



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**DINÂMICA DA VEGETAÇÃO DA REGIÃO DE HUMAITÁ-AM
DURANTE O PLEISTOCENO TARDIO E O HOLOCENO**

Proposta apresentada por:

YURI SOUZA FRIAES

Orientador: Prof. Marcelo Cancela Lisboa Cohen (UFPA)

**BELÉM-PA
2013**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

Sistema de Bibliotecas da UFPA

F897d Friaes, Yuri Souza

Dinâmica da vegetação da região de Humaitá-AM durante o Pleistoceno tardio e o Holoceno / Yuri Souza Friaes; Orientador: Marcelo Cancela Lisboa Cohen – 2013
ix, 58 f.: il.

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2013.

1. Palinologia. 2. Reconstrução paleoambiental. 3. Mudanças climáticas. 4. Amazônia. I. Cohen, Marcelo Cancela Lisboa, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22^a ed.: 571.845209811



Universidade Federal do Pará

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**DINÂMICA DA VEGETAÇÃO DA REGIÃO DE HUMAITÁ-AM
DURANTE O PLEISTOCENO TARDIO E O HOLOCENO**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

YURI SOUZA FRIAES

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

Data de Aprovação: 30 / 01 / 2013

Banca Examinadora:


Prof. Marcelo Cancela Lisboa Cohen
(Orientador-UFPA)


Prof.ª Maria Inês Feijó Ramos
(Membro-MPEG/PA)


Prof.ª Susy Eli Marques Gouveia
(Membro-UFPA)

À minha Família com muito amor,
Graciete S. Friaes, Antonio Sergio Friaes,
Gracilene Souza e Graciane Souza.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por ter tido a oportunidade de terminar mais um ciclo da minha vida, por ter me dado força e coragem nos momentos mais difíceis, sabedoria para solucionar todos os problemas que surgiram durante essa caminhada.

À minha família, por todo o apoio moral e financeiro necessário, a meus pais por todo amor, carinho e compreensão, à minha tia Gracilene, a qual considero como uma segunda mãe, sempre esteve ao meu lado nos momentos mais difíceis e por ter me ajudado a escolher os melhores caminhos.

À Universidade Federal do Pará (Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica).

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento do projeto e à CAPES pela bolsa de estudo.

Aproveito para agradecer ao meu orientador Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen pelos ensinamentos científicos, acadêmicos, sociais e incentivos diários para composição deste e dos futuros trabalhos.

Ao Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda pelas contribuições na realização desse trabalho.

A Dra. Dilce de Fátima Rossetti pelas suas contribuições tanto no campo quanto nas sugestões na elaboração do trabalho.

Aos meus amigos da UFPA em especial Valdimere, Isaac, Cristiane, Thompson, Simão, Gabriela, Bruna e Inaê, Rafaela e Michele pelos bons momentos de descontração.

Aos amigos do Laboratório de Dinâmica Costeira - LADIC e do Laboratório de Oceanografia Química – LOQ por todo o apoio e incentivo Dra. Susy Eli Marques Gouveia, MSc. Marlon Carlos França Dra. Clarisse Beltão Smith, Dr. José Tasso Felix Guimarães, e ao meus estagiários Jota e Rogério pela ajuda no laboratório.

Aos meus amigos Mauricio, Celso, Atilla, Victor, Nara Sena, Fernanda Peixoto e Luiza Mello pelos momentos de descontração e ajuda quando sempre precisei.

E a todos aqueles que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

RESUMO

A dinâmica da vegetação oeste da Amazônia durante os últimos 42000 anos AP foi estudada por pólen, fácies sedimentares, datação por ^{14}C , $\delta^{13}\text{C}$ e C/N. Dois testemunhos foram coletados, o primeiro próximo da cidade de Humaitá no sul do Estado do Amazonas e o segundo nas proximidades de Porto velho, norte de Rondônia. Os pontos de amostragem estão localizados em uma região coberta por campos naturais e vegetação de floresta tropical, respectivamente. Os sedimentos depositados são predominantemente compostos por areia compacta, lama e areia com estratificação heterolítica, lama laminada e compacta representando sedimentos acumulados em um canal ativo, planície aluvial e lago em ferradura representando os ambientes sedimentares. Nessa configuração, as condições subaquáticas são desenvolvidas em um ambiente de baixa energia, favorecendo localmente a preservação da comunidade de grãos de pólen de vegetação herbácea e de floresta glacial representado principalmente por *Alnus*, *Drymis*, *Hedyosmum*, *Podocarpus* e *Weinmannia* com ocorrência entre > 42.033 – 43.168 cal anos AP e 34.804 – 35.584 cal anos AP. A vegetação arbórea e herbácea formam um ecótono que persiste do Holoceno Inferior ao Médio, enquanto a assembleia de vegetação adaptada ao frio se extingue. Os resultados desse trabalho sugerem a presença de uma significativa população de plantas de origem glacial nas planícies baixas do leste da Amazônia antes do Máximo Glacial Pleistocênico, as quais, na atualidade estão restritas aos Andes (2000-3000 m), sugerindo que nesse intervalo de tempo podem ter ocorrido temperaturas com valores inferiores aos que foram propostos para essa região.

Palavra chave: 1. Palinologia. 2. Reconstrução paleoambiental. 3. Mudanças climáticas. 4. Amazônia.

ABSTRACT

Vegetation dynamics of Western Amazonia during the past 42000 cal yr BP was studied by pollen, sedimentary facies, ^{14}C dating $\delta^{13}\text{C}$ and C/N. Two sediment cores were sampled from Humaitá in southern Amazonas state, and Porto Velho, northern Rondônia. These sites, located in western Brazilian Amazonia, are covered by grassland and tropical rainforest vegetation, respectively. The sedimentary deposits are predominantly composed of massive sand, heterolithic mud/sand, and laminated or massive mud representative of sediment accumulation in floodplain, active channel, abandoned channel, and oxbow lake sedimentary environments. In these settings, reducing and low energy subaqueous conditions were developed, locally favoring preservation of a pollen community of herbaceous vegetation and glacial forest represented mainly by *Alnus*, *Drymis*, *Hedyosmum*, *Podocarpus*, and *Weinmannia* trees at least between > 42,033 – 43,168 cal yr BP and <34,804 – 35,584 cal yr BP. The herbaceous and arboreal vegetation ecotone persisted from the early to mid-Holocene, whilst the cold pollen assemblage became extinct. In this work, we record a significant plant population, at present restricted to Andean areas located at altitudes higher than 2000 - 3000 m, in areas of the Amazonia lowland toward the onset of the Last Glacial Maximum. This suggests that this time interval might have seen temperatures lower than previously proposed for this region.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Localização dos pontos onde os testemunhos PV02 e HU01 foram coletados.....	22
Figura 2 - Limite da porção sudeste da Bacia do Solimões (Adaptado de Caputo e Silva (1990) apud Betani 2011).....	23
Figura 3 - Perfil litoestratigráfico do testemunho PV02 contendo resultados de granulometria, isótopos de $\delta^{13}\text{C}$, relação C/N além do destaque de suas estruturas.....	34
Figura 4 - Perfil litoestratigráfico do testemunho HU01 contendo resultados de granulometria, isótopos de $\delta^{13}\text{C}$, relação C/N além do destaque de suas estruturas.....	35
Figura 5- Registro polínico do testemunho HU01.....	37
Figura 6: Perfil polínico do testemunho PV02.....	40
Figura 7- Integração da descrição litoestratigráfica, perfil polínico, isótopos de carbono e nitrogênio e datação via AMS do testemunho HU01.....	42
Figura 8 - Integração da descrição litoestratigráfica, perfil polínico, isótopos de carbono e nitrogênio e datação via AMS do testemunho PV05.....	44
Figura 9 - Representação esquemática das fases sucessivas de acumulação sedimentar e mudanças na vegetação na área de estudo.....	46

LISTA DE ABREVIACÕES

AMS Accelerator Mass Spectrometer – Espectrômetro de Massa Acoplado ao Acelerador

AP Antes do Presente

Cal AP Idade calibrada em anos Antes do Presente

CAM Crassulacean acid metabolism

Ctotal Carbono Total

LADIC Laboratório de Dinâmica Costeira

LOQ Laboratório de Oceanografia Química

Ntotal Nitrogênio Total

PDB Molusco fóssil *Belemnitella americana* da Formação Peedee da Carolina do Sul, USA

RPM Rotações por minuto

HU01 Testemunho retirado nas proximidades da cidade de Humaitá

PV02 Testemunho Retirado nas proximidades da cidade de Porto Velho

UMG Último Máximo Glacial

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
LISTA DE ABREVIACÕES	ix
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVO	3
2.1 GERAL.....	3
2.2 ESPECÍFICOS	3
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
3.1 ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO E NITROGÊNIO E A RAZÃO C/N _{MOLAR}	4
3.2 DATAÇÃO ¹⁴ C	6
3.3 ANÁLISES PALINOLÓGICAS	8
3.4 MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA AMAZÔNIA BRASILEIRA DURANTE O PLEISTOCENO TARDIO E HOLOCENO.....	8
4. ÁREA DE ESTUDO	10
4.1 GEOLOGIA	12
4.2. GEOMORFOLOGIA E RELEVO	13
4.3 VEGETAÇÃO.....	14
5. MATERIAIS E MÉTODOS	17
5.1 ATIVIDADES DE CAMPO	xi
5.2 ARMAZENAMENTO DAS AMOSTRAS	17
5.3 DATAÇÃO DAS AMOSTRAS POR ¹⁴ C(AMS)	17

5.4 DETERMINAÇÃO GRANULOMÉTRICA DO SEDIMENTO	17
5.5 PALINOLOGIA	18
5.5.1 Processamento das amostras	18
5.5.2 Tratamento com ácido clorídrico (HCl)	18
5.5.3 Tratamento com ácido fluorídrico (HF) concentrado	19
5.5.4 Tratamento com ácido acético glacial (C ₂ H ₄ O ₂)	19
5.5.5 Tratamento com acetólise	20
5.5.6 Montagem de lâminas para a microscopia	20
5.5.7 Análise microscópica e confecções de gráficos polínicos	20
5.5.8 Pré-tratamento das amostras de sedimento para análise do $\delta^{13}_{\text{CPDB}}$ e C_{total}	21
5.5.9 Pré-tratamento das amostras de sedimentos para análises do $\delta^{15}\text{N}$ e N_{total}	21
6. RESULTADOS	22
6.1 DATAÇÕES VIA ¹⁴ C E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO	22
6.2 DESCRIÇÕES DAS FÁCIES	23
6.3 FÁCIES DE CANAL FLUVIAL ATIVO	24
6.4- FÁCIES DE ABANDONO DE CANAL/PLANÍCIE FLUVIAL	25
6.5 FÁCIES DE LAGO	27
6.6 FÁCIES DE LEQUE DAS MARGENS DO RIO (CREVASSE SPLAY/LEVEE)	28
7. DISCUSSÕES	30
8 CONCLUSÃO	36
REFERÊNCIAS	48

1. INTRODUÇÃO

O clima na Amazônia durante o Último Máximo Glacial-UMG tem sido um assunto de grande debate. Não há consenso sobre a variação de temperatura e umidade (e.g. Colinvaux *et al.*, 2000; Colinvaux *et al.*, 2001; Irion, 1982; Räsänen *et al.*, 1987; Salo, 1987). A taxa estimada de chuva é pouco variável (Colinvaux, 1998), tendo uma redução de 20% (Bush, 1994) à 45-55% (van der Hammen & Absy, 1994; van der Hammen & Hooghiemstra, 2000). Há, no entanto, uma maior concordância em torno das temperaturas durante o UMG. Registros de grãos de pólen amostrados no Equador e Panamá, juntamente com o avanço das florestas de araucária do sudeste do Brasil em direção ao norte (Liu & Colinvaux, 1985, Bush, *et al.*, 1992; Piperno, *et al.*, 1990; Bush, *et al.*, 1990; Ledru, 1993; De Oliveira, 1992; Pessenda, *et al.*, 2009), fornecem evidências de resfriamento significativo durante o período glacial. As medidas de temperatura da superfície do mar (TSM) nos trópicos e a concentração de gases nobres fósseis em águas subterrâneas no leste do Brasil também sugerem resfriamento (Guilderson *et al.*, 1994; Stute *et al.*, 1995). Modelos climáticos sugerem ser plausível a queda da temperatura nos trópicos em períodos glaciais (Webb *et al.*, 1997; Ganopolski *et al.*, 1998; Gasse & Van Campo, 1998; Stute & Talma, 1998).

Os registros de pólen do Lago da Pata, localizados na planície da Amazônia Ocidental, indicam que a região tem sido continuamente ocupada por floresta tropical fechada nos últimos 40.000 anos. Sendo que a composição da floresta glacial no UMG sugere um modesto resfriamento (Colinvaux *et al.*, 1996). Durante esse intervalo de tempo, a Amazônia foi colonizada por uma significativa população de plantas típicas de áreas de montanhas, isso sugere que durante o aquecimento global no início do Holoceno, as plantas intolerantes ao clima mais quente se retiraram da floresta de planície (Colinvaux *et al.*, 2000).

Dados de pólen de idade glacial, fitólitos e microfósseis, originados de depósitos lacustre situados em regiões de média altitude na Amazônia em áreas do Equador e Panamá demonstram significativa ocorrência de populações de plantas restritas a elevações maiores que 2000 - 3000 m, crescendo cerca de 1000 m acima do atual nível do mar. Entre as plantas encontradas destacam-se *Podocarpus*, *Drimys* e *Alnus*, todas ausentes nas encostas abaixo dos Andes nos dias de hoje (Liu & Colinvaux, 1985; Bush *et al.*, 1990; Colinvaux *et al.*, 1997). Portanto, os dados de pólen sugerem uma resposta das populações de plantas amazônicas ocorrendo em temperaturas mais frias em torno de 5-6 °C durante o período glacial (Colinvaux *et al.*, 2000; Bush *et al.*, 2002). Tal evidência fornece argumentos para ocorrência de uma floresta tropical situada na planície ao longo do último período glacial com uma composição de espécies diferentes da observada na Amazônia de hoje (Bush, 2002). Isso,

no entanto, não exclui a possibilidade de que algumas áreas periféricas que hoje possuem déficit de umidade sazonal terem sido mais secas (Bush, 1994; Colinvaux *et al.*, 1996).

Este trabalho apresenta dados que contribuem para uma melhor avaliação da extensão dos efeitos do UMG no leste da Floresta Tropical Amazônica (elevação de ~ 100 m) tendo como base o conteúdo polínico, descrição de fácies, isótopos de C, relação C/N e datação por radiocarbono AMS de dois testemunhos amostrados de terraços da margem esquerda do Rio Madeira, o maior afluente do rio Amazonas.

2. OBJETIVO

2.1 GERAL

Identificar mudanças no ambiente deposicional e os períodos de expansão e contração das savanas em relação à floresta Amazônica na região de Humaitá e Porto Velho, e então realizar a reconstituição paleoambiental desses setores, durante o Pleistoceno tardio e Holoceno.

2.2 ESPECÍFICOS

- Identificar peleoambientes deposicionais;
- Reconhecer mudanças na paleovegetação por meio da análise de grãos de pólen;
- Identificar a origem da matéria orgânica preservada ao longo dos testemunhos através da determinação de isótopos estáveis ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) e da relação C/N;
- Determinação cronológica dos eventos por meio de datações C-14 (AMS);
- Estabelecer padrões entre as paleovegetações e os ambientes deposicionais e
- Contextualizar a evolução da área de estudo com os modelos de mudanças climáticas propostos para a Amazônia durante o Pleistoceno Tardio e Holoceno.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nesse tópico veremos os métodos aplicados em estudos paleoambientais, como isótopos estáveis de C e N, datação por ^{14}C via AMS, relação C/N no sedimento, análises palinológicas e uma breve revisão sobre as mudanças climáticas na Amazônia brasileira durante o Pleistoceno Tardio e Holoceno.

3.1 ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO E NITROGÊNIO E A RAZÃO C/N_{MOLAR}

Os isótopos estáveis (principalmente de oxigênio, carbono, nitrogênio e enxofre) têm sido cada vez mais utilizados na detecção e compreensão das causas de mudanças ambientais, uma vez que pequenas mudanças em suas frequências de ocorrência servem como indicativo de mudanças no ecossistema (Suguio, 2008).

Os isótopos estáveis do carbono (^{12}C e ^{13}C) ocorrem naturalmente em proporções bastante distintas na atmosfera, hidrosfera, litosfera e biosfera. Aproximadamente 98,89 % desse elemento é encontrado na natureza na sua forma isotópica mais leve, enquanto a abundância do isótopo mais pesado é de apenas 1,11 % (O'Leary, 1988).

Através da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ é possível determinar a contribuição relativa de espécies de plantas que realizam diferentes ciclos fotossintéticos (C_3 , C_4 e CAM) na matéria orgânica preservada no solo ou em sedimentos (Middelburg *et al.*, 1997).

Considerando as plantas que realizam o ciclo fotossintético C_3 , o CO_2 atmosférico é reduzido a fosfoglicerato, via enzima ribulose bifosfato carboxilase/oxilase (RUBisCO). As plantas que realizam o ciclo C_4 reduzem o CO_2 a ácido aspártico ou málico através da enzima fosfoenolpiruvato (PEP) carboxilase. As plantas C_3 discriminam mais o $^{13}\text{CO}_2$ durante o processo de fotossíntese do que as plantas do ciclo C_4 , gerando diferenças de valores entre as razões isotópicas obtidas para cada uma delas, com valores entre -32 a -22% e -17 a -9%, respectivamente. Nas plantas CAM (plantas que utilizam a via metabólica: Metabolismo Ácido das Crassuláceas) esses valores podem variar de -11 a -28 ‰, a depender do período do dia em que elas fixam o CO_2 (O'Leary, 1988).

Os resultados dessa razão são expressos pela unidade relativa δ , como mostra a equação (1) determinada em relação ao padrão internacional PDB (molusco fóssil *Belemnitella americana* da Formação Peedee da Carolina do Sul, USA), sendo o desvio padrão de 0,1‰ para a matéria orgânica. Amostras empobrecidas em ^{13}C quando comparadas com padrão foram relacionadas a valores negativos de “ δ ” e amostras enriquecidas, a valores positivos.

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = [(R_{\text{amostra}} - R_{\text{PDB}})/R_{\text{PDB}}] \times 1000 \quad (1)$$

Onde $R = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$ para a razão isotópica do carbono.

Embora o sinal do $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica sedimentar lacustre, possa refletir alterações nas proporções dos diferentes tipos de material vegetal (C_3 e C_4), é provável que reflita a mudança de abundância de organismos aquáticos, tais como o fitoplâncton, que têm assinatura isotópica semelhantes, variando de -30 a -26‰ para indivíduos de água doce e entre -23 a -16‰ para os marinhos (Meyers, 1997).

Os isótopos de nitrogênio (${}^{14}\text{N}$ e ${}^{15}\text{N}$) geralmente são menos utilizados em estudos de reconstituição paleoambiental, quando comparados com a utilização dos isótopos de carbono. Isto ocorre devido a pequena discriminação isotópica observada na natureza (Boutton, 1996b). Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ (Equação 2) da matéria orgânica sedimentar também podem ajudar em investigações paleocenográficas e paleolimnológicas na identificação da origem das fontes deste material, em diferentes períodos, além de reconstruir as taxas de produtividade (Meyers, 1994; Herczeg *et al.*, 2001).

Por outro lado, há uma forte aplicação isotópica do nitrogênio como traçador, que permite avaliar transformações do N no solo, mesmo quando várias transformações ocorrem simultaneamente no meio. Este método marca o caminho dos dois isótopos de N simultaneamente, fornecendo informações acerca do sistema e estimando as taxas de transformações deste elemento (Fernandes *et al.*; 2008).

O nitrogênio ocorre abundantemente em proteínas e ácidos nucleicos, os quais são encontrados principalmente em plantas não vasculares, entre estas: fitoplâncton e bactérias. (Talbot; Johannessen, 1992).

Para a definição do $\delta^{15}\text{N}$, é utilizada a seguinte equação:

$$\delta^{15}\text{N}(\text{‰}) = [(R_{\text{amostra}} - R_{\text{ar}})/R_{\text{ar}}] \times 1000 \quad (2)$$

Onde $R = {}^{15}\text{N}/{}^{14}\text{N}$ para a razão isotópica do nitrogênio.

Algas e bactérias apresentam valores de $\delta^{15}\text{N}$ em torno de 8‰ e as plantas terrestres 0 e 2‰, essa diferença ocorre devido a absorção do Nitrogênio Inorgânico Dissolvido (NID) presente na água, o qual é isotopicamente enriquecido em ^{15}N de 7 a 10‰ em relação ao nitrogênio atmosférico (0‰) utilizado pelas plantas terrestres após sua fixação (Meyers, 1997).

A matéria orgânica existente nos sedimentos apresenta informações que auxiliam na reconstituição de condições ambientais pretéritas (Meyers, 2003). Desta maneira, a relação C/N da matéria orgânica dos sedimentos é utilizada para distinguir suas principais origens, sendo fitoplanctônica, com razões entre 4 e 10, e/ou terrestre, com razões maiores ou iguais a 20 (Meyers, 1994). Além disso, podemos comparar esses dados com os dados de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) para distinguir a origem do material sedimentar (Meyers, 2003; Wilson *et al.*, 2005).

3.2 DATAÇÃO ^{14}C

O ^{14}C é o isótopo radioativo natural do carbono, produzido continuamente na alta atmosfera por interação de átomos de ^{14}N com neutros secundários contidos nos raios cósmicos. Durante o choque o núcleo de um átomo de nitrogênio absorve um nêutron e um próton é emitido (Equação 3).



Após a sua formação o ^{14}C é então oxidado com a formação de $^{14}\text{CO}_2$ e passa a fazer parte do ciclo do carbono. Inicia-se a sua remoção da atmosfera pelas plantas via fotossíntese, transformando em um composto orgânico, que serão parte dos animais ao se alimentarem dos vegetais e também será dissolvido na água ficando disponível para plâncton, corais e peixes, etc. Assim observamos em todos os animais a incorporação do ^{14}C em forma de matéria orgânica. Após a morte dos organismos, interrompe-se a assimilação de ^{14}C em seus tecidos, iniciando o decaimento radioativo em taxa constante pela emissão de partículas β^- ou de um elétron, formando o ^{14}N estável (Equação 4).



A meia vida do ^{14}C é de 5.730 ± 30 anos, a determinação da idade ^{14}C de uma amostra (p.e., fragmento de carvão, celulose, ossos, matéria orgânica do solo, sedimentos, etc.) depende do número total de núcleos radioativos presentes e de uma probabilidade de decaimento (λ) constante por unidade de tempo para cada nuclídeo (Equação 5).

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (5)$$

O t é o tempo decorrido após a morte do organismo, A_0 é a atividade específica da amostra no tempo $t=0$ (representada pelo padrão ácido oxálico), A é a atividade específica da amostra no tempo (t) e λ é a constante de desintegração, sendo igual a $0,693/T$ (T = a meia vida do ^{14}C) (Libby et al., 1955).

A atividade do material a ser analisado pode ser determinada através de um espectrômetro de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo (Pessenda & Camargo, 1991), determinando sua idade (6):

$$t = -8,033 \ln A/A_0 \quad (6)$$

Este método tem sido a principal ferramenta para determinação cronológica de episódios ocorridos até aproximadamente 50.000 anos passados (correspondendo ao Pleistoceno Superior e Holoceno), sendo de grande interesse arqueológico, geológico, paleontológico e oceanográfico.

3.3 ANÁLISES PALINOLÓGICAS

A análise palinológica de testemunhos sedimentares tem sido amplamente aplicada em estudos de reconstituição paleoambiental em diferentes regiões do Brasil (Absy & Van der Hammen, 1976; Absy *et al.*, 1991; Ledru, 1993; Salgado-Labouriau, 1997; Salgado-Labouriau *et al.*, 1997; Behling & Costa, 1997; 2000; 2001; 2004; Behling, 1998; 2001; De Oliveira *et al.*, 1999; Bush *et al.*, 2000; 2007; Behling *et al.*, 2001a,b; 2004; Ledru *et al.*, 2001; Sifeddine *et al.*, 2003; Cohen *et al.*, 2005a; 2008; 2009; Irion *et al.*, 2006; Toledo & Bush, 2008a,b), a partir de observações de palinomorfos fósseis e sua comparação com os *taxa* atuais, que estão presentes em palinotecas ou disponíveis em literatura específica. O reconhecimento morfológico do grão possibilita a identificação da planta produtora e, a partir do conjunto dos tipos polínicos identificados, sua abundância e frequência de ocorrência, permitindo inferir em que ambiente ocorreu a sua deposição (Salgado-Labouriau, 1973).

Assim a análise dos grãos de pólen tornou-se uma importante ferramenta nos estudos paleoclimáticos do quaternário em regiões continentais, complementando os dados provenientes de testemunhos marinhos e de gelo (Bradley, 1999).

3.4 MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA AMAZÔNIA BRASILEIRA DURANTE O PLEISTOCENO TARDIO E HOLOCENO.

Estudos de reconstituição paleoambiental na Amazônia revelam que o clima tem variado significativamente nos últimos 20 mil anos com oscilações de temperatura e precipitação (Van de Hammen & Absy, 1994)

As mudanças de temperatura ocorrem devido à alternância de períodos glaciais e interglaciais (Thompson *et al.*, 2000). O Pleistoceno foi um período de intensas e rápidas alterações no clima, com um resfriamento na Amazônia de 5° C durante o Último Máximo Glacial (UMG) (Bush *et al.*, 2000; 2002). Entretanto ainda não existe consenso na opinião dos autores se a planície amazônica, durante o UMG, esteve fria e seca ou fria e úmida (Colinvaux *et al.*, 2000; 2001; Ledru *et al.*, 2001) e se grandes áreas de floresta foram substituídas por savanas (Colinvaux *et al.*, 1996; Mayle *et al.*, 2000; Bush *et al.*, 2004).

Vários autores tentam estimar as oscilações na precipitação durante o UMG como Bush *et al.* (2000) que sugere uma redução de aproximadamente 20%, já Van de Hammen & Absy (1994) e Van de Hammen & Hooghiemstra (2000) indicam uma redução entre 40-55%. Segundo Bush *et al.* (2004) não é possível caracterizar o Pleistoceno como seco ou úmido. As oscilações na precipitação nos últimos 170.000 anos parecem ter seguido um ciclo orbital de uma periodicidade de 22.000 anos, onde temos cada período seco relativamente breve.

A Teoria dos Refúgios proposta inicialmente por Haffer (1969) sugere durante o UMG a fragmentação da floresta tropical amazônica em certo número de blocos de florestas úmidas de maior ou menor tamanho de acordo com os picos de várias fases climáticas secas. Os refúgios foram separados por vários tipos de savana, floresta seca, floresta de lianas e outros tipos intermediários de vegetação de climas sazonalmente secos, que podem ter funcionado como efetivas barreiras para a dispersão de plantas e animais da floresta pluvial úmida. Esse modelo defende que os refúgios representam áreas relativamente estáveis ao longo do tempo, localizada em partes periféricas da Amazônia, nas quais aconteceu a recolonização das terras baixas da Amazônia central, com a volta de condições climáticas úmidas (Haffer & Prance 2002).

Essa teoria possui a colaboração de alguns registros palinológicos amazônicos que possuem evidências de abertura da floresta ocorrida durante o Pleistoceno Tardio (Absy, 1991; Van der Hammen & Absy, 1994; Sifeddine *et al.*, 2001). Entretanto dados de Mera (Liu & Colinvaux, 1985) e San Juan Bosco (Bush *et al.*, 1990) no Equador, do Morro dos Seis Lagos (Bush *et al.*, 2004), Mairicuru (Colinvaux *et al.*, 2001), do leque aluvial do Rio Amazonas e da plataforma continental na foz do Rio Amazonas (Haberle, 1997; Hoorn, 1997; Haberle & Maslin, 1999) no Brasil, não apresentaram correlação com a teoria, e para eles a bacia amazônica não esteve seca em nenhum momento do ciclo glacial e sempre comportou ambiente florestal.

Hooghiemstra & van der Hammen (1998) aceitam a ocorrência desses dois cenários para a planície amazônica dependendo da localização geográfica. Desta forma existiram áreas onde porções de florestas foram substituídas por savanas e outras onde a floresta manteve-se sem alteração, sendo estes dois extremos de um espectro diferente da história paleoecológica regional. Mayle & Beerling (2004) apresentam evidências de expansão de savanas nas margens norte e sul da Amazônia, enquanto que a maior parte da bacia amazônica permaneceu dominada por floresta durante o UMG.

4. ÁREA DE ESTUDO

O município de Humaitá- AM ocupa uma área com cerca de 34430 km², tem seus limites ao norte e a leste com o município de Manicoré, ao sul com o estado de Rondônia e a oeste com o município de Canutama (Brasil,1978).

Humaitá localiza-se na depressão do Solimões, que apresenta extensas áreas aplainadas e relevos dissecados em interflúvios tabulares, elaborados em rochas da Formação Solimões, com altitudes em torno de 250 m. A rede de drenagem é formada principalmente pelas bacias dos rios Madeira, Purus, Juruá, os quais obedecem a um padrão subdendrítico, com vales de fundo plano, orientados no sentido sudoeste-nordeste com inflexões para leste-oeste (Brasil, 1978).

O clima desta área pertence ao grupo A segundo a classificação de Köppen (Clima tropical chuvoso). Apresenta temperatura média do mês mais frio sempre superior a 18 °C, limite abaixo do qual não se desenvolvem determinadas plantas tropicais. Tal condição permite a existência de vegetação megatérmica de temperatura constantemente elevada e chuvas copiosas (Brasil, 1978).

A região possui elevados índices de precipitação, as médias oscilam entre 1800 mm e 3500 mm, estando sujeitas às importantes flutuações ano a ano. A vegetação predominante é da floresta tropical densa ou aberta, ocorrendo também savana quando a vegetação florestal se interrompe (Brasil,1978).

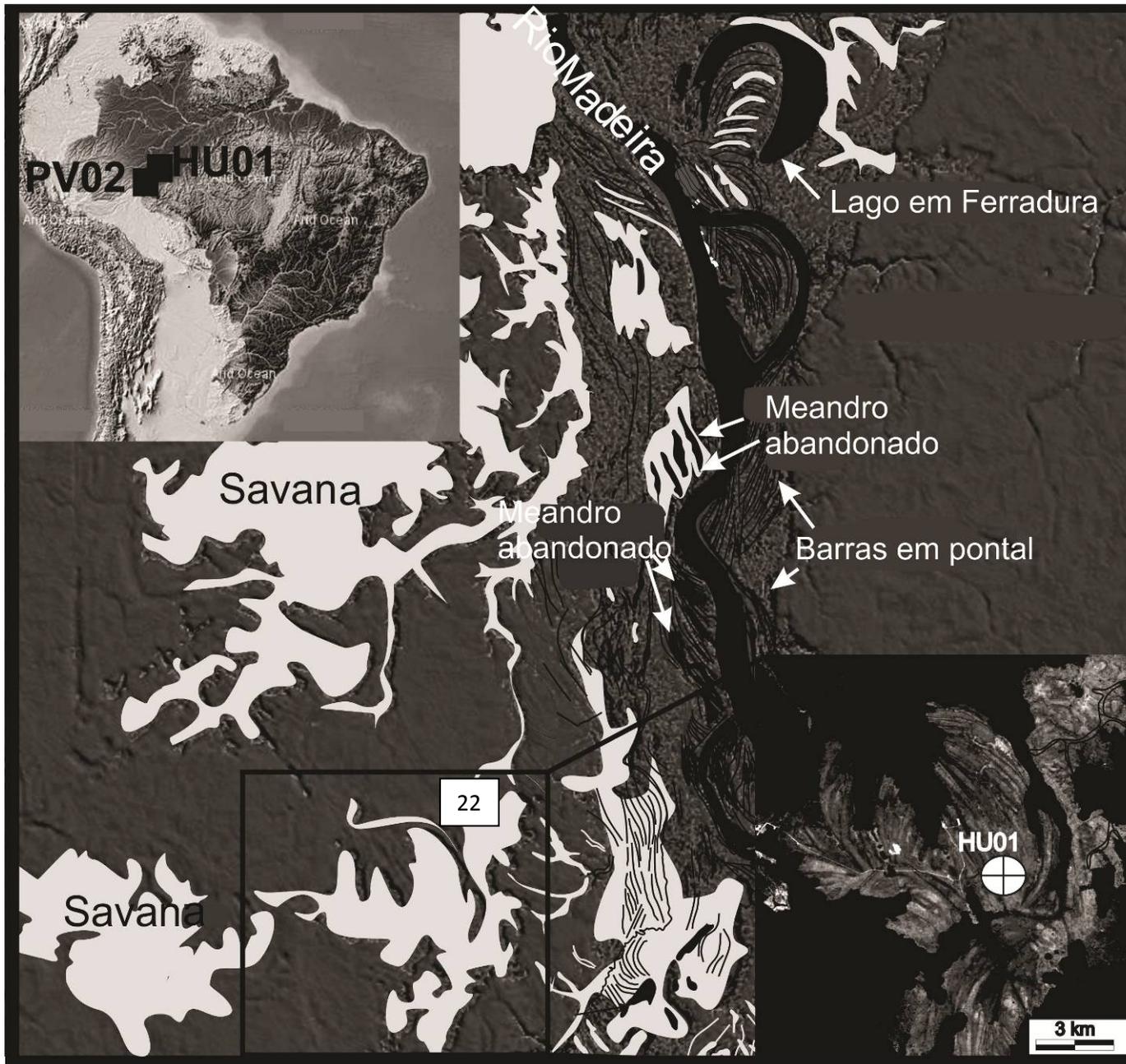


Figura 1: Localização dos pontos onde os testemunhos PV02 e HU01 foram coletados.

4.1 GEOLOGIA

A área de estudo está inserida na porção sudeste da Bacia do Solimões. Esta bacia separa-se da Bacia do Amazonas, a oeste, pelo Arco de Purus, tendo ainda como limites norte e sul os Escudos das Guianas e do Brasil Central, respectivamente (Caputo; Silva 1990 apud Betani 2011). Para oeste, em posição central, ocorre o Arco de Carauari, que subdivide a Bacia do Solimões em dois compartimentos em duas sub-bacias, Jandiatuba (oeste) e Juruá (leste), que são separadas pelo Arco de Carauari (Pedreira da Silva *et al.*, 2003) (Figura 2).

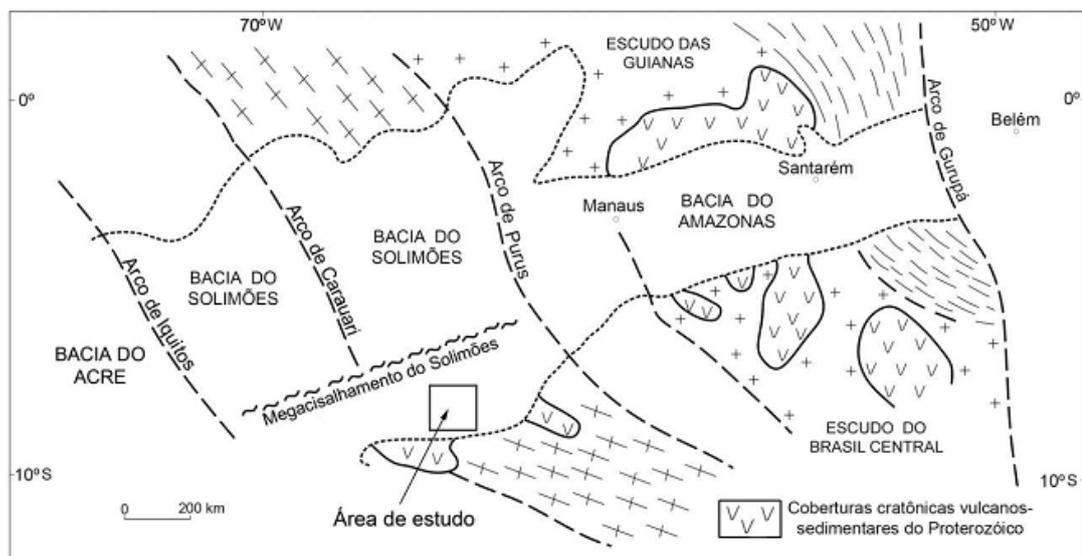


Figura 2: Limite da porção sudeste da Bacia do Solimões (Adaptado de Caputo; Silva (1990) apud Betani 2011)

A calha central da Bacia do Solimões contém sucessões sedimentares que perfazem um total de 3800 m de espessura. As rochas paleozóicas formam três megassequências sedimentares, nos intervalos Ordoviciano-Devoniano, Devoniano-Carbonífero e Permo-Carbonífero (Eiras *et al.*, 1994). Além dos depósitos paleozóicos, a Bacia do Solimões apresenta cobertura mesozóica-cenozóica englobada sob a designação de Grupo Javari (Cunha *et al.*, 1994; Eiras *et al.*, 1994). Esses estratos sedimentares, representados pelas formações Alter do Chão e Solimões, apresentam idade cretácea e mioceno, respectivamente. A Formação Alter do Chão tem ocorrência restrita apenas no leste dessa bacia. Esta unidade consiste em arenitos grossos, argilitos, conglomerados e brechas intraformacionais de coloração vermelho-amarronzados, tradicionalmente atribuídos a sistemas fluviais. A Formação Solimões é de ocorrência restrita nas proximidades do Arco de Purus, espessando-se a oeste por toda a extensão da Bacia do Solimões, e continuando em direção à Bacia do

Acre e outras bacias andinas. Esta unidade é composta de litologias relativamente mais finas que a Formação Alter do Chão, incluindo argilito vermelho e cinza com fósseis abundantes e camadas de linhito e, em menor quantidade, arenito grosso, que foram formados em ambientes lacustres, fluviais e deltaicos (Rossetti *et al.*, 2005).

Além das formações Alter do Chão e Solimões, a cobertura sedimentar da Bacia do Solimões inclui estratos pliocenos e quaternários, genericamente incluídos na Formação Içá (Caputo *et al.*, 1972; Cunha *et al.*, 1994; Maia *et al.*, 1977), além de uma série de terraços fluviais pleistocenos tardios e holocenos (Rossetti *et al.*, 2005).

Estudos realizados pelo projeto BRASIL (1978) em toda região do Rio Madeira, que apresenta depósitos de diversas idades geológicas e de diferentes naturezas. Dentre os substratos geológicos que predominam podem ser destacados:

a) Aluviões Holocênicos que são provenientes de deposições fluviais recentes sendo constituídos de argilas, siltes e areias predominantemente finas, de granulação geralmente decrescente da base para o topo, com cascalhos subordinados. São constituídos por sedimentos inconsolidados da planície fluvial, depósito de canais e transbordamento

b) Sedimentos da Formação Solimões são referidos ao Plioceno Médio – Pleistoceno Superior, e é proveniente de deposição em ambiente continental fluvial ou lacustre, fácies planície de inundação. Formam depósitos em pontal e canal formados por arenitos muito finos a médio com níveis grosseiros à conglomerático, matriz argilosa, cores variadas, vermelho, amarelo, marrom e cinza-esverdeado, localmente feldspáticos, micáceos e ferruginosos, maciços ou acamados, geralmente inconsolidados.

c) Aluviões Indiferenciados são cronologicamente oriundos do Holoceno e advindos de dois ciclos de sedimentação: a) bancos arenosos, inferiores, que representam a sedimentação pluvio-fluvial e b) sedimentos argilosos superiores, indicando sedimentação lacustre. Este ambiente é constituído por argilas, siltes e areias muito finas a grossas, com diminuição granulométrica para o topo.

4.2 GEOMORFOLOGIA E RELEVO

Uma unidade geomorfológica importante de ocorrência na região do Médio Rio Madeira é a Planície Fluvial de acumulação, que é formada por uma área aplainada resultante de acúmulo fluvial, periódica ou permanentemente alagada, geralmente comportando diques marginais em processos de colmatagem (Brasil, 1978). Em parte desta área, encontram-se formas de dissecação de interflúvios tabulares, com relevos de topo aplainado, separados

geralmente por vales em “V” ou localmente por vales de fundo plano, mapeados com diferentes índices de dissecação (Brasil, 1978).

Outra unidade geomorfológica que ocorre na região são os Terraços Fluviais, que de acordo com Brasil (1978), encontram-se na transição entre as formas de dissecação de interflúvios tabulares, com relevos de topo aplainado. Braun & Ramos (1959) afirmam que o relevo desta área é próximo ao do tipo “tabuleiro”, com desnível muito pequeno e bordos ligeiramente abaulados. Essas terras mais altas constituem os divisores topográficos de água entre rios da região. O desnível dessas zonas elevadas, relativamente ao vale dos igarapés, é da ordem de 15 a 20 metros, ocorrendo, entretanto, de maneira súbita.

Ainda em relação aos Terraços Fluviais, Braun & Ramos (1959) afirmaram que estes não são rigorosamente planos. Possuem tênue ondulação superficial e são dotados, em certos locais, de ligeiras depressões. Em algumas unidades seus bordos abaulados apresentam-se visivelmente destacados do relevo local. Devido a essas especificidades, vale um detalhamento maior, pois neste ambiente ocorrem os campos naturais, que são dotados de relevo incipiente, em formação, submetidos à processo erosivo lento, executado por pequenos córregos temporários.

4.3 VEGETAÇÃO

Existem no sul do Amazonas aproximadamente 560 mil hectares de campos de cerrados, distribuídos principalmente, nos municípios de Humaitá, Lábrea e Canutama. A região não é coberta por campos contínuos, mas por várias unidades isoladas entremeadas por matas. As formas de vegetação primitiva indicam ambientes peculiares, como o regime hídrico, fertilidade natural e aeração do solo (Martins *et al.*, 2006).

Podemos observar de uma forma geral dois padrões fitofisionômicos principais: os campos e as florestas. Na tipologia de florestas, destacam-se as Florestas Tropicais Abertas e Densas. As florestas tropicais densas se desenvolvem em função da conjugação de fatores climáticos extremamente favoráveis ao desenvolvimento de atividades biológicas, como abundância de luminosidade, água e temperatura, sendo subdividida em: 1) Florestas Tropicais de Terras Baixas, localizadas nas planícies fluviais, nas margens de igarapés e rios, formadas pelo assoreamento, onde geralmente ocorrem espécies endêmicas, como algumas palmeiras, principalmente o buriti (*Mauritia flexuosa*); 2) Florestas Tropicais Densas Submontanas, situadas nas encostas dos planaltos e em relevos dissecados; e 3) Florestas Tropicais Densas Aluviais, que ocorrem ao longo dos cursos de água, ocupando os terraços antigos das planícies dos rios (Brasil, 1978)

Nessa região ocorre também o contato Campo/Floresta. A região de campos compreende as áreas dos Campos Puciari – Humaitá e inclui várias formações campestres, onde a vegetação que prevalece é a gramíneo-lenhosa baixa, que se alternam, às vezes, pequenas árvores isoladas e galerias florestais ao longo dos rios (Braun & Ramos, 1959).

De acordo com Freitas et al. (2002), esses campos formam alguns mosaicos com as florestas circundantes. O contato entre essas vegetações (ecótono) ocorre, em alguns locais, de maneira abrupta, mas em outros a mudança da vegetação entre a floresta e o campo é gradual.

Para Braun & Ramos (1959) as associações vegetais que cobrem os campos são dos mais variados tipos. As áreas de “campo limpo” não são muito extensas, predominando as de “campo sujo”, que são campos cobertos por gramíneas associadas aos arbustos e árvores, com predomínio de mangabeira (*Hancornia speciosa*). Além dessa espécie ocorre um grande número de lixeiras (*Curatella americana*). Nas áreas próximas aos bordos dos campos ocorrem verdadeiros bosques, onde o espaçamento das árvores varia de 1 a 3 metros, atingindo portes que vão de 3 a 5 metros. Entre as fisiografias de Campos e Florestas, ocorre uma área de tensão ecológica, formada por formações de floresta de palmeiras e cerrado.

Vidoto et al. (2007) identificou próximo ao local de amostragem 138 espécies e gêneros distribuídos em 38 famílias de vegetação arbórea e herbácea (Tabela 1).

Tabela 1: Lista das espécies ocorrentes no sul do estado do Amazonas (Adaptado de Vidotto et al., 2007).

Familia

Gênero e espécie

Anacardiaceae

Tapirira guianensis Aubl.

Annonaceae

Annona sp1

Annona sp2

Annona sp 3

Annona sp 4

Annona sp 5

Annona sp 6

Annona sp7

Guatteria sp

Xylopia aromatica

Apocynaceae

Couma guianensis Aubl.

Geissospermum aff. urceolatum

Himatanthus sucuuba

Araceae

Philodendron sp

Araliaceae

Schefflera morototoni

Arecaceae

Allagoptera caudescens

Astrocaryum acaule

Euterpe precatória

Geonoma multiflora

Lepidocaryum tenue

Mauritia flexuosa

Mauritiella armata

Oenocarpus bacaba

Oenocarpus bataua

Oenocarpus minor

Orbignya speciosa

Socratea exorrhiza

Asteraceae

Eupatorium sp

Vernonia herbacea

Bignoniaceae

Jacaranda sp 1

Jacaranda sp 2

Bromeliaceae

Ananas ananassoides

Burseraceae

Bursera sp

Hemicrepidospermum sp

Protium paniculatum

Protium sp1

Protium sp2

Celastraceae

Goupia glabra

Chrysobalanaceae

Couepia sp

Licania sp1

Clusiaceae

Caraipa savannarum

Vismia cayennensis

Vismia guianensis

Vismia latifolia

Vismia sp

Cyperaceae

Bulbostylis sp

Cyperus sp

Fimbristylis sp

Kyllinga sp

Rhynchospora sp

Scleria aff reflexa

Dilleniaceae

Curatella americana L.

Davilla rugosa Poir

Euphorbiaceae

Euphorbia sp

Hevea brasiliensis

Jatropha phyllacantha

Mabea caudata

Mabea subsessilis

Fabaceae

Andira sp

Bauhinia guianensis Aubl.

Bauhinia sp

Bowdichia virgilioides Kunth

Dioclea cf huberi Ducke

Dipteryx odorata (Aubl.)

Hymenaea sp

Inga sp

Mimosa sp

Ormosia sp

Sclerolobium paniculatum

Tachigali myrmecophilla

Flacourtiaceae

Casearia grandiflora Cambess.

Casearia sp

Heliconiaceae

Heliconia psittacorum

Lauraceae

Aniba sp1

Aniba sp2

Nectandra cuspidata

Nectandra lanceolata

Ocotea sp1

Eschweilera sp

Linaceae

Ochthocosmus cf barrae

Lythraceae

Cuphea sp

Physocalymma scaberrimum

Malpighiaceae

Banisteriopsis sp

Byrsonima sp1

Byrsonima sp2

Byrsonima cf verbascifolia

Malvaceae

Hibiscus furcellatus

Marantaceae

Monotagma sp

Melastomataceae

Bellucia grossularioides

Miconia tiliifolia Naudin

Miconia sp

Miconia sp3

Tibouchina aspera

Tibouchina sp

Monimiaceae

Siparuna guianensis

Siparuna sp

Moraceae

Naucleopsis caloneura

Myristicaceae

Iryanthera sp

Virola sebifera

Virola surinamensis

Virola sp

Virola sp2

Myrtaceae

Eugenia sp1

Eugenia sp2

Myrcia sp

Piperaceae

Piper sp 1

Piper sp 2

Piper sp 3

Piper sp 4

Piper sp 5

Poaceae

Andropogon bicornis L.

Andropogon lanatus R. Br.

Andropogon leucostachyus

Aristida capillacea

Axonopus aureus

Lasiacis cf ligulata

Panicum parvifolium

Paspalum sp1

Paspalum sp2

Rubiaceae

Alibertia edulis

Palicourea sp

Psychotria sp

Sapotaceae

Pouteria guianensis

Pouteria sp1

Selaginellaceae

Selaginella fragilis

Solanaceae

Solanum sp

Strelitziaceae

Phenakospermum guianensis

Ulmaceae

Trema micrantha

Vochysiaceae

Qualea grandiflora

Qualea parviflora

Qualea sp

Salvertia convallariodora

Vochysia haenkeana

Vochysia sp

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 ATIVIDADES DE CAMPO

Durante o mês de setembro de 2010 e agosto de 2011, foram coletados dois testemunhos de sedimento através de sondagem por percussão. O primeiro local de coleta foi denominado de PV02 que fica localizado nas proximidades de Porto velho no estado de Rondônia (Figura 1) (S 8° 47' 07" , W 63° 56' 23") com um total de oito metros de profundidade. O segundo ponto de amostragem denominado de PV05 que foi extraído próximo do município de Humaitá no estado do Amazonas (S 7° 55' 26", W 63° 04' 59"), apresenta dez metros de profundidade.

5.2 ARMAZENAMENTO DAS AMOSTRAS

Os testemunhos de sedimento coletados foram acondicionados em tubos e filme de PVC, em seguida conduzidos a um freezer com temperatura em torno de 4°C, com o objetivo de evitar o crescimento de fungos e bactérias no material, pois esses organismos podem metabolizar compostos de carbono dos sedimentos e trocar CO₂ com a atmosfera, contaminando as amostras com carbono recente (Colinvaux et al. 1999), comprometendo futuras datações por carbono-14.

5.3 DATAÇÃO DAS AMOSTRAS POR ¹⁴C(AMS)

As amostras de sedimento foram fisicamente tratadas através de remoção de raízes e fragmentos vegetais com uso do microscópio. O material residual foi então quimicamente tratado com HCl a 2% na temperatura 60 °C durante 4 horas, logo após as amostras foram lavadas com água destilada até o pH neutro e secas (50 ° C), a fim de remover eventuais frações orgânicas mais jovens (ácidos fúlvicos e ácidos húmicos) e carbonatos. A matéria orgânica sedimentar foi datada através de um Accelerator Mass Spectrometer (AMS) no BETA Analytic Laboratory. As idades ¹⁴C serão apresentadas em idade convencional (anos A.P.) e idade calibrada (cal. anos A.P.) ($\pm 2\sigma$), de acordo com Reimer *et al.* (2004).

5.4 DETERMINAÇÃO GRANULOMÉTRICA DO SEDIMENTO

Os sedimentos amostrados foram lavados com H₂O₂ e água destilada e deionizada para remoção da matéria orgânica. Em seguida o material foi desagregado através de ultra-som e agitador mecânico. Posteriormente, o tamanho dos grãos foi obtido por meio de um analisador de partículas à laser (Laser Diffraction, SALD 2101-Shimadzu). As classificações seguiram o

diagrama triangular de Sheppard baseado nos percentuais de areia (2-0,0625 mm), silte (31-3,9 μm) e argila (2-0,24 μm), definidos por Wentworth (1922). Os gráficos foram obtidos com a utilização do software SYSGRAN 3.0 (Camargo, 1999).

5.5 PALINOLOGIA

5.5.1 Processamento das amostras

As amostras retiradas para análise palinológica apresentam uma grande concentração de matéria orgânica, areia, silte, argila. A complexidade desta etapa da análise é percebida pelo montante do material que deverá ser descartado até que o resultado final seja somente o pólen, sendo possível devido à resistência apresentada ao processo químico pela parede celular dos palinomorfos. Contudo, devido algumas partículas orgânicas e inorgânicas serem quimicamente muito similares ao pólen, esses ataques químicos não produzem um material constituído somente de pólen. Assim, foi retirado 0,5 ou 1 cm^3 de sedimento com a utilização de um medidor de volume feito de aço inoxidável onde o sedimento é colocado dentro da cavidade cilíndrica e depois retirado por um embolo produzindo assim pastilhas de sedimentos. Esse ato repete-se ao longo de todo o testemunho em intervalos de 5 cm.

As pastilhas de sedimentos retiradas do testemunho foram colocadas em tubos de centrífuga, devidamente marcados com a estação e a profundidade na qual foi feita a retirada das pastilhas. Esses tubos são obrigatoriamente de polipropileno que é insolúvel ao ataque ácido. Juntamente com as pastilhas de sedimentos foi adicionado tabletes de marcadores exóticos, esporos de *Lycopodium* (Stockmarr, 1971), para o cálculo da concentração de pólen (grãos/ cm^3) e a razão da acumulação de pólen (grãos/ cm^2/ano).

Na contagem final a razão de esporos marcadores de *Lycopodium* e de pólen contados permite o cálculo da concentração polínica original. Cada tablete é constituído por 10,600 esporos de *Lycopodium*.

Após o término da adição dos esporos é realizado o tratamento ácido, sendo constituído das seguintes etapas.

5.5.2 Tratamento com ácido clorídrico (HCl)

Esta etapa do tratamento consiste na remoção do carbonato de cálcio (CaCO_3) presente no material sedimentar e dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*, através da adição de HCl a 10%.

A reação que ocorre é a seguinte:



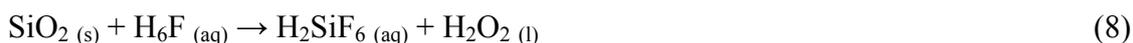
Este processo é seguido por mistura das amostras com a utilização de um bastão-misturador feito de teflon para cada tubo de ensaio, evitando assim a contaminação da amostra, e em seguida o material foi conduzido à centrífuga onde permaneceu por 5 minutos e a 2500 rpm, para decantação.

O líquido residual foi retirado e o material lavado com água destilada até que o decantado estivesse claro. Novamente o material foi conduzido à centrífuga, o líquido residual retirado dos tubos, para a segunda etapa do tratamento.

5.5.3 Tratamento com ácido fluorídrico (HF) concentrado

Uma grande quantidade de sílica pode provocar um sério problema no estágio de identificação pelo fato de provocar o obscurecimento dos grãos de pólen (Indiana University, 2005). Tendo em vista esse fato, foi realizada a adição de HF na amostra, e deixado em repouso por 24h, com capela de exaustão de gases ligada devido a alta toxicidade dos gases liberados por este ácido.

A reação que ocorre é a seguinte:



Terminado este período o material segue para lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual, adição de HF e repouso de 24h novamente, onde após este tempo foi realizada nova lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual, e preparação para a terceira etapa do tratamento.

5.5.4 Tratamento com ácido acético glacial (C₂H₄O₂)

Esta etapa é extremamente necessária por causa da quarta etapa envolvendo ácido sulfúrico. O C₂H₄O₂ reage com a amostra retirando a água nela presente. Esta reação é essencial para que não ocorra desperdício de ácido sulfúrico através da reação com a água presente nas paredes do tubo de ensaio ou no sedimento umedecido.

Assim, foi adicionado $C_2H_4O_2$ à amostra, seguido de mistura, centrifugação, e retirada do líquido residual, não sendo necessária a permanência do ácido por um período de tempo maior que 15 minutos nos tubos de ensaio.

5.5.5 Tratamento com acetólise

Esta etapa do procedimento químico remove celulose e polissacarídeos das amostras por oxidação (University of Cambridge, 2005). A substância atuante nesta etapa, a acetólise (Erdtman, 1960), é obtida através da mistura de nove partes de anidrido acético (CH_3COCH_3), primeiramente, por volume para uma parte de ácido sulfúrico concentrado (H_2SO_4).

15 mL da solução foi adicionada às amostras. Os tubos de ensaios foram submetidos a aquecimento em banho-maria, sendo constantemente misturados por um período que variou de 10 a 20 minutos até que o líquido contido nos tubos ficasse escuro. Após esse processo foi realizada centrifugação, retirada do líquido residual e lavagem (2x), sendo deixado nos tubos cerca de 5 mL de água no intuito de facilitar a transferência da amostra dos tubos de ensaio para tubos de Evergreen.

5.5.6 Montagem de lâminas para a microscopia

Na confecção de lâminas para análise microscópica foram utilizadas lâminas Bioslide 25,4 x 76,2 mm, lamínulas 22x22 mm, glicerina, pipetas, bastões de teflon, e esmalte base de unha.

Com o auxílio de pipetas, algumas gotas do material armazenado nos tubos de Evergreen foram retiradas e colocadas nas lâminas, devidamente marcadas com a profundidade e a estação na qual foi feita a retirada das pastilhas de sedimentos. Em seguida, uma pequena quantidade de glicerina foi adicionada à lâmina. Esta lâmina foi aquecida para o completo derretimento da glicerina, uma vez que a glicerina servirá como fixadora do material contido na lâmina. Bastões de teflon serviram para misturar o material amostrado com a glicerina, e em seguida as lamínulas foram assentadas sobre as lâminas.

Esmalte base de unha foi usado para selar as margens da lamínula com a lâmina, com a finalidade de preservar o material contido nas lâminas da umidade do ar, o que provocaria o ressecamento da amostra.

5.5.7 Análise microscópica e confecções de gráficos polínicos

A fase de identificação e contagem dos grãos de pólen das lâminas foi executada em um microscópio Carl Zeiss Axioskop 2 *plus* conectado ao computador por meio de uma

microcâmara. Através do Software AxioVision as microimagens foram processadas, e os grãos de pólen catalogados e armazenados em um banco de dados.

Os dados da contagem dos grãos de pólen foram introduzidos no programa TiliaGraph para confecção dos diagramas e análise estatística (Grimm, 1987).

5.5.8 Pré-tratamento das amostras de sedimento para análise do $\delta^{13}\text{CPDB}$ e C_{total}

Durante o campo após a amostragem as amostras sedimentares foram coletadas em um intervalo de 5 cm de profundidade (aproximadamente 10 g) e acondicionadas em sacos plásticos livres de contaminação e transportadas até o Laboratório C-14 do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP).

No Laboratório as amostras foram adicionadas a um becker contendo HCl a 0,01M, para facilitar a retirada de alguns contaminantes, como raízes e folhas, através da flutuação e peneiramento.

Após o peneiramento, aguardou-se que o material em suspensão fosse decantado, para em seguida descartar a solução de ácido clorídrico sobrenadante e levar as amostras para secar em uma estufa a 50°C por aproximadamente 24 horas. Em seguida as amostras foram destorradas com o auxílio de um almofariz de porcelana e armazenadas em frascos plásticos.

Foram pesados em uma balança analítica (Sartorius BP 211D, precisão 0,00001) cerca de 70 mg para os sedimentos arenosos e entre 20 e 30 mg para os sedimentos mais argilosos de cada amostra para análise de $\delta^{13}\text{C}$ e C_{total} , em seguida acondicionados em cápsulas de estanho (12 mm x 5 mm).

Na sequência o material foi analisado no Laboratório de Isótopos Estáveis (CENA/USP) através, de um Espectrômetro de Massas ANCA SL 2020, da Europe Scientific, que contém um analisador elementar acoplado.

5.5.9 Pré-tratamento das amostras de sedimentos para análises do N_{total} .

As amostras de sedimentos dos testemunhos coletados (PV02 e HU01) para análise do e N_{total} seguiram o mesmo protocolo de pré-tratamento relatado para análise de carbono, porém a massa encaminhada ao Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP foi de aproximadamente 60 mg (Saia, 2006).

6. RESULTADOS

6.1 DATAÇÕES VIA ^{14}C E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO.

As datações variaram entre 3.158 - 3.367 cal anos AP e 42.033 – 43.168 cal anos AP (Tabela 1). As taxas de sedimentação são baseadas na razão entre os intervalos de profundidade (mm) e o tempo médio entre as datações. As taxas de sedimentação calculadas para HU-01 situam-se entre 0,1 e 0,3 mm/ano. As datações do HU-01 indicam que seus depósitos sedimentares foram acumulados relativamente sem significativas perturbações. Entretanto, o PV-02, entre 8 e 4 m, apresentou inversão nas idades (Fig. 3). Isso pode refletir um rápido preenchimento do lago durante o Holoceno inferior ou a presença de carbono antigo na amostra. Apesar do pré-tratamento físico e químico aplicado em todas as amostras para remover eventuais moléculas com átomos de carbono antigos adsorvidos, uma possível contaminação por compostos com carbono antigo não pode ser completamente descartada nas camadas entre 3,65 – 4,0 m. Alternativamente, fragmentos de madeira nas camadas inferiores (~7 m) podem indicar um eventual transporte deste material da superfície devido a atividade biológica (Boulet et al., 1995, Gouveia & Pessenda, 2000), contaminando assim, a amostra 7.8-8.0. Em qualquer dos casos, os sedimentos do testemunho PV-02 foram depositados durante o Holoceno.

Tabela 1- Amostras sedimentares selecionadas para datação ^{14}C via AMS dos testemunhos HU01 e PV02.

Código Beta	Testemunho	Profundidade (m)	Datação (Anos A.P.)	Idade Cal. anos A.P (2σ)
288718	HU01	0,8-0,9	6310 +/- 40	7163 - 7317
288719	HU01	2,6-2,7	13770 +/- 60	16717 - 17065
285261	HU01	4,0 – 4,1	30800 +/- 170	34804 – 35584
304791	HU01	4,6 – 4,7	34030 +/- 200	38494 - 39593
288720	HU01	6,7 – 6,8	38130 +/- 360	42033 – 43168

Tabela 1 (continuação)- Amostras sedimentares selecionadas para datação ^{14}C via AMS dos testemunhos HU01 e PV02.

288714	PV2	0,65-0,75	3050 +/- 40	3158 - 3367
285259	PV2	3,65-3,70	9590 +/- 50	10741-11144
304790	PV2	4,0	9700 +/- 50	11068 - 11231
288715	PV2	7,8-8,0	9470 +/- 50	10558 - 10797

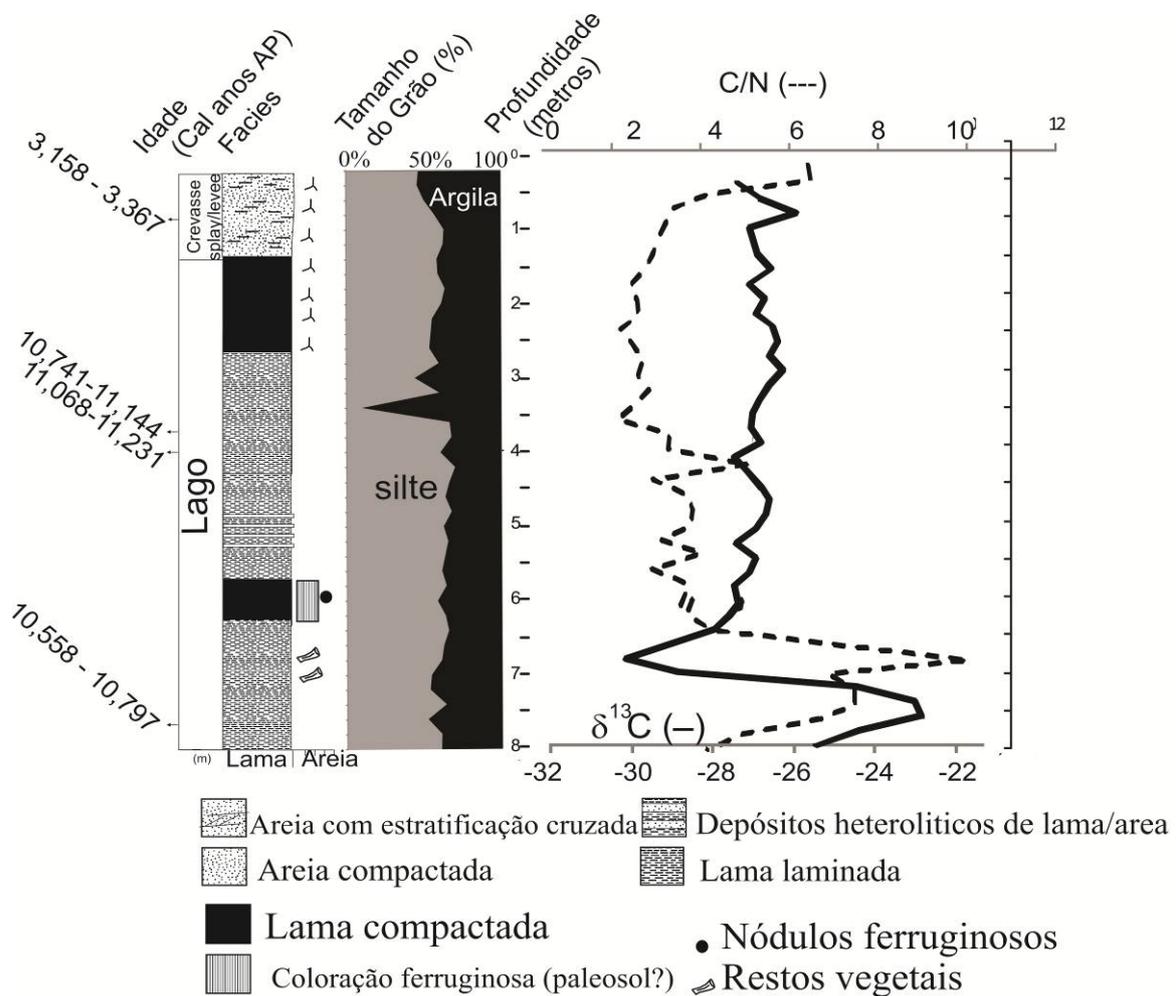


Figura 3: Perfil litostratigráfico do testemunho PV 02 contendo resultados de granulometria, isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$, relação C/N além do destaque de suas estruturas.

6.2 DESCRIÇÕES DAS FÁCIES

Os testemunhos de sedimento registraram grande parte das sucessões sedimentares, abrangendo areia maciça, lama/areia com estratificação heterolítica, lama com estratificação

laminada e lama maciça (Fig 3 e 4). Registros de pólen e esporos, e os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N foram adicionados às características das fácies auxiliando a definir quatro associações de fácies que representam um típico processo de abandono de canal evoluindo para o desenvolvimento de um lago.

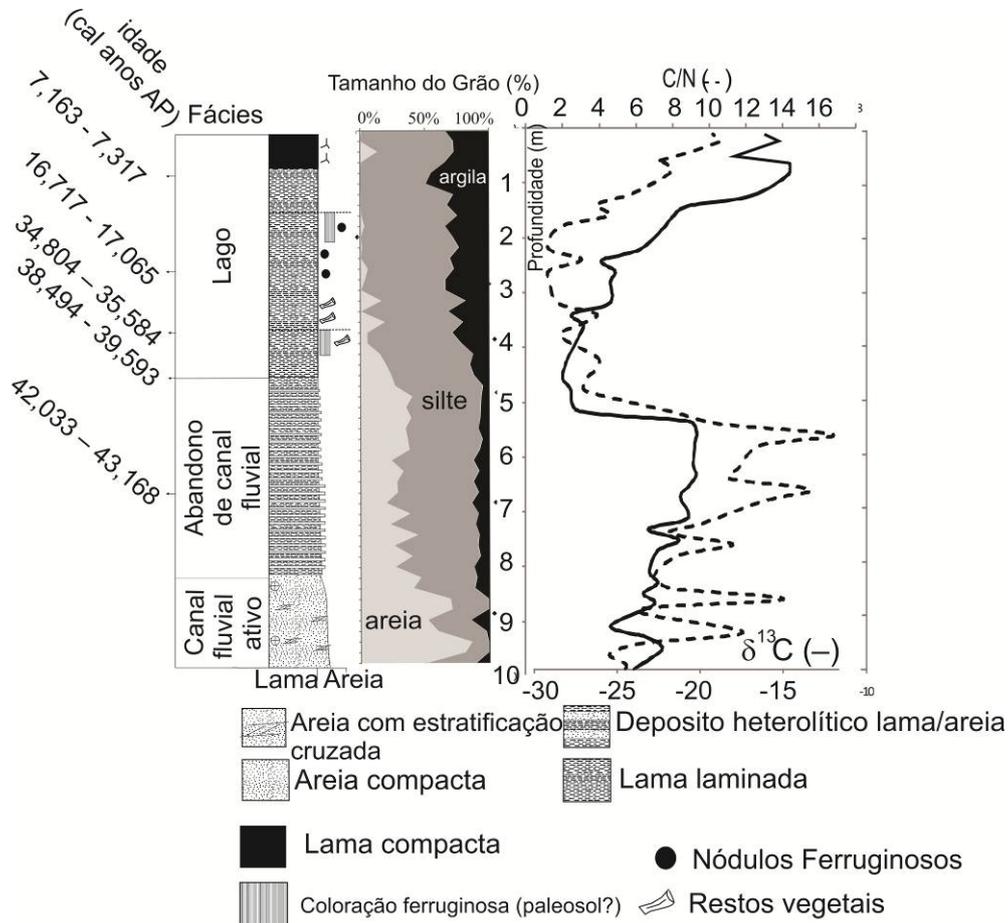


Figura 4: Perfil litoestratigráfico do testemunho HU01 contendo resultados de granulometria, isótopos de $\delta^{13}\text{C}$, relação C/N além do destaque de suas estruturas.

6.3 FÁCIES DE CANAL FLUVIAL ATIVO

Os testemunhos foram tirados dos terraços fluviais na margem esquerda do rio madeira (Fig 1). O testemunho HU-01 foi adquirido a partir de um paleomeandro morfologicamente preservado na superfície de um terraço fluvial localizado a cerca de 15 m acima da planície fluvial atual. Portanto, a sua base possui granodecrescência ascendente (10- 8.2 m, Fig 4) onde são interpretados como representativos da fase ativa do preenchimento do canal fluvial antes de 42.033 - 43.168 cal anos AP (Fig 9). Embora os grãos de pólen estejam ausentes neste intervalo de tempo devido aos depósitos de areia não favorecerem a sua preservação, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando entre -25‰ e -23 ‰ sugerem matéria orgânica oriunda de plantas C_3 ou mistura de plantas C_3 com plantas aquáticas de água doce. Os valores de C/N (4.5-14)

também indicam uma mistura de matéria orgânica de plantas vasculares e algas (Deines, 1980; Meyers, 1994; Thornton, S.F. & J. McManus, 1994).

6.4- FÁCIES DE ABANDONO DE CANAL/PLANÍCIE FLUVIAL.

Entre > 42.033- 43.168 AP e 38.494 – 39.593 cal anos AP, os depósitos de areia com granocrescência ascendente gradam para uma estratificação heterolítica lama/areia ao longo do testemunho HU-01 (Fig 4) Este intervalo relata o gradual abandono do canal fluvial (Fig. 9) Os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e C/N mostram tendência de enriquecimento com os valores variando entre -23‰ e -20‰ e 7 e 17, respectivamente, sugerindo um aumento da contribuição de plantas C_4 . A assembleia de pólen é caracterizada por um leve aumento ascendente de ervas (35-70%) e uma redução dos componentes arbóreos. As ervas são representadas pela *Poaceae* (27-63%) e *Cyperaceae* (0-12%). Os representantes da floresta Amazônica (15-35%), consistem principalmente de *Euphorbiaceae* (0-10%), *Fabaceae* (3-20%), *Bignoniaceae* (0-20%), *Sapotaceae* (0-3%) e *Apocynaceae* (0-6%). Os componentes polínicos nesses registro sedimentar incluem ainda uma assembleia representativa de floresta fria (10-27%), como *Alnus* (2-11%), *Hedyomum* (2-17%), *Weinmannia* (0-18%), *Podocarpus* (0-4%) e *Drymis* (0-1%). Pólen de palmeiras também está presente (0-17%) (Fig.5).

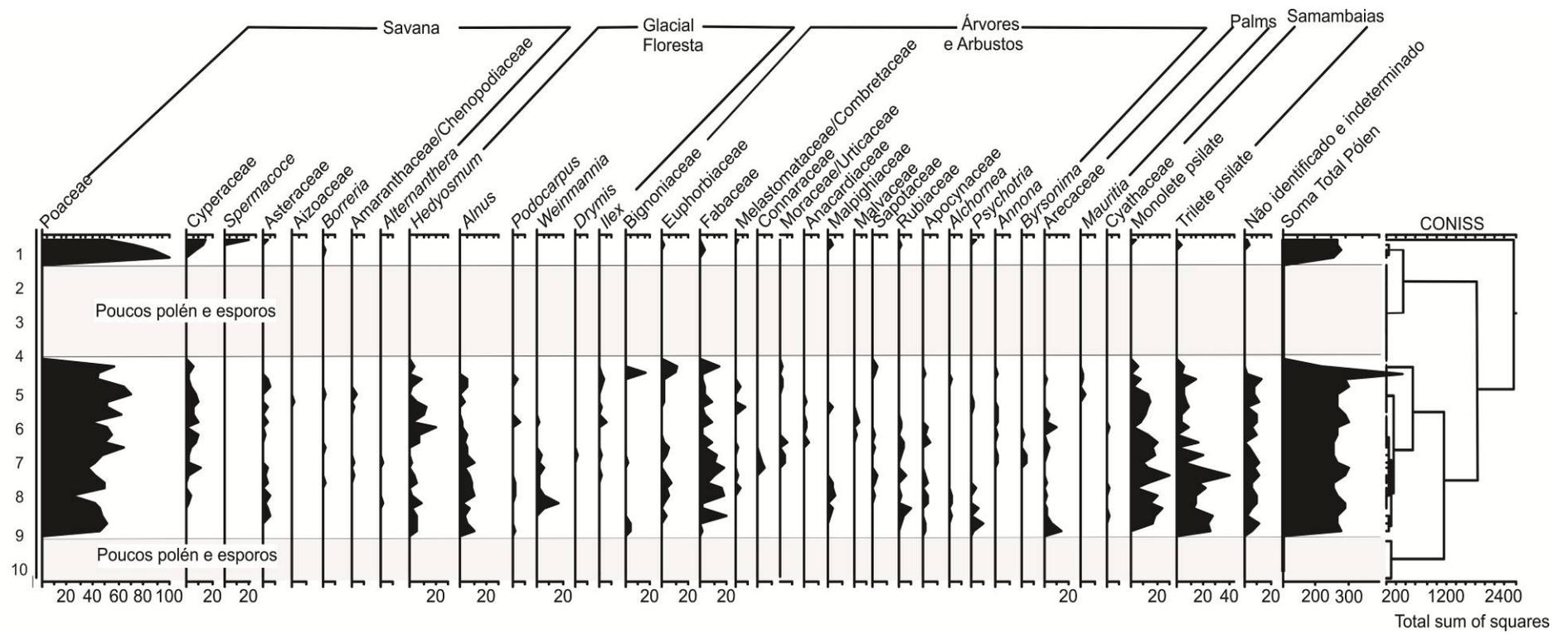


Figura 5: Registro polínico do testemunho HU01.

6.5 FÁCIES DE LAGO

Os sedimentos que iniciam a fácies de lago do testemunho HU-01 possuem idade a partir de 38.494- 39.593 cal anos AP até o presente (Fig 4) correspondendo a fase de lago em ferradura, desenvolvido após o abandono completo do canal (Fig 9). Esse depósito consiste principalmente de lama maciça ou laminada, e secundariamente estratificação heterolítica de lama/areia. A transição do depósito de canal fluvial abandonado para depósito de lago é marcado por uma significativa diminuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (-20‰ à -27‰), seguindo por uma diminuição nos valores de C/N (17 a 3) (Fig 4). Essa tendência é interpretada como um aumento da contribuição relativa de algas de água doce durante o estabelecimento do lago. A tendência progressiva de enriquecimento isotópico de valores $\delta^{13}\text{C}$ de -27‰ à -14‰ (HU-01, Fig 4) durante os últimos 16.717- 17.065 cal anos AP indica uma contribuição progressiva de plantas C_4 e aquáticas.

Os dados de pólen do testemunho HU-01 apresentou expansão de ervas (50-85%), principalmente *Poaceae* (50-75%) e *Cyperaceae* (6-10%), entre 38.494 - 35.584 cal anos AP e 34,804 – 35,584 cal anos AP. A taxa representativa da floresta amazônica diminuiu durante esta fase (5-26%), enquanto que os valores da floresta fria, representados por *Hedyosmum* (2-20%), *Alnus* (1-7%), *Podocarpus* (0-5%) e *Ilex* (1-9%), mantiveram-se relativamente elevado (5-23%). Entre 34.804 – 35.584 cal anos AP e 7.163 – 7.317 cal anos AP os grãos de pólen não foram preservados. Provavelmente devido a um ambiente oxidante, inadequado a sua preservação evidenciado através de laminações de lama com coloração de ferro e nódulos ferruginosos. A partir de 7163 – 7.317 cal anos, temos o domínio de grãos de pólen herbáceo (90-100%) principalmente *Poaceae* (57-100%), *Cyperaceae* (0-17%), *Spermacoaceae* (0-20%) e *Asteraceae* (0-5%). Nesse intervalo de tempo registramos valores baixos de pólen da floresta amazônica (0-8%) e ausência de pólen de floresta fria.

O testemunho PV-02 foi retirado na curva de um meandro onde atualmente ocorre uma planície aluvial. Esse testemunho registra depósitos com estratificação heterolítica e depósitos de lama relacionados aos sedimentos de lago em ferradura e da planície aluvial acumulados durante o Holoceno. A parte inferior deste testemunho registra uma sucessão que termina em um paleossolo. Os dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ (-28‰ e 26‰) e C/N (4 e 6) sugerem uma mudança abrupta de contribuição de plantas C_4 para a dominância de plantas C_3 vasculares abaixo do paleossolo (Fig 3). Depósitos mais jovens exibem matéria orgânica compatível com a mistura de plantas C_3 vasculares e plantas aquáticas de água doce. Estas interpretações colaboram com os dados de pólen. Assim, no final do Pleistoceno a porcentagem de pólen de

floresta diminuiu (10-55%), sendo representado principalmente por *Fabaceae* (4-12%), *Bignoniaceae* (1-11%), *Anacardiaceae* (0-4%) e *Euphorbiaceae* (0-10%) e um aumento de ervas (40-87%), representado por *Cyperaceae* (6-90%) e *Poaceae* (2-50%). Imediatamente antes do paleossolo houve uma tendência para expansão da floresta (55-73%) e conseqüentemente a percentagem de pólen herbáceo diminuiu (15-60%). Os grãos de pólen estão ausentes no intervalo entre 5,4 m e 0,7 m de profundidade (Fig. 6).

6.6 FÁCIES DE LEQUE DA MARGEM DO RIO (CREVASSE SPLAY/LEVEE)

Esta fácies ocorre apenas no PV -02, e consiste de pelito maciço (Fig. 3). A relação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (-27,5 até -26 ‰) e C/N (5 até 6,3) indica a contribuição de C_3 e/ou uma mistura de plantas aquáticas de água doce. Desde 3.367- 3,158 cal ano AP, a percentagem de pólen de floresta (55-60%) apresenta valores maiores que os herbáceos (27-42%) e pólen de palmeiras (0-11%) (Fig 6).

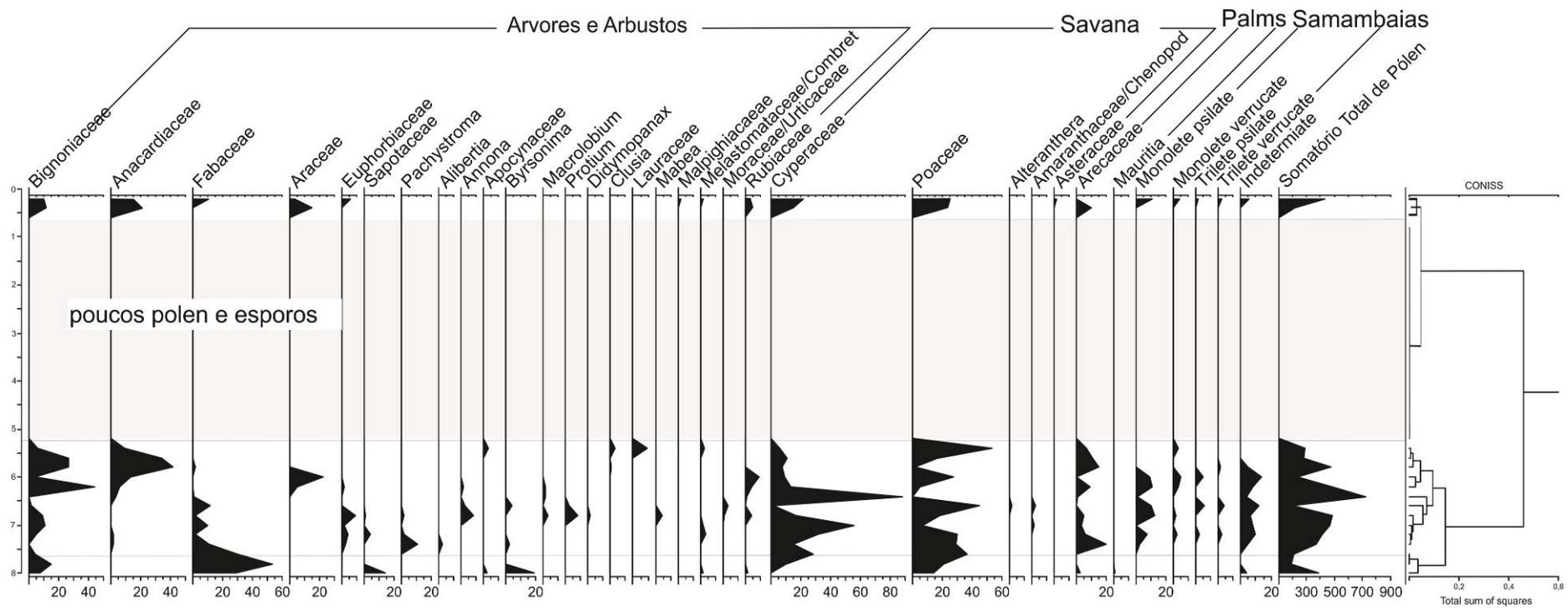


Figura 6: Perfil polínico do testemunho PV02.

7. DISCUSSÕES

Os sedimentos analisados a partir de dois testemunhos indicam uma mistura de comunidades herbáceas e vegetação florestal, com representantes florestais que ocorrem em altas altitudes, tais como *Alnus*, *Drymis*, *Hedyosmum*, *Podocarpus*, e *Weinmannia* até 34.804 - 35.584 cal anos AP. Outros registros de pólen em planícies na floresta amazônica têm indicado taxa adaptados ao frio como *Podocarpus*, *Weinmannia*, *Ilex*, Melastomataceae, *Hedyosmum*, e *Rapanea* durante o UMG. Florestas glaciais podem ser comparadas com as florestas modernas, mas também há espécies incluídas no espectro polínico glacial que estão restritas às altitudes mais elevadas, que sugere um resfriamento da ordem de 5° a 6°C (Colinvaux et al., 1996). Os registros de pólen encontrados na área de estudo podem ser comparados com os resultados do UMG na Amazônia oriental no Equador, onde *Podocarpus*, *Weinmannia*, *Alnus* e *Drymis* foram incorporados na floresta amazônica durante o Pleistoceno tardio. No entanto, os limites de suas ocorrência atuais estão em altitudes andinas (> 1000 m) (Liu & Colinvaux, 1985). Um grupo similar de pólen sensível a temperatura foi também registrado durante UMG na floresta do Panamá (Bush et al., 1990), enquanto que nos flancos andinos no oeste da Amazônia apresenta registro de *Alnus* com valores entre 2% e 40% durante o Pleistoceno tardio (Cárdenas et al., 2011).

Atualmente o gênero *Alnus* ocorre ao longo da cordilheira dos Andes e nas montanhas da América Central em torno de 2.000-3.000 m de altitude, no sul do México até a latitude 28°S no noroeste da Argentina, sendo uma árvore pioneira de crescimento rápido e transitório que atinge até 25 m de altura (em média 10-15 m) e 40 cm de diâmetro. Na América do sul recobre continuamente as encostas das montanhas, formando um bosque quase que monoespecífico (Ledgard & Halloy, 1991). A sua ocorrência não está restrita há ambientes úmidos, ocorrendo também em solos secos. Assim, ela possui uma variedade de hábitos como precipitações superiores a 2.000 mm e ao redor de 350 mm, e temperaturas médias anuais entre 8 e 18 °C e temperaturas mínimas no inverno de pelo menos -10°C (Furrow, 1979, Weng et al., 2004). Na América Central, áreas de máxima representação de *Alnus* na chuva polínica tem uma temperatura média entre 10°C e 13°C e ocorre entre 3.100 e 2.300 m, embora seja encontrado em altitudes de até 900 m.

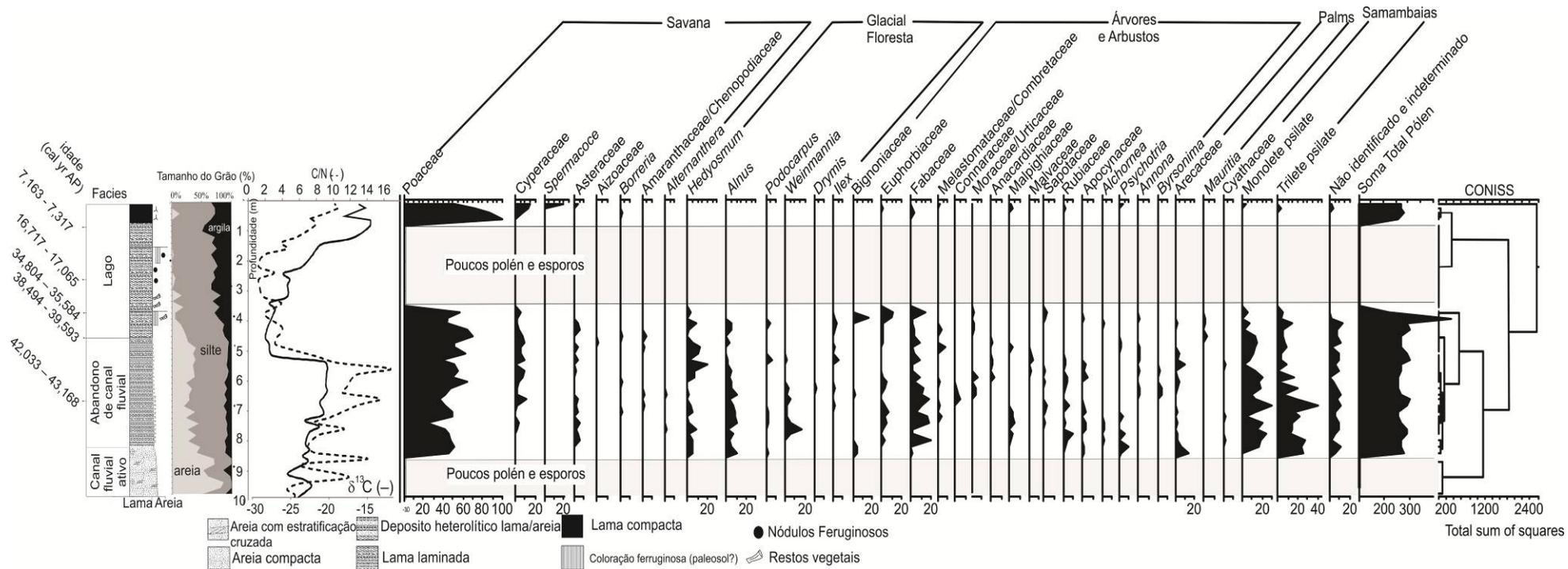


Figura 7: Integração da descrição litoestratigráfica, perfil polínico, isótopos de carbono, variação C/N e datação via AMS do testemunho HU-01.

Nessas zonas a percentagem varia entre 20% à 60% (Bush, 2000). Com base na chuva polínica os valores em torno de 10% indicam o crescimento local de *Alnus* no Canadá (MacDonald, 1987), enquanto no Alasca representa em torno de 30% a 45% (Anderson, 1988; Edwards & Baker, 1984). A ocorrência de *Alnus* é registrada em diversos estudos sobre o Quaternário do Brasil (Absy, 1979; Colinvaux et al, 1996; Behling et al, 2004; Francisquini, 2011). No entanto a sua ocorrência tem sido removida de muitos diagramas, devido esse táxon não ser nativo do Brasil e possuir uma dispersão eólica de até 100 quilômetros de distante da arvore de *Alnus* (Davis & Deevey, 1964; Davis, 1973). Nesses estudos este táxon ocorre com <1% em sedimentos de lago e solos de superfície (Colinvaux et al, 1996; Absy, 1979, Behling et al, 2004;. Francisquini, 2011). Registros sedimentares do rio Amazonas e no sul do Brasil registraram pólen de *Alnus* com concentrações entre <5% e <2% durante o UMG (Macedo, 2009; Haberle, 1997).

A temperatura média durante o início do UMG pode ter sido mais baixa do que a literatura sugere (Colinvaux et al., 2000), pelo menos na Amazônia Ocidental, para poder permitir a entrada de populações de plantas mais adaptadas as temperaturas frias dentro da floresta amazônica. Isso é sugerido pela presença de assembleias de pólen adaptados ao frio (4%-26%) associada a porcentagem de pólen de *Alnus* (2% - 11%) entre >42.033 – 43.168 cal anos AP e <34.804-35.584 cal anos AP (Fig. 7). Essa interpretação concorda com o fato de que a área de estudo possui atualmente temperatura média anual entre 24°C e 26°C (Brasil, 1978), e está localizada a 1500 km da base da cordilheira dos Andes.

A possibilidade de transporte fluvial e eólico do pólen de *Alnus* e outros pólen de floresta fria a partir de áreas andinas foram descartados devido não encontramos registros desses táxons na sucessão holocênica do testemunho PV-02 (Fig 8), que seria previsto no caso de transporte pelo vento de áreas andinas. Além disso, os sedimentos depositados no testemunho HU-01 foram depositados em um ambiente de baixa energia desconectando do fluxo principal fluvial (Fig 9), que minimiza a possibilidade de grãos de pólen provenientes de áreas andinas por transporte fluvial. Portanto, o presente estudo representa a primeira ocorrência de uma floresta de idade glacial contendo *Alnus* em áreas da planície da Amazônia brasileira.

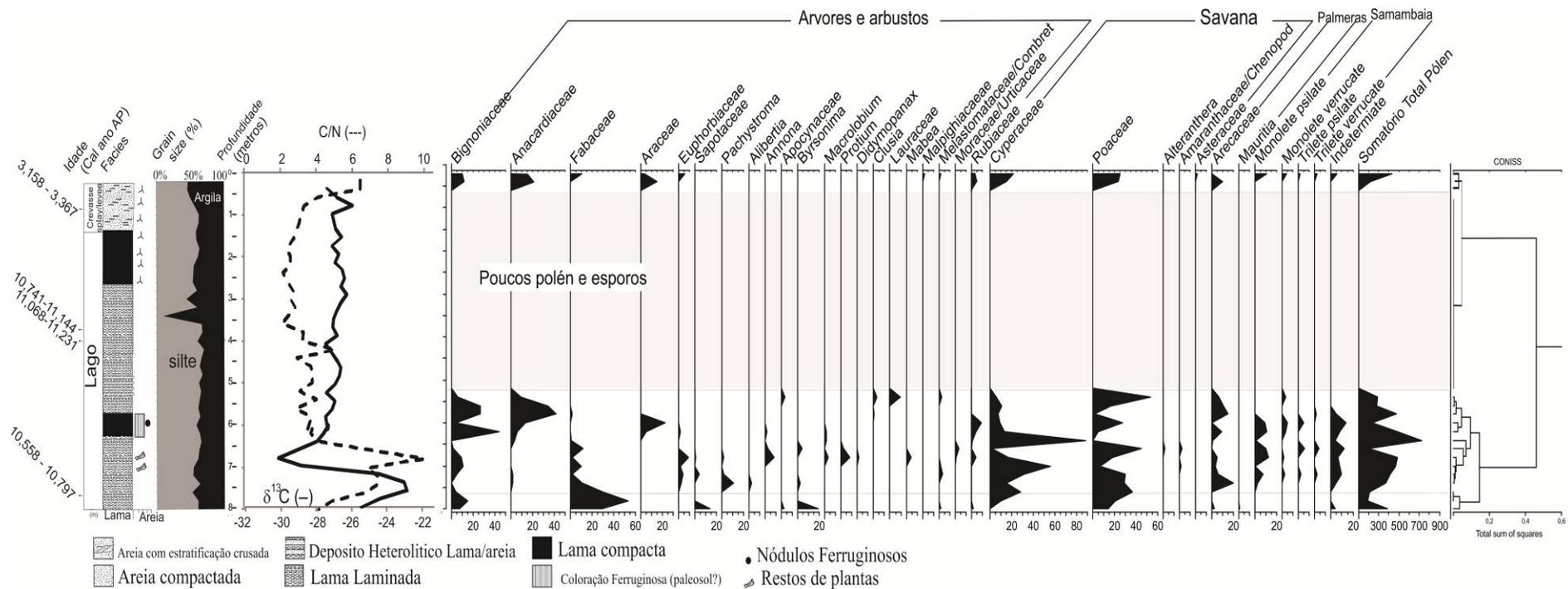


Figura 8: Integração da descrição litoestratigráfica, perfil polínico, isótopos de carbono, variação C/N e Datação via AMS do testemunho PV-05.

Considerando as consequências de temperaturas baixas no início do UMG, de acordo com Klein *et al.* (1988), a máxima extensão da cobertura de gelo ocorreu antes de 24.000 cal anos AP no centro dos Andes. Morenas foram datadas (Smith *et al.*, 2005) em baixas topografias na Bolívia e apresentaram idades em torno de ~ 34.000 cal anos AP. O UMG na região de Titicaca foi definido como sendo entre 26.000-22.000 cal anos AP (Weng *et al.*, 2006), Essa fase apresentou umidade e temperaturas entre 5°- 8°C mais frio do que hoje (Abbott *et al.*, 2000; Baker *et al.*, 2001; Paduano *et al.*, 2003), e o degelo começou entre 21.000 e 19.000 cal anos AP (Seltzer *et al.*, 2002). Progressivamente, a temperatura aumentou em muitos locais de altitude elevada entre ~ 20.000 e 18.000 cal anos AP (Seltzer *et al.*, 2002; Paduano *et al.*, 2003; Bush *et al.*, 2005). No lago Titicaca o aquecimento acentuado ocorreu entre 13.000 e 12.000 anos AP cal estabelecendo temperaturas quase que atuais (Paduano *et al.*, 2003; Ybert, 1992).

Na área de estudo não foi encontrado pólen de floresta glacial durante o Holoceno. Não está claro se o aumento da contribuição de plantas C₄ após 16.717- 17.065 cal anos AP no testemunho HU - 01 (Fig.2) está relacionado com um clima progressivamente mais seco e/ou com o preenchimento do lago em ferradura. Visivelmente esta tendência não foi reproduzida no testemunho PV- 02. Nesse testemunho as plantas C₄ são sugeridas somente nos depósitos pleistocênicos mais recentes. A parte restante do registro holocênico sugere apenas predominância de matéria orgânica de plantas C₃, mais provavelmente uma mistura de plantas vasculares com aquáticas em torno da planície aluvial.

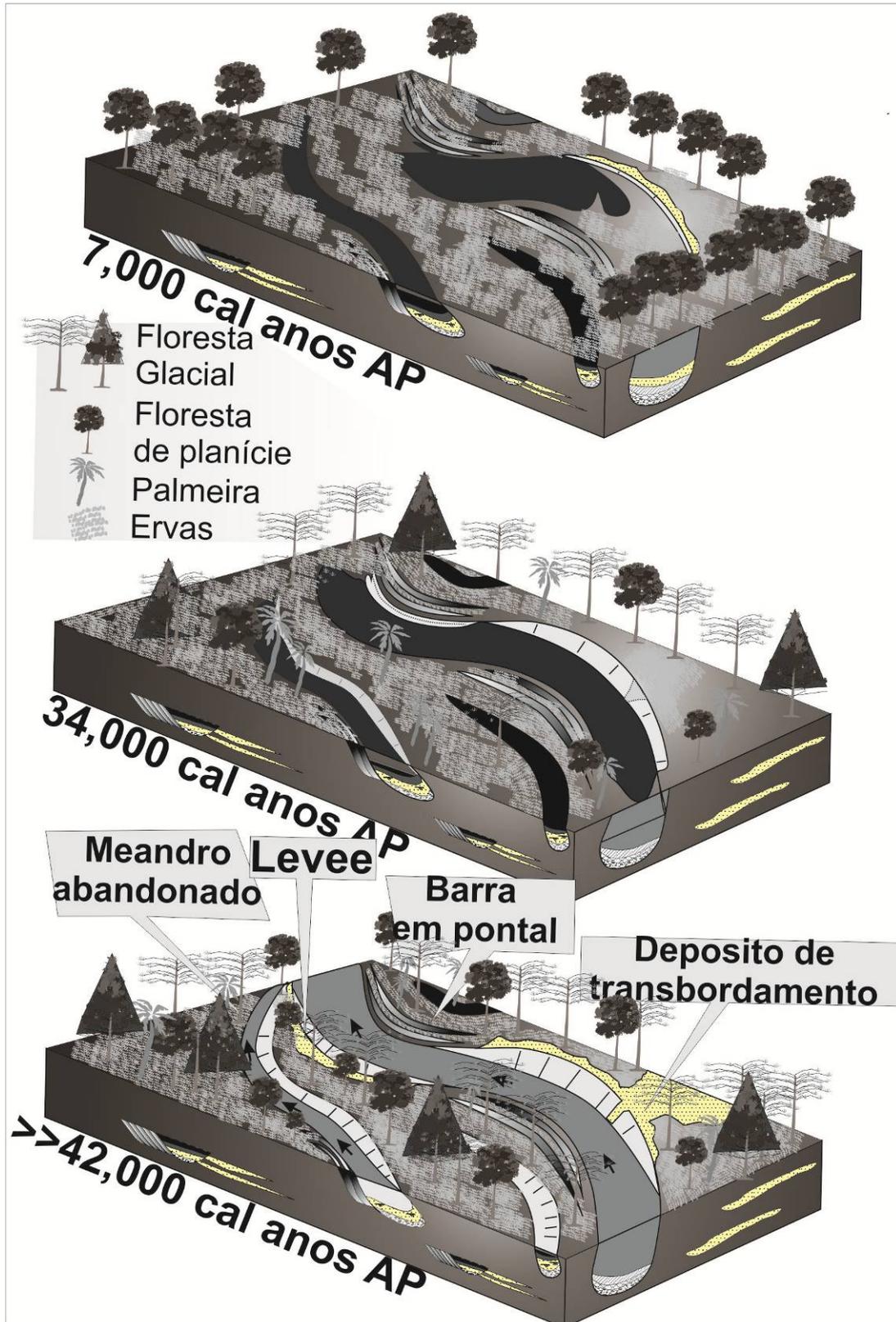


Figura 9: Representação esquemática das fases sucessivas de acumulação sedimentar e mudanças na vegetação na área de estudo.

8 CONCLUSÃO

Esse estudo mostrou depósitos sedimentares representativos de canal ativo (>42,000 cal anos AP), canal abandonado/planície de inundação (>42,033 – 43,168 to 38,494 - 39,593 cal anos AP), e ambiente sedimentar de lago em ferradura (38,494 - 39,593 cal anos AP até idades atuais). Nesses ambientes, condições redutoras e subaquosas de baixa energia foram desenvolvidos, e localmente favoreceram a preservação de uma comunidade polínica de vegetação herbácea, alguns *taxa* representativo da vegetação moderna amazônica e de plantas adaptadas ao frio (4-26%) dos Andes pelo menos entre > 42,030 – 43,170 cal anos AP e <34,800 – 35,580 cal anos AP. A vegetação herbácea e os modernos *taxa* representativo da floresta amazônica persistiram durante o Holoceno, enquanto a assembleia de floresta fria foi extinta. Considerando a presença de *Weinmannia*, *Alnus*, *Hedyosmum*, *Podocarpus*, *Ilex* e *Drymis* nas planícies amazônicas entre > 43 K cal anos AP e <35 k cal anos AP, a temperatura média anual antes do UMG na área de estudo deve ter sido mais baixa do que os dias atuais.

REFERÊNCIAS

- Abbott, M.B., Wolfe, B., Aravena, R., Wolfe, A.P. & Seltzer, G.O. 2000. Holocene hydrological reconstructions from stable isotopes and palaeolimnology, Cordillera Real, Bolivia. *Quaternary Science Review*, **19**: 1801-1820.
- Absy M.L. & Van der Hammen T. 1976. Some paleoecological data from Rondonia, southern part of the Amazon basin. *Acta Amazonica*, **6**: 293-299.
- Absy, M.L. 1979. A palynological study of Holocene sediments in the Amazon basin. Amsterdam. PhD Thesis. University of Amsterdam, 102p.
- Absy M.L., Cleef A., Fournier M., Martin L., Servant M., Sifeddine A., Silva M.F., Soubiès F., Suguio K., Turcq B., Van der Hammen T. 1991. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60,000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **312**: 673-678.
- Anderson, P. M.. 1988. Late Quaternary Pollen Records from the Kobuk and Noatak River Drainages, Northwestern Alaska. *Quaternary Research*, **29**: 263-276.
- Baker, P.A., Seltzer, G.O., Fritz, S.C., Dunbar, R.B., Grove, M.J., Tapia, P.M., Cross, S.L., Rowe, H.D. & Broda, J.P. 2001. The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. *Science*, **291**: 640-643.
- Behling H. 1998. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **99**: 143-156.
- Behling H. 2001. Late Quaternary environmental changes in the Lagoa da Curuçá region (eastern Amazonia, Brazil) and evidence of *Podocarpus* in the Amazon lowland. *Vegetation History and Archaeobotany*, **10**: 175-183.
- Behling H.; Costa, M.L. 1997. Studies on Holocene tropical vegetation, mangrove and coast environments in the state of Maranhão, NE Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, Rotterdam*, v. **10**, n.7, p.93-118
- Behling H. & Costa M.L.. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, eastern Amazon Basin. *Quaternary Research*, **53**: 369-377, 2000.
- Behling H. & Costa M.L. 2001. Holocene vegetational and coastal environmental changes from the Lago Crispim record in northeastern Pará State, eastern Amazonia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **114**: 145-155.

- Behling H. & Costa M.L. 2004. Mineralogy, geochemistry and palinology of modern and late Tertiary mangrove deposits in the Barreiras Formation of Mosqueiro Island, northeastern Pará State, eastern Amazonia. *Journal of South American Earth Sciences*, **17**: 285-295.
- Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2001a. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Península in north-eastern Pará, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**: 225–242.
- Behling H., Keim G., Irion G., Junk W., Mello J.N. 2001b. Holocene environmental changes in the Central Amazon Basin inferred from Lago Calado (Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **173**: 87-101.
- Behling H., Cohen M.C.L., Lara R.J. 2004. Late Holocene mangrove dynamics of the Marajó Island in northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany*, **13**: 73-80.
- Bertani, C. T. 2011. Sensoriamento remoto aplicado ao mapeamento de paleomorfologias no interflúvio Madeira-Purus, sudoeste da Amazônia Brasileira. São José dos Campos Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) INPE, 129 p.
- Boutton, T.W. 1996. Characterization of natural ¹⁵N abundance of soils. In: BOUTTON, T.W.; YAMASAKI, S.I. (Ed.). *Mass spectrometry of soils*. New York: Marcel Dekker. p. 205-208.
- Bradley, R.S. 1999. Paleoclimatology reconstruction climates of the Quaternary. San Diego: *Academic Press*, 613p,
- BRASIL. 1978. Ministério das Minas e Energia. *Projeto Radam Brasil*, folha SB. 20, Purus. Rio de Janeiro, 561p.
- Braun, E. H. G.; Ramos, J. R. A. 1959. Estudo agroecológico dos campos Puciarí-Humaitá (Estado do Amazonas e Território Federal de Rondônia). *Revista Brasileira de Geografia*. v. **21**, n. 04, p. 443-497.
- Bush M.B., Colinvaux P.A., Wiemann M.C., Piperno D.R., Liu K. 1990. Late Pleistocene temperature depression and vegetation change in Ecuadorian Amazonia. *Quaternary Research*, **34**: 330-345.
- Bush, M.B., Piperno, D.R., Colinvaux, P.A., De Oliveira, P.E., Krissek, L.A., Miller, M.C. & Rowe, W.E. 1992. A 14,300-yr paleoecological profile of a lowland tropical lake in Panama, *Ecological Monographs*, **62**: 251-75.
- Bush, M.B. 1994. Amazonian speciation: a necessarily complex model. *Journal of Biogeography*, **21**: 5 – 18.

- Bush M.B., Miller M.C., De Oliveira P.E., Colinvaux P.A. 2000. Two histories of environmental change and human disturbance in eastern lowland Amazonia. *Holocene*, **10**: 543-553.
- Bush M.B., Miller M.C., De Oliveira P.E., Colinvaux P.A. 2002. Orbital-forcing signal in sediments of two Amazonian lakes. *Journal of Paleolimnology*, **27**: 341-352.
- Bush M.B., De Oliveira P.E., Colinvaux P.A., Miller M.C., Moreno J.E. 2004. Amazonian paleoecological histories: one hill, three watersheds. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **214**: 59-393.
- Bush M.B., Silman M.R., Listopad C.M.C.S. 2007. A regional study of Holocene climate change and human occupation in Peruvian Amazonia. *Journal of Biogeography*, **34**: 1342-1356.
- Caputo, M. V.; Rodrigues, R.; Vasconcelos, D. N. N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da bacia do Amazonas - Histórico e Atualização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém. *Anais Belém: SBG*, v.3, p. 35-46,
- Camargo M.G. 1999. Software para análise granulométrica SysGran, versão 3.0, Curitiba, UFPR.
- Cárdenas, M.L., Gosling, W.D., Sherlock, S.C., Poole, I., Pennington, R.T. & Mothes, P. 2011. The Response of Vegetation on the Andean Flank in Western Amazonia to Pleistocene Climate Change. *Science*, **331**: 1055-1058.
- Cohen M.C.L., Souza Filho P.W.M., Lara R.J., Behling H., Angulo R.J. 2005. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management*, **13**: 433-443.
- Cohen M.C.L., Lara R.J., Smith C.B., Angélica R.S., Dias B.S., Pequeno T. 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil during the last 1000 years, *CATENA*, **76**: 70-77.
- Cohen M.C.L., Behling H., Lara R.J., Smith C.B., Matos H.R.S., Vedel V. 2009. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany*, **18**: 1-15.
- Colinvaux P.A., De Oliveira P.E., Moreno J.E., Miller M.C., Bush M.B. 1996. A long pollen record from lowland Amazonia: forest and cooling in glacial times. *Science*, **247**: 85-88.
- Colinvaux, P.A., Bush, M.B., Steinitz-Kannan, M. & Miller, M.C. 1997. Glacial and post-glacial pollen records from the Ecuadorian Andes and Amazon. *Quaternary Research*, **48**: 69-78.

- Colinvaux, P.A. 1998. A new vicariance model for Amazonian endemics. *Global Ecology Biogeography. Lett.* **7**: 95–96.
- Colinvaux, P. A.; De Oliveira P. E.; Patiño, J. E. M. 1999. Amazon Pollen Manual and Atlas – Manual e Atlas Palinológico da Amazônia. Amsterdam: *Hardwood Academic*. 332 p.
- Colinvaux P.A., De Oliveira P.E., Bush M.B. 2000. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: The failure of the aridity and refuge hypotheses. *Quaternary Science Reviews*, **19**: 141-169.
- Colinvaux P.A., Irion G., Räsänen M.E., Bush M.B., Nunes de Mello J.A.S. 2001. A paradigm to be discarded: geological and paleoecological data falsify the Haffer and Prance refuge hypothesis of Amazonian speciation. *Amazoniana*, **16**: 609-646.
- Cunha, P. R. C.; Gonzaga, F. G.; Coutinho, L. F. C.; Feijó, F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v. **8**, n.1, p. 47-55.
- Davis M.B. & Deevey E.S. Jr. 1964. Pollen accumulation rates: estimates from late-glacial sediment of Roger Lake. *Science*, **145**: 1293–1295.
- Davis, M.B., Brubaker, L. & Webb, L. 1973. Calibration of absolute pollen influx, H.J.B. Birks, R.G. West (Eds.), *Quaternary Plant Ecology*, Blackwell Science, Oxford, pp. 9–25.
- Deines, P. 1980. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: Fritz P and Fontes JC (Eds.), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. The Terrestrial Environment*, vol.1. Amsterdam: A. Elsevier, 329-406.
- De Oliveira, P.E. 1992. A Palynological record of Late Quaternary vegetation and climatic change in Southeastern Brazil., Ph.D. Thesis, Ohio State University, Columbus, OH, 238p.
- De Oliveira P.E., Barreto A.M.F., Suguio K. 1999. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **152**: 319-337.
- Edwards, M. E. & Baker Jr., E. D. 1994. Climate and vegetation in northeastern Alaska 18,000 yr BP – Present. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **109**: 127-135.
- Eiras, J. F.; Becker, C. R.; Souza, E. M.; Gonzaga, J. E. F.; Silva, L. M.; Daniel, L. M. F.; Matsuda, N. S.; Feijó, F. J. 1994. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v. **8**, n.1, p. 17-45.

- Erdtman, G. 1960. The acetolysis method: in a revised description. *Sv. Bot. Tidskr. Lund*, v. **54**, n. 4, p. 561-564.
- Fernandes, F.C.S.; Libardi, P.L.; Trivelin, P.C.O. 2008. Parcelamento da adubação nitrogenada na cultura do milho e utilização do N residual pela sucessão aveia preta-milho. *Ciência Rural*, vol. **38**(4), p:1138-1141.
- Francisquini, M.I. 2011. Reconstrução da vegetação e do clima em alta resolução do holoceno na ilha do Marajó, com uso de indicadores biológicos e isotópicos. Piracicaba, Mestrado em ciências, CENA, Universidade de São Paulo, 163p.
- Freitas H.A., Pessenda L.C.R., Aravena R., Gouveia S.E.M., Ribeiro A.S., Boulet R. Late 2001. Quaternary change in southern Amazon inferred from 17,000 year vegetation dynamic record from soil organic matter using $\delta^{13}\text{C}$ and ^{14}C dating. *Quaternary Research*, **55**: 39-46.
- Freitas H.A., Pessenda L.C.R., Aravena R., Gouveia S.E.M., Ribeiro A.S., Boulet R. 2002. Florestas (Savanas no passado a Amazônia). *Ciência Hoje* vol. **32**, n 189.
- Furlow, J.J. 1979. The systematics of the American species of *Alnus* (Betulaceae). *Rhodora*, **81**, 1–121.
- Ganopolski, A., Rahmstorf, S., Petoukhov, V. & Claussen, M. 1998. Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity. *Nature*, **391**, 351-356.
- Gasse, F. & Van Campo, E. 1998. A 40,000-yr pollen and diatom record from Lake Tritrivakely, Madagascar, in the southern tropics. *Quaternary Research* **49**, 299-311.
- Gouveia S.E.M., Pessenda L.C.R. 2000. Datation par Le ^{14}C de charbons inclus dans le sol pour l'étude du role de la remontée biologique de matière et du colluvionnement dans la formation de latosols de l'état de São Paulo, Brésil. *Géosciences de surface (Pédologie)* **330**, 133-138.
- GRIMM, E. C. CONISS. 1987.: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of square. *Computer and Geosciences*, v. **13**, p. 13-35.
- Guilderson, T.P., Fairbanks, R.G. & Rubenstone, J.L. 1994. Tropical temperature variations since 20,000 years ago: modulating interhemispheric climate change. *Science*, **263**, 663-665.

- Haberle S.G. 1997. Upper Quaternary vegetation and climate history of the Amazon basin: correlating marine and terrestrial pollen records. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus, L.C. Peterson (eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol.155, College Station, TX, p.: 381-396.
- Haberle S.G. & Maslin M.A. 1999. Late Quaternary vegetation and climate change in the Amazon basin based in a 50,000 year pollen record from the Amazon fan, PDP site 932. *Quaternary Research*, **51**: 27-38.
- Haffer J. 1969. Speciation in Amazonian forest birds. *Science*, **165**: 131-137.
- Haffer j. & Prance G. T. 2002. Impulsos climáticos da evolução na Amazônia durante o Cenozoico: sobre a teoria dos Refúgios da diferenciação biótica. *Estudo avançados*, **16**: 175-206.
- Hammen, T.; Absy, M.L. 1994. Amazonia during the last glacial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **109**:247– 261.
- Herczeg, A.L.; Smith, A.K.; Dighton, J.C. 2001. A 120 years record of changes in nitrogen and carbon cycling in lake Alexandrina, South Australian: C:N, $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in sediments. *Applied Geochemistry*, Oxford, v.16, n.1, p.73-84.
- Horn C. 1997. Palynology of the Pleistocene Glacial/Inerglacial cycles of the Amazon Fan (Holes 940A, 944A, and 946A) In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus, L.C. Peterson (eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. **155**, College Station, TX, p.: 397-418.
- Indiana University. Department of Geology, School of Science. Field sample processing. Indianapolis, 2005. Disponível em <http://www.geology.iupui.edu/research/SedLab/procedures>.
- Irion, G. 1982. Mineralogical and geochemical contribution to climatic history in central Amazonia during Quaternary time. *Tropical Ecology*, **23**, 76– 85.
- Irion G., Bush M.B., Nunes de Mello J.A., Stüben D., Neumann T., Müller G., Morais J.O., Junk J.W. 2006. A multiproxy palaeoecological record of Holocene lake sediments from the Rio Tapajós, eastern Amazonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **240**: 523–535.
- Ledgard, N. & Halloy, S. 1991. The Andean alder (*Alnus acuminata*) in New Zealand. *New Zealand Forestry*, **36**, 17-18.
- Ledru, M.P. 1993. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. *Quaternary Research*, **39**, 90-98.

- Ledru M.P., Campello R.C., Landim Dominguez J.M., Martin L., Mourguiart P., Sifeddine A., Turcq B. 2001. Late-glacial cooling in Amazonia inferred from pollen at Lagoa do Caçó, northern Brazil. *Quaternary Research*, **55**: 47-56.
- Libby, W.F. 1955. *Radiocarbon dating*. **2.ed.** Chicago: University of Chicago Press. 175p.
- Liu K. & Colinvaux P.A. 1985. Forest changes in the Amazon basin during the last glacial maximum. *Nature*, **318**: 556-557.
- MacDonald, G. M. 1987. Postglacial Vegetation History of the Mackenzie River Basin. *Quaternary Research*, **28**, 245-262.
- Macedo, R.B. 2009. Análise palinológica de um testemunho holocênico em Santo Antônio da Patrulha, Porto Alegre, Rio Grande do Sul. Mestrado em Geociências. Universidade Federal Rio Grande do sul, Brazil, 170p.
- Maia, R. G.; Godoy, H. K.; Yamaguti, H. S.; Moura, P. A.; Costa, F. S. 1977. *Projeto carvão no Alto Amazonas: relatório final*. Rio de Janeiro: CPRM.
- Martins, G. C.; Ferreira, M. M.; Curi, N., Vitorino, A. C. T.; Silva, M. L. N. 2006. Campos nativos e Matas adjacentes da região de Humaitá (AM): Atributos diferenciados dos solos. *Ciênc. agrotec.*, v. **30**, n. 2, p. 221-227.
- Mayle F.E., Burbridge R., Killeen T.J. 2000. Millennial-scale dynamics of southern Amazonian rain forests. *Science*, **290**: 2291-2294.
- Mayle F.E. & Beerling D.J. 2004. Late Quaternary changes in Amazonian ecosystems and their implications for global carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **214**: 11-25.
- Meyers, P.A. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, v.**114**, p:289-302.
- Meyers P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoclimatic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, **27**: 213-250.
- Meyers, P.A. 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, v.**34**, p.261-289.
- Middelburg J.J., Nieuwenhuize J., Lubberts R.K., Van de Plassche O. 1997. Organic carbon isotope systematics of coastal marshes. *Estuarine, Coastal and Shelf science*, **45**: 681-687.

- O'leary M.H. 1988. Carbon isotopes in photosynthesis. *BioScience*, **38**: 328-336.
- Paduano, G.M., Bush, M.B., Baker, P.A., Fritz, S.C. & Seltzer. 2003. G.O. A vegetation and fire history of Lake Titicaca since the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **194**, 259–279.
- Pedreira da Silva, A. J.; Lopes, R. C.; Vanconcelos, A. M.; Bahia, R. B. C. Bacias sedimentares Paleozóicas e Meso Cenozóicas interiores. In: BIZZI, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM Serviço Geológico do Brasil.
- Pessenda, L.C.R.; Camargo, P.B. 1991. Datação radiocarbônica de amostras de interesse arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo. *Química Nova*, v.14(2), p.98-103.
- Pessenda, L. C. R.; Oliveira, P. E. De; Mofatto, M.; Medeiros, V. B. De; Garcia, R. J. F.; Aravena, R.; Bendassoli, J. A.; Leite, A. Z.; Saad, A. R. & Etchebehere, M. L. 2009. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in Southeastern Brazil since 28,000 14C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. *Quaternary Research*, **71**, 437-452.
- Piperno, D.R., Bush, M.B. & Colinvaux, P.A. 1990. Paleoenvironments and human occupation in late-glacial Panama. *Quaternary Research*, **33**, 108-116.
- Räsänen, M., Salo, J. & Kalliola, R., 1987. Fluvial perturbation in the western Amazon basin: regulation by long term sub-Andean tectonics. *Science* **238**, 1398–1401.
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Bertrand C.J.H., Blackwell P.G., Buck C.E., Burr G.S., Cutler K. B., Damon P.E., Edwards R.L., Fairbanks R.G., Friedrich M., Guilderson T.P., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B. McCormac F.G., Manning S.W., Ramsey C.B., Reimer R.W., Remmele S., Southon J.R., Stuiver M., Talamo S., Taylor F.W., Van der Plicht J., Weyhenmeyer 2004. C.E. IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26 - 0 ka BP. *Radiocarbon*, **46**: 1029-1058.
- Rossetti, D. F.; Toledo, P. M.; Góes, A. M. 2005. New geological framework for Western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. *Quaternary Research*, v. **63**, p. 78-89.
- Saia, S.E.M.G. 2006. Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Quaternário tardio com base em estudo multi/interdisciplinar no Vale do Ribeira (sul do Estado de São Paulo). Tese de doutorado, Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba.

- Salgado-Labouriau M.L. 1973. Contribuição à palinologia dos cerrados. Rio de Janeiro: *Academia Brasileira de Ciências*, 291 pp.
- Salgado-Labouriau M.L., Cassetib V., Ferraz-Vicentini K.R., Martind L., Soubièsd F., Suguio K., Turcq B. 1997. Late Quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **128**: 215-226.
- Salo, J. 1987. Pleistocene forest refuges in the Amazon: Evaluation of the biostratigraphical, lithostratigraphical and geomorphological data. *Ann. Zool. Fenn.* **24**, 203– 211.
- Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Baker, P.A., Fritz, S.C., Tapia, P.M., Rowe, H.D. & Dunbar, R.B. 2002. Early Deglaciation in the Tropical Andes. *Science*, **298**, 1685–1686.
- Sifeddine A., Marint L., Turcq B., Volkmer-Ribeiro C., Soubiès F., Cordeiro R.C., Suguio K. 2001. Variations of the Amazonian rainforest environment: a sedimentological Record covering 30,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **168**: 221-235.
- Sifeddine A., Albuquerque A.L.S., Ledru M.P., Turcq B., Knoppers B., Martin L., Mello W.Z., Passenau H., Dominguez J.M.L., Cordeiro R.C., Abrão J.J., Bittencourt A.C.S.P. 2003. A 21 000 cal years paleoclimatic record from Caçó Lake, northern Brazil: evidence from sedimentary and pollen analyses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **189**: 25-34.
- Smith, J.A., Seltzer, G.O., Farber, D.L., Rodbell, D.T. & Finkel, R.C. 2005. Early local last Glacial maximum in the tropical Andes. *Science*, **308**, 678–681.
- Stockmarr, J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. **Pollen et Spores**, v. **8**, p. 615-621.
- Stute, M., Forster, M., Frischkorn, H., Serejo, A., Clark, J.F., Schlosser, P., Broecker, W.S. & Bonani, G. 1995. Cooling of tropical Brazil (5°C) during the last glacial maximum. *Science*, **269**, 379–383.
- Stute, M. & Talma, S. 1998. Glacial temperatures and moisture transport regimes reconstructed from noble gas and ¹⁸O, Stampriet aquifer, Namibia. *In: Isotope Techniques in studying Past and current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere*.
- Suguio K. 2008. Mudanças ambientais da Terra. São Paulo: *Instituto Geológico*. 339 pp.
- Talbot, M.R.; Johannessen, T.A. 1992. High resolution paleoclimatic record for the last 27.500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition

of lacustrine organic matter. *Earth and Planetary Science Letters*, Oxford, v.100, p.23-37.

- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Henderson K.A. 2000. Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Science*, **15**: 377-394.
- Thornton, S.F. & McManus, J. 1994. Applications of organic carbon and nitrogen stable isotope and C/N ratios as source indicators of organic matter provenance in estuarine systems: evidence from the Tay Estuary, Scotland. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **38**, 219–233.
- Toledo M.B. & Bush M. 2008a. A Holocene pollen record of savanna establishment in coastal Amapá. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **80**: 341-351.
- Toledo M.B. & Bush M. 2008b. Vegetation and Hydrology changes in Eastern Amazonia inferred from pollen record. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **80**: 191-203.
- University OF Cambridge. Department of Geography. *Fossil pollen preparation protocol* (V.1-1). Cambridge, 2005 Disponível em: <<http://www-labs.geog.cam.ac.uk/protocols/pollen.html>.
- Van der Hammen T. & Absy M.L. 1994. Amazonia during the last glacial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **109**: 247-261.
- Van der Hammen T. & Hooghiemstra H. 2000. Neogene and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazonia. *Quaternary Science Reviews*, **19**: 725-742.
- Vidotto, E., Pessenda, L. C., Ribeiro, A. S., Freitas, H. A., Bendassolli, J. A. 2007. Dinâmica do ecótono floresta-campo no sul do estado do Amazonas no Holoceno, através de estudos isotópicos e fitossociológicos. *Acta Amazonica*, **37**(3), 385-400.
- Webb, R.S., Rind, D.H., Lehman, S.J., Healy, R.J. & Sigman, D. 1997. Influence of ocean heat transport on the climate of the last glacial maximum. *Nature*, **385**, 695-699.
- Weng, C.; Bush, M.B. & Chepstow-Lusty, A.J. 2004. Holocene changes of Andean alder (*Alnus acuminata*) in highland Ecuador and Peru. *Journal of Quaternary Science*, **19**, 685–691.
- Weng, C., Hooghiemstra, H. & Duivenvoorden, J. 2006. Challenges in estimating past plant diversity from fossil pollen data: statistical assessment, problems, and possible solutions. *Diversity and Distributions*, **12**, 310–318.

Ybert, J.P. 1992. Ancient lake environments as deduced from pollen analysis. In: DeJoux, C., Iltis, A. (Eds.), *Lake Titicaca: A Synthesis of Limnological Knowledge*. *Kluwer Academic Publishers*, Boston, pp. 49–62.