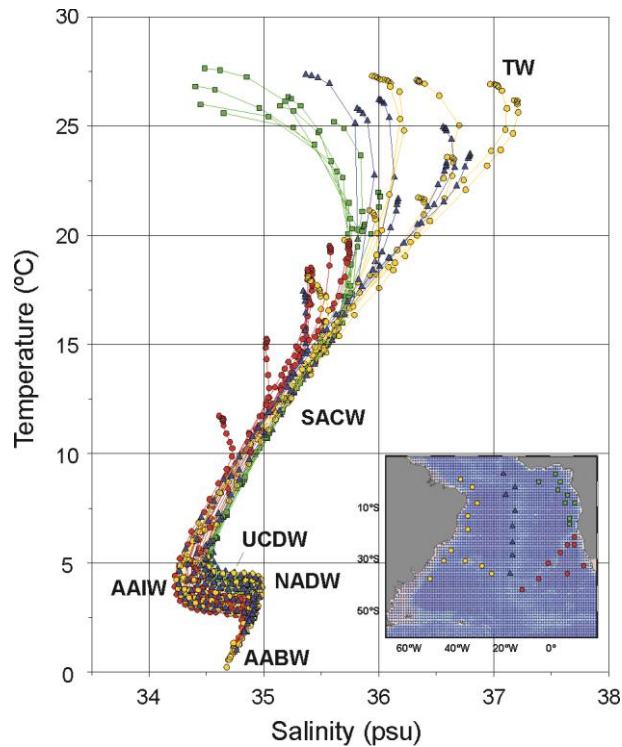


Figure 1. Temperature salinity diagram for the four areas: Area 1 (yellow), Area 2 (blue), Area 3 (green), and Area 4 (red). TW: Tropical Water; SACW: South Atlantic Central Water; AAIW: Antarctic Intermediate Water; UCDW: Upper Circumpolar Deep Water; NADW: North Atlantic Deep Water; AABW: Antarctic Bottom Water. Data from WOA09 (Antonov *et al.*, 2010; Locarnini *et al.*, 2010), plotted with Ocean Data View (Schlitzer, 2015).

The study region was divided into four geomorphological and oceanographically-different areas (Fig. 2). Area 1 corresponds to the western South Atlantic; Area 2 links to the central South Atlantic, over the Mid-Atlantic Ridge; Area 3 corresponds to the east South Atlantic and to the north of Walvis Ridge; and Area 4 corresponds to the east South Atlantic and to the south of Walvis Ridge. This subdivision reflects different environmental conditions. Surface temperatures vary more uniformly from south to north except for the cooler surface waters along the Benguela upwelling system. However, a strong asymmetry is observed in bottom water conditions, where low temperature, salinity, and oxygen occur in Areas 1 and 4, and the opposite is observed in Area 3. The Area 2 has mixed characteristics, with a strong west-east gradient. This pattern occurs because the Mid Atlantic Ridge and Walvis Ridge act as barriers to the AABW flow, confining this water mass to the Areas 1 and 4, and spreading of NADW through the Area 3.

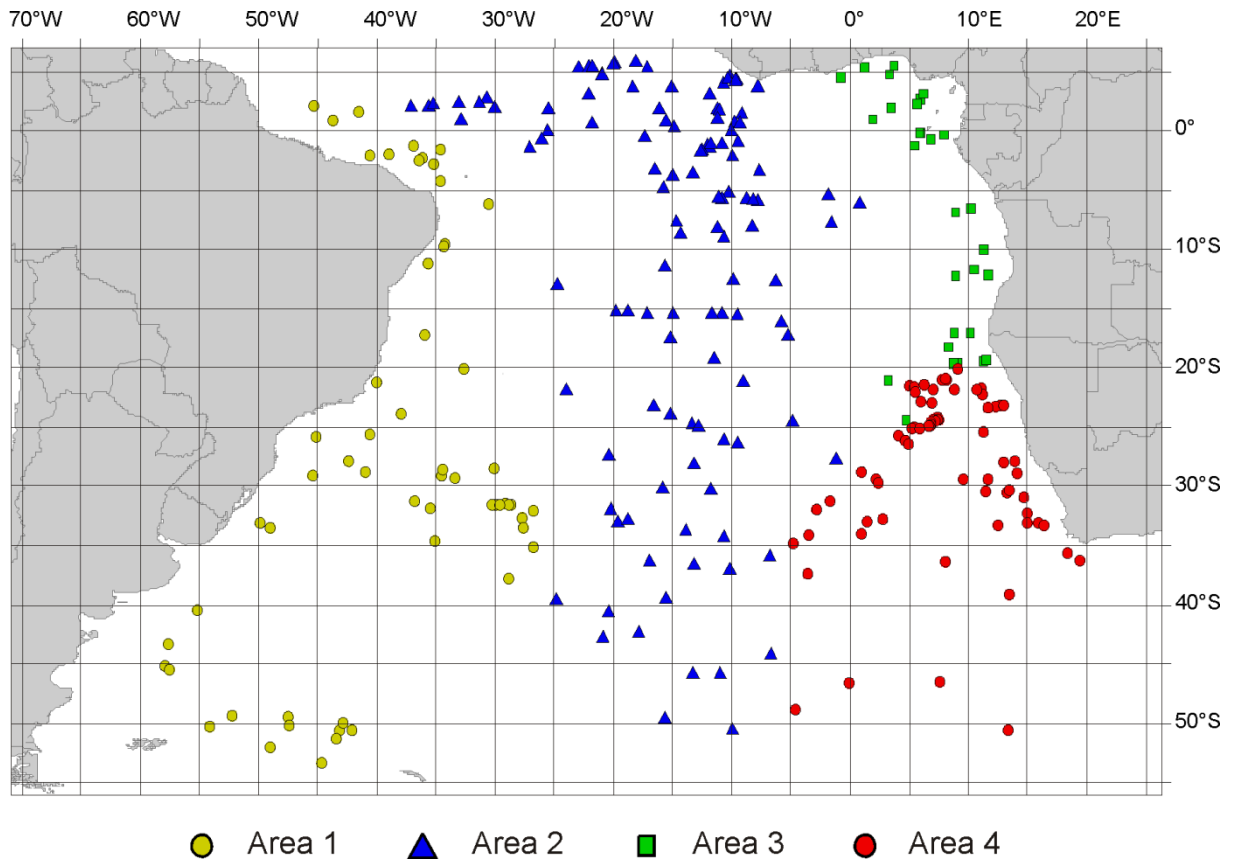


Figure 2. Map of the South Atlantic Ocean with the location of sediment samples with planktonic foraminifera assemblages data, subdivided in four areas: Area 1- western South Atlantic; Area 2 - central South Atlantic, near the Mid-Atlantic Ridge; Area 3 - east South Atlantic and north of Walvis Ridge; and Area 4 - east South Atlantic and south of Walvis Ridge. Data obtained from Prell *et al.* (1999), Pflaumann *et al.* (2003), Pivel *et al.* (2013), Petró *et al.* (2016), and new data from GL-73 and GL-76 core tops (Campos Basin, Brazil, western South Atlantic).

MATERIAL AND METHODS

Species relative abundance data on planktonic foraminifera assemblages from surface sediments were obtained from Prell *et al.* (1999), Pflaumann *et al.* (2003), Pivel *et al.* (2013), Petró *et al.* (2016), and new data from GL-73 and GL-76 core tops (Campos Basin, Brazil, western South Atlantic) (Fig. 2). The sampling encompasses an area between latitudes 6°N to 57°S and longitudes 20°E to 57°W. The data on temperature, salinity, dissolved oxygen, and oxygen saturation from surface (0 to 200 m) and bottom, were extracted from World Ocean Atlas 2013 (WOA13) (Locarnini *et al.*, 2013; Zweng, *et al.*, 2013; Garcia, *et al.*, 2014). These data were chosen

because they are available online, due to good special coverage, quality, and the relationship with other variables that influence the carbonate preservation and dissolution. The temperature and salinity data have a spatial resolution of four points per degree of latitude and longitude, and the data of dissolved oxygen and oxygen saturation have resolution of one point per degree of latitude and longitude. Surface environmental data represent the mean values between zero and 200 m depth ($n = 25$ per point), and the values of the last depth was considered for the bottom data. In the study area, environmental variables (both surface and bottom values) were assigned to a grid with $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ (latitude x longitude) squares, where each grid consisted of mean values for each environmental variable.

To ordinate the sampling units with respect to species composition we performed Non-Metric Multidimensional Scaling (NMDS), using Bray-Curtis distance of square-root adjusted proportional species abundances. This is the best approach for multivariate ordination of relative species abundance (Clarke, 1993; 1999). Since NMDS preserves the ranked distance between sampling units, it produces the simplest multivariate result possible. The degree to which (ranked) ordination distances depart from the real multivariate distance is measured using the STRESS (STandardized REsidual Sum of Squares) index that is accepted as significant when below 0.2. We also used vector fitting and thin-plate splines to visualize, in the NMDS plots, the main vector and gradient of variance in the environmental factors here considered. This entire analysis was carried out for the four areas separately, and considering the three categories of foraminifera resistance to dissolution: all species, resistant species and fragile species. The environmental variables of surface and bottom waters were compared to the abundances of resistant foraminifera (groups 1 and 2 of Petró *et al.*, in press, Chap. 5), fragile foraminifera (groups 3, 4, 5 and 6 of Petró *et al.*, in press, Chap. 5) and total foraminifera assemblages (Table 1). Although this ranking was built based on the analysis of planktonic foraminifera from the western South Atlantic, and local oceanographic conditions may influence species' susceptibility to dissolution, the chosen species from each class (resistant/fragile) are in relatively good agreement with other rankings. NMDS, vector fitting and thin-plate splines plotting was performed using functions 'metaMDS', 'envfit' and 'ordisurf', in the package 'vegan' of the R Software (R Core Team, 2017).

Canonical analysis of proximities (CAP, also based on Bray-Curtis distance of square-root adjusted proportional species abundances), which is the constrained version of Principal Coordinate Analysis, was performed to determine the amount of

variability in foraminifera species composition that is directly related to the environmental set of variables (Legendre & Anderson, 1999; McArdle & Anderson, 2001; Anderson & Willis, 2003). This proportion of variability explained by environmental (constraining) variables is called constrained inertia. CAP also allows the creation of a scatter plot of sampling units, species and constraining variables, but our main purpose was to obtain the constrained inertia. We conducted this analysis separately for the entire set of foraminifera, fragile foraminifera and resistant foraminifera (the same grouping approach used in NMDS). However, instead of geographically separating the sampling units, we used temperature ranges according to the predominance of foraminifera in the climatic zones (Kucera, 2007), considering the tropical (>24°C), subtropical (>18°C), transitional (7 to 26°C), subpolar (3 to 18°C) and polar (<12°C) ranges. CAP was conducted using function ‘capscale’ in ‘vegan’ package (R Core Team, 2017).

Table 1. Species separated according to their resistance to dissolution (Petró *et al.*, in press, Chap. 5). Rare species were excluded from the analysis.

Resistant species	Fragile species
<i>Globigerina bulloides</i>	<i>Candeina nitida</i>
<i>Globigerinella calida</i>	<i>Globorotalia menardii</i>
<i>Globigerinella siphonifera</i>	<i>Globorotalia scitula</i>
<i>Globigerinita glutinata</i>	<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (right coiling)
<i>Globigerinoides conglobatus</i>	<i>Globorotalia tumida</i>
<i>Globigerinoides ruber</i> (pink)	<i>Orbulina universa</i>
<i>Globigerinoides ruber</i> (white)	<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>
<i>Globorotalia crassaformis</i>	<i>Trilobatus sacculifer</i>
<i>Globorotalia hirsuta</i>	<i>Trilobatus trilobus</i>
<i>Globorotalia inflata</i>	
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (left coiling)	
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>	
<i>Neogloboquadrina incompta</i>	
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	

RESULTS AND DISCUSSION

Using vector fitting it was possible to determine the correlation of each surface and bottom environmental variable and the NMDS plot (Fig. 3). When considering the entire assemblage and resistant foraminifera, temperature appears with the highest correlation with multivariate dispersion plot in the four areas considered here, whereas surface oxygen saturation presents little correlation with foraminifer distribution in Area 1 (Table 2). The fragile foraminifer subset correlated more significantly with surface dissolved oxygen (Area 1), bottom salinity (Area 2) and

bottom dissolved oxygen (Area 4). Temperature and bottom salinity were the only environmental factors significantly correlated to foraminifer distribution in Area 3, even when considering only resistant and fragile species (Fig. 3).

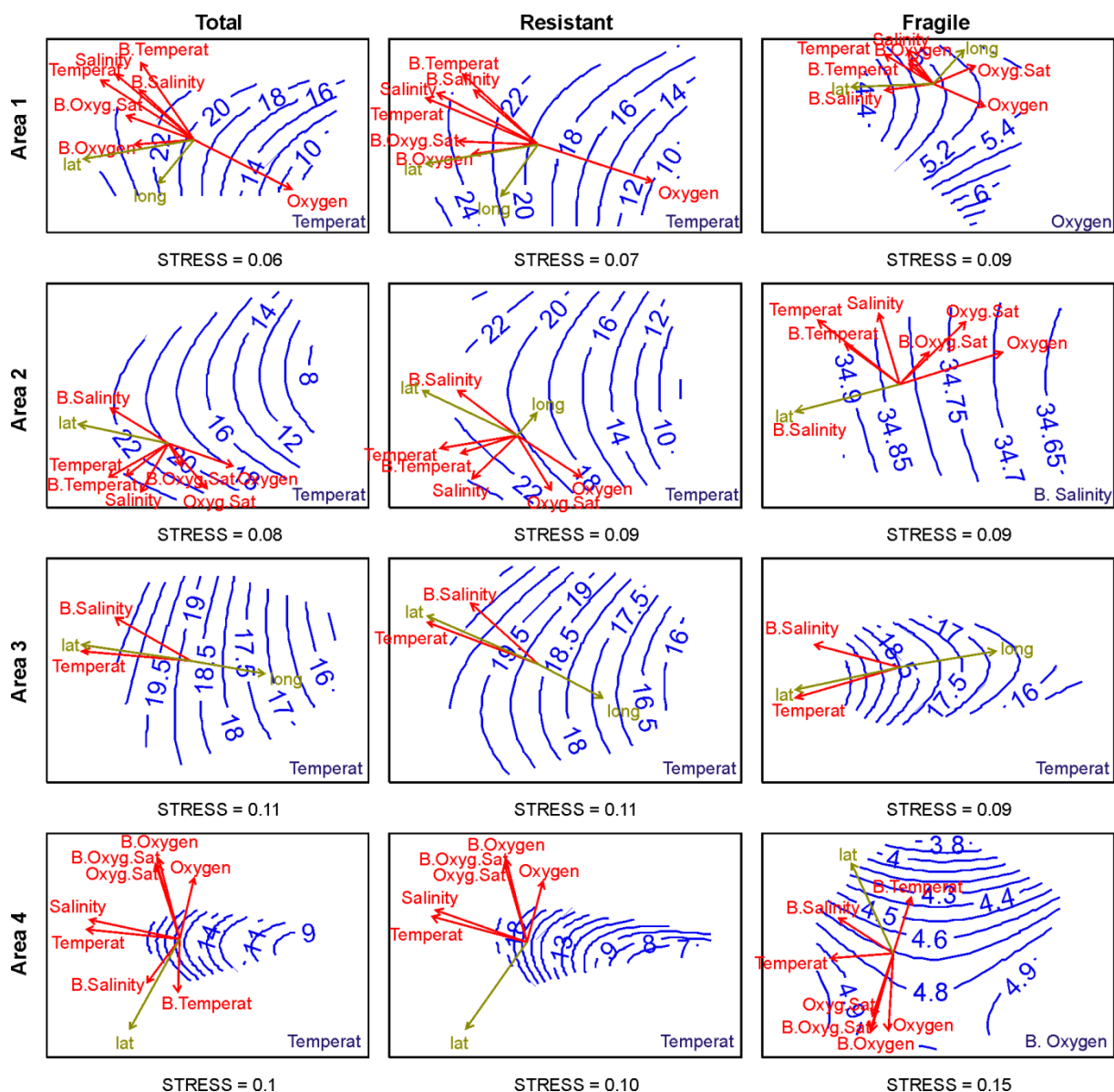


Figure 3. Non-Metric Multidimensional Scaling (NMDS) comparing the four areas with the resistant, fragile and total foraminifera. The blue lines represent the most important environmental variable, generally the surface temperature, except in Area 1 of fragile foraminifera (surface dissolved oxygen), Area 2 of the fragile foraminifera (bottom salinity) and Area 4 of the fragile foraminifera (bottom dissolved oxygen). Abbreviations: Oxygen: surface dissolved oxygen; Oxyg. Sat: surface oxygen saturation; Salinity: surface salinity; Temperat: surface temperature; B. Oxygen: bottom dissolved oxygen; B. Oxyg. Sat: bottom oxygen saturation; B. Salinity: bottom salinity; B. Temperat: bottom temperature.

Table 2. Results for vector fitting (function “envfit” in the package “vegan”, R Core Team, 2017). Asterisk denotes environmental variable with variable not significantly correlated to the NMDS. Abbreviations: Oxygen: surface dissolved oxygen; Oxyg. Sat: surface oxygen saturation; Salinity: surface salinity; Temperat: surface temperature; B. Oxygen: bottom dissolved oxygen; B. Oxyg. Sat: bottom oxygen saturation; B. Salinity: bottom salinity; B. Temperat: bottom temperature.

Total Foraminifera								
	Area 1		Area 2		Area 3		Area 4	
	R ²	P-	R ²	P-	R ²	P-	R ²	P-
Oxygen	0.8343	0.001	0.7858	0.001	0.0050	0.928	0.2469	0.002
Oxyg. Sat	0.1437	0.018	0.5920	0.001	0.0140	0.820	0.3771	0.001
Salinity	0.7271	0.001	0.5453	0.001	0.0628	0.411	0.5267	0.001
Temperat	0.8460	0.001	0.8125	0.001	0.7327	0.001	0.5455	0.001
B.Oxygen	0.2468	0.001	0.0464	0.068	0.0284	0.670	0.4330	0.001
B.Oxyg. Sat	0.3578	0.001	0.1142	0.002	0.1289	0.156	0.3901	0.001
B.Salinity	0.3796	0.001	0.7827	0.001	0.4634	0.002	0.1804	0.004
B.Temperat	0.6014	0.001	0.5022	0.001	0.1111	0.190	0.1691	0.004

Resistant Foraminifera								
	Area 1		Area 2		Area 3		Area 4	
	R ²	P-	R ²	P-	R ²	P-	R ²	P-
Oxygen	0.8278	0.001	0.7587	0.001	0.0089	0.879	0.2063	0.005
Oxyg. Sat	0.1326	0.016	0.5466	0.001	0.0069	0.900	0.3481	0.001
Salinity	0.7339	0.001	0.5120	0.001	0.1102	0.220	0.5053	0.001
Temperat	0.8466	0.001	0.8051	0.001	0.6868	0.001	0.5147	0.001
B.Oxygen	0.2430	0.001	0.0404	0.086	0.0134	0.835	0.3817	0.001
B.Oxyg. Sat	0.3592	0.001	0.0883	0.009	0.1126	0.212	0.3490	0.001
B.Salinity	0.4011	0.001	0.7342	0.001	0.3929	0.002	0.0986	0.028
B.Temperat	0.6028	0.001	0.4719	0.001	0.0746	0.351	0.1704	0.007

Fragile Foraminifera								
	Area 1		Area 2		Area 3		Area 4	
	R ²	P-	R ²	P-	R ²	P-	R ²	P-
Oxygen	0.7489	0.001	0.7846	0.001	0.0310	0.642	0.3847	0.001
Oxyg. Sat	0.4819	0.001	0.5739	0.001	0.0588	0.413	0.2770	0.001
Salinity	0.4100	0.001	0.3872	0.001	0.0134	0.833	0.1643	0.007
Temperat	0.7336	0.001	0.7601	0.001	0.6448	0.001	0.2428	0.001
B.Oxygen	0.2609	0.003	0.0539	0.045	0.0629	0.413	0.4208	0.001
B.Oxyg. Sat	0.2078	0.009	0.1277	0.001	0.1090	0.187	0.3876	0.001
B.Salinity	0.5364	0.001	0.7971	0.001	0.4299	0.001	0.2625	0.001
B.Temperat	0.2153	0.003	0.3216	0.001	0.1763	0.070	0.2155	0.003

Constrained analysis (CAP) performed with foraminifer assemblages distributed along temperature ranges allowed to observe better constrained inertia (CI, i.e. the

amount of variation from the foraminifer proportional abundance that is related to environmental variables) at the tropical (resistant CI= 64.5%, fragile CI= 76.7%, total CI= 65.7%) and polar areas (resistant CI= 76%, fragile CI= 78.6%, total CI= 74.1%). In the other areas (subtropical, transitional, subpolar) CI was low, reaching 14% in the subpolar area with the total foraminifer assemblage (Fig. 4 D-L). In the tropical range, surface temperature showed greater influence on the distribution of foraminifera species (Fig. 4 A-C). In the polar range, bottom salinity showed a high relation with the foraminifera distributions (Fig. 4 M-O). In the subtropical, transitional and subpolar range, no species differs significantly, and the environmental variables presented an unclear trend. In the polar range, we found a relationship of depth and salinity in the resistant and total foraminifera, and a relation of surface oxygen saturation in the fragile foraminifera. In general, the species *Neogloboquadrina pachyderma* and *Globigerina bulloides* responded better in most of the climatic ranges, while in the tropical range we can also highlight *Globigerinoides ruber* (white).

NMDS analyses evidenced the temperature as main responsible for the foraminifera assemblages. The assemblages may show less dissolution bias because most samples with signs of calcite dissolution were removed from the Atlantic calibration data set (Pflaumann *et al.*, 2003). However, in some points other variables were relevant for fragile foraminifera. Salinity in Area 2 appears with high influence in the fauna, but this environmental factor may not be directly responsible for the variation in the dissolution potential. However, salinity can be correlated with the bottom water mass, i.e., salinity may indicate either the presence of UCDW or NADW, since these two water masses have similar temperatures, although NADW is saltier than UCDW (Fig. 1). Moreover, UCDW is more corrosive to CaCO_3 than NADW due to different $[\text{CO}_3^{2-}]$.

In Area 4, the preservation bias is related to bottom dissolved oxygen. This result agrees with the presence of more corrosive AABW in Area 4. Area 3 shows a greater relationship with surface temperature, since the AABW is trapped south of Walvis Ridge, and the bottom sediments are influenced by the less corrosive NADW, therefore without dissolution bias. In Area 1, the surface dissolved oxygen responded as the most significant variable, but with significance almost equal to superficial temperature (Table 2).

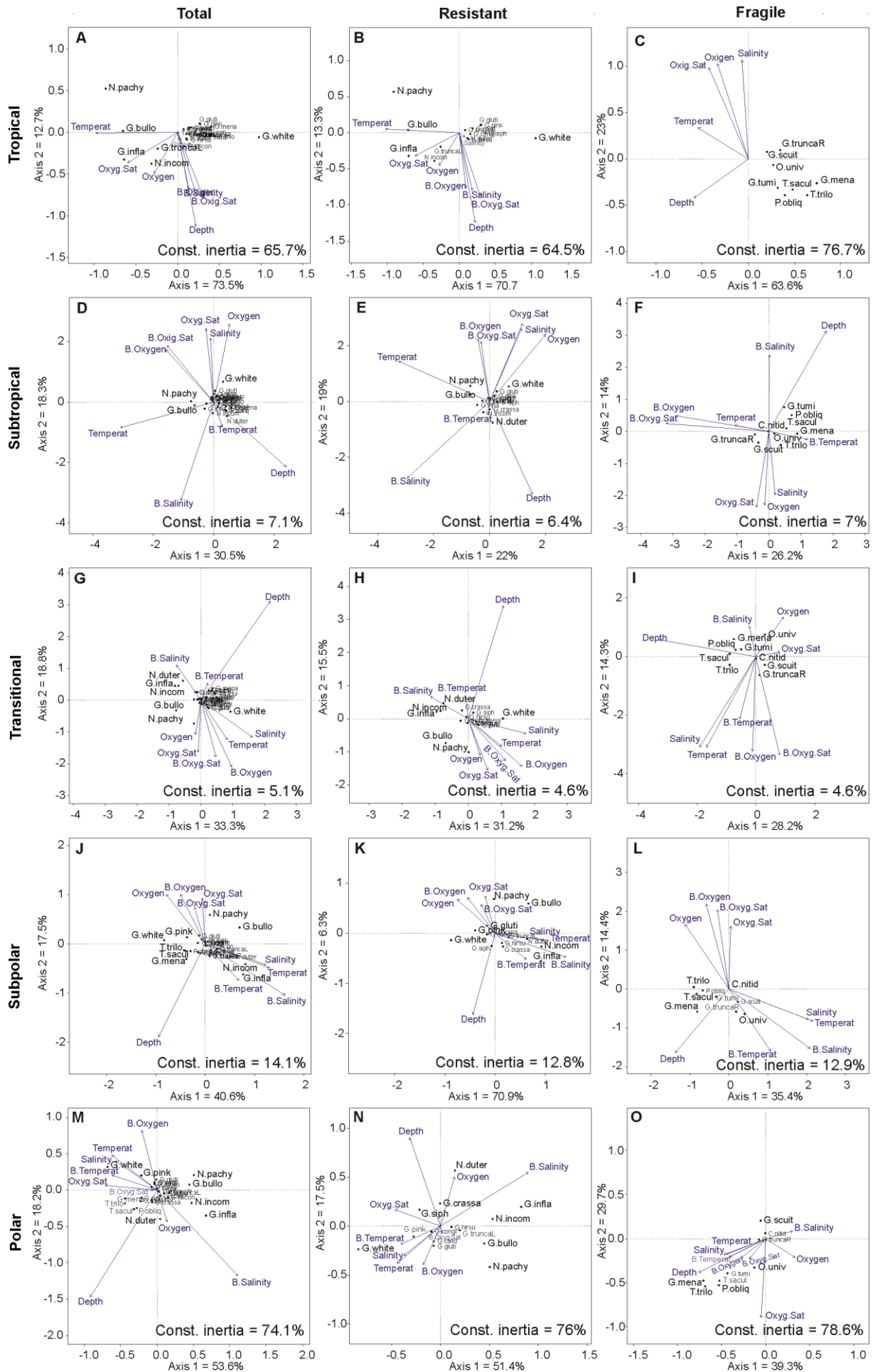


Figure 4. Canonical Analysis of Proximities (CAP) relating planktonic foraminifera clusters (resistant, fragile and total) compared to surface temperatures grouped by climatic ranges (tropical, subtropical, transitional, subpolar and polar) according to Kucera (2007). The best coefficients of inertia were obtained in the tropical and polar ranges. In the tropical range the surface temperature shows a greater influence on the distribution of the species, while in the polar range, the bottom salinity shows a relation with the distribution. Abbreviations: Oxygen: surface dissolved oxygen; Oxyg. Sat: surface oxygen saturation; Salinity: surface salinity; Temperat: surface temperature; B. Oxygen: bottom dissolved oxygen; B. Oxyg. Sat: bottom oxygen saturation; B. Salinity: bottom salinity; B. Temperat: bottom temperature.

Although the samples were considered without evidence of dissolution (Kucera *et al.*, 2005), the fragile species showed a bias related to the bottom conditions. This small difference in a limited group of foraminifera can be a factor generating error in paleotemperature estimates, such as the artificial neural network (ANN) technique, which has up to 1°C of standard deviation (Kucera *et al.*, 2005). Cryptic speciation is usually pointed as a likely source of error, however, as shown in this study, selective dissolution in samples from the calibration database may also account for part of this error. Indeed, supralysoclinal dissolution is frequently overlooked as a source of error.

The species *Neogloboquadrina pachyderma* (polar), *Globigerina bulloides* (transitional) and *Globorotalia inflata* (transitional) show greater bias in abundance related to bottom environmental conditions. The species *Globigerinoides ruber* (white) also shows a bias, but only in the tropical range, where it is the most abundant species in surface waters, that is, it is not necessarily a signal of the increase by the dissolution. The intermediate ranges (subtropical, transitional and subpolar) have a lower constrained inertia probably due to the overlapping of temperature ranges between the adjacent ranges, where the transition of predominant fauna is gradual. Unlike in the extreme ranges (tropical and polar), where the temperature ranges have a better delimitation and there are some practically exclusive species, e.g. *Globigerinoides ruber* (pink) and *Globorotalia menardii* in the tropical range and *Neogloboquadrina pachyderma* in the polar range.

CONCLUSIONS

The lack of large-scale data on foraminifera assemblage in the plankton to compare with sediment samples limits the interpretation of the taphonomic bias caused by dissolution. Nevertheless, the extrapolation according to the surface temperature data allowed some insights.

As expected, the original planktonic foraminifera assemblages reflect sea surface conditions, mainly temperature. However, the fragile foraminifera assemblages demonstrated relation with dissolved surface and bottom oxygen and bottom salinity. The bias may be better observed in the reduction of fragile species. Selective dissolution in samples from the calibration database may contribute as an error source in paleotemperature estimates based on relative abundances of planktonic foraminifera.

These results agree with a greater bias of the planktonic foraminifera record in Area 4, probably due to the presence of more corrosive bottom waters. The Area 2, at lower depths, suffers less dissolution effects because it concentrates in the Meso-Atlantic dorsal, although a bias was probably observed due to the presence of UCDW. Finally, Area 3 undergoes less influence of bottom conditions as it is influenced by less corrosive waters, i.e., NADW.

Complementary studies are necessary to compare foraminifera assemblages from plankton samples with assemblages in the sediment below, an approach that, so far, has been restricted to a few regional studies. Therefore, the fidelity of the planktonic foraminifera record will be better understood.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank IODP-CAPES (grant 88887.091727/2014-01) and FAPERGS (grant 1982-2551/13-7) for financial support. MAGP and JCC thank the National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for financial support (grants 304453/2013-7 and 457250/2014-3, respectively). Petróleo Brasileiro S.A. (PETROBRAS) is acknowledged for the donation of cores GL-73 and GL-76 to the Laboratório de Microfósseis Calcários (IGeo/UFRGS).

REFERENCES

- Anderson, M.J., Willis, T.J. 2003. Canonical analysis of principal coordinates: a useful method of constrained ordination for ecology. *Ecology*, 84 (2): 511-525, 10.1890/0012-9658(2003)084[0511:CAOPCA]2.0.CO;2.
- Antonov, J.I., Seidov, D., Boyer, T.P., Locarnini, R.A., Mishonov, A.V., Garcia, H.E., Baranova, O.K., Zweng, M.M., Johnson, D.R. 2010. World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity. In: Levitus, S. (ed.), NOAA Atlas NESDIS 69, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 pp.
- Berger, W.H. 1967. Foraminiferal ooze: solution at depths. *Science*, 156: 383-385.
- Berger, W.H. 1968. Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. *Deep-Sea Research*, 15, 31-43, doi: 10.1016/0011-7471(68)90027-2.
- Clarke, K.R. 1993. Nonparametric multivariate analyses of changes in community structure. *Australian Journal of Ecology*, 18 (1): 117-143, doi: 10.1111/j.1442-9993.1993.tb00438.x.
- Clarke, K.R. 1999. Nonmetric multivariate analysis in community-level ecotoxicology. *Environmental Toxicology and Chemistry*, 18 (2): 118-127, doi: 10.1002/etc.5620180205
- Dittert, N., Baumann, K.-H., Bickert, T., Henrich, R., Huber, R., Kinkel, H., Meggers, H., 1999, Carbonate dissolution in the deep-sea: Methods, quantification and paleoceanographic application. In: Fischer, G., Wefer, G. (eds.), *Use of proxies in paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin, 255-278.
- Garcia, H.E., Locarnini, R.A., Boyer, T.P., Antonov, J.I., Baranova, O.K., Zweng, M.M., Reagan, J.R., Johnson, D.R. 2014. World Ocean Atlas 2013, Volume 3: Dissolved Oxygen, Apparent Oxygen Utilization, and Oxygen Saturation. In: Levitus, S., Mishonov, A. (eds.), NOAA Atlas NESDIS 75, 27 p.
- Gerhardt, S., Groth, H., Rühlemann, C., Henrich, R. 2000. Aragonite preservation in late Quaternary sediment cores on the Brazilian Continental Slope: Implications for intermediate water circulation. *International Journal of Earth Sciences*, 88 (4): 607-618, doi: 10.1007/s005310050291.
- Kennett, J. 1982. *Marine geology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs. 813p.

- Kucera, M. 2007. Planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments. In: Hillaire–Marcel, C., De Vernal, A. (eds.), *Proxies in late Cenozoic paleoceanography*. Elsevier, Amsterdam, 213-262.
- Kucera, M., Weinelt, M., Kiefer, T., Pflaumann, U., Hayes, A., Weinelt, M., Chen, M.-T., Mix, A.C., Barrows, T.T., Cortijo, E., Duprat, J., Juggins, J., Waelbroeck, C. 2005. Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: multi-technique approach based on geographically constrained calibration data sets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans. *Quaternary Science Reviews*, 24 (7-9): 951-998, doi: 10.1016/j.quascirev.2004.07.014.
- Legendre, P., Anderson, M.J. 1999. Distance-based redundancy analysis: testing multispecies responses in multifactorial ecological experiments. *Ecological Monographs*, 69 (1): 1-24, doi: 10.1890/0012-9615(1999)069[0001:DBRATM]2.0.CO;2.
- Locarnini, R.A., Mishonov, A.V., Antonov, J.I., Boyer, T.P., Garcia, H.E., Baranova, O.K., Zweng, M.M., Johnson, D.R. 2010. World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature. In: Levitus, S. (ed.), NOAA Atlas NESDIS 68, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 pp.
- Locarnini, R.A., Mishonov, A.V., Antonov, J.I., Boyer, T.P., Garcia, H.E., Baranova, O.K., Zweng, M.M., Paver, C.R., Reagan, J.R., Johnson, D.R., Hamilton, M., Seidov, D. 2013. World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature. In: Levitus, S., Mishonov, A. (eds.), NOAA Atlas NESDIS 73, 40 p.
- McArdle, B.H., Anderson, M.J. 2001. Fitting multivariate models to community data: a comment on distancebased redundancy analysis. *Ecology*, 82 (1): 290-297, 10.1890/0012-9658(2001)082[0290:FMMTCD]2.0.CO;2.
- Mémery, L., Arhan, M., Alvarez-Salgado, X.A., Messias, M.-J., Mercier, H., Castro, C.G., Rios, A.F. 2000. The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. *Progress in Oceanography*, 47 (1): 69-98, doi: 10.1016/S0079-6611(00)00032-X.
- Moulin, M., Aslanian, D., Unternehr, P. 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 98 (1-2): 1-37, doi: 10.1016/j.earscirev.2009.08.001.
- Petró, S.M., Pivel, M.A.G., Coimbra, J.C., Mizusaki, A.M.P. 2016. Paleoceanographic changes through the last 130 ka in the Western South Atlantic based on

- planktonic foraminifera. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 19 (1): 3-14, doi: 10.4072/rbp.2016.1.01.
- Petró, S.M., Pivel, M.A.G., Coimbra, J.C. In press. Foraminiferal solubility rankings: a contribution to the search for consensus. *Journal of Foraminiferal Research*, Chapter 5 of this thesis.
- Petró, S.M., Ritter, M.N., Pivel, M.A.G., Coimbra, J.C. In press. Surviving in the water column: defining the taphonomically active zone in pelagic systems. *Palaios*, Chapter 4 of this thesis.
- Pflaumann, U., Sarnthein, M., Chapman, M., Duprat, J., Huels, M., Kiefer, T., Maslin, M., Schulz, H., van Kreveld, S., Vogelsang, E., Weinelt, M. 2003. North Atlantic: sea-surface conditions reconstructed by GLAMAP-2000. *Paleoceanography*, 18 (3): 1065, doi: 10/1029/2002PA000774.
- Pivel, M.A.G., Santarosa, A.C.A., Toledo, F.A.L., Costa, K.B. 2013. The Holocene onset in the southwestern South Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 374: 164-172, doi: 10.1016/j.palaeo.2013.01.014.
- Prell, W.L., Martin, A., Cullen, J., Trend, M., 1999. The Brown University Foraminiferal Data Base. IGBP PAGES/World Data Center—A for Paleoclimatology. Data Contribution Series # 1999-027, doi: 10.1594/PANGAEA.96900.
- R Development Core Team. 2017. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. www.R-project.org.
- Schlitzer, R., 2015. Ocean Data View, odv.awi.de.
- Stramma, L., England, M. 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 104 (C9): 20863-20883, doi: 10.1029/1999JC900139.
- Thunell, R.C., Honjo, S. 1981. Calcite dissolution and the modification of planktonic foraminiferal assemblages. *Marine Micropaleontology*, 6 (2): 169-182, doi: 10.1016/0377-8398(81)90004-9.
- Vincent, E., Berger, W.H. 1981. Planktonic foraminifera and their use in paleoceanography. In: Emiliani, C. (ed.), *The Sea*: Wiley-Interscience, New York, 1025-1119.
- Zweng, M.M., Reagan, J.R., Antonov, J.I., Locarnini, R.A., Mishonov, A.V., Boyer, T.P., Garcia, H.E., Baranova, O.K., Johnson, D.R., Seidov D., Biddle, M.M.

2013. World Ocean Atlas 2013, Volume 2: Salinity. In: Levitus, S., Mishonov, A. (eds.), NOAA Atlas NESDIS 74, 39 pp.

**REGISTRO DAS FLUTUAÇÕES DA LISOCLINA E DA CCD NO QUATERNÁRIO
TARDIO NA BACIA DE PELOTAS**

Autores: Sandro Monticelli Petró, Elisa Oliveira da Costa, María Alejandra Gómez

Pivel, João Carlos Coimbra

Artigo submetido

Revista: Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ

Qualis da CAPES (Geociências): B1

Data da submissão: 02/10/2017

[Anuário do Instituto de Geociências] Recebimento do manuscrito



Entrada x

Herminio Ismael de Araújo Jr. <herminio.ismael@yahoo.com.br>

02/10/2017 ☆



para sandro.m.petro, Ismar ▾

Prezado Sandro Monticelli Petró.

Em nome do Anuário do Instituto de Geociências (ISSN 0101-9759; e-ISSN 1982-3908), agradeço a submissão do manuscrito "**Registro das flutuações da lisoclina e da CCD no Quaternário tardio na Bacia de Pelotas**", de autoria de *Petró et al.* O manuscrito será inicialmente avaliado pelo Corpo Editorial e, se atender ao escopo do periódico, será encaminhado para avaliação por um revisor *ad hoc*.

Atenciosamente,

Hermínio Ismael de Araújo Júnior

Editor Associado

Anuário do Instituto de Geociências

<http://www.anuario.igeo.ufsj.br/>

Registro das flutuações da lisoclina e da CCD no Quaternário tardio na Bacia de Pelotas

Lysocline and CCD fluctuations record in Pelotas Basin during the Late Quaternary

Sandro Monticelli Petró¹, Elisa Oliveira Da Costa², María Alejandra Gómez Pivel³,
João Carlos Coimbra⁴

¹*Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Programa de Pós-graduação em Geociências. Av. Bento Gonçalves, 9500, Cx.P. 15001, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil.*

²*Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Graduação em Geologia. Av. Bento Gonçalves, 9500, Cx.P. 15001, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil.*

^{3,4}*Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Departamento de Paleontologia e Estratigrafia. Av. Bento Gonçalves, 9500, Cx.P. 15001, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil.*

E-mails: ¹sandro.m.petro@gmail.com, ²elisa.oliveira.da.costa@gmail.com, ³maria.pivel@ufrgs.br, ⁴joao.coimbra@ufrgs.br

Resumo

Os foraminíferos planctônicos são bons indicadores de idade e variações paleoclimáticas, sendo amplamente utilizados na datação relativa, análise de bacias e em correlações de rochas sedimentares. Na Bacia de Pelotas há uma dificuldade para elaborar modelos paleoclimáticos devido à baixa qualidade dos remanescentes fósseis, que podem ser facilmente dissolvidos ou remobilizados, porém a baixa preservação, quando bem quantificada, pode se tornar um *proxy* paleoceanográfico. O objetivo deste estudo é identificar variações da fauna de foraminíferos planctônicos e a preservação de CaCO₃ registradas em dois testemunhos na Bacia de Pelotas, e relacioná-las a mudanças paleoceanográficas locais. Os testemunhos foram coletados na operação Geomar VII, no talude inferior da Bacia de Pelotas. As amostras foram preparadas com a metodologia padrão para análises paleomicrontológicas. O zoneamento paleoclimático foi elaborado baseado na

presença ou ausência de carbonato e na ocorrência de espécies do plexo *Globorotalia menardii*, cujos desaparecimentos e reaparecimentos têm relação com oscilações climáticas de intervalos glaciais e interglaciais. Considerando que não há mudança textural significativa nas fácies, os dois testemunhos foram subdivididos em cinco intervalos, mesclando a presença ou ausência de foraminíferos (volume de pelágicos) e a presença ou ausência do plexo *G. menardii*. Os intervalos com boa preservação de carbonato foram correlacionados aos Estágios Isotópicos Marinhos (EIM) 5 e 1. Os intervalos sem preservação de carbonato foram atribuídos a um deslocamento ascendente da lisoclina e da Profundidade de Compensação do Carbonato (CCD, do inglês *Carbonate Compensation Depth*). No final do Pleistoceno foi registrado um rebaixamento da lisoclina e da CCD, em função da transição do EIM 2 para o EIM 1 ou do limite Pleistoceno/Holoceno. Finalmente, o limite das biozonas Y e Z foi identificado entre 0,4 e 0,3 m em um dos testemunhos do talude inferior da Bacia de Pelotas.

Palavras-chave: Foraminífero planctônico; dissolução; glacial; interglacial; Pleistoceno; Holoceno.

Abstract

Planktonic foraminifera are good indicators of age and paleoclimatic variations, being widely used in relative dating, basin analysis and correlations of sedimentary rocks. In the Pelotas Basin there is a difficulty to develop paleoclimatic models due to the low quality of the fossil remains, which can be easily dissolved or remobilized, but the low preservation, when well quantified, can become a paleoceanographic proxy. The goal of this study is to identify variations of the planktonic foraminifera fauna and the preservation of CaCO₃ recorded in two cores in the Pelotas Basin and to relate them to the local paleoceanographic changes. The cores were collected by the oceanographic expedition GeomarVI, on the lower slope of the Pelotas Basin. The samples were prepared with the standard methods for paleomicrotological analysis. The basic paleoclimatic zoning was elaborated based on the presence or absence of carbonate and the occurrence of species of the *Globorotalia menardii* plexus, whose disappearances and reappearances are related to climatic oscillations of glacial and interglacial intervals. Since that there is no significant textural change in the facies, the two cores were subdivided into five intervals, based on the presence or absence of foraminifera (pelagic volume) and the presence or absence of the *G. menardii*

plexus. The intervals with good carbonate preservation were correlated to the Marine Isotopic Stages (MIS) 5 and 1. Carbonate-free intervals were attributed to upward displacement of the lysocline and the Carbonate Compensation Depth (CCD). At the end of the Pleistocene, a downward migration of the lysocline and CCD was registered as a function of the transition from the MIS 2 to the MIS 1 or by the Pleistocene/Holocene boundary. Finally, the boundary of the Y and Z biozones was identified between 0.4 and 0.3 m in one core of the lower slope of the Pelotas Basin.

Keywords: Planktonic foraminifera; dissolution; glacial; interglacial; Pleistocene; Holocene.

INTRODUÇÃO

As principais mudanças climáticas registradas no Quaternário tardio são a alternância entre períodos glaciais e interglaciais decorrentes dos ciclos orbitais. Estas variações são registradas na fauna de foraminíferos planctônicos, pois a sua distribuição é controlada principalmente pela temperatura superficial do mar e, secundariamente, pela produtividade e salinidade. Assim, os foraminíferos planctônicos são excelentes *proxies* paleoceanográficos.

Pesquisas com foraminíferos planctônicos no sul e sudeste da Margem Continental Brasileira (MCB) são relativamente recentes, destacando-se alguns trabalhos voltados para a paleoceanografia e paleoclimatologia nas bacias de Campos (Arz *et al.*, 1999; Portilho-Ramos *et al.*, 2014 a; Costa *et al.*, 2016; Petró *et al.*, 2016 a), Santos (Toledo *et al.*, 2007 a, b, 2008; Pivel *et al.*, 2010, 2011, 2013; Ferreira *et al.*, 2012, 2014; Chiessi *et al.*, 2014; Lessa *et al.*, 2016; Gonzales *et al.*, 2017; Santos *et al.*, 2017) e Pelotas (Rodrigues & Carvalho, 1980; Chiessi *et al.*, 2008, 2014, 2015; Razik *et al.*, 2012; Voigt *et al.*, 2015; Campos *et al.*, 2017), além da área adjacente na Margem Continental Argentina (Chapori *et al.*, 2015; Voigt *et al.*, 2015). Outros trabalhos são voltados para a bioestratigrafia do Quaternário, destacando-se os estudos nas bacias de Campos (Vicalvi, 1997, 2013; Portilho-Ramos *et al.*, 2014 a, b; Duarte *et al.*, 2017), Santos (Portilho-Ramos *et al.*, 2006; Ferreira *et al.*, 2012; Vicalvi, 2013; Portilho-Ramos *et al.*, 2014 b; Toledo *et al.*, 2016) e Pelotas (Vicalvi, 1977; Carvalho, 1980; Rodrigues & Carvalho, 1980). Outros grupos de microfósseis também são utilizados em estudos paleoceanográficos e bioestratigráficos nestas bacias, como foraminíferos bentônicos (e.g. Barbosa, 2010), ostracodes (e.g. Bergue *et al.*, 2006, 2007, 2017; Bergue & Coimbra, 2008;

Sousa *et al.*, 2013) e nanofósseis calcários (e.g. Toledo *et al.*, 2007 a, 2016; Maciel *et al.*, 2012; Leonhardt *et al.*, 2013, 2015).

Sob o aspecto tafonômico, a principal variável atuante na preservação dos foraminíferos e demais remanescentes calcários é a dissolução, que pode reduzir ou eliminar o CaCO_3 produzido por estes organismos, inviabilizando estudos bioestratigráficos e análises isotópicas com base nestes microfósseis. A dissolução seletiva, por sua vez, pode alterar a abundância relativa dos foraminíferos planctônicos, introduzindo um viés tafonômico (Petró *et al.*, 2016 b). Porém, a falta de material carbonático pelágico em águas profundas pode se tornar um *proxy*, auxiliando na identificação da acidificação das águas.

As oscilações glacio-eustáticas globais, além de alterarem a fauna de uma região, modificam a geometria das massas d'água e, conseqüentemente, causam oscilações na posição da lisoclina, profundidade onde há aumento abrupto na dissolução do CaCO_3 (Berger, 1968). Este processo altera o grau de preservação do material pelágico, tanto no sedimento quanto na coluna d'água, pois abaixo deste horizonte a dissolução é mais intensa. O objetivo deste trabalho é identificar as variações da fauna de foraminíferos planctônicos e a preservação de carbonato de cálcio (CaCO_3), em dois testemunhos da base do talude continental, e relacioná-las às mudanças paleoceanográficas ocorridas na região.

ÁREA DE ESTUDO

A Bacia de Pelotas está localizada no oeste do Oceano Atlântico Sul, mais precisamente na MCB entre as latitudes 28°S e 34°S, limitada ao norte com a Bacia de Santos pelo Alto de Florianópolis e ao sul com a Bacia de Punta del Este pelo alto de Polônio (Fig. 1). Na porção sul da bacia se formou o Cone de Rio Grande devido ao aumento da taxa de sedimentação durante o Neógeno. O aporte de pelitos na porção distal gerou uma instabilidade, provocando falhamentos, dobramentos e cavalgamentos visíveis em seções sísmicas (Bueno *et al.*, 2007).

Do ponto de vista oceanográfico, atualmente esta bacia se localiza a norte da zona de convergência de águas quentes da Corrente do Brasil (CB) com as águas frias da Corrente das Malvinas (CM), porém, esta zona de convergência sofreu oscilações latitudinais durante o Quaternário (e.g. Laprida *et al.*, 2011). A CB transporta, em superfície, Água Tropical (AT) com temperaturas maiores que 20°C e salinidade acima de 36 ups (Silveira *et al.*, 2000). Em subsuperfície a CB transporta

a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) com temperaturas entre 6° e 20°C e salinidade entre 34,6 e 36 ups (Silveira *et al.*, 2000; Cirano *et al.*, 2006). Em maior profundidade, circulam a Água Intermediária Antártica (AIA), a Água Circumpolar Superior (ACS), a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e a Água Antártica de Fundo (AAF). A APAN é caracterizada por alta salinidade e altas concentrações de oxigênio e é, portanto, menos corrosiva (Gerhardt *et al.*, 2000). A ACS e a AAF são caracterizadas por menores concentrações de oxigênio, menores salinidades, altos teores de nutrientes dissolvidos (Stramma & England, 1999; Mémery *et al.*, 2000) e altas concentrações de CO₂ (Dittert *et al.*, 1999) sendo, portanto, mais corrosivas. No limite entre a APAN e a AAF ocorre a lisoclina.

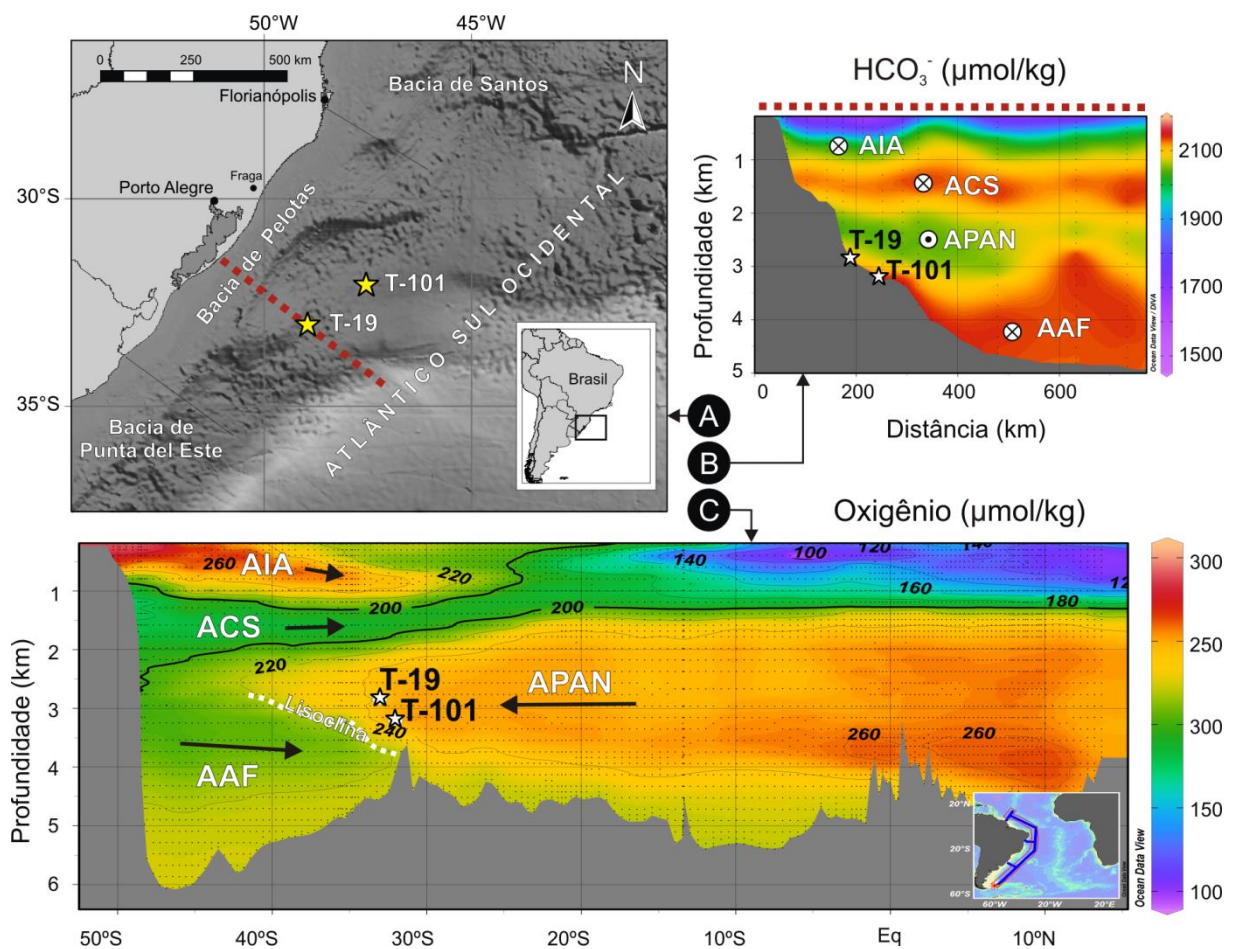


Figura 1. Área de estudo. A: Mapa da localização dos testemunhos T-19 e T-101 no talude inferior da Baía de Pelotas e do perfil B (tracejado vermelho). B: Perfil proximal-distal com as massas d'água em função das concentrações de HCO_3^- . C: Perfil N-S do oeste do Atlântico Sul com as massas d'água em função das concentrações de oxigênio. AIA: Água Intermediária Antártica; ACS: Água Circumpolar Superior; APAN: Água Profunda do Atlântico Norte; AAF: Água Antártica de Fundo.

MATERIAL E MÉTODOS

Os testemunhos T-19 e T-101 foram coletados na Operação GEOMAR VII, no ano de 1976, e as amostras estavam depositadas no Laboratório de Microfósseis Calcários da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LMC-UFRGS). O testemunho T-19 (33°02'S; 48°59'N; 2.841 m de profundidade de lâmina d'água) tem 6,81 m de recuperação, onde foram retiradas 14 amostras irregularmente espaçadas (mínimo de 10 cm e máximo de 80 cm). O testemunho T-101 (32°05'S; 47°35'N; 3.200 m de profundidade de lâmina d'água) tem 6,7 m de recuperação, com 38 amostras irregularmente espaçadas (mínimo de 10 cm e máximo de 70 cm).

O testemunho T-19 é descrito como uma sequência lamosa apresentando lâminas de areia fina e silte grosso entre 2,50 e 4,30 m. Na porção inferior do testemunho, a lama apresenta-se mosqueada com lama mais escura, rica em matéria carbonosa (Martins *et al.*, 1987). O testemunho T-101 é descrito como uma sequência lamosa homogênea, apresentando três níveis de maior concentração de material arenoso aos 0,10, 2,4 e 6,0 m (Martins *et al.*, 1987). O perfil faciológico e cores do sedimento foram extraídas de Martins *et al.* (1987) (Fig. 2).

As amostras foram secas em estufa até 60°C, pesadas, desagregadas em água e peneiradas, separando as frações areia (>63 µm) e lama (<63 µm). A triagem dos foraminíferos foi realizada, após novo peneiramento (fração >150 µm), com auxílio de lupa binocular. As espécies foram classificadas segundo Bé (1967, 1977), Bolli & Saunders (1989), Hemleben *et al.* (1989) e Schiebel & Hemleben (2017). No testemunho T-19 foi realizada a contagem de fauna total, já no testemunho T-101 foram contadas apenas as espécies usualmente utilizadas para a bioestratigrafia. A quantidade de carapaças de foraminíferos bentônicos, quando presentes, também foi computada. O número total de carapaças de foraminíferos planctônicos (P), proporcionais à fração de quarteamento da amostra (1/n), foi utilizado para estimar o volume de pelágicos (Vp), pela fórmula:

$$Vp \text{ (n}^\circ \text{ de testas/g)} = [\text{total de testas (P)} \times \text{fração (n)}] / \text{massa (g)}$$

Em ambientes batiais o Vp pode ser associado ao teor de carbonato, refletindo variações glacio-eustáticas. O Vp tem uma boa aplicabilidade, pois em períodos glaciais, com o nível relativo do mar mais baixo, pode ocorrer um aporte maior de sedimento terrígeno, enquanto em interglaciais, com o nível relativo do mar mais

elevado, o ambiente se torna mais distal, predominando o aporte de remanescentes pelágicos.

A fração fina (<63 µm) dos dois testemunhos foi utilizada para verificar a presença ou ausência de carbonato de cálcio por meio da queima com ácido clorídrico (HCl 10%). Assim, pôde ser determinando se os cocolitoforídeos e/ou pequenos foraminíferos foram preservados.

O modelo de idade preliminar do testemunho foi baseado na presença ou ausência das espécies do plexo *Globorotalia menardii*, compreendendo *Globorotalia menardii*, *Globorotalia tumida*, *Globorotalia flexuosa* e *Globorotalia fimbriata*, de acordo com o esquema bioestratigráfico de Ericson & Wollin (1968) e Vicalvi (1997, 2013), amplamente utilizado nas bacias da margem leste, principalmente Campos e Santos.

RESULTADOS

Os dois testemunhos foram subdivididos em cinco intervalos (Fig. 2). Esta subdivisão foi elaborada mesclando os critérios de presença de foraminíferos planctônicos, presença do plexo *G. menardii* e volume de pelágicos (Vp).

Testemunho T-19. O primeiro intervalo, na base (6,6 a 6,4 m), é caracterizado pela presença de lama, ausência de areia e presença de foraminíferos planctônicos, inclusive as espécies do plexo *G. menardii* (acima de 3%), indicando a Biozona X. O segundo intervalo (6,4 a 5,75 m) é caracterizado pela presença de lama, ausência de areia e presença de foraminíferos planctônicos, com baixas frequências do plexo *G. menardii* (abaixo de 1%), indicando a base da Biozona Y. O terceiro intervalo (5,75 a 3,9 m) é caracterizado pela presença de lama, baixos teores de areia e ausência de foraminíferos, exceto por algumas raras carapaças, com destaque para *Neogloboquadrina incompta*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Globigerinoides ruber* (white), *Globorotalia inflata*, *Globigerinita glutinata* e *Globigerina bulloides*, onde a biozona não foi determinada. O quarto intervalo (3,9 a 2,9 m) é caracterizado pela maior quantidade de lama com areia, presença de foraminíferos e ausência do plexo *G. menardii*, indicando a Biozona Y. O quinto intervalo (2,9 a 0 m) é caracterizado pelo predomínio de lama e pela total ausência de foraminíferos, com a biozona indeterminada. Os valores de Vp são mais elevados na base e no quarto intervalo, e baixos ou nulos no terceiro e quinto intervalos (Fig. 2). A análise da presença/ausência de carbonato na fração fina mostrou resultados semelhantes ao

Vp, ou seja, presença de cocólitos onde ocorrem foraminíferos, e ausência de cocólitos onde não ocorrem foraminíferos.

Testemunho T-101. O primeiro intervalo, na base (6,7 a 5,7 m), é caracterizado pela presença de lama, ausência de areia e Vp nulo. O segundo intervalo (5,7 a 4,2 m), é caracterizado pela presença de lama, baixos a médios volumes de pelágicos, presença de foraminíferos e ausência do plexo *G. menardii*. O terceiro intervalo (4,2 a 0,8 m) é semelhante ao primeiro, caracterizado pela presença de lama, ausência de areia e Vp nulos, exceto na porção final, onde reaparecem poucos foraminíferos planctônicos. O quarto intervalo (0,8 a 0,35 m) é caracterizado pela presença de lama, presença de foraminíferos e ausência das espécies do plexo *G. menardii*, indicando o final da biozona Y. O quinto intervalo (0,35 a 0 m) é caracterizado pela presença de lama, presença de foraminíferos e do plexo *G. menardii*, indicando a biozona Z. Os teores de pelágicos são baixos ou nulos na base e mais elevados no meio e topo (Fig. 2). A análise da presença/ausência de carbonato na fração fina mostrou uma ausência de cocolitoforídeos da base até 0,8 m e presença de 0,8 m ao topo.

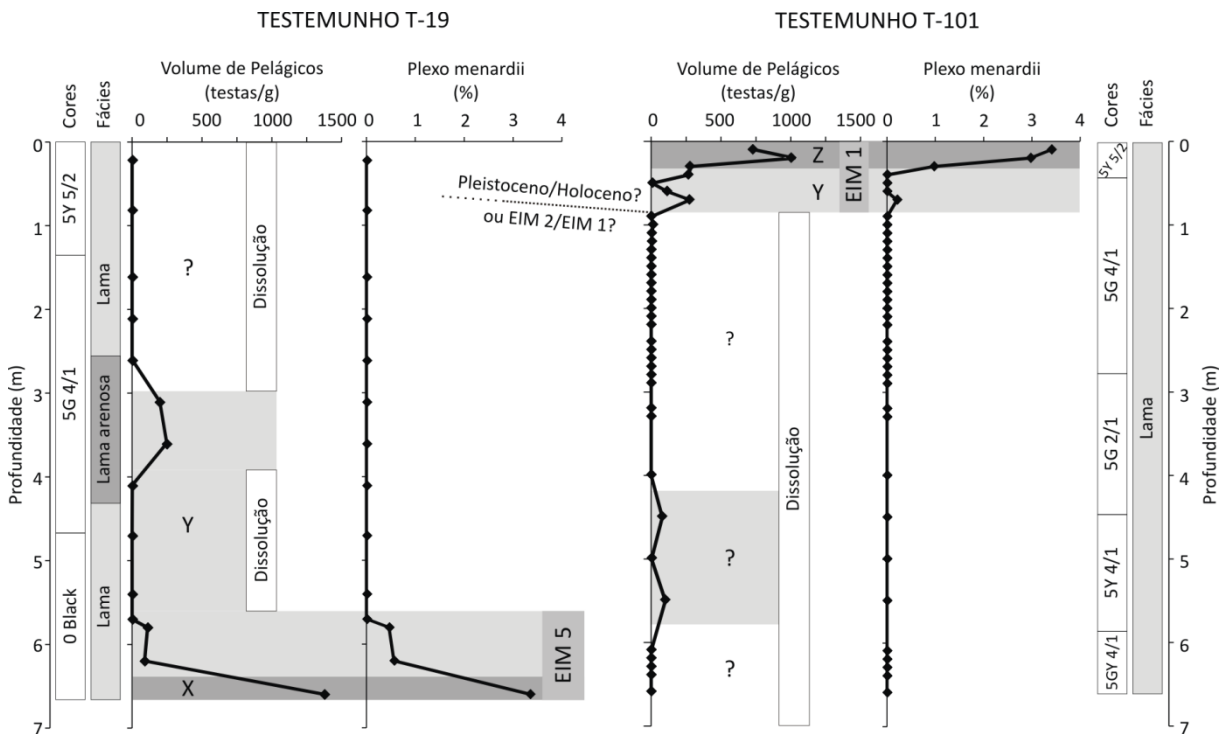


Figura 2. Testemunhos estudados, com os códigos de cores, perfis faciográficos, volume de pelágicos (Vp) e abundâncias do plexo *G. menardii*. As zonas com dissolução foram atribuídas à lisoclina e CCD mais superficiais, enquanto nas zonas com preservação do CaCO_3 a lisoclina e a CCD estavam mais profundas. Os perfis de cores e faciográficos foram extraídos de Martins *et al.* (1987).

DISCUSSÃO

Modelo de idade

O modelo bioestratigráfico com foraminíferos planctônicos do Quaternário nas bacias de Campos e Santos é baseado na proposta de Ericson & Wollin (1968) para o oceano Atlântico, a partir dos desaparecimentos e reaparecimentos do plexo *G. menardii*. As biozonas são nomeadas de Q (mais antiga) para Z (mais recente), onde em Q, S, U, W e Y o plexo *G. menardii* é raro ou ausente, correspondendo aos períodos glaciais, enquanto em R, T, V, X e Z o plexo *G. menardii* é abundante, correspondendo aos interglaciais. Este biozoneamento é consistente com as flutuações paleoclimáticas globais, uma vez que a presença desta espécie no Oceano Atlântico depende do aporte proveniente do Oceano Índico através da Corrente das Agulhas, que é intensificado durante interglaciais e drasticamente reduzido durante os períodos glaciais (Berger & Vincent, 1986; Peeters *et al.*, 2004). Vicalvi (1997) aprimorou o modelo bioestratigráfico considerando também as ocorrências de *Globorotalia inflata* e *Pulleniatina obliquiloculata*, de acordo com as observações de Neff (1985) no Golfo do México, onde *G. inflata* e *G. menardii* têm uma relação inversa de abundâncias durante o Pleistoceno. Por outro lado, *P. obliquiloculata* é utilizada para subdividir a Biozona Y, pois no Atlântico e no Caribe o aparecimento e o desaparecimento desta espécie respondem às mudanças de salinidade (Prell & Damuth, 1978; Xu *et al.*, 2005). O modelo bioestratigráfico de Vicalvi (2013) para as bacias de Santos, Campos, Espírito Santo e Jequitinhonha é mais complexo, baseado nas abundâncias principalmente de *G. menardii*, *P. obliquiloculata*, *G. inflata*, *Orbulina universa* e *Globorotalia truncatulinoides*.

As primeiras tentativas de montar uma bioestratigrafia do Quaternário tardio da Bacia de Pelotas estavam restritas à plataforma e talude superior (Vicalvi, 1977) ou apenas à plataforma (Carvalho, 1980). Sendo a maioria dos testemunhos de águas rasas, apenas pôde ser identificada a variação do nível do mar pela ausência (na base) e presença (no topo) de foraminíferos planctônicos (Carvalho, 1980). Por outro lado, Vicalvi (1977) e Rodrigues & Carvalho (1980) identificaram o limite Pleistoceno/Holoceno baseado na relação entre espécies de foraminíferos planctônicos de águas quentes (atribuídas ao Holoceno) e de águas frias (relacionadas ao final do Pleistoceno). A definição de um zoneamento bioestratigráfico para o Quaternário tardio na Bacia de Pelotas é dificultada pela sua

localização numa zona de transição entre as zonas subtropical e temperada, alterando localmente e sazonalmente a distribuição dos foraminíferos devido às oscilações de temperatura e salinidade em diferentes escalas de tempo (Ferreira *et al.*, 2012). Estas mudanças intensas podem truncar ou mascarar as biozonas que seriam facilmente identificáveis nas bacias do sudeste da MCB. Ao mesmo tempo, as flutuações oceanográficas, tanto latitudinais como verticais (*i.e.* a geometria das massas d'água), interferem na preservação do carbonato de cálcio, uma vez que águas mais corrosivas podem estar relativamente mais superficiais em intervalos glaciais (*e.g.*, Frenz & Henrich, 2007). Este problema se torna ainda mais evidente em águas profundas, onde as oscilações da lisoclina e da CCD influenciam no estado de preservação dos foraminíferos.

Apesar do refinamento bioestratigráfico de Vicalvi (1997, 2013) não demonstrar aplicabilidade em função do estado de preservação, o modelo geral de Ericson & Wollin (1968) funcionou parcialmente para determinar algumas biozonas.

A correlação dos testemunhos indicou que o T-19 abrange um intervalo de tempo maior que o T-101, devido à ocorrência e posterior desaparecimento de *Globorotalia menardii* apenas na base do primeiro. Este *datum* marca o limite entre as biozonas X e Y, que tem idade aproximada de 84 ka (Damuth, 1975; Toledo *et al.*, 2016). Já no topo do testemunho T-101, o reaparecimento do plexo *G. menardii* indica o limite entre as biozonas Y e Z, marcando a porção inicial do Holoceno (Pivel *et al.*, 2013; Broecker & Pena, 2014; Petró *et al.*, 2016 a).

Eventos paleoceanográficos

A ausência parcial ou total de CaCO_3 foi atribuída à dissolução, uma vez que, apesar de não serem encontrados registros de foraminíferos ou outros microfósseis calcários em alguns intervalos, os sedimentos são homogêneos e sem evidências de remobilização. Inicialmente esta ausência de microfósseis limitou a elaboração do modelo de idade, mas em uma análise mais detalhada, a própria ausência de CaCO_3 pôde ser utilizada como um *proxy* paleoceanográfico.

Relacionando os limites entre biozonas às idades estabelecidas por Lisiecki & Raymo (2005) e Lisiecki & Stern (2016), assumimos que o início do intervalo em estudo ($X/Y = 84$ ka) pode corresponder ao Estágio Isotópico Marinho (EIM) 5. Neste estágio, caracterizado como interglacial, ocorrem condições propícias para a preservação do carbonato, com a lisoclina e a CCD mais profundas (Fig. 2).

Como destacado por Frenz & Henrich (2007) na margem leste do Atlântico Sul, a AAF ganha força em períodos glaciais e se desloca mais ao norte, aumentando a dissolução do CaCO_3 no sedimento e na coluna d'água. Esse deslocamento da AAF também ocorre verticalmente, ascendendo a APAN e, conseqüentemente, deslocando a lisoclina para menores profundidades (e.g. Curry & Oppo, 2005; Makou *et al.*, 2010). Este deslocamento ascendente da lisoclina ficou registrado no testemunho T-19, impedindo a preservação de foraminíferos em uma parte da Biozona Y (terceiro intervalo), porém não pôde ser estimada a idade deste evento (Fig. 2). A lisoclina permaneceu mais rasa durante parte do final do Pleistoceno, intensificando a dissolução do carbonato nos dois testemunhos, o que indicou uma lisoclina mais rasa que 2.841 m.

Devido a diferenças na composição química, os cocolitoforídeos são menos solúveis que os foraminíferos e resistem a profundidades maiores (Hay, 1970; Hsü & Andrews, 1970; Stoll *et al.*, 2001). Porém, não há nenhum intervalo onde são preservados os cocolitoforídeos em detrimento dos foraminíferos, o que indicaria que o sedimento estaria em uma profundidade abaixo da lisoclina e acima da CCD. Assim, a dissolução total das carapaças de foraminíferos, aliada à ausência de cocolitoforídeos, indicou também uma influência da CCD nos intervalos onde predomina a dissolução.

Na porção mediana do testemunho T-19 ocorre um nível com preservação de carbonato e presença de cocolitoforídeos e foraminíferos, porém sem o plexo *G. menardii*, correlacionado à Biozona Y. Neste intervalo, a lisoclina e a CCD sofreram deslocamento descendente, porém não pôde ser detalhada a idade e, conseqüentemente, o evento que determinou este fenômeno. Em seguida, a lisoclina e a CCD se deslocam descendentemente, provocando a dissolução dos remanescentes calcários, registrada no testemunho T-19.

No final do Pleistoceno, ocorre um recuo da AAF e, conseqüentemente, o rebaixamento da lisoclina e da CCD, registrados respectivamente pela preservação das carapaças de foraminíferos e de cocolitoforídeos, que ocorrem a partir de 0,8 m no testemunho T-101. Este fenômeno pode ter relação com o limite Pleistoceno/Holoceno ou com a transição do EIM 2 para o EIM 1. Porém, este intervalo temporal entre o Último Máximo Glacial e o Holoceno é marcado por vários eventos de curta duração, como o *Younger Dryas* e o evento *Heinrich 1* (e.g. Chapori *et al.*, 2015; Chiessi *et al.*, 2015), que ocorrem em escala global e têm

reflexos diferentes em escalas locais, dificultando uma identificação mais precisa do evento que marca o rebaixamento da lisoclina e da CCD.

O início do Holoceno ocorre provavelmente antes do reaparecimento do plexo *G. menardii*, pois o limite Pleistoceno/Holoceno não é síncrono ao limite das biozonas Y e Z (Pivel *et al.*, 2013; Broecker & Pena, 2014; Petró *et al.*, 2016 a). No testemunho T-101, o limite das biozonas Y e Z ocorre entre 0,4 e 0,3 m. O intervalo correspondente ao Holoceno mantém a lisoclina abaixo dos 3.200 m, com boa preservação do CaCO₃ (Fig. 1). A ausência de foraminíferos no topo do testemunho T-19, e a consequente não identificação da biozona Z, impediu uma correlação mais precisa com o testemunho T-101 (Fig. 2).

CONCLUSÕES

Apesar da falta de um modelo paleoceanográfico *multiproxy*, com análises em ¹⁴C ou isótopos de oxigênio, foram identificados eventos regionais e globais registrados em dois testemunhos da Bacia de Pelotas. A combinação de dados de variação da fauna de foraminíferos planctônicos com dados faciológicos possibilitou a elaboração de um modelo paleoceanográfico.

As oscilações glacio-eustáticas globais e a mudança na geometria das massas d'água modificaram a profundidade da lisoclina e da CCD durante o Quaternário tardio, alterando o grau de preservação do material pelágico. A sucessão de biofácies, mesclando o volume de pelágicos e sedimentos terrígenos, indica período de maior dissolução de carbonato quando águas mais corrosivas alcançavam o talude inferior da bacia. Já a maior preservação do carbonato de cálcio, registrada pela ocorrência dos foraminíferos planctônicos e cocolitoforídeos, está relacionada a períodos em que a lisoclina e a CCD estavam mais profundas. Estes períodos de menor dissolução podem ter relação com os EIM 5 e 1.

No final do Pleistoceno, foi registrado o atenuamento da intensidade de dissolução, provavelmente determinado por uma mudança de massa d'água de fundo. Esta mudança provocou o rebaixamento da lisoclina e da CCD nesta porção da bacia. O retorno da preservação dos foraminíferos e cocolitoforídeos pode ter relação com o limite Pleistoceno/Holoceno ou com a transição do EIM 2 para o EIM 1. Finalmente, o intervalo acima do limite entre as biozonas Y e Z, identificado no talude inferior da Bacia de Pelotas entre 0,4 e 0,3 m, já na porção inicial do Holoceno, apresenta boa preservação do carbonato.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à FAPERGS (Projeto FAPERGS nº 1982-2551/13-7) e à CAPES pela concessão de bolsa (Processo 88887.091727/2014-01). O último autor agradece ao CNPq pela bolsa de produtividade em pesquisa (Processo 304453/2013-7).

REFERÊNCIAS

- Arz, H.W.; Pätzold, J. & Wefer, G. 1999. The deglacial history of the western tropical Atlantic as inferred from high resolution stable isotope records off northeastern Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 167: 105-117.
- Barbosa, V.P. 2010. Foraminíferos Bentônicos como Indicadores Bioestratigráficos no Quaternário Superior da Bacia de Campos. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 13 (2): 129-142.
- Bé, A.W.H. 1967. Foraminifera families: Globigerinidae and Globorotaliidae. Conseil Permanent International pour l'exploration de la mer. *Zooplankton*, Sheet 108: 1-9.
- Bé, A.W.H. 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In: RAMSAY, A.T.S. (ed.). *Oceanic Micropaleontology*. Academic Press, p. 1-100.
- Berger, W.H. 1968. Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. *Deep-Sea Research*, 15: 31-43.
- Berger, W.H. & Vincent, E. 1986. Sporadic shutdown of North Atlantic deep water production during the Glacial–Holocene transition? *Nature*, 324: 53-55.
- Bergue, C.T. & Coimbra, J.C. 2008. Late Pleistocene and Holocene bathyal ostracodes from the Santos Basin, southeastern Brazil. *Palaeontographica Abteilung A*, 285: 101-144.
- Bergue, C.T.; Coimbra, J.C. & Cronin, T.M. 2007. Cytherellid species (Ostracoda) and their significance to the Late Quaternary events in the Santos Basin, Brazil. *Senckenbergiana Maritima*, 37: 5-12.
- Bergue, C.T.; Coimbra, J.C.; Pivel, M.A.G.; Petró, S.M. & Mizusaki, A.M.P. 2017. Taxonomy and climatic zonation of the Late Quaternary bathyal ostracods from the Campos Basin, Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, 60 (4): 493-509.

- Bergue, C.T.; Costa, K.B.; Dwyer, G. & Moura, C.A.V. 2006. Bathyal ostracode diversity in the Santos Basin, Brazilian Southeast margin: response to Late Quaternary climate changes. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 9 (2): 201-210.
- Bolli, H.M. & Saunders, J.B. 1989. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera, *In*: BOLLI, H.M.; SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (eds.). *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, p. 155-262.
- Broecker, W. & Pena, L.D. 2014. Delayed Holocene reappearance of *G. menardii*. *Paleoceanography*, 29: 291-295.
- Bueno, G.V.; Zacharias, A.A.; Oreiro, S.G.; Cupertino, J.A.; Falkenhein, F.U.H. & Neto, M.A.M. 2007. Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15 (2): 551-559.
- Campos, M.C.; Chiessi, C.M.; Voigt, I.; Piola, A.R.; Kuhnert, H. & Mulitza, S. 2017. $\delta^{13}\text{C}$ decreases in the upper western South Atlantic during Heinrich Stadials 3 and 2. *Climate of the Past*, 13: 345-358.
- Carvalho, M.G.P. 1980. Análise de foraminíferos dos testemunhos da Plataforma Continental Sul do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 52 (2): 379-402.
- Chapori, N.G.; Chiessi, C.M.; Bickert, T. & Laprida, C. 2015. Sea-surface temperature reconstruction of the Quaternary western South Atlantic: New planktonic foraminiferal correlation function. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 425: 67-75.
- Chiessi, C.M.; Mulitza, S.; Groeneveld, J.; Silva, J.B.; Campos, M.C. & Gurgel, M.H.C. 2014. Variability of the Brazil Current during the late Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 415: 28-36.
- Chiessi, C.M.; Mulitza, S.; Mollenhauer, G.; Silva, J.B.; Groeneveld, J. & Prange, M. 2015. Thermal evolution of the western South Atlantic and the adjacent continent during Termination 1. *Climate of the Past*, 11: 915-929.
- Chiessi, C.M.; Mulitza, S.; Paul, A.; Pätzold, J.; Groeneveld, J. & Wefer, G. 2008. South Atlantic interocean exchange as the trigger for the Bølling warm event. *Geology*, 36: 919-922.
- Cirano, M.; Mata, M.M.; Campos, E.J.D. & Deiró, N.F.R. 2006. A circulação oceânica de larga-escala na região oeste do Atlântico Sul com base no modelo de circulação global OCCAM. *Revista Brasileira de Geofísica*, 24 (2): 209-230.

- Costa, K.B.; Cabarcos, E.; Santarosa, A.C.A.; Battaglin, B.B.F. & Toledo, F.A.L. 2016. A multiproxy approach to the climate and marine productivity variations along MIS 5 in SE Brazil: A comparison between major components of calcareous nannofossil assemblages and geochemical records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 449: 275-288.
- Curry, W.B. & Oppo, D.W. 2005. Glacial water mass geometry and the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of ΣCO_2 in the western Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 20, PA1017.
- Damuth, J.E. 1975. Quaternary climate change as revealed by calcium-carbonate fluctuations in western equatorial Atlantic sediments. *Deep-Sea Research*, 22: 725-743.
- Dittert, N.; Baumann, K.-H.; Bickert, T.; Henrich, R.; Huber, R. Kinkel, H. & Meggers, H. 1999. Carbonate Dissolution in the Deep-Sea: Methods, Quantification and Paleoceanographic Application. In: FISCHER, G., WEFER, G (eds.). *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, p. 255-284.
- Duarte, K.O.; Rios-Netto, A.M. & Brito, D.S.M. 2017. Análise bioestratigráfica de foraminíferos planctônicos de quatro testemunhos do complexo de lobos Almirante Câmara, Bacia de Campos. *Revista brasileira de Paleontologia*, 20 (1): 75-90.
- Ericson, D.B. & Wollin, G. 1968. Pleistocene climates and chronology of deep-sea sediments. *Science*, 162 (3859): 1227-1234.
- Ferreira, F.; Frontallini, F.; Leão, C.J. & Leipnitz, I.I. 2014. Changes in the water column structure and paleoproductivity in the western South Atlantic Ocean since the middle Pleistocene: Evidence from benthic and planktonic foraminifera. *Quaternary International*, 352: 111-123.
- Ferreira, F.; Leipnitz, I.I.; Vicalvi, M.A. & Sanjinés, A.E.S. 2012. Zoneamento Paleoclimático do Quaternário da Bacia de Santos com base em foraminíferos planctônicos: *Revista Brasileira de Paleontologia*, 15 (2): 173-188.
- Frenz, M. & Henrich, R. 2007. Carbonate dissolution revealed by silt grain-size distribution: comparison of Holocene and Last Glacial Maximum sediments from the pelagic South Atlantic. *Sedimentology*, 54: 391-404.
- Gerhardt, S.; Groth, H.; Rühlemann, C. & Henrich, R. 2000. Aragonite preservation in late Quaternary sediment cores on the Brazilian Continental Slope: implications for intermediate water circulation. *International Journal of Earth Sciences*, 88: 607-618.

- Gonzales, M.V.; de Almeida, F.K.; Costa, K.B.; Santarosa, A.C.A.; Camillo Jr., E.; Quadros, J.P. & Toledo, F.A.L. 2017. HelP index: *Hoeglundina elegans* preservation index for marine sediments in the western South Atlantic. *Journal of Foraminiferal Research*, 47 (1): 56-69.
- Hay, W.W. 1970. Calcium Carbonate Compensation. In: BADER, R.G.; GERARD, R.D.; BENSON, W.E.; BOLLI, H.M.; HAY, W.W.; ROTHWELL JR., W.T.; RUEF, M.H.; RIEDEL, W.R. & SAYLES F.L. (eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. US Government Printing Office, 4: 672.
- Hemleben, C.; Spindler, M. & Anderson, O.R. 1989. *Modern planktonic foraminifera*. New York, Springer-Verlag, 363 p.
- Hsü, K.J. & Andrews, J.E. 1970. Lithology. In: BARDER R.G. (ed.). *Initial Reports Deep Sea Drilling Project 3*. US Govt Printing Office, p. 445-453.
- Laprida, C.; Chaporí, N.G.; Chiessi, C.M.; Violante, R.A.; Watanabe, S. & Totah, V. 2011. Middle Pleistocene sea surface temperature in the Brazil-Malvinas Confluence Zone: paleoceanographic implications based on planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, 57 (2): 183-195.
- Leonhardt, A.; Toledo, F.A.L. & Coimbra, J.C. 2013. The productivity history in the Southwestern Atlantic as inferred from coccolithophore record for the last 130 kyr. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 16 (3): 361-374.
- Leonhardt, A.; Toledo, F.A.L. & Coimbra, J.C. 2015. The Mid-Brunhes event in the southwestern Atlantic Ocean: coccolithophore assemblages during the MIS 11-9. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 18 (3): 343-354.
- Lessa, D.V.O.; Venancio, I.M.; Santos, T.P.; Belem, A.L.; Turcq, B.J.; Sifeddine A. & Albuquerque, A.L.S. 2016. Holocene oscillations of Southwest Atlantic shelf circulation based on planktonic foraminifera from an upwelling system (off Cabo Frio, Southeastern Brazil). *The Holocene*, 26 (8): 1175-1187.
- Lisiecki, L.E. & Raymo, M.E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20: PA1003.
- Lisiecki, L.E. & Stern, J.V. 2016. Regional and global benthic $\delta^{18}\text{O}$ stacks for the last glacial cycle. *Paleoceanography*, 31: 1368-1394.
- Maciel, D.M.; Alves, C.F. & Ferreira, E.P. 2012. Bioestratigrafia com base em Nanofósseis Calcários do testemunho GL-77, Bacia de Campos, Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 15: 164-172.

- Makou, M.C.; Oppo, D.W.; Curry, W.B. 2010. South Atlantic intermediate water mass geometry for the last glacial maximum from foraminiferal Cd/Ca. *Paleoceanography*, 25: PA4101.
- Martins, I.R.; Toldo Jr., E.E. & Gruber, N.L.S. 1987. Descrição de testemunhos da Plataforma Conticental Sulbrasileira – GEOMAR VII. *Notas Técnicas*, 5: 1-168.
- Mémery L.; Arhan, M.; Alvarez-Salgado, X.A.; Messias, M.-J.; Mercier, H.; Castro, C.G. & Rios, A.F. 2000. The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. *Progress in Oceanography*, 47: 69-98.
- Neff, E.D. 1985. *Pre-Late Pleistocene paleoclimatology and planktonic foraminiferal biostratigraphy of the northeastern Gulf of Mexico*. University South Caroline, Dissertação de Mestrado, 123 p.
- Peeters, F.J.C.; Acheson, R.; Brumer, G.-J.A.; de Ruijter, W.P.M.; Schneider, R.R.; Ganssen, G.M.; Ufkes, E. & Kroon, D. 2004. Vigorous exchange between the Indian and Atlantic oceans at the end of the past five glacial periods. *Nature*, 430: 661-665.
- Petró, S.M.; Pivel, M.A.G.; Coimbra, J.C. & Mizusaki, A.M.P. 2016 a. Paleoceanographic changes through the last 130 ka in the Western South Atlantic based on planktonic foraminifera. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 19 (1): 3-14.
- Petró, S.M.; Pivel, M.A.G. & Coimbra, J.C. 2016 b. Implicações da dissolução de carbonato de cálcio pelágico em reconstruções paleoceanográficas do Quaternário. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 7 (1-2): 14-25.
- Pivel, M.A.G.; Santarosa, A.C.A.; Bariani, L.; Costa, K.B. & Toledo, F.A.L. 2011. Paleoprodutividade na Bacia de Santos nos últimos 15 mil anos. In: CARVALHO, I.S.; SRIVASTRA, N.K.; STROHSCHOEN JR., O. & LANA, C.C. (eds.). *Paleontologia: Cenários da Vida*, 3. Editora Interciência, p. 333-343.
- Pivel, M.A.G.; Santarosa, A.C.A.; Toledo, F.A.L. & Costa, K.B. 2013. The Holocene onset in the southwestern South Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 374: 164-172.
- Pivel, M.A.G.; Toledo, F.A.L. & Costa, K.B. 2010. Foraminiferal record of changes in summer monsoon precipitation at the Southeastern Brazilian Continental Margin since the Last Glacial Maximum. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 13 (2): 79-88.

- Portilho-Ramos, R.C.; Barbosa, C.F. & Rios-Netto, A.M. 2014 a. Planktonic foraminiferal variations in the southwestern Atlantic since the last glacial-interglacial cycle. *Palaios*, 29: 38-44.
- Portilho-Ramos, R.C.; Ferreira, F.; Lago, L.C.; Silva, A.G.V.; Jaworski, K.S., & Toledo, M.B. 2014 b. *Globorotalia crassaformis* optimum event: a new Late Quaternary biostratigraphic marker for the Southeastern Brazilian Margin. *Palaios*, 29: 578-593.
- Portilho-Ramos, R.C.; Rios-Netto, A.D.M. & Barbosa, C.F. 2006. Caracterização bioestratigráfica do Neógeno Superior da Bacia de Santos com base em foraminíferos planctônicos. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 9 (3): 349-354.
- Prell, W.L. & Damuth, J.E. 1978. The climate-related diachronous disappearance of *Pulleniatina obliquiloculata* in Late Quaternary sediments of the Atlantic and Caribbean. *Marine Micropaleontology*, 3: 267-277.
- Razik, S.; Chiessi, C.M.; Romero, O.E., & Von Dobeneck, T. 2012. Interaction of the South American Monsoon System and the Southern Westerly Wind Belt during the last 14 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 374: 28-40.
- Rodrigues, M.A.C. & Carvalho, M.G.P. 1980. Curvas paleoclimáticas com base em foraminíferos de testemunhos da Plataforma Sul-Brasileira. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 52 (3): 617-625.
- Santos, T.P.; Lessa, D.O.; Venancio, I.M.; Chiessi, C.M.; Mulitza, S.; Kuhnert, H.; Govin, A.; Machado, T.; Costa, K.B.; Toledo, F.A.L.; Dias, B.B. & Albuquerque, A.L.S. 2017. Prolonged warming of the Brazil Current precedes deglaciations. *Earth and Planetary Science Letters*, 463: 1-12.
- Schiebel, R. & Hemleben, C. 2017. *Planktic Foraminifers in the Modern Ocean*. Berlin, Springer, 358 p.
- Silveira, I.C.A.; Schmidt, A.C.K.; Campos, E.J.D.; Godoi, S.S. & Ikeda, Y. 2000. A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 48 (2): 171-183.
- Sousa, A.J.; Queiroz Neto, J.V. & Ferreira, E.P. 2013. Evidências de transporte de sedimentos no Quaternário do talude inferior da Bacia de Campos, com base em ostracodes alóctones. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 21 (1): 103-136.
- Stoll, H.M.; Encinar, J.R.; Alonso, J.I.G.; Rosenthal, Y.; Probert, I. & Klaas, C. 2001. A first look at paleotemperature prospects from Mg in coccolith carbonate:

- cleaning techniques and culture measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2: 2000GC000144.
- Stramma, L. & England, M. 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 104 (C9): 20.863-20.883.
- Toledo, F.A.L.; Cachão, M.; Costa, K.B. & Pivel, M.A.G. 2007 a. Planktonic foraminifera, calcareous nannoplankton and ascidian variations during the last 25 kyr in the Southwestern Atlantic: A paleoproductivity signature? *Marine Micropaleontology*, 64: 67-79.
- Toledo, F.A.L.; Costa, K.B. & Pivel, M.A.G. 2007 b. Salinity changes in the western tropical South Atlantic during the last 30 kyr. *Global and Planetary Change*, 57: 383-395.
- Toledo, F.A.L.; Costa, K.B.; Pivel, M.A.G. & Campos, E.J.D. 2008. Tracing past circulation changes in the western South Atlantic based on planktonic foraminifera. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 11 (3): 169-178.
- Toledo, F.A.L.; Quadros, J.P.; Camillo Jr., E.; Santarosa, A.C.A.; Flores, J.-A. & Costa, K.B. 2016. Plankton biochronology for the last 772,000 years from the western South Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 127: 50-62.
- Vicalvi, M.A. 1977. Sedimentos Quaternários da plataforma continental e talude do Sul do Brasil: estratigrafia e curvas paleoclimáticas. *Projeto REMAC: Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira*, 2: 27-76.
- Vicalvi, M.A. 1997. Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático dos sedimentos do Quaternário superior do talude da Bacia de Campos, RJ, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 11 (1/2): 132-165.
- Vicalvi, M.A. 2013. Distribuição estratigráfica quantitativa de foraminíferos planctônicos no Quaternário da margem continental do Sudeste brasileiro. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 21 (2): 357-368.
- Voigt, I.; Chiessi, C.M.; Prange, M.; Mulitza, S.; Groeneveld, J.; Varma, V. & Henrich, R. 2015. Holocene shifts of the southern westerlies across the South Atlantic. *Paleoceanography*, 30, 39-51.
- Xu, J.; Wang, P.; Huang, B.; Li, Q. & Jian, Z. 2005. Response of planktonic foraminifera to glacial cycles: Mid-Pleistocene change in the southern South China Sea. *Marine Micropaleontology*, 54: 89-105.

EVIDENCES OF SUPRA-LYSOCLINAL DISSOLUTION OF PELAGIC CALCIUM CARBONATE IN THE LATE QUATERNARY OF THE PELOTAS BASIN

Evidências de dissolução supra-lisoclinal de carbonato de cálcio pelágico no Quaternário tardio da Bacia de Pelotas

Sandro Monticelli Petró

Colaboradores: María Alejandra Gómez Pivel, João Carlos Coimbra

ABSTRACT

Paleoceanographic changes in late Quaternary are recorded in foraminifera fauna and isotope composition. The fossil record quality is essential for accurate reconstruction of the original environment, however, in most cases, information loss occurs, mainly by the dissolution of CaCO_3 . Even when poorly preserved, the microfossils are still a proxy for identifying oceanographic variations in the past. The goal of this study is to identify changes in the degree of preservation of foraminifera assemblages and their probable causes. Late Quaternary samples from three cores collected on the slope of the Pelotas Basin (respectively 1514, 1894 and 2091 m water depth), were examined using the standard methodology for calcareous (foraminifera and coccolith) paleomicrotological analyses. The age model was obtained based on AMS ^{14}C datings and on the oxygen stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$) record in foraminifera. Dissolution variations were identified using coccolith-based CEX dissolution index, the carbonate and sand contents, foraminifera fragmentation index, the relationship between resistant and fragile planktonic foraminifera, and the abundance of fragile foraminifera *Orbulina universa* and *Hoeglundina* sp. Finally, the planktonic/benthonic foraminifera ratio (P/B) was evaluated as dissolution proxy, demonstrating non-applicability. The Marine Isotope Stages (MIS) 5 and 1 (interglacials) show the best preservations, while MIS 4, 3 and 2 (glacials) show relatively poorer preservation. Although the cores are in relatively shallow slope

waters, above the lysocline, periods of greater dissolution were identified which can be attributed to the advance of Upper Circumpolar Deep Water (UCDW).

INTRODUCTION

Paleoceanographic studies are based on proxy analyses, that is, records of variables that indirectly reflect environmental changes. These proxies are primarily obtained from calcareous microfauna and nannoflora in terms of abundance, isotopic signals and chemical ratios measured in foraminifera and coccolithophores. Therefore, a correct interpretation of the environmental conditions depends on a reasonably good preservation of microfossils. In this sense, processes such as dissolution tend to bias the paleoceanographic proxies. However, if correctly quantified, dissolution can become a proxy of past sea water conditions like pH and carbonate ion concentration (Broecker & Peng, 1982).

Several studies on foraminifera and coccolith dissolution have been conducted in different regions worldwide. The largest volume of data regarding calcareous microfossil dissolution is undoubtedly concentrated in the Pacific Ocean (e.g. Peterson, 1966; Berger, 1970; Parker & Berger, 1971; Coulbourn *et al.*, 1980; Berger *et al.*, 1982; Chen *et al.*, 1988; Le & Shackleton, 1992; Broecker & Clark, 2001; Kimoto *et al.*, 2003; de Villiers, 2003, 2005; Mohiuddin *et al.*, 2005). There have also been some dissolution studies for the North Atlantic (e.g. Milliman, 1975; Honjo & Erez, 1978), the Caribbean Sea (Bijma *et al.*, 2002), the Ross Sea (Antarctic) (Kennett, 1966), and the Indian Ocean (e.g. Peterson & Prell, 1985; Conan *et al.*, 2002; de Villiers, 2005; Johnstone *et al.*, 2014). In the South Atlantic, the most studied portions are the Central and Eastern regions (e.g. Hales & Emerson, 1997; Dittert & Henrich, 2000; Broecker & Clark, 2001; Volbers & Henrich, 2002a, 2002b, 2004; Frenz *et al.*, 2005; de Villiers, 2005; Frenz & Henrich, 2007) and in high latitudes (e.g. Malmgren, 1983). Other studies such as Baumann *et al.* (2003) and Henrich *et al.* (2003) analyzed calcium carbonate dissolution throughout this oceanic basin. Volbers & Henrich (2004) reconstructed water masses in the eastern and western Atlantic during the Last Glacial Maximum (LGM), based on the dissolution of *Globigerina bulloides*, identifying a shallower lysocline in the LGM when compared to the Holocene, except in the equatorial Atlantic. Gonzales *et al.* (2017) proposed the *Hoeglundina elegans* preservation index (HeIP Index) based on dissolution degrees of this aragonitic species. Gonzales *et al.*'s proposal was based on the analysis of a

sediment core retrieved from the southeastern Brazilian margin. Besides the HelP Index, the relative abundance of *H. elegans* showed good results as a dissolution proxy (Gonzales *et al.*, 2017).

Although several paleoceanographic studies have been conducted in the eastern and southern Brazilian Continental Margin (e.g. Arz *et al.*, 1999; Portilho-Ramos *et al.*, 2014; Costa *et al.*, 2016; Lessa *et al.*, 2016; Petró *et al.* 2016; Gonzales *et al.*, 2017; Santos *et al.*, 2017 for Campos and Santos basins, and Chiessi *et al.*, 2008, 2014, 2015; Razik *et al.*, 2013; Voigt *et al.*, 2015; Campos *et al.*, 2017 for the southernmost Pelotas Basin), only a small number of them have evaluated the potential noise in proxy data resulting from dissolution. For instance, studies using planktonic foraminifera census counts to obtain paleotemperature estimates (e.g. Toledo, 2000; Toledo *et al.*, 2007; Pivel, 2009; Petró *et al.*, 2016) did not consider dissolution as a potential bias by changing the original species proportions. Only Toledo *et al.* (2008) briefly evaluated dissolution using the fragmentation and abundance of benthic foraminifera as criteria. Usually, if the coring site is located above the present Carbonate Compensation Depth (CCD), dissolution results overlooked despite strong evidences for occasional and significant corrosion of calcareous microfossils above the CCD.

The first purpose of this chapter is to evaluate the applicability of the proxies discussed in the Chapter 5 (Petró *et al.*, in press), like planktonic and benthonic foraminifera ratio (P/B), *Orbulina universa* and *Hoeglundina* sp. abundances, and ratios between resistant and fragile planktonic foraminifera. Finally, the main goal of this study is to examine the different dissolution patterns in relation to the climatic and paleoceanographic changes occurred during the late Quaternary in the Pelotas Basin. For this purpose, a paleoceanographic interpretation based on the dissolution of samples from three different sediment cores retrieved in different water depths along the Pelotas Basin continental slope was performed, comparing dissolution effects through the last Glacial-Interglacial cycle.

STUDY AREA

The Pelotas Basin is located on the southernmost Brazilian Continental Margin (BCM), western South Atlantic Ocean, between 28°S and 34°S, adjacent to Santos and Punta del Este basins, respectively to the north and south. Pelotas Basin is located north of the confluence zone between the Brazil Current (BC) and Malvinas

Current (MC). This confluence zone experienced latitudinal oscillations during the Quaternary (e.g. Laprida *et al.*, 2011) which may have brought the confluence region closer to the study area. On the surface, the southward flowing BC transports Tropical Water (TW) with temperatures higher than 20°C and salinities above 36 psu (Silveira *et al.*, 2000). At the pycnocline layer, the BC transports South Atlantic Central Water (SACW) with temperatures between 6° and 20°C and salinities between 34.6 and 36 psu (Silveira *et al.*, 2000; Cirano *et al.*, 2006). In the deeper areas circulate the Intermediate Antarctic Water (AAIW), the Upper Circumpolar Deep Water (UCDW), the North Atlantic Deep Water (NADW), the Lower Circumpolar Water (LCPW), and the Weddell Sea Deep Water (WSDW), being the latter two collectively named Antarctic Bottom Water (AABW). NADW is characterized by high salinities and high oxygen concentrations, therefore having less corrosive potential (Gerhardt *et al.*, 2000). The UCDW and AABW are characterized by lower dissolved oxygen concentrations, lower salinities, high levels of dissolved nutrients (Stramma & England, 1999; Mémerly *et al.*, 2000) and high CO₂ concentrations (Dittert *et al.*, 1999), therefore, they are more corrosive. At the boundary between NADW and AABW is placed the lysocline, depth where there is an abrupt increase in the CaCO₃ dissolution.

MATERIAL AND METHODS

Three cores from the Pelotas Basin continental slope were analyzed, namely the cores SIS-188, SIS-203, and SIS-249 (Fig. 1, Tab. 1). The cores were retrieved by *Fugro Brasil – Serviços Submarinos e Levantamentos Ltda.*, hired by the *Agência Nacional do Petróleo (ANP)*, between 2007 and 2008. Coring sites range between 1514 and 2091 m water depth (Tab. 1). The uppermost 20 cm were not available for this study and thus, the record of Marine Isotope Stage (MIS) 1 is incomplete. The mean sampling interval was 10 cm.

The samples were dried at 60°C, disaggregated in water, and sieved through a 63 µm mesh, separating the sand fractions for foraminifera and mud fraction for coccoliths. After a new sieving, the planktonic foraminifera were picked from the 150 µm size fraction, classifying between 300 and 600 specimens at a species level. The planktonic foraminifera taxonomy followed Bé (1967, 1977), Bolli & Saunders (1989), Hemleben *et al.* (1989) and Schiebel & Hemleben (2017). The count of coccoliths was made in thin slides under a petrographic microscope, counting at least 300

specimens in no less than five fields. The coccolith taxonomy followed Antunes (2007). The coccolith counts enabled the calculation of the CEX dissolution index (Boeckel & Baumann, 2004), comparing the presence of fragile specimens *Emiliana huxleyi* and *Gephyrocapsa ericsonii* in relation to resistant species *Calcidiscus leptoporus*, by the following formula:

$$\text{CEX} = (\% E. huxleyi + \% G. ericsonii) / (\% E. huxleyi + \% G. ericsonii + \% C. leptoporus)$$

Oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) and carbon ($\delta^{13}\text{C}$) stable isotope analyses were conducted on tests of the benthic genus *Uvigerina* sp. in all the cores, as well as in the planktonic species *Globigerinoides ruber* (white) in core SIS-188. Isotope analyses were performed at the Stable Isotope Laboratory of the University of California, Santa Cruz-CA (SIL-UCSC) on a dual-inlet isotope ratio mass spectrometer with a Kiel IV carbonate device. The isotopic data are reported relative to the Vienna Pee-Dee Belemnite (V-PDB) standard.

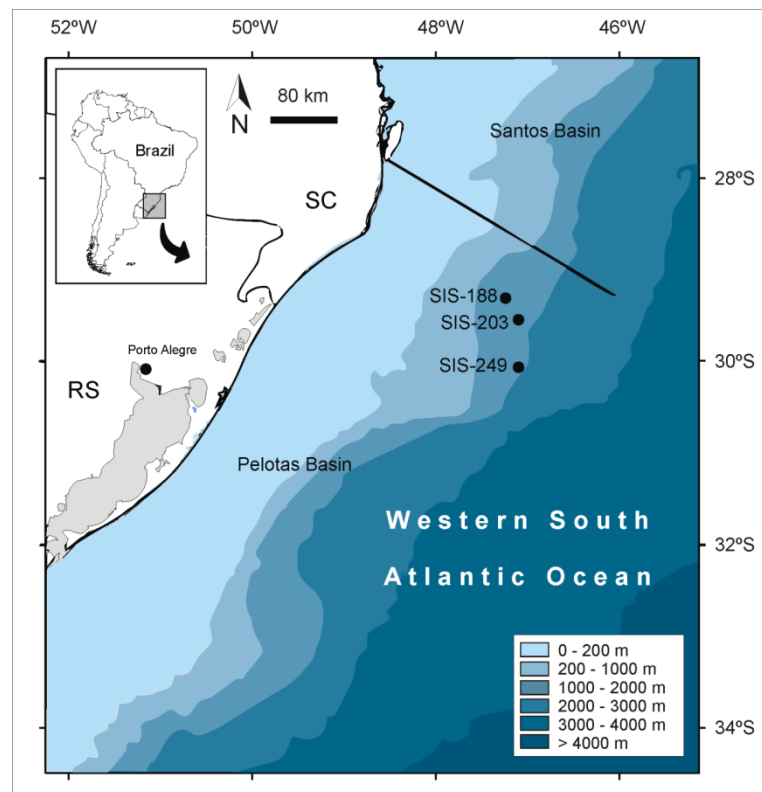


Figure 1. Location of the cores in the Pelotas Basin. RS = Rio Grande do Sul state; SC = Santa Catarina state.

Table 1. Location, depth, length, and number of samples analyzed in each core. * In the core SIS-188, 26 analyses were carried out in *Globigerinoides ruber* (white) and 13 analyses in *Uvigerina* sp. In the cores SIS-203 and SIS-249 only $\delta^{18}\text{O}$ analyses in *Uvigerina* sp. were performed.

Station	Depth (m)	Length (m)	Coordinates		Nº of samples		
			Latitude	Longitude	Foraminifera	Coccolith	$\delta^{18}\text{O}$
SIS-188	1514	3.65	29°13'16.266"S	47°17'1.761"W	26	26	26; 13*
SIS-203	1894	3.60	29°30'10.187"S	47°7'21.695"W	38	20	72
SIS-249	2091	4.30	30°5'6.389"S	47°5'35.628"W	16	16	44

AMS ^{14}C analyses were performed at the Radiocarbon Laboratory of the Physics Institute of the *Universidade Federal Fluminense* (LAC-UFF), on monospecific samples of *Globigerinoides ruber* (all phenotypes). Conventional radiocarbon dates were converted to calibrated ages by applying the Marine 13 calibration curve (Reimer *et al.*, 2013) using a delta-R of -59. The age model was built based on the correlation of the $\delta^{18}\text{O}$ curve in *Globigerinoides ruber* and *Uvigerina* sp. with the LS16 $\delta^{18}\text{O}$ stack for the Intermediate South Atlantic (ISA) (Lisiecki & Stern, 2016) using calibrated AMS ^{14}C ages. The correlation was performed using the program AnalySeries 1.1 (Paillard *et al.*, 1996).

The carbonate content was determined by weight loss after reaction with hydrochloric acid (HCl). The percentage of sand was determined by the mass ratio between the sand fraction (>63 μm) and the mud fraction (<63 μm). The extent of dissolution was estimated based on the fragmentation of foraminifera (F%) (Berger, 1970; Keigwin, 1976; Le & Shackleton, 1992; Kimoto *et al.*, 2003), the carbonate content (% CaCO_3) and sand fraction (%) (Gonzales *et al.*, 2017). According to Gonzales *et al.* (2017), low sand content indicates greater dissolution, due to reduced sediment size.

The ratio between resistant and fragile planktonic foraminifera (RF) was obtained according to the ranking proposed by:

$$\text{RF} = (R / (R + F)) \times 100$$

Where: R = relative abundance of resistant planktonic foraminifera (Petró *et al.*, in press, Chap. 5, Tab. 2); F = relative abundance of fragile planktonic foraminifera (Petró *et al.*, in press, Chap. 5, Tab. 2). The most abundant species (and with

biostratigraphic significance) were classified and separated between resistant and fragile (Tab. 2).

Table 2. List of resistant and fragile species, according to Petró *et al.* (in press, Chap. 5).

Resistant planktonic foraminífera (R)	Fragile planktonic foraminífera (F)
<i>Globigerina bulloides</i>	<i>Globorotalia menardii</i>
<i>Globigerinita glutinata</i>	<i>Globorotalia menardii fimbriata</i>
<i>Globigerinoides conglobatus</i>	<i>Globorotalia neoflexuosa</i>
<i>Globigerinoides ruber</i>	<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (right coiling)
<i>Globorotalia crassaformis</i>	<i>Globorotalia tumida</i>
<i>Globorotalia inflata</i>	<i>Orbulina universa</i>
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (left coiling)	<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>	<i>Trilobatus sacculifer</i>
<i>Neogloboquadrina incompta</i>	<i>Trilobatus trilobus</i>
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	

The abundance of the fragile foraminifera *Orbulina universa* and *Hoeglundina* sp. was also taken into account (Gonzales *et al.*, 2017; Petró *et al.*, in press, Chap. 5). *O. universa* is a suitable proxy of dissolution because it has demonstrated high solubility and has a relatively wide and constant distribution through different climatic zones, as observed by Kucera *et al.* (2007). Finally, P/B ratio was evaluated as a dissolution proxy, to prove its inappropriate application, as highlighted in Petró *et al.* (in press, Chap. 5).

RESULTS

The age model based on $\delta^{18}\text{O}$ and AMS ^{14}C , identified a temporal range between about 112 and 7 ka, encompassing MIS 5 to 1. Cores SIS-188 and SIS-203 cover MIS 3, 2 and 1, while core SIS-249 comprises MIS 5, 4 and 3 (Fig. 2).

In the core SIS-188 (1514 m water depth; Fig. 2A), the CaCO_3 content, sand content, fragmentation of planktonic foraminifera, and abundance of *Hoeglundina* sp. suggest higher dissolution at the base (MIS 3) and lower dissolution at the top (MIS 1). *Orbulina universa* shows poor preservation at MIS 2 and good preservation at MIS 3 and 1. The RF index indicates an overall good preservation, with a little enhanced preservation at the top (last sample). Contradicting most foraminifera-based dissolution proxies, the CEX index remained high (above 0.9) throughout the

core. The P/B ratio seems not to be influenced by the preservation (Petró *et al.*, in press, Chap. 5).

In the core SIS-203 (1894 m water depth; Fig. 2B), the CaCO_3 content indicates relatively better preservation at the base (MIS 3), followed by higher dissolution at the middle (MIS 2) and lower dissolution at the top (MIS 1). The CEX index values are high (above 0.9) throughout the core, suggesting no significant dissolution effects on coccoliths. The fragmentation index and sand content do not show a well-defined behavior. The *O. universa* and *Hoeglundina* sp. abundances as well as the RF index suggest increased preservation from the base (MIS 3) to the top (MIS 1). The P/B ratio again shows no correlation with other dissolution proxies.

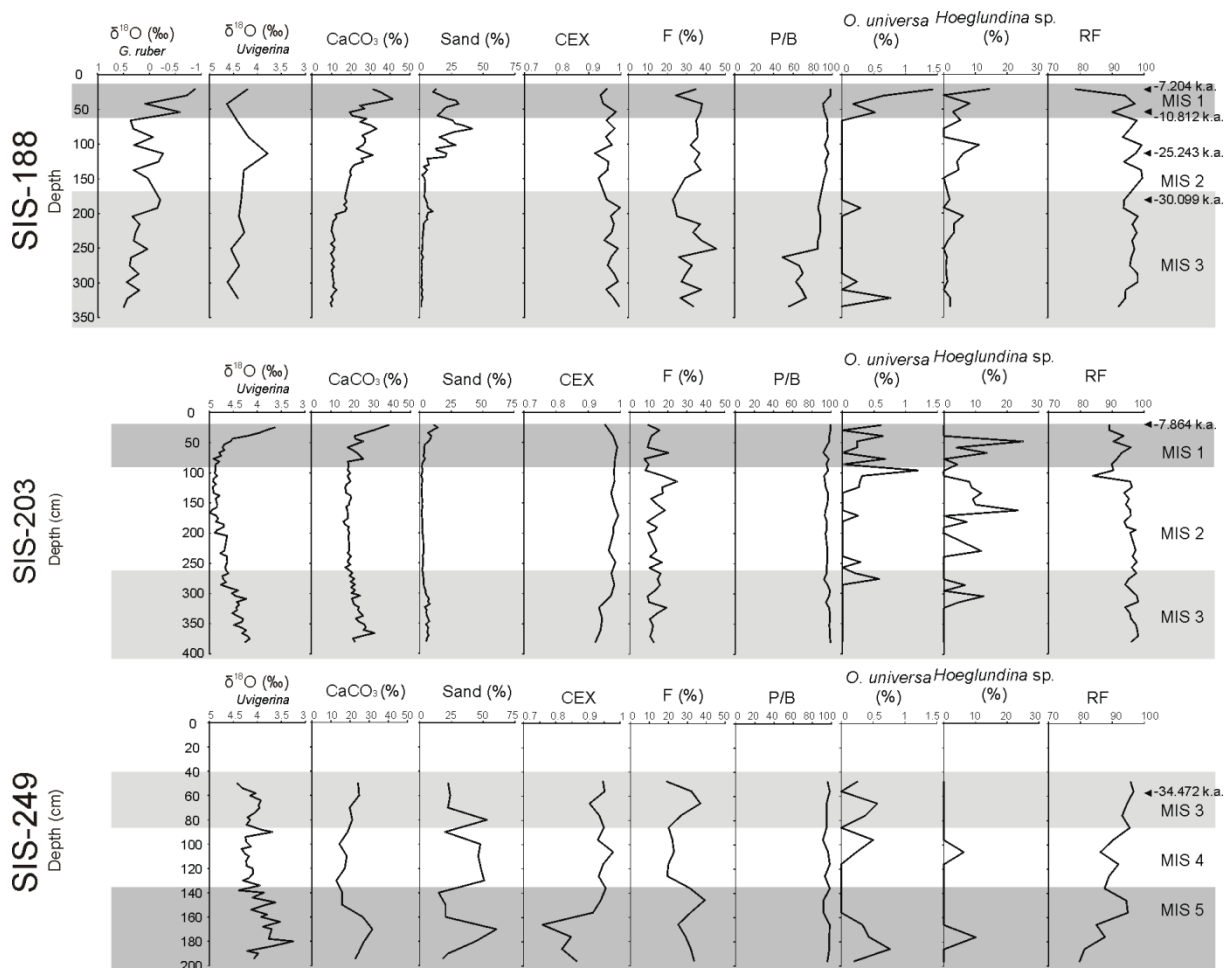


Figure 2. Correlation of $\delta^{18}\text{O}$ data, carbonate and sand contents, CEX, foraminifera fragmentation, P/B ratio, relative abundance of *Orbulina universa* and *Hoeglundina* sp., and ratio between fragile and resistant foraminifera (RF).

In the core SIS-249 (2091 m water depth; Fig. 2C), the CEX index values show a relative greater dissolution at the base (MIS 5) and higher preservation at the top (MIS 3). However, the relative abundances of *O.universa* and *Hoeglundina* sp. and the RF index show an opposite pattern, with lower dissolution at the base and greater dissolution at the top. The carbonate content is higher at the base (MIS 5), lower in the middle (MIS 4) and intermediate at the top (MIS 3). The sand content does not present a well-defined pattern, with great oscillations, and the P/B ratio shows no correlation with other dissolution proxies.

DISCUSSION

The variation trends in the dissolution proxies allowed making some inferences of changes in past water masses circulation in the Pelotas Basin. In spite of the relatively simple age models, some differences between the MIS were identified, especially between the interglacials MIS 5 and 1 and the glacials MIS 4, 3 and 2. The carbonate content curves showed a good correlation with the $\delta^{18}\text{O}$ record, although the minimum values do not correspond to the LGM, where higher contribution of terrigenous sediments was expected. Nevertheless, carbonate contents were higher during MIS 5 and 1. Sand contents also followed a similar pattern to the carbonate content record, since in the hemipelagic sediments the sand-sized grains are formed mainly by calcareous foraminifera tests.

The CEX index showed high values in all intervals. Even the relative smallest values (MIS 5, SIS-249) are considered high and suggest no dissolution. This fact can be explained by the higher resistance of coccoliths to dissolution when compared to foraminifera (Hay, 1970; Hsü & Andrews, 1970; Stoll *et al.*, 2001), so that dissolution is not evident in these cores. The P/B ratio shows no apparent relation to dissolution, contrary to previous studies (e.g. Peterson & Prell, 1985; Dittert *et al.*, 1999; Nguyen & Speijer, 2014) but in agreement with Petró *et al.* (in press, Chap. 5). This shows a higher complexity in the processes involving dissolution, such as the physico-chemical conditions of the water mass, the pH and the concentration of the carbonate ion in the environment.

Apparently the more consistent dissolution proxies were the relative abundances of *O. universa* and *Hoeglundina* sp., and the relationship between resistant and fragile planktonic foraminifera species (RF). The RF index may have a noise because, in general, the more resistant species are associated with cold waters

whereas fragile species have a relation to warmer waters. However, this relation may have some exceptions, as observed in the species *Globigerinoides ruber*, abundant in warmer waters, but demonstrated low solubility. Nevertheless, the RF index had a good correlation with the other proxies. *O. universa* and *Hoeglundina* sp., show higher abundances in MIS 5 and 1 (except *Hoeglundina* sp. in core SIS-203, which shows high abundance also during MIS 2). The RF index showed enrichment in resistant foraminifera during MIS 4 and 3 in relation to MIS 5, providing further evidence for the greater dissolution of the fragile foraminifera during the glacial stages.

Higher surface dissolution rates can be a response to ocean productivity increase, where the organic matter settling through the water column oxidizes, generating a microenvironment corrosive to the carapace due to the release of CO₂ (Schiebel, 2002). Enhanced paleoproductivity may also influence the preservation of calcium carbonate in the sediments due to the presence of metabolic CO₂ released by benthic organisms (Jahnke *et al.*, 1994; Freiwald, 1995; Conan *et al.*, 2002). However, variations in the dissolution potential can be better explained by changes in the South Atlantic water mass geometry. As previously mentioned, AABW and UCDW are more corrosive to CaCO₃, and during glacial periods these water masses intensify and move upwards and further north, shifting the lysocline to shallower depths as the NADW retreats (e.g. Curry & Oppo, 2005; Makou *et al.*, 2010). Yet, at the eastern South Atlantic, the AABW in interglacial periods is trapped south of Walvis Ridge, and in glacial periods it overcomes this barrier, reducing the CaCO₃ preservation in the northeastern area of this ocean basin (e.g. Frenz & Henrich, 2007). At the present time, the UCDW/NADW interface is around 1200 m deep in the tropics and 1700 m deep in the subtropics, while the NADW/AABW interface is 3900 m deep in the tropics and 3500 m deep in the subtropics (Stramma & England, 1999).

In contrast with Petró *et al.* (submitted, Chap. 7), where fluctuations in the lysocline and CCD were identified as responsible for the dissolution increase in two deeper cores (2841 and 3200 m water depths) of the Pelotas Basin, in the shallower cores of the present study (between 1514 and 2091 m) there was no direct influence of the lysocline, i.e. the NADW/AABW boundary. However, in addition to the well-known dissolution increase observed at the NADW/AABW boundary, there is also a dissolution increase at the UCDW level, due to the minimum carbonate ion concentration – [CO₃²⁻] – in this water mass (Gerhardt & Henrich 2001; Volbers &

Hernrich, 2004). This influences the dissolution of aragonite, as observed in pteropods (Gerhardt & Henrich, 2001), and, therefore, can significantly affect the dissolution of aragonitic tests of *Hoeglundina* sp. Thus, the low intensification of the dissolution can be influenced by the advance of the UCDW, which, although shallower, is similar to the AABW, i.e., more subsaturated in CO_3^{2-} .

CONCLUSIONS

Changes in the geometry of the water masses during the late Quaternary have slightly affected the degree of preservation in the material here studied. The analyzed sediments were neither influenced by the CCD nor the lysocline due to the relatively shallow depth of the cores (between 1514 and 2091 m). The lack of influence of the CCD was observed by the good preservation measured in the CEX index. In fact, the depths are too shallow for any influence of the CCD on the dissolution, even under water-mass configurations different from the current ones. There is also the bias of the higher resistance of the coccoliths in relation to the foraminifera, as they have not been affected by the supralysocline dissolution.

The same sequence of paleoclimatic events, in relation to Petró *et al.* (submitted, Chap. 7), was observed in the here analysed cores. However, locally another agent was responsible for the little intensification of the dissolution. As the studied cores are shallower than those from Petró *et al.* (submitted, Chap. 7), they were not affected by the AABW since it did not reach this shallower portion of the basin. The moderate values of dissolution can be attributed to the NADW retreat and to the advance of UCDW during MIS 4, 3 and 2. Therefore, the MIS 5 is marked by good preservation, followed by increased dissolution during MIS 4, slightly weakening of dissolution during MIS 3, a return of the dissolution during MIS 2, and finally, minor dissolution during MIS 1. In future studies, the analysis of paleoproductivity proxies can be related to preservation of calcium carbonate in the Pelotas Basin.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank IODP-CAPES (grant 88887.091727/2014-01) and FAPERGS (grant 1982-2551/13-7) for financial support. MAGP and JCC thank the National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for financial support (grants 457250/2014-3 and 304453/2013-7, respectively).

REFERENCES

- Antunes R.L. 2007. Nanofósseis calcários do Quaternário tardio da Margem Continental Brasileira. Ciência técnica petróleo, Rio de Janeiro, 76 p.
- Arz, H.W., Pätzold, J., Wefer, G. 1999. The deglacial history of the western tropical Atlantic as inferred from high resolution stable isotope records off northeastern Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 167 (1-2): 105-117, 10.1016/S0012-821X(99)00025-4.
- Baumann, K.-H., Bockel, B., Donner, B., Gerhardt, S., Henrich, R., Vink, A., Volbers, A., Willems, H., Zonneveld, K.A.F. 2003. Contribution of calcareous plankton groups to the carbonate budget of South Atlantic surface sediments. In: Wefer, G., Mulitza, S., Ratmeyer, V. (eds.), *The South Atlantic in the Late Quaternary: reconstruction of material budgets and current systems*. Springer-Verlag, Berlin, 81-99, doi: 10.1007/978-3-642-18917-3_5.
- Bé, A.W.H. 1967. Foraminifera families: Globigerinidae and Globorotaliidae. *Conseil Permanent International pour l'exploration de la mer. Zooplankton, Sheet 108*: 1-9.
- Bé, A.W.H. 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In: Ramsay, A.T.S. (ed.), *Oceanic Micropaleontology*. Academic Press, London, p. 1-100.
- Berger, W.H., 1970. Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline. *Marine Geology*, 8 (2): 111-138, doi: 10.1016/0025-3227(70)90001-0.
- Berger, W.H., Bonneau, M.-C., Parker, F.L. 1982. Foraminifera on the deep-sea floor: lysocline and dissolution rate. *Oceanologica Acta*, 5 (2): 249-258.
- Bijma, J., Hönisch, B., Zeebe, R.E. 2002. Impact of the ocean carbonate chemistry on living foraminiferal shell weight: comment on “carbonate ion concentration in glacial-age deep waters of the Caribbean Sea” by W. S. Broecker and E. Clark. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3 (11): 1-7, doi: 10.1029/2002GC000388.
- Boeckel, B., Baumann, K.-H. 2004. Distribution of coccoliths in surface sediments of the south-eastern South Atlantic Ocean: ecology, preservation and carbonate contribution. *Marine Micropaleontology* 51 (3-4): 301-320, doi: 10.1016/j.marmicro.2004.01.001.

- Bolli, H.M., Saunders, J.B. 1989. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera, In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 155-262.
- Broecker, W.S., Clark, E. 2001. Glacial-to-Holocene redistribution of carbonate ion in the deep sea. *Science*, 294 (5549): 2152-2155, doi: 10.1126/science.1064171.
- Broecker, W.S. Peng, T.-H. 1982. *Tracers in the Sea*. Palisades, New York, 691 p.
- Campos, M.C., Chiessi, C.M., Voigt, I., Piola, A.R., Kuhnert, H., Mulitza, S. 2017. $\delta^{13}\text{C}$ decreases in the upper western South Atlantic during Heinrich Stadials 3 and 2. *Climate of the Past*, 13 (4): 345-358, doi: 10.5194/cp-13-345-2017.
- Chen, C.T.A., Feely, R.A., Gendron, J.F. 1988. Lysocline, Calcium Carbonate Compensation Depth, and calcareous sediments in the North Pacific Ocean. *Pacific Science*, 42 (3-4): 237-252.
- Chiessi, C.M., Mulitza, S., Groeneveld, J., Silva, J.B., Campos, M.C., Gurgel, M.H.C. 2014. Variability of the Brazil Current during the late Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 415: 28-36, doi: 10.1016/j.palaeo.2013.12.005.
- Chiessi, C.M., Mulitza, S., Mollenhauer, G., Silva, J.B., Groeneveld, J., Prange, M. 2015. Thermal evolution of the western South Atlantic and the adjacent continent during Termination 1. *Climate of the Past*, 11 (6): 915-929, doi: 10.5194/cp-11-915-2015.
- Chiessi, C.M. Mulitza, S., Paul, A., Pätzold, J., Groeneveld, J., Wefer, G. 2008. South Atlantic interocean exchange as the trigger for the Bølling warm event. *Geology*, 36 (12): 919-922, doi: 10.1130/G24979A.1.
- Cirano M., Mata, M.M., Campos, E.J.D., Deiró, N.F.R. 2006. A circulação oceânica de larga-escala na região oeste do Atlântico Sul com base no modelo de circulação global OCCAM. *Revista Brasileira de Geofísica*, 24 (2): 209-230, doi: 10.1590/S0102-261X2006000200005.
- Conan, S.M.-H., Ivanova, E.M., Brummer, G.-J.A. 2002. Quantifying carbonate dissolution and calibration of foraminiferal dissolution indices in the Somali Basin. *Marine Geology*, 182: 325-349, doi: 10.1016/S0025-3227(01)00238-9.
- Costa, K.B., Cabarcos, E., Santarosa, A.C.A., Battaglin, B.B.F., Toledo, F.A.L. 2016. A multiproxy approach to the climate and marine productivity variations along MIS 5 in SE Brazil: A comparison between major components of calcareous nanofossil assemblages and geochemical records. *Palaeogeography,*

- Palaeoclimatology, Palaeoecology, 449: 275-288, doi: 10.1016/j.palaeo.2016.02.032.
- Coulbourn, W.T., Parker, F.L., Berger, W.H. 1980. Faunal and solution patterns of planktonic foraminifera in surface sediments of the North Pacific. *Marine Micropaleontology*, 5: 329-399, doi: 10.1016/0377-8398(80)90019-5.
- Curry, W.B., Oppo, D.W. 2005. Glacial water mass geometry and the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of ΣCO_2 in the western Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 20 (1): PA1017, doi: 10.1029/2004PA001021.
- de Villiers, S. 2003. A 425 kyr record of foraminiferal shell weight variability in the western equatorial Pacific. *Paleoceanography*, 18 (4): 1080, doi: 10.1029/2002PA000801.
- de Villiers, S. 2005. Foraminiferal shell-weight evidence for sedimentary calcite dissolution above the lysocline. *Deep-Sea Research I*, 52 (5): 671-680, doi: 10.1016/j.dsr.2004.11.014.
- Dittert, N., Baumann, K.-H., Bickert, T., Henrich, R., Huber, R., Kinkel, H., Meggers, H. 1999. Carbonate dissolution in the deep-sea: methods, quantification and paleoceanographic application. In: Fischer, G., Wefer, G (eds.), *Use of proxies in paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin, 255-284.
- Dittert, N., Henrich, R. 2000. Carbonate dissolution in the South Atlantic Ocean: evidence from ultrastructure breakdown in *Globigerina bulloides*. *Deep-Sea Research I*, 47 (4): 603-620, doi: 10.1016/S0967-0637(99)00069-2.
- Freiwald, A. 1995. Bacteria-induced carbonate degradation: A taphonomic case study of *Cibicides lobolatus* from a high-boreal carbonate setting. *Palaios*, 10 (4): 337-346, doi: 10.2307/3515159.
- Frenz, M., Baumann, K.-H., Boeckel, B. Höppner, R., Henrich, R. 2005. Quantification of foraminifer and coccolith carbonate in South Atlantic surface sediments by means of carbonate grain-size distributions. *Journal of Sedimentary Research*, 75 (3): 464-475, doi: 10.2110/jsr.2005.036.
- Frenz, M., Henrich, R. 2007. Carbonate dissolution revealed by silt grain-size distribution: comparison of Holocene and Last Glacial Maximum sediments from the pelagic South Atlantic. *Sedimentology*, 54 (2): 391-404, doi: 10.1111/j.1365-3091.2006.00841.x.
- Gerhardt, S., Groth, H., Rühlemann, C., Henrich, R. 2000. Aragonite preservation in late Quaternary sediment cores on the Brazilian Continental Slope: implications

- for intermediate water circulation. *International Journal of Earth Sciences*, 88 (4): 607-618, 10.1007/s005310050291.
- Gerhardt, S., Henrich, R. 2001. Shell preservation of *Limacina* (Pteropoda) in surface sediments from the Central and South Atlantic Ocean: a new proxy to determine the aragonite saturation state of water masses. *Deep-Sea Research I*, 48 (9): 2051-2071, 10.1016/S0967-0637(01)00005-X.
- Gonzales, M.V., de Almeida, F.K., Costa, K.B., Santarosa, A.C.A., Camillo Jr., E., Quadros, J.P., Toledo, F.A.L. 2017. HeIP index: *Hoeglundinaelegans* preservation index for marine sediments in the western South Atlantic. *Journal of Foraminiferal Research*, 47 (1): 56-69, doi: 10.2113/gsin.press.47.1.56.
- Hales, B., Emerson, S. 1997. Calcite dissolution in sediments of the Ceara Rise: In situ measurements of porewater O_2 , pH, and $CO_{2(aq)}$. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61 (3): 501-514, doi: 10.1016/S0016-7037(96)00366-3.
- Hay, W.W. 1970. Calcium carbonate compensation. *Deep Sea Drilling Project Initial Repts*, 4, 672.
- Hemleben, C., Spindler, M., Anderson, O.R. 1989. *Modern planktonic foraminifera*. Springer-Verlag, New York, 363 p.
- Henrich, R., Baumann, K.-H., Gerhardt, S., Greger, M., Volbers, A. 2003. Carbonate preservation in deep and intermediate water masses in the South Atlantic: evaluation and geological record (a review). In: Wefer, G., Mulitza, S., Ratmeyer, V. (eds.), *The South Atlantic in the Late Quaternary: reconstruction of material budgets and current systems*. Springer-Verlag, Berlin, 645-670, doi: 10.1007/978-3-642-18917-3_28.
- Honjo, S., Erez, J. 1978. Dissolution rates of calcium carbonate in the deep ocean; an in-situ experiment in the North Atlantic Ocean. *Earth Planetary Science Letters*, 40 (2): 287-300, doi: 10.1016/0012-821X(78)90099-7.
- Hsü, K.J., Andrews, J.E. 1970. Lithology. In: Barder R.G. (ed.), *Initial Reports Deep Sea Drilling Project 3*. US Govt Printing Office, p. 445-453.
- Jahnke, R.A., Craven, D.B., Gaillard, J.F. 1994. The influence of organic matter diagenesis on $CaCO_3$ dissolution at the deep-sea floor. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 (13): 2799-2809, doi: 10.1016/0016-7037(94)90115-5.
- Johnstone, H.J.H., Kiefer, T., Elderfield, H., Schulz, M. 2014. Calcite saturation, foraminiferal test mass, and Mg/Ca-based temperatures dissolution corrected

- using XDX—A 150 ka record from the western Indian Ocean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15 (3): 781-797, doi: 10.1002/2013GC004994.
- Keigwin, L.D. 1976. Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography of the Panama Basin. *Micropaleontology*, 22 (4): 419-422, doi: 10.2307/1485173.
- Kennett, J.P. 1966. Foraminiferal Evidence of a Shallow Calcium Carbonate Solution Boundary, Ross Sea, Antarctica. *Science*, 153 (3732): 191-193, 10.1126/science.153.3732.191.
- Kimoto, K., Takaoka, H., Oda, M., Ikehara, M., Matsuoka, H., Okada, M., Oba, T., Taira, A. 2003. Carbonate dissolution and planktonic foraminiferal assemblages observed in three piston cores collected above the lysocline in the western equatorial Pacific. *Marine Micropaleontology*, 47 (3-4): 227-251, doi: 10.1016/S0377-8398(02)00118-4.
- Kucera, M. 2007. Planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments. In: Hillaire-Marcel, C., De Vernal, A. (eds.) *Proxies in late Cenozoic paleoceanography*. Elsevier, Amsterdam, 213-262.
- Laprida, C., Chaporí, N.G., Chiessi, C.M., Violante, R.A., Watanabe, S., Totah, V. 2011. Middle Pleistocene sea surface temperature in the Brazil-Malvinas Confluence Zone: paleoceanographic implications based on planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, 57 (2): 183-195.
- Le, J., Shackleton, N.J. 1992. Carbonate Dissolution Fluctuations in the Western Equatorial Pacific During the Late Quaternary. *Paleoceanography*, 7 (1): 21-42, doi: 10.1029/91PA02854.
- Lessa, D.V.O., Venancio, I.M., Santos, T.P., Belem, A.L., Turcq, B.J., Sifeddine A., Albuquerque, A.L.S. 2016. Holocene oscillations of Southwest Atlantic shelf circulation based on planktonic foraminifera from an upwelling system (off Cabo Frio, Southeastern Brazil). *The Holocene*, 26 (8): 1175-1187, doi: 10.1177/0959683616638433.
- Lisiecki, L.E., Stern, J.V. 2016. Regional and global benthic $\delta^{18}\text{O}$ stacks for the last glacial cycle. *Paleoceanography*, 31 (10): 1368-1394, doi: 10.1002/2016PA003002.
- Makou, M.C., Oppo, D.W., Curry, W.B. 2010. South Atlantic intermediate water mass geometry for the last glacial maximum from foraminiferal Cd/Ca. *Paleoceanography*, 25 (4): PA4101, doi: 10.1029/2010PA001962.

- Malmgren, B.A. 1983. Ranking of dissolution susceptibility of planktonic foraminifera at high latitudes of the South Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 8 (3): 183-191, doi: 10.1016/0377-8398(83)90023-3.
- Mémery, L., Arhan, M., Alvarez-Salgado, X.A., Messias, M.-J., Mercier, H., Castro, C.G., Rios, A.F. 2000. The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. *Progress in Oceanography*, 47 (1): 69-98, doi: 10.1016/S0079-6611(00)00032-X.
- Milliman, J.D. 1975. Dissolution of aragonite, Mg-calcite, and calcite in the North Atlantic Ocean. *Geology*, 3 (8): 461-462, doi: 10.1130/0091-7613(1975)3<461:DOAMAC>2.0.CO;2.
- Mohiuddin, M.M., Nishimura, A., Tanaka, Y. 2005. Seasonal succession, vertical distribution, and dissolution of planktonic foraminifera along the Subarctic Front: Implications for paleoceanographic reconstruction in the northwestern Pacific. *Marine Micropaleontology*, 55 (3-4): 129-156, doi: 10.1016/j.marmicro.2005.02.007.
- Nguyen, T.M.H., Speijer, R.P. 2014. A new procedure to assess dissolution based on experiments on Pliocene–Quaternary foraminifera (ODP Leg 160, Eratosthenes Seamount, Eastern Mediterranean). *Marine Micropaleontology*, 106: 22-39, doi: 10.1016/j.marmicro.2013.11.004.
- Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P. 1996. Macintosh program performs time-series analysis. *EOS*, 77 (39): 379, doi: 10.1029/96EO00259.
- Parker, F.L., Berger, W.H. 1971. Faunal and solution patterns of planktonic Foraminifera in surface sediments of the South Pacific. *Deep-Sea Research*, 18 (1): 73-107, doi: 10.1016/0011-7471(71)90017-9.
- Peterson, L.C., Prell, W.L. 1985. Carbonate dissolution in recent sediments of the eastern equatorial Indian Ocean: preservation patterns and carbonate loss above the lysocline. *Marine Geology*, 64 (3-4): 259-290, doi: 10.1016/0025-3227(85)90108-2.
- Peterson, M.N.A. 1966. Calcite: rates of dissolution in a vertical profile in the Central Pacific. *Science*, 154 (3756): 1542-1544, doi: 10.1126/science.154.3756.1542.
- Petró, S.M., Da Costa, E.O., Pivel, M.A.G., Coimbra, J.C. Submitted. Registro das flutuações da lisocline e da CCD no Quaternário tardio na Bacia de Pelotas. Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ, Chapter 7 of this thesis.

- Petró, S.M., Pivel, M.A.G., Coimbra, J.C. In press. Foraminiferal solubility rankings: a contribution to the search for consensus. *Journal of Foraminiferal Research*, Chapter 5 of this thesis.
- Petró, S.M., Pivel, M.A.G., Coimbra, J.C., Mizusaki, A.M.P. 2016. Paleoceanographic changes through the last 130 ka in the Western South Atlantic based on planktonic foraminifera. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 19 (1): 3-14, doi: 10.4072/rbp.2016.1.01.
- Pivel, M.A.G. 2009. Reconstrução da hidrografia superficial do Atlântico Sul Ocidental desde o Último Máximo Glacial a partir do estudo de foraminíferos planctônicos. Programa de Oceanografia Química e Geológica, Instituto de Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 164p. PhD thesis.
- Portilho-Ramos, R.C., Barbosa, C.F., Rios-Netto, A.M. 2014. Planktonic foraminiferal variations in the southwestern Atlantic since the last glacial-interglacial cycle. *Palaios*, 29 (1): 38-44, doi: 10.2110/palo.2012.104.
- Razik, S., Chiessi, C.M., Romero, O.E., Von Dobeneck, T. 2013. Interaction of the South American Monsoon System and the Southern Westerly Wind Belt during the last 14 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 374: 28-40, doi: 10.1016/j.palaeo.2012.12.022.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55 (4): 1869-1887, doi: 10.2458/azu_js_rc.55.16947.
- Santos, T.P., Lessa, D.O., Venancio, I.M., Chiessi, C.M., Mulitza, S., Kuhnert, H., Govin, A., Machado, T., Costa, K.B., Toledo, F.A.L., Dias, B.B., Albuquerque, A.L.S. 2017. Prolonged warming of the Brazil Current precedes deglaciations. *Earth and Planetary Science Letters*, 463: 1-12, doi: 10.1016/j.epsl.2017.01.014.
- Schiebel, R. 2002. Planktic foraminiferal sedimentation and the marine calcite budget. *Global Biogeochemical Cycles*, 16 (4): 1065, doi: 10.1029/2001GB001459.

- Schiebel, R., Hemleben, C. 2017. Planktic foraminifers in the modern ocean. Springer, Berlin, 358 p.
- Silveira, I.C.A., Schmidt, A.C.K., Campos, E.J.D., Godoi, S.S., Ikeda, Y. 2000. A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 48 (2): 171-183, doi: 10.1590/S1413-77392000000200008.
- Stoll, H.M., Encinar, J.R., Alonso, J.I.G., Rosenthal, Y., Probert, I., Klaas, C. 2001. A first look at paleotemperature prospects from Mg in coccolith carbonate: cleaning techniques and culture measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2 (5): 2000GC000144, doi: 10.1029/2000GC000144.
- Stramma, L., England, M. 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 104 (C9): 20,863-20,88, doi: 10.1029/1999JC900139.
- Toledo, F.A.L. 2000. Variações Paleoceanográficas nos Últimos 30.000 anos no Oeste do Atlântico Sul : Isótopos Estáveis, Assembléias de Foraminíferos Planctônicos e Nanofósseis Calcários. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 245 p. PhD thesis.
- Toledo, F.A.L., Costa, K.B., Pivel, M.A.G. 2007. Salinity changes in the western tropical South Atlantic during the last 30 kyr. *Global and Planetary Change*, 57 (3-4): 383-395, doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.01.001.
- Toledo, F.A.L., Costa, K.B., Pivel, M.A.G., Campos, E.J.D. 2008. Tracing past circulation changes in the western South Atlantic based on planktonic foraminifera. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 11 (3): 169-178, doi: 10.4072/rbp.2008.3.03.
- Voigt, I., Chiessi, C.M., Prange, M., Mulitza, S., Groeneveld, J., Varma, V., Henrich, R. 2015. Holocene shifts of the southern westerlies across the South Atlantic. *Paleoceanography*, 30 (2): 39-51, doi: 10.1002/2014PA002677.
- Volbers A.N.A., Henrich, R. 2002a. Late Quaternary Variations in calcium carbonate preservation of deep-sea sedi-ments in the northern Cape Basin: Results from a multiproxy approach. *Marine Geology*, 180 (1-4): 203-220, doi: 10.1016/S0025-3227(01)00214-6.
- Volbers, A.N.A., Henrich, R. 2002b. Present water mass calcium carbonate corrosiveness in the eastern South Atlantic inferred from ultrastructural breakdown of *Globigerina bulloides* in surface sediments. *Marine Geology*, 186 (3-4): 471-486, doi: 10.1016/S0025-3227(02)00333-X.

Volbers, A.N.A., Henrich, R. 2004. Calcium carbonate corrosiveness in the South Atlantic during the Last Glacial Maximum as inferred from changes in the preservation of *Globigerina bulloides*: A proxy to determine deep-water circulation patterns?. *Marine Geology*, 204 (1-2): 43-57, doi: 10.1016/S0025-3227(03)00372-4.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os artigos desta tese têm foco diferente, mas se conectam pelo fato do enviesamento provocado pela dissolução ser associado tanto ao potencial corrosivo de uma massa d'água quanto à capacidade das carapaças de foraminíferos resistirem à dissolução. Ou seja, a dissolução depende da relação entre soluto e solvente.

No primeiro manuscrito foi realizado um levantamento do estado da arte sobre estudos com dissolução em foraminíferos (Cap. 2). Embora estudos paleoceanográficos envolvendo a dissolução sejam relativamente comuns e amplamente difundidos na literatura científica, não havia uma unificação do conceito de Zona Tafonomicamente Ativa (ZTA, Davies *et al.* 1989; Olszewski 1999, 2004), sendo este utilizado apenas para sistemas bentônicos. Assim, no segundo manuscrito (Cap. 4), foi discutido e ampliado o conceito de ZTA para os sistemas pelágicos, a fim de incluir a coluna d'água como agente de fundamental importância para a alteração (total ou parcial) ou preservação dos remanescentes esqueletais de organismos marinhos.

Sob o ponto de vista do soluto, foi avaliada a solubilidade de diferentes espécies de foraminíferos provenientes do oeste do oceano Atlântico Sul (Cap. 5), e elaborado um ranking de suscetibilidade à dissolução para foraminíferos planctônicos. O ranking determinou a espécie *Orbulina universa* como frágil, e, portanto, excelente indicadora de boa preservação e pouca dissolução. Assim, esta espécie foi utilizada no capítulo 8, indicando períodos de menor dissolução. Também foi confirmada a aplicação (quantitativamente) da abundância do foraminífero bentônico *Hoeglundina* sp. (como destacado por Gonzales *et al.*, 2017) como indicador de preservação/dissolução. Os experimentos ainda indicaram que a razão entre foraminíferos planctônicos e bentônicos (P/B) não pode ser utilizada como indicadora de dissolução, uma vez que os planctônicos podem ser menos solúveis, provavelmente devido a diferenças na composição química e mineralógica das

carapaças. A razão P/B também não demonstrou uma relação evidente com mudanças na dissolução ao longo dos testemunhos da Bacia de Pelotas (Cap. 8).

Sob o ponto de vista do solvente, no capítulo 6 é avaliada a relação das associações de foraminíferos planctônicos no sedimento do oceano Atlântico Sul com as variáveis ambientais. Uma vez que a temperatura superficial da água do mar é o principal regulador da distribuição destes (e.g., Kucera *et al.*, 2005), uma relação com outra condição de fundo pode ser relacionada ao enviesamento provocado pela dissolução. Assim, em algumas áreas, foi observada uma relação da fauna com o oxigênio dissolvido e com a salinidade de fundo. Estes dois fatores podem não ser diretamente responsáveis pela solubilidade, mas eles têm relação com a massa d'água de fundo responsável pela dissolução.

Finalmente, foi possível elaborar uma reconstrução paleoceanográfica na Bacia de Pelotas utilizando alguns indicadores estabelecidos nesta tese. Baseado em vários critérios, foram identificados períodos de maior dissolução nos estágios glaciais devido a massas d'água de fundo (Cap. 7) e a massas d'água intermediárias (Cap. 8) mais corrosivas, ambas provenientes da Antártica.

Perspectivas

Em futuros estudos serão necessárias análises que identifiquem os padrões da Mg/Ca nas carapaças de foraminíferos planctônicos. Uma possibilidade é a realização de LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) comparando espécies de diferentes preferências ambientais (e.g. temperatura) para observar variações na composição da testa como um todo. Espécies com diferentes amplitudes de migração vertical durante a vida poderão fornecer suporte para identificar variações de Mg/Ca intratesta.

Além disso, é importante a continuidade de estudos comparando a fauna da associação viva na coluna d'água com os remanescentes de foraminíferos planctônicos no sedimento (fidelidade quantitativa) para locais diferentes. Uma vez que cada região tem suas características intrínsecas na formação da carapaça dos foraminíferos e, conseqüentemente, no grau de solubilidade, sempre existirão diferenças locais na preservação que precisam ser mais bem entendidas.

Referências

- Davies, D.J., Powell, E.N., Stanton, R.J., Jr. 1989. Relative rates of shell dissolution and net sediment accumulation – a commentary: can shell beds form by the gradual accumulation of biogenic debris on the sea floor?. *Lethaia*, 22 (2): 207-212, doi: 10.1111/j.1502-3931.1989.tb01683.x.
- Gonzales, M.V., de Almeida, F.K., Costa, K.B., Santarosa, A.C.A., Camillo Jr., E., Quadros, J.P., Toledo, F.A.L. 2017. HelP index: *Hoeglundina elegans* preservation index for marine sediments in the western South Atlantic. *Journal of Foraminiferal Research*, 47 (1): 56-69, doi: 10.2113/gsjfr.47.1.56.
- Kucera, M., Weinelt, M., Kiefer, T., Pflaumann, U., Hayes, A., Weinelt, M., Chenf, M.-T., Mix, A.C., Barrows, T.T., Cortijo, E., Duprat, J., Juggins, S., Waelbroeck, C. 2005. Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: multi-technique approach based on geographically constrained calibration data sets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans. *Quaternary Science Reviews*, 24 (7-9): 951-998, doi: 10.1016/j.quascirev.2004.07.014.
- Olszewski, T.D. 1999. Taking advantage of time-averaging. *Paleobiology*, 25 (2), 226-238, doi: 10.1017/S009483730002652X.
- Olszewski, T.D. 2004. Modeling the influence of taphonomic destruction, reworking, and burial on time-averaging in fossil accumulations. *Palaios*, 19 (1): 39-50, doi: 10.1669/0883-1351(2004)019<0039:MTIOTD>2.0.CO;2.

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

" DISSOLUÇÃO DE FORAMINÍFEROS QUATERNÁRIOS DO ATLÂNTICO SUL:
DA PERDA DE CaCO_3 AO GANHO DE INFORMAÇÃO
PALEOCEANOGRÁFICA"

Área de Concentração: Paleontologia

Autora: SANDRO MONTICELLI PETRÓ

Orientador: Prof. Dr. João Carlos Coimbra

Examinador: Profa. Dra. Ana Luiza Spadano Albuquerque

Data: 09/03/2018

Conceito: A

PARECER:

A tese de doutorado de Sandro M. Petró foi escrita de forma clara e fluida. O texto foi subdividido em 9 Capítulos, sendo o capítulo 1 e 9 respectivamente a Introdução Geral e a Conclusão Final da tese. Os capítulos 2, 3 e 4 abordam aspectos eminentemente teóricos. O texto desses capítulos é bastante abrangente e muito elucidativo.

O Capítulo 5 ~~trata~~ trata de um experimento de dissolução de testas de foraminíferos. Nesse capítulo faltam mais informações a respeito do desenho amostral do experimento. Além disso, julgo necessário a inclusão dos erros e desvios padrões das réplicas analisadas. Especificamente para os dados isotópicos desse capítulo, a inclusão dos erros e desvios padrões das análises é fundamental para compreender o papel da dissolução no sinal $\delta^{18}\text{O}$.

O Capítulo 6 visou verificar quais as variáveis físico-químicas controlam a dissolução em diferentes áreas do Atlântico Sul. Sugiro incluir perfis de Temperatura e Salinidade (distribuição) das águas superficiais e águas de fundo para melhor ilustrar os aspectos ressaltados na introdução. Os Resultados mostram que para as variáveis analisadas, a Temperatura parece ser a condição predominante, exceto para as Áreas 3 e 4. A Tabela 2 que apresenta os R^2 e p da análise NMDS deve ser melhor explorada para explicar as diferenças observadas entre as áreas.

O Capítulo 7 mostra dados de dissolução em dois testemunhos da Baía de Pelotas. A ausência completa de foraminíferos é intrigante e prejudica, dentre outros,

a elaboração de um modelo de idade robusto.

Sugiro que o resultado obtido nesse capítulo sejam confrontados em resultados de outros estudos que confirmem a ação das mudanças de geometria de massas d'água como agente de dissolução tão importante.

O capítulo 8 mostra dados de dissolução de 3 testemunhos da Baía de Pelotas. Nesse caso, existem dados radiométricos e isotópicos ($\delta^{18}O$) o que permite a confecção de um modelo de idade. No entanto, esse modelo não é mostrado. O Refinamento desse modelo de Idades vai conferir muita informação para interpretações desses dados.

Assim, de forma geral a tese é consistente com o que se espera de um doutorado e representa, sem dúvida, uma importante contribuição para os estudos paleoceanográficos do Atlântico Sul. Portanto, julgo o trabalho APROVADO com conceito A (excelente)

Assinatura: 

Data: 09/03/2018

Ciente do Orientador: 

Ciente do Aluno: 

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

" DISSOLUÇÃO DE FORAMINÍFEROS QUATERNÁRIOS DO ATLÂNTICO SUL: DA PERDA DE CaCO_3 AO GANHO DE INFORMAÇÃO PALEOCEANOGRÁFICA "

Área de Concentração: Paleontologia

Autor: Sandro Monticelli Petró

Orientador: Prof. Dr. João Carlos Coimbra

Examinadora: Profa. Dra. Adriana Leonhardt

Data: 09/03/2018

Conceito: A

PARECER:

A tese apresentada traz dados e propostas inovadoras em uma área do conhecimento bastante negligenciada. O corpo da tese é bem estruturado, didático e agradável ao leitor.

Aposto algumas sugestões para os seguintes capítulos:

- Cap. 5

• incluir os resultados dos experimentos em baixas temperaturas mencionados na introdução. Dados Resultados negativos também são interessantes.

• informar a periodicidade com que os amostras eram recolhidas, para facilitar réplicas do experimento

- Cap. 6

• breviar o uso na SST, obtida da assembleia de foraminíferos planctônica e relaciona com as regiões em que a dissolução parece ter maior influência.

- Cap. 7

• evitar inferências baseadas na ausência de cocólitos sem preparar lâminas para examiná-los (especialmente quando se fala de migração de CCb).

- Cap. 8

• Revisar o uso do índice CEX de cocólitos para inferir dissolução. O índice é baseado em espécies que não são muito abundantes, e que continuam dominando a assembleia mesmo quando há dissolução. É preferível utilizar um proxy qualitativo baseado na spectra gerais de

assembléia de coccitofaúdes.

- Cap. 7 e 8: apimoras e modelos de idade e discutir os eventos paleoceanográficos comparando-os com trabalhos realizados nas regiões polares (Bacia de Santos, Campos) onde a influência dos mesmos eventos de água de fundo podem ser ainda percebidos.

Assinatura: *Adriana Leonhardt*

Data: 09/03/2018

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

" DISSOLUÇÃO DE FORAMINÍFEROS QUATERNÁRIOS DO ATLÂNTICO SUL: DA PERDA DE CaCO_3 AO GANHO DE INFORMAÇÃO PALEOCEANOGRÁFICA "

Área de Concentração: Paleontologia

Autor: **Sandro Monticelli Petró**

Orientador: Prof. Dr. João Carlos Coimbra

Examinador: Prof. Dr. Karlos Guilherme Diemer Kochhann

Data: 09/03/2018

Conceito: A

PARECER:

A tese apresentada por Sandro M. Petró aborda de forma detalhada o processo de dissolução do carbonato de cálcio presente nas testas de foraminíferos planctônicos e bentônicos, atuante no fundo oceânico e também na coluna d'água. O autor demonstra originalidade em propor a inclusão da coluna d'água no conceito de zona tafonômica ativa para organismos pelágicos.

O autor também desenvolveu experimentos laboratoriais de dissolução de testas de foraminíferos planctônicos e bentônicos, permitindo o desenvolvimento de um ranking de dissolução e avaliação dos efeitos na composição isotópica da carapaça. Acredito que esse capítulo se beneficiaria da descrição mais detalhada dos métodos, como por exemplo: (1) qual o tamanho das testas analisadas e (2) quais os erros associados com as medidas isotópicas.

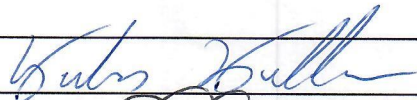
Por fim, os índices de dissolução estudados foram aplicados em reconstituições paleoceanográficas para o Período Quaternário na Bacia de Pelotas. Considero que essas reconstituições paleoceanográficas também deveriam discutir possíveis variações de paleoprodutividade.

Com o objetivo de contribuir com as

discussões apresentadas pelo autor, sugiro que estudos futuros avaliem: (1) a taxa com que testas de foraminíferos abundam na coluna d'água e (2) a taxa com que o material celular de foraminíferos planctônicos se decompõe após a morte do organismo.

Concluindo, entendo que os resultados e discussões apresentados por Sandro M. Petró compõem uma tese de doutorado bem estruturada e que apresenta ideias originais. Além disso, o autor poderia explorar os conceitos apresentados em futuros estudos, principalmente em intervalos de tempo caracterizados por amplos eventos de dissolução de carbonato de cálcio no fundo oceânico, como por exemplo durante o Paleógeno.

Assinatura:



Data: 09/03/2018

Ciente do Orientador:



Ciente do Aluno:

