



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE CARBONO E OXIGÊNIO EM
OSTRACODES DE DEPÓSITOS NEÓGENOS DA FORMAÇÃO
SOLIMÕES, ESTADO DO AMAZONAS**

Dissertação apresentada por:

MELISSA DO SOCORRO FONSÊCA DA SILVA

Orientadora: Prof.^a Dra. Maria Inês Feijó Ramos

**BELÉM
2011**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

S586c Silva, Melissa do Socorro Fonsêca da

Composição isotópica de carbono e oxigênio em ostracodes de depósitos Neógenos da Formação Solimões, estado do Amazonas / Melissa do Socorro Fonsêca da Silva; Orientador: Maria Inês Feijó Ramos - 2011.

xiii, 86 f.: il.

Dissertação (mestrado em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2011.

1. Geologia isotópica – Amazonas (Estado). 2. Formação Solimões. 3. *Cyprideis*. 4. Isótopos de carbono e oxigênio. I. Ramos, Maria Inês Feijó, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22º ed.: 541.388 098113



**Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências**

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

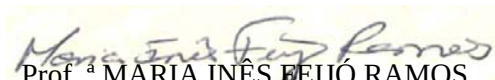
MELISSA DO SOCORRO FONSÊCA DA SILVA

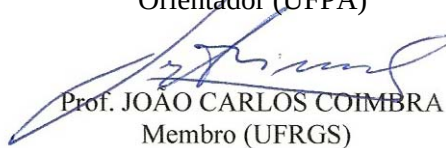
**COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE CARBONO E
OXIGÊNIO EM OSTRACODES DE DEPÓSITOS NEÓGENOS
DA FORMAÇÃO SOLIMÕES, ESTADO DO AMAZONAS**

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA

Data de Aprovação: 10 / 08 / 2011

Banca Examinadora:


Prof.ª MARIA INÊS FEIJÓ RAMOS
Orientador (UFPA)


Prof. JOÃO CARLOS COIMBRA
Membro (UFRGS)


Prof. FELIPE ANTONIO DE LIMA TOLEDO
Membro (USP)

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus que permite que aconteça tudo aquilo que sonhamos e desejamos, e minha família pela força para superar mais um desafio.

À Universidade Federal do Pará, ao Instituto de Geociências, e ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica pela oportunidade de realizar o curso.

À Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais (CPRM) e Departamento Nacional de Pesquisas Minerais (DNPM/Manaus), principalmente ao Dr. Fernando Burgos e Gert Wothje pela colaboração e por ceder as amostras para a realização do estudo.

Ao Museu Paraense Emílio Goeldi, ao Centro de Ciências da Terra e Ecologia pela infraestrutura concedida. Ao Dr. Hilton Costi pela atenção e ajuda no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura.

Ao Institute for Earth Sciences da University of Graz na Áustria pela realização das análises isotópicas e ao Marco Caporaletti pela colaboração na execução das análises.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de mestrado.

A minha orientadora Maria Inês Feijó Ramos pela atenção durante todo o desenvolvimento da dissertação.

À banca examinadora Prof. João Carlos Coimbra e Prof. Felipe Antonio de Lima Toledo, por aceitar o pedido de avaliação da dissertação.

A todos os meus amigos de sala da Pós-Graduação pela boa amizade e companheirismo durante o mestrado, em especial ao Olavito, Rafa, Wilson, Palomita e a Alexandra. A todos os meus amigos do Museu pela convivência, pelo apoio, pela amizade compartilhada e principalmente pelos desafios enfrentados, em especial a Ana Paula (muito obrigada mesmo!!!), Nathy, Lívia, Andressa e Nanda.

Agradeço ao meu namorado e futuro Dr. Roberto Cesar de Mendonça Barbosa pelo apoio, compreensão, alegrias e inseguranças compartilhadas para a realização desta fase e acima de tudo por me fazer acreditar que tudo valeria a pena.

E finalmente agradeço a todos que me ajudaram direto ou indiretamente para o desenvolvimento deste trabalho.

“Eu acredito demais na sorte.
E tenho constatado que,
quanto mais duro eu trabalho,
mais sorte eu tenho”.
(Thomas Jefferson).

RESUMO

O Neógeno foi um período marcado por importantes eventos globais como subsidência, sazonalidade climática e mudanças no nível do mar. Na América do Sul, o soerguimento da Cordilheira Andina foi o principal evento afetando o sistema hidrográfico e, consequentemente, biótico e climático da Amazônia durante o Mioceno. O entendimento da história deposicional contribui para a compreensão de grande parte dessas alterações ambientais ocorridas no Mioceno. A questão existente sobre possíveis incursões marinhas nos depósitos miocênicos da Amazônia Ocidental, estabelece um cenário favorável para a utilização da análise isotópica em carapaças de ostracodes da Formação Solimões. Este trabalho é uma contribuição para as interpretações paleoambientais através de dados da razão isotópica de C e O em carapaças de ostracodes do Neógeno da Formação Solimões visando à correlação com áreas adjacentes. As amostras são provenientes de dois testemunhos de sondagem (1-AS-31-AM e 1-AS-34-AM) e de três afloramentos (Morada Nova, Aquidabã e Torre da Lua) localizados no sudoeste do estado do Amazonas. Dentre a ostracofauna encontrada foi possível observar que as espécies mais representativas para a realização deste estudo foram às pertencentes do gênero *Cyprideis* (*Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi*) haja vista sua ocorrência tanto nas amostras dos afloramentos quanto nas dos testemunhos, bem como o grau de preservação que as mesmas se encontravam. Em geral, as análises isotópicas revelaram uma distribuição com valores exclusivamente baixos para as razões de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. O menor empobrecimento de $\delta^{18}\text{O}$ esteve na amostra TL03 do afloramento Torre da Lua e na profundidade de 138,20m do testemunho 1AS-31-AM, refletindo maior evaporação. Nos testemunhos estes intervalos de maior evaporação ocorreram mais para o topo onde foram encontrados os valores menos negativos. Entretanto as demais amostras dos afloramentos e testemunhos apresentaram maior empobrecimento onde o decréscimo nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ indicou possivelmente ambiente de clima úmido e uma redução na produtividade destas espécies ou decaimento da preservação da matéria orgânica e os valores de $\delta^{18}\text{O}$ registraram menor evaporação.

Palavras-chave: Geologia isotópica – Amazonas (AM). Formação Solimões. *Cyprideis*. Isótopos de Carbono e Oxigênio.

ABSTRACT

The Neogene period was marked by important global events such as subsidence, climate seasonality and changes in sea level. In South America, the uplift of the Andean Cordillera was the main event affecting the river system and, consequently, climate and biota of the Amazon during the Miocene. The knowledge of the depositional history contributes to the understanding of many environmental changes occurring in the Miocene. The question exists about possible marine incursions in the Miocene deposits of Western Amazonia, is a favorable scenario for the use of isotope analyze in the shells of ostracods from Solimões Formation. This work is a contribution for paleoenvironmental interpretations of data using the isotopic ratio of C and O in the ostracod shells from the Neogene Solimões Formation aiming to correlation with adjacent areas. The samples are from two cores (1-AS-31-AM e 1-AS-34-AM) and three outcrops (Morada Nova, Aquidabã e Torre da Lua) located in the southwestern state of Amazonas. Among the registered ostracofauna, it was observed that the most representative species for this study belong to the genus *Cyprideis* (*Cyprideis pebasae* and *Cyprideis machadoi*), given its occurrence both in outcrops and cores, as well as the preservation condition they were found. In general, the isotope analysis showed a distribution with only low values for $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios. The lower depletion of $\delta^{18}\text{O}$ the sample TL03 of Torre da Lua outcrop and the depth 138,20m of 1AS-31-AM core, reflecting increased evaporation. In these intervals cores increased evaporation occurred over the top where we found the less negative values. However the remaining samples from outcrops and cores presented greater depletion where the decrease of $\delta^{13}\text{C}$ values possibly indicates humid environment and a reduction in the productivity of these species or organic matter preservation decay and the $\delta^{18}\text{O}$ values registered lower evaporation.

Key-words: Isotopic Geology – Amazonas (AM). Solimões Formation. *Cyprideis*. Oxygen and Carbon Isotopes.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Ciclo dos isótopos de oxigênio em períodos glaciais e interglaciais mostrando os efeitos da temperatura na composição isotópica dos oceanos.	10
Figura 2- Mapa de localização dos afloramentos e testemunhos	17
Figura 3- Bacia do Solimões dividida em sub-bacias por seus principais arcos estruturais	18
Figura 4- Arcabouço estratigráfico da Bacia do Solimões	20
Figura 5- Seções litológicas do Afloramento Morada Nova, com a interpretação do ambiente deposicional, (FF (CH) = abandoned channel (canal abandonado), FPL = floodplain lake (planície de inundação), OF = overbank fines (rompimento de dique).....	24
Figura 6- Seções litológicas do Afloramento Aquidabã, com a interpretação do ambiente deposicional, (FF (CH) = abandoned channel (canal abandonado), destaque da seção analisada em retângulo	25
Figura 7- Seções litológicas do Afloramento Torre da Lua, com a interpretação do ambiente deposicional, CR = crevasse channel (canal de crevasse).....	27
Figura 8- Vista da coleta da seção 1 do afloramento de Morada Nova (escala de 50 cm).....	30
Figura 9- Vista da coleta da seção 2 do afloramento de Morada Nova, as setas amarelas mostram o detalhe do horizonte fossilífero e a seta preta mostra a identificação do intervalo correspondente (escala de 30 cm).....	31
Figura 10- Vista da coleta da seção 3, com detalhe ao horizonte fossilífero do afloramento de Morada Nova, a seta preta mostra a identificação do intervalo correspondente (escala de 1m).....	32
Figura 11- Vista geral do afloramento de Aquidabã (escala de 1 m).	33
Figura 12- Vista do afloramento de Torre da Lua, com destaque ao horizonte fossilífero (escala 30 cm).....	34
Figura 13- Perfil litológico dos testemunhos 1AS-31-AM e 1AS-34-AM	36
Figura 14- Localização de ocorrência das espécies e das amostras analisadas ao longo do testemunho 1AS-31-AM.	47
Figura 15- Localização de ocorrência das espécies e das amostras analisadas ao longo do testemunho 1AS-34-AM.	49
Figura 16- Afloramento Morada Nova – (imagem 1 e 2 <i>Cyprideis pebasae</i>); Afloramento Aquidabã – (imagem 3, 4 e 5 <i>Cyprideis pebasae</i>); Afloramento Torre da Lua – (imagem 6 <i>Cyprideis graciosa</i> ; imagem 7 <i>Cyprideis longispina</i> e imagem 8 <i>Cyprideis pebasae</i>	50

Figura 17- Espécies representativas do testemunho 1AS-31-AM - profundidade 174,40m (imagem 1 e 2; 1 <i>Cyprideis pebasae</i> e 2 <i>Cyprideis machadoi</i>), 175,00m (imagem 3 e 4; 3 <i>Cyprideis pebasae</i> e 4 <i>Cyprideis graciosa</i>).	51
Figura 18- Espécies representativas do testemunho 1AS-31-AM preenchidos ou recobertos por uma crosta ou película oxidada para os níveis de profundidade 138,20m (imagem 1 <i>Cyprideis machadoi</i>), 157,25m (imagem 2 a 6; 2 <i>Cyprideis machadoi</i> ; 3 <i>Cyprideis amazônica</i> ; 4 <i>Cyprideis sp</i> ; 5 <i>Cyprideis pebasae</i> ; 6 e 7 <i>Cyprideis machadoi</i>) e 163,00m (imagem 8 <i>Cyprideis amazonica</i>). Notar em 5 e 6 as partes mais removíveis da crosta oxidada.....	52
Figura 19- Espécies representativas do testemunho 1AS-34-AM - 113,80m (imagem 1 <i>Cyprideis pebasae</i>), 122,49m (imagem 2 e 3; 2 <i>Cyprideis machadoi</i> e 3 <i>Cyprideis pebasae</i>), 115,00m (imagem 13 <i>Cyprideis aulakos</i>).	52
Figura 20- Fotomicrografias realizadas em MEV das espécies <i>Cyprideis pebasae</i> e <i>Cyprideis machadoi</i> . (A e B) referente aos afloramentos e (C e D) referentes aos testemunhos.	53
Figura 21- Espectro dos elementos químicos mais abundantes para a espécie <i>Cyprideis pebasae</i> , referente à amostra do afloramento Aquidabã.	54
Figura 22- Espectro dos elementos químicos mais abundantes para a espécie <i>Cyprideis machadoi</i> , referente à profundidade de 170,80m.	54
Figura 23- Espectro com os elementos químicos mais abundantes para a profundidade 170,80m do testemunho 1AS-31-AM na espécie <i>Cyprideis sp5</i> com a presença de nódulos..	55
Figura 24- Concentração dos elementos químicos mais abundantes para a profundidade 138,20m do testemunho 1AS-31-AM na espécie <i>Cyprideis machadoi</i> , notar a concentração do elemento Ferro (Fe) elevado.....	56
Figura 25- Espectro com os elementos químicos mais abundantes para a profundidade 115,00m do testemunho 1AS-34-AM para a espécie <i>Cyprideis machadoi</i>	57
Figura 26- Dados dos coeficientes de variação (r) da razão de isótopos de oxigênio e carbono em <i>Cyprideis pebasae</i> e <i>Cyprideis machadoi</i> ao longo dos afloramentos Morada Nova, Aquidabã e Torre da Lua.	59
Figura 27- Dados da razão de isótopos de oxigênio e carbono em <i>Cyprideis pebasae</i> e <i>Cyprideis machadoi</i> para os intervalos analisados do testemunho 1AS-31-AM.	67
Figura 28- Dados da razão de isótopos de oxigênio e carbono em <i>Amphistegina sp.1</i> e <i>Amphistegina sp.2</i> para os intervalos analisados do testemunho 1AS-31-AM.	68
Figura 29- Dados da razão de isótopos de oxigênio e carbono nos intervalos comuns a ostracodes e foraminíferos do testemunho 1AS-31-AM.	69

Figura 30- Dados da razão de isótopos de oxigênio e carbono em *Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi* para os intervalos analisados do testemunho 1AS-34-AM. 70

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Ocorrência das espécies <i>Cyprideis pebasae</i> e <i>Cyprideis machadoi</i> para o afloramento Morada Nova.....	43
Tabela 2- Ocorrência da espécie <i>Cyprideis pebasae</i> para o afloramento Aquidabã.	44
Tabela 3- Ocorrência das espécies <i>Cyprideis pebasae</i> e <i>Cyprideis machadoi</i> para o afloramento Torre da Lua.	45
Tabela 4- Valores da razão isotópica do carbono e oxigênio para a espécie <i>Cyprideis pebasae</i> nas amostras dos afloramentos.	58
Tabela 5- Valores da razão isotópica do carbono e oxigênio para a espécie <i>Cyprideis machadoi</i> nas amostras dos afloramentos.	59
Tabela 6- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para a espécie <i>Cyprideis pebasae</i> do testemunho 1AS-31-AM.	60
Tabela 7- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para a espécie <i>Cyprideis machadoi</i> do testemunho 1AS-31-AM.	61
Tabela 8- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para cada amostra do testemunho 1AS-34AM.	62
Tabela 9- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para a espécie <i>Amphistegina</i> sp.1 do testemunho 1AS-31-AM.	63
Tabela 10- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para a espécie <i>Amphistegina</i> sp.2 do testemunho 1AS-31-AM.	63

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
EPÍGRAFE	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
LISTA DE TABELAS	xi
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	3
2.1.OBJETIVO GERAL.....	3
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
3 ASPECTOS TEÓRICOS	4
3.1 CONSIDERAÇÕES PALEONTOLÓGICAS.....	4
3.1.1 Paleofauna	4
3.1.2 Paleobotânica	6
3.2 NOMENCLATURA DOS ISÓTOPOS ESTÁVEIS.....	7
3.2.1 Definição e Aspectos Gerais	7
3.2.2 Assinatura isotópica nas carapaças de ostracodes	11
3.3 ISÓTOPOS ESTÁVEIS APLICADOS NA INTERPRETAÇÃO DE PALEOAMBIENTES E PALEOCLIMAS.....	13
4 ÁREA DE ESTUDO	17
5 CONTEXTO GEOLÓGICO	18
6 DESCRIÇÃO GEOLÓGICA DOS AFLORAMENTOS E TESTEMUNHOS	23
6.2 AFLORAMENTO AQUIDABÃ.....	24
6.3 AFLORAMENTO TORRE DA LUA.....	26
6.4 TESTEMUNHO 1AS-31-AM.....	27
6.5 TESTEMUNHO 1AS-34-AM.....	28
7 MATERIAL E MÉTODOS	29
7.1 AMOSTRAS DOS AFLORAMENTOS	29
7.1.1 Afloramento Morada Nova	29
7.1.2 Afloramento Aquidabã	32
7.1.3 Afloramento Torre da Lua	33
7.2 AMOSTRAS DOS TESTEMUNHOS	34

7.2.1 Testemunhos 1AS-31-AM e 1AS-34AM	35
7.3 MÉTODOS	37
7.3.1 Recuperação dos ostracodes das amostras	37
7.3.2 Critérios para a seleção das espécies para a análise geoquímica	37
7.3.3 Preparação para os métodos geoquímicos.....	38
7.3.4 Análises Geoquímicas (Isótopos de C e O)	39
7.3.4.1 Isótopos de C e O	39
7.3.5 Análise de Co-variância	40
8 RESULTADOS.....	41
8.1 ANÁLISE QUALITATIVA E QUANTITATIVA DA OSTRACOFUNA NOS AFLORAMENTOS E TESTEMUNHOS	41
8.1.1 Afloramentos.....	42
8.1.2 Testemunhos	45
8.2 PRESERVAÇÃO DOS OSTRACODES NOS AFLORAMENTOS E TESTEMUNHOS.....	50
8.3 ANÁLISES DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS PARA AS ESPÉCIES <i>Cyprideis pebasae</i> E <i>Cyprideis machadoi</i>	57
8.3.1 Resultados isotópicos nos afloramentos.....	57
8.3.2 Resultados isotópicos dos ostracodes nos testemunhos	60
8.3.3 Resultados isotópicos dos foraminíferos nos testemunhos.....	62
9 DISCUSSÃO	64
10 CONCLUSÃO.....	71
REFERÊNCIAS	72
ANEXOS	80
ANEXO A – TABELA 1.....	81
ANEXO B – TABELA 2.....	85

1 INTRODUÇÃO

O Neógeno foi um período caracterizado por eventos de mudanças climáticas, flutuações no nível do mar e instabilidade tectônica (Zachos *et al.*, 2001). O soerguimento da Cordilheira Oriental Andina foi o principal evento marcado para o Mioceno na região amazônica, o que propiciou alterações ambientais como da biota amazônica e a mudança da direção de drenagem dos rios amazônicos (Hoorn *et al.*, 2010).

O entendimento da história deposicional para o Mioceno contribui para a compreensão de grande parte dessas alterações ambientais. A maior parte da literatura sugere que durante o Mioceno a Amazônia foi coberta por uma extensa zona úmida, composta por sistemas de lagos, pântanos, florestas e rios (Campbell *et al.*, 2006, Cozzuol *et al.*, 2006, Hoorn 2006, Hoorn & Vonhof 2006, Kaandorp *et al.*, 2006).

No curso do Mioceno além dos lagos e pântanos estes sistemas foram amplamente abastecidos com o aparecimento de canais de maré e influência marinha marginal formando o que os autores chamaram de “*mega-wetland*” (Hoorn *et al.*, 2010).

Segundo Hoorn *et al.* (2010) os “*mega-wetland*” apresentam características e diferentes fases de desenvolvimento, tendo como papel importante para sua formação o regime sazonal climático com alta razão na precipitação. Dentre as fases temos: A fase antecessora (~24 a 16 Ma) caracterizada por depósitos fluvio-lacustres; a “*Pebas phase*” (~16 a 11.3 Ma), marcada pela influência de lagos e pântanos apresentando nas características dos sedimentos a abundância, variedade, boa preservação e alta diversidade da fauna aquática e a “*Acre phase*” (~11.3 a 7 Ma), marcada pela influência fluvial com estratos ricos na fauna de vertebrados continentais levando muitos pesquisadores como Campbell *et al.* (2006), Cozzuol *et al.* (2006) e Latrubesse *et al.* (2007) a considerar esta fase como completamente continental.

Com isso diversos trabalhos vêm sendo realizados na área da Amazônia Ocidental com o intuito de auxiliar e contribuir com as interpretações paleoambientais dos estratos nas suas diferentes fases, atribuídas ao conjunto de evidências que indicaram algum tipo de influência marinha nestes estratos. Neste sentido embora ainda escasso, podemos citar os estudos enfocando a análise isotópica realizada em fósseis, com a finalidade de discutir a questão existente sobre possíveis incursões marinhas.

Visando auxiliar nas interpretações paleoambientais dos depósitos fossilíferos do Neógeno da Amazônia Ocidental, principalmente no que concerne as discussões relacionadas às evidências marinhas, Vonhof *et al.* (1998, 2003) realizaram o estudo de análise isotópica

em conchas de moluscos do Mioceno da Formação Pebas na Colômbia próximo da fronteira com o Brasil e Peru e constataram que devido à baixa razão isotópica encontrada nas conchas, apontaram para ambientes predominantemente com influência lacustre e de pântanos.

Na tentativa de suporte às análises realizadas nos moluscos H. Vonhof (unpublished data, In: Hovikoski *et al.*, 2010) utilizou a análise isotópica de O e Sr em carapaças de ostracodes Cypridídeos da Formação Pebas, cujo resultado concordantemente com os de moluscos mostraram valores igualmente negativos indicando baixa salinidade refletindo assim para ambientes não marinhos.

Diante disso a relevância dessa pesquisa fundamenta-se no estudo da aplicação da análise isotópica de carbono e oxigênio em ostracodes provenientes de dois testemunhos de sondagem (1-AS-31-AM e 1-AS-34-AM nas localidades de Cururu e Jutáí Velho, respectivamente) da Formação Solimões visando auxiliar nas interpretações paleoambientais, através da ampliação do banco de dados destas análises em carapaças de ostracodes e a sua distribuição em um contexto geocronológico no Neógeno.

Para um estudo comparativo e correlativo, análises complementares foram realizadas em ostracodes provenientes de três afloramentos (Morada Nova e Aquidabã, às margens do rio Juruá e Torre da Lua às margens do rio Tarauacá, Município de Eirunepé) localizados nas proximidades dos testemunhos.

Estudos paleontológicos em superfície e principalmente em subsuperfície são escassos nesta área da Amazônia brasileira, mais especificamente a oeste do estado do Amazonas. Com isso tais análises isotópicas em ostracodes de testemunhos de sondagem permitirão explorar dados relacionados a variações paleoambientais e paleoclimáticas permitindo a correlação com os estudos de superfície da Amazônia e com outras unidades Neógenas adjacentes do norte da América do Sul.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Estudo dos parâmetros paleoambientais por meio da análise de isótopos de C e O em carapaças de ostracodes de diferentes localidades do Neógeno, da Formação Solimões, sudoeste do estado do Amazonas, aprimorando a interpretação paleoambiental e a correlação entre estas áreas ou unidades adjacentes.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Determinar as razões isotópicas $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ em carapaças de ostracodes nas amostras de superfície e subsuperfície das diferentes localidades estudadas do Neógeno da Amazônia Ocidental;
- Comparar os resultados da análise isotópica entre as diferentes localidades amostradas;
- Verificar a correlação dos resultados obtidos nas carapaças de ostracodes com o paleoambiente associado em uma sequência estratigráfica;
- Verificar a correlação da área de estudo com outras localidades adjacentes;
- Auxiliar no refinamento das interpretações paleoambientais.

3 ASPECTOS TEÓRICOS

Este tópico aborda os fundamentos teóricos importantes para o seguimento do trabalho. Inicialmente, há uma descrição geral dos estudos paleontológicos, englobando a paleofauna e a paleobotânica. A seguir, a nomenclatura dos isótopos estáveis apresentando a base química da técnica de isótopos estáveis e os fatores que influenciam a assinatura isotópica nas carapaças de ostracodes, bem como a aplicação dos isótopos estáveis no paleoambiente e paleoclima.

3.1 CONSIDERAÇÕES PALEONTOLÓGICAS

3.1.1 Paleofauna

Estudos de elementos paleontológicos têm sido empregados para o melhor entendimento e reconstituição das condições ambientais na Amazônia. Neste sentido, diversos trabalhos têm impulsionado pesquisas com a finalidade de reforçar a questão da interpretação do paleoambiente.

Os estudos com base em ostracodes da Formação Solimões foram inicialmente abordados com o trabalho de Purper (1977, 1979) a qual apresentou um amplo levantamento dos ostracodes encontrados na região. A autora identificou e descreveu uma série de gêneros e espécies novas provenientes de amostras de testemunhos e afloramentos da Bacia do Alto Amazonas no Brasil e registrou o alto endemismo da fauna, além da ocorrência de retrabalhamento, em virtude da associação encontrada de ostracodes típicos de ambiente mixoalino e de água doce.

Concomitantemente, na Colômbia e Peru, os ostracodes foram primeiramente estudados por Sheppard & Bate (1980), os quais descreveram diversos gêneros e espécies novas, caracterizando os depósitos como plio-pleistocênicos e ambientes fluvio-lacustres com influência marinha localizada e por Swain (1998) quem registrou na área de Iquitos, Peru, a ocorrência de seis espécies e subespécies de *Cyprideis* considerando-as duvidosamente de idade pliocênica.

Posteriormente Purper & Pinto (1983) e Purper & Ornellas (1991) continuaram os estudos e descreveram outras espécies novas caracterizando-as como autóctone mixoalina e

endêmicas para a área estudada e comentaram relações com a fauna dos depósitos Neógenos da Colômbia e do Peru.

Muñoz-Torres *et al.* (1998), Whatley *et al.* (1998) e Whatley *et al.* (2000) realizaram um estudo taxonômico detalhado do gênero *Cyprideis* em diferentes localidades do Brasil, Colômbia e Peru e registraram o domínio deste gênero representando 90% das amostras analisadas. Estes estudos revelaram grande diversidade e endemismo do gênero *Cyprideis*, com aproximadamente 24 espécies endêmicas de *Cyprideis* conhecidas na Formação Pebas/Solimões (Purper, 1979; Muñoz-Torres *et al.*, 2006).

Estudos enfocando a fauna de moluscos fósseis, coletados na Amazônia Peruviana, levaram à proposta de um sistema predominantemente lacustre, de enormes proporções, contendo episódios apenas localizados de invasão marinha, sendo caracterizado como do tipo “*mega-lago paramarinho*” (Wesselingh *et al.*, 2002). Posteriormente Wesselingh *et al.* (2006b) no estudo enfocando moluscos da Formação Solimões/Pebas, estabeleceram ao ambiente condições pantanosas a lacustres, sem grandes evidências de influência marinha, embora os dados referentes a icnofósseis realizados nos mesmos níveis estratigráficos atribuíram a elevação nas taxas de salinidade.

Considerando o estudo sobre a ictiofauna, realizado por Monsch (1998) na Formação Solimões, permitiu o registro de uma fauna mista composta de restos de peixes de ambientes marinhos, de água doce e salobra. Conforme o autor, tal mistura pode estar relacionada a alguma forma de conexão marinha durante o Mioceno, existente entre o alto Amazonas e o Caribe (provavelmente através da Bacia de Los Llanos, Venezuela). Lovejoy *et al.* (2006) também inferiram a ictiofauna em seus trabalhos onde observaram a presença de taxas marinhos que foram capazes de fazer a transição de ambiente marinho para água doce.

Lundberg *et al.* (2010) verificaram que as assembleias fósseis de peixes do Mioceno para as fases “*Pebas phase*” e “*Acre phase*” foram marcadamente similares, revelando que no Neógeno os peixes fósseis da Amazônia são de água doce com tolerância para condições de água salobras ou marinhas.

Com base na fauna de ostracodes Linhares *et al.* (2011), constataram para o testemunho 1-AS-31-AM do presente trabalho, características que possibilitou inferir três intervalos de variação de salinidade: a fase denominada de “*Lacustrine Phase*”, compreendida entre 230,00m a 175,00m, onde o gênero *Cyprideis* é dominante, representado por nove espécies e 93 espécimens. O intervalo seguinte representa a fase “*Transitional to Marine Phase*” (174,90m a 170,90m), marcada pela mistura de taxas marinhos, transicionais e não-marinhos. E a terceira fase caracterizada por “*Fluvio-Lacustrine Phase*” (170,80m a

20m), aponta o desaparecimento dos taxos marinhos e o retorno da alta diversidade do gênero *Cyprideis*.

3.1.2 Paleobotânica

Os primeiros estudos de cunho palinológico de associações esporopolínicas realizado por Cruz (1984), permitiu constituir três zonas palinológicas como sendo do Mioceno e Plioceno, interpretando o paleoambiente como fluvial meandrante e lagos formados por canais abandonados.

Posteriormente Hoorn (1993, 1994a) realizou estudo estratigráfico e palinológico em 15 afloramentos e um testemunho (1AS-4-AM), da Formação Pebas (Terciário Inferior Amazônico), fazendo para tanto, comparações de diversas seções sedimentares situadas nas imediações de Letícia (Colômbia), Pebas (Peru) e Benjamin Constant (Brasil). Segundo a autora durante o Mioceno Médio a Superior nesta área existiu uma extensa zona de lagos e pântanos, na qual foi afetada por influência de águas salobras possivelmente provenientes do Caribe. Concluiu que nestas distintas localidades se apresenta a mesma unidade sedimentar, significando que à Formação Pebas, ao menos em parte, é equivalente a Formação Solimões.

Leite (2006) em aplicação de um arcabouço palinoestratigráfico nos sedimentos analisou o testemunho 1AS-33-AM da Formação Solimões, nos intervalos de 401,00m a 300,00m e datou-os como provavelmente referentes ao Mioceno Inferior a Médio interpretando-os como de ambientes formados por planícies aluviais, lagos, estuários e pântanos.

Silva (2008) em estudo de dois testemunhos (1AS-27-AM e 1AS-19-AM) realizados na região do Alto Solimões, levantou aspectos gerais da ecologia e estratigrafia da Amazônia utilizando a palinologia como ferramenta, descreveu 112 espécies identificando cerca de 51 novas espécies. Quanto à interpretação do paleoambiente inferiu o predomínio de sistema fluvial altamente dinâmico.

Com base no conteúdo de palinologia bem como de vertebrados, análises de fácies de quatro afloramentos e de três testemunhos foram atribuídos ao Mioceno Superior da Formação Solimões na Amazônia Ocidental, onde os registros palinológicos indicaram que o ambiente de deposição foi dominado por rios com associação a sistemas de “*megafan*” e planície de inundação (Latrubesse *et al.*, 2010).

3.2 NOMENCLATURA DOS ISÓTOPOS ESTÁVEIS

3.2.1 Definição e Aspectos Gerais

Os isótopos são átomos de um mesmo elemento químico que possuem o mesmo número atômico e diferente peso atômico, ou seja, possuem o mesmo número de prótons, porém número de nêutrons distintos. Os isótopos podem ser classificados como estáveis ou instáveis. Os isótopos estáveis são assim chamados por não alterarem sua massa ao longo de sua existência e caracteriza-se por possuírem configurações nucleares estáveis com concentrações que além de não variar com o tempo, não estão sujeitos a decaimentos radioativos. Ao contrário dos chamados instáveis, que por sua vez decaem (mudam suas massas) por emissão de energia ou partículas subatômicas (Hoefs, 1973).

O uso de isótopos estáveis em estudos ambientais baseia-se no fato que a composição isotópica varia de uma forma previsível conforme o elemento cicla na natureza. A composição isotópica (R) de um determinado elemento é expressa pela relação entre o isótopo raro e o isótopo mais abundante. Conforme Peterson & Fry (1987) a razão R geralmente é estabelecida pelo isótopo mais pesado sobre o isótopo mais leve segundo a equação (1).

$$R = \frac{\text{raro}}{\text{abundante}} = \frac{\text{pesado}}{\text{leve}} \text{ ou } \frac{{}^{13}\text{C}}{{}^{12}\text{C}} \text{ ou } \frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \text{ ou } \dots\dots\dots (1)$$

Um fenômeno que altere a razão R determina, portanto, uma mudança na quantidade de isótopos pesados e leves presentes em um determinado elemento (ou composto). A adição de nêutrons não altera significativamente a reatividade química dos isótopos, mas altera sua *massa*. Assim sendo, podemos dizer que os isótopos *mais pesados* são "*mais lentos*".

Quando os isótopos de um mesmo elemento se repartem entre duas substâncias com razões isotópicas distintas, dizemos que ocorreu um fracionamento isotópico. O fracionamento isotópico pode ser provocado por reações de troca isotópica, por processos cinéticos dependentes da velocidade de reação das moléculas ou por processos biológicos e físico-químicos. Em muitos casos, o fator de fracionamento de um sistema é dependente da temperatura, o que significa que o fracionamento isotópico na natureza é influenciado na temperatura do ambiente (Hoefs, 1987).

As reações de troca isotópica são os processos onde se verifica uma modificação na composição isotópica de um elemento, entre duas substâncias químicas diferentes, sem que haja alteração química no sistema. Para os processos biológicos temos os efeitos metabólicos (“efeito vital”) no qual pode ser incluída a taxa de calcificação assim como o fracionamento específico de cada espécie. A evaporação, cristalização, difusão, termodifusão, absorção e condensação são exemplos de processos físico-químicos que produzem fracionamento isotópico (Faure, 1986).

No que dizem respeito aos processos biológicos, estes são geralmente irreversíveis sendo excelentes exemplos de reações isotópicas cinéticas. Os organismos utilizam preferencialmente as espécies isotópicas mais leves devido a mais baixa energia necessária para quebrar as ligações das moléculas resultando num fracionamento significativo entre o substrato (mais pesado) e o produto (mais leve) (Kendall & Caldwell 1998).

De acordo com Peterson & Fry (1987) a composição isotópica de um elemento em uma determinada amostra é definida pela equação (2):

$$\delta (\text{‰}) = (\delta_{\text{amostra}} - \delta_{\text{padrão}}) / \delta_{\text{padrão}} \times 10^3 \quad (2)$$

Onde o δ_{amostra} corresponde à razão isotópica da amostra, o $\delta_{\text{padrão}}$ corresponde à razão isotópica do padrão, e o valor resultante (δ) é expresso em partes per mil (‰), a partir da diferença relativa de um padrão arbitrário.

No cálculo das razões isotópicas, geralmente os padrões internacionais mais adotados são o VPDB (*Viena Pee Dee Belemnite*) baseados em carbonatos contendo fósseis de belemitas do Cretáceo da Formação *Pee Dee*, da Carolina do Sul, EUA e VSMOW (*Viena Standard-Mean-Ocean-Water*), que corresponde originalmente a uma amostra hipotética de água do mar estabelecida por Craig (1961).

Os elementos químicos utilizados em estudos ambientais, em geral, contêm dois ou três diferentes isótopos estáveis, sendo que os isótopos leves são bem mais abundantes na terra que os isótopos pesados.

Com relação ao carbono, este possui dois isótopos estáveis: ^{12}C e ^{13}C , com abundância de 98,89% e 1,11%, respectivamente. A distribuição isotópica do carbono é afetada por processos biológicos, físicos e químicos ao longo do seu ciclo natural. A análise desta distribuição nos diversos reservatórios do elemento fornece informações sobre a origem, processos e condições ambientais que atuaram em sua formação (Nier 1950).

No processo de fixação do carbono através da fotossíntese, exercida pelos organismos autótrofos, ocorre uma discriminação entre estes dois isótopos que leva a matéria orgânica a ficar enriquecida no isótopo mais leve (^{12}C) com relação à fonte de carbono (CO_2 atmosférico, bicarbonato ou CO_2 dissolvido nas águas oceânicas e lacustres). Em contrapartida a fase oxidada do carbono como o bicarbonato (HCO_3^{-1}) e o carbonato (CO_3^{-2}), por exemplo, se torna enriquecida no isótopo mais pesado (^{13}C). A este tipo de discriminação entre os isótopos de um dado elemento, causada principalmente pela diferença de massa entre eles, dá-se o nome de fracionamento isotópico, onde processos unidirecionais como evaporação, difusão e reações de dissociação causam fracionamento isotópico, como já mencionado anteriormente (O'Neil, 1986).

A determinação da composição isotópica do carbono é expressa pelo desvio da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ na amostra com relação à mesma razão medida num padrão. Define-se este desvio como a equação abaixo (Bradley, 1985):

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{amostra}}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{padrão}}} - 1 \right) \times 10^3 \quad (4)$$

No caso do oxigênio, são três os isótopos existentes, ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O onde a abundância natural do isótopo ^{16}O é de 99,75%, a do isótopo ^{17}O é de 0,03% e do isótopo ^{18}O é de 0,20%, porém, a maioria dos estudos concentra-se nos isótopos mais abundantes: ^{16}O e ^{18}O onde estas proporções oscilam entre períodos glaciais e interglaciais. Durante os glaciais a água do mar encontra-se enriquecida com o isótopo mais pesado, o ^{18}O (picos positivos = enriquecimento de ^{18}O). Já a água depositada nas geleiras, encontra-se depletada de ^{18}O e enriquecida com o isótopo mais leve, o ^{16}O . Isso ocorre porque o isótopo leve é extraído mais facilmente por meio da evaporação. A água evaporada migra em direção a altas latitudes e precipita-se, ficando retida nas geleiras. Ao término dos períodos glaciais, o derretimento em larga escala destas massas de gelo promove o enriquecimento da água com o ^{16}O (picos negativos de ^{18}O) restabelecendo a proporção natural entre os dois isótopos (Bergue, 2006). Na Figura 1 temos o esquema do ciclo dos isótopos de oxigênio.

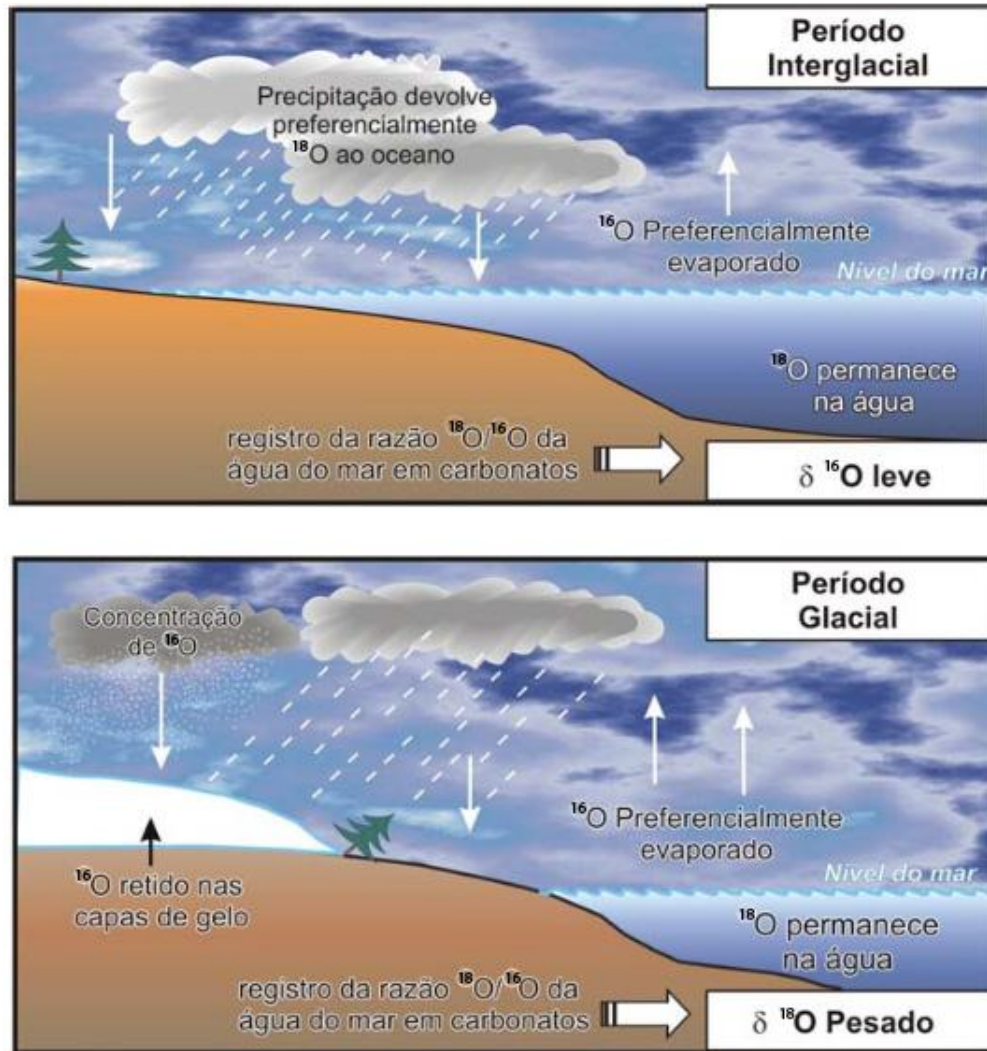


Figura 1. Ciclo dos isótopos de oxigênio em períodos glaciais e interglaciais mostrando os efeitos da temperatura na composição isotópica dos oceanos.
Fonte: (Retirado de Zerfass, 2009).

Devido à diferença de massas e à maior frequência, a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ é normalmente utilizada em pesquisas paleoclimáticas. A composição isotópica do oxigênio em uma amostra é reportada em termos da diferença entre a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ da amostra e um padrão arbitrário, onde o valor resultante (δ) é expresso em partes per mil (‰) de acordo com a equação abaixo (Bradley, 1985):

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = \left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{amostra}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{padrão}}} - 1 \right) \times 10^3 \quad (3)$$

O valor obtido é comparado com um padrão (geralmente o PDB), o qual, na prática, é calibrado com o uso de um carbonato padrão sintético o NBS-19 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -2,20\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = +1,95\text{‰}$). A comparação dos valores médios obtidos ao longo das análises das amostras

com os valores sugeridos para o padrão NBS-19 atesta a confiabilidade do procedimento analítico adotado.

Sabendo-se que a razão isotópica de uma amostra desconhecida é comparada repetidamente com a razão isotópica de um padrão, então se a amostra carbonática tem um valor δ de 2‰ significa que o CO₂ derivado da carapaça é 2‰ mais enriquecido em relação ao CO₂ derivado do padrão.

Os valores negativos representam baixa razão na amostra, menos $\delta^{18}\text{O}$ do que $\delta^{16}\text{O}$ (isotopicamente mais leve), enquanto os valores positivos representam alta razão na amostra, mais $\delta^{18}\text{O}$ do que $\delta^{16}\text{O}$ (isotopicamente mais pesado). Como já foi exposto anteriormente, isso acontece porque o isótopo leve evapora mais facilmente das águas e também é mais facilmente precipitado em forma de chuva do que o isótopo mais pesado (Bradley, 1985).

3.2.2 Assinatura isotópica nas carapaças de ostracodes

Os ostracodes encontram-se entre os grupos de pequenos crustáceos artrópodes mais diversificados, habitando águas doces, marinhas e mixoalinas (Horne *et al.*, 2002). Estes organismos são bem representados no registro fóssil, os quais ocorrem desde o Ordoviciano até o Recente, isto se deve à composição de sua carapaça quitino-calcítica, que possui alto potencial de preservação (Carbonel *et al.*, 1988).

Ao longo de seu processo evolutivo, os ostracodes, adaptaram-se a praticamente todos os ambientes aquáticos, desde lagoas efêmeras de água doce a bacias marinhas profundas, sendo predominantemente bentônicos. Sua distribuição específica está condicionada a fatores químicos, físicos e biológicos do meio, cujos mais significativos são a salinidade, temperatura, granulometria do substrato, profundidade e disponibilidade de alimento (Coimbra & Bergue 2004).

Os diversos organismos produtores de carbonato de cálcio podem englobar de várias maneiras íons dissolvidos ou elementos químicos em suas carapaças. Isso dependerá do metabolismo de cada um, e dos efeitos vitais que cada espécie exerce sobre a escolha do elemento químico ou íon a ser incorporado em sua carapaça. O fator primordial que afeta a composição química dos carbonatos biogênicos é a própria composição da água (Morse & Mackenzie 1990).

Diferentemente de outros crustáceos, o carbonato utilizado pelos ostracodes para sua síntese não é reabsorvido, e sim provindo totalmente da água. A razão molar de um isótopo

numa carapaça pode refletir ou não a razão isotópica da água: quando a razão do carbonato e a da água são as mesmas, diz-se que a precipitação ocorreu em equilíbrio, e quando diferem diz-se que ocorreu em desequilíbrio. Esta diferença, apontada como efeito vital, decorre de peculiaridades metabólicas dos diferentes grupos, motivo pelo qual alguns grupos fósseis são melhores do que outros para este tipo de análise (Durazzi, 1977).

Apesar de estar sujeita aos efeitos vitais das espécies, a composição isotópica do carbonato biogênico é de grande importância para o estudo da físico-química do ambiente nos quais as espécies se desenvolveram. Com isso os valores de $\delta^{13}\text{C}$ para calcita de ostracodes são amplamente similares aquelas da calcita inorgânica, e qualquer compensação vital são mascarados em microescala por variações na composição isotópica do Carbono Inorgânico Dissolvido (DIC) (Holmes & Chivas 2002).

Partindo deste princípio de que as carapaças de diversos grupos de organismos que secretam carbonato refletem a composição isotópica da água na qual se formaram, a análise de isótopos estáveis em carapaças de ostracodes representa uma ferramenta para a interpretação de paleoambientes, especialmente na obtenção de parâmetros tais como paleotemperatura, paleoprodutividade, variações do nível do mar, entre outros.

As análises isotópicas consistem, basicamente, na quantificação de elementos incorporados ao carbonato durante a precipitação da carapaça. A quantidade de um determinado elemento, ou razão entre dois de seus isótopos estáveis, varia em função de determinados parâmetros ambientais, em especial a temperatura e a produtividade primária. Em maior detalhe, o sinal isotópico de carbono na água do mar está relacionado ao ciclo do carbono, ou seja, aos reservatórios de matéria orgânica e sedimentar. As mudanças que ocorrem nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ são governadas pelos processos de fotossíntese, respiração e remineralização (Rohling & Cooke 1999). Altas taxas de fotossíntese vão resultar em um aumento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ no microambiente devido à incorporação pelos simbiossiontes de uma maior quantidade de moléculas de dióxido de carbono ricas em $\delta^{12}\text{C}$ (Zeebe *et al.*, 1999).

De acordo com Bijma *et al.* (1999) a temperatura, a frequência de alimentação e a intensidade de luz (em organismos fotossintéticos) influenciam as taxas metabólicas dos organismos e consequentemente os valores de $\delta^{13}\text{C}$ registrados. Com isso a principal dificuldade na interpretação do registro de $\delta^{13}\text{C}$ está associada ao efeito vital uma vez que muitas espécies precipitam suas carapaças em desequilíbrio com o CO_2 . Em geral, o efeito vital tem maior influência na composição isotópica de carbono do que na de oxigênio, considerando-se que uma das principais causas do desequilíbrio isotópico é a reincorporação de CO_2 metabólico, isotopicamente mais leve (Erez, 1978, Grossman, 1987).

Assim, a assinatura isotópica nos ostracodes com base em isótopos de carbono está associada com a produtividade primária nos ambientes aquáticos em suas etapas de fixação de carbono na zona fotossintética e liberação através da decomposição da matéria orgânica, que refletem diretamente os teores de isótopos leves ou pesados no ambiente. Quanto aos isótopos de oxigênio está associado principalmente com a temperatura e a salinidade do ambiente, durante a calcificação das carapaças e a própria razão isotópica da água (Epstein & Mayeda 1953).

3.3 ISÓTOPOS ESTÁVEIS APLICADOS NA INTERPRETAÇÃO DE PALEOAMBIENTES E PALEOCLIMAS

A técnica de análise de isótopos estáveis aplicada a sedimentos e fósseis marinhos e não marinhos tem sido usada como um indicador de paleoclima e tiveram destaque a partir dos trabalhos de Mc Crea (1950) e Urey *et al.* (1951) os quais apontaram o potencial do isótopo do oxigênio na reconstrução de paleotemperatura.

De uma forma geral em ambientes lacustres, mudanças nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e de $\delta^{13}\text{C}$ são comumente atribuídas a mudanças na temperatura ou na proporção precipitação/evaporação e na produtividade do lago, respectivamente (Leng & Marshall 2004).

O conteúdo isotópico do oxigênio no ambiente aquático depende basicamente do fracionamento no ciclo hidrológico que envolve evaporação e precipitação. Águas em regiões equatoriais, onde a evaporação é mais rápida, é enriquecida em isótopos mais pesados. Águas dissolvidas de geleiras são isotopicamente leves e essencialmente livres de sais. Em águas influenciadas por descargas de rios ou alta taxa de evaporação o conteúdo de $\delta^{18}\text{O}$ pode ser fortemente afetado. Já em ambientes de lagos raso estão sujeitos à evaporação excessiva como um resultado de mudanças em precipitações efetivas (Holmes & Chivas 2002).

A utilização de análises de isótopos em carapaças de ostracodes tem sido realizada tanto em ambientes marinhos como de água doce trazendo resultados satisfatórios. Estes estudos têm sido aplicados em lagos visando fornecer informações de paleotemperatura da água, paleosalinidade, composição iônica e isotópica. Essas variáveis podem ser interpretadas em termos de mudança efetiva na precipitação, temperatura do ar, circulação atmosférica, profundidade e o ciclo do carbono (Holmes & Chivas 2002).

Segundo Heaton *et al.* (1995) apud Holmes (1996) analisando valvas de ostracodes para a razão de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de lagos modernos e amostras de testemunhos na Jamaica,

encontraram nos ostracodes pequena variabilidade na razão isotópica de carbono e oxigênio, geralmente menor que 1‰. No entanto com as amostras de testemunhos grandes variações foram encontradas, sugerindo que esta pode refletir grande sazonalidade ou mais facilmente variabilidade na temperatura do lago durante milhões de anos o qual a seção do testemunho foi depositada.

Segundo Schwalb *et al.* (1999) os valores dos sinais isotópicos nas valvas de ostracodes normalmente refletem interações de mudanças no processo de evaporação, tempo de residência, composição isotópica da precipitação, trocas gasosas, temperatura da água e atividade biótica. Através de estudos comparativos de três lagos do Chile (Lago Seca, Lago Miscanti e Lago del Negro Francisco), estes autores notaram que as variáveis isotópicas entre os lagos mostraram coerências climáticas apontando flutuações de períodos secos à úmidos ao longo dos perfis. Os estudos apontaram que a umidade efetiva entre os três locais estudados estavam relacionadas às interações das massas de ar regional. Os autores observaram que as variações de 2‰ entre os ostracodes analisados, mostrou que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ era controlado principalmente pelas mudanças no processo de evaporação/precipitação enquanto que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ refletiram os controles de produtividade biológica, oxidação da matéria orgânica e mudanças físicas no CO_2 do sistema.

As análises de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em ostracodes da espécie *Cyprideis torosa* referentes ao Pleistoceno Médio da região de Guadix-Baza, na Espanha, realizado por Ortiz *et al.* (2006) forneceram informações sobre a variação climática. Os resultados mostraram mudanças na temperatura e na razão de precipitação/evaporação, onde os altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ refletiram em episódios de regime climático quente e seco, e os baixos valores indicaram para fase de clima frio e úmido.

Anadón *et al.* (2006) através do estudo da análise isotópica de carbono e oxigênio, em amostras de testemunhos de ambientes não-marinhos do Lago Geneva, no Centro-Oeste da Europa, puderam observar nos ostracodes pequena variação nos valores de $\delta^{18}\text{O}$, com média de -8,44‰ para a espécie *Candona neglecta*, refletindo pequena variação na temperatura, entretanto para o $\delta^{13}\text{C}$, os dados informaram variações para valores negativos, diminuindo ao longo das profundidades do testemunho.

Anadón & Gabàs (2009) através de estudos comparativos de análise isotópica em valvas de *Cyprideis torosa* com as associações faunísticas, da Bacia de Baza no sul da Espanha, verificaram prováveis mudanças ambientais na área marginal da bacia e identificando quatro fases na evolução paleoambiental do Pleistoceno na área: a fase I corresponde a um alto nível do lago admitindo um sistema de lago fechado; a fase II a uma

lagoa de nível muito raso e de condições pantanosas; a fase III, a um lago com grande variação de nível e a fase IV a condições lacustres com menor entrada de fluxo d'água e com influência de águas subterrâneas salinas e meteóricas.

Segundo Burgman apud Kaandorp *et al.* (2006), os valores do $\delta^{18}\text{O}$ em rios e lagos se modificam de acordo com o a variação sazonal e consequentemente de precipitação, onde a amplitude de variação $\delta^{18}\text{O}$ reduz quando a permanência das águas de superfície é superior a um ciclo sazonal. Com isso, a amplitude sazonal $\delta^{18}\text{O}$ em um lago deverá ser menor do que a amplitude nos seus afluentes.

No ciclo hidrológico da Amazônia, o vapor de água é transportado a partir de sua fonte, predominante de leste pelo Atlântico, onde ventos em direção à Cordilheira dos Andes impedem que o vapor de água do Pacífico entre na Amazônia (Salati & Vose 1984). O Movimento sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) resulta em alternância das estações seca e úmida. Conforme estudos de $\delta^{18}\text{O}$ em bivalves de água doce infere que há uma nítida diferença nos valores $\delta^{18}\text{O}$ das águas pluviais entre estas estações, onde os altos valores prevalecem na estação seca e valores baixos no período chuvoso, (Kaandorp *et al.*, 2003).

Estudos paleoclimáticos foram realizados por Kaandorp *et al.* (2005) a partir da análise da variação de $\delta^{18}\text{O}$ em conchas de moluscos da Formação Solimões de afloramento próximo à Iquitos (Peru). Os autores concluíram que os perfis de isótopos de oxigênio foram consistentes com os biótipos de água doce em corpos d'água com tempos de permanência prolongada (lagos).

Uma série de indícios existe de que o nível de oxigênio nas águas no sistema Pebas desempenhou um papel crucial na determinação da distribuição da fauna. Os baixos níveis de oxigênio são indicados pela preservação comum de matéria orgânica e a possível presença de quimiosimbiose observado, por exemplo, em moluscos *Pachydontinae* (Wesselingh, 2006).

A paleoflora bem como a paleofauna juntamente com os dados de isótopos de conchas de moluscos da bacia do Solimões são interpretados como indicativo de um grande paleolago (Lago Pebas) ocupando a Amazônia ocidental ao longo do Mioceno, com esporádicas incursões marinhas (Hoorn 1993, 1994b, Kaandorp *et al.*, 2005, Monsch, 1998, Vonhof *et al.*, 1998, 2003, Wesselingh *et al.*, 2002, Whatley *et al.*, 1998).

Dados inferindo sobre o clima na região foram baseados em pesquisas de paleobotânica e paleopalinologia, onde Hoorn (1994a) sugerira que o clima na Amazônia durante o Mioceno Médio/Superior era quente e úmido, fato justificado pela presença de gramíneas aquáticas e palmeiras, indicadores de ambientes alagadiços.

Trabalhos de cunho palinológico também foram realizados por Jaramillo *et al.* (2010), onde os registros palinológicos e paleobotânicos da Amazônia sugeriu que a alta diversidade existente durante o Mioceno, foi devido às condições de baixa sazonalidade e precipitação elevada, necessária para sustentar a floresta tropical.

4 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo situa-se no extremo sudoeste do estado do Amazonas, Brasil, e compreende a dois testemunhos de sondagem (1-AS-31-AM e 1-AS-34-AM) e três afloramentos (“Morada Nova”, “Aquidabã” e “Torre da Lua”).

O testemunho 1-AS-31-AM, pertencente à localidade de Cururu as margens do rio Ituí (lat. $05^{\circ}18'S$ e long. $71^{\circ}02'W$), e o testemunho 1-AS-34-AM, da localidade de Jutai Velho próximo ao rio Jutai (lat. $05^{\circ}37'S$ e long. $69^{\circ}10'W$).

O afloramento “Morada Nova” (lat. $6^{\circ}32,90'S$; long. $69^{\circ}42,57'W$), e o afloramento “Aquidabã” (lat. $6^{\circ}31,62'S$; long. $69^{\circ}39,55'W$) localizados ambos as margens do rio Juruá e o afloramento “Torre da Lua” (lat. $6^{\circ}49'23''S$ e long. $69^{\circ}47'04''W$), localizado às margens do rio Tarauacá, próximo ao Município de Eirunepé. (Figura 2).

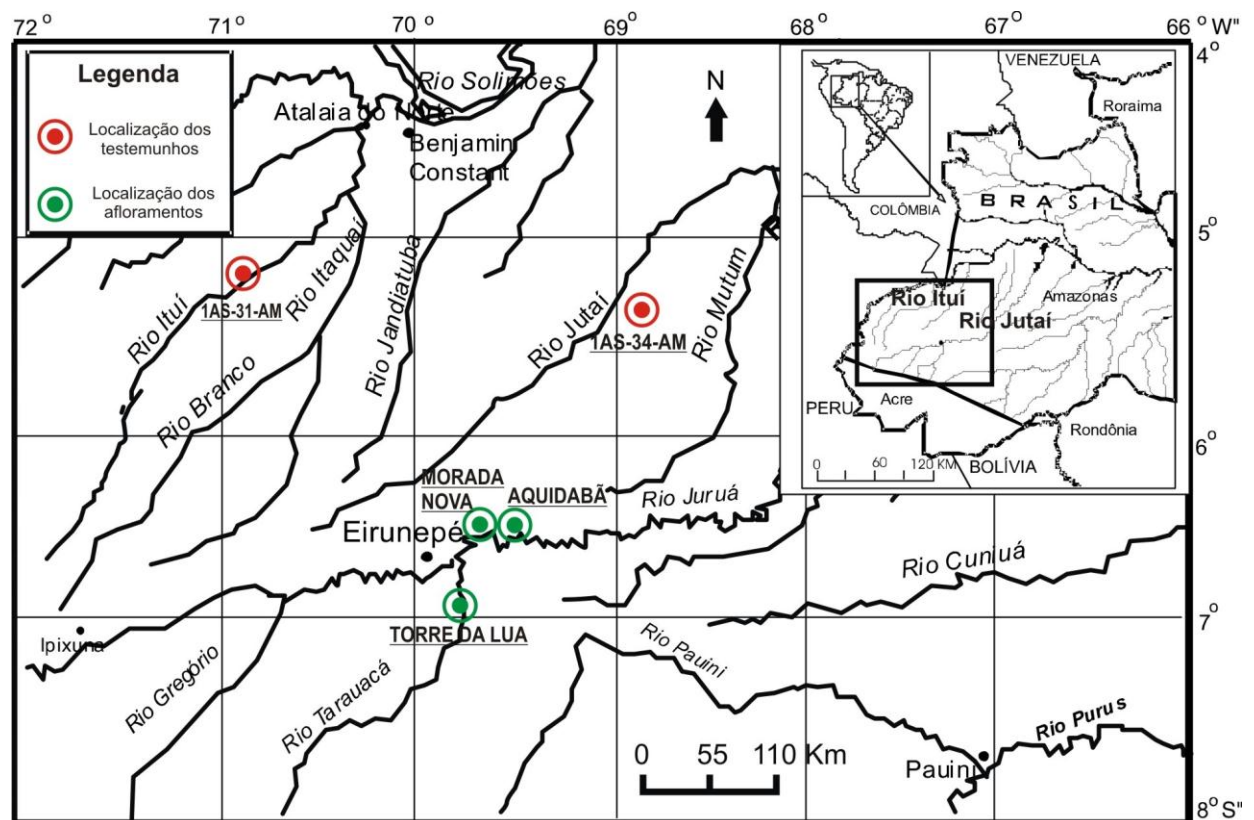


Figura 2. Mapa de localização dos afloramentos e testemunhos
Fonte: (Modificado de Radambrasil, 1977).

5 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do Solimões está entre as três grandes bacias do norte do Brasil, juntamente com as bacias do Acre e do Amazonas as quais são limitadas pela presença de arcos estruturais. De acordo com Wanderley Filho *et al.* (2007) a Bacia do Solimões trata-se de uma bacia paleozóica intracratônica cuja área é de aproximadamente 440.000 Km² e sua área sedimentar recobre quase que integralmente o estado do Amazonas.

Na história de sedimentação da Bacia do Solimões são evidenciados registros de eventos tectônicos na borda da placa sul-americana com reflexos para seu interior, induzindo a movimentos epirogenéticos e reativação de arcos. Estes vieram controlar as transgressões marinhas, as depressões deposicionais e processos erosivos com durações variáveis, além do magmatismo mesozóico. Causaram também deformações intraplaca sob a forma de dobras e falhas, reativação de falhas mais antigas, geração de anticlinais e falhas reversas que constituem importantes trapas para acumulação de petróleo e gás na bacia (Reis *et al.*, 2006).

Anteriormente, a Bacia do Solimões era denominada de Bacia do Alto Amazonas e recebeu atual designação por Caputo (1984), devido a sua evolução geológica ser diferente das bacias do Médio e Baixo Amazonas. No seu limite oeste está a Bacia do Acre, separado pelo Arco de Iquitos, enquanto que a leste separa-se da Bacia do Amazonas, por meio do Arco de Purus (Wanderley Filho *et al.*, 2007).

De acordo com Rossetti *et al.* (2008), estas bacias se estabeleceram sobre rochas pré-cambrianas dos escudos das Guianas, a norte, e do Brasil Central, a sul, e possuem limites, bem como compartimentação interna, definidos por arcos estruturais principais, sendo de oeste para leste: Iquitos, Carauari, Purus (Figura 3).

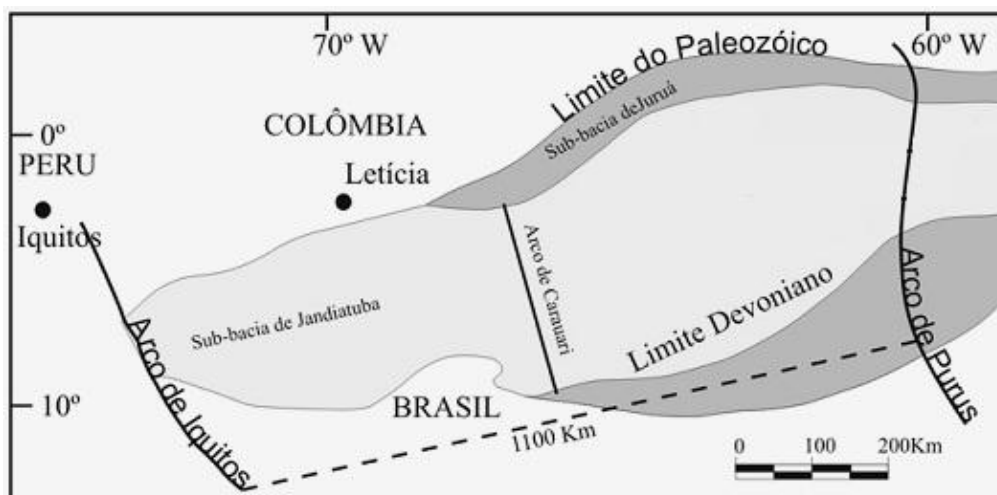


Figura 3. Bacia do Solimões dividida em sub-bacias por seus principais arcos estruturais
Fonte: (Modificado de Ecopetrol, 1999).

O Arco de Iquitos delimita a borda oeste da bacia do Solimões, separando-a das bacias do Acre e de Marañon, no Peru, prolongando-se, em sentido noroeste, pelo Peru e Colômbia, onde recebe o nome de Arco de Florência. A origem dessa estrutura é antiga, datando do Pré-cambriano. A região correspondente ao Arco de Iquitos foi, provavelmente, reativada posteriormente, por flexura litosférica atribuída à carga tectônica resultante da elevação da cadeia andina. O tempo de implantação desse Arco é desconhecido, mas durante todo o Paleozóico e o Juro-triássico (570-150 milhões de anos) ele já se apresentava como barreira topográfica importante. No Eocretáceo (145 a 120 milhões de anos), essa estrutura foi reativada devido a um amplo arqueamento vinculado à formação da cadeia andina. O Arco de Iquitos foi soterrado por sedimentação cretácea e cenozóica, encontrando-se hoje a algumas centenas de metros de profundidade e, portanto, não tendo efeito direto como barreira geográfica (Rossetti *et al.*, 2008).

O Arco de Carauari consiste em uma estrutura interna da bacia do Solimões, que separa as sub-bacias de Juruá, a leste, e Jandiatuba, a oeste. Esse Arco trata-se de uma feição geológica positiva, com cerca de 120 km de largura, de direção NW-SE, tendo exercido forte controle na sedimentação entre o Ordoviciano e o Devoniano (510-360 milhões de anos) e, em menor intensidade, durante o Permocarbonífero (360-247 milhões de anos), não mostrando efeitos significativos na sedimentação posterior (Caputo & Silva 1990). Isso é revelado pela ampliação da sedimentação na porção leste da bacia do Solimões a partir do final do Devoniano, quando ocorreu transgressão marinha vinda de oeste, mostrando que desde então esse arco deixou de servir como barreira à sedimentação.

O Arco de Purus corta o rio Solimões na direção N-NW e também representa uma estrutura antiga do embasamento, formada por falhas transcorrentes (Wanderley Filho & Costa 1991). Esse arco correspondeu a uma área de forte relevo positivo, que limitou a sedimentação entre as bacias do Solimões e do Amazonas durante grande parte do Paleozóico (500-220 milhões de anos). A área de influência do arco de Purus experimentou reativações durante o cretáceo, tendo atuado como divisora de drenagem até, aproximadamente, o início do terciário, há 65 milhões de anos, quando o sistema paleo-amazônico direcionava-se, a partir dessa estrutura, para leste e oeste. Após esse tempo, a região passou por um prolongado período de atenuação de seu relevo, quando o sistema de drenagem amazônico passou, gradativamente, a desenvolver fluxos direcionados para o Oceano Atlântico, deixando de ter efeito significativo na evolução da bacia de sedimentação. Hoje, o arco de Purus é uma feição soterrada a mais de 1.000 m de profundidade, sob rochas cretáceas da Formação Alter do Chão (Wanderley Filho & Costa 1991).

O preenchimento das bacias do Amazonas e Solimões consiste em depósitos paleozóicos e, subordinadamente, cretáceos (Gonzaga *et al.*, 1997, Eiras *et al.*, 1994, Cunha *et al.*, 1994), além de uma delgada cobertura miocênica, registrada pela Formação Solimões. Essa é de ocorrência restrita na Bacia do Amazonas, porém, espessa-se por toda a extensão da Bacia do Solimões, continuando em direção à Bacia do Acre e outras bacias andinas, onde recebe a designação Formação Pebas. No caso do preenchimento da Bacia do Solimões, este é representado por seis superseqüências de segunda ordem, quatro destas paleozóicas, uma mesozóica e uma cenozóica constituída pela própria Formação Solimões e pela Formação Içá (Figura 4).

Segundo Horbe & Costa (2005) o contato inferior da Formação Solimões é ligeiramente angular com a Formação Alter do Chão (seqüência mesozóica), sendo representado por expressivo perfil de alteração laterítica que ocorre no topo desta última. Para Horbe *et al.* (2007) o contato superior é erosivo com a Formação Içá e, igualmente, marcado pelo desenvolvimento de um perfil de intemperismo.

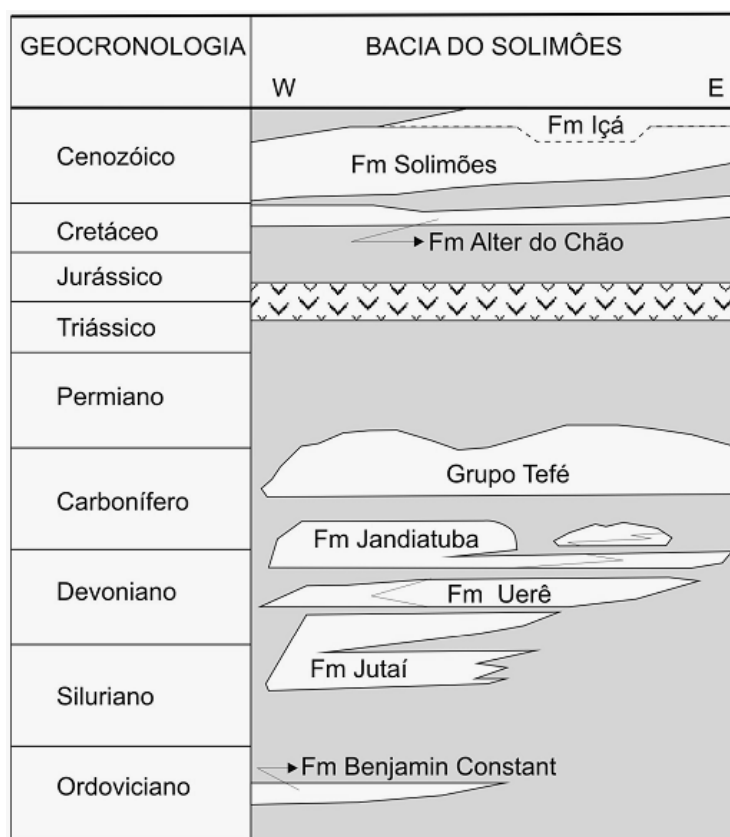


Figura 4. Arcabouço estratigráfico da Bacia do Solimões
Fonte: (Retirado de Paz *et al.* no prelo).

A Formação Solimões correlaciona-se com outras unidades: a Formação Pebas no Peru, a Formação Curaray no Equador, a Formação Urumaco na Venezuela, Formação Cobija na Bolívia e na Colômbia conhecida por “Terciário Amazônico”.

No Neógeno, com a consolidação da cadeia andina, houve inversão da drenagem de oeste para leste, com o estabelecimento da atual bacia do rio Solimões (Hooghiemstra & Hammen, 1998). E ao longo do seu curso, em consequência dos seus meandros e da grande quantidade de material carregado em suspensão, houve deposição de sedimentos quaternários.

A partir do Mioceno no paroxismo andino, foram depositados em ambiente flúvio-lacustre, sedimentos argilosos, silticos e arenosos com níveis delgados de linhito e conchas de moluscos e cordatos, reunidos na Formação Solimões por Maia *et al.* (1977). A unidade Solimões forma uma cunha sedimentar desde o Arco Purus até as bacias subandinas, chegando a atingir mais de 7.000 m de espessura.

Mais para o topo da formação ocorre arenito branco, fino a grosso, com grãos angulosos e subarredondados. Os sedimentos revelam estrutura maciça e secundariamente laminação planar. Contudo, é comum as estratificações plano-paralelas e cruzadas planar e acanalada de pequeno a grande porte. A unidade revela-se muito rica em fósseis vegetais e vertebrados, incluindo troncos, folhas, ostracodes, escamas, dentes e ossos (Caputo *et al.*, 1971).

De acordo com Eiras (2005) o início do soerguimento da cordilheira andina no Paleógeno levou ao isolamento da bacia fluvial Alter do Chão. A sobrecarga andina causou uma flexura na placa litosférica e deslocou o depocentro da sedimentação para a região subandina, com comportamento de bacia do tipo ante-país. Os rios, em treliça cretáceos, cederam lugar a grande lagos de água doce e rasa, pouco movimentada, alimentados por um sistema fluvial meandrante de baixa energia. A elevação da umidade também favoreceu o desenvolvimento de uma vegetação incipiente, que depois viria a se tornar a atual e exuberante floresta amazônica. Nesse ambiente, foram depositados sedimentos essencialmente argilosos e, nos meandros abandonados, restos vegetais e conchas de moluscos. A partir do Mioceno, a bacia passou a ser assoreada por abundante aporte de sedimentos oriundos dos Andes e começou a se implantar a rede de drenagem em direção ao oceano Atlântico, precursora da bacia hidrográfica atual.

A porção oeste da bacia, denominada de Formação Solimões destaca-se em relação às demais regiões, pelo fato dos solos terem sido formados a partir de sedimentos terciários marinhos e sedimentos quaternários fluviais e de deposição de cinzas vulcânicas (Gama 1986, Latrubesse *et al.*, 1997, Lima *et al.*, 2006).

Em geral, a litologia da Formação Solimões é composta por argilitos friáveis cinza a cinza esverdeados, amarronzados ou arroxeados, às vezes esbranquiçados, podendo conter restos orgânicos de plantas carbonizadas, linhitos e xilitos, bem como restos de animais (Maia 1977). Do mesmo modo Caputo (1973) afirma textualmente que a Formação Solimões é composta de argilitos cinza a vermelhos, com intercalações de linhitos e subordinadamente arenitos e gipsita, e de ambiente continental fluvial e lacustre. De acordo com estes autores os arenitos apresentam predominância de tons escuros, pardos ou arroxeados, de granulometria fina a muito fina, argilosos, friáveis com abundância de minerais escuros e de rochas, às vezes feldspáticos ou micáceos, laminados e acamados. Os siltitos e argilitos, podem localmente apresentar-se calcífero. Os fósseis são abundantes, formando ocasionalmente verdadeiros níveis conchíferos intercalados a estas litologias. Fragmentos vegetais são muito bem preservados, e ao longo de toda seqüência sedimentar dessa formação as associações litológicas bem como os fósseis e fragmentos vegetais se distribuem heterogeneamente (Maia *et al.*, 1977).

6 DESCRIÇÃO GEOLÓGICA DOS AFLORAMENTOS E TESTEMUNHOS

6.1 AFLORAMENTO MORADA NOVA

No Rio Juruá, afluente à margem direita do Rio Solimões, ocorrem afloramentos naturais da Formação Solimões. Entre eles está o afloramento Morada Nova localizado à margem esquerda do rio Juruá, próximo ao município de Eirunepé, no estado do Amazonas.

Este afloramento apresenta-se com boa continuidade lateral com até aproximadamente 300m de extensão e 107m de altura, com pouca cobertura vegetal o que permite acessar com facilidade as propriedades faciológicas da área estudada.

De acordo com Paz *et al.* (no prelo) nesta área duas superfícies erosivas dividem o pacote sedimentar em três unidades deposicionais. Estas superfícies são caracterizadas pela formação de horizontes intensamente fraturados, empalidecidos e/ou com cimentação de calcita ao longo ou imediatamente abaixo destas superfícies. Representando fácies argilito maciço com horizontes quebradiços, fácies arenito com camadas de conglomerado e pelito e fácies argilito a arenito muito fino com caráter granocrescente.

Segundo Gross *et al.* (2011) no afloramento Morada Nova, os ostracodes ocorrem no topo do perfil. Este nível do perfil é cíclico e associado ao indício de uma diminuição do fluxo do canal ativo e a formação de um lago desenvolvido a partir da planície de inundação, o que permitiu a abundância de ostracodes e moluscos, finalizando com o retorno de maior aporte de areia a uma crescente influência do canal, provavelmente devido à “crevasse splays” e o possível desaparecimento das espécies. A litologia do intervalo onde ocorrem os ostracodes caracteriza-se por alternância entre argila e camadas carbonosas (carvão), bem como uma fina camada de areia intercalada por camadas argila fina, mostrando-se ricas em moluscos (ex. *Mycetopoda* sp.). A alternância de presença e ausência das espécies corresponde à sedimentação alternada do tipo carbonosa e argilosa, favorecendo mudanças rápidas nos ciclos de deposição (Figura 5).

Segundo Paz *et al.* (no prelo) a interpretação das análises de fácies apontaram para um ambiente de energia mista ora muito energético ora muito calmo, sujeito a rebaixamentos abruptos do nível de base. Os escavamentos da base com deposição de lentes de conglomerado e forte caráter granodecrescente a partir destes, abrangendo desde arenitos com estratificação cruzada acanalada a tabular e pelitos maciços com texturas quebradiças, típicas de exposição subaérea indicativos de ambiente fluvial.

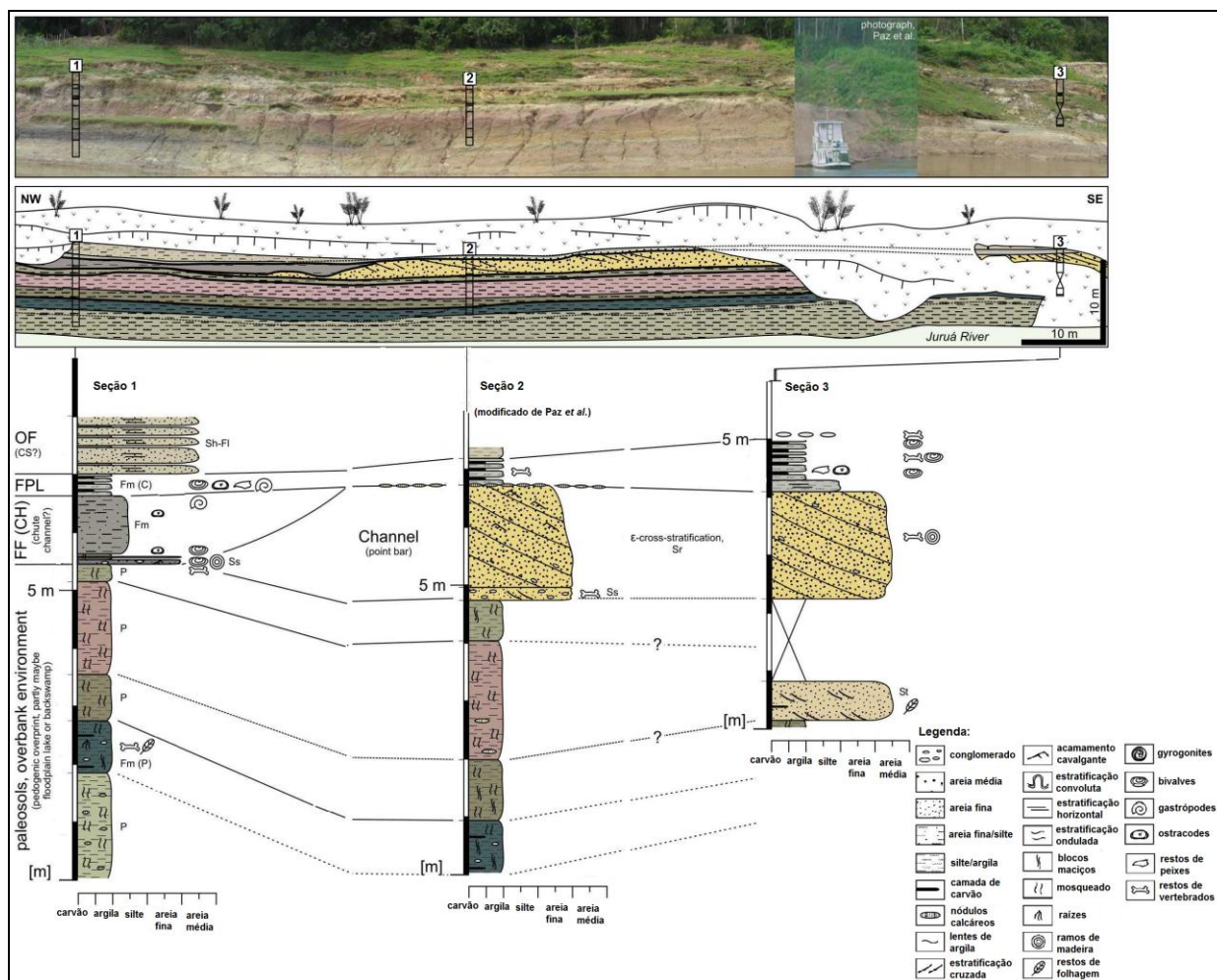


Figura 5. Seções litológicas do Afloramento Morada Nova, com a interpretação do ambiente deposicional, (FF (CH) = abandoned channel (canal abandonado), FPL = floodplain lake (planície de inundação), OF = overbank fines (rompimento de dique))
 Fonte: (Modificado de Gross *et al.*, 2011).

6.2 AFLORAMENTO AQUIDABÃ

Conforme Gross *et al.* (2011), o registro da documentação litológica para os depósitos do afloramento Aquidabã revela um ambiente altamente variável, principalmente na sua porção lateral. Estes autores descreveram para a seção 2 (seção analisada no presente estudo) depósitos representando “crevasse splays” e/ou “crevasse channels” e subordinados desenvolvimento de canais abandonados, notando sucessiva diminuição destes depósitos da base para o topo, levando a formação de uma planície de inundação ou propriamente um lago de várzea a pântanos propiciando a ocorrência de ostracodes (Figura 6).

De acordo Paz *et al.* (no prelo) em depósitos fluviais é comum observar sobre a planície de inundação pacotes de ciclos granocrescentes como os da fácies argilito-arenito fino. Estes são depositados pelo extravasamento das águas do canal em tempos de inundação

do sistema. Contudo, a planície de inundação é uma região de limitada capacidade de espaço de acomodação para sedimentos. Seus depósitos, em geral são pouco espessos e são abundantes marcas de raízes e outros sinais de exposição.

Segundo Gross *et al.* (2011) o intervalo de ocorrência dos ostracodes compreende a camadas areno-siltosas com depósitos de “crevasse splays/channels”. A porção superior do afloramento caracteriza-se por argila maciça silto-arenosa e areia siltosa, com camadas apresentando ondulação bem como intercaladas com lodo, intervalos ricos em moluscos, com fragmentos carbonosos e argila intraclástica.

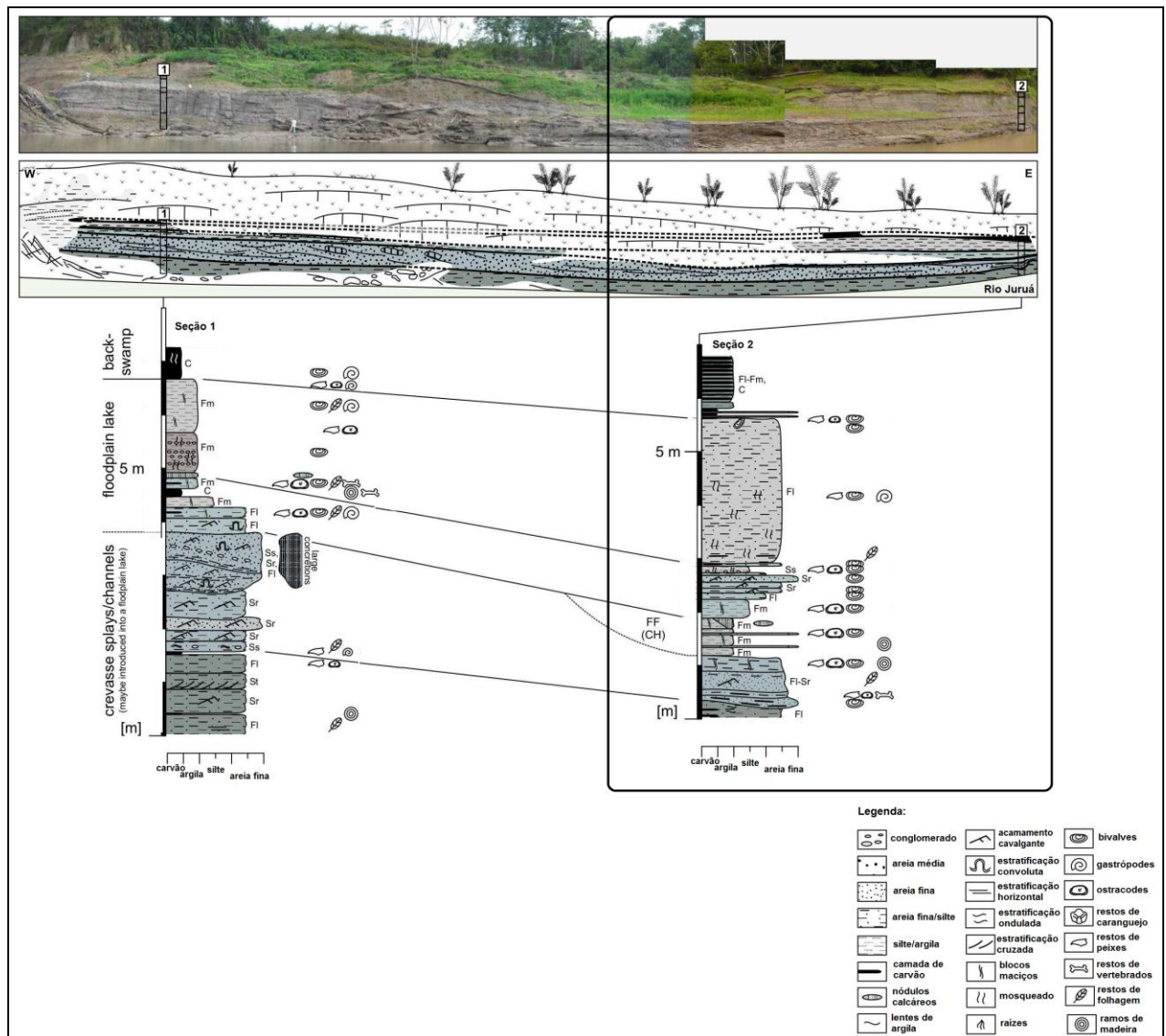


Figura 6. Seções litológicas do Afloramento Aquidabã, com a interpretação do ambiente deposicional, (FF (CH) = abandoned channel (canal abandonado), destaque da seção analisada em retângulo
Fonte: (Retirado de Gross *et al.*, 2011).

6.3 AFLORAMENTO TORRE DA LUA

O afloramento Torre da Lua caracteriza-se pela presença de pelitos e arenitos flúvio-lacustres, de cor vermelha a cinza, possuindo camadas com rico conteúdo fossilífero em termos vegetais e animais (Ramos 2006). De acordo com Paz *et al.* (no prelo) neste afloramento foram identificadas associações de fácies revelando características de acamamento heterolítico granocrescente sendo descritas como camadas de argilito (podendo conter grãos de polén preservados) e arenito com caráter granocrescente em que a base observa-se argilito finamente laminado, cinza escuro, passando a intercalar ascendentemente filmes, lâminas e, finalmente, camadas de arenito muito fino com laminação cruzada cavalgante subcrítica. Concordantemente com a interpretação de Gross *et al.* (2011) onde ficou evidente na parte basal a constituição maciça ou laminada de pelitos e arenitos muito finos, com a presença rara de bivalves embora rica em ostracodes, as camadas areno-siltoso mostraram uma tendência geral ascendente de engrossamento e raramente com fragmentos bivalves.

Outras características de fácies descrita por Paz *et al.* (no prelo) apresentam-se como conglomerado fossilífero sendo caracterizada como conglomerado a calcirrudito com rara estratificação cruzada tabular, cor cinza escura, grãos variados desde restos de folhas fragmentadas a pequenos troncos centimétricos, carvão, conchas de bivalvíos, ostracodes e pelotas de argilito intraclásticas. Esta seção também foi observada por Gross *et al.* (2011), com a evidência de conglomerado com 0,25m de espessura e abundante fauna de molusco (por exemplo, *Ampullariidae?*, *Diplodon* sp?.), além de restos de vertebrados (crocodilos, tartarugas). A camada superior é composta por alternâncias de 10cm de espessura de areia siltosa indistintamente com finas ondulações de camadas de pelito maciço ou pobremente laminado (Figura 7).

As camadas de argilito e arenito granocrescentes formando empilhamentos espessos e a deposição de conglomerados muito fossilíferos formando um horizonte estratigráfico apontam para um contexto mais lacustre ou, mais especificamente, deltaico lacustre (Paz *et al.* no prelo). Para Gross *et al.* (2011) os depósitos de transbordamento, apresentam características de planície de inundação com “crevasse splays/delta” na base e lagos/pântanos na planície de inundação com “crevasse splays” no topo.

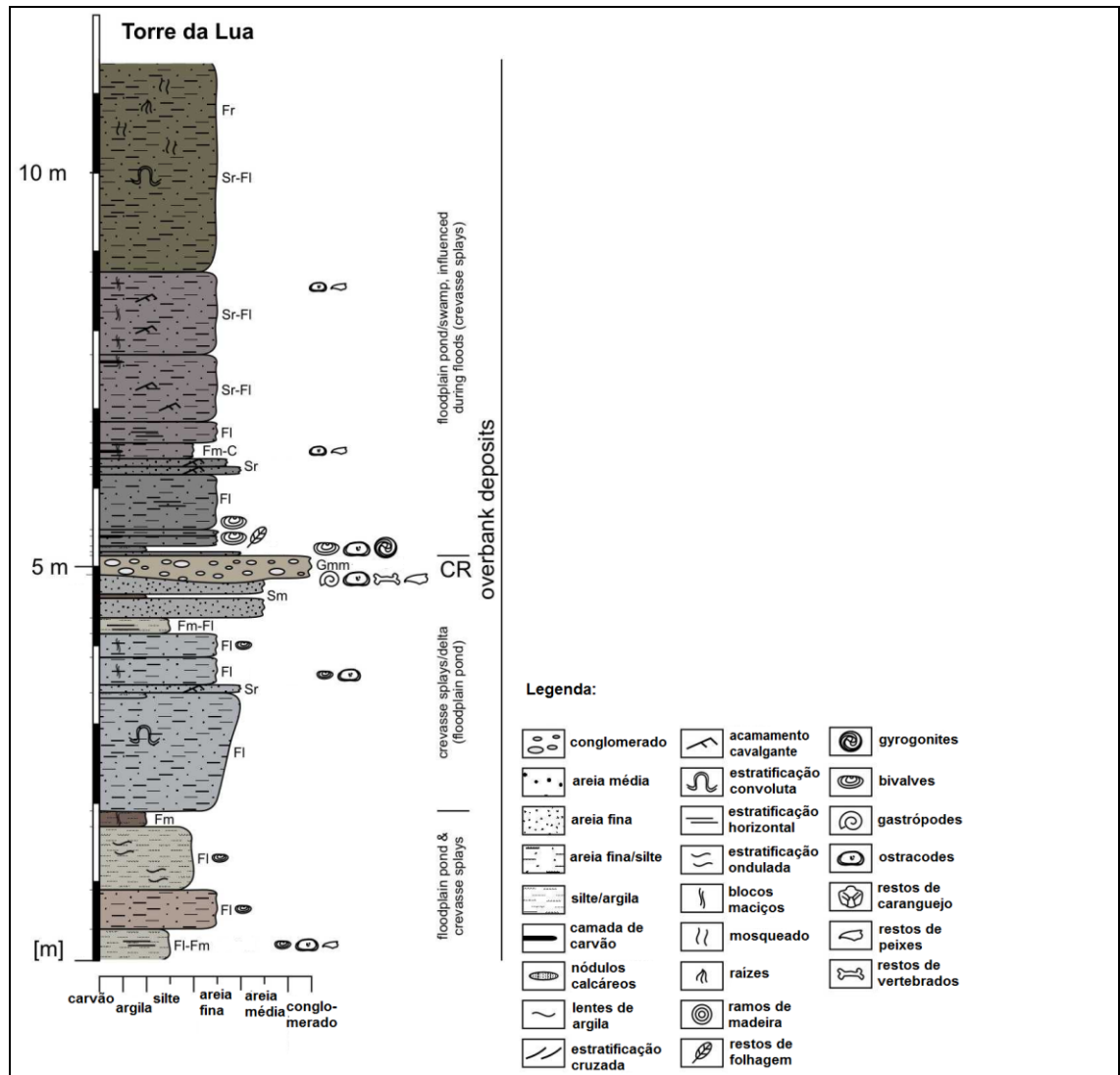


Figura 7. Seções litológicas do Afloramento Torre da Lua, com a interpretação do ambiente deposicional, CR = crevasse channel (canal de crevasse)
 Fonte: (Retirado de Gross *et al.*, 2011).

6.4 TESTEMUNHO 1AS-31-AM

As descrições litológicas neste testemunho no geral apresentam-se como sedimento argiloso a siltito argiloso, calcíferos no topo a partir da profundidade 23,21m se estendendo até a base na profundidade de 251,90m, as intercalações de linhito estiveram presente mais ao topo na profundidade 89,80m e mais a base a partir de 177,20m, 273,20m e 276,20m. Os sedimentos se apresentaram de coloração cinza claro a amarelo bastante evidente nas profundidades de 3,05m até 45,10m. Para a profundidade de 50,50m a coloração do sedimento passa a ser marrom escuro, intercalando com cinza claro a amarelo até os níveis mais profundos (Tabela 1, anexo A).

6.5 TESTEMUNHO 1AS-34-AM

Do mesmo modo que o testemunho 1AS-31-AM a descrição litológica referente ao testemunho 1AS-34-AM foi tomada com base em (Maia *et al.*, 1977). As descrições litológicas para este testemunho no geral apresentam-se como sedimento argiloso a silito argiloso e arenito silto-argiloso. Presença de linhito nas profundidades mais ao topo em 55,00m, 93,00m e mais a base em 130,85m e calcário micrítico para a profundidade de 62,00m. A coloração dos sedimentos se apresentou no geral de coloração cinza claro a amarelo nas profundidades de 85,29m a 128,82m, com intercalações de coloração marrom avermelhado para as profundidades de 91,00m e 91,50m. (Tabela 2, anexo B).

7 MATERIAL E MÉTODOS

7.1 AMOSTRAS DOS AFLORAMENTOS

As amostras dos afloramentos foram coletadas sistematicamente ao longo dos perfis estratigráficos. As amostras de superfície referem-se a três afloramentos: afloramento “Morada Nova” (MN), “Aquidabã” (AQ) e “Torre da Lua” (TL), que foram obtidas por uma série de campanhas de campo (2005 a 2009) provenientes do projeto “Paleontologia, Sedimentologia e Estratigrafia de depósitos terciários da Formação Solimões, Sudoeste da Amazônia Ocidental, Brasil”.

7.1.1 Afloramento Morada Nova

No afloramento Morada Nova foram analisadas 9 amostras coletadas de três seções distintas. A seção 1 está localizada à esquerda do afloramento com 1 amostra denominada de MN-LE (Figura 8), a seção 2, no meio com 1 amostra (Figura 9) e a seção 3 - seção tipo (ricamente fossilífera) a direita, com 7 amostras denominadas de MN1, MN2, MN3, MN3-4, MN4, MN5 e MN6 (Figura 10).



Figura 8. Vista da coleta da seção 1 do afloramento de Morada Nova (escala de 50 cm).

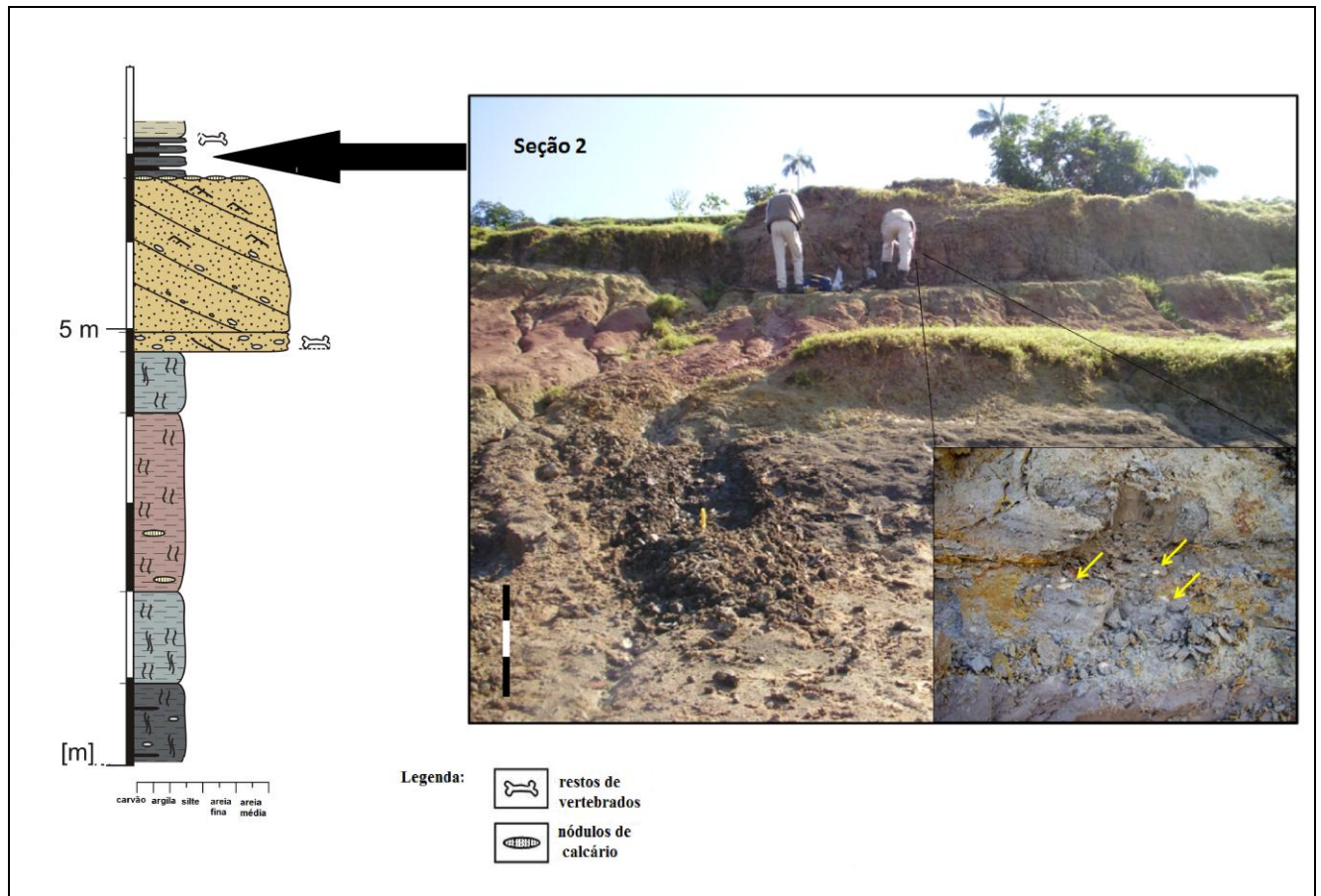


Figura 9. Vista da coleta da seção 2 do afloramento de Morada Nova, as setas amarelas mostram o detalhe do horizonte fossilífero e a seta preta mostra a identificação do intervalo correspondente (escala de 30 cm).

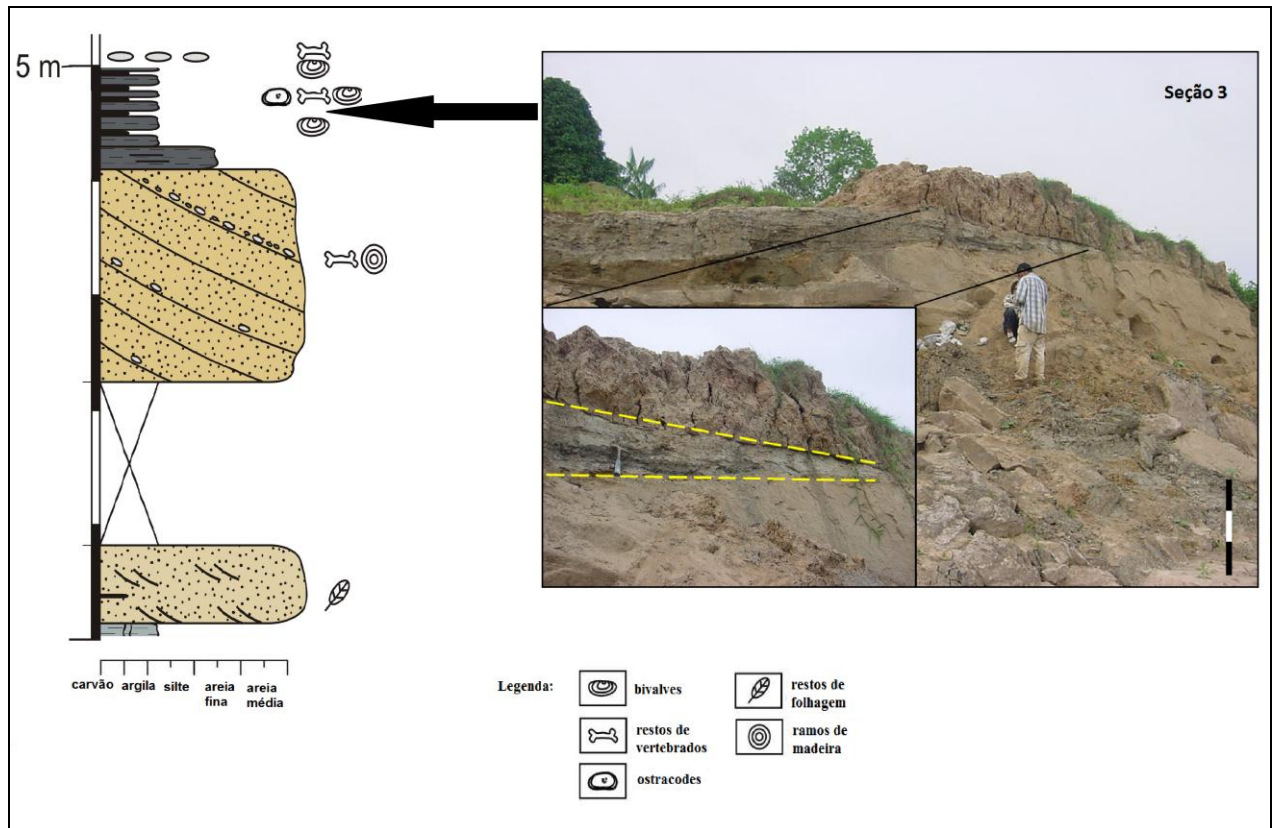


Figura 10. Vista da coleta da seção 3, com detalhe ao horizonte fossilífero do afloramento de Morada Nova, a seta preta mostra a identificação do intervalo correspondente (escala de 1 m).

7.1.2 Afloramento Aquidabã

Em “Aquidabã” foram coletadas 17 amostras da seção 2 identificadas da base para o topo na seguinte ordem: nível inferior denominadas de AQ1 a AQ5; nível intermediário denominadas de AQ32, AQ32-33, AQ33, AQ34 e AQ35 e nível superior denominadas de AQ50 a AQ56 (Figura 11).

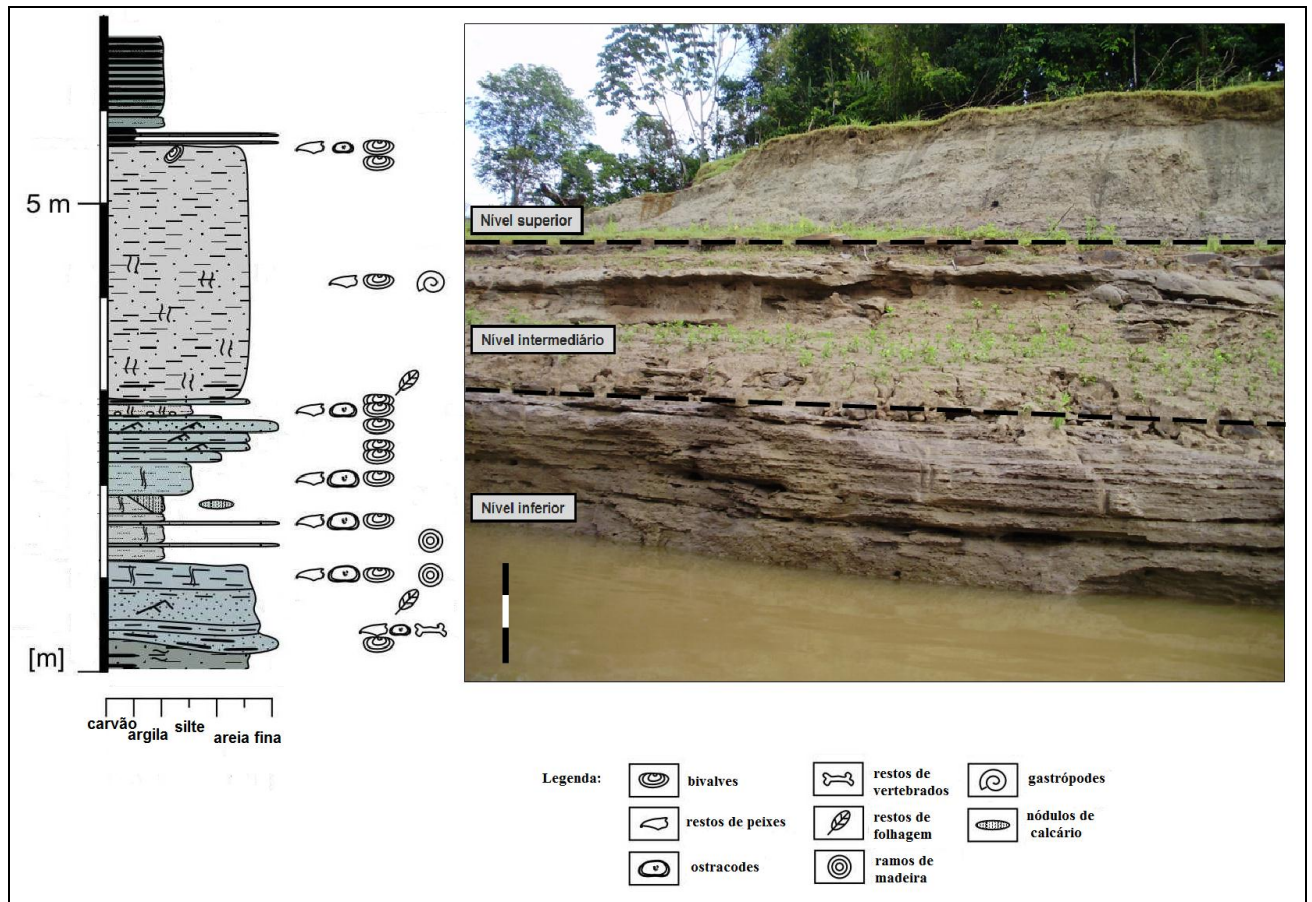


Figura 11. Vista geral do afloramento de Aquidabã (escala de 1 m).

7.1.3 Afloramento Torre da Lua

No afloramento Torre da lua foram coletadas um total de 9 amostras sendo denominadas de TL1 a TL9 (Figura 12).

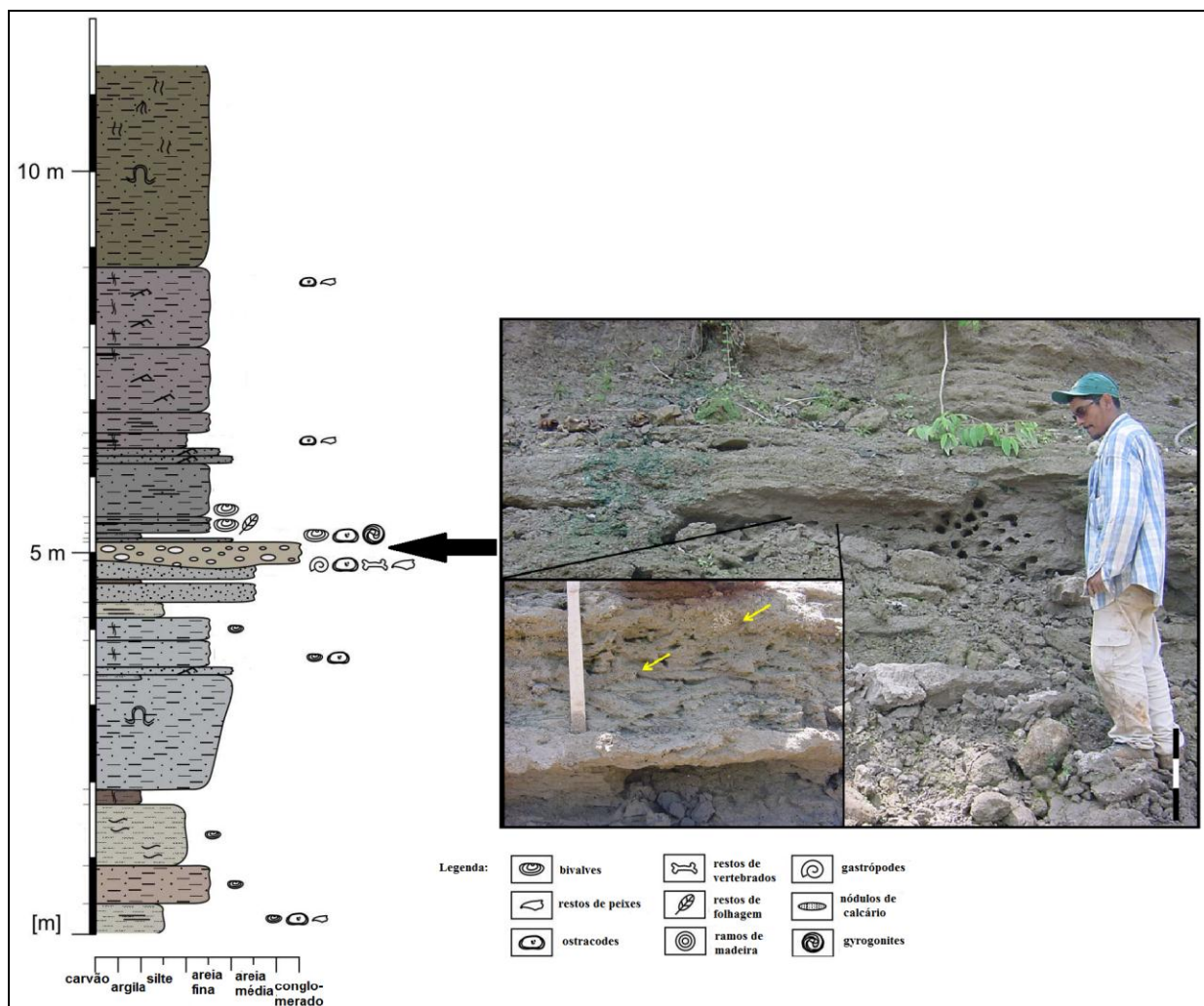


Figura 12. Vista do afloramento de Torre da Lua, com destaque ao horizonte fossilífero (escala 30 cm).

7.2 AMOSTRAS DOS TESTEMUNHOS

As amostras de subsuperfície referem-se a dois testemunhos de sondagem, denominados de 1AS-31-AM e 1AS-34-AM. Estes testemunhos de sondagem foram perfurados pela Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais – CPRM, objetivando determinar o potencial linhítico da porção ocidental do Estado do Amazonas, o qual faz parte do Projeto Carvão do Alto Solimões, sendo cedido pelo 8º distrito do Departamento Nacional de Pesquisas Minerais - DNPM/Manaus.

Em ambos os testemunhos as amostras coletadas em cada intervalo de profundidade apresentavam, particularmente, uma espessura média de 5 cm e a escolha dos pontos amostrados para o presente estudo esteve subordinada as que se encontravam em melhor estado de preservação na litoteca do 8º. Distrito do DNPM- Manaus onde estão

acondicionadas tais perfurações, com o intuito de não comprometer as análises isotópicas obtendo com isso resultados satisfatórios para o estudo.

7.2.1 Testemunhos 1AS-31-AM e 1AS-34AM

O testemunho 1AS-31-AM ($05^{\circ}18'S/71^{\circ}02'W$) apresenta profundidade total de 302,05m. O intervalo disponibilizado para o estudo compreende a 93 amostras referentes às profundidades entre 3,05m até 299,05m. O testemunho 1AS-34-AM ($05^{\circ}37'S/69^{\circ}10'W$) apresenta profundidade total de 340,25m. O intervalo disponibilizado para análise compreende 30 amostras do intervalo entre 85,29m a 169,65m de profundidade (Figura 13).

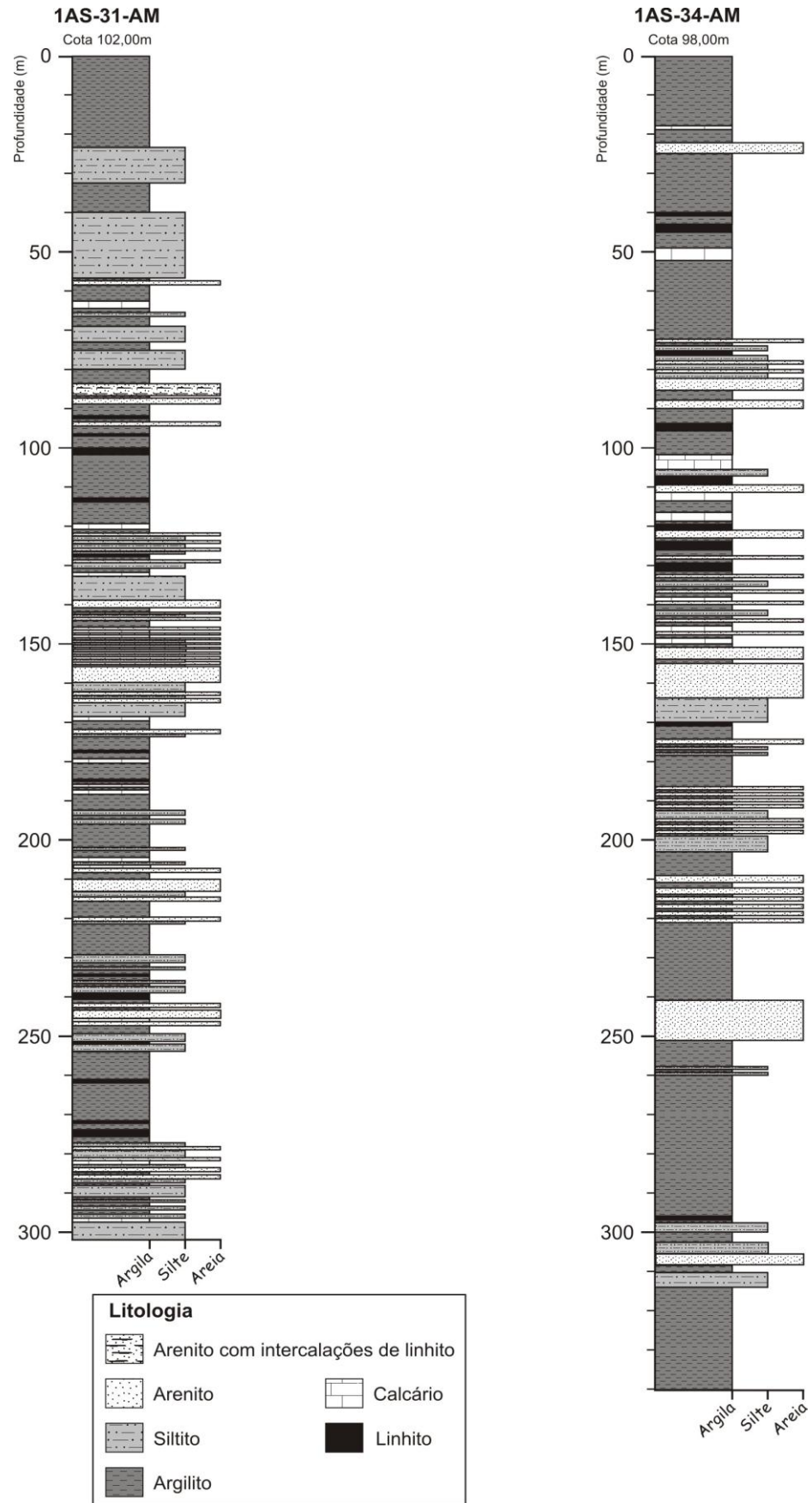


Figura 13. Perfil litológico dos testemunhos 1AS-31-AM e 1AS-34-AM
Fonte: (Modificado de Maia *et al.*, 1977).

7.3 MÉTODOS

7.3.1 Recuperação dos ostracodes das amostras

O procedimento padrão para microfósseis calcários seguiu a metodologia de separação dos microfósseis do sedimento, no qual as etapas do tratamento estão descritas abaixo:

(1) No laboratório de Polimento do Centro de Ciências da Terra e Ecologia/Museu Paraense Emílio Goeldi (CCTE/MPEG), as amostras foram primeiramente pesadas (peso bruto da amostra); em seguida submetida à desagregação, através da emersão da mesma em água por um período de aproximadamente 48 horas; após foram lavadas em água corrente com peneira de abertura de malha de 0.32, 0.60 e 0.80 Mesh. Em seguida foram levadas à estufa com temperatura em torno de 60°C para secagem; feito isso as amostras foram pesadas em balança eletrônica de alta precisão;

(2) A triagem foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica/MPEG através do auxílio de um microscópio estereoscópio da marca Zeiss e uso de pincéis nº0; para o presente estudo as amostras dos testemunhos estão padronizadas em aproximadamente 20, 4 e 2 gramas de sedimento, das frações de 32, 60 e 80 mesh, respectivamente. Para os afloramentos com 1 quilograma por amostra e 30 gramas por peneira. Neste processo além da separação de ostracodes também foram recuperados foraminíferos que eventualmente ocorreram nas amostras do testemunho 1AS-31-AM, como suporte as análises isotópicas nas carapaças de ostracodes.

(3) A identificação sistemática dos gêneros e espécies das amostras estudadas foi realizada concomitantemente com o trabalho de dissertação realizado por Ana Paula Linhares.

7.3.2 Critérios para a seleção das espécies para a análise geoquímica

Os critérios de seleção das espécies consistiram na prévia verificação do seu grau de preservação das amostras, tomando a seguinte metodologia:

(1) Após a triagem, foi feita através da utilização de um microscópio estereoscópio, a separação dos espécimes aparentemente melhor preservados por amostra. Foram verificadas também as espécies com valvas mais espessas, sem dissolução visível e sem possível crescimento de cristais de calcita. Espécies juvenis não foram utilizadas, pois podem incorporar um conteúdo ou proporção anômala da análise isotópica de acordo com o critério

citado por Jin *et al.* (2006). O número de indivíduos utilizados nas análises variou, dependendo do tamanho médio das carapaças e valvas, ficando em aproximadamente três a seis valvas.

(2) Uma fração de ostracodes de cada amostra foi analisada em Microscópio Eletrônico de Varredura - LEO modelo 1450VP (MEV/MPEG) para a verificação do grau de preservação e/ou alteração diagenética das carapaças por amostra, permitindo averiguar a amostra como um todo. Nesta etapa também foram realizadas análises de EDS (Análise por dispersão de energia) com um sistema de espectrometria de dispersão de raios-x (SED 500 DP), para a verificação dos elementos químicos constituintes das carapaças, visando documentar o grau de alteração diagenética das mesmas;

A análise de EDS foi realizada nas valvas de ostracodes dos afloramentos e testemunhos, dispondo de operação controlada via software obtiveram-se imagens e análises semiquantitativas para a verificação dos principais elementos químicos constituintes das carapaças.

7.3.3 Preparação para os métodos geoquímicos

A etapa de preparação para as análises isotópicas foram às seguintes:

(1) Primeiramente foi feita a limpeza das carapaças que não estavam alteradas pela diagênese, utilizando para tal água deionizada, pinceis 00 e auxílio de um microscópio estereoscópio. Observando a exposição à água deionizada que deve ser curta, pois pode causar dissolução das carapaças com o contato prolongado (Keatings *et al.*, 2006). O tratamento também foi feito com o uso de ultrassom com água destilada por aproximadamente 10 minutos para remoção da argila, que fica preso ou aderido à carapaça, o que segundo Danielopol *et al.* (2002) traz resultado satisfatório em valvas mais resistentes. Em seguida foi submetida à lavagem com etanol.

7.3.4 Análises Geoquímicas (Isótopos de C e O)

7.3.4.1 Isótopos de C e O

Após a seleção das espécies para o estudo estas foram suavemente maceradas em vidro de relógio com uso de bastão de vidro, ou até mesmo utilizando-se lamínulas. O pó separado foi guardado em recipiente de vidro para análise posterior. Cada amostra em pó foi submetida à lavagem com peróxido de hidrogênio (H₂O₂) e colocada para reagir com ácido fosfórico (H₃PO₄) a 99%, à temperatura de 70°C, durante 8 minutos. Após este intervalo de tempo, é realizada a reação entre a amostra e o ácido, até chegar ao equilíbrio isotópico do oxigênio:



Nesta reação o CO₂ liberado foi analisado. Para a determinação de isótopos de carbono e oxigênio, o CO₂ extraído de cada amostra foi analisado em um espectrômetro de massa Thermo-Finnigan Kiel II, equipado com um coletor duplo de sistema automatizado de reação por um Delta Plus Thermo Finnigan (que identifica e quantifica os componentes químicos de um material). As composições medidas em ‰, foram em relação ao padrão V-PDB onde o controle da precisão e exatidão analítica foi feito através da análise do padrão de carbonato NBS19, o qual foi efetuado, sistematicamente, ao longo da análise das amostras como referências primárias.

Esta etapa de análise foi realizada no Technical University of Graz, Institute for Earth Sciences, em Graz, na Áustria por Marco Caporaletti através do projeto “Evolutionary patterns and phylogenetic reconstruction of Cyprideis species (ostracods) in Palaeo-ancient lakes” de cooperação internacional entre Museu Goeldi, Brasil and Museu Joanneun/University of Graz, Áustria, financiado pela Austrian Science Funds”.

7.3.5 Análise de Co-variância

A ferramenta de análise como a correlação pode ser utilizada para examinar cada par de variáveis de medida, de modo a determinar se este par de medidas tende a deslocar-se em conjunto, isto é, se grandes valores de uma variável tendem a estar associados a grandes valores da outra (correlação positiva), se pequenos valores de uma variável tendem a estar associados a grandes valores da outra (correlação negativa), onde o valor de qualquer coeficiente de correlação tem de situar-se entre -1 e +1. Portanto, este método de combinação do grau de covariância e de propagação dos valores isotópicos pode ser usada para discriminar entre os carbonatos produzidos em bacias hidrologicamente abertas e fechadas (Talbot, 1990).

Esta análise foi realizada utilizando o programa BioEstat 5.0 com base na correlação de co-variância, com a intenção de relacionar as três possibilidades de correlação: positiva, negativa ou sem correlação, para a discriminação de bacias hidrologicamente abertas ou fechadas.

8 RESULTADOS

8.1 ANÁLISE QUALITATIVA E QUANTITATIVA DA OSTRACOFAUNA NOS AFLORAMENTOS E TESTEMUNHOS

A análise qualitativa e quantitativa da ostracofauna nos afloramentos e testemunhos permitiu observar que o gênero *Cyprideis* apresentou maior frequência e abundância nas amostras analisadas. Estudos anteriores realizados por Muñoz-Torres *et al.* (1998), Whatley *et al.* (1998) e Whatley *et al.* (2000) de diferentes localidades do Brasil (Benjamin Constant), Colômbia e Peru já constatavam o domínio deste gênero representando 90% das amostras analisadas.

Diante disso, o gênero *Cyprideis* torna-se o mais adequado para o estudo das análises isotópicas, onde as espécies *Cyprideis pebasae* (Purper, 1979) e *Cyprideis machadoi* (Purper, 1979) foram consideradas mais representativas levando em conta seu estado de preservação e a comum ocorrência nas amostras dos afloramentos e testemunhos. Sendo assim, estas espécies foram utilizadas como referência para as análises isotópicas, servindo para a comparação dos resultados obtidos entre os diferentes intervalos estratigráficos estudados nos testemunhos bem como para a correlação entre os afloramentos.

Possivelmente, a ampla ocorrência do gênero *Cyprideis* no Neógeno da Amazônia, bem como nas amostras estudadas, está relacionada a fatores fisiológicos. Este gênero é considerado um táxon oportunista, possuindo característica eurialina sendo encontrado em diferentes gradientes de salinidade e sua frequência é geralmente associada a ambiente mixoalinos (Aladin *et al.*, 1996, Whatley *et al.*, 1998, Ikeya *et al.*, 2005). Sua ocorrência em diferentes tipos de ambiente, desde marinho a não marinho, faz com que adquira como resposta as condições extremas do ambiente certas características morfofuncionais a fim de suportar as abruptas variações ambientais.

A ocorrência de nódulos é uma dessas respostas à variabilidade morfológica ambiental e podem estar presentes na carapaça de ostracodes do gênero *Cyprideis*. Esta peculiaridade tem sido objeto de estudos citados por Kilenyi (1971), Vesper (1975), Van Harten (1996, 2000), Keyser (2001), no qual inferem que a localização dos nódulos na carapaça é determinada geneticamente, porém sendo variáveis o número e o grau de expressão desses nódulos.

Para Van Harten (1996) os nódulos são uma característica das condições de baixa salinidade, sendo esta condição considerada o fator primário de controle dos nódulos. Já o pH,

o teor de HCO_3^- ou de Ca da água de acolhimento como sendo uma influência secundária (Van Harten, 2000, Keyser, 2001).

Mais tarde, Keyser (2005) investigando a presença de nódulos em valvas de *Cyprideis torosa* revelou que as mudanças estruturais ocorridas na ornamentação e nas camadas da epiderme eram causadas pela incapacidade do animal para regulamentar a crescente pressão osmótica durante a ecdise na água de baixa salinidade, devido a isso considerou ser mais uma característica fenotípica do que uma resposta genética.

Foi observada a presença de nódulos em algumas espécies do gênero *Cyprideis* em determinadas profundidades do testemunho 1AS-31-AM (175,00m e 170,80m), sendo então submetidas à análise de EDS para auxiliar nas interpretações paleoambientais, sob o ponto de vista referente à constituição química da carapaça.

8.1.1 Afloramentos

No afloramento Morada Nova foram encontradas exclusivamente espécies deste gênero, onde na amostra MN-LE da seção 1 estiveram presentes as duas espécies utilizadas no presente estudo, e para as amostras da seção 3 a espécie *Cyprideis pebasae* esteve presente em MN1, MN2, MN3-4, MN5 e MN6, enquanto que a espécie *Cyprideis machadoi* apresentou ocorrência nas amostras MN2, MN3-4 e MN6.

Dentre as amostras do afloramento Morada Nova que tiveram presentes as duas espécies, as análises isotópicas foram realizadas para as amostras: MN2, MN3-4, MN5, MN6 e MN-LE na espécie *Cyprideis pebasae* e MN3-4, MN6 e MN-LE na espécie *Cyprideis machadoi* (Tabela 1).

Tabela 1. Ocorrência das espécies *Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi* para o afloramento Morada Nova.

AMOSTRAS DO AFLORAMENTO MORADA NOVA	OCORRÊNCIA DE <i>Cyprideis pebasae</i>	OCORRÊNCIA DE <i>Cyprideis machadoi</i>
MN1		-
MN2	X	
MN3	-	-
MN3-4	X	
MN5	X	-
MN6	X	
MNLE	X	-

X – Análise isotópica

 - Ocorrência das espécies

Para os afloramentos Aquidabã e Torre da Lua o gênero *Cyprideis* ocorre em associação a outros gêneros como *Perissocytheridea*, *Darwinula*, *Cypria*, *Cytheridella*, *Iliocypris* e *Heterocypris*, sendo que *Perissocytheridea* é restrito ao afloramento Torre da Lua.

No afloramento Aquidabã a espécie *Cyprideis pebasae* esteve presente nas amostras do nível inferior em AQ5, do nível intermediário em AQ32, AQ32/33, AQ33, AQ34, AQ35, e do nível superior em AQ50, AQ51, AQ52, AQ54 e AQ55. No entanto a espécie *Cyprideis machadoi* esteve ausente para as amostras deste afloramento.

Dentre as amostras do afloramento Aquidabã que tiveram presentes a espécie *Cyprideis pebasae*, as análises isotópicas foram realizadas para as amostras: AQ50, AQ52, AQ54, AQ32/33, AQ33 e AQ34 (Tabela 2).

Tabela 2. Ocorrência da espécie *Cyprideis pebasae* para o afloramento Aquidabã.

AMOSTRAS DO AFLORAMENTO AQUIDABÃ	OCORRÊNCIA DE <i>Cyprideis</i> <i>pebasae</i>	OCORRÊNCIA DE <i>Cyprideis</i> <i>machadoi</i>
AQ56	-	-
AQ55	X	-
AQ54		-
AQ53	-	-
AQ52	X	-
AQ51		-
AQ50	X	-
AQ35		-
AQ34	X	-
AQ33	X	-
AQ32-33	X	-
AQ32		-
AQ5		-
AQ4	-	-
AQ3	-	-
AQ2	-	-
AQ1	-	-

X – Análise isotópica

 - Ocorrência das espécies

Para o afloramento Torre da Lua a espécie *Cyprideis pebasae* esteve presente nas amostras TL1, TL2, TL3 e TL6. Enquanto que a espécie *Cyprideis machadoi* apresentou ocorrência somente na amostra TL3.

Dentre as amostras do afloramento Torre da Lua que tiveram presentes as duas espécies, as análises isotópicas foram realizadas para as amostras: TL2, TL3 e TL6 na espécie *Cyprideis pebasae* e TL3 na espécie *Cyprideis machadoi* (Tabela 3).

Tabela 3. Ocorrência das espécies *Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi* para o afloramento Torre da Lua.

AMOSTRAS DO AFLORAMENTO TORRE DA LUA	OCORRÊNCIA DE <i>Cyprideis</i> <i>pebasae</i>	OCORRÊNCIA DE <i>Cyprideis</i> <i>machadoi</i>
TL-1		-
TL-2	X	-
TL-3	X	X
TL-5	-	-
TL-6	X	-
TL-7	-	-
TL-8	-	-
TL-9	-	-

X – Análise isotópica

 - Ocorrência das espécies

As análises isotópicas não foram realizadas em todas as amostras onde ocorreram as espécies *Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi* devido à falta de material suficiente e boa preservação das valvas em determinadas amostras dos afloramentos.

8.1.2 Testemunhos

A disposição dos ostracodes do testemunho 1AS-31-AM permitiu verificar o predomínio do gênero *Cyprideis* embora associado com outros gêneros como *Candona*, *Cypria*, *Cytheridella*, *Darwinula*, *Perissocytheridea*.

O gênero *Cyprideis* está representado pelas espécies: *Cyprideis amazônica*, *Cyprideis aulakos*, *Cyprideis caraionae*, *Cyprideis cyrtoma*, *Cyprideis graciosa*, *Cyprideis inversa*, *Cyprideis lacrimata*, *Cyprideis machadoi*, *Cyprideis olivencai*, *Cyprideis pebasae*, *Cyprideis sulcosigmoidalis*.

Embora as espécies *Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi* ocorram em diferentes profundidades do testemunho 1AS-31-AM, as análises isotópicas para a espécie *Cyprideis pebasae* foram realizadas para as profundidades de 157,25m, 170,80m, 174,40m e 175,00m, enquanto que para a espécie *Cyprideis machadoi* as análises isotópicas foram realizadas para as profundidades de 138,20m, 157,25m, 170,80m, 174,40m e 175,00m (Figura 14).

Do mesmo modo que os afloramentos, as análises isotópicas não foram realizadas em todas as amostras do testemunho 1AS-31-AM onde as espécies *Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi* ocorrem, devido à falta de material suficiente e boa preservação das valvas em determinadas amostras dos testemunhos.

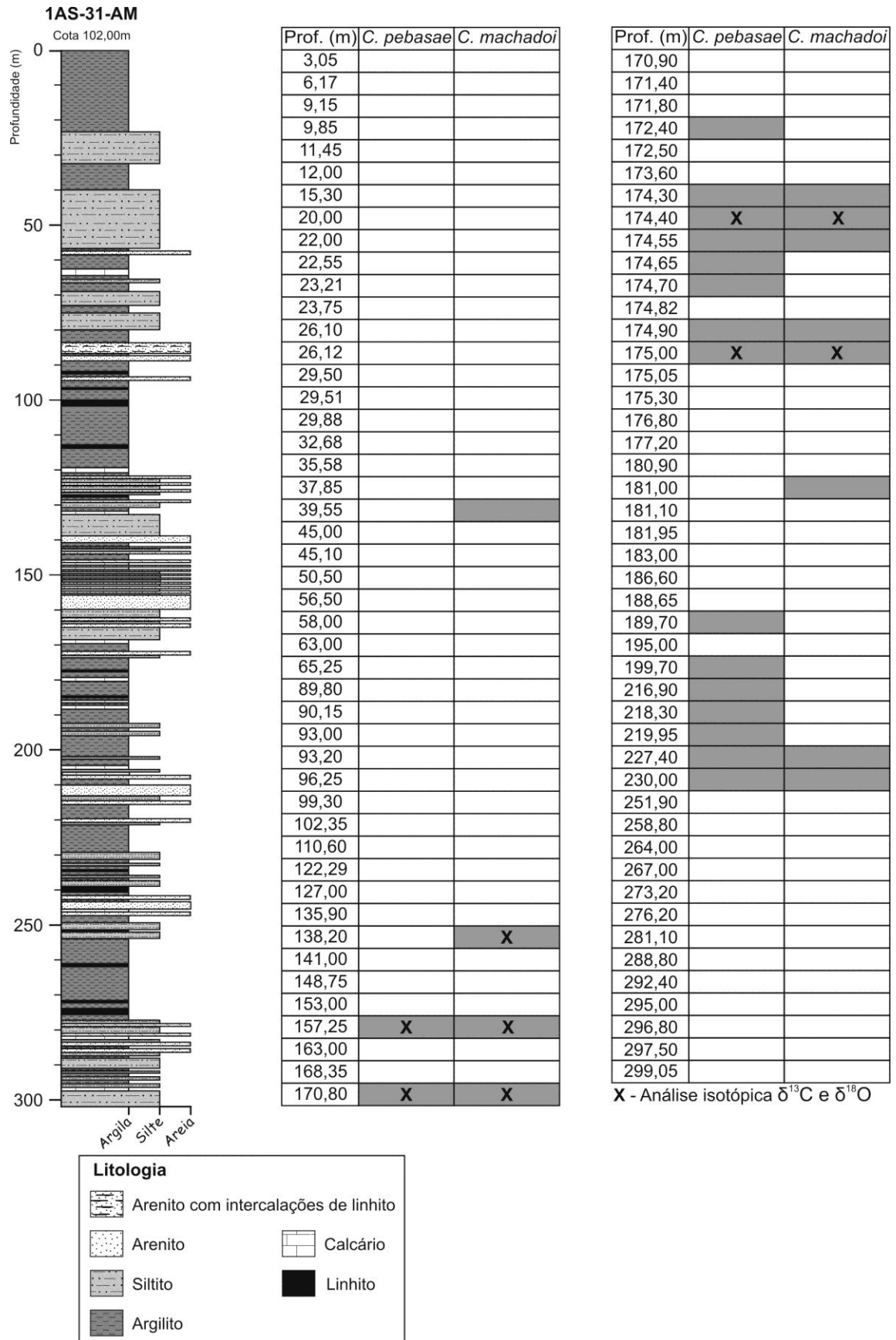


Figura 14. Localização de ocorrência das espécies e das amostras analisadas ao longo do testemunho 1AS-31-AM.

Cabe ressaltar que futuras análises para o testemunho 1AS-31-AM nas profundidades de 148,75m, 170,80m, 174,30m, 174,40m, 174,55m, 174,65m, 174,70m, 174,90m, 175,00m, 189,70m, 216,90m, 218,30m e 227,40m já estão em andamento no Technical University of Graz, Institute for Earth Sciences, em Graz, na Áustria. Entretanto não foi possível obter os resultados em tempo hábil para inseri-las neste estudo, o que não comprometeu os resultados pretendidos, portanto estas serão utilizadas em publicação futura.

Para o testemunho 1AS-34-AM o gênero *Cyprideis* também se mostrou predominante, embora ocorram associados aos gêneros *Candona*, *Cypria*, *Cytheridella*, *Darwinula*, *Perissocytheridea*.

As espécies presentes do gênero *Cyprideis* foram: *Cyprideis amazônica*, *Cyprideis aulakos*, *Cyprideis caraionae*, *Cyprideis cyrtoma*, *Cyprideis graciosa*, *Cyprideis inversa*, *Cyprideis lacrimata*, *Cyprideis machadoi*, *Cyprideis olivencai*, *Cyprideis pebasae*, *Cyprideis sulcosigmoidalis*.

Embora também ocorram em outras profundidades ao longo do testemunho 1AS-34-AM, as análises isotópicas para a espécie *Cyprideis pebasae* ficaram restritas devido à falta de material suficiente e boa preservação das valvas em determinadas amostras do testemunho, utilizando as seguintes profundidades: 113,80m e 122,49m, enquanto que a espécie *Cyprideis machadoi* somente para a profundidade de 122,49m (Figura 15).

Vale salientar que do mesmo modo que foram realizadas as análises isotópicas para as amostras dos afloramentos, considerou-se o mesmo critério para as amostras dos testemunhos levando em conta tanto a quantidade de valvas suficientes bem como melhor estado de preservação, onde a questão do grau de preservação será mais bem detalhada no tópico a seguir.

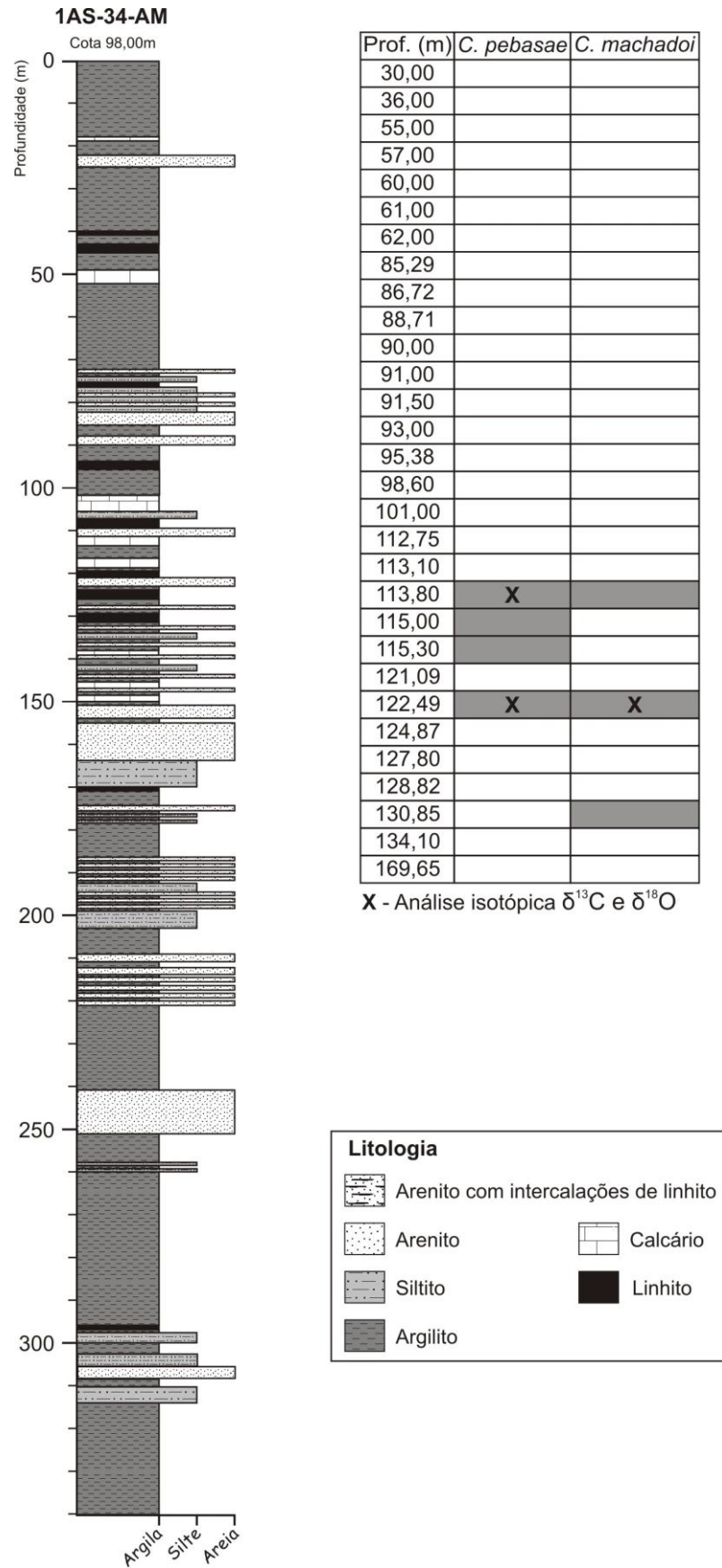


Figura 15. Localização de ocorrência das espécies e das amostras analisadas ao longo do testemunho 1AS-34-AM.

8.2 PRESERVAÇÃO DOS OSTRACODES NOS AFLORAMENTOS E TESTEMUNHOS

A preservação dos ostracodes nos afloramentos e testemunhos foi verificada através de análises em estereomicroscópio no qual pode ser observados aspectos como: cor, forma e estrutura das valvas. Análises em microscópio eletrônico de varredura (MEV) permitiram melhor avaliação da estrutura da parede das valvas e carapaças e a aplicação da espectrometria por dispersão de energia (EDS) as quais forneceram informações químicas semiquantitativas das valvas e carapaças analisadas.

Para as análises em estereomicroscópio foi possível observar a primeira impressão geral quanto a sua preservação através da observação das condições de coloração das carapaças. Para isto foram também tomadas imagens utilizando câmera digital Cânon PowerShot A640 acoplada ao estereomicroscópio para exemplificar tal estado de preservação. Para as amostras dos afloramentos observou-se que a maioria das espécies se apresentava bem preservadas (Figura 16).



Figura 16. Afloramento Morada Nova – (imagem 1 e 2 *Cyprideis pebasae*); Afloramento Aquidabã – (imagem 3, 4 e 5 *Cyprideis pebasae*); Afloramento Torre da Lua – (imagem 6 *Cyprideis graciosa*; imagem 7 *Cyprideis longispina* e imagem 8 *Cyprideis pebasae*).

No entanto para as amostras dos testemunhos observou-se que de um modo geral as amostras do testemunho 1AS-31-AM apresentaram diferentes tipos de coloração entre os espécimes, admitindo um número reduzido de profundidades com valvas em melhores condições quanto à coloração (Figura 17).

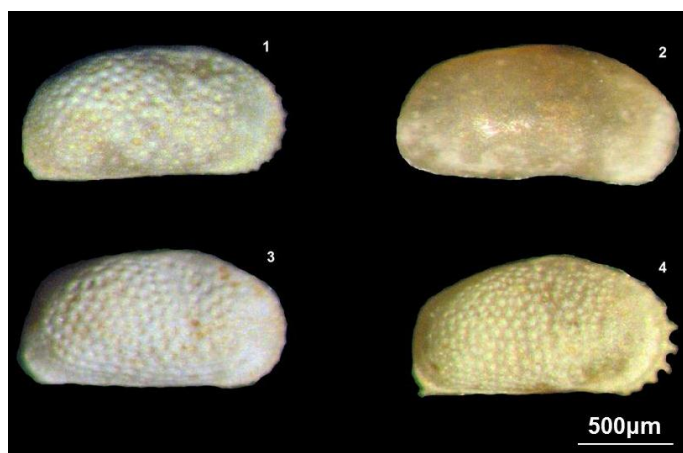


Figura 17. Espécies representativas do testemunho 1AS-31-AM - profundidade 174,40m (imagem 1 e 2; 1 *Cyprideis pebasae* e 2 *Cyprideis machadoi*), 175,00m (imagem 3 e 4; 3 *Cyprideis pebasae* e 4 *Cyprideis graciosa*).

Também foi possível constatar para o testemunho 1AS-31-AM que nas profundidades de 138,20m, 157,25m e 163,00m as valvas se encontravam preenchidas ou recobertas por uma crosta ou película oxidada, de coloração marrom avermelhado, sendo que em algumas espécies essa crosta era de fácil remoção e em outras se apresentando mais resistentes (Figura 18). Anjos (2004) constatou fenômeno similar em testas de foraminíferos, o que segundo a autora, não comprometeu o estado de preservação, ressaltando de um modo geral que as testas apresentaram morfologia da parede em perfeito grau de conservação.

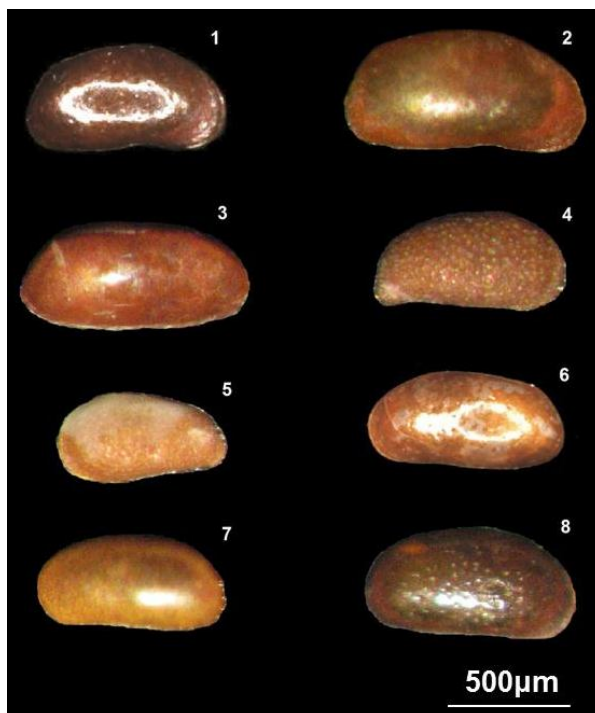


Figura 18. Espécies representativas do testemunho 1AS-31-AM preenchidos ou recobertos por uma crosta ou película oxidada para os níveis de profundidade 138,20m (imagem 1 *Cyprideis machadoi*), 157,25m (imagem 2 a 6; 2 *Cyprideis machadoi*; 3 *Cyprideis amazônica*; 4 *Cyprideis sp*; 5 *Cyprideis pebasae*; 6 e 7 *Cyprideis machadoi*) e 163,00m (imagem 8 *Cyprideis amazonica*). Notar em 5 e 6 as partes mais removíveis da crosta oxidada.

Para o testemunho 1AS-34-AM na maioria das profundidades as espécies se encontravam com pouca ou nenhuma variação na cor, bem como possível alteração nas estruturas das valvas garantindo uma melhor condição principalmente de coloração comparada ao testemunho 1AS-31-AM (Figura 19).



Figura 19. Espécies representativas do testemunho 1AS-34-AM - 113,80m (imagem 1 *Cyprideis pebasae*), 122,49m (imagem 2 e 3; 2 *Cyprideis machadoi* e 3 *Cyprideis pebasae*), 115,00m (imagem 13 *Cyprideis aulakos*).

As análises em microscopia eletrônica de varredura foram realizadas de uma maneira aleatória para as amostras dos afloramentos e testemunhos, a fim de se obter um panorama

geral da preservação do material estudado, o que possibilitou verificar que as espécies dos afloramentos estavam com um melhor grau de preservação, contribuindo com a análise prévia feita através do estereomicroscópio, inclusive para as espécies *Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi* com suas estruturas morfológicas sem alteração, comparada as amostras dos testemunhos (Figura 20).

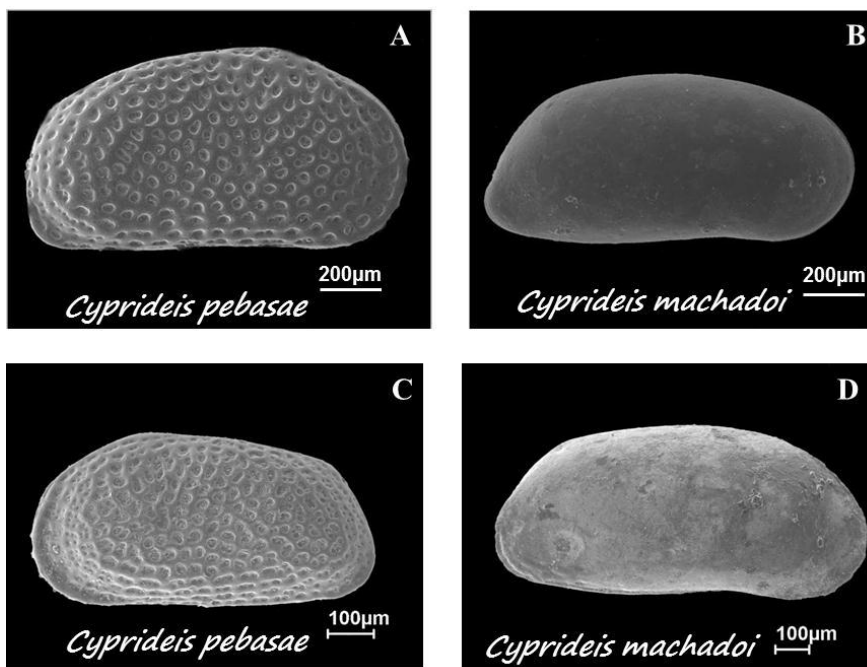


Figura 20. Fotomicrografias realizadas em MEV das espécies *Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi*. (A e B) referente aos afloramentos e (C e D) referentes aos testemunhos.

A aplicação da técnica de espectrometria por dispersão de energia permitiu reconhecer que a composição química original das carapaças manteve-se preservada. Observando-se que em todos os espectros obtidos nas análises pontuais, a constituição química do carbonato de cálcio (CaCO_3), indicaram uma relação entre a presença desses elementos disponíveis em solução e sua participação nos processos ou metabolismo biológicos, o que contribui com a boa preservação da morfologia ultraestrutural comprovando deste modo a integridade da amostra.

De um modo geral os elementos químicos mais abundantes contido nas valvas das espécies *Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi* com relação aos afloramentos Morada Nova, Aquidabã e Torre da Lua foram: Oxigênio (O), Cálcio (Ca) e Carbono (C), onde a melhor representação obtida esteve para a espécie *Cyprideis pebasae* (Figura 21).

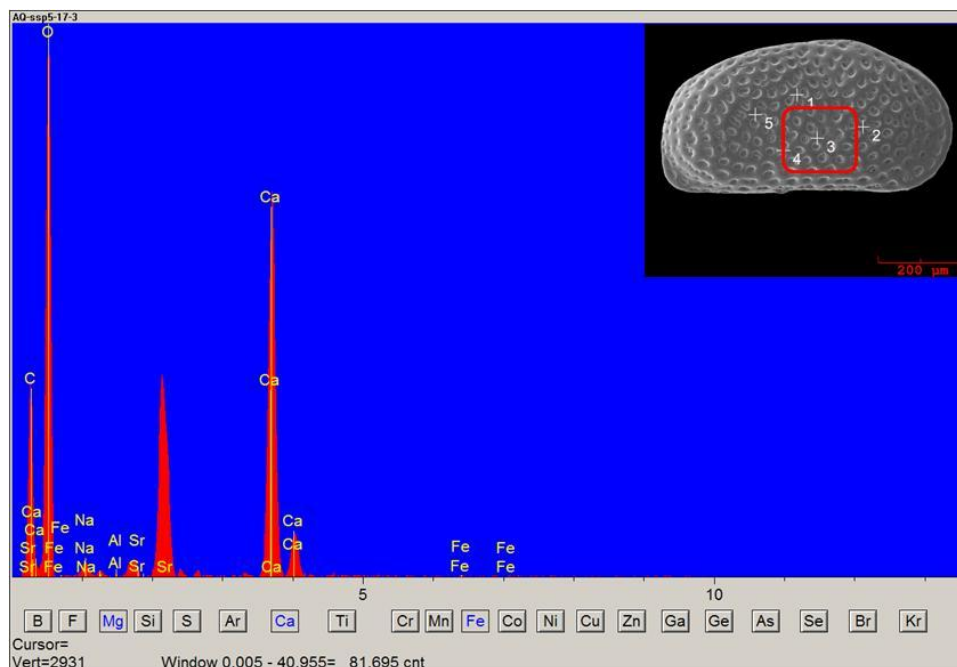


Figura 21. Espectro dos elementos químicos mais abundantes para a espécie *Cyprideis pebasae*, referente à amostra do afloramento Aquidabã.

O testemunho 1AS-31-AM para as diferentes profundidades obteve como elementos químicos mais abundantes: Oxigênio (O), Cálcio (Ca) e Carbono (C), onde esteve mais bem representada pela espécie *Cyprideis machadoi* na profundidade de 170,80m (Figura 22).

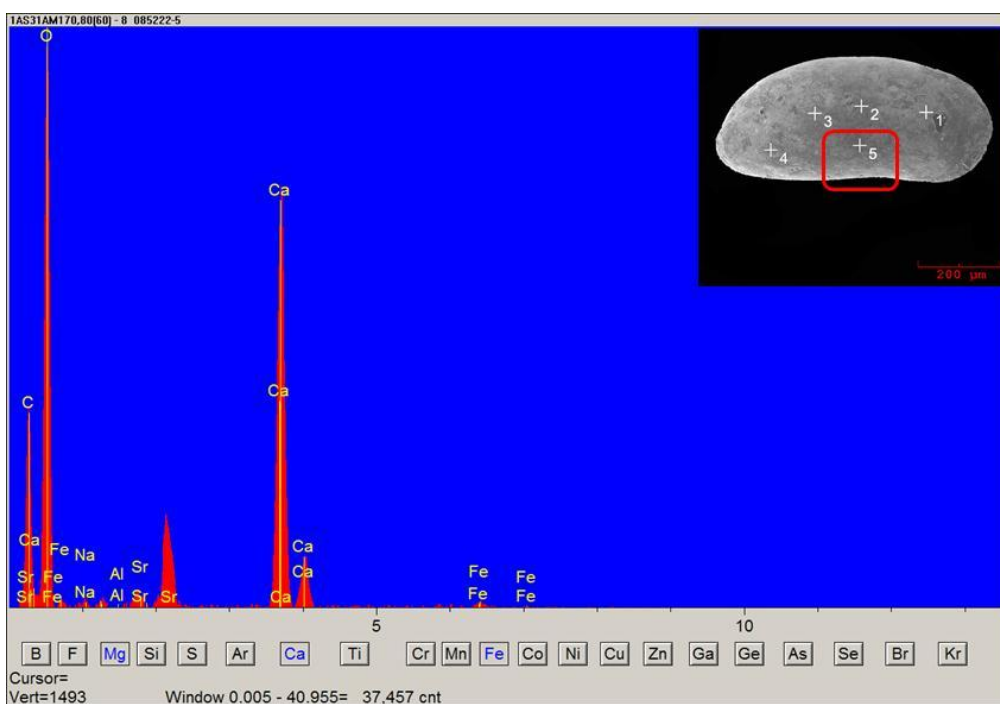


Figura 22. Espectro dos elementos químicos mais abundantes para a espécie *Cyprideis machadoi*, referente à profundidade de 170,80m.

Para as profundidades 170,80m, 174,65 e 175,00m algumas espécies de *Cyprideis* sp.5 tiveram a presença de nódulos, sendo então escolhidos alguns destes espécimes com nódulos para a realização da análise de EDS, a fim de detectar se essa mudança na morfologia do gênero possa ter afetado na composição química da carapaça (Figura 23). As análises mostraram que nos pontos onde ocorrem os nódulos a presença do carbonato de cálcio se mantém como nos outros pontos analisados, não afetando a composição química original das mesmas.

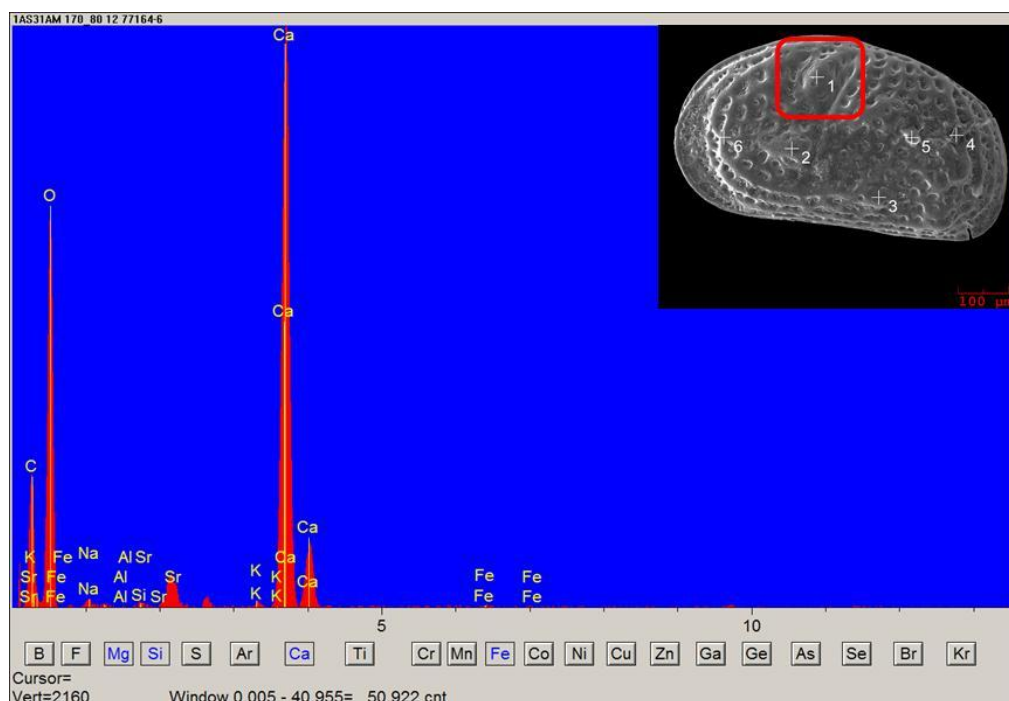


Figura 23. Espectro com os elementos químicos mais abundantes para a profundidade 170,80m do testemunho 1AS-31-AM na espécie *Cyprideis* sp5 com a presença de nódulos.

As análises de EDS para as espécies que se encontravam recobertas pela crosta oxidada revelaram, por exemplo, para a espécie *Cyprideis machadoi* na profundidade de 138,20m que de um modo geral os elementos químicos mais abundantes foram: Oxigênio (O), Cálcio (Ca), Carbono (C) e Ferro (Fe). Observou-se que o elemento Fe apresentou maior concentração para estas espécies em comparação com as demais espécies analisadas. Por se tratar de uma análise pontual, acredita-se que a presença do elemento Fe revelou em termos quantitativos que, de certo modo, não houve substituição dos componentes originais, visto que os valores dos elementos Ca e O foram mais expressivos em todos os pontos amostrados nesta carapaça, como pode ser observado no ponto 1 (Figura 24). Cabe ressaltar que embora parcialmente recobertas pela película oxidada as carapaças, em geral, apresentaram bem preservadas em sua estrutura externa.

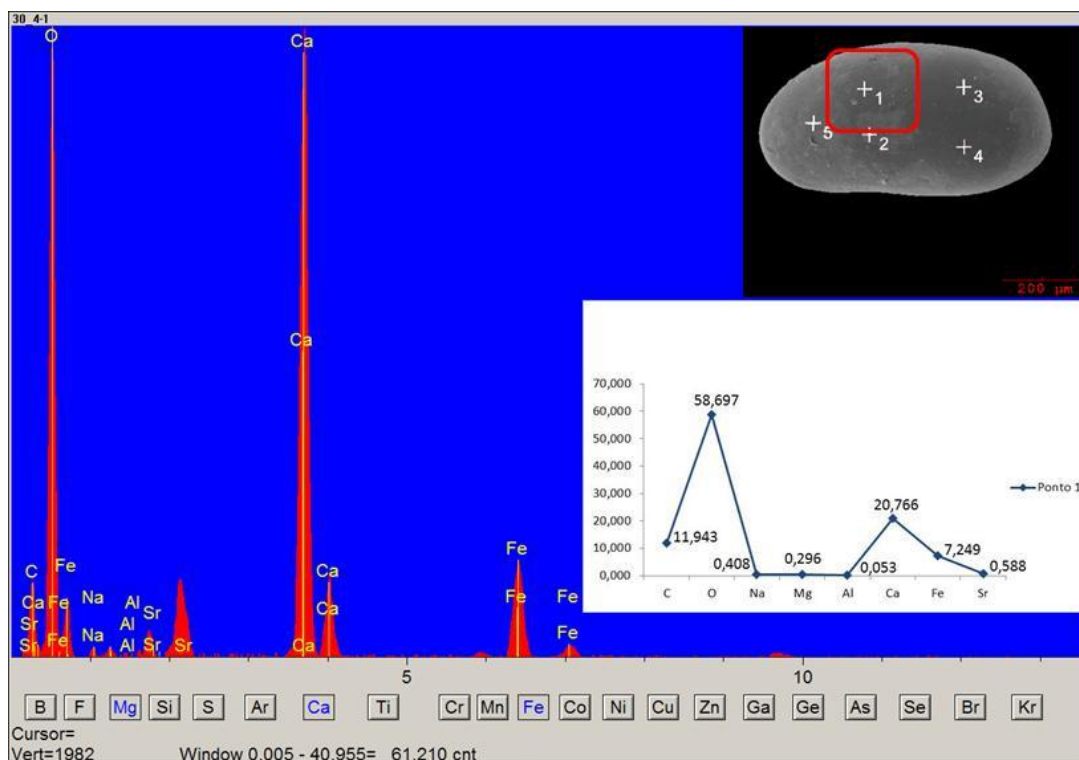


Figura 24. Concentração dos elementos químicos mais abundantes para a profundidade 138,20m do testemunho 1AS-31-AM na espécie *Cyprideis machadoi*, notar a concentração do elemento Ferro (Fe) elevado.

Para o testemunho 1AS-34-AM a abundância dos elementos químicos se mostrou semelhante às espécies de *Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi* analisadas para o testemunho 1AS-31-AM que se encontravam sem a presença do Fe, onde para a espécie *Cyprideis machadoi* apresentou os seguintes elementos químicos: Oxigênio (O), Cálcio (Ca) e Carbono (C), os quais se mostraram mais abundantes para a profundidade 115,00m, inferindo que a composição química original manteve-se preservada (Figura 25).

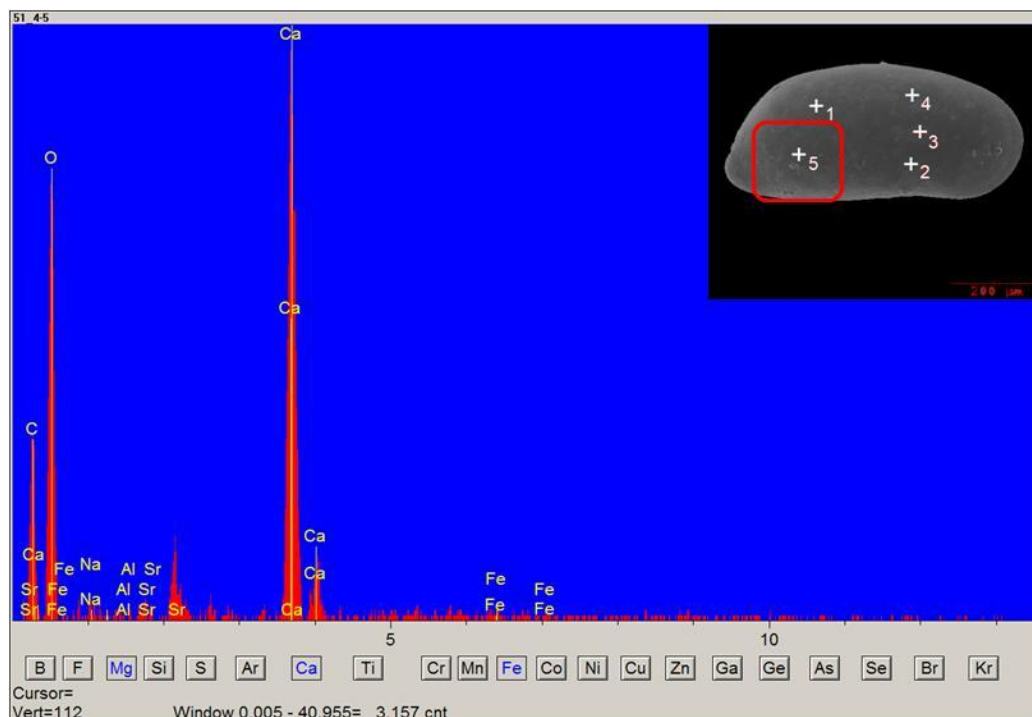


Figura 25. Espectro com os elementos químicos mais abundantes para a profundidade 115,00m do testemunho 1AS-34-AM para a espécie *Cyprideis machadoi*.

8.3 ANÁLISES DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS PARA AS ESPÉCIES *Cyprideis pebasae* E *Cyprideis machadoi*

8.3.1 Resultados isotópicos nos afloramentos

As análises isotópicas nos ostracodes (*Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi*) provenientes dos afloramentos estudados revelaram valores exclusivamente negativos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, apresentando pequena variação entre as amostras analisadas.

A análise isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ para a espécie *Cyprideis pebasae* refletiu em pequena variação para os três afloramentos onde o valor menos empobrecido (-10,74‰) foi obtido na amostra AQ33 de Aquidabã e na amostra TL02 de Torre da Lua e o mais empobrecido (-12,55 ‰) na amostra AQ52.

Para a razão do oxigênio o valor menos empobrecido (-5,71‰) foi obtido na amostra TL03 enquanto que o valor mais empobrecido (-9,53‰) na amostra AQ33. Para o afloramento Morada Nova os valores oscilaram bem pouco, entre -8,13‰ e -7,22‰ nas amostras MN6 e MN2, respectivamente (Tabela 4).

Tabela 4. Valores da razão isotópica do carbono e oxigênio para a espécie *Cyprideis pebasae* nas amostras dos afloramentos.

ESPÉCIE	AMOSTRAS DOS AFLORAMENTOS	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (‰)
<i>Cyprideis pebasae</i>	MN2	-11,11	-7,22
	MN3-4	-11,36	-7,44
	MN5	-12,45	-7,64
	MN6	-11,64	-8,13
	MN-LE	-10,93	-7,33
	AQ32-33	-12,45	-9,37
	AQ33	-10,74	-9,53
	AQ34	-12,49	-8,53
	AQ50	-12,10	-9,50
	AQ52	-12,55	-9,28
	AQ55	-11,97	-9,31
	TL2	-10,74	-7,68
	TL3	-11,86	-5,71
	TL6	-10,94	-7,18

A espécie *Cyprideis machadoi* também resultou em pequenas variações para a razão de carbono e oxigênio. Para os valores de $\delta^{13}\text{C}$, o menos empobrecido (-10,89‰) foi obtido na amostra MN6 do afloramento Morada Nova enquanto que o mais empobrecido (-13,29‰) para a amostra TL03 de Torre da Lua. Para a razão de oxigênio os valores oscilaram entre -7,29‰ e -7,02‰, para a amostra MN3-4 e MN6, respectivamente (Tabela 5).

Tabela 5. Valores da razão isotópica do carbono e oxigênio para a espécie *Cyprideis machadoi* nas amostras dos afloramentos.

ESPÉCIE	AMOSTRAS DOS AFLORAMENTOS	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (‰)
<i>Cyprideis machadoi</i>	MN3-4	-11,67	-7,29
	MN6	-10,89	-7,02
	MN LE	-11,03	-7,22
	TL03	-13,29	-7,13

A análise da co-variância isotópica das razões de $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ x $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ realizadas nas espécies *Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi* para os afloramentos resultaram nos seguintes coeficientes de variação (r): Aquidabã (r= -0,48), Morada Nova (r= 0,85) e Torre da Lua (r= -0,26). (Figura 26).

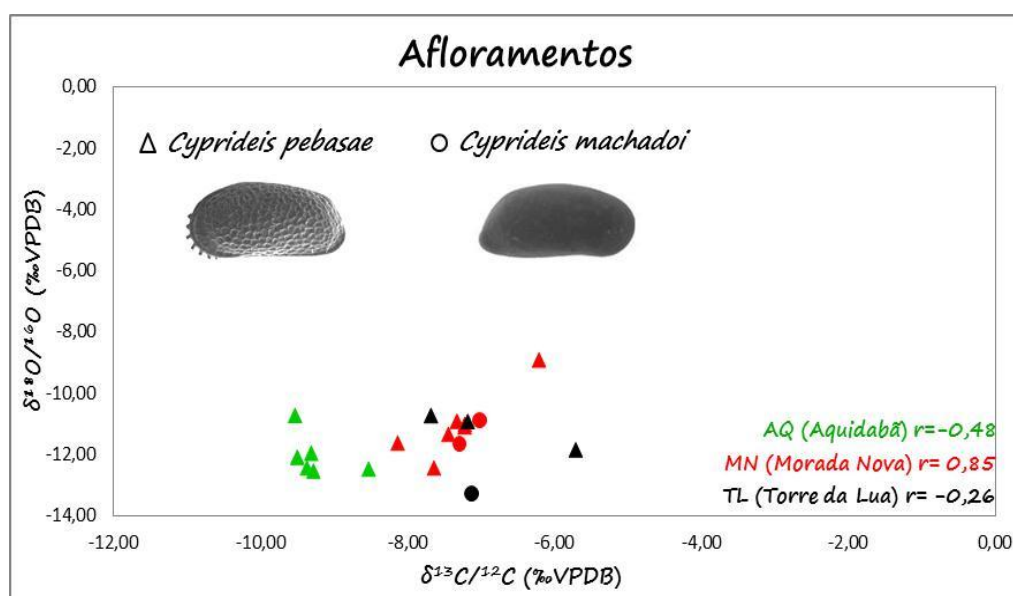


Figura 26. Dados dos coeficientes de variação (r) da razão de isótopos de oxigênio e carbono em *Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi* ao longo dos afloramentos Morada Nova, Aquidabã e Torre da Lua.

8.3.2 Resultados isotópicos dos ostracodes nos testemunhos

O testemunho 1AS-31-AM apresentou para as espécies *Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi* valores exclusivamente negativos para as análises de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$.

A curva isotópica construída para os valores de carbono referente à espécie *Cyprideis pebasae* apresentou o maior empobrecimento (-10,21‰) para a profundidade de 174,40m, e o menor empobrecimento (-9,22‰) para a profundidade de 157,25m. Da mesma forma para os valores de oxigênio onde o maior empobrecimento (-9,30‰) foi para a profundidade de 175,00m e o menor empobrecimento (-5,52‰) para a profundidade 157,25m (Tabela 6).

Tabela 6. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para a espécie *Cyprideis pebasae* do testemunho 1AS-31-AM.

ESPÉCIE	AMOSTRAS DO TESTEMUNHO 1AS-31-AM Profundidade (m)	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (V-PDB)
<i>Cyprideis pebasae</i>	157,25	-9,22	-5,52
	170,80	-10,05	-9,19
	174,40	-10,21	-8,9
	175,00	-9,95	-9,30

O valor de $\delta^{13}\text{C}$ para a espécie *Cyprideis machadoi* exibiu o maior empobrecimento (-9,95‰) para a profundidade de 175,00m e o de menor empobrecimento (-7,17‰) para a profundidade de 138,20m. Quanto aos valores de oxigênio o de maior empobrecimento (-9,66‰) esteve para a profundidade de 174,40m e o valor de menor empobrecimento (-4,98‰) também ocorreu para a profundidade de 138,20m (Tabela 7).

Tabela 7. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para a espécie *Cyprideis machadoi* do testemunho 1AS-31-AM.

ESPÉCIE	AMOSTRAS DO TESTEMUNHO 1AS-31-AM Profundidade (m)	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (V-PDB)
<i>Cyprideis machadoi</i>	138,20	-7,17	-4,98
	157,25	-7,98	-5,19
	170,80	-9,73	-9,36
	174,40	-9,88	-9,66
	175,00	-9,95	-8,94

Para o testemunho 1AS-34-AM, semelhante ao testemunho 1AS-31-AM, as análises exibiram empobrecimento dos isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para as espécies *Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi*.

Para a espécie *Cyprideis pebasae* o valor do carbono se tornou menos empobrecido na profundidade de 122,49m para 113,80m de -11,11‰ para -9,67‰, respectivamente. Enquanto que para o oxigênio os valores se apresentaram com pequena variação, exibindo o valor menos empobrecido de -6,05‰ para a profundidade de 122,49m e mais empobrecido para a profundidade superior de 113,80m com -6,29‰. Para a espécie *Cyprideis machadoi* apresentou -9,1‰ para o carbono e -5,93‰ para o oxigênio ambos os valores referentes à profundidade de 122,49m. (Tabela 8).

Tabela 8. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para cada amostra do testemunho 1AS-34AM.

ESPÉCIES	AMOSTRAS DO TESTEMUNHO 1AS-34-AM Profundidade (m)	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (V-PDB)
<i>Cyprideis pebasae</i>	113,80	-9,67	-6,29
	122,49	-11,11	-6,05
<i>Cyprideis machadoi</i>	122,49	-9,1	-5,93

8.3.3 Resultados isotópicos dos foraminíferos nos testemunhos

Como um suporte para as interpretações paleoambientais foram também realizadas análise complementar em foraminíferos bentônicos encontrados no testemunho 1AS-31-AM nas profundidades de 170,90m, 171,40m, 172,40m e 174,40m. As análises isotópicas foram realizadas em espécimens do gênero *Amphistegina* (*Amphistegina* sp.1 e *Amphistegina* sp.2) o qual foi o mais abundante.

Os valores obtidos para a análise de carbono revelaram-se exclusivamente positivos e para o oxigênio os valores foram exclusivamente negativos tanto para a espécie *Amphistegina* sp.1 quanto para a *Amphistegina* sp.2.

A espécie *Amphistegina* sp.1 apresentou para o carbono o valor de maior enriquecimento (1,13‰) para a profundidade de 171,40m quanto que o menor enriquecimento (0,06‰) esteve para a profundidade 170,90m. Para o oxigênio os valores se apresentaram negativos, onde o menor empobrecimento foi de (-0,61‰) para a profundidade 171,40m e o maior empobrecimento (-1,50‰) para a profundidade de 170,90m (Tabela 9).

Tabela 9. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para a espécie *Amphistegina* sp.1 do testemunho 1AS-31-AM.

ESPÉCIE	AMOSTRAS DO TESTEMUNHO 1AS-31-AM Profundidade (m)	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (V-PDB)
<i>Amphistegina</i> <i>sp.1</i>	170,90	0,06	-1,50
	171,40	1,13	-0,61
	172,40	0,80	-1,29

Para a espécie *Amphistegina* sp.2 o menor enriquecimento (0,24‰) obtido para o carbono esteve para a profundidade de 171,40m, enquanto que o maior enriquecimento (0,94‰) esteve para a profundidade de 172,40m. Para os valores de oxigênio a profundidade de 174,40m exibiu o menor empobrecimento com -1,26‰ e o de maior empobrecimento (-1,56‰) para a profundidade de 170,90m (Tabela 10).

Tabela 10. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para a espécie *Amphistegina* sp.2 do testemunho 1AS-31-AM.

ESPÉCIE	AMOSTRAS DO TESTEMUNHO 1AS-31-AM Profundidade (m)	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (V-PDB)
<i>Amphistegina</i> <i>sp.2</i>	170,90	0,60	-1,56
	171,40	0,24	-1,37
	172,40	0,94	-1,55
	174,40	0,67	-1,26

9 DISCUSSÃO

De uma forma geral, de acordo com os estudos facirológicos realizados por Paz *et al.* (no prelo) e Gross *et al.* (2011) os níveis onde ocorrem ostracodes nos afloramentos estão possivelmente associados à formação de corpos d'água, como lagos. Tal lagos corresponde a sistemas formados a partir da redução do fluxo de energia do canal fluvial ativo, o que gerou canais ou meandros abandonados, levando a formação de planície de inundação. Estes sistemas ora se comportam como ambientes mais abertos, como observado em Aquidabã, ora mais fechado, como em Morada Nova.

Considerando com isso as análises de co-variância isotópica para os afloramentos Aquidabã ($r = -0,48$), Morada Nova ($r = 0,85$) e Torre da Lua ($r = -0,26$), (Figura 26, página 59), foi possível verificar uma correlação mais negativa para o afloramento Aquidabã indicando ambiente associado a uma bacia hidrologicamente aberta, com influxo maior de água e o provável excesso eliminado através do aumento na vazão dos efluxos, mantendo com isso o nível do lago estável.

O afloramento Torre da Lua, embora tenha apresentado correlação menos negativa comparada ao afloramento Aquidabã, da mesma forma indicou ambiente associado a uma bacia hidrologicamente aberta mostrando um aumento no influxo de água.

O afloramento Morada Nova apresentou uma correlação positiva, que indica ambiente se comportando como uma bacia hidrologicamente fechada, onde se apresenta a ausência de efluentes fluviais inferindo a flutuações nas taxas de precipitação e evaporação, conforme o contexto citado por Chiossi (2005), onde nos lagos, a subida “eustática” é limitada pela presença de efluentes naturais (spill points), que são os pontos específicos do terreno por onde é escoado o excesso de água que recarrega o lago. Assim, o afloramento Morada Nova pode ser caracterizado como sem efluentes e uma bacia hidrológica de regime fechado.

As interpretações dos dados de co-variância para os afloramentos mostram concordâncias com as interpretações paleoambientais das associações facirológicas descritas em Gross *et al.* (no prelo), o que possibilitou indicar que os níveis onde foram realizadas as análises isotópicas para o afloramento Morada Nova são interpretadas como ambiente de lagos formados devido a redução do fluxo de energia do canal gerando canais abandonados ou meandros, as quais fazem parte de um complexo sistema continental formado por diques marginais na base e depósitos de planície de inundação no topo. Para o afloramento Aquidabã

os dados mostraram provável representação de depósitos de “crevasse splay/channel” levando possivelmente a formação de uma planície de inundação, e posteriormente substituído por um ambiente pantanoso. O afloramento Torre da Lua com características na base se comportando como um “crevasse splay” influenciada por ambiente de frente deltaica, tornando assim para ambientes mais dinâmicos, menos estáveis e com maior interferência de “input” pelos “crevasse delta” e no topo “crevasse splay” levando a um ambiente de lago de várzea ou planície de inundação.

Com base nas análises de isótopos de C e O para os afloramentos, estes revelaram uma distribuição isotópica com valores exclusivamente baixos para as razões de $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ nas duas espécies *Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi*.

Para os três afloramentos (Morada Nova, Aquidabã e Torre da Lua) os valores da razão isotópica de $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ tenderam a serem todos negativos, o que se pode inferir que ocorreu uma baixa produtividade das espécies ou decréscimo da preservação da matéria orgânica, tais valores poderiam ser influenciados por efeito da fotossíntese das plantas existentes principalmente para as amostras cujos valores se apresentaram com maior empobrecimento fazendo com que o ambiente se tornasse enriquecido em $\delta^{12}\text{C}$, o que indica eventos de clima geralmente mais úmido.

Com isso infere-se que durante períodos em que o nível do lago está mais alto pode ser justificado por processos como, por exemplo, a maior respiração do lago, o elevado consumo de matéria orgânica, o maior influxo de águas fluviais, a baixa troca de gás carbônico com a atmosfera, que favorecem o $\delta^{13}\text{C}$ da água do lago seja mais empobrecido do que em períodos em que o nível do lago está mais baixo.

Quanto à razão isotópica de $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ suas variações nos valores obtidos refletiram preferencialmente modificações no balanço hídrico, sofrendo fracionamento por troca isotópica durante as fases do ciclo hidrológico quando se torna mais pesado nas fases residuais, sendo assim os valores negativos encontrados estão atribuídos a um evento de variação isotópica leve, ou seja, para o $\delta^{16}\text{O}$ inferindo menor processo de evaporação e com relação ligada a períodos de nível de lago mais alto, onde o $\delta^{18}\text{O}$ tende a se tornar mais negativo e com prováveis eventos de inundação podendo admitir para o desenvolvimento de um sistema lacustre.

Dentre os valores obtidos de $\delta^{18}\text{O}$, foi possível observar que a amostra TL03 do afloramento Torre da Lua apresentou empobrecimento no valor de -5,71‰ evidenciando no

mais alto valor encontrado entre as amostras dos três afloramentos, o que sugeriu menor precipitação e maior evaporação para a água do lago.

Assim de maneira geral, os valores mais empobrecidos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ encontrados para os três afloramentos referente às duas espécies de *Cyprideis* analisadas, sugerem uma redução da produtividade orgânica, regime climático úmido e maior circulação de água doce.

Para os testemunhos bem como ocorreu para os afloramentos, às análises de isótopos de C e O revelaram uma distribuição isotópica com valores exclusivamente negativos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ embora tenha ocorrido uma variação destes valores ao longo dos testemunhos.

Nas profundidades de 175,00m a 170,80m, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ para a espécie *Cyprideis pebasae* oscilaram de (-9,95‰ a -9,22‰) e para a espécie *Cyprideis machadoi* de (-9,95‰ a -9,73‰). Estes baixos valores de $\delta^{13}\text{C}$ normalmente refletem menor produtividade primária, além de decréscimo ou não preservação do conteúdo de matéria orgânica, o qual é corroborado pela ausência de partículas ou matéria orgânica amorfa nessas profundidades.

Com relação ao $\delta^{18}\text{O}$ o empobrecimento dos valores (-9,30‰ a -8,94‰) adquiridos para estes intervalos implicaram em menor processo de evaporação, haja vista a tendência dos valores negativos, representada pela baixa razão de $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ nesta porção do testemunho.

Embora este intervalo coincida com o final da fase lacustrina (“*Lacustrine Phase*”) até o final da fase “*Transitional to Marine Phase*” estabelecida por Linhares *et al.* (2011), os baixos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ registrados para os ostracodes (entre os limites de -10,0‰ a -8,0‰) normalmente refletem para ambientes não marinhos. Neste caso os valores obtidos estão de acordo com a questão do efeito vital das espécies e as variações nos fatores físico-químicos nestes intervalos, o que induziu a resultados mais negativos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$.

No intervalo seguinte (157,25m a 138,20m), foi possível verificar uma ligeira tendência para valores menos negativos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em relação ao intervalo anterior (Figura 27). Esta alteração nos valores isotópicos atribui-se a modificações nas características ambientais, influenciadas por diferentes regimes climáticos, o que pode ter provocado o aumento tanto nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ quanto de $\delta^{18}\text{O}$. Tais mudanças provavelmente estão associadas ao retorno das condições continentais após a esporádica incursão marinha, e a possível estabilidade do mesmo para o topo do testemunho.

Cabe salientar que este intervalo, de acordo com Linhares *et al.* (2011) compreende a fase “*Fluvio-Lacustrine Phase*”, caracterizada pelo desaparecimento dos taxos marinhos e o reestabelecimento das condições ambientais fluvio-lacustres.

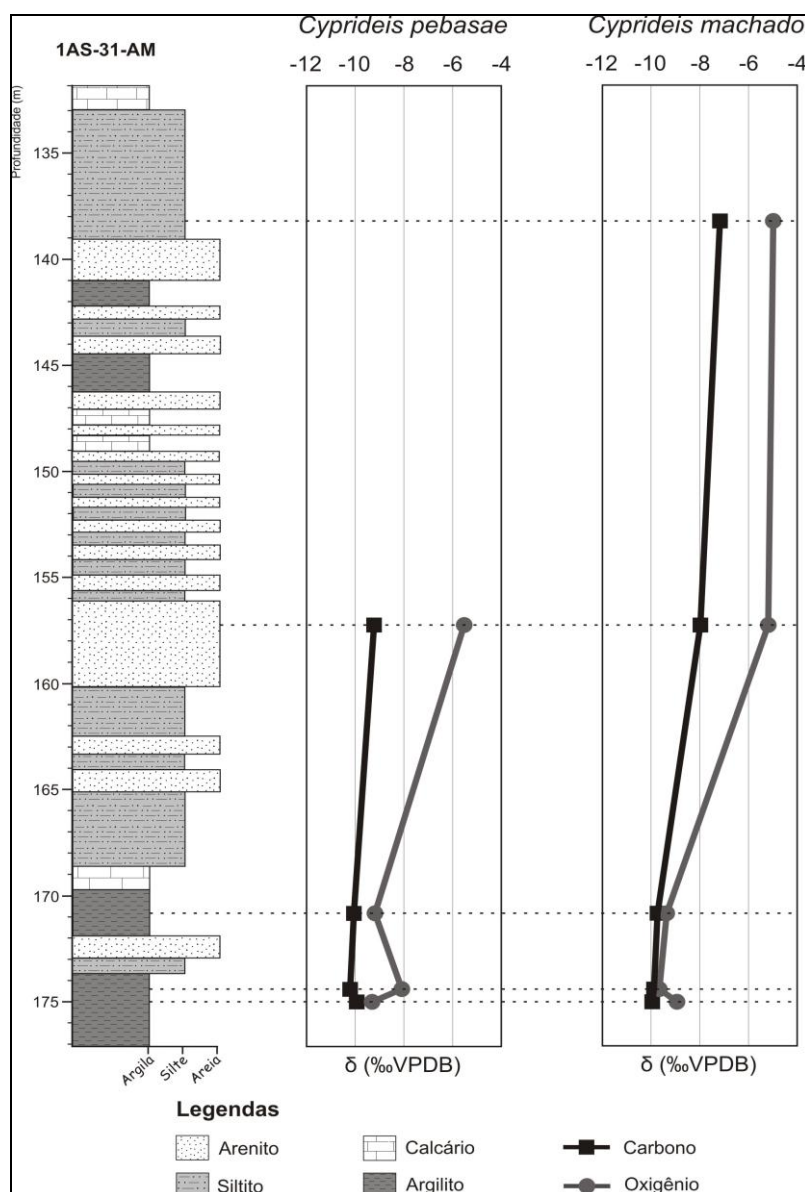


Figura 27. Dados da razão de isótopos de oxigênio e carbono em *Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi* para os intervalos analisados do testemunho 1AS-31-AM.

Para as análises complementares realizadas nas duas espécies de foraminíferos, *Amphistegina* sp.1 e *Amphistegina* sp.2 entre os intervalos (174,40m a 170,90m) os valores de $\delta^{13}\text{C}$ atestaram alta razão na amostra, refletindo em enriquecimento no isótopo pesado $\delta^{13}\text{C}$.

Os valores mais altos de $\delta^{13}\text{C}$ encontrados indicaram maior produtividade das espécies na área, ou seja, alta produtividade primária das espécies *Amphistegina* sp.1 e *Amphistegina* sp.2. Enquanto que as análises de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ revelaram valores próximos ao padrão de ambiente marinho (em torno de 0‰), embora em algumas amostras os valores apresentaram-se levemente negativos o que ainda assim refletem momentos indicativos de menor evaporação (Figura 28).

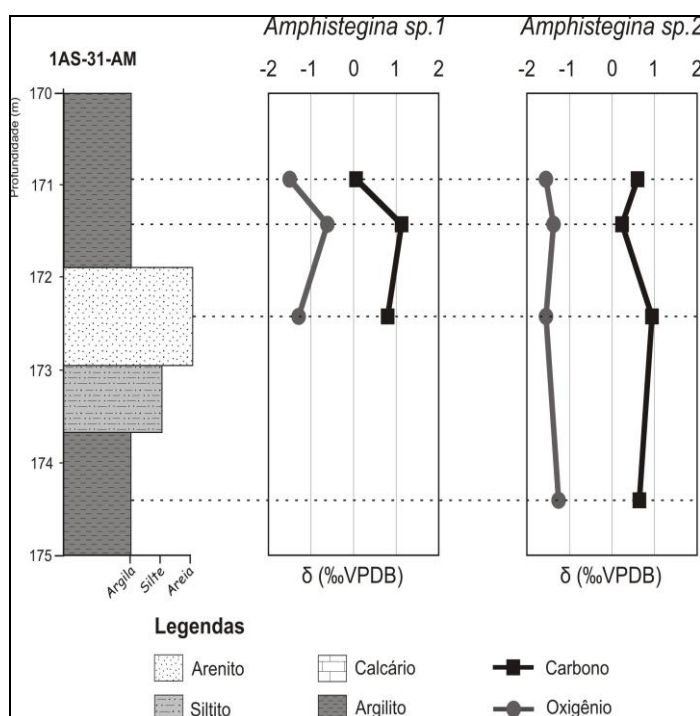


Figura 28. Dados da razão de isótopos de oxigênio e carbono em *Amphistegina* sp.1 e *Amphistegina* sp.2 para os intervalos analisados do testemunho 1AS-31-AM.

Considerando os resultados onde ocorrem associados à presença de elementos marinhos, as análises isotópicas dos ostracodes nas profundidades de 175,00m a 170,80m, revelaram valores negativos (Figura 29). No entanto, o que se esperaria em decorrência desta associação dos ostracodes com os microfósseis marinhos eram valores menos negativos, ou até mesmo valores positivos para as espécies de *Cyprideis* analisadas.

O fato de não ter sido encontrados esses valores pode ser justificado pelas abruptas mudanças paleoambientais que ocorreram nestes intervalos, as quais permitiram a mistura de organismos marinhos e não marinhos, corroborando assim para condições de ambientes transicionais, implicando que um ambiente marinho embora tenha alcançado a região, este

não foi totalmente estabelecido, daí os valores muito baixos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ encontrados nos ostracodes.

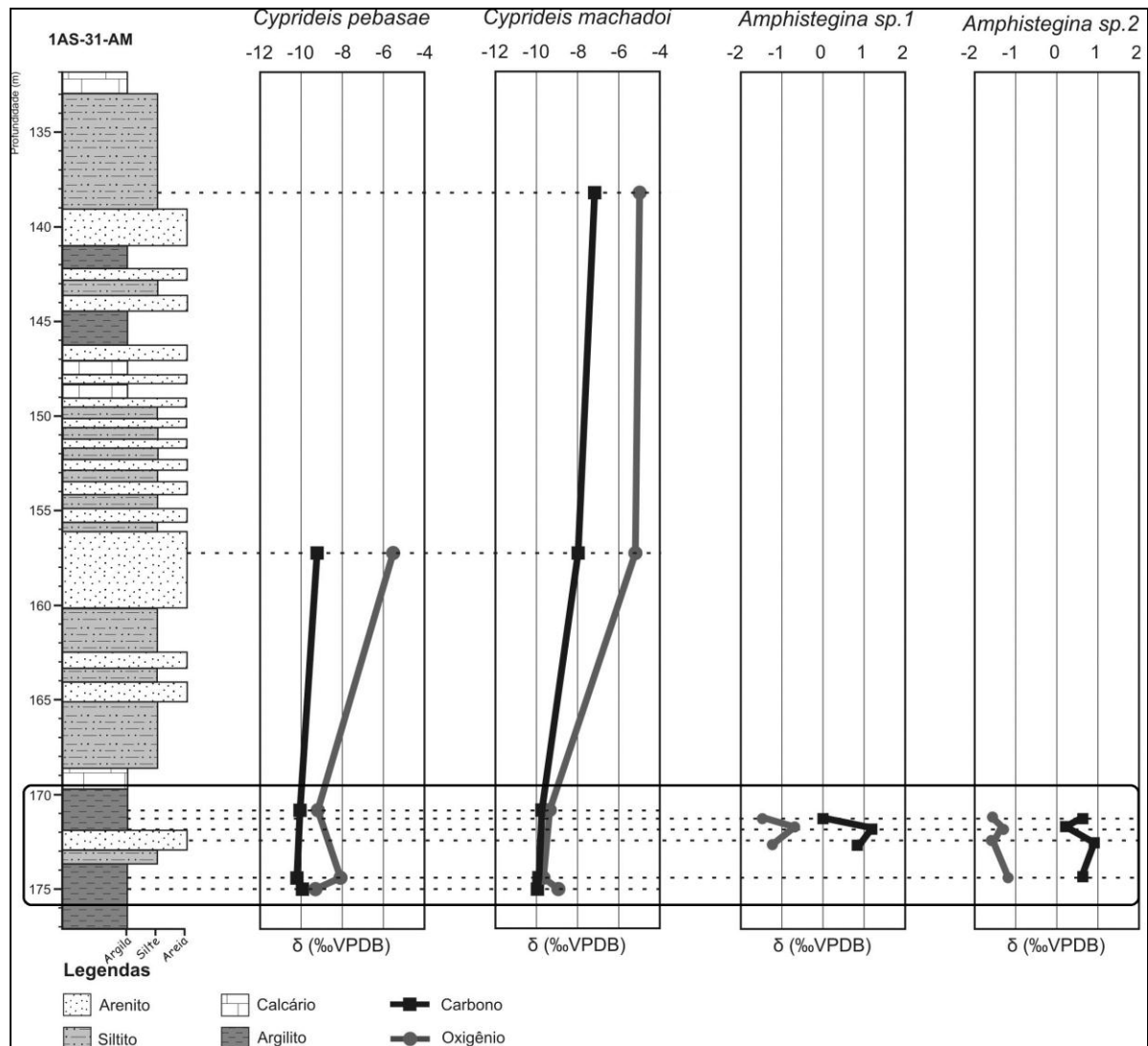


Figura 29. Dados da razão de isótopos de oxigênio e carbono nos intervalos comuns a ostracodes e foraminíferos do testemunho 1AS-31-AM.

Para o testemunho 1AS-34-AM as análises revelaram pequena variação nos valores isotópicos, refletindo certa estabilidade nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para as duas espécies de ostracodes, indicando para a espécie *Cyprideis pebasae* diminuição da produtividade primária ou decréscimo da preservação da matéria orgânica e contribuindo para um clima geralmente menos úmido na porção mais basal do testemunho na profundidade de 122,49m (Figura 30).

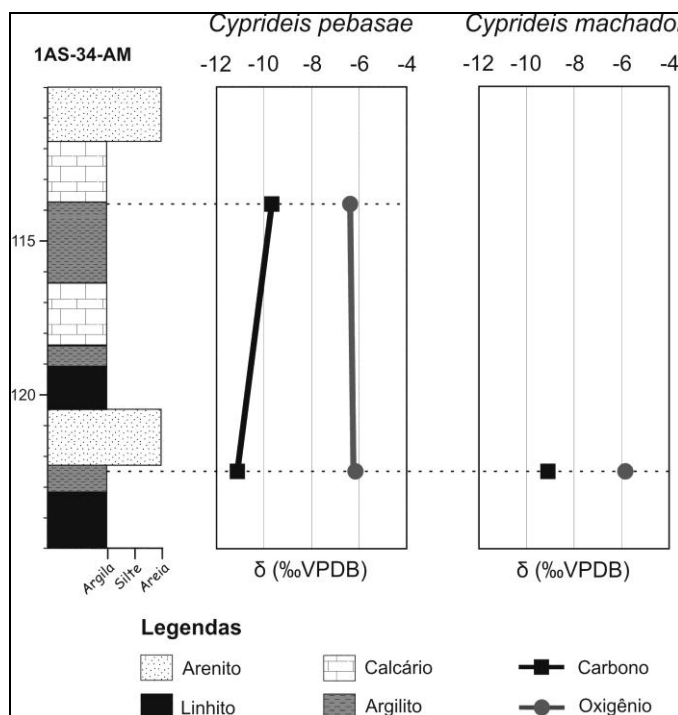


Figura 30. Dados da razão de isótopos de oxigênio e carbono em *Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi* para os intervalos analisados do testemunho 1AS-34-AM.

Entre os valores de carbono e oxigênio encontrados para os dois testemunhos foi possível inferir que a porção média do testemunho 1AS-31-AM, referentes às profundidades de 138,20m e 157,25m se correlaciona com as profundidades de 113,80m e 122,49m do testemunho 1AS-34-AM, haja vista que os dados da razão isotópica para as espécies analisadas mostraram-se semelhantes.

Com isso, as análises isotópicas de carbono e oxigênio realizadas nas valvas das espécies de *Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi*, mostraram uma correlação entre os ambientes deposicionais dos testemunhos e dos afloramentos, com o predomínio de ambientes dulcícolas formados a partir de complexo sistema caracterizado por “mega-wetlands” com depósitos de canais fluviais de energia variada, planícies de inundação e meandros abandonados.

10 CONCLUSÃO

- ✓ Dados isotópicos realizados em duas espécies de ostracodes, *Cyprideis pebasae* e *Cyprideis machadoi*, de três afloramentos (Morada Nova, Aquidabã e Torra da Lua) e dois testemunhos (1AS-31-AM e 1AS-34-AM) revelaram valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ exclusivamente baixos e com pequenas variações.
- ✓ Os valores mais empobrecidos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ encontrados nos ostracodes para os três afloramentos e os dois testemunhos, sugeriram uma redução da produtividade primária e áreas de maior influência de água doce.
- ✓ As análises realizadas para verificar o grau de preservação mostraram boa representatividade para as carapaças analisadas, sem comprometimento com relação à composição química original, admitindo de modo geral a integridade das amostras.
- ✓ O ambiente deposicional interpretado para o Mioceno da Amazônia Ocidental, com base nos dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, era predominantemente dulcícola, de ambiente fluvial a fluvio-lacustre, meandrante de baixa energia e de clima úmido.
- ✓ Um destaque a particularidade do testemunho 1AS-31-AM, é que foi possível verificar que, embora predomine este tipo de sistema dulcícola, ocorreu ao longo da deposição sedimentar destes estratos na área estudada, uma modificação das condições ambientais, possivelmente relacionado a uma breve incursão marinha.

REFERÊNCIAS

- Aladin, N.V. & Potts, W.T.W. 1996. The osmoregulatory capacity of the Ostracoda. *Journal of Comparative Physiology*, **166**:215-222.
- Anadón, P., Moscariello, A., Rodríguez-Lázaro, J., Fillippi, M.L. 2006. Holocene environmental changes of Lake Geneva (Lac Léman) from stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) and trace element records of ostracod and gastropod carbonates. *Journal of Paleolimnology*, **35**:593–616.
- Anadón, P. & Gabàs, M. 2009. Paleoenvironmental evolution of the Early Pleistocene lacustrine sequence at Barranco León archeological site (Orce, Baza Basin, Southern Spain) from stable isotopes and Sr and Mg chemistry of ostracod shells. *Journal of Paleolimnology*, **42**(2):261-279.
- Anjos, G.S. 2004. Bioestratigrafia (Foraminiferida) do Mioceno-Plioceno da Plataforma de Florianópolis, porção setentrional da Bacia de Pelotas. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 80 p.
- Bergue, C.T. 2006. A aplicação dos ostracodes (Crustacea) em pesquisas paleoceanográficas e paleoclimáticas. *Terræ Didactica*, **2**(1):54-66.
- Bijma, J.; Spero, H.J. & Lea, D.W. 1999. Reassessing foraminiferal stable isotope geochemistry: impact of the oceanic carbonate system (experimental results). *Springer-Verlag*, p.489-512.
- Bradley, R. S. 1985. *Paleoceanography: Reconstructing Climate of the Quaternary*, 2^a ed. Academic Press, Massachusetts, 613 pp.
- Campbell, K.E.J., Frailey, C.D., Pitman, R.L. 2006. The Pan-Amazonian Ucayali peneplain, Late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **239**:166-219.
- Caputo, M.V., Rodrigues, R., Vasconcelos, D. N. N. 1971. Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. Relatório Técnico Interno. 641-A. Petrobrás-Renor, Belém, p.35-46.
- Caputo, M.V. 1973. *Relatório Preliminar de Exploração. Bacia do Acre*. Belém, PETROBRÁS, Relatório Técnico 665- A.
- Caputo, M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, palaeoclimatology and palaeogeography of Northern basins of Brazil. Tese de doutorado. *University of California*, Santa Barbara, 532 p.
- Caputo, M.V. & Silva, O.B. 1990. Sedimentação e Tectônica da Bacia do Solimões. In: Cabaglia G.P.R.; Milani E.J. *Origem e evolução de bacias sedimentares*. 1^aed. Rio de Janeiro: Petrobrás, **1**:169-220.

- Carbonel, P., Colin, J. P., Danielopol, D. L., Löffler, H., Neustrueva, I., 1988. Paleoecology of limnic ostracodes: A review of some major topics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **62**:413-461.
- Chiossi, D.S.N. 2005. Sequências deposicionais de 3ª ordem em riftes continentais: um modelo de tratos de sistemas para grábens assimétricos aplicado ao Cretáceo Inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim Geociências Petrobrás*, Rio de Janeiro, **13**(2):181-213.
- Coimbra, J.C., Bergue, C.T. Ostracodes. 2004. In: I.S. Carvalho (ed). *Paleontologia*, 1, Interciência, p. 355-368.
- Cozzuol, M.A., Goin, F., De Los Reyes, M., Ranzi, A. 2006. The oldest species of *Didelphis* (Mammalia, Marsupialia, Didelphidae), from the Late Miocene of Amazonia. *Journal of Mammalogy*, **87**:663-667.
- Craig, H. 1961. Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen 18 in natural waters. *Science*, **133**:1702-1703.
- Cruz, N.M. 1984. Palinologia do linhito do Solimões – Estado do Amazonas. In: DNPM, Symposium Amazônico, 2, *Anais*, p. 473.
- Cunha, P.R.C., Gonzaga, F.G., Coutinho, L.F.C., Feijó, F.J. 1994. Bacia do Amazonas, PETROBRÁS, *Boletim de Geociências da Petrobrás* **8**(1), p. 47.
- Danielopol, D.L., Ito, E., Wansard, G., Kamiya, T., Cronin, A. B. 2002. The Ostracoda: Applications in Quaternary Research. *Geophysical Monography*, **131**:65-97.
- Durazzi, J. 1977. Stable isotopes in the ostracod shell: a preliminary study. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **41**:1168-1170.
- ECOPETROL. 1999. Atlas de Cuencas Sediementarias. *Republica de Colombia*. (Cd).
- Eiras, J.F. 2005. *Cenário Geológico das Bacias Sedimentares do Brasil*. Apostila sobre Prospecção e Desenvolvimento de Campos de Petróleo e Gás (Schlumberger) – Projeto Multimin Tecnologia. Parte II - Tectônica, Sedimentação e Sistemas Petrolíferos da Bacia Solimões, Estado do Amazonas.
- Eiras, J.F., Becher, C.R., Souza, E.M., Gonzaga, F.G., Silva, J.G.F., Matsuda, N.S., Feijó, F.J. 1994. Bacia do Solimões. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8**(1):17-49.
- Epstein, S. & Mayeda, T. 1953. Variation of ^{18}O content of water from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **4**:213-224.
- Erez, J. 1978. Vital effect on stable-isotope composition seen in foraminífera and coral skeletons. *Nature*, **273**:199-202.
- Faure, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*, 2, John Wiley & Sons, New York, 589 pp.

- Gama, J.R.N.F. 1986. Caracterização e formação de solos com argila de atividade alta no Estado do Acre. Tese de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 150 p.
- Gonzaga, F.G., Gonçalves, F.T.T., Coutinho, L. E. C. 1997. Modelling of generation and migration in the Amazonas basin, Brazil. *In: AAPG, Hedberg Research Symposium on petroleum Systems of the South Atlantic Margin, Extended Abstract*, p. 68.
- Gross, M., Piller, W. E., Ramos, M. I. F., Paz, J. D. S. 2011. Late Miocene sedimentary environments in south-western Amazonia (Solimões Formation; Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **32**:169-181.
- Grossman, E. L. 1987. Stable isotope in modern benthic foraminifera: a study of vital effect. *Journal of Foraminiferal Research*, **17**(1):48-61.
- Hoefs, J. 1973. Stable Isotope Geochemistry. *Springer-Verlag*, Berlin, 140pp.
- Hoefs, J. 1987. Stable Isotope Geochemistry. *Springer-Verlag*, Berlin.
- Holmes, J.A. 1996. Trace-element and stable-isotope geochemistry of non-marine ostracod shells in Quaternary palaeoenvironmental reconstruction. *Journal of Paleolimnology*, **15**:223–235.
- Holmes, J.A. & Chivas, A.R. 2002. Ostracoda shell chemistry-overview. The Ostracoda: Applications in Quaternary research. Washington, American Geophysical Union, *Geophysical. Monograph*. **131**:185-204.
- Hooghiemstra, H. & Van Der Hammen, T. 1998. Neogene and Quaternary development of the neotropical rainforest. *Earth-Science Reviews*, **44**:147– 183.
- Hoorn, C. & Vonnhof, H. 2006. Neogene Amazonia: Introduction to the special issue. *Journal of South American Earth Sciences*, **21**: 1-4.
- Hoorn, C. 1993. Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **105**: 267-309.
- Hoorn, C. 1994a. Fluvial palaeoenvironments in the intracratonic Amazonas Basin (Early Miocene – Early Middle Miocene, Colombia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **109**:1-54.
- Hoorn, C. 1994b. An environmental reconstruction of the palaeo-Amazon River system (Middle-Late Miocene, NW Amazonia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **112**:187-238.
- Hoorn, C. 2006. Mangrove forests and marine incursions in Neogene Amazonia (Lower Apoporis River, Colombia). *Palaaios*, **21**:197-209.

- Hoorn, C., Wesselingh, F.P., Hovikoski, J., Guerrero, J. 2010. The development of the Amazonian mega-wetland (Miocene; Brazil, Colombia, Peru, Bolivia). In: C. Hoorn & F.P. Wesselingh (eds). *Amazonia: Landscape and species Evolution, a look into the past*, Wiley-Blackwell publications. p. 123-142.
- Horbe, A.M.C. & Costa, M.L. 2005. Lateritic crusts and related soils in eastern Brazilian Amazonia. *Geoderma*, 126: 225-239.
- Horbe, A.M.C., Paiva, M.R.P., Motta, M.B., Horbe, M.A. 2007. Mineralogia e geoquímica dos perfis sobre sedimentos neógenos e quaternários da bacia do Solimões na região de Coari-AM. *Acta Amazônica*, 37(1):81-90.
- Horne, D.J., Cohen, A., Martens, K. 2002. Taxonomy, Morphology and Biology of Quaternary and Living Ostracoda. In: Holmes, Jonathan P.; Chivas, Allan (Eds.) *The Ostracoda: Applications in Quaternary research*. Washington, American Geophysical Union, *Geophysical. Monograph*. 131:5-36.
- Hovikoski, J., Wesselingh, F.P., Räsänen, M., Gingras, M., Vonhof, H.B. 2010. Marine influence in Amazonia: evidence from the geological record. In: Hoorn C. & Wesselingh F. (eds) *Amazonia: Landscape and species evolution, a look into the past*, Wiley-Blackwell publications. p.143-161.
- Ikeya, N., Tsukagoshi, A., Horne, D. J. 2005. The phylogeny, fossil record and ecological diversity of ostracod crustaceans. *Hidrobiologia*, 538:7-13.
- Jaramillo, C., Hoorn, C., Silva, S.A.F., Leite, F., Herrera, F., Quiroz, L., Dino, R., Antonioli L. 2010. The origin of the modern Amazon rainforest: implications of the palynological and palaeobotanical record. In: C. Hoorn & F.P. Wesselingh (eds). *Amazonia, Landscape and species Evolution: A look into the Past*, 19, Wiley-Blackwell, p.: 317-334.
- Jin, Z., Bickle, M., Chapman, H., Yu, J., Greaves, M., Wang, S., Chen, S. 2006. An experimental evaluation of cleaning methods for fossil ostracod Mg/Ca and Sr/Ca determination. *Journal Paleolimnology*, 36:211-218.
- Kaandorp, R.J.G., Vonhof, H.B., Del Busto, C., Wesselingh, F.P., Ganssen, G.M., Marmól, A.E., Pittman, R.L., Van Hinte, J.E., 2003. Seasonal stable isotope variation of the Amazonian fresh water bivalve *Anodontites trapesialis*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194(4):339-354.
- Kaandorp, R.J.G., Vonhof, H.B., Wesselingh, F.P., Pittman, N R.L., Kroon, D., Van Hinte, J.E. 2005. Seasonal Amazonian rainfall variation in the Miocene Climate Optimum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 221(1-2):1-6.
- Kaandorp, R.J.G., Wesselingh, F.P., Vonhof, H.B. 2006. Ecological implications from geochemical records of Miocene western Amazonian bivalves. *Journal of South American Earth Sciences*, 21:24-74.
- Keatings, K.W., Holmes, J.A., Heaton, T.H.E. 2006. Effects of pre-treatment on ostracod valve chemistry. *Chemical Geology*, 235:250-261.

- Kendall, C. & Caldwell, E.A. 1998. Fundamentals of isotope geochemistry. In: C. Kendall & J.J. Mc Donnell (Eds.) *Isotopes Tracers in Catchment Hydrology*, 2, *Elsevier Science*, p.51–86.
- Keyser, D. 2001. Cytological aspects in the nodding process of *Cyprideis torosa*. In: 14th International Symposium on Ostracoda, *Program and Abstracts*, p.38.
- Keyser, D. 2005. Histological peculiarities of the nodding process in *Cyprideis torosa* (Jones) (Crustacea, Ostracoda). *Hydrobiologia* **538**:95-106.
- Kilenyi, T. I. 1971. Some basic questions in the paleoecology of ostracods. In: H. J. Oertli (Ed.). *Paléoécologie des Ostracodes*, Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 5, p.31-44.
- Latrubesse, E.M., Bocquentin, J., Santos, C.R., Ramonell, C.G. 1997. Paleoenvironmental model for the late cenozoic of southwestern Amazonia: Paleontology and geology. *Acta Amazonica*, **27**(2):103-118.
- Latrubesse, E.M.; Silva, S.A.F. da; Cozzuol, M.; Absy, M.L. 2007. Late Miocene continental sedimentation in southwestern Amazonia and its regional significance: Biotic and geological evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, **23**:61-80.
- Latrubesse, E.M., Cozzuol, M., Silva-Caminha, S. A. F. da, Rigsby, C. A., Absy, M. L., Jaramillo, C. 2010. The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system. *Earth Science Reviews*, **99**:99-124.
- Leite, F.P.R. 2006. Palinologia da Formação Solimões, Neógeno da Bacia do Solimões, Estado do Amazonas, Brasil: Implicações Paleoambientais e Bioestratigráficas. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 128 p.
- Leng, M.J. & Marshall, J. D. 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews*, **23**:811–831.
- Lima, H.N., de Mello, J.W.V., Schaefer, C.E.G.R., Ker, J.C., Lima, A. M. N. 2006. Mineralogia e química de três solos de uma toposequência da bacia sedimentar do alto Solimões, Amazônia Ocidental. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, **30**(1):59-68.
- Linhares, A.P., Ramos, M.I.F., Gross, M., Piller, W.E. 2011. Evidence for marine influx during the Miocene in southwestern Amazonia, Brazil. *Geología Colombiana*, **36**(1):91-104.
- Lovejoy, N.R., Albert, J. S., Crampton, W.G.R. 2006. Miocene marine incursions and marine/freshwater transitions: Evidence from Neotropical fishes. *Journal of South American Earth Sciences*, **21**:5-13.
- Lundberg, J.G., Pérez, M.H.S., Dahdul, W.M., Aguilera, O.A. 2010. The Amazonian Neogene fish fauna. In: C. Hoorn & F.P. Wesselingh (Eds). *Amazonia, Landscape and species Evolution: A look into the Past*, 17, Wiley-Blackwell.

- Maia, R.G.N., Godoy, H.K., Yamaguti, H.S., Moura, P.A. de, Costa, F.S. da, Holanda, A. M. de, Costa, J. 1977. *Projeto Carvão no Alto Solimões; Relatório Final*. Manaus: CPRM-DNPM, **1**:142 p.
- McCrea, J.M. 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and palaeo-temperature scale. *Journal of Chemical Physics*, **18**:849–857.
- Monsch, K.A. 1998. Miocene fish faunas from the northwestern Amazonia Basin (Colombia, Peru, Brazil) with evidence of marine incursions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **143**:31-50.
- Morse, W.J & mackenzie T.F. 1990. Geochemistry of sedimentary carbonates. *Elsevier Science*. Netherlands. 679p.
- Muñoz-Torres, F.A., Whatley, R.C., Van Harten, D. 1998. The endemic Non-marine Miocene ostracod fauna of the Upper Amazon Basin. *Revista Española de Micropaleontología*, **30** (3):89-105.
- Muñoz-Torres, F.A., Whatley, R.C., Van Harten, D. 2006. Miocene ostracod (Crustacea) biostratigraphy of the Upper Amazon Basin and the Cyprideis genus evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, **21**:75-86.
- Nier, A. O. 1950. A Redetermination of the relative abundances of the isotopes, of carbon, nitrogen, argon, oxygen, potassium. *Physics Review*, **77**:789-793.
- O'Neil, J.R. 1986. Theoretical and experimental aspect of isotopic fractionation. *Reviews in Mineralogy*, **16**:1-40.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Delgado, A., Reyes, E., Llamas, J.F., Soler, V., Raya, J. 2006. Pleistocene paleoenvironmental evolution at continental middle latitude inferred from carbon and oxygen stable isotope analysis of ostracods from the Guadix-Baza Basin (Granada, SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **240**(3-4):536-561.
- Paz, J.D.S., Ramos, M.I.F., Santos, H.M.M., Silva, S.A.F. Depósito Fluviais e Deltaicos da Formação Solimões, Bacia do Solimões, Eirunepé (Am), Brasil. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* (no prelo).
- Peterson, B. J. & Fry, B. Stable isotopes in ecosystem studies. *Annual Review of Ecology and Systematics*, Palo Alto, v. 18, p. 293-320, 1987.
- Purper, I. 1977. Some ostracodes from the Upper Amazon basin, Brazil. Environment and Age. In: H. Löffler & D. Danielopol (eds.) Aspects of Ecology and Zoogeography of Recent and Fossil Ostracoda. *Sixth International Ostracods Symposium*, p. 353-367.
- Purper, I. 1979. Cenozoic Ostracodes of the Upper Amazon Basin, Brazil. *Pesquisas*, **12**:209-281.
- Purper, I., Pinto, I. D. 1983. New genera and species of ostracodes of the Upper Amazon Basin, Brazil. *Pesquisas*, **15**:113-126.

- Purper, I., Ornellas, L. 1991. New ostracodes of endemic fauna of the Pebas Formation, Upper Amazon Basin Brasil. *Pesquisas*, **18**:25-38.
- Radambrasil. 1977. Folha SB.19 Juruá: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. (DNPM), Brasil, 436 pp.
- Ramos, M.I.F. 2006. Ostracods from the Neogene Solimões Formation (Amazonas, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **21**:87-95.
- Reis, N.J., Almeida, M.E., Riker, S.L., Ferreira, A.L. 2006. *Geologia e recursos minerais do Estado do Amazonas*. MME/CPRM/CIAMA, Programa de Geologia do Brasil (mapas geológicos estaduais, escala 1:1.000.000), Manaus, 125p.
- Rohling, E.J. & Cooke, S. 1999. Stable oxygen and carbon isotopes in foraminiferal carbonate shells, In: Barun, K. Sen Gupta (ed.) *Modern Foraminifera*, Kluwer Academic Publishers. Printed in Great Britain. 239-258.
- Rosseti, D.F., Goes, A.M., Toledo, P.M., Santos-Júnior, A.E.A., Paz, J.D.S. 2008. Reconstrução de Paisagens Pós-Miocênicas na Amazônia Brasileira. In: A. L. K. M. Albernaz (Org.) *Conservação da Várzea: identificação e caracterização de regiões biogeográficas*, 2, Ibama/PróVárzea, p. 29-64.
- Salati, E. & Vose, P.B. 1984. Amazon Basin: a system in equilibrium. *Science*, **225**:129-138.
- Schwalb, A., Burns, S. J., Kelts, K. 1999. Holocene environmental from stable isotope stratigraphy of ostracods and authigenic carbonate in Chilean Altiplano Lakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **148**:153-168.
- Shepard, L. & Bate, R. 1980. Plio-Pleistocene ostracods from the Upper Amazon of Colombia and Peru. *Palaeontology*, **23**(1):97-124.
- Silva, S.A.F. 2008. Palinologia do Neógeno da Bacia do Alto Solimões: Aspectos sistemáticos, bioestratigráficos e paleoecológicos. Tese de Doutorado, INPA/UFAM, 182 p.
- Swain, F.M. 1998. Ostracoda from the Pliocene? Pebas Formation at Iquitos, Peru. Disponível em: http://www.geo.umn.edu/people/profs/swain/iquitos_peru.pdf. Acesso em 20 de julho 2009.
- Talbot, M.R. 1990. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology (Isot. Geosci. Sect.)* **80**:261-279.
- Urey, H.C., Lowenstam, H.A., Epstein, S., McKinney, C.R. 1951. Measurement of palaeotemperatures and temperatures of the upper cretaceous of England, Denmark and southeastern United States. *Geological Society of America Bulletin*, **62**:399-416.
- Van Harten, D. 1996. *Cyprideis torosa* (Ostracoda) revisited of salinity, nodes and shell size. Proc. 2nd European Ostracodologists Meeting, *Br micropalaeontology*, p. 191-194.

- Van Harten, D. 2000. Variable nodding in *Cyprideis torosa* (Ostracoda, Crustacea): an overview, experimental results and a model from Catastrophe Theory. *Evolutionary Biology and Ecology of Ostracoda. Hydrobiologia*, **419**:131-139.
- Vesper, B. 1975. To the problem of nodding on *Cyprideis torosa* (Jones, 1850). *Bulletin of American Paleontology*, **65**:205-216.
- Vonhof, H.B., Wesselingh F.P., Ganssen G.M., 1998. Reconstruction of the Miocene Western Amazonian aquatic system using molluscan isotopic signatures. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **141**:85-93.
- Vonhof, H.B., Wesselingh, F.P., Kaandorp, R.J.G., Davies, G.R., Van Hinte, J.E., Guerrero, J., Räsänen, M., Pitman, R.L., Ranzi, A. 2003. Palaeogeography of Miocene Western Amazonia: isotopic molluscan shells constrain the influence of marine incursions. *Geological Society of American Bulletin*, **115**:983-993.
- Wanderley Filho, J.R. & Costa, J.B.S. 1991. Contribuição à evolução estrutural da bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, *Anais*, p. 244.
- Wanderley Filho, J.R., Eiras, J.F., Vaz, P.T. 2007. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências*. Petrobrás, Rio de Janeiro, **15**(2), 217-225.
- Wesselingh, F.P., Rasanen, M., Irion, G., Vonhof, H.B., Kaandorp, J.G., Renema, W. Pittman, R.I., Gingras, M. 2002. Lake Pebas: A palaeo-ecological reconstruction of a Miocene long-lived lake complex in Western Amazonia. *Cainozoic Research*, **1**:35-81.
- Wesselingh, F.P. 2006. Molluscs from the Miocene Pebas Formation of Peruvian and Colombian Amazonia. *Scripta Geologica*, **133**:19-290.
- Wesselingh, F.P., Salo J.A. 2006b. A Miocene perspective on the evolution of the Amazonian biota. *Scripta Geológica*, **133**., p.439-458.
- Whatley, R.C., Torres M., Harten D. 1998. The Ostracoda of an isolated Neogene saline lake in the western Amazon Basin. *Bulletin Centre Rech Elf Explor. Prod. Mém.*, **20**:231-245.
- Whatley, R.C., Torres M., Harten D. 2000. Skopaeocythere: a minute new limnocythereid (Crustacea Ostracoda) from the Neogene of the Amazon Basin. *Ameghiniana*, **37**(2):163-167.
- Zachos, J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, **292**:686-693.
- Zeebe, R. E., Bijma J., Wolf-Gladrow. D.A. 1999. A diffusion-reaction model of carbon isotope fractionation in foraminifera. *Marine Chemistry*, **64**:181-198.
- Zerfass, G.S.A., 2009. Estudos Paleoambientais com base em isótopos de carbono, oxigênio e estrôncio em foraminíferos do Terciário da Bacia de Pelotas. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências, 236 p.

ANEXOS

ANEXO A – TABELA 1

Tabela 1. Descrição Litológica do testemunho 1AS-31-AM.

(continua)

QUANTIDADE DE AMOSTRAS	1AS-31-AM (prof.)	LITOESTRATIGRAFIA	OBSERVAÇÕES
01	3,05	Argilito cinza a amarelo	Fragmentos de vegetais
02	6,17		
03	9,15		
04	9,85		
05	11,45		
06	12,00		
07	15,30		
08	20,00		
09	22,00		
10	22,55		
11	23,21	Siltito argiloso cinza claro	Calcífero
12	25,75	Siltito argiloso cinza a amarelo	
13	26,10		
14	26,12	Siltito argiloso cinza claro	
15	29,50		
16	29,51	Siltito argiloso cinza a amarelo	
17	29,88	Siltito argiloso cinza claro	
18	32,68	Argilito amarelo	Pouco calcífero e piritoso
19	35,58	Argilito cinza claro	
20	37,85	Argilito amarelo	
21	39,55	Argilito cinza claro	
22	45,00	Siltito argiloso cinza claro	Calcífero
23	45,10		
24	50,50	Siltito argiloso marrom escuro	
25	56,50		
26	58,00	Siltito argiloso cinza claro	Com nódulos calcíferos
27	63,00	Siltito argiloso cinza claro a esverdeado	

(continua)

QUANTIDADE DE AMOSTRAS	1AS-31-AM (prof.)	LITOESTRATIGRAFIA	OBSERVAÇÕES
28	65,25	Argilito cinza/marrom escuro	Com nódulos calcíferos
29	89,80	Arenito silto-argiloso cinza claro	Calcífero com intercalações de linhito
30	90,15	Argilito cinza esverdeado	Calcífero
31	93,00		
32	93,20		
33	96,25		
34	99,30	Arenito	
35	102,35	Argila siltica	
36	110,60		
37	122,29	Arenito marrom escuro	
38	127,00		
39	135,90	Siltito argiloso marrom escuro	Calcífero piritoso
40	138,20		
41	141,00	Argilito amarelo a cinza	
42	148,75	Calcário argiloso cinza	Calcífero
43	153,00	Arenito cinza escuro a esverdeado	
44	157,25	Arenito marrom escuro/vermelho	
45	163,00		
46	168,35	Siltito marrom escuro/vermelho	
47	170,80	Argilito marrom escuro	
48	170,90		
49	171,40	Argilito	
50	171,80	Arenito cinza claro	
51	172,40		
52	172,50		

(continua)

QUANTIDADE DE AMOSTRAS	1AS-31-AM (prof.)	LITOESTRATIGRAFIA	OBSERVAÇÕES
53	173,60	Siltito argiloso cinza escuro	Calcífero
54	174,30	Argilito	—
55	174,40		
56	174,55		
57	174,65		
58	174,70		
59	174,82		
60	174,90		
61	175,00		
62	175,05	Argilito marrom escuro	—
63	175,30		
64	176,80	Argilito	
65	177,20	Argilito amarelo claro	Presença de linhito
66	180,90	Argilito	Calcífero
67	181,00	Argilito cinza escuro	
68	181,10		
69	181,95		
70	183,00		
71	186,60	Calcário argiloso amarelo/cinza claro	—
72	188,65	Argilito	—
73	189,70		—
74	195,00	Siltito argiloso cinza escuro	—
75	199,70	Arenito	—
76	216,90	Argilito	—
77	218,30		—
78	219,95	Arenito argiloso	—
79	227,40	Siltito	—

(concluída)

QUANTIDADE DE AMOSTRAS	1AS-31-AM (prof.)	LITOESTRATIGRAFIA	OBSERVAÇÕES
80	230,00	Siltito	–
81	251,90		Calcífero piritoso
82	258,80	Argilito amarelo a cinza claro	–
83	264,00	Argilito	–
84	267,00		–
85	273,20	Argilito cinza/amarelo claro	Presença de linhito
86	276,20	Argilito marrom escuro	
87	281,10	Arenito	–
88	288,80	Siltito argiloso cinza/amarelo claro	Fragmentos de vegetais
89	292,40	Argilito	–
90	295,00		–
91	296,80	Siltito cinza/amarelo claro	–
92	297,50	Siltito	–
93	299,05		–

Fonte: Com base em Maia *et al.* (1977).

ANEXO B – TABELA 2**Tabela 2.** Descrição Litológica do testemunho 1AS-34-AM.

(continua)

QUANTIDADE DE AMOSTRAS	1AS-34-AM	LITOESTRATIGRAFIA	OBSERVAÇÕES
01	30,00	Argilito amarelo a marrom claro	—
02	36,00	Argilito amarelo claro	Fragmentos vegetais
03	55,00	Argilito amarelo	Presença de linhito
04	57,00		—
05	60,00	Argilito amarelo claro	—
06	61,00	Argilito amarelo	—
07	62,00		Calcário micrítico
08	85,29	Arenito silto-argiloso cinza a branco	Micáceo
09	86,72		
10	88,71	Argilito cinza claro	—
11	90,00	Siltito cinza claro	—
12	91,00	Siltito amarelo a castanho	—
13	91,50	Argilito castanho avermelhado	—
14	93,00	Siltito amarelo	Presença de linhito
15	95,38	Arenito silto-argiloso marrom claro	—
16	98,60	Arenito cinza claro	—
17	101,00		—
18	112,75	Argilito cinza amarelado	—
19	113,10		—
20	113,80	Argilito cinza claro	—
21	115,00		—
22	115,30	Argilito cinza amarelado	—
23	121,09		—

(concluída)

QUANTIDADE DE AMOSTRAS	1AS-34-AM	LITOESTRATIGRAFIA	OBSERVAÇÕES
24	122,49	Argilito cinza amarelado	—
25	124,87		—
26	127,80	Siltito argiloso cinza claro	—
27	128,82		—
28	130,85	Arenito cinza claro	Presença de linhito
29	134,10	Argilito amarelo	—
30	169,65	Argilito amarelo a cinza claro	—

Fonte: Com base em Maia *et al.* (1977).