



Registro das Flutuações da Lisocline 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

¹Universidade 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.

²Universidade 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: sandro.m.petro@gmail.com, elisa.oliveira.da.costa@gmail.com, maria.pivel@ufrgs.br, joao.coimbra@ufrgs.br

Recebido em: 02/10/2017 Aprovado em: 29/07/2018

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2018_2_710_719

Resumo

Os foraminíferos planctônicos são bons indicadores de idade e variações paleoclimáticas, sendo amplamente utilizados na datação relativa, análise de bacias sedimentares e em correlações estratigráficas. No talude inferior da 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 indicador paleoceanográfico, uma vez que a não preservação ocorre em função de variações ambientais mensuráveis. 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 ocorridas na região. 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 paleomicrotológicas. 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 atribuídos aos Estágios Isotópicos Marinhos (EIM) 5 e 1. Os intervalos sem preservação de carbonato foram atribuídos a um deslocamento ascendente da lisocline e da Profundidade de Compensação do Carbonato (CCD, do inglês *Carbonate Compensation Depth*). No final do Pleistoceno foi registrado um rebaixamento da lisocline 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 do carbonato; glacial; interglacial; Pleistoceno; Holoceno

Abstract

Planktonic foraminifera are good indicators of age and paleoclimatic variations, being widely used in relative dating, sedimentary basin analysis and stratigraphic correlations. In the lower slope of 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, since the non-preservation occurs due to measurable environmental changes. 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 paleoceanographic changes occurred in the region. The cores were collected by the oceanographic expedition Geomar VII, 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 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 attributed to the Marine Isotopic Stages (MIS) 5 and 1. Carbonate-free intervals were attributed to an 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; carbonate dissolution; glacial; interglacial; Pleistocene; Holocene

1 Introdução

As principais mudanças climáticas registradas no Quaternário tardio resultam da alternância entre períodos glaciais e interglaciais decorrentes dos ciclos orbitais. Estas variações são registradas nos depósitos de foraminíferos planctônicos, pois a distribuição destes organismos em vida é controlada principalmente pela temperatura superficial do mar e, secundariamente, pela produtividade e salinidade. Assim, os foraminíferos planctônicos são considerados excelentes indicadores paleoceanográficos (Kucera *et al.*, 2005).

Dentre as pesquisas com foraminíferos planctônicos no sul e sudeste da Margem Continental Brasileira (MCB), destacam-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.*, 2013; 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; Vicalvi, 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 (Barbosa, 2010), ostracodes (Bergue *et al.*, 2006, 2007, 2017; Bergue & Coimbra, 2008; Sousa *et al.*, 2013) e nanofósseis calcários (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 CaCO₃ produzido

por estes organismos, inviabilizando estudos bioestratigráficos e as análises isotópicas com base nestes microfósseis. Processos tafonômicos como a dissolução seletiva, podem alterar a abundância relativa das espécies, reduzindo a ocorrência das mais solúveis e aumentando as mais resistentes (revisão em Petró *et al.*, 2016 b). Porém, a ausência de material carbonático pelágico em águas profundas pode se tornar um indicador, auxiliando na identificação da acidificação das águas (Dittert *et al.*, 1999; Gerhardt *et al.*, 2000).

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 CaCO₃ (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 (CaCO₃) em dois testemunhos localizados na base do talude continental e relacioná-las às mudanças paleoceanográficas ocorridas na região.

2 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 (Figura 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 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 (Laprida *et*

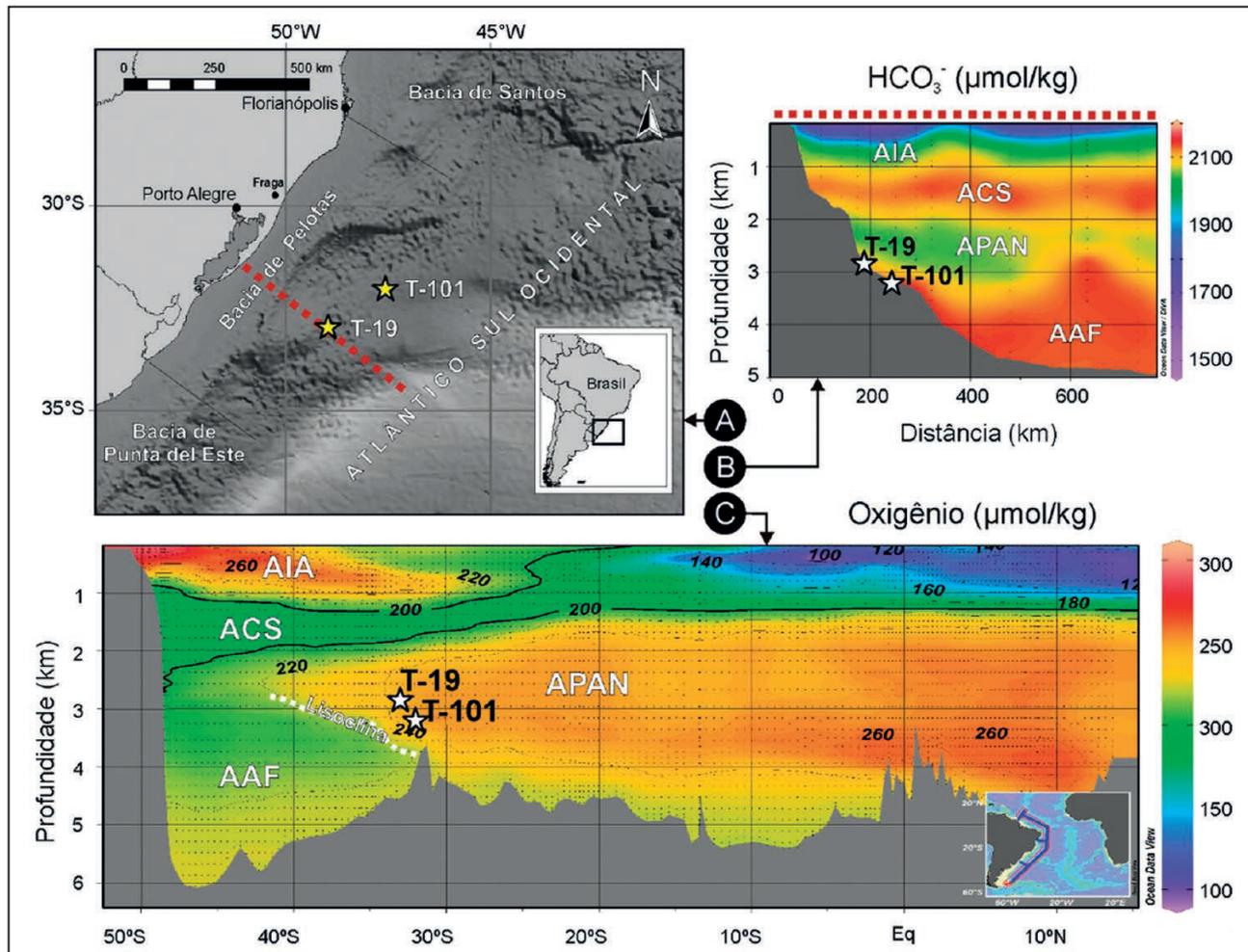


Figura 1 Área de estudo. A. Mapa da localização dos testemunhos T-19 e T-101 no talude inferior da Bacia de Pelotas e do perfil B (tracejado vermelho); B. Perfil proximal-distal com as massas d'água em função das concentrações de HCO_3^- ; C. Perfil N-S do oeste do Atlântico Sul com as massas d'água 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.

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 CO_2 (Dittert *et al.*, 1999) sendo, portanto, mais corrosivas. No limite entre a APAN e a AAF ocorre a lisoclina.

3 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 as cores do sedimento foram extraídos de Martins *et al.* (1987) (Figura 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 (Ericson & Wollin, 1968; Prell & Damuth, 1978; Neff, 1985; Berger & Vincent, 1986; Vicalvi, 1997, 2013; Peeters *et al.*, 2004; Xu *et al.*, 2005; Portilho-Ramos *et al.*, 2014 b). 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 (adaptado de Sanjinés, 2006):

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

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 (Sanjinés, 2006).

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 onde os coccolitoforídeos e/ou pequenos foraminíferos não 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.

4 Resultados

Os dois testemunhos foram subdivididos em cinco intervalos (Figura 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 a quase ausência de foraminíferos, exceto por algumas raras carapaças, com destaque para *Neogloboquadrina incompta*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Globigerinoides ruber* (white), *Globorotalia inflata*, *Globigerinina 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 (Figura 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 (Figura 2). A análise da presença/ausência de carbonato na fração fina mostrou uma ausência de cocólitos da base até 0,8 m e presença de 0,8 m ao topo.

5 Discussão

5.1 Modelo de Idade

As primeiras tentativas de montar uma bioestratigrafia do Quaternário tardio da Bacia de Pelotas foram restritas à plataforma e talude superior (Vicalvi, 1977; Carvalho, 1980). Nestes estudos, realizados em sua maioria em testemunhos de águas rasas, 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 na região de transição entre as zonas subtropical e temperada, o que altera localmente e sazonalmente a distribuição dos foraminíferos (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 (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 à Bacia de Pelotas em função do estado de preservação dos foraminíferos, o modelo geral de Ericson & Wollin (1968) funcionou parcialmente para determinar algumas biozonas, pois foram identificados apenas os biohorizontes de desaparecimento e reaparecimento da espécie *Globorotalia menardii*. 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 *G. 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).

5.2 Eventos Paleoclimáticos

A ausência parcial ou total de CaCO₃ 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 (Figura 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 (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 (Figura 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.

Como destacado por Frenz *et al.* (2005), o carbonato da fração silte é composto por foraminíferos (pequenos ou fragmentos), enquanto a fração argila é composta por coccolitoforídeos, assim, o teste de presença ou ausência de CaCO_3 permitiu identificar os intervalos onde não ocorrem remanescentes de organismos carbonáticos. Devido a diferenças na composição química, os coccolitoforídeos são

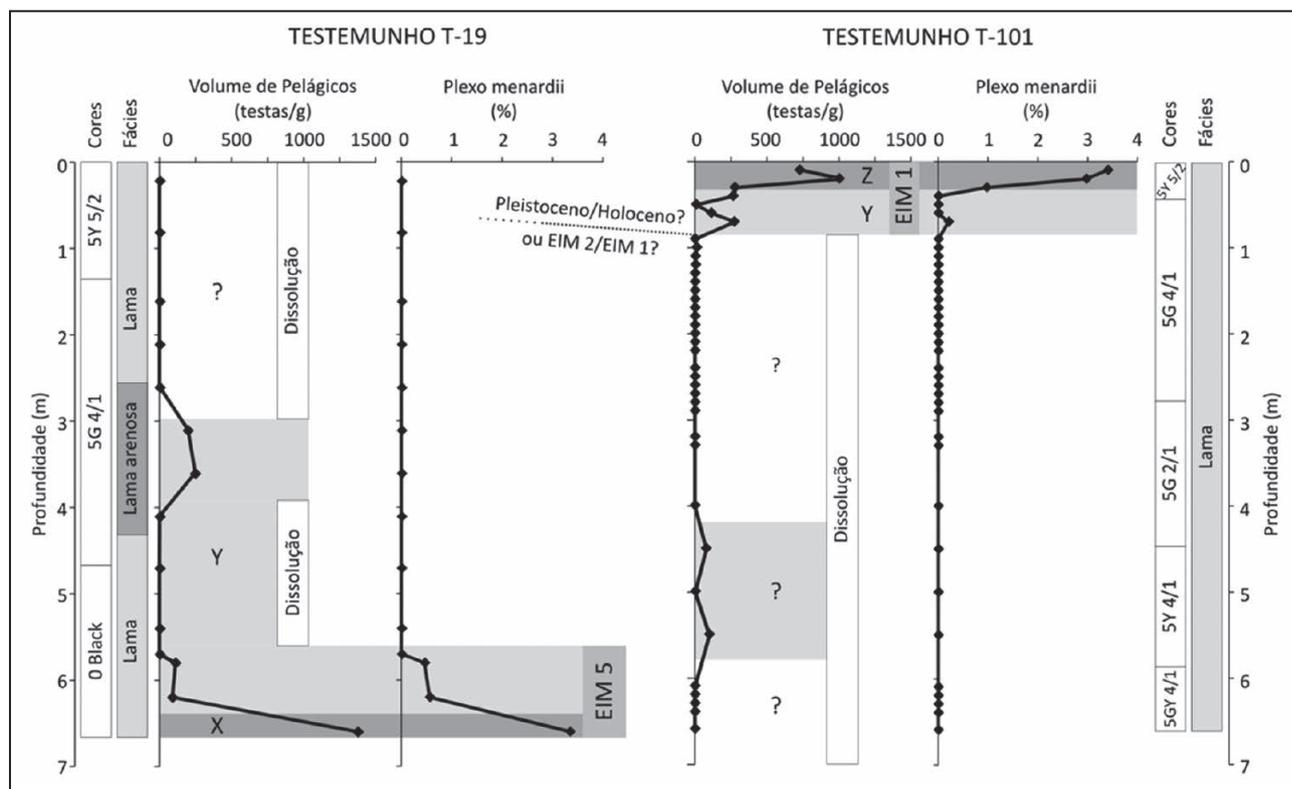


Figura 2 Testemunhos estudados, com os códigos de cores, perfis faciológicos, volume de pelágicos (Vp) e abundâncias do plexo *G. menardii*. As zonas com dissolução foram atribuídas à lisoclina e CCD mais superficiais, enquanto nas zonas com preservação do CaCO_3 a lisoclina e a CCD estavam mais profundas.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

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 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 pela preservação das carapaças de foraminíferos, 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* (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 (Figura 1). A

ausência de foraminíferos no topo do testemunho T-19, e a conseqüente não identificação da biozona Z, impediu uma correlação mais precisa com o testemunho T-101 (Figura 2).

6 Conclusões

Eventos regionais e globais foram registrados em dois testemunhos da Bacia de Pelotas a partir da combinação entre dados de variação na fauna de foraminíferos planctônicos e dados faciológicos. 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, está relacionada a períodos em que a lisoclina e a CCD estavam mais profundas, e 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 em contato com o fundo. Esta mudança provocou o rebaixamento da lisoclina e da CCD nesta porção da bacia. O retorno da preservação dos foraminíferos 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.

7 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). Finalmente, os autores agradecem a Lázaro Laut pelas importantes sugestões que melhoraram este trabalho.

8 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 Paleooceanographic Application. In: FISCHER, G., WEFER, G. (eds.). *Use of Proxies in Paleooceanography: 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.; 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.; 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.
- 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.
- Laprida, C.; Chapori, 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 Continental 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. *Palaeoecology, Palaeoecology, 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. 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.
- 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.
- Sanjinés, A.E.S. 2006. *Biocronoestratigrafia de foraminíferos em três testemunhos do Pleistoceno-Holoceno do talude continental da Bacia de Campos, RJ – Brasil*. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 119 p.
- Santos, T.P.; Lessa, D.O.; Venancio, I.M.; Chiessi, C.M.; Mülitz, 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.; Mülitz, 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.