



Isabella Lopes Antunes

**ANÁLISE E CORRELAÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA DE
TESTEMUNHOS A PISTÃO NO SISTEMA ALMIRANTE CÂMARA
(BACIA DE CAMPOS), BASEADAS EM FORAMINÍFEROS
PLANCTÔNICOS E COM APOIO DE GEOPROCESSAMENTO**

Trabalho de Conclusão de Curso
(Bacharelado em Geologia)

UFRJ
Rio de Janeiro
2009



Isabella Lopes Antunes

**ANÁLISE E CORRELAÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA DE
TESTEMUNHOS A PISTÃO NO SISTEMA ALMIRANTE CÂMARA
(BACIA DE CAMPOS), BASEADAS EM FORAMINÍFEROS
PLANCTÔNICOS E COM APOIO DE GEOPROCESSAMENTO**

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação
em Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ,
apresentado como requisito necessário para
obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores:

Aristóteles de Moraes Rios Netto
Carlos Jorge Abreu

Rio de Janeiro
Julho de 2009



Rio de Janeiro
Julho de 2009

ISABELLA, Lopes Antunes

ANÁLISE E CORRELAÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA DE TESTEMUNHOS A PISTÃO NO SISTEMA ALMIRANTE CÂMARA (BACIA DE CAMPOS), BASEADAS EM FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS E COM APOIO DE GEOPROCESSAMENTO / Isabella Lopes Antunes - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2009.

x, 40 p. : il.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2009.

Orientadores: Aristóteles de Moraes Rios Netto, Carlos Jorge Abreu.

1. Geologia. 2. Setor de Paleontologia e Estratigrafia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Aristóteles, de Moraes Rios Netto. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Título.

Isabella Lopes Antunes

**ANÁLISE E CORRELAÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA DE
TESTEMUNHOS A PISTÃO NO SISTEMA ALMIRANTE CÂMARA
(BACIA DE CAMPOS), BASEADAS EM FORAMINÍFEROS
PLANCTÔNICOS E COM APOIO DE GEOPROCESSAMENTO**

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação
em Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ,
apresentado como requisito necessário para
obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores:

Aristóteles de Moraes Rios Netto
Carlos Jorge Abreu

Aprovada em: 20.Jul.2009

Por:

Orientador: Prof. Aristóteles de Moraes Rios Netto, M.Sc. (UFRJ)

Orientador: Prof. Carlos Jorge Abreu, D.Sc. (UFRJ)

Prof. José Carlos Sícoli Seoane, D.Sc. (UFRJ)

Geól. Antonio Enrique Sayão Sanjinés, M.Sc. (Petrobrás)

UFRJ
Rio de Janeiro
2009

À minha mãe, Valéria e minha avó, Adelina...

Agradecimentos

À PETROBRAS, que, através do **Projeto Catálogo de Microfósseis** (convênio n. 4.600.264.273), concedeu uma bolsa de apoio que possibilitou a execução desse trabalho.

À FINEP/PETROBRAS, projeto CT-PETRO n. 65.2000.0038.00, coordenado pelo prof. Carlos Jorge Abreu, pela concessão de testemunhos e dados dos testemunhos a pistão.

Ao amigo Daniel Bruno de Oliveira, pela amizade e incansável ajuda com o ArcGis.

Aos colegas do LabMicro/Depto. de Geologia/UFRJ, pela leitura de algumas amostras e, em especial, ao colega Fernando Bastos Aragão, que além da leitura, ajudou na confecção da imagem esquemática da superfície do complexo de lobos Almirante Câmara, no ArcGis.

Aos professores Aristóteles de Moraes Rios-Netto e Carlos Jorge Abreu pela orientação e atenção, que tiveram comigo durante a realização desse trabalho.

Resumo

ANTUNES, Isabella Lopes. **Análise e Correlação Bioestratigráfica de Testemunhos a Pistão no Sistema Almirante Câmara (Bacia de Campos), Baseadas em Foraminíferos Planctônicos e com Apoio de Geoprocessamento.** 2009. x, 40 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Atualmente, grande parte da produção de hidrocarbonetos no Brasil, aproximadamente 90%, provém da Bacia de Campos e estão associados a reservatórios de turbiditos em águas profundas. Na região central da Bacia de Campos localiza-se o Sistema Almirante Câmara, composto por cânion – complexo de canais – complexo de lobos, que representa um contexto de sedimentação que vem se repetindo, com mais clareza, desde o Oligoceno, no qual inserem-se os reservatórios turbidíticos da bacia. O presente trabalho teve como objetivo contribuir para um melhor entendimento da dinâmica de sedimentação quaternária atual nessa área, através da interpretação bioestratigráfica de três testemunhos a pistão, com base em foraminíferos planctônicos. Foram utilizadas 109 amostras provenientes dos testemunhos LAC-28 e LAC-30 (Cânion Almirante Câmara), e LAC-24 (Complexo de Lobos Almirante Câmara). Para apoiar essa interpretação foram usados recursos de Geoprocessamento, com a geração de modelo digital do fundo oceânico para a região, através do *software* ArcGis 9.2. Esse recurso se mostrou de fundamental importância para alcançar o objetivo proposto. No testemunho LAC-28 está presente somente a Subzona Y1, não ocorre o Holoceno. As Subzonas Z1, Z2 e Y1 estão presentes no testemunho LAC-30 (Pleistoceno Superior – Holoceno). No testemunho LAC-24 reconheceu-se as Subzonas Z1 a Y3 e X1 a X5 (Pleistoceno Superior – Holoceno), identificando-se assim a presença de um hiato erosivo englobando parte da Subzona Y3, e as Subzonas Y4 e Y5 completas. Esse hiato, assim como outras características do LAC-24 foram relacionadas a variações do nível do mar no final do Quaternário. As taxas de sedimentação encontradas são condizentes com o contexto geomorfológico de cada testemunho estudado.

Palavras-chave: foraminíferos planctônicos; Quaternário; Bioestratigrafia, Bacia de Campos.

Abstract

ANTUNES, Isabella Lopes. **Foraminiferal Analysis and Correlation of Piston Cores from Almirante Câmara System (Campos Basin) Supported by Geoprocessing Tools**. 2009. x, 40 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Nowadays, most of the oil production in Brazil, about 90%, comes from Campos Basin and are associated to deep-water turbiditic reservoirs. In central Campos Basin, the Almirante Câmara System, composed of canyon – channel complex – lobe complex, represents a sedimentary environment, which exists, at least since the Oligocene, and constitutes the main turbiditic reservoirs of the basin. This work aims to improve the comprehension of the present quaternary sedimentary dynamics in this area, using biostratigraphical interpretation of three piston cores, based on planktonic foraminifera. To achieve this goal, 109 samples from piston cores LAC-28 and LAC-30 (Almirante Câmara Canyon), and LAC-24 (Almirante Câmara Lobe Complex) were studied. To support interpretation, Geoprocessing was applied, leading to a digital model of the Campos Basin ocean floor, through the *software* ArcGis 9.2. This digital model played an important role to accomplish the proposed objective. In the piston core LAC-28, only the Subzone Y1 is present, and Holocene does not occur. The Subzones Z1, Z2 and Y1 are present in piston core LAC-30 (Upper Pleistocene – Holocene). In piston core LAC-24, the Subzones Z1 to Y3 and X1 to X5 (Upper Pleistocene – Holocene) were recognized, characterizing an erosive hiatus that corresponds to part of the Subzone Y3, and the complete Subzones Y4 and Y5. This hiatus, as well as other features of the piston core LAC-24 were correlated to the late Quaternary sea level variations. The sedimentation rates calculated to each piston core are in accordance with the geomorphological context in which each one came from.

Keywords: planktonic foraminifera , Quaternary, Biostratigraphy, Campos Basin.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1: Biozoneamentos de Vicalvi (1997, 1999) e Ericson & Wollin (1968) | 7 |
| Figura 2: Mapa de localização da Bacia de Campos, mostrando seus limites estruturais | 9 |
| Figura 3: O Sistema Almirante Câmara, com a localização dos testemunhos estudados | 9 |
| Figura 4: Modelo digital do fundo oceânico na área do Cânion Almirantete Câmara | 10 |
| Figura 5: Modelo digital do fundo oceânico em 3D na área do Complexo de Lobos Almirante Câmara e da parte distal do Cânion São Tomé | 11 |
| Figura 6: Desenho esquemático da superfície do complexo de lobos Almirante Câmara, com a localização do testemunho LAC-24 | 16 |
| Figura 7: Correlação bioestratigráfica dos três testemunhos estudados | 20 |
| Figura 8: Correlação entre Quaternário superior, zonas climáticas, biozonas de Ericson & Wollin (1968), subzonas de Vicalvi (1997, 1999), estágios isotópicos de oxigênio de Emiliani (1955, 1966) e flutuações glácio-eustáticas do nível do mar | 28 |

Sumário

| | |
|--|------|
| Agradecimentos | vi |
| Resumo | vii |
| <i>Abstract</i> | viii |
| Lista de figuras | ix |
| 1 INTRODUÇÃO | 1 |
| 2 MATERIAIS E MÉTODOS | 3 |
| 3 ÁREA DE ESTUDO | 8 |
| 4 RESULTADOS DE GEOPROCESSAMENTO..... | 10 |
| 5 BIOESTRATIGRAFIA | 12 |
| 5.1 Área do Cânion Almirante Câmara | 12 |
| 5.1.1 Testemunho LAC-28 | 12 |
| 5.1.2 Testemunho LAC-30 | 13 |
| 5.2 Área do Complexo de Lobos Almirante Câmara | 15 |
| 5.2.1 Testemunho LAC-24 | 16 |
| 5.3 Correlação Bioestratigráfica dos Testemunhos Estudados | 19 |
| 6 CÁLCULO DAS TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO | 21 |
| 7 O TESTEMUNHO LAC-24 E VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NO FINAL DO QUATERNÁRIO | 26 |
| 8 CONCLUSÕES | 29 |
| Referências bibliográfica | 30 |
| Apêndice A – Tabela de dados quantitativos das análises do testemunhos LAC-28 | 35 |
| Apêndice B – Gráfico de dados quantitativos das análises do testemunhos LAC-28 | 36 |
| Apêndice C – Tabela de dados quantitativos das análises do testemunhos LAC-30 | 37 |
| Apêndice D – Gráfico de dados quantitativos das análises do testemunhos LAC-30 | 38 |
| Apêndice E – Tabela de dados quantitativos das análises do testemunhos LAC-24 | 39 |
| Apêndice F – Gráfico de dados quantitativos das análises do testemunhos LAC-24 | 40 |

1 INTRODUÇÃO

A última década vivenciou uma onda de crescimento econômico global que acarretou forte aumento da demanda por hidrocarbonetos, com uma busca por novas áreas de produção e o conseqüente avanço das fronteiras exploratórias. No Brasil, esse fato refletiu na exploração em águas cada vez mais profundas, intensificando os estudos quanto à dinâmica de sedimentação nesses ambientes. Hoje, grande parte da produção de óleo no Brasil provém de reservatórios associados a turbiditos em águas profundas (Abreu, 2005). Na Bacia de Campos, a Formação Carapebus armazena aproximadamente 90 % do petróleo brasileiro em turbiditos de águas profundas (Machado *et al.*, 2004). Por isso é importante compreender o contexto atual dessa região, onde se depositam, ainda hoje, areias na plataforma interna e média (Fm. Emborê/Mb. São Tomé), carbonatos na plataforma externa (Fm. Emborê/Mb. Siri e Mb. Grussaí), lamas hemipelágicas e pelágicas (Fm. Ubatuba) no talude e Platô de São Paulo e turbiditos e diamictitos (Fm. Carapebus) no Platô de São Paulo. O Sistema Almirante Câmara, formado por cânion, complexo de canais e complexo de lobos (Matos, 2004; Abreu, 2005), insere-se nesse contexto, o qual reflete uma realidade que teve seu início no Oligoceno, conforme observado por Machado *et al.* (2004). Desse modo, o entendimento do que vem ocorrendo nesse ambiente no Quaternário proporciona um excelente modelo para a compreensão da gênese e evolução do reservatório Carapebus, da Bacia de Campos.

O presente trabalho tem como objetivo contribuir para o entendimento da sedimentação quaternária nessa Bacia, bem como da dinâmica e estabilidade do talude continental, conhecimento essencial para a implantação de plataformas e dutos. Para isso, são apresentados novos dados referentes à bioestratigrafia do Quaternário da Bacia de Campos, com base em foraminíferos planctônicos, através de análise bioestratigráfica de testemunhos da área do

cânion (talude superior e médio) e do complexo de lobos (talude inferior) que fazem parte do Sistema Almirante Câmara.

O trabalho apresenta inicialmente informações sobre o material e métodos de estudo; a seguir, tem-se uma breve descrição da área estudada; os resultados de geoprocessamento vêm em seguida, assim como a análise e correlação bioestratigráfica dos testemunhos, e o cálculo das taxas de sedimentação; também é apresentado uma breve análise da relação entre os resultados obtidos para o testemunho LAC-24 e as variações do nível do mar no final do Quaternário, e conclusões.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho baseou-se em resultados de 109 amostras originadas de três testemunhos a pistão que foram coletados no Sistema Almirante Câmara, Bacia de Campos (Quadro 1), pelo Grupo de Estudos de Sistemas Depositionais de Águas Profundas (GEDAP)/Depto. de Geologia/Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) em projeto financiado pela FINEP/CT-PETRO e pela empresa Petróleo Brasileiro S.A. (PETROBRAS), em 2001. A descrição litológica dos testemunhos foi efetuada pela equipe do GEDAP. As amostras foram coletadas com espaçamento entre 1 e 30 cm, obedecendo inicialmente a critérios litológicos, e depois bioestratigráficos quando necessário para esclarecer dúvidas e refinar os limites das biozonas e subzonas. O foco das análises foi o estudo de foraminíferos planctônicos.

No testemunho LAC-28 foram estudadas 14 amostras, sendo que quatro dessas foram analisadas por Ferraz (2006) e as demais no presente trabalho. A análise e a interpretação das 30 amostras do testemunho LAC-30 foram realizadas nesse trabalho. O testemunho LAC-24 vem sendo estudado desde 2006 pelo grupo do Laboratório de Bioestratigrafia e Paleoecologia (LabMicro)/Depto. de Geologia/UFRJ, com resultados preliminares já publicados; um total de 65 amostras desse testemunho compõem o presente estudo, das quais 14 foram analisadas diretamente pela autora, 17 por Fidalgo *et al.* (2006), 18 por Silva *et al.* (2007) e 16 por estagiários do LabMicro sob acompanhamento da autora.

A preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Preparação de Microfósseis/Depto. de Geologia/UFRJ, e seguiu a metodologia padrão para microfósseis calcários do Quaternário adotada no LabMicro. Para a maior parte das amostras foram processados dez gramas de sedimento; quando não havia material suficiente, foram

processados três ou cinco gramas (veja tabelas 1, 2 e 3); três amostras do testemunho LAC-24 não há registro do peso processado, e para essas o número de espécies de foraminíferos planctônicos (EP125) foi estimado considerando-se um peso de 5 gramas. Para a análise micropaleontológica utilizou-se estereomicroscópios com aumentos entre 6 e 120 X. Buscou-se analisar cerca de 300 carapaças de foraminíferos planctônicos em cada amostra; quando a amostra apresentava grande quantidade de carapaças, ela foi quarteada até uma fração que contivesse aproximadamente 300 indivíduos e essa fração foi inteiramente analisada; quando menos do que 300 foraminíferos planctônicos estavam presentes, toda a amostra foi analisada. O material foi peneirado a seco com malhas de 0,125 mm e 0,250 mm de diâmetro e a identificação taxonômica e contagem foi realizada separadamente nas duas frações; os cálculos de porcentagem consideraram a microfauna de foraminíferos total (diâmetro > 0,125 mm) e a microfauna de foraminíferos com diâmetro superior a 0,250 mm.

Kennet & Srinivasan (1983) e Bolli & Saunders (1985) foram usados como referência na identificação e classificação taxonômicas. Os conceitos taxonômicos de plexo *Pulleniatina* (que engloba as espécies *Pulleniatina primalis*, *P. obliquiloculata* e *P. finalis*) e plexo menardiforme (englobando as espécies *Globorotalia menardii* s.l., *G. tumida tumida*, *G. tumida flexuosa*, e *G. fimbriata*) foram tomados de Vicalvi (1999). Os biozoneamentos de referência utilizados foram o de Ericson & Wollin (1968), que dividiu o Quaternário, a partir da presença ou ausência do plexo menardiforme, e o de Vicalvi (1997, revisado em 1999), que refinou algumas dessas biozonas, levando em consideração a frequência relativa daquele táxon e de outras espécies indicadoras importantes; os conceitos adotados para as Subzonas Z1, Z2, Y1, X1 a X5 são de Vicalvi (1997), enquanto os das Subzonas Y2 a Y5 seguem a redefinição apresentada por Vicalvi (1999). Esses zoneamentos são mostrados na figura 1. É importante ressaltar que esses biozoneamentos apresentam caráter um tanto cíclico, ligado à alternância de

intervalos frios e quentes, que dão origem a unidades estratigráficas que mais apropriadamente poderiam ser denominadas “ecozonas” do que “biozonas” (Sanjinés,2006).

Quadro 1: Dados relativos aos testemunhos a pistão do Sistema Almirante Câmara analisados. Os valores de batimetria foram corrigidas a partir do modelo digital de elevação (MDE) gerado no presente trabalho (veja texto).

| Test. | Recuperação (m) | Batimetria (m) | Localização |
|---------------|------------------------|-----------------------|--------------------|
| LAC-28 | 3,49 | 700 | cânion |
| LAC-30 | 4,85 | 1460 | cânion |
| LAC-24 | 4,93 | 2400 | complexo de lobos |

Para o geoprocessamento foram utilizados os aplicativos ARCMAP™ e ARCSCE™, do pacote ARCGIS 9.2. Inicialmente, através do ARCMAP™, foram gerados dois modelos digitais de elevação (MDE) do fundo oceânico da região da Bacia de Campos a partir de um arquivo de pontos de batimetria em formato *xyz*, convertido em *shapefile* cedido pelo GEDAP/Depto. de Geologia/UFRJ. O primeiro MDE foi uma imagem tipo *raster* gerada por interpolação, através da ferramenta *Spatial Analyst*. Uma vez que a informação batimétrica original foi pontual, a interpolação é necessária para predizer valores nos locais onde faltam pontos amostrados; esse procedimento é baseado no princípio de autocorrelação espacial, o qual compara o grau de conexão/dependência entre objetos distantes e próximos (Childs, 2004). Para essa interpolação usou-se o método do Inverso da Distância do Quadrado (*Inverse Distance Weighted – IDW*), a partir das doze células vizinhas mais próximas (busca em raio variável). Optou-se por uma imagem *raster* desenhada em rampa de cores. Em seguida, foi feito um corte nessa imagem, englobando mais precisamente a área dos testemunhos estudados no presente trabalho (LAC-28, LAC-30 e LAC-24). Esse corte foi exportado para o aplicativo ARCSCE™ para originar uma visualização da superfície em 3D, com exagero vertical de cinco vezes.

O segundo MDE é uma imagem em Rede Irregular Triangular (*Triangulated Irregular Network – TIN*), gerada através da ferramenta *3D Analyst*, a partir de um corte do mesmo *shapefile* de pontos de batimetria. Optou-se por uma imagem *TIN* desenhada em classes de intervalo definido de 50 metros. Após gerar esse MDE, dois procedimentos foram realizados nessa imagem *TIN*: (1) um zoom na área do cânion Almirante Câmara, ao qual foi adicionado o *shapefile* dos poços estudados nessa área, e (2) o *shapefile* dessa imagem foi exportado para o aplicativo ARCSCETM para originar uma visualização da superfície em 3D, com exagero vertical de dez vezes, na qual seria possível uma melhor compreensão da dinâmica de sedimentação dessa área; após a transferência desse corte para o ARCSCETM, o *shapefile* dos poços estudados foi adicionado nessa área e aplicou-se a cada poço a ferramenta de “extrusão” com valor proporcional às médias das taxas de sedimentação de determinado intervalo bioestratigráfico, para assim obter-se um gráfico de barras no próprio mapa.

A partir dos MDE’s obtidos, corrigiram-se as batimetrias em que os testemunhos citados nesses trabalhos foram coletados, embora deva-se ressaltar que haverá uma imprecisão nessas medidas, seja decorrentes do método de interpolação ou na geração da superfície em *TIN*.

| Cronoestratigrafia | Ericson & Wollin | Vicalvi | Bioeventos |
|--------------------|------------------|---------|---|
| Holoceno | Z | Z1 | 3 - 7 % Plexo menardiforme |
| | | Z2 | 1 - 3 % Plexo menardiforme |
| Pleistoceno | Y | Y1 | Plexo menardiforme (com <i>G. fimbriata</i>) → 11,7 Ka |
| | | | Plexo <i>Pulleniatina</i> → 15,0 - 16,0 Ka |
| | | Y2 | Plexo <i>Pulleniatina</i> (YP.3) → 42,0 - 45,0 Ka |
| | | | Glacial |
| | | Y3 | Plexo <i>Pulleniatina</i> |
| | | | Plexo <i>Pulleniatina</i> (YP.2) → 67,7 - 74,7 Ka |
| | | Y4 | Plexo <i>Pulleniatina</i> |
| | | Y5 | Plexo <i>Pulleniatina</i> |
| | | X1 | Plexo <i>Pulleniatina</i> (YP.1) → 84,0 Ka |
| | | X2 | Plexo menardiforme (com <i>G. flexuosa</i>) |
| | | X3 | |
| X4 | | | |
| X5 | | | |
| X6 | | | |
| X7 | | | |
| X8 | | | |
| X9 | | | |
| X10 | | | |
| X11 | | | |
| | X | | Interglacial |

Figura 1: Subzonas de Vicalvi (1997, 1999) e sua correlação com as biozonas de Ericson & Wollin (1968), conforme proposto por aquele autor. Os bioeventos que delimitam as subzonas são indicados ao lado do zoneamento. (Modificada de Portilho-Ramos, 2003)

3 ÁREA DE ESTUDO

A Bacia de Campos apresenta uma área de cerca de 100.000 Km² e está localizada na margem continental sudeste brasileira, englobando o centro-norte do estado do Rio de Janeiro e o sul do estado do Espírito Santo, aproximadamente entre os paralelos 21° e 23,5° S. Seu limite ao norte, com a Bacia do Espírito Santo, se dá pelo Alto de Vitória, e ao sul, com a Bacia de Santos, pelo Alto de Cabo Frio (Figura 2). Atualmente a Bacia de Campos representa mais de 90% das reservas petrolíferas do Brasil (Winter *et al.*, 2007) o que demonstra a importância dessa bacia no cenário econômico nacional.

O Sistema Almirante Câmara localiza-se na parte central da Bacia de Campos (Figura 3), em frente ao Cabo de São Tomé. É composto pelo cânion, pelo complexo de canais e pelo complexo de lobos que recebem, tanto individualmente quanto em conjunto, o nome de “Almirante Câmara” (Abreu, 2005). O cânion inicia-se na borda da plataforma continental (próximo à cota batimétrica de 100 metros) e segue até a profundidade de aproximadamente 1500 metros; o complexo de canais estende-se desde o extremo distal do cânion até o complexo de lobos, o qual ocupa uma área de aproximadamente 230 Km², entre 2200 e 2400 metros, com um gradiente de 0,5° (Abreu, 2005).



Figura 2: Mapa de localização da Bacia de Campos, mostrando seus limites estruturais. (Modificada de Tomaz *et al.*, 2004)

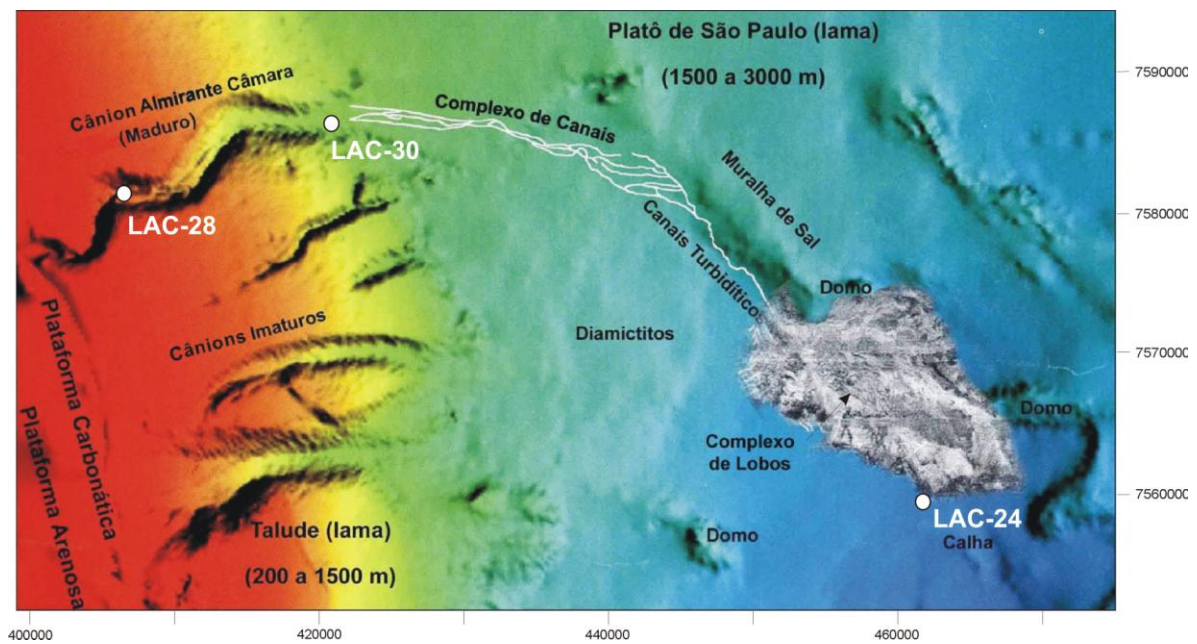


Figura 3: O Sistema Almirante Câmara, com a localização dos testemunhos estudados. Como referência para o georeferenciamento foram utilizados o datum SAD-69 (*South America Datum 1969*) e o fuso 24S. (Modificada de Abreu, 2005)

4 RESULTADOS DE GEOPROCESSAMENTO

Conforme explicado no capítulo dois, os cortes realizados no MDE da imagem *TIN* deram origem a duas imagens digitais que correspondem às figuras 4 (área do cânion Almirante Câmara) e 5 (complexo de lobos Almirante Câmara e parte distal do cânion São Tomé), que são apresentadas abaixo. O corte no MDE da imagem *raster* ajudou a compor a figura 7. Esses resultados desempenharam papel importante na interpretação geológica dos resultados bioestratigráficos analisados no presente trabalho (cap. 6), além de permitir a correção da batimetria em que foram coletados os testemunhos estudados (cap. 2).

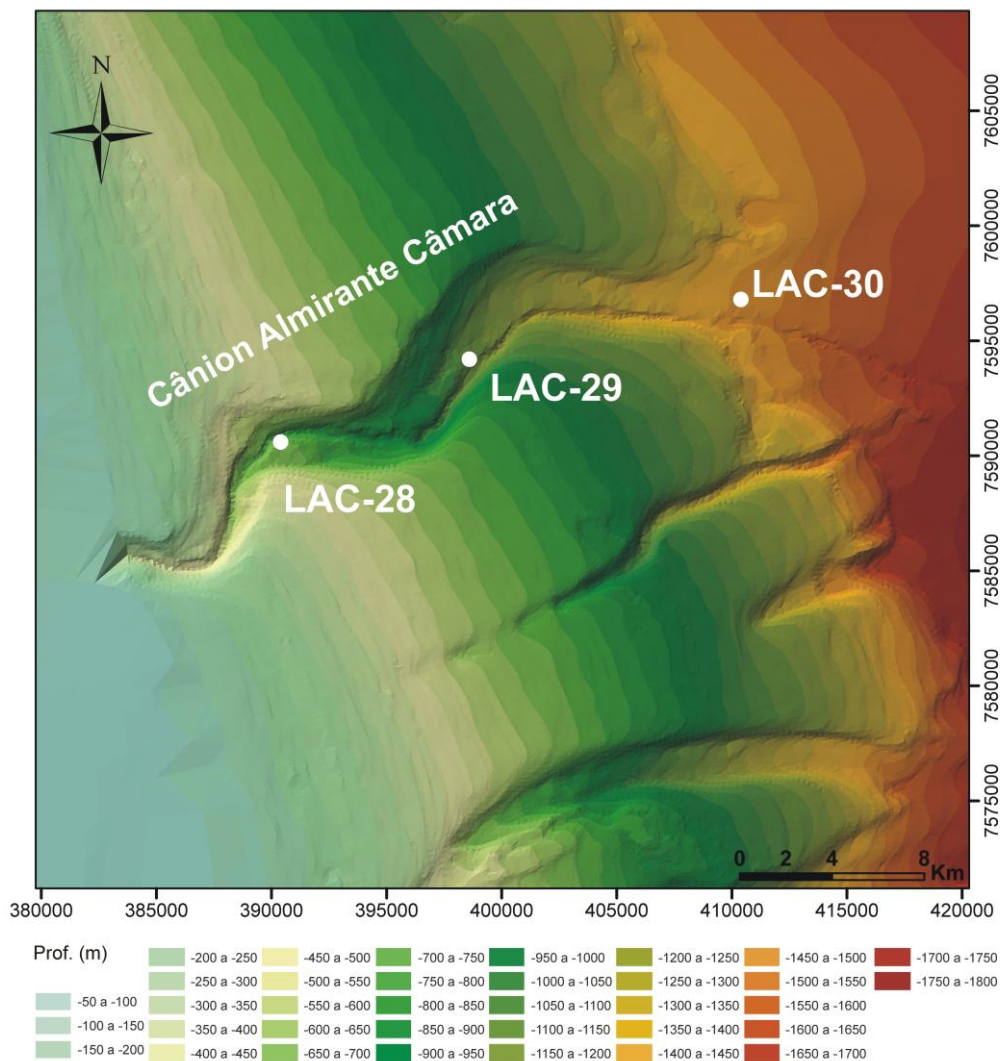
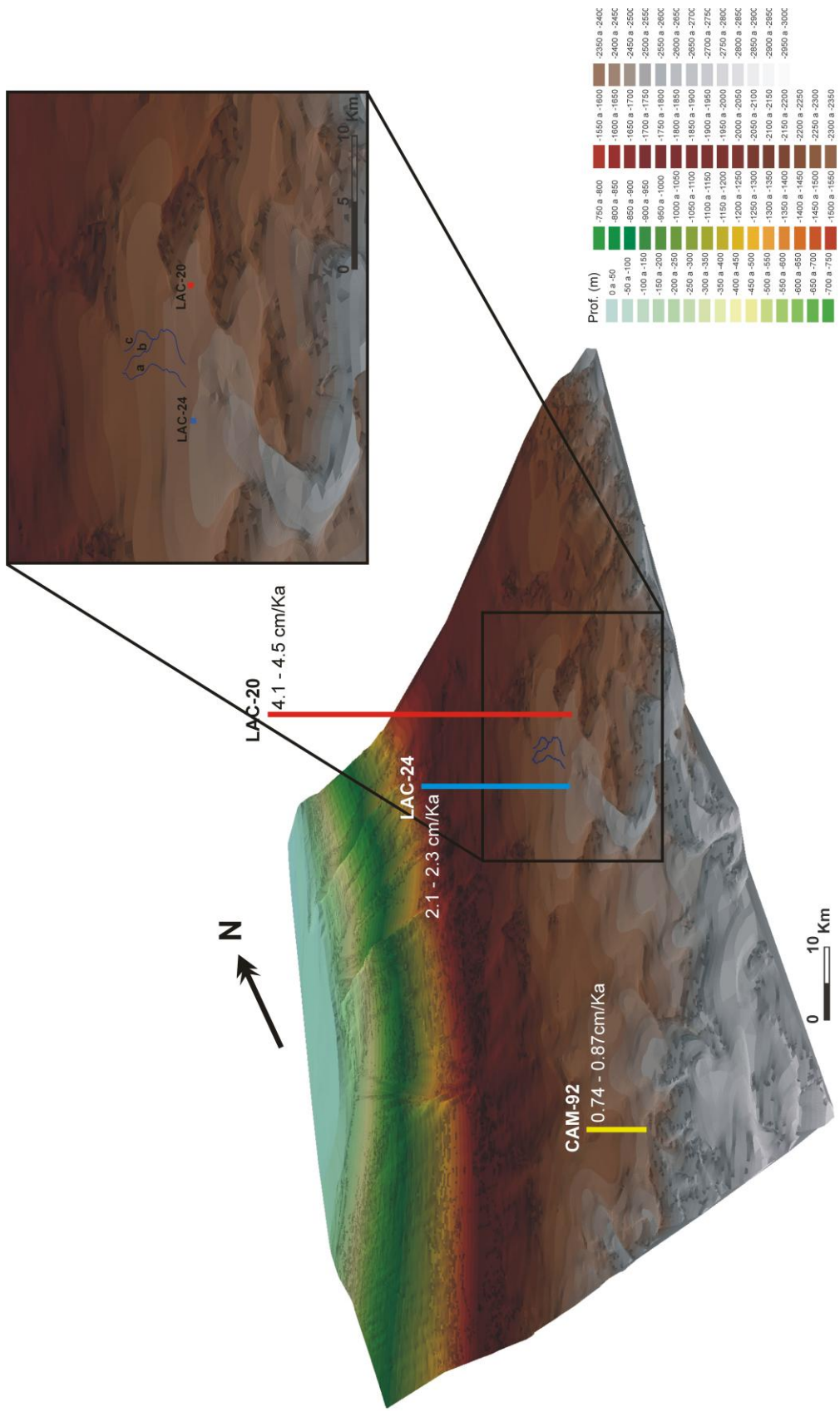


Figura 4: Zoom no modelo digital do fundo oceânico na área do Cânion Almirante Câmara. Os testemunhos LAC-28 e LAC-30 foram estudados no presente trabalho; o LAC-29 foi analisado por Bentes (2006). Como referência para o georeferenciamento foram utilizados o *datum SAD-69* (*South America Datum 1969*) e o fuso 24S.



5 BIOESTRATIGRAFIA

Ao longo desse capítulo, as seguintes abreviaturas serão utilizadas:

NF 125 = número de carapaças de foraminíferos (bentônicos + planctônicos) por grama de sedimento, na fração com diâmetro > 0,125 mm

EP125 – número de espécies de foraminíferos planctônicos por grama de sedimento, na fração com diâmetro > 0,125 mm

5.1 Área do Cânion Almirante Câmara

O cânion Almirante Câmara faz parte do grupo Nordeste de cânions da Bacia de Campos, juntamente com os cânions de São Tomé, Itapemirim e Grussaí (Brehme, 1984). Ao contrário dos demais de seu grupo, é considerado um cânion maduro, já que sua cabeceira indenta a borda da plataforma. A condição de cânion maduro aumenta a carga de areias trazidas do continente/plataforma, que eventualmente se interdigitam com diamictos originados por movimentos de massa do talude (Machado *et al.*, 2004). Os testemunhos LAC-28 e LAC-30 são originários dessa área e nenhum dos dois testemunhos está no talvegue do cânion, que corresponde ao eixo de maior erosão (Figura 4).

5.1.1 Testemunho LAC-28

Coletado em um área íngreme no flanco sul do cânion Almirante Câmara, sob lâmina d'água de 700 m, esse testemunho possui um comprimento total de 3,69 metros. É bastante uniforme litologicamente, com leve granodecrescência ascendente, passando de areia fina/muito fina na base a areia muito fina com grande contribuição de argila próximo ao topo. Apresenta cor cinza esverdeada e é levemente mais escuro somente na parte mais basal.

Em relação à análise bioestratigráfica, o testemunho LAC-28 apresenta, igualmente, relativa uniformidade (Apêndices A e B). Os plexos menardiforme e *Pulleniatina* são ausentes ou raros ao longo de todo o testemunho; *Globorotalia fimbriata* e *G. flexuosa* não foram encontradas; *G. truncatulinoides* s.l., *G. inflata* e *G. crassaformis* s.l. têm presença consistente ao longo de quase todo o testemunho (exceto no topo), com valores percentuais relativamente altos; a porcentagem de foraminíferos planctônicos, NF125 e Ep125 são bastante baixos. Esse conjunto de dados indica claramente que todo testemunho corresponde a um intervalo glacial, caracterizado como Biozona Y, de Ericson & Wollin (1968) / Subzona Y1, de Vicalvi (1997), Pleistoceno Superior. A ausência da Biozona Z implica na não ocorrência do Holoceno nesse testemunho, e pode ser explicada por esse testemunho estar localizado em um flanco do cânion, numa área de maior declive (Figura 4), mais sujeita à ação erosiva. A falta de deposição atual na área do Cânion Almirante Câmara já havia sido observada por Alves *et al.* (1980) e Brehme (1984).

A frequência de foraminíferos planctônicos (7,6 a 35,5 %) é muito baixa para a batimetria onde foi retirado o testemunho (700 m), onde deveria se esperar uma participação de planctônicos entre 75% e mais de 90% (Boersma, 1983), sugerindo grande contribuição de sedimentos retrabalhados provenientes de profundidades mais rasas (portanto mais ricos em foraminíferos bentônicos), devido a movimentos de massa.

5.1.2 Testemunho LAC-30

Esse testemunho, com 4,85 m, é proveniente de uma área plana na desembocadura do cânion Almirante Câmara, tendo sido coletado a 1460 m de lâmina d'água. Ele é composto quase que inteiramente por lama argilosa variando entre amarelo escuro e marrom-oliva

moderado, apresentando apenas uma camada de areia fina cinza esverdeada escura entre 295-315 cm.

Com base nas análises, foi possível identificar dois grandes intervalos bioestratigráficos (Apêndices C e D): um inferior, entre a base do testemunho e o nível 146 cm, e um superior, desde esse nível até o topo. Esse nível foi escolhido por marcar uma leve mudança litológica entre duas amostras de unidades bioestratigráficas distintas.

No intervalo inferior (representado pelas amostras 474-476 cm até 157-159 cm), o plexo menardiforme é ausente ou raro; o plexo *Pulleniatina* comporta-se do mesmo modo na maior parte desse intervalo (até ca. 210 cm); as espécies *Globorotalia truncatulinoides* s.l., *G. inflata*, *G. crassaformis* s.l., *Globigerinoides conglobatus* e *Neogloboquadrina dutertrei*, comumente relacionadas a deposição em intervalos frios, apresentam maiores porcentagens; a porcentagem de foraminíferos planctônicos está relativamente baixa (valor médio = 74,4%), o mesmo ocorrendo com NF 125 (valor médio = 17,6), parâmetros que também sugerem deposição em períodos frios. Esses resultados possibilitaram caracterizar esse intervalo como Biozona Y, de Ericson & Wollin (1968), Pleistoceno Superior. Esse intervalo, relativamente homogêneo e com presença do plexo *Pulleniatina* reaparecendo somente na porção mais superior corresponde, todo ele, à Subzona Y1, de Vicalvi (1997).

No intervalo superior (representado pelas amostras 139-141 cm até 16-18 cm) destaca-se a presença consistente do plexo menardiforme, a ausência ou a baixa porcentagem de espécies indicadoras de frio, a alta participação percentual de foraminíferos planctônicos (média de 85,2 %) e de NF125 (média de 20,6). De acordo com esses dados, o intervalo foi caracterizado como Biozona Z de Ericson & Wollin (1968), Holoceno.

O limite Y/Z (Pleistoceno/Holoceno) foi marcado a 146 cm de profundidade, que marca o início de um intervalo oxidado de 10-15 cm no testemunho LAC-30, que foi interpretado

como correspondente local da crosta ferruginosa observada por Viana (1998) na base do Holoceno no talude da Bacia de Campos.

As análises permitiram ainda a subdivisão do intervalo superior (Biozona Z). O subintervalo representado pelas amostras 139-141 e 118-120 cm apresenta um menor percentual do plexo menardiforme (máximo de 0,9%); já no subintervalo entre a amostra 96-98 cm e o topo do testemunho registra-se o inverso: aumento percentual do plexo menardiforme (3,3 – 9,0 %), além da presença de *Globorotalia fimbriata*, ausente no subintervalo anterior. Assim é possível reconhecer as subzonas Z2 e Z1, de Vicalvi (1997), cujo limite foi marcado a 101 cm, nível onde ocorre leve mudança litológica.

5.2 Área do Complexo de Lobos Almirante Câmara

Anteriormente denominado Leque Almirante Câmara, essa feição foi interpretada por Abreu (2005) como um complexo formado por 5 lobos, que representam diferentes tempos de deposição e receberam a denominação de lobos 1 a 5, do mais antigo para o mais novo. Desestabilização e deslizamento do talude adjacente a Sudoeste do complexo de lobos teria causado deformação de parte dos lobos 2 e 3, originando o que aquele autor denominou Sismofácies Caótica 2. É nessa área do Complexo Almirante Câmara que foi coletado o testemunho LAC-24 (Figura 6).

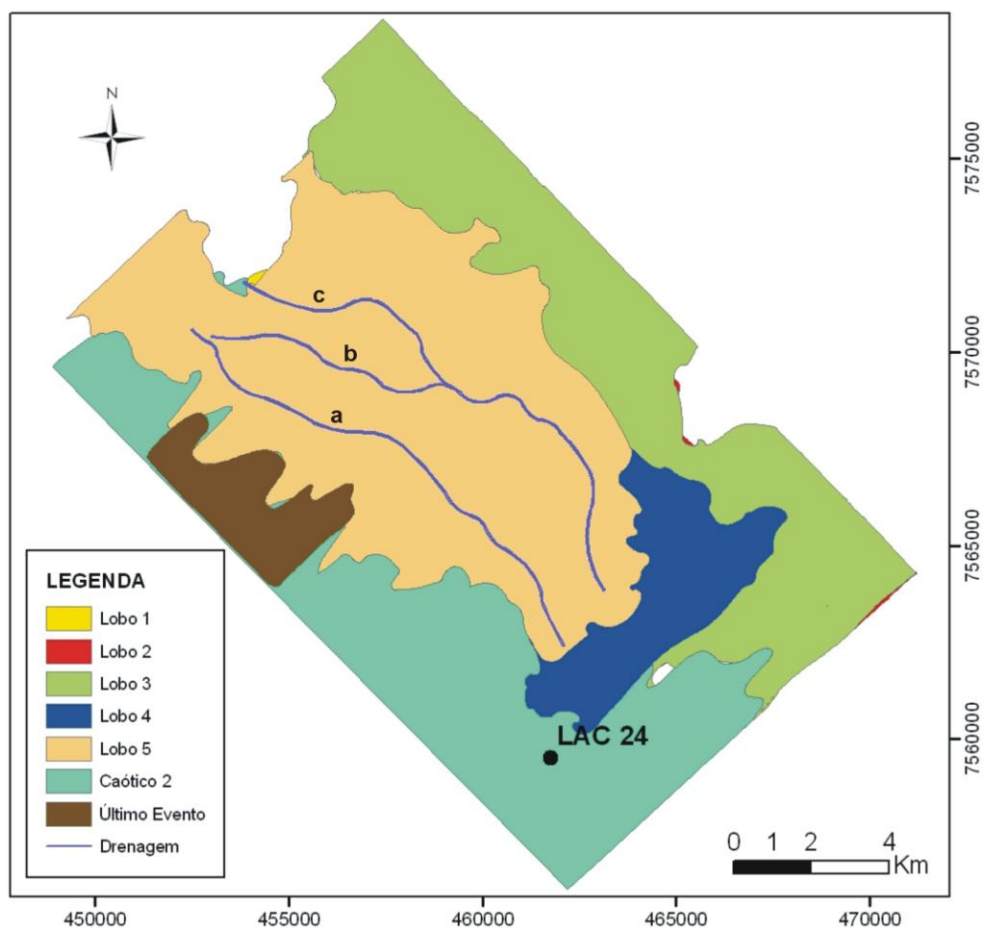


Figura 6: Desenho esquemático da superfície do complexo de lobos Almirante Câmara, com a localização do testemunho LAC-24. Uma continuidade do canal “a” em direção ao Caótico 2 poderia ter contribuído para erosão parcial do intervalo holocênico. Como referência para o georeferenciamento foram utilizados o *datum SAD-69 (South America Datum 1969)* e o fuso 24S. (Modificada de Abreu, 2005)

5.2.1 Testemunho LAC-24

O testemunho LAC-24 foi coletado na parte distal do complexo de lobos, sob lâmina d’água de 2400 m.

O testemunho é composto predominantemente por lama argilosa, de cor marrom amarelada nos primeiros 100 cm, gradando de cinza amarelada para cinza esverdeada a partir dessa profundidade em direção à base. Intercalações de areia muito fina começam a surgir a partir de 180 cm e gradam para areia fina até a base; essas intercalações de areia tornam-se mais frequentes a partir da profundidade de 285 cm. As fotografias do testemunho sugerem estruturas um tanto perturbadas nos 200 cm mais inferiores; nesse mesmo intervalo, a

descrição do testemunho aponta a presença de “porções de areia imersas na lama”, “bolas de argila deformadas” e “porções onde misturam-se areia e lama”. Essas características parecem indicar que essa parte inferior do testemunho LAC-24 corresponderia à Sismofácies Caótica 2 de Abreu (2005) e à Sismofácies Caótica 1 de Matos (2004), e aos diamictitos do *slope apron* de Machado *et al.* (2004), o qual esse mesmo autor observa que é coberto por uma camada lamosa não perturbada.

Com base nas análises da microfauna de foraminíferos foram identificados três grandes intervalos bioestratigráficos (Apêndices E e F).

O primeiro intervalo foi identificado pelas amostras 481-483 cm (a mais basal) até a amostra 282-284 cm, e sua principal característica é a alternância de subintervalos com e sem o plexo menardiforme. *Globorotalia flexuosa* está presente e o plexo menardiforme atinge a percentagem máxima de 8,5%. *G. truncatulinoides*, espécie característica de águas frias, ocorre em baixas percentagens, exceto próximo ao topo do intervalo, onde tem ligeiro aumento percentual. *G. inflata* e *G. crassaformis*, que também preferem águas frias, apresentam percentagens significativas, que aumentam exatamente nos subintervalos onde o plexo menardiforme está ausente. A percentagem de foraminíferos planctônicos e os valores de NF125 encontram-se relativamente baixos, o que não corresponde ao esperado, em princípio, para sedimentos depositados no talude inferior (Boersma, 1983), sob condições interglaciais; esses baixos valores podem estar relacionados à presença de sedimentos retrabalhados provenientes de batimetrias mais rasas e, portanto, mais pobres em foraminíferos, principalmente planctônicos (veja Cap. 6). EP125 apresenta valores bastante variados, maiores nos subintervalos onde o plexo menardiforme está presente. Com base nessa descrição caracterizou-se esse intervalo como correlacionável à biozona X de Ericson & Wollin (1968), Pleistoceno Superior; o limite superior da Biozona X foi marcado em 271 cm, nível médio

entre as amostras 258-260 cm (Biozona Y) e 282-284 cm (Biozona X). Os cinco subintervalos identificados foram assinalados às subzonas X1 a X5 de Vicalvi (1997), de acordo com a presença do plexo menardiforme (X5, X3 e X1: condições mais quentes) ou ausência desse plexo (X2 e X4: condições menos quentes).

O próximo intervalo é representado pelas amostras 258-260 cm até 5-6 cm e sua principal característica é que o plexo menardiforme é ausente ou raro. *Globorotalia truncatulinoides* apresenta percentagens relativamente altas (até 10,7%). *G. inflata* e *G. crassaformis* s.l. são constantes, com percentagens máximas de 7,5% e 2,1%, respectivamente, ligeiramente inferiores, em média, ao intervalo anterior (Biozona X). *Neogloboquadrina dutertrei dutertrei* também tem ocorrência consistente e relativamente alta (máxima de 1,7%), em relação aos valores observados na Biozona X. Em direção à base, observa-se que a percentagem de foraminíferos planctônicos tem uma ligeira queda, enquanto NF125 sofre queda acentuada. Ao longo do intervalo, há uma alternância de subintervalos com altas e baixas percentagens do plexo *Pulleniatina*. Essas observações possibilitaram a caracterização desse intervalo como Biozona Y de Ericson & Wollin (1968), Pleistoceno Superior, e o reconhecimento de três subzonas, Y1 de Vicalvi (1997) e Y2 a Y3 de Vicalvi (1999). Esses resultados implicam na presença de um hiato bioestratigráfico envolvendo pelo menos as Subzonas Y5 e Y4 de Vicalvi (1999), sendo possível que esse hiato envolva ainda a parte inferior da Subzona Y3. Esse resultado deve ser visto com cautela, considerando-se: (1) o caráter cíclico dos intervalos bioestratigráficos do Quaternário (conforme assinalado no capítulo 2), o que dificulta uma interpretação segura da sequência sedimentar e, conseqüentemente, da própria dinâmica de sedimentação; (2) que esse testemunho foi coletado em um área que sofreu deformação ou é formada por diamictitos (Sismofácies Caótica 2 de Abreu, 2005). A origem desse hiato é tema que será abordada mais adiante, no capítulo 6.

O último intervalo identificado vai da amostra 4-5 cm até o topo do testemunho. Suas características são a presença constante do plexo menardiforme, baixas percentagens de *Globorotalia inflata*, *G. crassaformis* s.l. ausente ou raro, *G. truncatulinoides* s.l. com percentagens decrescentes em direção ao topo, e percentagem de foraminíferos planctônicos, NF125 e EP125 com valores altos. Essas características indicaram a Biozona Z de Ericson & Wollin (1968), correspondente ao Holoceno. Também foi possível o reconhecimento das Subzonas Z1 e Z2 de Vicalvi (1997), com base na variação das percentagens do plexo menardiforme.

5.3 Correlação entre os Testemunhos Estudados

A correlação bioestratigráfica apresentada na figura 7 baseou-se nas interpretações bioestratigráficas de cada testemunho estudado.

A Biozona Z, que corresponde ao Holoceno, foi reconhecida nos testemunhos LAC-30 e LAC-24, mas está ausente no testemunho LAC-28, que se localiza em uma área mais íngreme. Nos dois testemunhos onde ocorre essa biozona, as Subzonas Z1 e Z2 foram identificadas.

A Biozona Y foi reconhecido nos três testemunhos estudados. Nos dois testemunhos mais proximais (LAC-28 e LAC-30) somente a Subzona Y1 pode ser vista. No testemunho LAC-24, o mais distal, onde a Biozona X foi alcançada, viu-se que somente as Subzonas Y1, Y2 e Y3, o que implica em um hiato bioestratigráfico correspondente às Subzonas Y5, Y4 e, possivelmente, parte da Subzona Y3.

A Biozona X foi reconhecida somente no testemunho LAC-24, tendo sido alcançadas as Subzonas X1, X2, X3, X4 e X5.

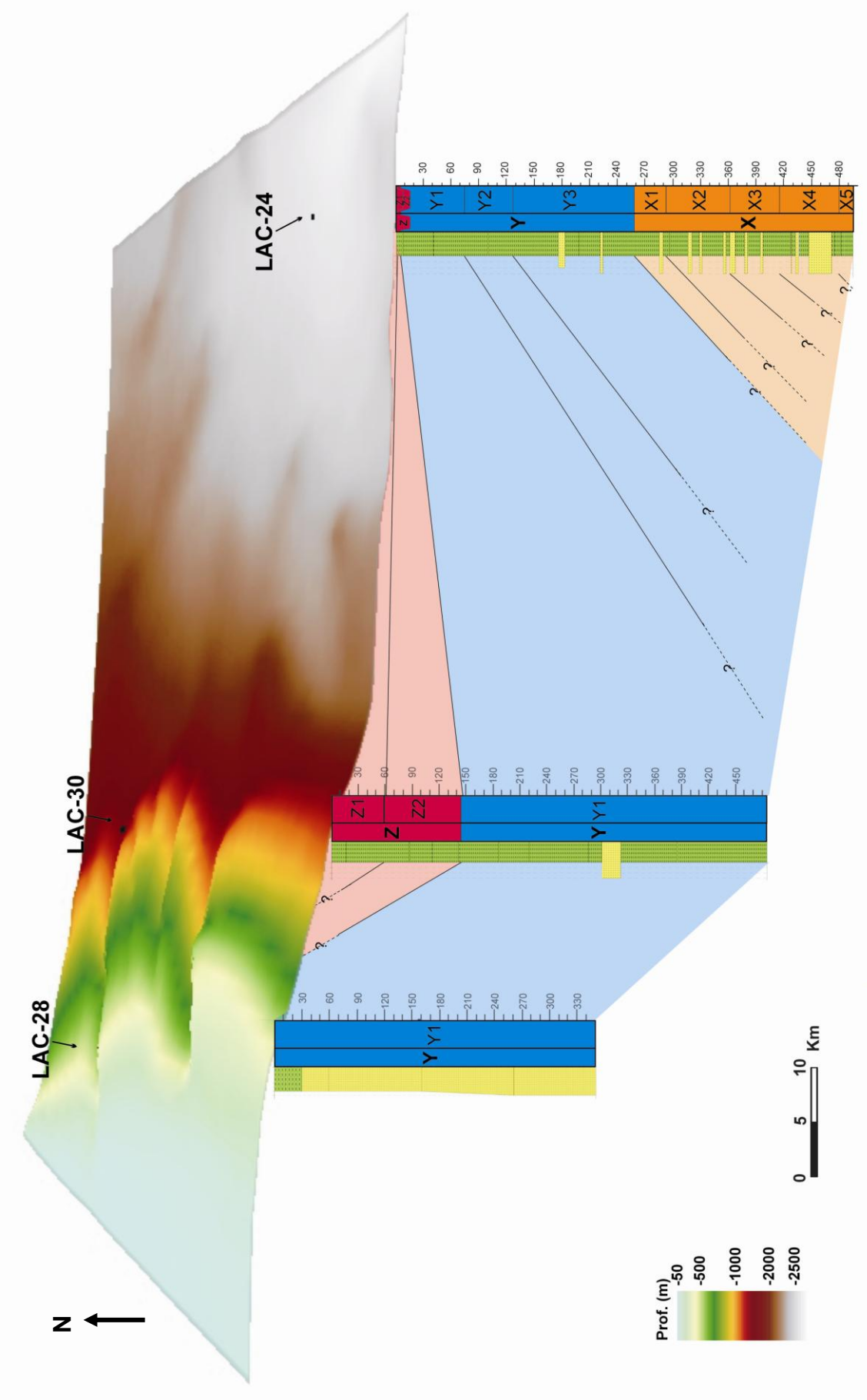


Figura 7: Correlação bioestratigráfica dos três testemunhos estudados, montada sob MDE do fundo oceânico na área estudada. Exagero vertical de 5X. Como referência para o georeferenciamento foram utilizados o datum SAD-69 (*South America Datum* 1969) e o fuso 24S.

6 CÁLCULO DAS TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO

Para o cálculo da taxa de sedimentação tomou-se como base os seguintes eventos :

- idade relativa de 11.700 anos A.P. para o limite Pleistoceno/Holoceno, conforme a Carta Estratigráfica Internacional (*International Commission on Stratigraphy*, 2008); segundo Ericson & Wollin (1968) e Vicalvi (1997), esse limite corresponde à base da Biozona Z;
- idade relativa de 15.000 – 16.000 anos A.P., para o último reaparecimento de *Pulleniatina* (Bé, 1976, *apud* Vicalvi, 1999), que ocorre próximo ao topo da Subzona Y1 de Vicalvi (1997);
- idade relativa de 42.000 – 45.000 anos A.P. atribuída por Vicalvi (1999) ao nível de último desaparecimento de *Pulleniatina* (Bio-horizonte YP.3) na Bacia de Campos, corresponde ao limite entre as Subzonas Y1 e Y2 desse autor.

As taxas de sedimentação obtidas, no presente trabalho, para cada testemunho são apresentadas no Quadro 2. O Quadro 3 apresenta taxas de sedimentação obtidas por Vicalvi (1999) e Bentes (2006). Esses autores utilizaram, como parâmetros para calcular a taxa de sedimentação da Biozona Z, uma idade relativa de 11.000 e 11.800 anos A.P., respectivamente, para o limite Pleistoceno/Holoceno; por isso, de modo a possibilitar a comparação, as taxas de sedimentação originalmente citadas por eles foram recalculadas considerando-se a idade adotada no presente trabalho (11.700 anos A.P.).

Para o testemunho LAC-28 não foi possível calcular a taxa de sedimentação, devido ao fato de não apresentar nenhum *datum*, uma vez que todo o intervalo testemunhado pertence à Subzona Y1. Mesmo não sendo possível assegurar que essa subzona esteja completa, observou-se que esse é o testemunho que apresenta uma espessura mínima de Y1 de 349 cm, o que implicaria em uma taxa de sedimentação mínima de 10,5-11,6 cm/Ka, bem mais elevada do

que a obtida para o testemunho LAC-24, conforme pode ser visto abaixo. Essa observação é condizente com o fato de esse ser o mais proximal dentre os testemunhos estudados (lâmina d'água de 700 m), conforme pode ser visto na figura 3.

A taxa de sedimentação holocênica calculada para o testemunho LAC-30 (lâmina d'água de 1460 m) foi de 12,3 cm/Ka. Vicalvi (1999) estudou o testemunho 7-PC-05, no Cânion São Tóme, em um contexto geomorfológico semelhante, embora em faixa batimétrica distinta (lâmina d'água de 862 m); este autor encontrou uma taxa de sedimentação 14,1 cm/Ka para o Holoceno (Quadro 3), valor bastante próximo ao observado no LAC-30. Por outro lado, Bentes (2006) estudou o testemunho LAC-29, também no Cânion Almirante Câmara, sob lâmina d'água de 1140 m (batimetria corrigida no presente trabalho), e encontrou uma taxa holocênica de 25,4 cm/ka (Quadro 3). Essa diferença na taxa de sedimentação entre dois testemunho próximos (LAC-30 e LAC-29), coletadas em uma mesma feição geomorfológica (cânion) demonstra que um estudo bioestratigráfico não pode limitar-se à análise dessa ferramenta específica, mas precisa recorrer também ao conhecimento de outros dados concernentes à area de estudo, como a batimetria, a declividade e o contexto geomorfológico local, para uma correta interpretação da dinâmica de sedimentação dessa área.

Também foi possível calcular para o testemunho LAC-30 a taxa de sedimentação entre o *datum* de último reaparecimento do plexo *Pulleniatina* (URP: 15-16 Ka) e o limite Pleistoceno/Holoceno (P/H: 11,7 Ka); nesse intervalo (URP-P/H) a taxa de sedimentação foi de 15,2 – 20,0 cm/ka. A taxa encontrada por Bentes (2006) para o mesmo intervalo no testemunho LAC-29 foi de 24,0-31,6 cm/Ka (Quadro 3), aproximadamente o dobro do LAC-30, como havia acontecido no Holoceno. Não foi possível calcular a taxa de sedimentação para a Subzona Y1 nesse testemunho, uma vez que o biohorizonte YP.3, que corresponde à base dessa subzona, não está presente.

As mais baixas taxas de sedimentação foram encontradas no LAC-24 (lâmina d'água de 2400 m), o que é condizente com sua posição mais distal em relação aos outros dois testemunhos. A taxa de sedimentação para o Holoceno é de 0,4 cm/Ka. Vicalvi (1999) estudando o testemunho CAM-92 (2375 m, batimetria próxima à do LAC-24), logo ao sul do cânion São Tomé, encontrou uma taxa de 1,7 cm/Ka para o Holoceno (Quadro 3). No entanto a comparação mais direta deve ser feita com Bentes (2006) que estudou o testemunho LAC-20 (2360 m) localizado no complexo de lobos Almirante Câmara, mesma área enfocada no presente trabalho, e encontrou uma taxa de 2,3 cm/Ka (Quadro 3). A explicação para essa diferença pode estar relacionada à erosão no LAC-24, já que esse poço está localizado em uma área do complexo de lobos mais deprimida em relação ao testemunho LAC-20 (Figura 4); uma eventual continuidade de um dos canais localizados sobre o lobo 5 em direção à feição “Caótico 2” (o canal “a”, nas Figuras 5 e 6) poderia ser o agente erosivo responsável pela pequena espessura do Holoceno registrada no LAC-24. A continuidade desses canais é uma hipótese plausível, considerando-se a limitação na resolução das linhas sísmicas que originaram a figura 6 do trabalho de Abreu (2005). No intervalo URP-P/H encontrou-se uma taxa de 1,7 – 2,2 cm/ka, condizente com aquela calculada por Bentes (2006) para o testemunho LAC-20 (1,0 – 1,3 cm/Ka). Não foi possível comparar a taxa calculada no presente trabalho para o intervalo URP-P/H com os estudos de Vicalvi (1999), uma vez que esse autor não fez cálculos para esse intervalo. Em relação à Subzona Y1, a taxa de sedimentação no testemunho LAC-24 foi de 2,1 – 2,3 cm/Ka. Bentes (2006) encontrou, no testemunho LAC-20, taxa de 4,1 – 4,5 cm/Ka para esse mesmo intervalo (Quadro 3). Vicalvi (1999) obteve taxas de sedimentação bastante baixas para toda a Biozona Y do testemunho CAM-92 (0,79 – 0,87 cm/Ka para Y1, conforme Quadro 3) e afirmou que esse fato seria causado por uma circulação mais rápida das águas de fundo do oceano Atlântico durante a fase glacial, impedindo assim a deposição de

sedimentos terrígenos em suspensão. Apesar da hipótese apresentada por Vicalvi (1999) explicar de modo bastante adequado a baixa taxa de sedimentação no CAM-92, ela não é suficiente para explicar porque os testemunhos LAC-24 e LAC-20, coletados relativamente próximos e aproximadamente sob a mesma lâmina d'água, apresentarem taxas tão mais altas. Alguma luz pode ser lançada sobre essa questão observando-se o MDE do fundo oceânico dessas áreas apresentado na figura 5. Nota-se nessa figura que o testemunho CAM-92 está localizado em uma área elevada, enquanto os testemunhos LAC-24 e LAC-20 localizam-se em uma área mais deprimida e ampla, e portanto mais propícia à deposição, o que justificaria a diferença nas taxas de sedimentação entre as duas áreas. A morfologia de fundo também ajuda na compreensão do porque da taxa de sedimentação no LAC-20 ser o dobro da taxa no LAC-24, uma vez esse testemunho está numa posição de maior declividade, o que pode ser visto pelo desvio da drenagem em direção ao LAC-24, o que torna esse local mais sujeito à erosão (Figura 5).

Quadro 2: Taxas de sedimentação calculadas para os testemunhos estudados (valores em cm/Ka).

URP = *datum* de último reaparecimento do plexo *Pulleniatina*;

P/H = limite Pleistoceno/Holoceno; N.D. = dado não disponível.

| | LAC-28 | LAC-30 | LAC-24 |
|-------------------|---------------|---------------|---------------|
| Biozona Z | N.D. | 12,3 | 0,4 |
| Intervalo URP-P/H | N.D. | 15,2 – 20,0 | 1,7 – 2,2 |
| Subzona Y1 | N.D. | N.D. | 2,1 – 2,3 |

Quadro 3: Taxas de sedimentação em testemunhos utilizados para comparação (valores em cm/Ka).

URP = *datum* de último reaparecimento do plexo *Pulleniatina*;

P/H = limite Pleistoceno/Holoceno; N.D. = dado não disponível.

| | LAC-20 (Bentes, 2006) | LAC-29 (Bentes, 2006) | 7-PC-05 (Vicalvi, 1999) | CAM-92 (Vicalvi, 1999) |
|-------------------|--|--|--|---|
| Biozona Z | 2,3 | 25,4 | 14,1 | 1,7 |
| Intervalo URP-P/H | 1,0 – 1,3 | 24,0-31,6 | N.D. | N.D. |
| Subzona Y1 | 4,1 – 4,5 | ----- | ----- | 0,79 – 0,87 |

7 O TESTEMUNHO LAC-24 E VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NO FINAL DO QUATERNÁRIO

Por ser o mais completo entre os testemunhos analisados no presente trabalho, o LAC-24 foi o único que permitiu uma discussão da relação entre a sedimentação na área do Sistema Almirante Câmara e variações do nível do mar no Pleistoceno Final – Holoceno.

Nesse testemunho, observa-se que a maior frequência de níveis de areia intercalados ocorre justamente no intervalo reconhecido como Biozona X; observa-se também nesse intervalo, mesmo nas argilas amostradas, as mais baixas percentagens de foraminíferos planctônicos, que variam entre 23,2% e 92,1% (Apêndices E e F), quando nessa faixa batimétrica seriam esperados valores entre 98% e 100% (Boersma, 1983). Essas duas características indicam a presença de sedimentos remobilizados provenientes da plataforma e talude superior/médio. O modelo de sedimentação na Bacia de Campos apresentado por Vicalvi (1999) prevê que movimentos de massa coincidem com intervalos glaciais. Damuth *et al.* (1988), estudando o leque de mar profundo do Amazonas, identificou no perfil litológico composto da área um intervalo turbidítico que corresponde ao início do último glacial e também à parte superior da Biozona X. O autor correlacionou esse intervalo com o rebaixamento relativo do nível do mar que ocorreu por volta de 92 – 84 Ka (Figura 8). As intercalações de areias finas e as baixas percentagens de foraminíferos planctônicos nas Subzonas X1 a X5 do testemunho LAC-24 poderiam igualmente ser explicadas por fluxos turbidíticos correlacionáveis, em seu conjunto, àquele identificado por Damuth *et al.* (1988) no leque do Amazonas.

Nesse testemunho, observa-se que não estão presentes as Subzonas Y5 e Y4 e parte da Subzona Y3. Vicalvi (1999) estudou um furo geológico no talude superior do campo de

Marlim (Bu-91/GI-10; lâmina d'água de 625 m), Bacia de Campos, no qual encontrou resultado semelhantes ao do LAC-24, em relação a Biozona Y. Esse autor atribuiu a existência de um hiato na base da Y3 a um de movimento de massa, que pode ter removido ou incorporado uma seção substancial de sedimentos da base da Y3 e das subzonas Y4 e Y5 inteiras. O hiato encontrado no testemunho LAC-24 pode ser correlacionado com aquele do furo Bu-91/GI-10, tanto bioestratigraficamente quanto geneticamente, sendo ambos relacionados com o rebaixamento relativo do nível do mar ocorrido por volta de 60–70 Ka (Figura 10). No entanto, é mais fácil imaginar um movimento de massa que cause erosão no talude superior (maior declividade; área do Bu-91/GI-10) do que na área do LAC-24 (talude inferior; baixa declividade). Assim, para entender melhor esse processo na área do Complexo de Lobos Almirante Câmara é necessário o estudo de outros testemunhos nessa área, que poderiam confirmar e explicar esse fenômeno.

Por volta de 13-15 cm, o testemunho LAC-24 apresenta uma ligeira diminuição nas percentagens de foraminíferos planctônicos, além de valor muito baixo de NF125 entre 10-12 cm, o que indica a ocorrência de escorregamentos nesses níveis. Essa é a única característica observada que poderia, com reservas, ser relacionada ao rebaixamento relativo do nível do mar ocorrido por volta de 18 Ka, correspondente ao Último Máximo Glacial (*Last Glacial Maximum – LGM*). Isso se deve ao fato de que os *data* utilizados (bio-horizonte YP.3, URP e limite Pleistoceno/Holoceno) não oferecem resolução para refletir eventuais hiatos que ocorram no intervalo, como o observado por Viana (1998) entre 12-16 ka na Bacia de Campos.

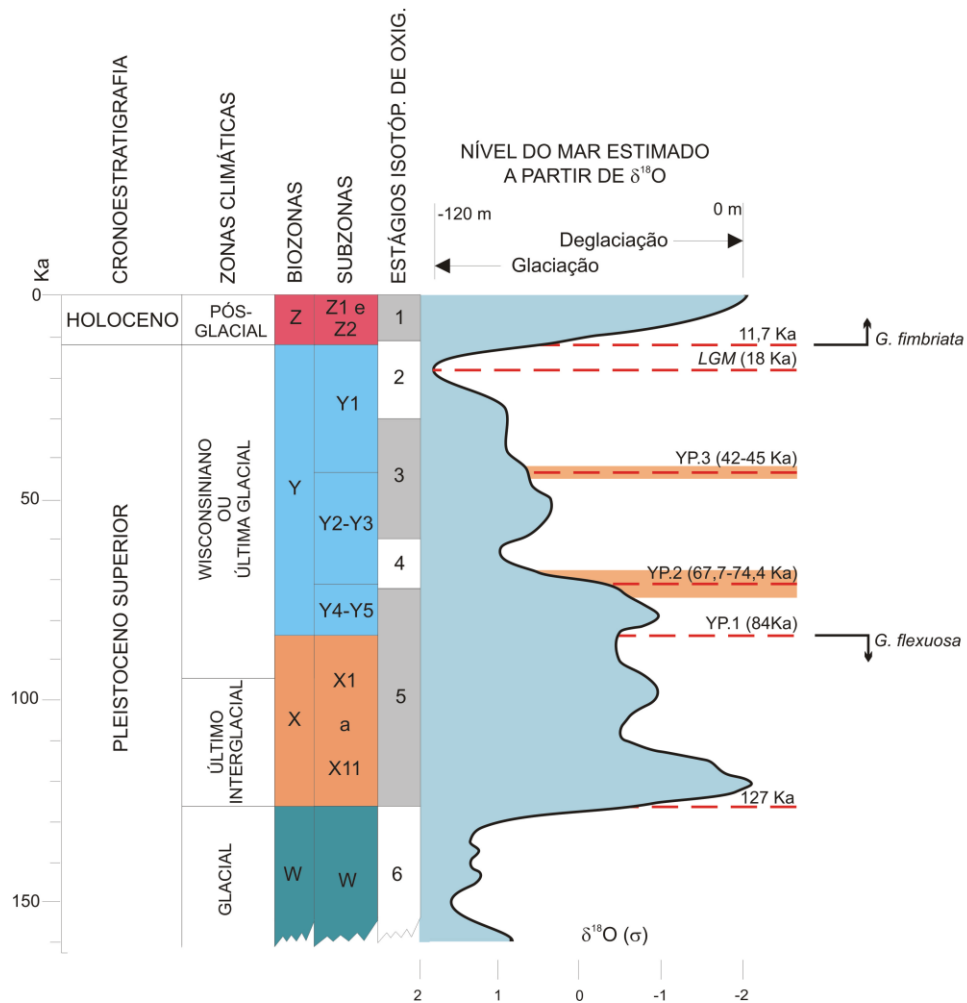


Figura 8: Diagrama mostrando a correlação entre o Quaternário superior, as zonas climáticas, as biozonas de Ericson & Wollin (1968), as subzonas de Vicalvi (1977, 1999), os estágios isotópicos de oxigênio de Emiliani (1955 e 1966) e as flutuações glácio-eustáticas do nível do mar. As faixas de cor laranja representam os intervalos de confiança das datações. YP.1, YP.2 e YP.3 são biohorizontes de desaparecimento do plexo *Pulleniatina* (veja Figura 1). LGM = Último Máximo Glacial. (Modificada de Damuth *et al.*, 1988 e Vicalvi, 1999)

8 CONCLUSÕES

Nos testemunhos estudados foram reconhecidas as Biozonas Z, Y e X de Ericson e Wollin (1968) e as Subzonas Z1, Z2, Y1, Y2, Y3, X1, X2, X3, X4 e X5 de Vicalvi (1997, 1999). No testemunho LAC-28 identificou-se apenas presença da Subzona Y1. As Subzonas Z1, Z2 e Y1 estão presentes no testemunho LAC-30. Todas as subzonas reconhecidas no presente trabalho ocorrem no testemunho LAC-24. Apesar de ser o mais completo dentre os testemunhos estudados, foi identificado um grande hiato erosivo no LAC-24 englobando parte da Subzona Y3, e as Subzonas Y4 e Y5 inteiras; atribuiu-se esse hiato a movimentos de massa relacionados ao rebaixamento relativo do nível do mar ocorrido aproximadamente entre 60 e 70 Ka. O rebaixamento eustático que ocorreu por volta de 92 – 84 Ka também foi reconhecido no testemunho LAC-24, através do aumento das percentagens de foraminíferos bentônicos e das frequentes intercalações de areia na Biozona X.

A geração de MDEs do fundo oceânico da área estudada foi de grande importância no auxílio à interpretação dos resultados bioestratigráficos, uma vez que as taxas de sedimentação foram condizentes com o contexto geomorfológico das localidades de cada testemunho estudado.

Referências Bibliográficas

- Abreu, C.J. 2005. *Complexo de Lobos do Sistema Depositional Moderno de Águas Profundas Almirante Câmara Imageado por Sísmica de Alta Resolução, Bacia de Campos*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 132p.
- Alves, E.C., Gorini, M.A., Rodrigues, P.C.H. & Silva, C.G. 1980. Estudo da sedimentação quaternária na região entre Rio Doce e Cabo Frio. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31. 1980. Anais... 1: 515 - 529.
- Bentes, D. 2006. *Análise Bioestratigráfica com Base e Foraminíferos de Três Testemunhos da Região do Sistema Almirante Câmara, Bacia de Campos, Brasil*. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Trabalho de Conclusão de Curso, 23p.
- Boersma, A. 1983. Foraminifera. *In: HAQ, B.U. & BOERSMA, A. (eds.). 1983. Introduction to Marine Micropaleontology*. Elsevier Biomedical, p. 19-78.
- Bolli, H.M. & Saunders, J. B. 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. *In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (eds.). 1985. Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, p. 156 - 262.
- Brehme, I. 1984. *Vales Submarinos entre o Banco de Abrolhos e Cabo Frio*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 116p.
- Childs, C. 2004. Interpolating surfaces in ArcGis Spatial Analyst. *ArcUser*, jul.-set.: 32 - 35. <www.esri.com>. Acessado em 09/06/09, 15:00h.
- Damuth, J.E.; Flood, R.D.; Kowsmann, R.O.; Belderson, R.H. & Gorini, M.A. 1988. Anatomy and growth pattern of Amazon Deep-Sea Fan as revealed by long-range side-scan

- sonar (GLORIA) and high-resolution seismic studies. *AAPG Bulletin*, 72 (8): 885 - 911.
- Emiliani, C. 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63 (6): 538 - 578.
- Emiliani, C. 1966. Paleotemperature analysis of the Caribbean cores P6304-8 and P6304-9, and a generalized temperature curve for the past 425,000 years. *Journal of Geology*, 74 (2): 109 - 126.
- Ericson, D.B. & Wollin, G. 1968. Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. *Science*, 162: 1227 - 1243.
- International Commission on Stratigraphy. 2008. *International Stratigraphic Chart*. <<http://www.stratigraphy.org/upload/ISChart2008.pdf>>. Acessado em 09/06/09, 15:00h.
- Fidalgo, T.S.L. 2006. Registro de variações paleoclimáticas em um testemunho a pistão do Leque Almirante Câmara (Bacia de Campos), nos últimos 42 - 45 Ka, através da análise de foraminíferos planctônicos. *In: JORNADA GIULIO MASSARANI DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, ARTÍSTICA E CULTURAL UFRJ*, 28. 2006. *Livro de Resumos...*, p. 240-241.
- Ferraz, D.B.A. 2006. Bioestratigrafia do quaternário superior de testemunhos a pistão provenientes do Cânion Almirante Câmara (Bacia de Campos, Brasil), com base em foraminíferos planctônicos. *In: JORNADA GIULIO MASSARANI DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, ARTÍSTICA E CULTURAL UFRJ*, 28. 2006. *Livro de Resumos...*, p. 242-243.
- Kennett, J.P. & Srinivasan, M.S. 1983. *Neogene Planktonic Foraminifera: a Phylogenetic Atlas*, Hutchinson Ross Publishing Company. 265p.

- Machado, L.C.R.; Kowsmann, R.O.; Almeida, Jr., W.; Murakami, C.Y.; Schreiner, S.; Miller, D.J. & Piauilino, P.O.V. 2004. Geometria da porção proximal do sistema deposicional turbidítico moderno da Formação Carapebus, Bacia de Campos: modelo para heterogeneidades de reservatório. *B. Geoci. Petrobras*, 12 (2): 287 - 315.
- Matos, R.S. 2004. *Análise do Sistema Turbidítico Almirante Câmara, Neógeno Superior da Bacia de Campos*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 80p.
- Sanjinés, A.E.S. 2006. *Biocronoestratigrafia E Correlação Gráfica de Três Testemunhos a Pistão do Talude Continental da Bacia de Campos, RJ – Brasil*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 121p, il.
- Silva, P.D.; Lima, L.A.M.; Fidalgo, T.S.L.; Silva, M.C.L. & Menescal, J.C.L.S. 2007. Novas análises da bioestratigrafia e variações paleoclimáticas registradas no testemunho LAC-24 (Leque Almirante Câmara, Bacia de Campos) nos últimos 126 ka, com base em foraminíferos. *In: JORNADA GIULIO MASSARANI DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, ARTÍSTICA E CULTURAL UFRJ, 29. 2007. Livro de Resumos...*, p. 250-251.
- Tomaz, E.A., Mello, C.L.; Silva, R.C.B. & Abreu, C. J. 2004. Integração de dados estruturais ao longo da margem continental da Bacia de Campos, região da planície costeira do rio Paraíba do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO E GÁS, 3. 2004. Resumos Expandidos...*, ABGP. Disponível em: www.portalabpg.org.br/PDPetro/3/trabalhos/IBP0504_05.pdf. Acessado em 06/07/09, 13:20h.

- Viana, A.R. 1998. *Le rôle et l'enregistrement des courants océaniques dans les dépôts de marges continentales: la marge du bassin Sud-Est Brésilien*. Université de Bordeaux I, França, Tese de Doutorado, 364p. + anexos.
- Vicalvi, M.A., 1997. Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático dos sedimentos do Quaternário Superior do talude da Bacia de Campos, RJ, Brasil. *B. Geoci. Petrobras*, 11 (1/2): 132 - 165.
- Vicalvi, M.A., 1999. *Zoneamento Bioestratigráfico e Paleoclimático do Quaternário Superior do Talude da Bacia de Campos e Platô de São Paulo Adjacente, com Base em Foraminíferos Planctônicos*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 183p.
- Winter, W.R.; Jahnert, R.J. & França, A.B. 2007. Bacia de Campos. *B. Geoci. Petrobras*, 15 (2): 511 - 529.

APÊNDICES

LEGENDA:

> 250 = fração com diâmetro > 0,250 mm

total = fração com diâmetro > 0,250 mm + fração com diâmetro entre 0,125 e 0,250 mm

G fimb = *Globorotalia fimbriata* (1 = presente; 0 = ausente)

G flex = *Globorotalia tumida flexuosa* (1 = presente; 0 = ausente)

px men = plexo *Globorotalia menardii*

px Pull = plexo *Pulleniatina*

G trunc = *Globorotalia truncatulinoides s.l.*

G inf = *Globorotalia inflata*

G crass = *Globorotalia crassaformis s.l.*

G cong = *Globigerinoides conglobatus*

N dut = *Neogloboquadrina dutertrei dutertrei*

O uni = *Orbulina universa*

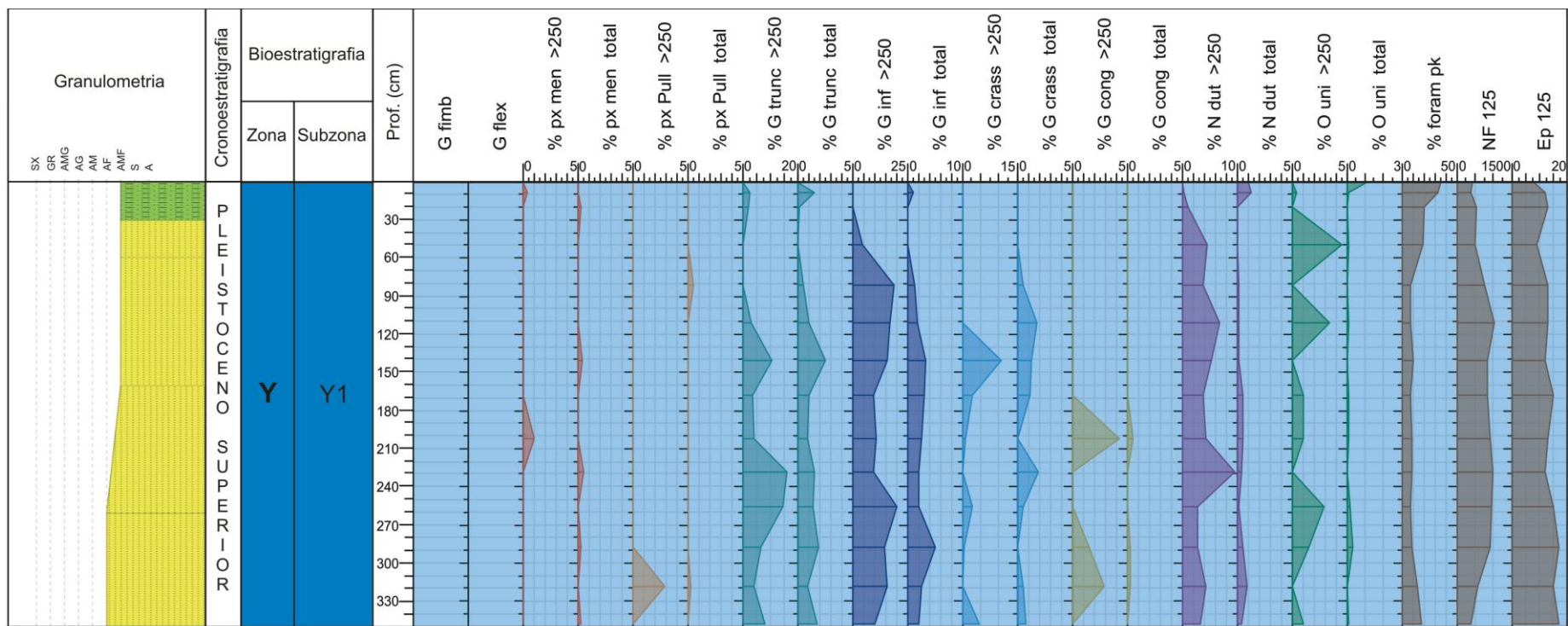
% foram pk = porcentagem de foraminíferos planctônicos na fração > 0,125 mm

NF 125 = número de carapaças de foraminíferos por grama de sedimento, na fração com diâmetro > 0,125 mm

Apêndice A: Porcentagem dos foraminíferos planctônicos bioestratigraficamente significativos nas frações > 125 µm do testemunho LAC-

| Prof. (cm) | Bioestratigrafia | | Cronoestratigrafia | G fimb | G flex | % px men >250 | % px men total | % px Pull >250 | % px Pull total | % G trunc >250 | % G trunc total | % G inf >250 | % G inf total | % G crass >250 | % G crass total | % G cong >250 | % G cong total | % N dut >250 | % N dut total | % O uni >250 | % O uni total | % foram pk | NF 125 | Ep 125 |
|------------|------------------|---------|--------------------|--------|--------|---------------|----------------|----------------|-----------------|----------------|-----------------|--------------|---------------|----------------|-----------------|---------------|----------------|--------------|---------------|--------------|---------------|------------|--------|--------|
| | Biozona | Subzona | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0-2 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,1 | 0,0 | 1,1 | 35,5 | 414 | 8 |
| 7-10 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,4 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 2,5 | 1,6 | 0,0 | 1,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,4 | 1,3 | 0,4 | 0,1 | 33,2 | 384 | 12 |
| 18-21 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,3 | 0,0 | 0,0 | 2,2 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,1 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 21,1 | 555 | 13 |
| 48-50 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 4,5 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 4,5 | 0,1 | 4,5 | 0,1 | 19,2 | 519 | 9 |
| 80-82 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,6 | 19,2 | 1,4 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,0 | 3,8 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 8,4 | 775 | 13 |
| 110-112 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 3,4 | 1,0 | 17,2 | 1,9 | 0,0 | 1,8 | 0,0 | 0,0 | 6,9 | 0,2 | 3,4 | 0,1 | 8,3 | 1048 | 13 |
| 140-142 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,4 | 0,0 | 0,0 | 10,5 | 2,6 | 15,8 | 3,3 | 10,5 | 1,3 | 0,0 | 0,0 | 5,3 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 10,0 | 841 | 12 |
| 167-169 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 3,9 | 1,0 | 9,7 | 3,1 | 2,9 | 1,2 | 0,0 | 0,0 | 3,9 | 0,5 | 1,0 | 0,1 | 7,9 | 827 | 15 |
| 201-203 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 1,1 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 4,3 | 0,9 | 10,8 | 2,5 | 1,1 | 0,1 | 4,3 | 0,5 | 4,3 | 0,5 | 1,1 | 0,1 | 9,4 | 922 | 13 |
| 227-229 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,5 | 0,0 | 0,0 | 16,1 | 1,5 | 9,7 | 2,2 | 0,0 | 1,9 | 0,0 | 0,0 | 9,7 | 0,4 | 0,0 | 0,0 | 9,4 | 978 | 12 |
| 255-257 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 14,7 | 1,4 | 20,6 | 2,0 | 2,9 | 0,5 | 0,0 | 0,0 | 2,9 | 0,2 | 2,9 | 0,2 | 7,6 | 961 | 15 |
| 287-289 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,3 | 0,0 | 0,0 | 6,6 | 1,9 | 14,6 | 5,1 | 0,7 | 0,1 | 1,5 | 0,3 | 2,9 | 0,5 | 1,5 | 0,3 | 9,1 | 925 | 17 |
| 317-319 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 2,9 | 0,3 | 4,3 | 0,9 | 15,9 | 2,5 | 0,0 | 0,5 | 2,9 | 0,3 | 4,3 | 0,9 | 0,0 | 0,0 | 14,9 | 577 | 15 |
| 347-349 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,3 | 0,0 | 0,0 | 8,0 | 1,8 | 10,3 | 2,1 | 4,6 | 0,8 | 0,0 | 0,0 | 3,4 | 0,4 | 1,1 | 0,1 | 17,7 | 407 | 17 |

Apêndice B: Ocorrência e variação das principais espécies estudadas e interpretação bioestratigráfica do LAC-28.



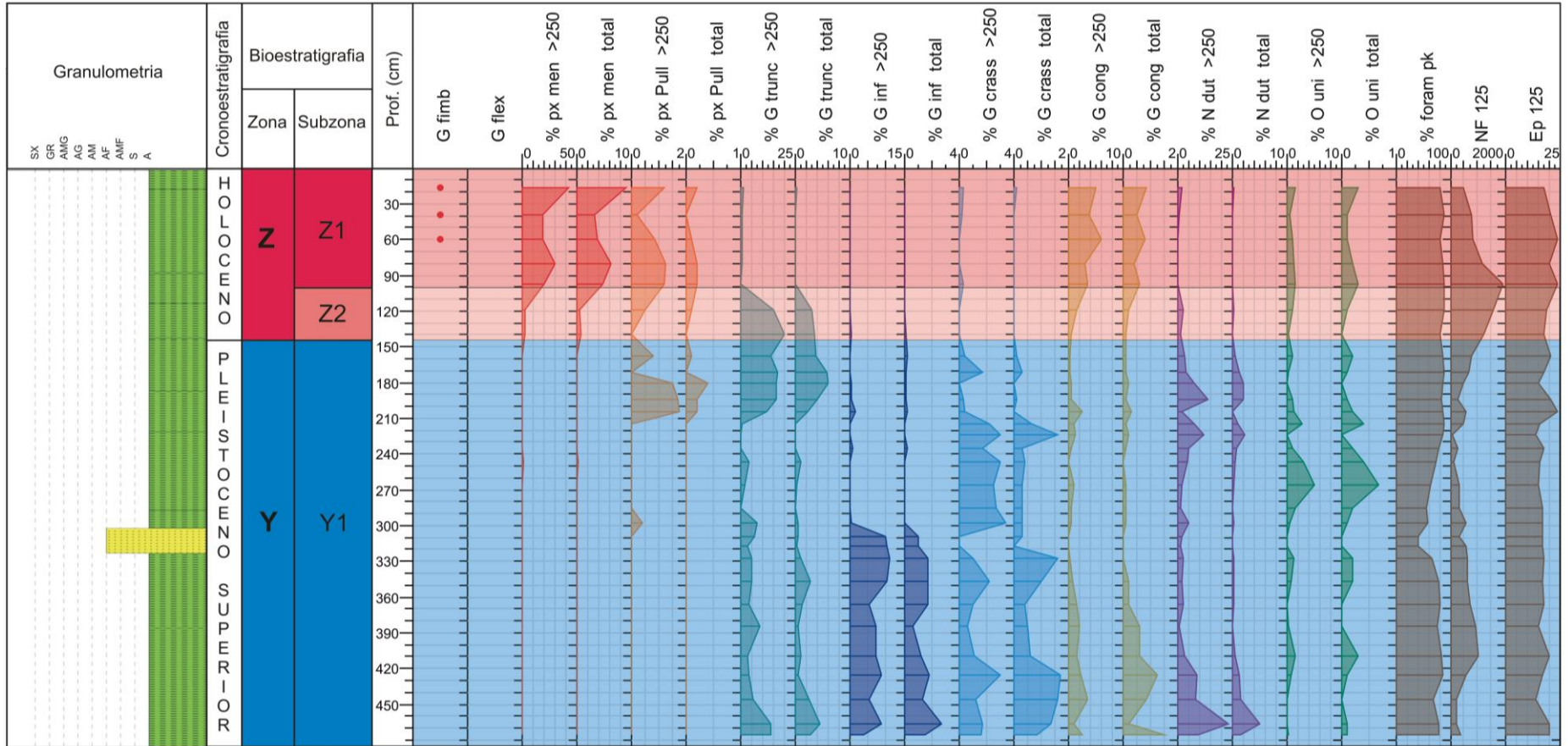
Prof. Máxima: 3,49 m

PANGAEA/PanPlot

Apêndice C: Porcentagem dos foraminíferos planctônicos bioestratigraficamente significativos nas frações > 125 mm do testemunho LAC-

| | Prof (cm) | Bioestratigrafia | | Cronoestratigrafia | G fimb | G flex | % px men >250 | % px men total | % px Pull >250 | % px Pull total | % G trunc >250 | % G trunc total | % G inf >250 | % G inf total | % G crass >250 | % G crass total | % G cong >250 | % G cong total | % N dut >250 | % N dut total | % O uni >250 | % O uni total | % foram pk | NF 125 | Ep 125 |
|--|-----------|------------------|---------|--------------------|--------|--------|---------------|----------------|----------------|-----------------|----------------|-----------------|--------------|---------------|----------------|-----------------|---------------|----------------|--------------|---------------|--------------|---------------|------------|--------|--------|
| | | Biozona | Subzona | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 16-18 | Z | Z1 | Holoceno | 1 | 0 | 43,6 | 9,0 | 1,2 | 0,2 | 1,8 | 0,3 | 0,0 | 0,0 | 0,3 | 0,1 | 5,1 | 0,9 | 2,1 | 0,4 | 1,5 | 0,3 | 82,4 | 475 | 18 |
| | 38-40 | Z | Z1 | Holoceno | 1 | 0 | 19,1 | 3,3 | 0,2 | 0,0 | 0,7 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 3,9 | 0,5 | 1,2 | 0,1 | 0,7 | 0,1 | 87,9 | 768 | 21 |
| | 59-61 | Z | Z1 | Holoceno | 1 | 0 | 18,9 | 3,8 | 0,9 | 0,1 | 0,7 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 6,1 | 0,8 | 0,2 | 0,0 | 1,1 | 0,1 | 82,1 | 849 | 24 |
| | 79-81 | Z | Z1 | Holoceno | 0 | 0 | 31,0 | 6,3 | 1,3 | 0,2 | 1,0 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 3,0 | 0,4 | 0,0 | 0,0 | 1,3 | 0,2 | 85,8 | 1179 | 20 |
| | 96-98 | Z | Z1 | Holoceno | 0 | 0 | 20,2 | 4,9 | 1,2 | 0,2 | 0,6 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,3 | 0,0 | 3,7 | 0,6 | 0,3 | 0,0 | 1,7 | 0,3 | 88,7 | 1944 | 24 |
| | 118-120 | Z | Z2 | Holoceno | 0 | 0 | 3,7 | 0,0 | 0,5 | 0,1 | 15,6 | 3,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,7 | 0,2 | 2,7 | 0,3 | 1,0 | 0,1 | 88,2 | 1554 | 19 |
| | 139-141 | Z | Z2 | Holoceno | 0 | 0 | 2,5 | 0,9 | 0,0 | 0,0 | 20,1 | 3,6 | 0,7 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,7 | 0,1 | 1,4 | 0,2 | 0,4 | 0,0 | 81,4 | 1204 | 18 |
| | 157-159 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,8 | 0,1 | 14,1 | 3,8 | 0,0 | 0,2 | 0,4 | 0,1 | 0,4 | 0,1 | 3,5 | 0,5 | 1,2 | 0,2 | 85,9 | 778 | 21 |
| | 170-172 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 17,2 | 5,8 | 0,3 | 0,1 | 1,7 | 0,3 | 0,3 | 0,1 | 4,3 | 1,4 | 0,3 | 0,1 | 89,4 | 673 | 18 |
| | 179-181 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 1,5 | 0,4 | 16,8 | 6,2 | 0,4 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,7 | 0,2 | 8,0 | 2,2 | 0,0 | 0,0 | 85,8 | 475 | 15 |
| | 193-195 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 1,7 | 0,2 | 16,8 | 4,1 | 0,7 | 0,1 | 0,3 | 0,1 | 0,7 | 0,1 | 14,1 | 2,2 | 1,0 | 0,1 | 83,1 | 253 | 21 |
| | 204-206 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 1,8 | 0,2 | 12,2 | 2,3 | 1,8 | 0,2 | 0,4 | 0,0 | 2,5 | 0,3 | 2,2 | 0,2 | 1,4 | 0,2 | 86,9 | 568 | 24 |
| | 214-216 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,0 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 2,3 | 0,7 | 1,0 | 0,1 | 7,8 | 1,2 | 2,9 | 0,4 | 89,4 | 454 | 16 |
| | 223-225 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 3,1 | 1,6 | 1,3 | 0,2 | 11,9 | 2,4 | 0,0 | 0,0 | 85,1 | 95 | 14 |
| | 234-236 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,1 | 0,2 | 1,8 | 0,3 | 0,7 | 0,1 | 5,5 | 0,8 | 1,1 | 0,2 | 77,9 | 252 | 18 |
| | 246-248 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 1,9 | 0,3 | 0,0 | 0,0 | 4,3 | 1,0 | 0,0 | 0,0 | 3,1 | 0,4 | 0,0 | 0,0 | 4,9 | 0,7 | 3,1 | 0,4 | 73,6 | 150 | 16 |
| | 265-267 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,4 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 2,1 | 0,3 | 0,0 | 0,0 | 2,5 | 0,3 | 1,1 | 0,1 | 2,1 | 0,3 | 5,0 | 0,7 | 62,7 | 328 | 15 |
| | 284-286 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,5 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 2,7 | 0,3 | 0,5 | 0,1 | 1,6 | 0,2 | 1,6 | 0,2 | 55,8 | 304 | 17 |
| | 297-299 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,4 | 0,0 | 0,4 | 0,0 | 7,5 | 0,6 | 0,4 | 0,0 | 3,4 | 0,3 | 0,7 | 0,1 | 5,2 | 0,4 | 0,7 | 0,1 | 57,6 | 555 | 17 |
| | 308-310 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 1,1 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 6,5 | 0,5 | 9,8 | 1,0 | 0,0 | 0,3 | 0,0 | 0,0 | 2,2 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 40,1 | 313 | 17 |
| | 316-318 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 3,6 | 0,4 | 10,3 | 1,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,3 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 40,4 | 560 | 17 |
| | 326-328 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 5,6 | 1,1 | 10,9 | 1,8 | 1,0 | 1,6 | 0,3 | 0,0 | 2,6 | 0,3 | 1,4 | 0,2 | 67,0 | 640 | 18 |
| | 346-348 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 5,5 | 2,8 | 10,4 | 1,7 | 2,3 | 1,0 | 0,9 | 0,2 | 2,3 | 0,4 | 0,9 | 0,2 | 77,5 | 639 | 17 |
| | 365-367 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 4,1 | 1,4 | 5,5 | 1,8 | 1,0 | 0,4 | 1,7 | 0,2 | 2,6 | 0,4 | 0,2 | 0,0 | 81,0 | 734 | 18 |
| | 383-385 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 9,3 | 0,7 | 7,4 | 0,6 | 0,7 | 0,5 | 2,2 | 0,6 | 0,7 | 0,1 | 0,4 | 0,0 | 76,3 | 924 | 15 |
| | 408-410 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 3,6 | 1,0 | 7,4 | 1,3 | 1,1 | 0,6 | 1,5 | 0,6 | 3,2 | 0,6 | 1,5 | 0,3 | 83,8 | 1044 | 20 |
| | 424-426 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 4,2 | 0,6 | 8,8 | 1,9 | 3,1 | 1,7 | 2,3 | 1,3 | 9,3 | 1,3 | 0,8 | 0,1 | 87,4 | 570 | 17 |
| | 445-447 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 5,8 | 2,6 | 5,4 | 1,4 | 1,2 | 1,6 | 3,7 | 0,9 | 8,3 | 1,6 | 0,0 | 0,0 | 67,9 | 219 | 14 |
| | 465-467 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 14,3 | 4,6 | 8,9 | 2,8 | 1,7 | 1,4 | 1,0 | 0,2 | 23,2 | 5,2 | 0,2 | 0,1 | 78,4 | 240 | 20 |
| | 474-476 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 14,2 | 2,8 | 3,9 | 1,5 | 1,6 | 0,9 | 2,7 | 1,5 | 9,7 | 1,7 | 0,4 | 0,1 | 78,6 | 356 | 20 |

Apêndice D: Ocorrência e variação das principais espécies estudadas e interpretação bioestratigráfica do LAC-30.



Prof. Máxima: 4,85 m

PANGAEA/PanPlot

Apêndice E: Porcentagem dos foraminíferos planctônicos bioestratigraficamente significativos nas frações > 125 µm do testemunho LAC-

24.

| | Prof (cm) | Bioestratigrafia | | Cronoestratigrafia | G fimb | G flex | % px men >250 | % px men total | % px Pull >250 | % px Pull total | % G trunc >250 | % G trunc total | % G inf >250 | % G inf total | % G crass >250 | % G crass total | % G cong >250 | % G cong total | % N dut >250 | % N dut total | % O uni >250 | % O uni total | % foram pk | NF 125 | Ep 125 |
|------------------------------------|-----------|------------------|---------|--------------------|--------|--------|---------------|----------------|----------------|-----------------|----------------|-----------------|--------------|---------------|----------------|-----------------|---------------|----------------|--------------|---------------|--------------|---------------|------------|--------|--------|
| | | Biozona | Subzona | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 0-1 | Z | Z1 | Holoceno | 0 | 0 | 15,9 | 4,5 | 0,9 | 0,2 | 1,8 | 0,5 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 3,4 | 0,9 | 1,2 | 0,3 | 2,8 | 0,7 | 98,4 | 4048 | 22 |
| | 1-2 | Z | Z2 | Holoceno | 0 | 0 | 9,6 | 1,6 | 0,0 | 0,0 | 9,6 | 2,3 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 3,2 | 0,5 | 1,6 | 0,2 | 4,0 | 0,1 | 98,2 | 5620 | 21 |
| | 2-3 | Z | Z2 | Holoceno | 0 | 0 | 1,6 | 0,2 | 0,2 | 0,0 | 16,9 | 2,4 | 0,4 | 0,1 | 0,4 | 0,1 | 1,4 | 0,2 | 2,0 | 0,3 | 2,4 | 0,8 | 98,2 | 2901 | 17 |
| | 3-4 | Z | Z2 | Holoceno | 0 | 0 | 4,1 | 0,8 | 0,2 | 0,0 | 12,1 | 3,1 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,4 | 0,6 | 1,6 | 0,3 | 2,1 | 0,4 | 99,2 | 1813 | 17 |
| | 4-5 | Z | Z2 | Holoceno | 0 | 0 | 2,6 | 0,5 | 1,0 | 0,2 | 14,0 | 4,0 | 0,6 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 1,2 | 0,2 | 2,3 | 0,5 | 1,0 | 0,2 | 98,8 | 1316 | 22 |
| Limite Pleistoceno/Holoceno | 5-6 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,5 | 0,3 | 0,8 | 0,1 | 14,5 | 2,2 | 0,5 | 0,1 | 0,8 | 0,4 | 1,6 | 0,2 | 1,3 | 0,2 | 1,1 | 0,1 | 97,8 | 1179 | 21 |
| | 8-9 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,8 | 0,3 | 9,7 | 3,3 | 3,0 | 0,6 | 1,5 | 0,0 | 0,8 | 0,1 | 5,6 | 1,1 | 1,0 | 0,2 | 98,3 | 3393 | 22 |
| | 10-12 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 1,2 | 0,2 | 7,0 | 1,0 | 1,5 | 0,4 | 0,6 | 0,4 | 0,3 | 0,0 | 3,6 | 0,5 | 2,7 | 0,4 | 99,8 | 370 | 21 |
| Retorno Pull. 15-16 ka | 12-13 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,3 | 0,0 | 3,2 | 0,4 | 2,2 | 0,6 | 2,2 | 0,7 | 0,0 | 0,0 | 1,9 | 0,2 | 3,2 | 0,4 | 97,6 | 4391 | 17 |
| | 13-14 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,5 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 5,4 | 1,8 | 5,4 | 1,4 | 1,4 | 0,3 | 0,5 | 0,5 | 2,7 | 0,6 | 4,8 | 1,1 | 98,0 | 1631 | 25 |
| | 14-15 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,4 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 4,8 | 1,4 | 2,6 | 0,5 | 1,5 | 0,3 | 0,4 | 0,1 | 2,2 | 0,4 | 4,4 | 0,8 | 99,0 | 2504 | 20 |
| | 15-16 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 4,7 | 0,6 | 6,2 | 2,0 | 2,0 | 0,8 | 0,2 | 0,0 | 2,7 | 0,3 | 3,2 | 0,4 | 98,4 | 2576 | 16 |
| | 16-17 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 1,0 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,3 | 1,1 | 9,5 | 2,0 | 1,0 | 1,1 | 0,7 | 0,1 | 1,3 | 0,2 | 2,3 | 0,3 | 99,8 | 3341 | 19 |
| | 17-18 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 5,7 | 1,4 | 10,5 | 2,4 | 0,6 | 0,1 | 1,2 | 0,2 | 1,2 | 0,2 | 2,0 | 0,3 | 98,2 | 2474 | 23 |
| | 18-19 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 6,5 | 1,2 | 7,3 | 2,7 | 5,7 | 2,1 | 1,0 | 0,1 | 2,3 | 0,3 | 0,6 | 0,1 | 99,2 | 3236 | 20 |
| | 23-25 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,3 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 6,0 | 1,3 | 9,6 | 1,9 | 1,3 | 1,5 | 1,7 | 0,2 | 0,3 | 0,0 | 1,0 | 0,1 | 98,0 | 3793 | 18 |
| | 25-26 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,5 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 6,0 | 1,4 | 11,7 | 2,6 | 1,6 | 2,0 | 1,6 | 0,3 | 0,3 | 0,1 | 0,3 | 0,1 | 98,7 | 1515 | 19 |
| | 27-28 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 5,8 | 3,5 | 13,0 | 3,0 | 1,9 | 1,0 | 2,4 | 0,5 | 2,9 | 0,6 | 0,5 | 0,1 | 98,7 | 1686 | 18 |
| | 29-30 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 5,2 | 1,7 | 15,5 | 4,0 | 0,7 | 0,2 | 2,4 | 0,4 | 1,7 | 0,3 | 0,7 | 0,1 | 98,9 | 2640 | 17 |
| | 31-32 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 6,6 | 1,7 | 8,3 | 1,7 | 2,2 | 1,3 | 1,5 | 0,1 | 1,5 | 0,1 | 2,9 | 0,3 | 99,5 | 3591 | 18 |
| | 35-36 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 2,2 | 0,4 | 7,5 | 1,6 | 1,4 | 1,1 | 2,2 | 0,6 | 1,7 | 0,3 | 2,2 | 0,4 | 99,2 | 3190 | 16 |
| | 37-38 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,3 | 1,0 | 1,2 | 2,2 | 0,6 | 0,8 | 0,0 | 0,4 | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 0,1 | 98,4 | 2132 | 21 |
| | 41-42 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 5,3 | 1,4 | 7,8 | 2,1 | 3,4 | 1,3 | 1,6 | 0,3 | 1,6 | 0,3 | 0,9 | 0,2 | 99,1 | 2405* | 17 |
| | 45-46 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 6,7 | 1,2 | 12,2 | 2,6 | 2,0 | 1,4 | 0,4 | 0,0 | 5,5 | 0,7 | 2,4 | 0,3 | 99,3 | 2884* | 16 |
| | 49-50 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 2,5 | 0,7 | 5,1 | 1,4 | 1,5 | 0,5 | 4,7 | 0,8 | 7,6 | 1,3 | 1,8 | 0,3 | 96,5 | 2157* | 16 |
| | 60-61 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,5 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 5,5 | 1,8 | 5,3 | 2,2 | 1,0 | 2,1 | 1,3 | 0,2 | 8,3 | 1,6 | 0,5 | 0,1 | 98,1 | 1674 | 18 |
| | 65-67 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,9 | 0,4 | 0,3 | 0,1 | 6,2 | 1,6 | 3,8 | 1,2 | 0,6 | 0,1 | 0,6 | 0,1 | 5,0 | 1,2 | 0,6 | 0,1 | 86,5 | 1637 | 21 |
| | 67-68 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,4 | 0,1 | 22,1 | 8,9 | 9,8 | 3,8 | 0,7 | 0,8 | 0,4 | 0,1 | 2,5 | 0,7 | 2,1 | 0,6 | 96,3 | 1700 | 16 |
| | 68-69 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,7 | 0,2 | 27,0 | 10,7 | 9,7 | 7,5 | 0,7 | 0,8 | 0,4 | 0,1 | 1,1 | 0,2 | 2,2 | 0,5 | 98,1 | 2135 | 16 |
| | 69-70 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 1,2 | 0,3 | 22,5 | 7,6 | 12,1 | 5,1 | 0,0 | 0,3 | 0,6 | 0,1 | 2,3 | 1,3 | 0,9 | 0,2 | 97,1 | 1312 | 20 |
| | 70-71 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 1,0 | 0,2 | 16,3 | 3,9 | 8,7 | 6,6 | 0,0 | 0,0 | 0,7 | 0,7 | 1,4 | 1,7 | 0,7 | 0,1 | 98,1 | 2234 | 13 |
| | 71-72 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,5 | 0,1 | 2,8 | 0,5 | 21,9 | 4,5 | 1,1 | 2,8 | 0,9 | 1,6 | 0,7 | 0,1 | 0,9 | 1,6 | 0,7 | 0,1 | 92,9 | 1857 | 23 |
| Limite Y2/Y1 42-45 Ka A.P. | 72-73 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 4,7 | 1,3 | 16,6 | 7,6 | 15,7 | 5,0 | 0,6 | 0,6 | 1,1 | 0,2 | 1,4 | 0,3 | 1,9 | 0,4 | 96,0 | 1354 | 17 |
| | 73-74 | Y | Y1 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,9 | 0,3 | 3,5 | 0,7 | 13,9 | 3,0 | 13,0 | 4,5 | 0,4 | 0,6 | 2,2 | 0,4 | 0,0 | 0,2 | 1,7 | 0,3 | 95,0 | 1963 | 26 |
| | 74-75 | Y | Y2 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 6,6 | 0,9 | 7,6 | 1,4 | 14,8 | 2,9 | 0,6 | 0,4 | 0,9 | 0,1 | 0,9 | 0,1 | 1,8 | 0,3 | 99,3 | 1970 | 22 |
| | 78-80 | Y | Y2 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 9,1 | 1,5 | 3,3 | 0,5 | 10,4 | 2,9 | 1,8 | 1,6 | 3,0 | 0,5 | 1,5 | 0,6 | 3,0 | 0,5 | 97,3 | 1971 | 21 |
| | 96-98 | Y | Y2 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 12,7 | 2,1 | 5,5 | 2,0 | 10,4 | 3,9 | 1,6 | 0,7 | 3,2 | 0,5 | 1,9 | 0,5 | 0,3 | 0,1 | 96,4 | 1535 | 19 |
| | 104-106 | Y | Y2 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,4 | 0,1 | 8,0 | 2,6 | 2,8 | 0,9 | 7,2 | 3,4 | 2,4 | 0,8 | 2,4 | 0,8 | 2,0 | 0,9 | 2,0 | 0,7 | 96,2 | 1253 | 18 |
| | 118-120 | Y | Y2 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 7,4 | 1,2 | 2,0 | 0,8 | 7,2 | 1,7 | 0,2 | 1,1 | 2,2 | 0,3 | 2,4 | 0,4 | 1,3 | 0,2 | 98,1 | 2399 | 22 |
| | 137-139 | Y | Y3 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,5 | 0,1 | 2,3 | 0,5 | 5,0 | 2,1 | 2,3 | 1,1 | 0,9 | 0,6 | 1,4 | 0,3 | 1,4 | 0,7 | 0,9 | 0,2 | 97,6 | 3258 | 23 |
| | 157-159 | Y | Y3 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 4,0 | 0,8 | 14,5 | 5,3 | 2,8 | 0,9 | 0,8 | 0,5 | 0,4 | 0,1 | 0,4 | 0,1 | 1,6 | 0,3 | 94,6 | 549 | 22 |
| | 177-179 | Y | Y3 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 2,4 | 0,1 | 2,4 | 0,5 | 2,4 | 0,3 | 0,0 | 0,6 | 12,2 | 0,7 | 4,0 | 0,6 | 0,0 | 0,0 | 88,5 | 109 | 15 |
| | 198-200 | Y | Y3 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 2,2 | 0,4 | 5,2 | 1,2 | 0,9 | 0,3 | 2,2 | 0,4 | 6,0 | 1,2 | 1,3 | 0,3 | 0,4 | 0,1 | 96,1 | 490 | 19 |
| | 223-225 | Y | Y3 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 1,3 | 0,2 | 3,0 | 1,0 | 3,0 | 0,5 | 0,7 | 0,1 | 10,2 | 1,8 | 2,0 | 0,3 | 0,3 | 0,1 | 89,3 | 197 | 20 |
| Base Y3 < ou = 67,7 - 74,4 Ka A.P. | 241-243 | Y | Y3 | Pleistoceno | 0 | 0 | 1,6 | 0,2 | 2,4 | 0,3 | 2,4 | 0,3 | 1,6 | 1,3 | 0,8 | 1,2 | 4,0 | 0,5 | 0,0 | 0,2 | 2,4 | 0,3 | 90,1 | 104 | 18 |
| Topo X1 > ou = 84 Ka A.P. | 258-260 | Y | Y3 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 12,0 | 2,3 | 6,0 | 2,7 | 8,0 | 2,7 | 0,0 | 1,2 | 4,0 | 0,8 | 4,0 | 1,6 | 0,0 | 0,0 | 87,8 | 30 | 15 |
| | 282-284 | X | X1 | Pleistoceno | 0 | 1 | 19,7 | 8,5 | 3,8 | 2,0 | 9,7 | 4,9 | 2,5 | 1,8 | 6,7 | 2,9 | 8,0 | 3,4 | 0,4 | 0,5 | 1,3 | 1,3 | 89,9 | 173 | 23 |
| | 305-307 | X | X2 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 20,0 | 5,9 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 23,2 | 21 | 4 |
| | 315-317 | X | X2 | Pleistoceno | 0 | 0 | 2,3 | 0,6 | 0,0 | 0,3 | 3,4 | 1,1 | 15,0 | 4,8 | 0,0 | 1,7 | 15,0 | 3,7 | 0,0 | 0,0 | 4,6 | 1,1 | 92,1 | 38 | 14 |
| | 330-332 | X | X2 | Pleistoceno | 0 | 0 | 3,5 | 0,7 | 1,8 | 0,4 | 1,8 | 0,7 | 12,3 | 3,3 | 0,0 | 0,0 | 8,8 | 1,8 | 1,8 | 0,4 | 0,0 | 0,0 | 74,6 | 74 | 15 |
| | 344-346 | X | X2 | Pleistoceno | 0 | 0 | 3,4 | 0,5 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 13,8 | 4,5 | 3,4 | 2,0 | 20,7 | 3,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 88,5 | 23 | 11 |
| | 355-357 | X | X2 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,4 | 0,1 | 1,7 | 0,3 | 1,2 | 0,2 | 16,1 | 7,0 | 4,5 | 2,4 | 5,0 | 0,9 | 0,0 | 0,0 | 1,7 | 0,3 | 43,2 | 225 | 22 |
| | 369-371 | X | X3 | Pleistoceno | 0 | 1 | 9,0 | 2,5 | 0,9 | 0,2 | 2,1 | 0,8 | 7,3 | 3,4 | 2,1 | 2,2 | 18,4 | 5,1 | 0,4 | 0,1 | 0,9 | 0,2 | 76,3 | 111 | 19 |
| | 386-388 | X | X3 | Pleistoceno | 0 | 1 | 17,8 | 5,1 | 3,5 | 1,0 | 5,4 | 1,9 | 3,5 | 1,9 | 5,4 | 1,6 | 17,8 | 6,0 | 1,5 | 0,4 | 2,0 | 0,6 | 57,3 | 122 | 20 |
| | 392-394 | X | X3 | Pleistoceno | 0 | 1 | 1,3 | 0,2 | 0,4 | 0,0 | 1,3 | 0,2 | 3,2 | 0,6 | 2,8 | 1,0 | 9,3 | 1,0 | 0,4 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 72,7 | 311 | 14 |
| | 402-404 | X | X3 | Pleistoceno | 0 | 0 | 2,8 | 0,6 | 1,4 | 0,3 | 2,8 | 0,6 | 4,2 | 1,1 | 1,4 | 1,7 | 20,8 | 4,3 | 0,0 | 0,0 | 1,4 | 0,3 | 76,7 | 121 | 18 |
| | 408-410 | X | X3 | Pleistoceno | 0 | 1 | 5,9 | 0,6 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 5,9 | 1,9 | 5,9 | 1,3 | 11,8 | 1,3 | 5,9 | 0,6 | 11,8 | 1,3 | 73,8 | 22 | 12 |
| | 424-426 | X | X4 | Pleistoceno | 0 | 0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | | | | | | | | | | | | | | | | |

Apêndice F: Ocorrência e variação das principais espécies estudadas e interpretação bioestratigráfica do LAC-24.

