



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 449

**O AUMENTO DO NÍVEL DO MAR PÓS-GLACIAL AFETOU A
DINÂMICA DAS FLORESTAS DE VÁRZEA DA AMAZÔNIA
DURANTE OS ÚLTIMOS 5000 ANOS?**

Dissertação apresentada por:

MAYRA NINA ARAUJO

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen (UFPA)

**BELÉM
2015**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
(Biblioteca do Instituto de Geociências/UFPA)

Silva, Mayra Nina Araujo, 1988-

O aumento do nível do mar pós-glacial afetou a dinâmica das florestas de várzea da Amazônia durante os últimos 5000 anos? / Mayra Nina Araujo Silva. – 2015.

xiii, 64 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Marcelo Cancela Lisboa Cohen
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em
Geologia e Geoquímica, Belém, 2015.

1. Geologia estratigráfica - Holocênico. 2. Palinologia –
Rio Branco (AC). 3. Palinologia – Amazonas. I. Título.

CDD 22. ed. 551.793



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**O AUMENTO DO NÍVEL DO MAR PÓS-GLACIAL AFETOU A
DINÂMICA DAS FLORESTAS DE VÁRZEA DA AMAZÔNIA
DURANTE OS ÚLTIMOS 5000 ANOS?**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

MAYRA NINA ARAUJO

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

Data de Aprovação: 10 / 04 / 2015

Banca Examinadora:

Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen
(Orientador- UFPA)

Dr.ª Maria Inês Feijó Ramos
(Membro-MPEG)

Dr. Marlon Carlos França
(Membro-IFPA)

À minha família com muito amor e carinho,
Valderise Nina, Fernando Silva, Paulo Araujo,
Vanessa Nina e Bruno Nina.

AGRADECIMENTOS

À Deus, pelo dom da vida, forças e luz que me dar constantemente, aos meus familiares por todo apoio e incentivo que me deram nesta jornada.

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

Ao CNPq e FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo) pelo apoio financeiro.

Ao prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen pelo incentivo, aprendizagem, discussões construtivas sobre o trabalho e atenção concedida no decorrer destes dois anos.

À profa. Dra. Dilce de Fátima Rossetti pelo apoio logístico de seu projeto no qual este trabalho foi inserido, discussões e sugestões construtivas.

Ao prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda por sua atenção, discussões e sugestões no decorrer do trabalho.

Ao prof. Dr. Marlon França pelo incentivo, atenção e por suas valiosas sugestões.

À Cleida Freitas (PPGG), por sua atenção, disponibilidade, paciência com relação aos assuntos da pós-graduação e por sempre sanar qualquer dúvida acadêmica.

À equipe do Laboratório de Dinâmicas Costeiras (LADIC) e Laboratório de Oceanografia Química (LOQ): Msc. Igor Charles, Msc. Yuri Friaes e Neuza Araújo, Caio e Walmir Jr.

Aos amigos Msc. Rafael Aquino, Msc. Wilson Rocha, Caio, Marília Mesquita e Larissa Silva pela ajuda concedida na construção dos mapas e por sempre estarem disponíveis para tirar minhas dúvidas sobre o assunto.

Aos amigos de São Luís – MA, que mesmo distante me deram apoio: Itaguacy Pontes, Letícia Lima, Juliana Melo, Fernanda Oliveira, Leana Alves, Vagner Bastos e os demais aqui não citados, muito obrigada!

Ao meu grande amigo, companheiro e esposo Fernando Silva, pela paciência, atenção, compreensão, amor e amizade concedida no decorrer desta caminhada.

E aos demais que contribuíram direta e indiretamente para a realização deste trabalho.

Muito Obrigada!

“Os que desprezam os pequenos acontecimentos nunca farão grandes descobertas. Pequenos momentos mudam grandes rotas.”

Augusto Cury

RESUMO

Quatro testemunhos, entre três e dez metros de profundidade, amostrados de antigos terraços fluviais e canais abandonados do Rio Branco-Roraima tiveram seus sedimentos, estruturas e conteúdo polínico analisados. Além disso, as idades de deposição foram determinadas através de sete datações por Carbono-14. Os dados revelam ciclos naturais de atividades dos canais da região, resultando na formação de lagos e sua posterior reativação. As fases lacustres permitiram o acúmulo de pacotes de lama, em diferentes intervalos de tempo, adequados para a preservação polínica. Os diagramas polínicos indicam uma combinação de pelo menos setenta taxa, os mais representativos são: Moraceae, Euphorbiaceae, Caesalpiniaceae, Fabaceae, Rubiaceae, Melastomataceae, Combretaceae, Sapindaceae, Poaceae, Cyperaceae, Aizoaceae e Apiaceae, representantes de vegetação arbórea e de ervas similares à atual vegetação encontrada na área de estudo desde o Holoceno Médio. Considerando o período “seco” que ocorreu na Amazônia durante o Holoceno Inferior e Médio, seguido de um período úmido no Holoceno Superior, os dados apresentados neste trabalho não sugerem importantes alterações na vegetação como consequência dessas mudanças no clima. Portanto, condições climáticas e hidrológicas favoreceram a estabilidade da vegetação no local de estudo durante pelo menos os últimos 5500 anos. Três hipóteses são apresentadas para justificar a estabilidade da vegetação na área estudada desde 5000 cal anos AP: 1) o clima seco do Holoceno Inferior e Médio não afetou o padrão de vegetação; 2) uma fase climática seca nunca esteve presente; ou 3) a estabilização do nível relativo do mar cerca de 6000 cal anos AP ao longo do litoral norte do Brasil pode ter influenciado o nível de base dos rios e o lençol freático, favorecendo o estabelecimento e manutenção das florestas da planície amazônica durante o Holoceno Médio e Superior. Além disso, este processo pode ter atenuado o impacto deste período seco em áreas sob maior influência fluvial.

Palavras-chave: Holoceno. Palinologia. Rio Branco. Amazonas.

ABSTRACT

Four sediment cores, between three and ten meters depth, were sampled from fluvial plains and abandoned channels along the Rio Branco-Roraima. The stratigraphic analyses were based on grain size, structures and pollen content. In addition, the age of events were determined by seven radiocarbon dating. The data show cycles of channel abandonment, resulting in formation of lakes and, latter, its reactivation. The lake phases permitted the accumulation of mud sediments in different time intervals, suitable for pollen preservation. Pollen analyze indicated a combination of at least seventy taxa, the most representative are: Moraceae, Euphorbiaceae, Caesalpiniaceae, Fabaceae, Rubiaceae, Melastomataceae, Combretaceae, Sapindaceae, Poaceae, Cyperaceae, Aizoaceae and Apiaceae. They characterize arboreal and herbaceous vegetation, similar to modern vegetation of the study, since the middle Holocene. Considering the dry period occurred in the Amazon region during the early and middle Holocene, followed by a wet period in the late Holocene, the data presented in this work do not suggest significant changes in vegetation as a consequence of that climatic changes. Therefore, climatic and hydrologic conditions have favored the stability of vegetation in the study site for at least the last 5500 years. Three hypotheses are presented to justify this stability: 1) the early and middle Holocene dry period did not affect vegetation pattern; 2) a dry climatic phase was never present; or 3) the stabilization of the relative sea level about 6000 cal yr BP along the northern Brazilian littoral may have influenced the water table, and favored the establishment and maintenance of Amazonian lowland forest during the mid and late Holocene. In addition, this process may have attenuated the impact of that dry period in areas under most fluvial influence.

Keywords: Holocene. Palynology. Branco River. Amazon.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Localização da área de estudo e locais amostrados.....	9
Figure 1 - Location of the study area showing the geomorphological features and vegetation units along the Branco River.....	24
Figure 2 - Summarized results for core Rbn-87, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups and percentages of the most frequent pollen taxa and zones.....	32
Figure 3 - Summarized results for core Rbn-83, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups and percentages of the most frequent pollen taxa, zones and cluster analysis.....	33
Figure 4 - Summarized results for core Rbn-82, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups and percentages of the most frequent pollen taxa, zones and cluster analysis.....	34
Figure 5 - Summarized results for core Rbn-30, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups and percentages of the most frequent pollen taxa and zone.....	35
Figure 6 - Temporal integration of the ecological pollen groups identified in studied cores.....	41

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Coordenadas dos locais amostrados.....	14
Table 1 - Sediment samples selected for Radiocarbon dating with material, depth, ^{14}C conventional and calibrated ages (using Calib 6.0).....	29
Table 2 - Taxa identified in the studied cores.....	38

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

CENA - Centro de Energia Nuclear da Agricultura

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

LACUFF - Laboratório de Carbono da Universidade Federal Fluminense

LADIC - Laboratório de Dinâmica Costeira

LOQ - Laboratório de Oceanografia Química

RBN 30 - Testemunho retirado nas margens do Rio Branco mais ao norte do rio

RBN 82 - Testemunho retirado nas margens do Rio Branco mais ao sul do rio

RBN 83 - Testemunho retirado nas margens do Rio Branco mais ao sul do rio

RBN 87 - Testemunho retirado nas margens do Rio Branco mais ao sul do rio

UFPA - Universidade Federal do Pará

UMG - Último Máximo Glacial

USP - Universidade de São Paulo

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETIVOS.....	4
1.1.1 Geral	4
1.1.2 Específicos	4
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 DATAÇÃO ¹⁴ C.....	5
2.2 PALINOLOGIA.....	6
2.3 MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA AMAZÔNIA DURANTE O HOLOCENO.....	7
3. ÁREA DE ESTUDO	9
3.1 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	9
3.2 GEOMORFOLOGIA E RELEVO.....	10
3.3 VEGETAÇÃO.....	11
3.4 CLIMA.....	12
3.5 HIDROGRAFIA.....	12
4. MATERIAIS E MÉTODOS	14
4.1 ATIVIDADES DE CAMPO.....	14
4.2 ACONDICIONAMENTO DAS AMOSTRAS.....	14
4.3 DATAÇÕES DAS AMOSTRAS ATRAVÉS DA TÉCNICA ¹⁴ C(AMS).....	14
4.4 DETERMINAÇÃO GRANULOMÉTRICA DO SEDIMENTO.....	15
4.5 PALINOLOGIA.....	15
4.5.1 Processamento das amostras	15
4.5.2 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)	16
4.5.3 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado	17
4.5.4 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C₂H₄O₂)	17
4.5.5 Tratamento com Acetólise	17
4.5.6 Montagem das lâminas para a microscopia	18
4.5.6 Análise microscópica e confecção de gráficos polínicos	18
5. HAVE SEA-LEVEL CHANGES AFFECTED THE NORTHERN BRAZILIAN AMAZON FOREST DURING THE HOLOCENE?	20
Abstract	21
Introduction	22

Study Area	23
Material and Methods	25
<i>Field sampling and sediment description</i>	25
<i>Pollen analysis</i>	26
<i>Radiocarbon dating</i>	27
Results	27
<i>Radiocarbon and sedimentation rates</i>	27
<i>Sediment description</i>	29
<i>Pollen Analysis</i>	36
Interpretation and Discussion	39
Causes for vegetation stability during the Holocene	42
Conclusions	46
Acknowledgements	47
References	47
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	58
REFERÊNCIAS	59

1. INTRODUÇÃO

Há uma crescente necessidade de estudos paleoecológicos, principalmente em regiões tropicais e equatoriais, devido às escassas pesquisas sobre como os ecossistemas florestais tropicais reagiram às variações do clima no passado. Além disso, o entendimento dessa dinâmica pode auxiliar na compreensão de como os sistemas florestais poderão reagir às futuras mudanças do clima (Cordeiro 2008).

Pesquisas envolvendo reconstituição paleoambiental na Amazônia têm demonstrado que o clima mudou expressivamente nos últimos 20 mil anos com variações de temperatura e precipitação (Van der Hammen & Absy 1994).

As alterações na 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 aproximadamente 5° C durante o Último Máximo Glacial (UMG) (Bush *et al.* 2000, 2002). Contudo, ainda não há um consenso 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).

Diversos autores tentam estabelecer as variações na precipitação durante o UMG, assim como Bush *et al.* (2000) que sugere uma redução de aproximadamente 20%, já para Van der Hammen & Absy (1994) e Van der Hammen & Hooghiemstra (2000) indicam uma redução entre 40-55%.

Em 1969, Haffer propôs a Teoria dos Refúgios, a qual sugere durante o UMG a segmentação da floresta pluvial amazônica em certo número de unidades de florestas úmidas de maior ou menor tamanho, de acordo com os picos das várias fases climáticas secas. Os refúgios foram separados por savanas, florestas secas, florestas de lianas e outros tipos intermediários de vegetação de climas sazonalmente secos que podem ter atuado como efetivas barreiras para a dispersão de plantas e animais da floresta pluvial úmida. Esse modelo postula que os refúgios apresentam áreas relativamente estáveis ao longo do tempo, localizada em partes periféricas da Amazônia, nas quais aconteceram a recolonização das terras baixas da Amazônia central, com a volta de condições climáticas úmidas (Haffer & Prance 2002).

Essa teoria é fundamentada em alguns registros palinológicos amazônicos que evidenciam a abertura da floresta, a qual deve ter ocorrido durante o Pleistoceno Superior (Absy 1991, Van der Hammen & Absy 1994, Sifeddine *et al.* 2001). No entanto, 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 relação com a teoria, e para os mesmos a bacia amazônica não secou durante o ciclo glacial.

Dependendo da localização geográfica, Hooghiemstra & Van der Hammen (1998) aceitam a ocorrência de dois cenários para a planície amazônica. Dessa maneira, ocorreram áreas onde partes de florestas foram substituídas por savanas e outras que permaneceram sem alterações, sendo esses extremos com características distintas da história paleocológica 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.

Considerando os impactos das mudanças climáticas na Amazônia durante o Holoceno, tal assunto também tem sido amplamente discutido. A Amazônia brasileira durante este período é caracterizada pela presença de vegetação e clima estáveis nos extremos oeste, na Lagoa da Pata (Colinvaux *et al.* 1996, Colinvaux *et al.* 2000) e leste, na Serra do Maicuru (De Oliveira & Curtis 2001). No leque aluvial do rio Amazonas ocorre pólen oriundo de toda Bacia Amazônica, o qual também apresenta clima e vegetação sem alterações expressivas durante o Holoceno (Haberle 1997, Haberle & Maslin 1999).

Outros estudos indicam que durante o Holoceno Inferior e Médio o clima na bacia Amazônica foi mais seco (Absy 1979, Mayle *et al.* 2000, Sifeddine *et al.* 2001, Cordeiro *et al.* 2008, Mayle & Power 2008, Hermanowski *et al.* 2012) e condições climáticas mais úmidas foram registradas a partir do Holoceno Superior (Behling & Costa 2000, Bush *et al.* 2007, Cordeiro *et al.* 2008).

Em Carajás, por exemplo, ocorreu uma abertura da floresta no Holoceno Médio, a qual possivelmente seja uma consequência de um clima mais seco, que proporcionou uma maior ocorrência de paleofogos (Absy *et al.* 1991). As frequências de incêndios em Carajás foram estudadas por Sifeddine *et al.* (1994) e Cordeiro (1995), que comprovaram a existência de um clima mais seco entre 7.000 e 4.000 anos AP.

Já para Behling & Hooghiemstra (1998, 2000), ocorreu um aumento de umidade a partir do Holoceno Médio nos “Llanos Orientales” colombianos, o qual é comprovado pela ampliação de áreas de floresta nas lagoas Sardinias (6.390 anos AP), Loma Linda (6.000 anos AP) e Angel (5.260 anos AP), as quais indicam mudança para condições climáticas ainda mais úmidas, evidenciadas também pelo aumento de floresta de galeria notado neste período.

Dois distintos padrões de vegetação holocênica baseados na palinologia foram observados na Amazônia. O primeiro menciona a ocorrência de florestas tropicais análogas às atuais, sem evidências de aberturas do dossel causadas por alterações climáticas ou antropogênicas. Este modelo é analisado na Lagoa da Pata, no leque aluvial do Rio Amazonas e constatado pelo registro adquirido por Behling *et al.* (2002) no Lago Calado, na Amazônia Central. O segundo refere-se ao impacto na vegetação devido à ocorrência de paleofogos, como consequência verifica-se a implantação do processo de sucessão vegetal, apresentando um estágio intermediário (estágio seral), dominado por vegetação aberta, como encontrado nas regiões limítrofes da floresta Amazônica (Absy *et al.* 1991, Mayle *et al.* 2000, Ledru *et al.* 2001)

Portanto, estudos paleoecológicos e paleoclimáticos em regiões tropicais e equatoriais são importantes devido à necessidade de compreender a resposta de ecossistemas florestais tropicais diante das variações do clima no passado. Além disso, é fundamental obter dados que possam subsidiar modelos climáticas e conseqüentemente as alterações na vegetação que podem ser esperadas dependendo dos diferentes cenários projetados (Cordeiro 2008). Neste contexto, vindo a contribuir com novos dados paleoclimáticos, foram coletados quatro testemunhos nas margens do Rio Branco, onde foram analisados grãos de pólen, estruturas sedimentares e datação por radiocarbono.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Geral

Investigar eventuais impactos das mudanças climáticas ocorridas na Amazônia durante o Holoceno sobre a vegetação de terraços fluviais do Rio Branco.

1.1.2 Específicos

- Mapear as feições geomorfológicas e unidades de vegetação do local de estudo;
- Identificar paleoambientes deposicionais;
- Caracterizar a paleovegetação;
- Determinar a cronologia dos eventos e associá-los aos padrões climáticos e hidrológicos já propostos para a região Amazônica.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 DATAÇÃO ^{14}C

A datação por ^{14}C foi criada por Willard Frank Libby (pesquisador da Universidade da Califórnia), em 1949 (Libby *et al.* 1949). O ^{14}C é formado naturalmente na alta atmosfera pela colisão entre raios cósmicos e átomos de gases existentes na estratosfera, se dividindo em prótons e nêutrons. Esta colisão de um nêutron com o núcleo do átomo de nitrogênio gera a emissão de um próton e absorção do nêutron (Equação 1) (Libby 1955, Broecker 2003).



O carbono formado é radioativo, e seu decaimento ocorre por emissão de partículas β^- , conforme a reação que segue (Equação 2):



O ^{14}C formado na atmosfera é oxidado a $^{14}\text{CO}_2$ e passa a fazer parte do ciclo global do carbono, juntamente com os isótopos estáveis desse elemento, ^{12}C e ^{13}C . Neste ciclo o carbono é absorvido pelos organismos vivos através da fotossíntese e da cadeia alimentar. O $^{14}\text{CO}_2$ também é dissolvido na água e está disponível para peixes, plâncton, corais, etc. Assim, todos os animais e vegetais apresentam ^{14}C incorporado em sua matéria orgânica. A taxa de produção de ^{14}C na alta atmosfera é relativamente contínua, a relação $^{14}\text{C}/^{12}\text{C} \approx 1,3 \times 10^{-12}$ presente no estoque de carbono atmosférico é próxima àquela encontrada nos seres vivos (Nave 2000, Broecker 2003).

A datação da matéria orgânica só é possível quando o organismo vivo morre e o ^{14}C deixa de ser incorporado. Sendo assim, se inicia o decaimento radioativo do ^{14}C , que possui meia-vida de 5730 ± 30 anos determinado com precisão em 1961 pelo “National Bureau of Standard” (Francisquini 2011).

Os testes nucleares realizados pelos Estados Unidos e antiga União Soviética nas décadas de 50 e 60, tiveram como consequência o aumento da concentração de ^{14}C na atmosfera. No início de 1963 a concentração de ^{14}C na atmosfera havia dobrado quando comparada com o período anterior aos testes nucleares (Broecker 2003). Como sofreu alteração a relação $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ devido à inserção de ^{14}C de origem antrópica, as datações por ^{14}C

apresentam um limite de 50 – 60 mil anos antes do presente (AP), sendo o ano de 1950 considerado o presente.

O decaimento radioativo do ^{14}C pode ser mensurado através da espectrometria de cintilação líquida, nesta técnica quanto menor a radioatividade detectada, menor a quantidade de ^{14}C (Pessenda & Carmargo 1991), ou por meio de um acelerador de partículas acoplado a um espectrômetro de massas (Accelerator Mass Spectrometry – AMS), que se baseia na contagem dos átomos de ^{14}C encontrados na amostra (Broecker 2003).

A datação por radiocarbono tem sido uma metodologia crucial que auxilia os estudos de reconstituição paleoambiental do Pleistoceno Superior e Holoceno (\approx nos últimos 50.000 AP), sendo utilizada em larga escala pela geologia, oceanografia, arqueologia e paleontologia.

2.2 PALINOLOGIA

Estudos de morfologia polínica no Brasil iniciaram-se com a palinotaxonomia e os primeiros palinólogos foram formados por Maria Léa Salgado-Labouriau na década de 60. Palinologia, termo criado por Hyde & Adams (1944), é a ciência que estuda os grãos de pólen das angiospermas e gimnospermas, esporos das pteridófitas e briófitas. Sendo que o conceito polínico refere-se somente aos grãos de pólen, enquanto que palinológico engloba os demais elementos estudados pela Palinologia (Barth 2004).

Os grãos de pólen são os componentes fecundantes masculino das plantas superiores. Os esporos são células assexuadas das plantas criptógamas (briófitas e pteridófitas). Os palinomorfos são constituídos de esporopolenina, quitina ou pseudoquitina ou de resíduos inorgânicos resistentes ao tratamento químico, encontrados em sedimentos terrestres e aquáticos. Juntamente com os grãos de pólen e esporos fossilizados, os palinomorfos são elementos analisados pela paleopalinologia (Barth 2004).

Os grãos de pólen e esporos podem ser utilizados em reconstituição paleoambiental, pois apresentam dispersão eficiente, são produzidos em abundância e preservados nos sedimentos desde o Quaternário tardio até o presente (Traverse 1988). Dessa maneira, as análises dos grãos de pólen resultaram em uma importante ferramenta nos estudos paleoclimáticos do Quaternário em áreas continentais, vindo a complementar os dados procedentes de testemunhos marinhos e de gelo (Bradley 1999).

Os dados palinológicos da diversificada flora neotropical fornecem informações de mudanças da vegetação, alterações climáticas e dinâmica de comunidades (Colinvaux *et al.*

1999). Análises palinológicas juntamente com a datação por ^{14}C são ferramentas precisas, entre os vários métodos utilizados em estudos paleoclimáticos do Holoceno.

2.3 MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA AMAZÔNIA DURANTE O HOLOCENO

As mudanças climáticas significativas na região amazônica durante o Holoceno são registradas em vários estudos, por exemplo, foi registrado na planície amazônica do Equador que períodos de seca causaram uma significativa mortalidade de árvores entre 8.700 e 5.800 cal anos AP, e somente com o retorno de condições mais úmidas a 5.800 cal anos AP ocorreu o retorno das florestas (Weng *et al.* 2002). Na Amazônia colombiana o Holoceno Inferior e Médio caracterizou-se como um período seco e mais úmido somente no Holoceno Superior (Behling & Hooghiemstra 2000). Simultaneamente, esta fase seca provocou a substituição de florestas por savanas em algumas regiões da Amazônia brasileira, e apenas com o aumento da precipitação no Holoceno Superior a floresta voltou a se expandir (Bush & Colinvaux 1988, Absy *et al.* 1991, Desjardins *et al.* 1996, Pessenda *et al.* 1998, 1998a, 1998b, 2001, Behling & Hooghiemstra 1998, 1999, 2000, Freitas *et al.* 2001, Sifeddine *et al.* 1994, 2001, Berrio *et al.* 2000, Weng *et al.* 2002, Behling 2011, Moreira *et al.* 2012, Hermanowki *et al.* 2012).

Entretanto, o período mais úmido foi registrado desde o Holoceno Médio em várias áreas da Amazônia (Maslin & Burns 2000, Pessenda *et al.* 2001, Sifeddine *et al.* 2001, Rossetti *et al.* 2004, 2005, Jacob *et al.* 2007, Cordeiro *et al.* 2011), que coincidiu com a expansão da floresta tropical como é observado nos dias atuais. Além disso, a fusão do volume global de gelo durante a transição do último estágio glacial para o interglacial atual resultou no aumento global do nível do mar em até 5 m acima do atual nível do mar no Holoceno Médio (Shackleton 1988) e conseqüentemente causou um aumento na umidade.

Para Grimm *et al.* (2001) as mudanças climáticas durante o Holoceno na floresta Amazônica foram amenas. A sutil migração norte – sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) durante o Holoceno Inferior e Médio é uma possível explicação da sincronia de máxima aridez nos dois hemisférios. A posição média da ZCIT também deve ter permanecido mais ao norte durante todo o ano do início do Holoceno Médio, reduzindo a umidade no leste de toda América do Sul. No entanto, em todas as Américas o Holoceno Superior foi geralmente mais úmido e frio.

Alguns estudos sugerem que as mudanças no ambiente físico são o principal fator para o estabelecimento de padrões de vegetação na Amazônia ao longo do tempo, assim como em

outras áreas ao redor do mundo (Van der Hammen *et al.* 1992, Behling & Hooghiemstra 2000, Maslin & Burns 2000, Freitas *et al.* 2001, Sifeddine *et al.* 2001, Mayle & Power 2008). A distribuição de plantas na Amazônia ainda é um tema debatido, e as principais hipóteses consideram a influência do clima (ter Steege *et al.* 2003, Ruter *et al.* 2004), topografia (Vormisto *et al.* 2004), solo (ter Steege *et al.* 1993) e geologia (Räsänen *et al.* 1987, Van der Hammen *et al.* 1992, Zani *et al.* 2012). Neste contexto, as clareiras de vegetação podem ser interpretadas como resquícios de uma cobertura vegetal formada como consequência de um aumento da aridez durante o Pleistoceno (Ledru *et al.* 2006), e Holoceno Inferior e Médio (Freitas *et al.* 2001, Pessenda *et al.* 2001, 2004).

3. ÁREA DE ESTUDO

O estado de Roraima está localizado na região norte do Brasil com extensão de aproximadamente 224.330 km², limita-se a norte e noroeste com a Venezuela, a leste com a Guiana, ao sudeste com o Pará e ao sul e oeste com o Amazonas (Figura 1) (Brasil 1975, Freitas 1997).

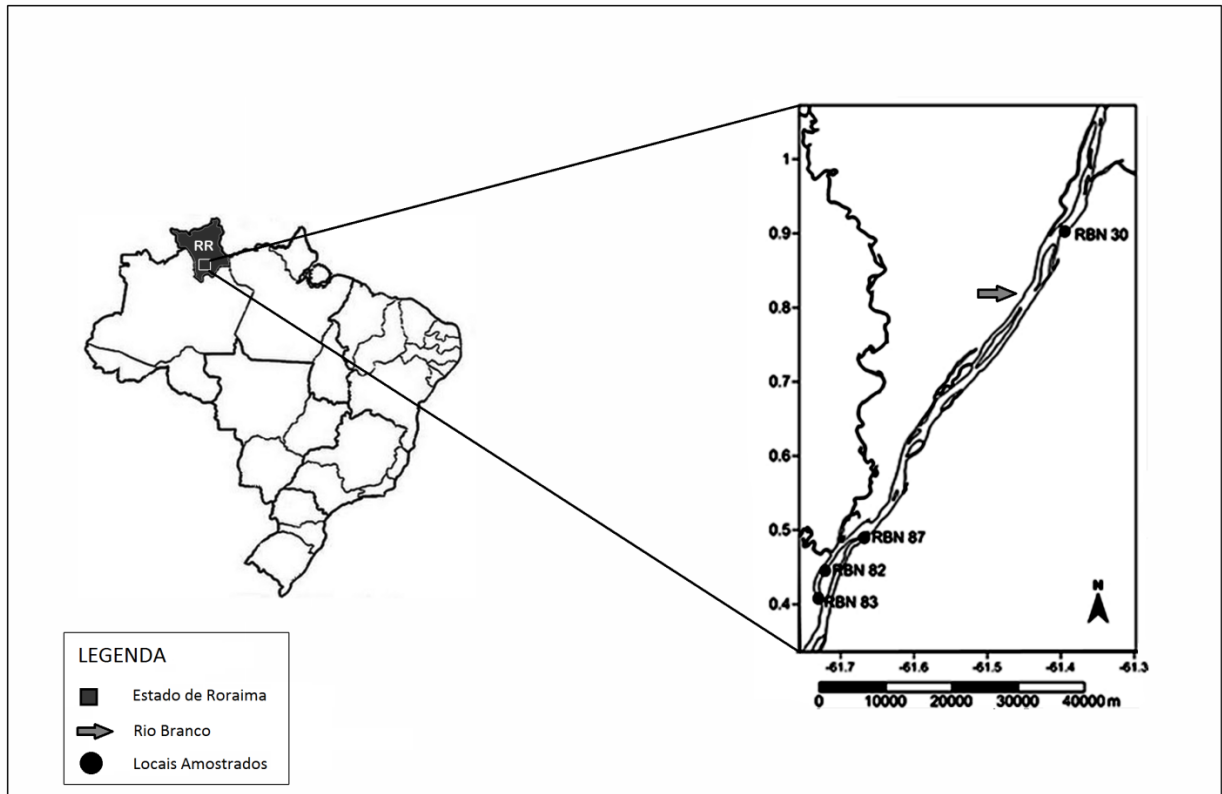


Figura 1 - Localização da área de estudo e locais amostrados.

3.1 CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está inserida na bacia do rio Branco, a mesma foi depositada durante o Cenozóico em decorrência de movimentos extensionais produzidos pela abertura do hemigráben do Tacutu. Encontra-se localizada na porção sul de Roraima, entre os rios Branco e Negro. Constitui-se por extensa sedimentação plio-pleistocênica de origem fluvial, predominam rochas areníticas ferruginosas, pacotes argilosos e silticoargilosos, inconsolidados a semiconsolidados. Podem ser observados vestígios de antigos campos de dunas, derivados do retrabalhamento eólico ao qual a região foi submetida durante o Holoceno (Brasil 1975, Reis *et al.* 2002).

Na região de deposição da Formação Iça, Santos & Nelson (1995), identificaram a ocorrência de extensa área de sedimentação ainda ativa, em grande parte inundadas durante as estações mais chuvosas, denominando-a de Pantanal Setentrional. Este possui uma ampla área de acumulação recente, subordinada a trechos abaciados, com falhas normais de orientação N-S. Cerca de 60% de sua superfície é inundável em períodos chuvosos. Encontra-se instalado sobre os sedimentos arenosos da Formação Solimões/Iça, e rochas proterozóicas do Escudo das Guianas. A configuração atual das áreas inundáveis é consequência do controle neotectônico local, aliado à instalação do clima mais úmido holocênico.

3.2 GEOMORFOLOGIA E RELEVO

As unidades geomorfológicas presentes no local estudado compreendem a planície fluvial, terraço fluvial e planície de inundação. Estas são detalhadas abaixo e foram descritas segundo Brasil (1975) e IBGE (2005).

A planície fluvial é uma área plana de acumulação fluvial, sujeita a inundações periódicas, correspondendo às várzeas atuais, ocorre nos vales com preenchimento aluvial holocênico.

O terraço fluvial é formado a partir da acumulação fluvial plana, levemente inclinada, possui uma ruptura de declive em relação ao leito do rio. As várzeas recentes localizadas em nível inferior, entalhada devido às mudanças de condições de escoamento e consequente retomada de erosão.

A planície de inundação são áreas abaciadas definidas por planos convergentes, arenosa e/ou argilosa, podendo sofrer inundações periódicas, podem apresentar arreísmo e/ou comportar lagoas fechadas ou precariamente vinculadas à rede de drenagem. E são classificadas em 1) permanentemente alagadas com arreísmo, 2) periodicamente inundadas com conexão precária com a rede de drenagem e 3) permanentemente alagadas e melhor drenadas devido a ligação direta com a rede de drenagem.

As unidades de relevo presente na área de estudo são: superfície pediplanada de relevo plano, superfície pediplanada sujeita à inundação e áreas de acumulação prolongada a permanentemente inundáveis (Brasil 1975, Maia & Dantas 2002).

3.3 VEGETAÇÃO

O estado de Roraima apresenta uma vegetação diversificada, incluindo savanas, campinaranas, floresta periodicamente alagada (floresta ou “mata” de várzea) e formações florestais densas e abertas. Em 1989, Ab’Sáber, descreve a distribuição da vegetação em Roraima (no sentido sul-norte), a floresta tropical tipicamente amazônica termina no município de Caracaraí, sendo que a partir desta cidade ocorre a transição de florestas com palmeiras no sentido de Mucajaí, prevalecendo campos, florestas de galeria, palmeiras de buriti e árvores isoladas, finalizando nos vales dos rios Uraricoera, Tacutu e Boca da Mata, retornando à paisagem de floresta.

As savanas (campos) localmente conhecidas como “lavrados”, correspondem um tipo de vegetação com características xeromórficas (planta com capacidade de inibir a perda de água), encontrada preferencialmente em clima estacional, o qual apresenta um período seco com duração aproximada de seis meses. Estas apresentam diversas variações quanto à composição florística, morfológica e fisionômica. As savanas podem ser classificadas em diferentes classes: savana arbórea aberta, savana parque, savana estépica arbórea densa ou aberta, savana estépica parque, savana estépica graminosa e savana graminosa, as quais dentro de uma mesma região compõem paisagens variadas (Brasil 1975, IBGE 2012).

Nos terrenos com solos arenosos muito lixiviados, situados no norte da Amazônia, por exemplo, dentro das bacias dos Rios Negro, Orinoco e Branco ocorre a Campinarana (Campinas) (IBGE 2012). Este é um termo aplicado à vegetação que se desenvolve em solos arenosos pobres (oligotróficos), por vezes saturado por água e/ou umidade permanentemente ou periodicamente (hidromórficos) e rico em ácido húmico. Este termo reúne um complexo mosaico de formações não florestais e não savânicas que ocorrem de forma pontual, mas frequentes em toda a região amazônica (Pires 1974, Pires & Prance 1985).

As florestas de várzea ou matas periodicamente alagadas são encontradas nas planícies e terraços fluviais dos rios. As “matas de várzea” são intermediárias entre a de terra firme e as de igapó, desta maneira apresentam espécies em comum, sendo que a composição florística varia de acordo com a extensão do período de inundação a que estiverem expostas. Estas possuem adaptações para fase de cheia, como: crescimento rápido, raízes e troncos com reforços para ajudar na fixação e casca lisa. Desenvolvem-se sobre sedimentos síltico-argilosos do Holoceno. As árvores mais frequentes nestas florestas são: *Virola surinamensis* (ucuúba), *Tachigalia sp.* (taxis), *Carapa guianensis* (andiroba), *Mora paraensis* e *Symphonia globulifera* (anani). As palmeiras são abundantes, principalmente a *Euterpe oleracea* (açai) e

a *Mauritia flexuosa* (buriti). Na submata podem-se observar plantas herbáceas com folhas grandes (IBGE 2012).

A Floresta Ombrófila Densa é caracterizada pelo predomínio de árvores emergentes de grande porte, como o angelim (*Dinizia excelsa*), a maçaranduba (*Manilkara huberi*) e o visgueiro (*Parkia pendula*). Já a Floresta Ombrófila Aberta é um subgrupo que, no conceito fisionômico-ecológico, mostra uma feição composta de árvores com relativo espaçamento, a exemplo de murumuru (*Astrocaryum murumuru*), bacaba (*Oenocarpus bacaba*), marajá (*Bactris setosa*) e anajá (*Attalea maripa*). As florestas apresentam variações na fisionomia e estrutura em função do ambiente em que se encontram. São mais numerosas nas áreas de baixadas com relevo ondulado ou com rampas, as árvores próximas às drenagens são relativamente espessas e com dossel emergente, e geralmente, apresentam uma altura entre 30 – 40 m. Somente algumas espécies ocorrem nas áreas de interflúvios de relevo plano, estas são menos espessas e com dossel uniforme, medindo entre 18 – 25 m. Destaca-se na sua composição florística, as famílias: Annonaceae, Burseraceae, Humiriaceae, Euphorbiaceae, Myrtaceae, Melastomataceae, Apocynaceae e Vochysiaceae, entre outros (IBGE 2012).

3.4 CLIMA

O clima do estado de Roraima, distribui-se segundo a classificação de Köppen, em Am e Aw. O clima Am (clima quente, úmido, com precipitação abundante durante a maior parte do tempo, um ou dois meses com precipitações inferiores a 60 mm e temperatura média no mês mais frio nunca inferior a 18°C) domina a parte sul e oeste, segundo uma linha de limite que divide o estado no sentido noroeste/sudeste e que passa próximo à cidade de Caracará. O clima Aw (clima quente e úmido, com chuvas de verão, precipitação média no mês mais seco inferior a 60 mm e temperatura média no mês mais frio nunca inferior a 18°C) domina a parte norte e leste daquele limite (SUDAM 1984). A precipitação média anual varia entre 1700-2000 mm/ano. As temperaturas médias anuais variam entre 26 ° C a 33 ° C (Brasil 1975).

3.5 HIDROGRAFIA

O rio Branco é formado pela junção dos rios Urariocoera e Tacutu, 30 km a montante da capital Boa Vista, sendo a principal drenagem do estado de Roraima. As águas do rio possuem uma coloração que varia de branco transparente (águas claras), no período de

estiagem, a um branco mais denso, no período chuvoso. Apresenta canal retilíneo, medindo aproximadamente 548 km (sentido norte-sul) desde a sua formação até desembocar no rio Negro (Brasil 1975, Lopes 2002).

Este rio pode ser dividido em três seguimentos: alto rio Branco, com 172 km a partir da confluência dos rios Urariocoera e Tacutu até cachoeira do Bem-Querer; o médio rio Branco, com 24 km, da cachoeira do Bem-Querer até Vista Alegre; e o baixo rio Branco, com 388 km, de Vista Alegre até sua desembocadura no rio Negro. Sendo que os principais afluentes do rio Branco são: Cauamé, Mucajai, Ajarani, Água Boa do Univini, Catrimani e o Xeruini (pela margem direita), e Quitauau, Anauá, e o Itapará (pela margem esquerda) (Freitas 1997).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 ATIVIDADES DE CAMPO

A campanha de campo foi realizada no mês de novembro de 2013, onde foram coletados quatro testemunhos de sedimentos com o auxílio do trado russo nas margens do rio Branco. Três testemunhos foram retirados de terraços fluviais antigos que estão localizados a cerca de 10 m mais alto que o de várzea moderna e os mesmos foram nomeados de RBN 30, RBN 82 e RBN 83, já o RBN 87 foi amostrado de um canal abandonado (Tabela 1). Os sítios de amostragem são dominados por floresta densa.

Tabela 1 - Coordenadas dos locais amostrados.

Local amostrado	Coordenadas
RBN 30	0°54'11.9" N/61°23'41.8"W
RBN 87	0°29'19.9"N 61°40'04.3"W
RBN 82	0°26'42.7"N 61°43'16.1"W
RBN 83	0°24'29.4"N/61°43'47.0"W

4.2 ACONDICIONAMENTO DAS AMOSTRAS

Os testemunhos de sedimentos coletados foram armazenados em tubos e envoltos por 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.

4.3 DATAÇÕES DAS AMOSTRAS ATRAVÉS DA TÉCNICA ¹⁴C(AMS)

Baseado em descontinuidades estratigráficas que sugerem mudanças ambientais, sete amostras (10 g cada) de sedimentos foram separadas para datação por carbono 14. A fim de evitar a contaminação por fragmentos de conchas, raízes e sementes (Goh 2006), as amostras de sedimento foram examinadas e fisicamente limpas com a utilização de estereomicroscópio. O material residual foi quimicamente tratado com HCl a 2% na temperatura 60 °C durante 4 horas, logo após as amostras foram lavadas com água destilada até obter o pH neutro e secas

(50 °C), a fim de remover eventuais frações orgânicas mais jovens (substâncias húmicas) e carbonatos. A matéria orgânica sedimentar foi datada através de um acelerador de partículas acoplado a um espectrômetro de massas, AMS (Accelerator Mass Spectrometry) no Laboratório de Carbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF). As idades ^{14}C foram apresentadas em idade convencional (anos AP) e idade calibrada (cal. anos AP) ($\pm 2\sigma$), de acordo com Reimer *et al.* (2009).

4.4 DETERMINAÇÃO GRANULOMÉTRICA DO SEDIMENTO

O tamanho dos grãos foi obtido por meio de um analisador de partículas a laser (Laser Diffraction, SALD 2101-Shimadzu) do Laboratório de Oceanografia Química da Universidade Federal do Pará (LOQ/ UFPA). Os sedimentos foram coletados em intervalos de 5 cm, antes da análise do tamanho dos grãos, cerca de 0,5g de cada amostra foi imersa em 10 ml de H_2O_2 (Peróxido de Hidrogênio) por 24 horas para remover a matéria orgânica. E em seguida foram lavados com água destilada, e os sedimentos foram desagregados através de ultrassom e agitador mecânico. As classificações seguiram um diagrama triangular de Sheppard baseadas nos percentuais de areia (0,0625 – 2 mm), silte (3,1 – 3,9 μm) e argila (0,24 – 2 μm), definidos por Wentworth (1922). Os gráficos foram obtidos com a utilização do software SYSGRAN 3.0 (Camargo 1999).

4.5 PALINOLOGIA

4.5.1 Processamento das amostras

O tratamento das amostras para análise palinológica foi realizado no Laboratório de Dinâmica Costeira da Universidade Federal do Pará (LADIC/ UFPA), seguindo o protocolo descrito por Colinvaux *et al.* (1999). As amostras retiradas para realizar esta etapa podem apresentar uma grande concentração de matéria orgânica, areia, silte e argila. A complexidade desta etapa da análise é percebida pelo montante do material que foi descartado até que o resultado final seja somente o pólen. Isto é possível devido à resistência apresentada ao processo químico pela parede celular dos palinóforos. Contudo, devido algumas partículas orgânicas e inorgânicas serem quimicamente muito similares ao pólen, esses ataques químicos não produziram um material constituído somente de pólen. Foi retirado 1 cm^3 de sedimento com a utilização de um medidor de volume feito de aço inoxidável onde o material foi colocado dentro da cavidade cilíndrica e depois retirado por um êmbolo produzindo assim

pastilhas de sedimentos. Essa etapa foi repetida ao longo de todos os testemunhos em intervalos de 5 cm.

As pastilhas de sedimentos retiradas do testemunho foram colocadas em tubos de polipropileno (são insolúveis ao ataque ácido) de 10 ml, os quais estavam devidamente marcados com a estação e a profundidade na qual foi feita a retirada das pastilhas. Juntamente com as pastilhas de sedimentos foram adicionados tabletes de marcadores exóticos, esporos de *Lycopodium* (Stockmarr 1971), para o cálculo da concentração de pólen (grãos/cm³) e a razão da acumulação de pólen (grãos/cm²/ano).

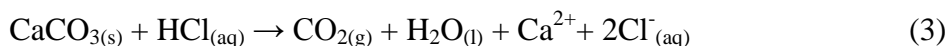
Na contagem final a razão de esporos marcadores de *Lycopodium* e de pólen contados permite o cálculo da concentração polínica original. Cada tablete é constituído por 10.600 esporos de *Lycopodium*.

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

4.5.2 Tratamento com Ácido Clorídrico (HCl)

Esta etapa do tratamento consiste na remoção do carbonato (CO₃) presente no material sedimentar e dissolução da matriz carbonática da pastilha de *Lycopodium*, através da adição de HCl a 10%.

A reação que ocorreu foi a seguinte:



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

O líquido residual foi retirado e o material lavado com água destilada até que o decantado estivesse com a tonalidade clara. Em seguida, o material retornou à centrífuga com água destilada e posteriormente, o líquido residual foi retirado dos tubos, para a segunda etapa do tratamento.

4.5.3 Tratamento com Ácido Fluorídrico (HF) concentrado

Uma grande quantidade de sílica pode acarretar problemas 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, que ficou em repouso dentro da capela de exaustão de gases por 24 horas, com a mesma ligada devido à alta toxicidade dos gases liberados por este ácido.

A reação que ocorreu foi a seguinte:



Terminada está etapa o material segue para lavagem, centrifugação, retirada do líquido residual, adição de HF e repouso por mais 24 horas, onde após esse tempo foi realizada nova lavagem, centrifugação, remoção do líquido residual, e preparação para a terceira fase do tratamento.

4.5.4 Tratamento com Ácido Acético Glacial (C₂H₄O₂)

Esta etapa é extremamente necessária, pois na próxima etapa foi adicionado o ácido sulfúrico (H₂SO₄). 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 C₂H₄O₂ 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.

4.5.5 Tratamento com Acetólise

Esta fase do procedimento químico consiste na remoção de celulose e polissacarídeos das amostras por oxidação (University of Cambridge 2005). A substância atuante nesta etapa é a Acetólise 9:1 (nove partes de anidrido acético: uma parte de ácido sulfúrico) (Erdtman 1960). Cerca de 10 ml desta solução foi adicionada às amostras. Os tubos de ensaios foram

aquecidos 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 este processo foi realizada a centrifugação, retirada do líquido residual e duas lavagens, sendo que permaneceu nos tubos cerca de 5 ml de água destilada no intuito de facilitar a transferência das amostras dos tubos de ensaio para os de Evergreen.

4.5.6 Montagem das lâminas para a microscopia

Na montagem das lâminas para análise microscópica foram utilizadas lâminas, lamínulas, glicerina, pipetas, bastões de teflon, e esmalte incolor.

Com o auxílio de pipetas, algumas gotas do material armazenado nos tubos de Evergreen foram retiradas e colocadas nas lâminas previamente identificadas. Em seguida, uma pequena quantidade de glicerina foi adicionada. Estas lâminas foram aquecidas até o completo derretimento da glicerina, uma vez que a mesma foi utilizada como fixadora do material contido nas lâminas. Bastões de teflon serviram para misturar o material amostrado com a glicerina, e em seguida as lamínulas foram assentadas sobre as lâminas.

Esmalte incolor foi utilizado para selar as margens da lamínula com a lâmina, com a finalidade de preservar o material contido da umidade do ar, pois caso esse contato ocorresse provocaria o ressecamento da amostra.

4.5.7 Análise microscópica e confecção 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 com câmera acoplada, o qual é conectado ao computador. E através do Software AxioVision as microimagens foram processadas, e os grãos de pólen catalogados e armazenados em um banco de dados.

Pólen e esporos foram identificados por comparação com coleções de referência de cerca de 4000 taxa florestal brasileira e várias chaves de pólen (Salgado-Labouriau 1973, Absy 1975, Markgraf & D'Antoni 1978, Roubik & Moreno 1991, Colinvaux *et al.* 1999), em conjunto com as coleções de referência do Laboratório de Dinâmica-Costeiras (LADIC / UFPA) e do Laboratório e do Centro de Energia Nuclear da Agricultura (CENA / USP) para identificar os grãos de pólen e esporos. Foi realizada a contagem de no mínimo 300 grãos de pólen em cada amostra, mas para algumas profundidades específicas 200 ou 250 grãos foram contados, devido às baixas concentrações polínicas. Esporos marcadores e de fungos, algas e microfósseis também foram contados, mas não inclusos na soma. Os dados da contagem

polínica foram introduzidos no programa TiliaGraph para confecção dos diagramas e análise estatística (Grimm 1987).

Este manuscrito foi submetido ao Journal of South American Earth Sciences

Have sea-level changes affected the Brazilian Amazon forest during the Holocene?

Mayra Nina Araujo Silva^a, Marcelo C. L. Cohen^{a*}, Dilce F. Rossetti^b; Luiz C.R. Pessenda^c

^aGraduate Program of Geology and Geochemistry, Federal University of Pará. Av. Perimentral 2651, Terra Firme, 66077-530, Belém (PA), Brazil.

^bNational Space Research Institute (INPE), Rua dos Astronautas 1758-CP 515, CEP: 12245-970, São José dos Campos (SP), Brazil.

^c University of São Paulo, ¹⁴C Laboratory, Av. Centenário 303, 13400-000, Piracicaba, São Paulo, Brazil.

*Corresponding author: Marcelo Cancela Lisboa Cohen

Federal University of Pará - Brazil

Av. Augusto Correa, 1. CEP 66075-110. , Belém (PA), Brazil.

E-mail: mcohen80@hotmail.com

Abstract

In order to contribute to the discussion of Holocene climate changes, four sediment cores were collected from the northern Brazilian Amazonia lowland. These sediments were studied by pollen analysis and sedimentary features, and the results were discussed within a chronological framework provided by radiocarbon dating. The cores were sampled from fluvial terraces representative of channel, floodplain/lake and crevasse splay deposits formed during the mid and late Holocene. The pollen samples derive from floodplain/lake deposits. The low energy environments favored the preservation of pollen grains mainly composed by Moraceae, Euphorbiaceae, Caesalpiniaceae, Fabaceae, Rubiaceae, Sebastiana, Melastomataceae, Combretaceae, Sapindaceae, Poaceae, Cyperaceae, Aizoaceae and Apiaceae. The pollen data suggest no significant vegetation changes in the study area for the past ~5500 cal yr BP. This led to propose stable climatic conditions since at least the mid Holocene. Such finding is contrary to the occurrence of dry period during the early and mid Holocene, as previously proposed in the literature. Three hypotheses are presented to justify the stability of vegetation in the study site since 5500 cal yr BP: 1) the early and mid Holocene dry climate did not affect vegetation pattern in the study area; 2) a dry climatic phase was never present in this area; or 3) the stabilization of the relative sea level about 6000 cal yr BP along the northern Brazilian littoral may have influenced the water table, and favored the establishment and maintenance of Amazonian lowland forest during the mid and late Holocene. In addition, this process may have attenuated the impact of that dry period in areas under most fluvial influence.

Keywords: Amazonia, Branco River, climate, Holocene, palynology, sea level

Introduction

Several studies have indicated significant climatic changes in the Amazonian region during the Holocene. For instance, in lowland Amazonian Ecuador, periods of severe drought caused significant tree mortality between 8700 and 5800 cal yr BP, with more uniform conditions leading to the development of mature forests after 5800 cal yr BP (Weng et al., 2002). In the Colombian Amazonia, drier early Holocene and wetter late Holocene conditions were reported (Behling and Hooghiemstra, 2000). Numerous authors have proposed that the dry Holocene period would have caused the replacement of forest by open savannah in several Amazonian areas, which was followed by forest during the late Holocene increased precipitation (e.g., Bush and Colinvaux, 1988; Absy et al., 1991; Desjardins et al., 1996; Pessenda et al., 1998, 1998a, 1998b, 2001; Behling and Hooghiemstra, 1998, 1999, 2000; Freitas et al., 2001; Sifeddine et al., 1994, 2001; Berrio et al., 2000; Weng et al., 2002; Behling, 2011; Moreira et al. 2012; Hermanowki et al., 2012).

On the Maranhão littoral, in the eastern Amazonian region, isotopic analyses of soil organic matter sampled in forested and woody savannah areas indicated the expansion of woody savannah from ~10,000 to 4000 cal yr BP, probably reflecting a drier climate (Pessenda et al., 2004). From 4000-3000 cal yr BP to the present, there was a moderate and progressive increase in arboreal vegetation in the southern Amazon basin, due to the return to more humid climate conditions that were probably similar to the present day one (Freitas et al., 2001; Pessenda et al., 2004). Isotopic studies in a southern Amazonian region and on a 1600 km transect covering three states of northeastern Amazonia indicated drier climate during the mid-Holocene and forest expansion associated with a wetter period during the last 3000 years (Pessenda et al., 1998, 1998a, 1998b). Others studies have indicated that the climatic conditions in the Amazon Basin were drier during the early and mid-Holocene (e.g. Absy, 1979; Gouveia et al., 1997; Mayle et al., 2000;

Behling and Costa, 2000; Sifeddine et al., 1994; Sifeddine et al., 2001; Cordeiro et al., 2008; Mayle and Power, 2008; Hermanowski et al., 2012) and changed to a wetter climate during the late Holocene (e.g. Behling and Costa, 2000; Bush et al., 2007; Cordeiro et al., 2008).

There is still a lack of consensus about the Holocene climate, and particularly about the presence of a mid Holocene dry period in the Brazilian Amazonian lowland. For instance, several authors have defended that there is no evidence for a significant climatic change during most of the Holocene (e.g., Bush et al., 2000; Behling and Costa, 2000; Behling et al., 2001; Irion et al., 2006; Miranda et al., 2009; Castro et al. 2010; Zani et al., 2012). This debate motivated to present this work, which provides pollen and radiocarbon data of deposits from old fluvial terraces along the Branco River in northeastern Amazonia. These data allow reconstruct vegetation patterns for the past 5500 yr BP and further discuss about the climate that prevailed in this area during this time frame.

Study area

The study area is located along the Branco River in the State of Roraima (Figure 1). The Branco River basin is formed by the junction of the Tacutu and Urariocoera Rivers, distant about 30 km upstream of the city of Boa Vista. The segment of the Branco River studied here is located approximately 550 km northward of its confluence with the Negro River (Figure 1). Geologically, this area is inserted in the Pantanal Setentrional Basin, an area of Quaternary sediments (Santos et al., 1993) mainly formed in megafan depositional systems (Rossetti et al., 2014), which is bounded to the north, east and west by Precambrian crystalline rocks of the Guiana Shield. The study area encompasses late Pleistocene to Holocene sands and muds surrounded by alluvial deposits of the Plio-Pleistocene Içá Formation (BRASIL, 1976).

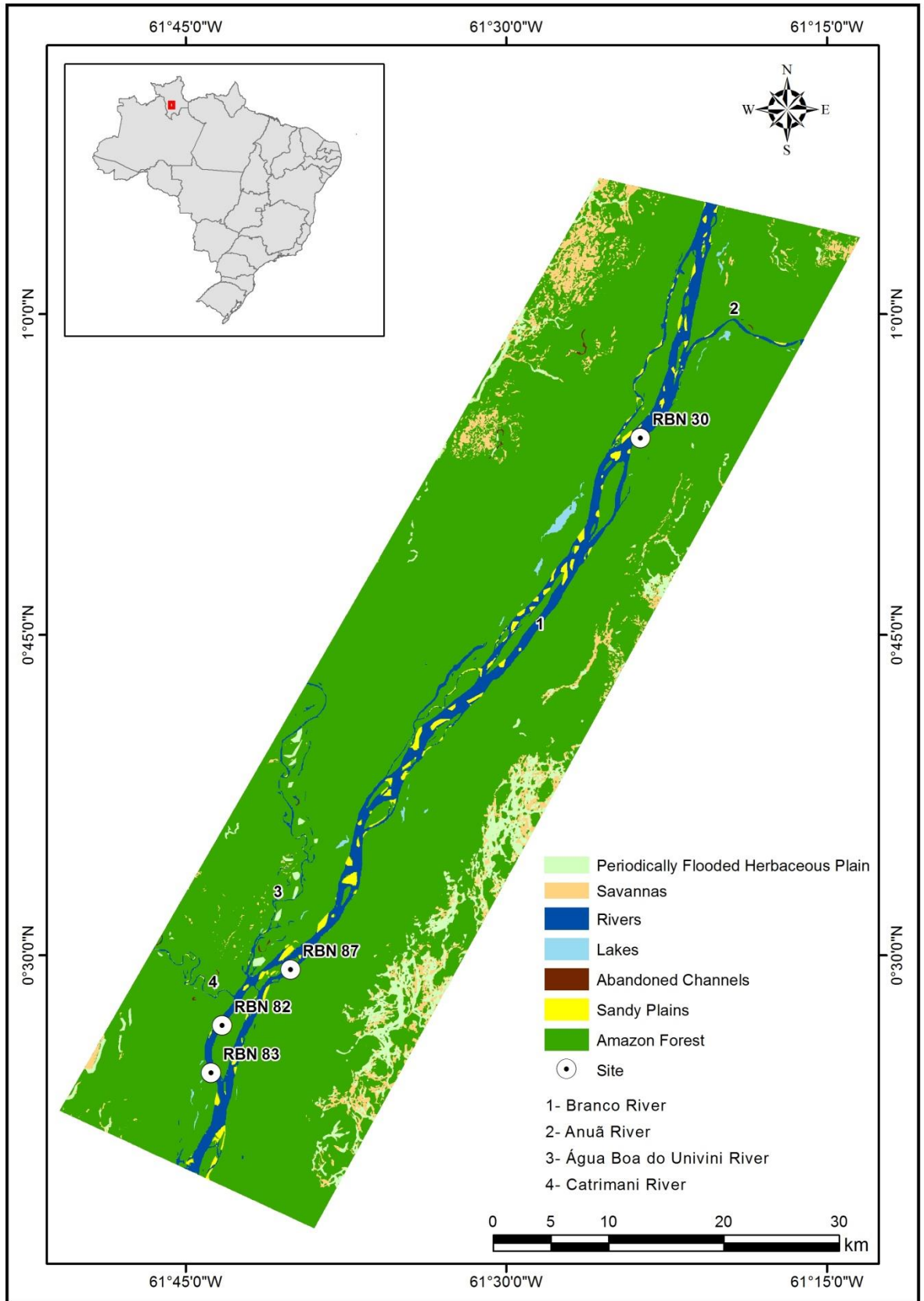


Figure 1. Location of the study area showing the geomorphological features and vegetation units along the Branco River.

A typical tropical climate, with a well-defined dry season and an average annual rainfall between 1.700 and 2.000 mm/year prevails in the study area. Average annual temperatures range from 26 °C to 33 °C (BRASIL, 1975). The Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and the El Niño/La Niña-Southern Oscillation (ENSO) play important roles on the interannual rainfall regime in this region (Latrubesse and Nelson, 2001).

The State of Roraima has a vegetation cover represented by a mosaic that consists of large areas of open vegetation either intermingled or in sharp contact with the Amazonian rainforest (Serruya, 2002; Ab'Saber, 1989). The latter show variation in physiognomy and structure according to their environment. The forest vary from *várzea*, *igapó*, and hilltop "islands" with *terra-firme* forest (Gribel, 2009; Laranjeiras et al., 2014). Fluvial plains are dominated by *várzea* forest mainly represented by Arecaceae (Veloso et al., 1991). In these lowland areas, trees are relatively thick, with heights between 30 and 40 m near drainages. This vegetation is mainly represented by Annonaceae, Burseraceae, Humiriaceae, Euphorbiaceae, Myrtaceae, Melastomataceae, Apocynaceae and Vochysiaceae, among others (IBGE, 2012). In addition, the study area also contains white-sand forest locally known as *campina* or *campinarana*, with various types (i.e., grassland, shrubland, arboreous or forest campinaranas (Gribel 2009) However, *campinaranas* are more generally characterized by Poaceae and Cyperaceae, which are surrounded by the rainforest mainly represented by Bombacaceae, Euphorbiaceae, Sapotaceae, Moraceae, Fabaceae, Malpighiaceae, Rubiaceae, Bignoniaceae, Rubiaceae, Melastomataceae, Arecaceae, *Mouriri sp.*, *Sacoglottis guianensis* and *Caraipa savannarum* (Anderson, 1981; Gribel et al., 2009).

Material and methods

Field sampling and sediment description

Four sediment cores were collected for this study using a russian sampler. Three cores were taken from old fluvial terraces located about 10 m higher than the modern

floodplain at the margin of the Branco River (Figure 1). These were named as RBN 30 (0°54'11.9" N/61°23'41.8"W), RBN 82 (0°26'42.7"N 61°43'16.1"W) and RBN 83 (0°24'29.4"N/61°43'47.0"W). One core, i.e., RBN 87 (0°29'19.9"N 61°40'04.3"W) was sampled from an abandoned channel (Figure 1). These sampling sites are dominated by dense rainforest.

Facies descriptions included observations of lithology, texture and structure, and they aimed interpretation of depositional environments. These sedimentary characteristics were recorded on a measured lithostratigraphic profile. Grain size for the interval with pollen data was determined in more detail by laser diffraction using a Laser Particle Size SHIMADZU SALD 2101 in the Laboratory of Chemical Oceanography/UFPA. Prior to grain size analysis, approximately 0.5 g of each sample was immersed in H₂O₂ to remove organic matter, and the residual sediments were disaggregated by ultrasound (França et al., 2012). The grain-size scale of Wentworth (1922) was used in this work with sand (2–0.0625µm), silt (62.5–3.9µm) and clay fractions (3.9–0.12µm).

Pollen analysis

For pollen analysis, 1.0 cm³ of sediment were collected in intervals of 2.5 (RBN 30) and 5 cm (RBN 82, 83 and 87), which totalized 85 samples. All samples were prepared using standard pollen analytical techniques including acetolysis (Faegri and Iversen, 1989). Sample residues were mounted on slides in glycerin jelly. Pollen and spores were identified by comparison with reference collections of about 4000 Brazilian forest taxa and various pollen keys (Salgado-Labouriau, 1973; Absy, 1975; Markgraf and D'Antoni, 1978; Roubik and Moreno, 1991; Colinvaux et al., 1999), jointly with the reference collections of the Laboratory of Coastal Dynamics - Federal University of Pará and 14 C Laboratory of the Center for Nuclear Energy in Agriculture (CENA/USP) to identify pollen grains and spores. A minimum of 300 pollen grains were usually counted for each sample, but for some specific depths 200 or 250 grains were counted due to their low

pollen concentrations. Microfossils consisting of spores, algae and some fungal were also counted, but they were not included in the sum.

All pollen taxa present were identified, but only the most abundant pollen were plotted in pollen diagrams in order to illustrate the different ecological groups. The pollen diagrams were statistically subdivided into pollen assemblage zones using a square-root transformation of the percentage data, followed by stratigraphically constrained cluster analysis (Grimm, 1987). The intervals not analyzed by pollen content along the stratigraphic profiles exhibit absolute absence of pollen.

Radiocarbon dating

Based on lithostratigraphic changes, seven samples of sedimentary organic matter (10 g each) were selected for radiocarbon analysis, two in core Rbn82, Rbn83, Rbn30 and one in core Rbn87. In order to avoid contamination by shell fragments, roots and seeds (e.g. Goh, 2006), the sediment samples were examined and physically cleaned under a stereomicroscope. Dating was carried out at the BETA Analytic Laboratory and LACUFF (Fluminense Federal University) using accelerator mass spectrometers (AMS). Radiocarbon ages were normalized to a $\delta^{13}\text{C}$ of -25‰ VPDB and reported as calibrated years (cal yr B.P.) (2σ) using CALIB 6.0 software and Intcal09 curve (Reimer et al., 2009). The sedimentation rates were based on the linear interpolation between age control points.

Results

Radiocarbon and sedimentation rates

The dates, shown in Table 1, provide time control. The oldest ages were recorded at the base of the lithostratigraphic profile from where core RBN 83 was acquired. The age of 5015 cal yr BP was obtained from the middle part of this core, and another age of 4360 cal yr BP occurs in the first overlying mud, located only 0.6 m upward. Core RBN 82 was acquired at the top of a lithostratigraphic profile displaying ages of 1680 and 1460

cal yr BP. The lithostratigraphic profiles from where cores RBN82 and RBN30 displayed comparable ages ranging from 1680 to 460 cal yr BP. The pollen profile RBN 30 was dated at the base at 1440 yr BP and at the top as 460 cal yr BP. The youngest age was recorded at the base of pollen profile RBN87, which is only 110 cal yr BP.

The calculated sedimentation rate in core RBN 82 is 23 mm/yr (850-350 cm). RBN 83 presents rates between 0.08 (490- 430 cm) and 0.17 mm/yr (430-0 cm). Regarding a linear sedimentation rate to the core RBN 87, it presents 0.12 mm/yr along the 240 cm. RBN 30 core presents sedimentation rates about 0.3 mm/yr (165 and 190 cm).

As noted in some studies in the northern Amazon (Behling et al., 2004; Cohen et al., 2005a, 2008, 2009; Guimarães et al., 2010; Vedel et al., 2006) these differences in sedimentation rates are related to the settling velocity of sediments, since larger diameter particles (e.g. gravel and sand) settle faster than fine particles (e.g. silt and mud), and water velocities necessary to carry large particles in suspension are greater than those needed to keep fine particles suspended.

Cody site and laboratory number	Core	Depth (cm)	Material	Ages (^{14}C yr BP, 1σ)	Ages (cal yr BP, 2σ deviation)	Median of age range (cal yr BP)
BETA353348	Rbn82	350	Bulk sed.	1560 ± 30	1387-1529	1460
BETA353346	Rbn82	850	Bulk sed.	1780 ± 30	1616-1745	1680
LACUFF140159	Rbn30	165	Bulk sed.	366 ± 41	419 - 503	460
LACUFF140158	Rbn30	190	Bulk sed.	1534 ± 41	1348 - 1526	1440
BETA353356	Rbn87	240	Bulk sed.	110.3 ± 0.4	90-140	110
BETA353350	Rbn83	430	Bulk sed.	3910 ± 30 BP	4280-4421	4350
BETA353352	Rbn83	490	Bulk sed.	4310 ± 30 BP	4956-5075	5015

Table 1 - Sediment samples selected for Radiocarbon dating with material, depth, ^{14}C conventional and calibrated ages (using Calib 6.0; Reimer et al., 2009).

Sediment description

Core RBN 87 was acquired from a succession of circa 3 m thick of sediments, represented muddy deposits interbedded by sands (Figure 2). The latter display sharp, erosional and concave up bases, and they grade upward from coarse/medium- to medium/fine- and then fine-grained. These deposits are massive, moderate to well sorted, and mostly composed by quartz grains. The muddy sediments are either massive or parallel-laminated and they vary from light to dark gray in color. Core RBN 87 was obtained between 2.4 and 2 m depth, and consists only of dark gray, parallel-laminated muds with abundant plant remains. Detailed grain size analysis revealed a composition of

45% of clay, 50% of silt and 5% of sand. These deposits occur into a concave-up morphology, grading downward into massive sands to complete a fining upward succession. Upward, they are sharply overlain by a thicker, i.e., up to 2 m thick fining upward sandy succession.

RBN 83 was acquired from a 5.2 m-thick river bank composed of sands and muds distributed in almost equivalent proportion (Figure 3). The sandy deposits have grain sizes similar to RBN87, they also fine upward, and are based by sharp and erosional and concave-up surfaces. Most of the muds occur outside the concave-up shapes, and they display light gray to greenish colors. Core RBN83 records the lowermost 0.7 m of this lithostratigraphic profile, being represented by at the base by 0.3 m thick massive greenish gray mud and 40 cm thick peat layer at the top. Interesting is that, despite the muddy nature, the contact between these deposits is defined by a sharp and also slightly concave-up discontinuity surface. Detailed grain size analysis revealed mean values for clay of 25%, silt of 60% and sand of 15%.

RBN 82 derives from a 9.7 m-thick sedimentary succession (Figure 4) also consisting of interbedded sands and muds, but which displays a vertical organization completely different from the two previously described profiles. Hence, sand beds are progressively thicker upward, configuring an overall thickening upward succession. In addition, individual sand beds, which are massive or bioturbated and lenticular in shape, grade upward from very fine- to fine or fine to medium-grained. Downward, they grade into mud layers, completing several coarsening upward successions. As opposed to their gradational basis, the top of the sand beds are essentially sharp. The muds in this profile vary from light to dark gray. They are massive or parallel-laminated and locally they alternate rhythmically with sand laminae to form lenticular heterolithic beddings. Core RBN82 was acquired at the top of this succession, where a 2.2 m thick-interval of dark

gray organic mud is present. Detailed grain size analysis revealed mean values for clay of 20%, silt of 40% and sand of 40%.

RBN 30 derives from a 4.5 m-thick sedimentary succession consisting of muds and sands arranged into fining upward cycles (Figure 5). Three of these cycles are present, which are based by sharp and erosional discontinuity surfaces mantled by coarse-grained sands or gravel with mud intraclasts. Upward, these deposits grade into medium- and then fine-grained sands, or they grade directly into laminated or massive muds, as well as massive pelite. RBN30 was acquired from a 0.6 cm thick interval consisting of dark gray organic muds with parallel lamination that overlie directly a package of gravel with mud intraclast. Detailed grain size analysis revealed mean values for clay of 40%, silt of 55% and sand of 5%.

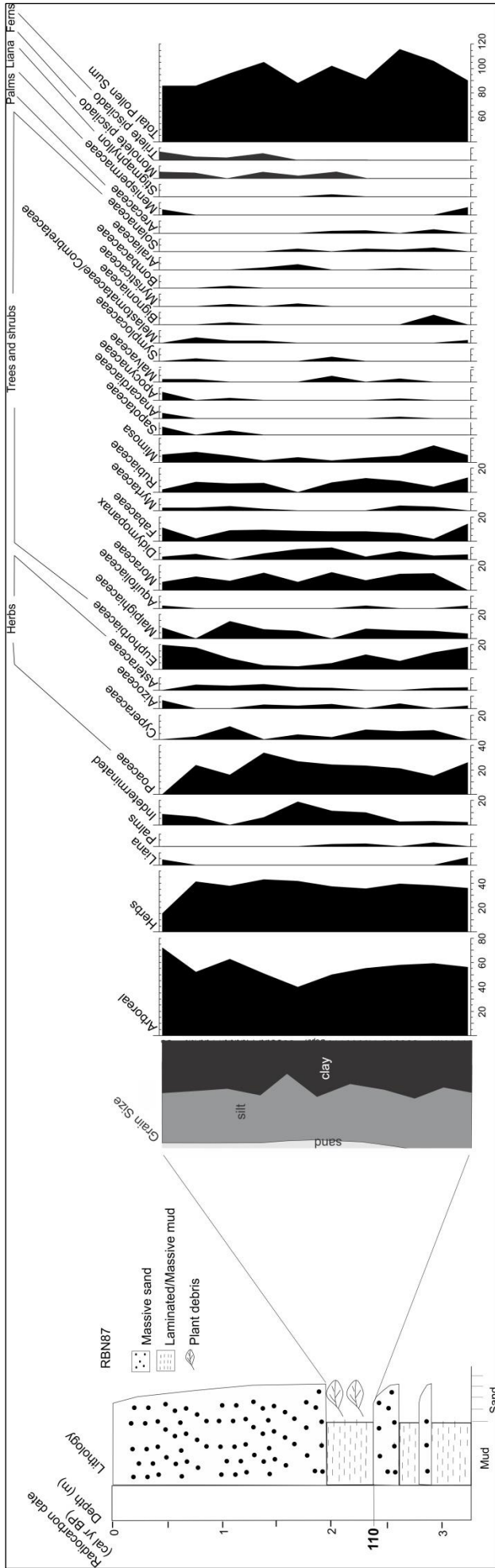


Figure 2 - Summarized results for core Rbn-87, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups and percentages of the most frequent pollen taxa and zones .

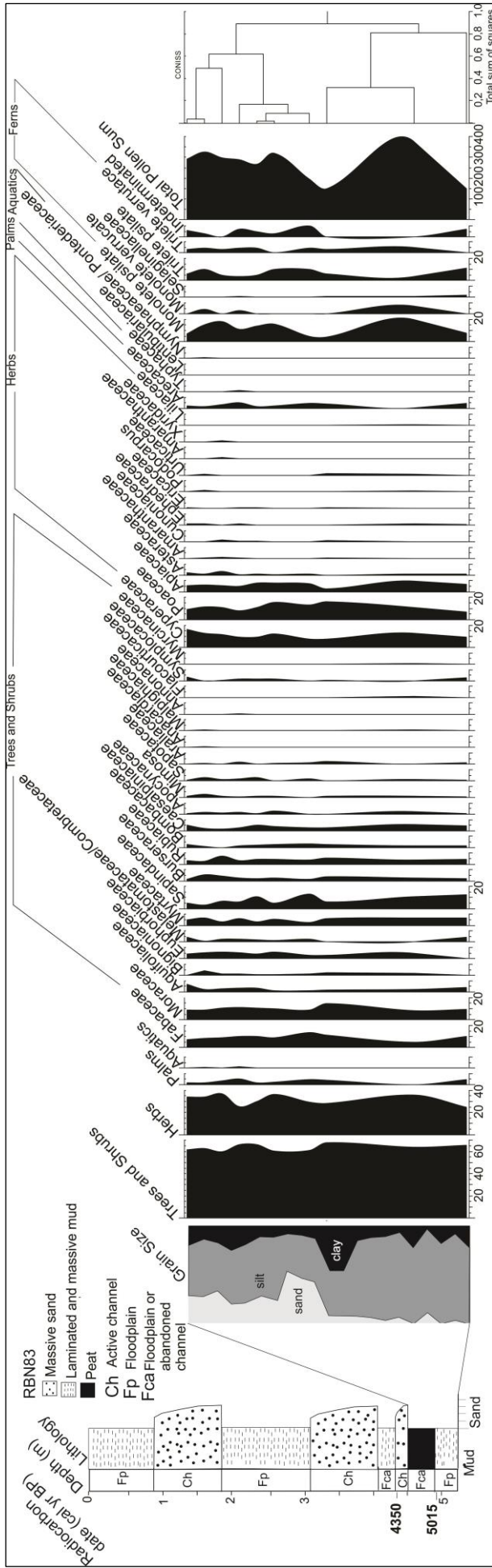


Figure 3 – Summarized results for core Rbn-83, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups and percentages of the most frequent pollen taxa, zones and cluster analysis.

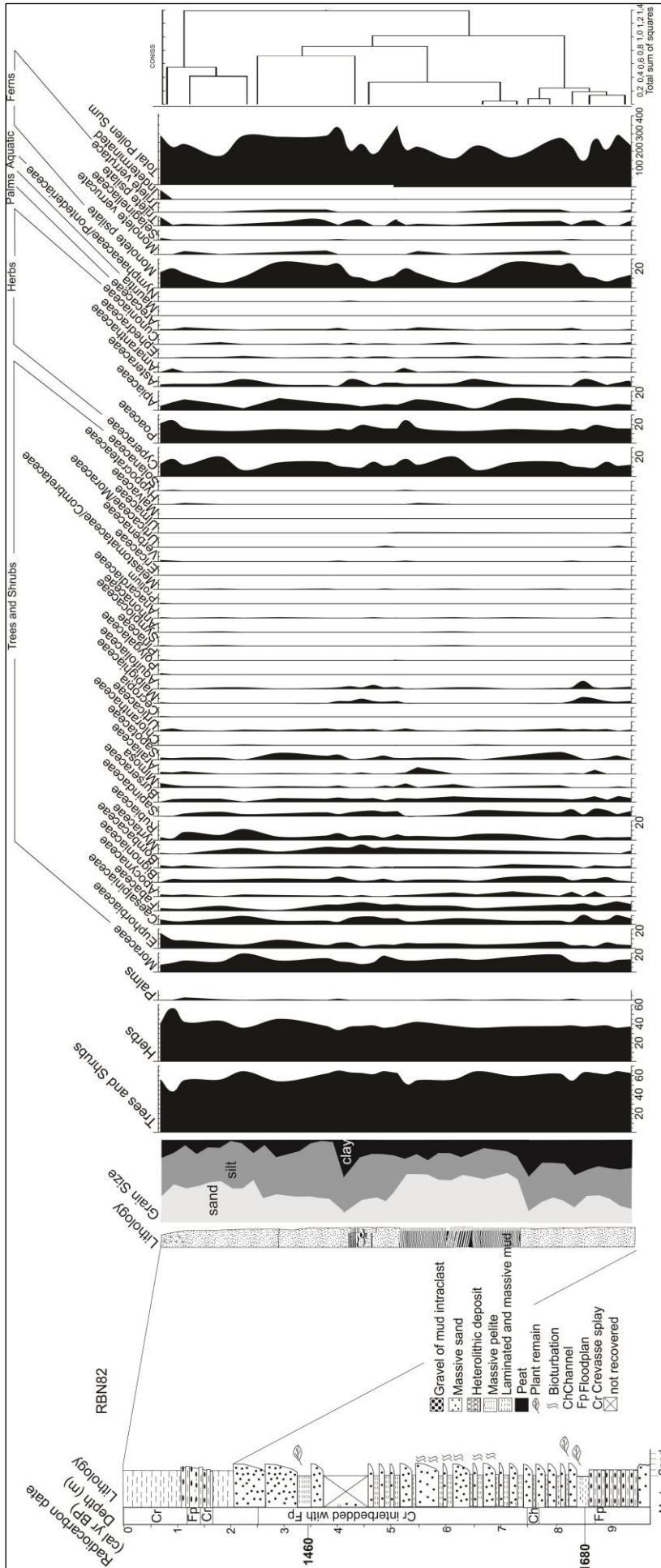


Figure 4 - Summarized results for core Rbn-82, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups and percentages of the most frequent pollen taxa, zones and cluster analysis.

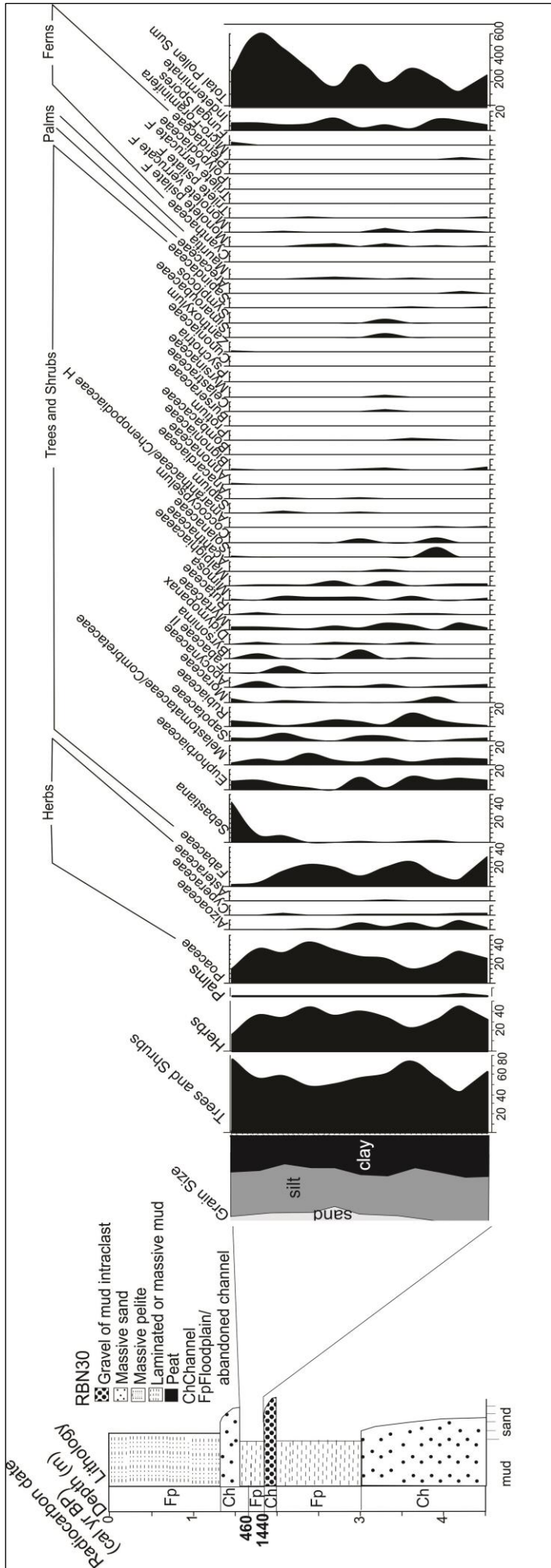


Figure 5 - Summarized results for core Rbn-30, with variation as a function of core depth showing chronological and lithological profiles with sedimentary facies, as well as ecological pollen groups and percentages of the most frequent pollen taxa and zones .

Pollen Analysis

Seventy pollen taxa were identified (Table 2), but the pollen diagrams (Figures 2 to 5) show only the most abundant pollen taxa (>3% pollen sum) and the different ecological groups. The pollen grains identified in the core RBN83 was accumulated between ~5500 and ~4000 cal yr BP. Trees and shrubs pollen dominate the pollen assemblage (60-68%), and they are mainly represented by Sapindaceae (7-16%), Fabaceae (5-15%), Moraceae (10-15%), Myrtaceae (5-8%), Rubiaceae (5-8%), Aquifoliaceae (0-7%), Bignoniaceae (0-5%), Euphorbiaceae (1-5%), Melastomataceae/Combretaceae (0-5%), Bombacaceae (0-3%) and Sapotaceae (0-4%), while herb pollen (25-38%) are mainly characterized by Cyperaceae (7-18%), Poaceae (10-17%) and Apiaceae (5-10%) and Asteraceae (0-3%). Araceae presents low percentages (0-3%).

The pollen content of the RBN30, deposited between ~1400 and ~500 cal yr BP, presents trees and shrubs (45-78%) mainly consisting of *Sebastiania* (0-43%), Fabaceae (5-25%), Melastomataceae/Combretaceae (5-15%), Euphorbiaceae (2-15%), Sapotaceae (0-9%), Rubiaceae (2-15%), Moraceae (0-5%), Apocynaceae (0-6%), *Byrsonima* (0-10%), Myrtaceae (0-8%), *Didymopanax* (0-3%), Malpighiaceae (0-5%), Solanaceae (0-10%). Herb pollen (25-48%) are mostly characterized by Poaceae (16-45%), Aizoaceae (2-10%) and Cyperaceae (0-3%).

Considering the mean sedimentation rates obtained to RBN82, the pollen assemblage analysed was accumulated during the last 1500 cal yr BP. Trees and shrubs (45-65%) dominate the pollen profile, which is mainly represented by Moraceae (8-25%), Euphorbiaceae (3-15%), Caesalpiniaceae (5-10%), Fabaceae (2-10%) Rubiaceae (1-11%), Apocynaceae (0-5%), Bignoniaceae (1-6%), Bombacaceae (0-4%), Sapotaceae (0-9%), Myrtaceae (0-10%), Sapindaceae (0-8%), Burseraceae (0-5%) Araliaceae (0-6%) and Malpighiaceae (0-6%). Herb pollen (35-55%) are mainly evidenced by Poaceae (15-

25%), Cyperaceae (10-20%), Apiaceae (2-12%), Asteraceae (1-7%) and Amaranthaceae (0-4%).

The pollen assemblage obtained from core RBN87 was deposited only about 110 cal yr BP. This pollen profile is dominated by the high abundance of trees and shrubs (40-73%), which are mainly characterized by Euphorbiaceae (2-20%), Moraceae (7-15%), Fabaceae (3-15%), Malpighiaceae (2-15%), Didymopanax (0-10%), Myrtaceae (0-5%), Rubiaceae (0-12%), Sapotaceae (0-6%), Bignoniaceae (0-7%) and Melastomataceae/Combretaceae (0-5%). Herb pollen (16-44%) are mostly represented by Poaceae (2-35%), Mimosa (2-14%), Cyperaceae (2-11%), Aizoaceae (0-7%) and Asteraceae (0-5%).

Taxa	Taxa
Acanthaceae	Malpighiaceae
Aizoaceae	Malpighiaceae
Amaranthaceae	<i>Byrsonima</i>
Amaranthaceae/Chenopodiaceae	Malvaceae
Anacardiaceae	Malvaceae
Annonaceae	Melastomataceae/Combretaceae
Apiaceae	Menispermaceae
Apocynaceae	Mimosaceae
Aquifoliaceae	<i>Mimosa</i>
Araliaceae	Moraceae
<i>Didymopanax</i>	Myristicaceae
Arecaceae	Myrsinaceae
<i>Mauritia</i>	Myrtaceae
Asteraceae	Nymphaeaceae/Pontederiaceae
Bignoniaceae	Poaceae
Bombacaceae	Polygalaceae
Burseraceae	Proteaceae
<i>Protium</i>	Rubiaceae
Caesalpiniaceae	<i>Coccocypselum</i>
Celastraceae	<i>Psychotria</i>
Chloranthaceae	Rutaceae
Cunoniaceae	<i>Zanthoxylum</i>
Cunoniaceae	Sapindaceae
Cyanthaceae	Sapotaceae
Cyperaceae	Selaginellaceae
Ephendraceae	Simaroubaceae
Ericaceae	Solanaceae
Euphorbiaceae	Symplocaceae
<i>Sapium</i>	<i>Symplocos</i>
<i>Sebastiania</i>	Typhaceae
Fabaceae	Ulmaceae
Flacourtiaceae	Urticaceae
Hypocrateaceae	<i>Cecropia</i>
Lentibulariaceae	Verbenaceae
Liliaceae	Xyridaceae

Table 2 - Taxa identified in the studied cores.

Interpretation and discussion

The lithostratigraphic profiles containing the pollen cores described in this study, which is dominated by sandy sediments grading upward into mud deposits characterizing several fining upward cycles, are consistent with stratigraphic successions developed according to the local fluvial dynamics. Fluvial deposits commonly consist of fining-upward facies successions (Walker, 1992). The sharp, erosional and concave-up bases of individual sandy packages conform with deposition in confined environments, typical of channels. Mud deposits overlying these channels were either formed by mud settling from suspensions in abandoned channels or nearby floodplains. Muds formed overlying concave up sharp discontinuity surfaces, as recorded in RBN83, are probably the record of stagnant conditions within mud plugs or small lakes developed along floodplains.

On the other hand, the several coarsening upward lenses recorded in the lithostratigraphic profile, where core RBN 82 was acquired, records a distinct sedimentary process. In this instance, the upward increase in grain size indicates increasing flow energy through time. Considering deposition in a fluvial system, the occurrence of sandy lenses having this characteristic gradationally overlying muds is more likely attributed to episodic sand inflow within low energy environments dominated by mud deposition from suspensions. Such situation is commonly verified during flooding, when fluvial channels cannot bear their flows, and discharge into adjacent floodplains, forming crevasse splays. Hence, this lithostratigraphic profile records a succession of crevasse splay deposits formed during progressively increased flooding, with the top muds recorded by the core RBN 82 representing the return to normal conditions, when the floodplain was again dominated by low energy mud settling.

The modern hydrographic basin of the Branco River presents many abandoned channels and oxbow lakes along its floodplain (Figure 1). These geomorphologic features are caused by channel shifting, which results in meander cutoff and channel-belt avulsion

(Toonen et al., 2012). They are identified in the study site as depressions of considerable reduced width and depth. These features result from autocyclic processes inherent to sedimentary dynamics. They represent depressions that are sediment traps with high preservation potential to pollen grains (Bos et al., 2008; Cohen et al., 2014; Kasse et al., 2005), as indicated by the analysis of the studied fluvial deposits preserved along the Branco River terraces.

Lakes and floodplains generally provide suitable conditions for mud accumulation and preservation of pollen grains sourced by vegetation from the time that sediment was deposited. Lacustrine sediments preserve pollen sourced from vegetation surrounding the lakes, and the spatial representativeness of the lacustrine pollen signal depends on the winds and the extension of the drainage system. The proportion of the pollen signal provided by each vegetation type is distance-weighted (e.g. Davis, 2000; Xu et al., 2012). Open vegetation is likely to have a higher proportion of long distance transport pollen rain, but under a relatively closed canopy the sediment should record a small spatial representation of the nearby vegetation (Weng et al., 2004b; Gosling et al., 2009). Our stratigraphic record during the middle and late Holocene showed predominantly arboreal vegetation, whose pollen were probably accumulated around relatively small body of water of floodplain areas similar to those found today in the study site (Figure 1). Such condition may have attenuated the eventual effect of wind transport. Thus, the pollen profile should represent the paleovegetation of this drainage basin.

Therefore, the analyzed sediments, accumulated during the middle and late Holocene, indicate a mixture of forest vegetation and herbaceous communities comparable to the local modern vegetation (Figure 6).

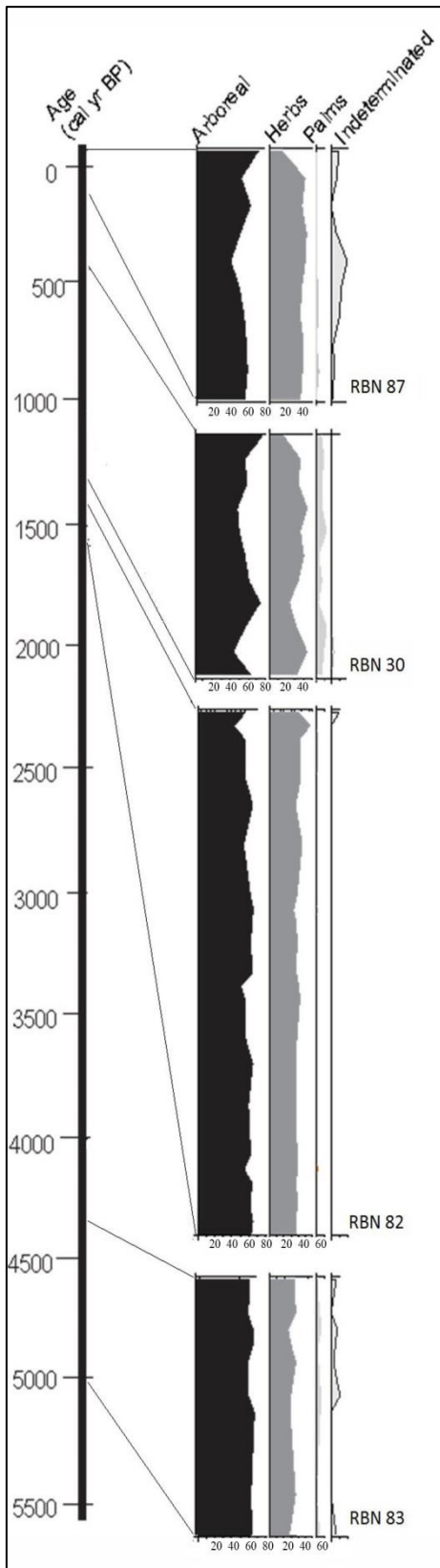


Figure 6 - Temporal integration of the ecological pollen groups identified in studied cores.

Causes for vegetation stability during the Holocene

The modern plant distribution in the Amazonian region has been widely debated, with main hypotheses having considered the influence of climate (ter Steege et al., 2003; Ruter et al., 2004), topography (Vormisto et al., 2004), soil (ter Steege et al., 1993), and geology (Räsänen et al., 1987; Van der Hammen et al., 1992; Zani et al., 2012). In this context, patches of open vegetation that are commonly found intermingled with the Amazonian rainforest have been interpreted as remnants of a vegetation cover formed due to increased aridity during the late Pleistocene (Ledru et al., 2006) and early to middle Holocene (Freitas et al., 2001; Pessenda et al., 2001, 2004).

Some works propose changes in the physical environment as the main factor to the establishment of vegetation patterns in Amazonia through time, as well as other areas around the globe (Van der Hammen et al., 1992; Behling and Hooghiemstra, 2000; Maslin and Burns, 2000; Freitas et al., 2001; Sifeddine et al., 2001; Mayle and Power, 2008). For instance, the climate changed gradually from arid to wetter after the Last Glacial Maximum (LGM), which appears to have been accompanied by changes in the fluvial discharge (Latrubesse and Ramonell, 1994; Latrubesse, 2002; Rigsby et al., 2009). An increment of up to 40% of humidity after the Younger Dryas was proposed for this region (Maslin and Burns, 2000).

The prevalence of wet conditions since the middle Holocene has been proposed for several areas of the Brazilian Amazonia (Maslin and Burns, 2000; Pessenda et al., 2001; Sifeddine et al., 2001; Rossetti et al., 2004, 2005, Jacob et al., 2007; Cordeiro et al., 2011), which coincided with the expansion of tropical forest as we know it today. The melting of the global ice volume during the transition from the last glacial stage into the current interglacial phase culminated with the global rise in sea level of up to 5 m above the modern sea level in the middle Holocene (Shackleton, 1988), which consequently caused an increase of humidity. Climatic and sea-level changes during the Holocene

influenced significantly the development of mangrove along coastal Amazonian areas (e.g., Cohen et al., 2012).

The data presented here indicate a mixture of forest and herbaceous communities comparable to the modern vegetation mosaic of the study area (Figure 6). They also suggest a wet period at least over the last ~5500 cal yr BP, without any indication of an expressive vegetation change as a consequence of any eventual middle Holocene dry event.

Some hypotheses may be raised to justify the stability of vegetation patterns in the study site since the middle Holocene. Hence, one possibility is that many Amazonian areas were not under the effect of dry climates during this time frame. In fact, speleothem oxygen isotope indicates that ecosystems in western Amazonia have not experienced prolonged drying over the past 94,000 years (Mosblech et al., 2012). In addition, an integrated approach combining pollen and diatom data from the Marajó Island, located at the mouth of the Amazon River in northeastern Amazonia, recorded no significant change in vegetation during the Late Pleistocene through the early/mid Holocene (Castro et al., 2013). A drastic mid Holocene change from forest to grassland vegetation was related by these authors to sedimentary influence resulting from coast progradation due to a drop in relative sea-level rather than a drier climate, because these are dominantly C₃ herbs typical of wet areas (see also Miranda et al., 2009 and Castro et al., 2010). C and N isotope analyses of organic matter from sediments from an area of northern Amazonia located only around 30 km to the east of the study area (Zani et al., 2012) led to state asynchronous development of open vegetation during the mid to late Holocene which was controlled by sedimentary dynamics, rather than climatic changes. In addition, no evidence of mid-Holocene dry climate was found in lakes near Prainha, central Amazonia (Bush et al. 2000). Furthermore, a continuous record of forests was documented in the Caxiuaná area, northeastern Amazonia, for the last 7,870 (\pm 70) cal yrs BP (Behling and

Costa 2000). Lake Calado, near Manaus, displayed dense tropical forest since 8,330 (\pm 50) cal yrs BP (Behling et al. 2001). Several works stated that the Amazonia rainforest was most likely undisturbed during the last 50,000 years (e.g., Colinvaux et al., 1996, 2001; Bush et al., 2004; Irion et al., 2006; Mayle and Power, 2008; Toledo and Bush, 2007).

Another possibility to consider is that the impact of the dry period, claimed by several authors to have occurred in this region during the early and middle Holocene, did not influence this particular site of the Amazonian forest. It is interestingly to mention that, in contrast to many other Amazonian areas, this particular region currently displays a peculiar climatic regime strongly influenced by the periodic dislocation of the ITCZ. This results from changes in the Atlantic meridional overturning circulation (Chiang and Bitz, 2005) and/or tropical air–sea interactions, such as the El Nino and La Nina events (Broecker, 2003). Therefore, one possibility is that, while a dry climate was in effect in other Amazonian areas, this site may have remained wet since the mid-Holocene under influence of the ITCZ dislocation dynamics.

On the other hand, considering the hypothesis of a dry Amazonia during the mid-Holocene, then a further hypothesis to be considered is that stabilization of the sea-level about 6000 - 5000 cal yr BP (Cohen et al., 2005) may have attenuated the climate, causing no impact on the vegetation cover. Existing RSL curves present dissimilar patterns for the late Holocene in Brazil. The first suggests a RSL fall in the last 5100 yr. B.P. with two oscillations (Suguio et al. 1985a). Angulo and Lessa (1997) and Angulo et al. (1999) disagree with the low RSL between 4100-3800 yr. B.P. and 3000-2700 yr. B.P. Tomazelli (1990) suggests a RSL rise in the last 1000 years in the State of Rio Grande do Sul State.

Regarding the northern Brazilian littoral, the RSL stabilized at its current level between 7000 and 5000 yr BP (e.g., Behling and Costa, 2001; Behling et al., 2001;

Behling, 2002, 2011; Cohen et al., 2005a; Vedel et al., 2006; Souza Filho et al., 2006). The history of RSL fluctuations on northern Brazilian littoral seems to have been affected by tectonic activity during the late Pleistocene and Holocene (Rossetti et al., 2008; Rossetti, et al., 2012). The post-glacial sea-level rise, combined with tectonic subsidence, caused a marine transgression during the late Pleistocene and early Holocene along the northern Brazilian coast (Cohen et al., 2012). Between 5100 and 1000 yr BP, the RSL at the northern Brazil was probably never higher than 0.6 m above the current level (Cohen et al., 2005). A work from the Lago do Crispim in the northeastern State of Pará, which is located next to the present coastline and only 1 m above msl, suggested no flooding during the last 8000 years (Behling and Costa 2001).

At the global scale, sea-level is the dominant driver of the water table depth (Fan et al., 2013). Then, sea-level changes during the Holocene might have influenced the shallow groundwater effects on terrestrial ecosystems by sustaining river base-flow and root-zone soil water in the absence of rain (Fan et al., 2013). Consequently, regarding a stable relative sea-level along the northern Brazilian littoral during the last 6000 yr BP (e.g., Behling et al., 2001; Cohen et al., 2005a; 2012; Vedel et al., 2006), the water table depth may have favored the establishment and maintenance of the Amazon lowland forest during the middle and late Holocene. Such event may have created an ecological barrier between a narrow aquatic zone, favoring the development of Amazonian lowland forests at the feet of a large belt of topographic higher hinterlands. Today, the Amazon River and its tributaries are affected by dynamic tides, but without saltwater intrusion due to the high freshwater discharge as far as 1100 km upstream of its mouth (Kosuth et al., 2009; Freitas et al., 2014). On the coastal zone, the stabilization of sea-level allowed development of wetlands (Cohen et al., 2012), while the rainfall inland favored expansion of forest vegetation, the development of perennial streams, and the diversification of terrestrial and aquatic fauna (Meggers, 2007).

Eustatic sea-level changes since the Pleistocene have caused significant impact on the extent and composition of the Amazonian floodplain. As a consequence of the increased gradient, caused by the decline of ca. 120 m in sea level during the LGM, the rivers cut deeply into their beds and a large volume of sediments were deposited in the Amazon fan (Junk, 1997). At this time, river valleys became incised, and may have filled with fluvial deposits. Alternatively, the valleys may have remained essentially empty until the next transgression (Walker, 1992). Geomorphological, sedimentological, and hydrological studies conducted along the Amazonian region upstream and downstream of the Negro River indicate that the *várzea* (floodplain) reached its present extent after sea-level stabilization, at 5000–6000 years ago (Behling et al., 2002; Irion et al., 1997). Similar conclusion emerged from detailed examination of riverbed morphologies at the Amazon mouth (Irion et al., 1997; Vital et al., 1998; W. J. Junk, 1994).

Therefore, if a dry climate occurred in Amazonia during the Holocene, the most likely is that the stabilization of the relative sea-level since the middle Holocene, may have contributed to the development of the Amazonian lowland forest, having attenuated the impact of the middle Holocene dry period on vegetation in areas under most fluvial influence. In this case, any important vegetation changes are expected after the stabilization of relative sea-level in areas affected by the Amazon drainage system.

Conclusions

Palynological analyses of fluvial deposits from the Branco River indicate a mixture of forest vegetation and herbaceous communities comparable to the modern one since the mid-Holocene. Then, significant vegetation changes did not occur in the study site during this time interval. The pollen data suggest a wet period similar to the modern one at least over the last 5500 cal yr BP rather than a dry event in the mid Holocene, as reported for many other Amazonian areas. One possibility is that Amazonia was never under the effect of a dry climate during most of the Holocene. Another hypothesis is that the impact

of the dry period occurred during this time did not influence the studied site. On the other hand, taking into account a dry mid-Holocene climate, the stabilization of the relative sea-level about 6000 cal yr BP along the northern Brazilian littoral may have affected the water base level along the rivers, and favored the establishment and maintenance of Amazonian lowland forests even under dry periods. Sea level may have attenuated the impact of dry periods in areas under fluvial influence.

Acknowledgements

The authors wish to thank the Research Funding Institute of the State of São Paulo (FAPESP-Project #13/50475-5) for the financial support of this research. The Brazil's National Council for Scientific and Technological Development provided research fellowships to the authors. The ICM-Bio-Chico Mendes Institute for Biodiversity Conservation helped with the logistic during the fieldwork.

References

- Ab'Saber, A., 1989. Zoneamento ecológico e econômico da Amazônia: questões de escala e método. *Estud. Avançados* 3, 4–20.
- Absy, M.L., 1975. Polen e esporos do Quaternário de Santos (Brasil). *Hoehnea* 5, 1–26.
- Absy, M. L. 1979. A palynological study of Holocene sediments in the Amazon basin. Ph. D. Thesis. University of Amsterdam. 86 p.
- 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 sudest de l'Amazonie au cours des 60,000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, **312**: 673-678.
- Anderson AB. 1981. White-sand vegetation of Brazilian Amazonia. *Biotropica*13: 199–210.
- Angulo, R.J., Lessa, G.C. 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology* 140, 141–166.
- Angulo, R.J., Giannini, P.C.F., Suguio, K., Pessenda, L.C.R., 1999. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna–Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermitid 14C ages. *Marine Geology* 159, 323–339.

- Behling, H., 2002. Impact of the Holocene sea-level changes in coastal, eastern and central Amazonia. *Amazoniana* 17, 41-52.
- Behling, H., 2011. Holocene environmental dynamics in coastal, eastern and central Amazonia and the role of the Atlantic sea-level change. *Geographica Helvetica* 3, 208-216.
- Behling, H.; Hooghiemstra, H., 1998. Late Quaternary palaeoecology and palaeoclimatology from pollen records of the savannas of the Llanos Orientales in Colombia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 139, 251-267.
- Behling, H.; Hooghiemstra, H., 1999. Environmental history of the Colombian savannas of the Llanos Orientales since the Last Glacial Maximum from lake records El Pinal and Carimagua. *Journal of Paleolimnology*, 21, 461–476.
- Behling, H., Costa, M.L., 2000. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuana region, eastern Amazon Basin. *Quaternary Research* 53, 369-377.
- Behling, H., Costa, M.L., 2001. Holocene vegetation and coastal environmental changes from Lago Crispim in northeastern Pará State, northern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 114, 145-155.
- Behling, H., Hooghiemstra, H., 2000. Holocene Amazon rainforest –savanna dynamics and climatic implications: high-resolution pollen record from Laguna Loma Linda in eastern Colombia. *Journal of Quaternary Science* 15, 687-695.
- Behling, H., Cohen, M.C.L., Lara, R.J., 2001. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 167, 225–242.
- Behling, H., Arz, H.W., Pätzold, J., Wefer, G., 2002. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in southeastern Brazil, inferences from marine cores GeoB 3229-2 and GeoB 3202-1. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 179, 227–243.
- 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.
- Berrio, J.C.; Hooghiemstra, H.; Behling, H.; Van der Borg, K. 2000. Late Holocene history of savanna gallery forest from Carimagua area, Colombia. *Review of Palaeobotany and Palynology* 111, 295–308.
- Bos, J.A.A., Dambeck, R., Kalis, A.J., Schweizer, A., Thiemeyer, H., 2008. Palaeoenvironmental changes and vegetation history of the northern Upper Rhine Graben (southwestern Germany) Since the Lateglacial. *Netherlands J. Geosci.* 87, 67–90.

- Broecker, W. S. 2003. Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere? *Science* 300: 1519–1522.
- Bush, M.B., Colinvaux, P.A., 1988. A 7000-year pollen record from the Amazon lowlands, Ecuador. *Vegetatio* 76, 141-154.
- 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.
- Castro, D.F., Rossetti, D.F., Pessenda, L.C.R., 2010. Facies, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ and C/N analyses in a late Quaternary compound estuarine fill, northern Brazil and relation to sea level. *Marine Geology*, 274, 135-150.
- Castro, D.F., Oliveira, P.E., Rossetti, D.F., Pessenda, L.C.R. 2013. Late Quaternary landscape evolution of northeastern Amazonia from pollen and diatom record. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 85, 35-55.
- Chiang, J.C.H.; Bitz, C. M. 2005. Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone *Climate Dynamics* 25: 477– 496.
- Cohen, M.C.L., Behling, H., Lara, R.J., 2005a. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: the relative sea-level and the little Ice Age. *Review of Palaeobotany and Palynology* 136, 93–108.
- Cohen, M.C.L., Souza Filho, P.W., Lara, R.L., Behling, H., Angulo, R., 2005b. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management* 13, 433–43.
- 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., 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, 425-439.
- Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., Behling, H., Rossetti, D.F., França, M.C., Guimarães, J.T.F., Friaes, Y.S., Smith, C.B., 2012. Holocene palaeoenvironmental history of the Amazonian mangrove belt. *Quaternary Science Reviews* 55, 50–58.
- Cohen, M.C.L.; Rossetti, D.F.; Pessenda, L.C.R.; Friaes, Y.S.; Oliveira, P.E. 2014. Late Pleistocene glacial forest of Humaitá—Western Amazonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 415c, 48-58.

- 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., De Oliveira, P.E., Patiño, J.E.M., 1999. Amazon Pollen Manual and Atlas. Harwood Academic Publishers, Dordrecht (332 pp.)
- 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 hypothesis. *Quat. Sci. Rev.* 19, 141–169.
- Cordeiro R. C., Turcq P. F. M., Turcq B. J., Moreira L. S., Rodrigues R. C., Costa R. L., Sifeddine A. & Simões Filho, F. F. L. 2008. Acumulação de carbono em lagos amazônicos como indicador de eventos paleoclimáticos e antrópicos, *Oecol. Bras.*, **12**:130-154.
- Cordeiro, R.C., Turcq, B.J., Sifeddine, A., Lacerda, L.D., Silva Filho, E.V., Gueiros, B.B., Cunha, Y.P.P., Santelli, R.E., Pádua, E.O., Pachinelam, S.R., 2011. Biogeochemical indicators of environmental changes from 50 ka to 10 ka. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 299, 426–436.
- Davis, M.B., 2000. Palynology after Y2K—understanding the source area of pollen in sediments. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 28, 1–18.
- Desjardins, T., Filho, A.C., Mariotti, A., Chauvel, A., Girardin, C., 1996. Changes of the forest savanna boundary in Brazilian Amazonia during the Holocene as revealed by soil organic carbon isotope ratios. *Oecologia* 108, 749-756.
- Engelbrecht, B.M.J., Comita, L.S., Condit, R., Kursar, T.A., Tyree, M.T., Turner, B.L., Hubbell, S.P., 2007. Drought sensitivity shapes species distribution patterns in tropical forests. *Nature* 447, 80–2.
- Faegri, K., Iversen, J., 1989. *Textbook of Pollen Analysis* Fourth ed. Wiley, J., Sons, X, New York.
- Fan, Y., Li, H., Miguez-Macho, G., 2013. Global patterns of groundwater table depth. *Science* 339, 940–3.
- França, M.C., Francisquini, M.I., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., Rossetti, D.F., Guimarães, J.T.F., Smith, C.B., 2012. The last mangroves of Marajó Island—Eastern Amazon: impact of climate and/or relative sea-level changes. *Review of Paleobotany and Palynology* 187, 50–65.

- Freitas, H.A., Pessenda, L.C.R., Aravena, R., Gouveia, S.E.M., Ribeiro, A.S., Boulet, R., 2001. Late Quaternary vegetation dynamics in the southern Amazon basin inferred from carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research* 55, 39-46.
- Freitas, P.T.A., Silva, M.S., Souza Filho, P.W.M., Ogston, A., Nittrouer, C.A., ASP, N.E., 2014. Tidal Influence on the Hydrodynamics in a Major Amazon Tributary. Proceedings of the 17th Physics of Estuaries and Coastal Seas (PECS) conference, Porto de Galinhas, Pernambuco, Brazil.
- Goh, K.M., 2006. Removal of contaminants to improve the reliability of Radiocarbon dates of peats. *J. Soil Sci.* 29, 340–349.
- Gosling, W.D., Mayle, F.E., Tate, N.J., Killeen, T.J., 2009. Differentiation between neotropical rainforest, dry forest, and savanna ecosystems by their modern pollen spectra and implications for the fossil pollen record. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 153, 70–85.
- Gibbons, J.M., Newbery, D.M., 2003. Drought avoidance and the effect of local topography on trees in the understorey of Bornean lowland rain forest. *Plant Ecol.* 164, 1–18.
- Gouveia S.E.M., Pessenda L.C.R., Aravena, R., Boulet R., Roveratti R. & Gomes, B.M. 1997. Dinâmica de vegetações durante o Quaternário recente no sul no Amazonas, indicada pelos isótopos do carbono (^{12}C , ^{13}C , ^{14}C) do solo. *Geochimica Brasiliensis*, **11**: 335-367.
- Gribel, R.; Ferreira, C. A. C.; Coelho, L. S.; Santos, J. L.; Ramos, J. F.; Silva, K. A. F. 2009. Vegetação do Parque Nacional do Viruá-RR. Relatório Técnico. Brasília: Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio).
- Grimm, E.C., 1987. CONISS: a Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of squares. *Pergamon J.* 13, 13–35.
- Groom, P.K., 2004. Rooting depth and plant water relations explain species distribution patterns within a sandplain landscape. *Funct. Plant Biol.* 31, 423.
- Guimarães, J.T.F., Cohen, M.C.L., França, M.C., Lara, R.J., Behling, H., 2010. Model of wetland development of the Amapá littoral during the Late Holocene. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 82, 1–15.
- Hermanowski, B.; Costa, M. L.; Carvalho, A. T.; Behling, H. 2012. Palaeoenvironmental dynamics and underlying climatic changes in southeast Amazonia (Serra Sul dos Carajás, Brazil) during the late Pleistocene and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 365–366: 227–246.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. 2012. Manuais Técnicos em Geociências – número 1. Manual Técnico da Vegetação Brasileira- Sistema fitogeográfico Inventário das formações florestais e campestres Técnicas e manejo de coleções botânicas Procedimentos para mapeamentos. Rio de Janeiro, IBGE/ Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão, 271p.

Irion, G., Junk, W.J., Mello, J.A.S.N. de, 1997. The Large Central Amazonian River Floodplains Near Manaus: Geological, Climatological, Hydrological and Geomorphological Aspects, in: Junk, W.J. (Ed.), *The Central Amazon Floodplain*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Berlin, pp. 23–46.

Jirka, S., McDonald, A.J., Johnson, M.S., Feldpausch, T.R., Couto, E.G., Riha, S.J., 2007. Relationships between soil hydrology and forest structure and composition in the southern Brazilian Amazon. *J. Veg. Sci.* 18, 183.

Jacob J, Huang Y, Disnar JR, et al. 2007. Paleohydrological changes during the last deglaciation in Northern Brazil. *Quaternary Science Reviews* 26: 1004–1015.

Junk, W.J., 1994. Ecology of the várzea, floodplain of Amazonian whitewater rivers, in: Harald Sioli (Ed.), *The Amazon - Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and Its Basin*. Springer Netherlands, pp. 215–243.

Kasse, C.; Hoek, W. Z.; Bohncke, S. J. P.; Konert, M.; Weijers, J. W. H.; Cassee, M. L.; Van der Zee, R. M. 2005. Late Glacial fluvial response of the Niers-Rhine (western Germany) to climate and vegetation change. *Journal of Quaternary Science* 20, 377–394.

Kosuth, P., Calléde, J., Laraque, A., Filizola, N., Guyot, J.L., Seyler, P., Fritsch, J.M. and Guimarães, V., 2009. Sea-tide effects on flows in the lower reaches of the Amazon River. *Hydrological Processes*. v.23, p. 3141–3150.

Laranjeiras, T. O.; Naka, L. N.; Bechtoldt, C. L.; da Costa, T. V. V.; Andretti, C. B.; Cerqueira, M. C.; de Fátima Torres, M.; Rodrigues, G. L.; Santos, M. P. D.; Vargas, C. F.; Pacheco, A. M. F.; Sardelli, C.H.; Mazar-Barnett, J.; Cohn-Haft, M., 2014. The avifauna of Viruá National Park, Roraima, reveals megadiversity in northern Amazonia. *Revista Brasileira de Ornitologia*, 22, 138-171.

Latrubesse, E. M.; Ramonell, C. G. 1994. A climatic model for southwestern Amazonia in last glacial times. *Quaternary international*, 21, 163-169.

Latrubesse, E.M.; Nelson, B. W. 2001. Evidence for Late Quaternary aeolian activity in the Roraima–Guyana Region. *Catena* 43, 63–80.

Latrubesse, E.M., 2002. Evidence of Quaternary palaeohydrological changes in middle Amazonia: the Aripuanã–Roosevelt and Jiparaná fans. *Z. Geomorphol.* 129, 61–72.

- Ledru, M. P.; Ceccantini, G.; Gouveia, S. E. M.; Lopez-Sáez, J. A.; Pessenda, L. C. R.; Ribeiro, A. S. 2006. Millennial-scale climatic and vegetation changes in a northern Cerrado (Northeast, Brazil) since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 25, 1110–1126.
- Markgraf, V., D'Antoni, H.L., 1978. *Pollen Flora of Argentina*. University of Arizona Press, Tucson.
- Maslin, M.A., Burns, S.J., 2000. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years. *Science* 290, 2285–2287.
- Mayle F.E., Burbridge R., Killeen T.J. 2000. Millennial-scale dynamics of southern amazonian rain forests. *Science*, **290**: 2291-2294.
- Mayle, F. E.; Power, M. J. 2008. Impact of a drier Early–Mid-Holocene climate upon Amazonian forests. *Phil. Trans. R. Soc. B* 363, 1829–1838.
- Meggers, B. J. 2007. Mid-Holocene climate and cultural dynamics in Brazil and the Guianas. In: *Climate Change and Cultural Dynamics: A Global Perspective on Mid-Holocene Transitions*. Anderson, D. G.; Maasch, K. A.; Sandweiss, D. H. (Eds.) 117-155.
- Miranda, A.C.C., Rossetti, D. F., Pessenda, L.C.R. 2009. Quaternary paleoenvironments and relative sea-level changes in Marajó Island (Northern Brazil): Facies, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ and C/N. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 282, 19-31.
- Moreira, L. S.; Moreira-Turcq, P.; Turcq, B.; Caquineau, S.; Cordeiro, R. C. 2012. Paleohydrological changes in an Amazonian floodplain lake: Santa Nina Lake. *J Paleolimnol* 48, 339–350.
- Mosblech, N.A.S., Bush, M.B., Gosling, W.D., Hodell, D., Thomas, L., Van Calsteren, P., Correa-Metrio, A., Valencia, B.G., Curtis, J., Van Woesik, R., 2012. North Atlantic forcing of Amazonian precipitation during the Last Ice Age. *Nat. Geosci.* 5, 817–820.
- Pessenda, L.C.R.; Gouveia, S.E.M.; Gomes, B.M.; (...), Boulet, R.; Ribeiro, A.S. 1998. Studies of paleovegetation changes in the central Amazon by carbon isotopes (^{12}C , ^{13}C , ^{14}C) of soil organic matter. *Isotope techniques in the study of environmental change. Proceedings of a symposium, Vienna, April 1997*, 645 – 652.
- Pessenda, L.C.R., Gomes, B.M., Aravena, R., Ribeiro, A.S., Boulet, R., Gouveia, S.E.M., 1998a. The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem transect: implications for vegetation changes in the Rondonia state, southwestern Brazilian Amazon region. *The Holocene* 8.5, 599-603.

Pessenda, L.C.R., Gouveia, S.E.M., Aravena, R., Gomes, B.M., Boulet, R., Ribeiro, A.S., 1998b. ^{14}C dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest savanna boundary areas in the southern Brazilian Amazon region. *Radiocarbon* 40, 1013-1022.

Pessenda, L.C.R., Boulet, R., Aravena, R., Rosolen, V., Gouveia, S.E.M., Ribeiro, A.S., Lamotte, M., 2001. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. *The Holocene* 11, 250-254.

Pessenda, L.C.R., Ribeiro, A.S., Gouveia, S.E.M., Aravena, R., Boulet, R., Bendassoli, J.A., 2004. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research* 62, 183-193.

Phillips, O.L., Aragão, L.E.O.C., Lewis, S.L., Fisher, J.B., Lloyd, J., López-González, G., Malhi, Y., Monteagudo, A., Peacock, J., Quesada, C.A., van der Heijden, G., Almeida, S., Amaral, I., Arroyo, L., Aymard, G., Baker, T.R., Bánki, O., Blanc, L., Bonal, D., Brando, P., Chave, J., de Oliveira, A.C.A., Cardozo, N.D., Czimczik, C.I., Feldpausch, T.R., Freitas, M.A., Gloor, E., Higuchi, N., Jiménez, E., Lloyd, G., Meir, P., Mendoza, C., Morel, A., Neill, D.A., Nepstad, D., Patiño, S., Peñuela, M.C., Prieto, A., Ramírez, F., Schwarz, M., Silva, J., Silveira, M., Thomas, A.S., Steege, H. Ter, Stropp, J., Vásquez, R., Zelazowski, P., Alvarez Dávila, E., Andelman, S., Andrade, A., Chao, K.-J., Erwin, T., Di Fiore, A., Honorio C, E., Keeling, H., Killeen, T.J., Laurance, W.F., Peña Cruz, A., Pitman, N.C.A., Núñez Vargas, P., Ramírez-Angulo, H., Rudas, A., Salamão, R., Silva, N., Terborgh, J., Torres-Lezama, A., 2009. Drought sensitivity of the Amazon rainforest. *Science* 323, 1344–7.

Pyke, C.R., Condit, R., Aguilar, S., Lao, S., 2001. Floristic composition across a climatic gradient in a neotropical lowland forest. *J. Veg. Sci.* 12, 553–566.

BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto Radam. Folha NA-20 Boa Vista e parte das folhas NA-21 Tumucumaque, NB-20 Roraima e NB-21: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1975. 428 p

BRASIL Project. 1976. Folha NA–20 Boa Vista: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Departamento Nacional de Produção Mineral: Rio de Janeiro.

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., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F.,

- Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., Van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150.
- Rigsby, C. A.; Hemric, E. M.; Baker, P. A. 2009. Late Quaternary Paleohydrology of the Madre de Dios River, southwestern Amazon Basin, Peru. *Geomorphology* 113, 158–172.
- Rossetti, D. F.; Toledo, P. M.; Moraes-Santos, H. M.; Santos Jr., A. E. A. 2004. Reconstructing habitats in central Amazonia using megafauna, sedimentology, radiocarbon, and isotope analyses. *Quaternary Research* 61, 289 – 300.
- Rossetti, D.F., Toledo, P.M., Góes, A.M., 2005. New geological framework for Western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. *Quat. Res.* 63, 78–89.
- Rossetti, D.F., Valeriano, M.M., Goes, A.M., Thales, M., 2008. Palaeodrainage on Marajó Island, northern Brazil, in relation to Holocene relative sea-level dynamics. *The Holocene* 18, 01-12.
- Rossetti, D.F., Souza, L.S.B., Prado, R., Elis, V.R., 2012. Neotectonics in the northern equatorial Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences* 37, 175-190.
- Rossetti, D. F., Zani, H., Cremon, E.H., 2014. Fossil megafans evidenced by remote sensing in the Amazonian wetlands. *Zeitschrift fur Geomorphologie*. 58, 145-161.
- Roubik, D.W., Moreno, J.E., 1991. Pollen and Spores of Barro Colorado Island, 36. Missouri Botanical Garden, St. Louis 268.
- Rull, V., Vegas-Vilarrubia, T., Espinoza, N.P., 1999. Palynological record of an early-mid Holocene mangrove in eastern Venezuela: implications for sea-level rise and disturbance history. *Journal of Coastal Research* 15, 496–504.
- Ruter A, Arzt J, Vavrus S, et al. 2004. Climate and environment of the subtropical and tropical Americas (NH) in the mid-Holocene: comparison of observations. *Quaternary Science Reviews* 23: 663-679.
- Salgado-Labouriau, M.L., 1973. Contribuição à palinologia dos cerrados. *Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro 273 p.
- Santos, J.O.S., Nelson, B.W., Geovannini, C.A., 1993. Os campos de dunas do Pantanal Setentrional. *Ciência Hoje* 16(93): 22–25.
- Serruya, N. M., 2002. Zoneamento Ecológico Econômico da Região Central do Estado de Roraima, tomo II. Volume II - Diagnóstico do Meio Biótico - Cobertura Vegetal e Áreas Alteradas. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, p. 90- 101.

Shackleton, N. J. 1988. Oxygen isotopes, ice volume, and sea level. *Quaternary Science Reviews* 6: 183–190.

Schiatti, J., Emilio, T., Rennó, C.D., Drucker, D.P., Costa, F.R.C., Nogueira, A., Baccaro, F.B., Figueiredo, F., Castilho, C. V., Kinupp, V., Guillaumet, J.-L., Garcia, A.R.M., Lima, A.P., Magnusson, W.E., 2014. Vertical distance from drainage drives floristic composition changes in an Amazonian rainforest. *Plant Ecol. Divers.* 7, 241–253.

Sifeddine, A., Bertrand, P., Fournier, M., Martin, L., Servant, M., Soubiès, F., Suguio, K., Turcq, B., 1994. La sédimentation organique lacustre en milieu tropical humide (Carajás, Amazonie orientale, Brésil): relation avec les changements climatiques au cours des 60000 dernières années. *Bulletin de La Société Géologique de France* 165, 613-621.

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, alaeoecology* 168, 221-235.

Souza Filho, P.W.M., Martins, E.S.F., Costa, F.R., 2006. Using mangroves as a geological indicator of coastal changes in the Bragança macrotidal flat, Brazilian Amazon: a remote sensing data approach. *Ocean and Coastal Management* 49, 462–475.

Suguio, K., Martin, L., Bittencourt, A.C.S.P., Dominguez, J.M.L., Flexor, J.M., Azevedo, A.E.G., 1985a. Flutuações do Nível do Mar durante o Quaternário Superior ao longo do Litoral Brasileiro e suas Implicações na Sedimentação Costeira. *Revista Brasileira de Geociência* 15, 273–286.

Ter Steege H, Jetten VG, Polak AM, et al. 1993. Tropical rain forest types and soil factors in a watershed area in Guyana. *Journal of Vegetation Science* 4: 705-716.

Ter Steege H., Pitman, N., Sabatier, D., Castellanos, H., Van Der Hout, P., Daly, D.C., Silveira, M., Phillips, O., Vasquez, R., Van Andel, T., Duivenvoorden, J., De Oliveira, A.A., Ek, R., Lilwah, R., Thomas, R., Van Essen, J., Baider, C., Maas, P., Mori, S., Terborgh, J., Vargas, P.N., Mogollón, H., Morawetz, W., 2003. A spatial model of tree α -diversity and tree density for the Amazon. *Biodivers. Conserv.* 12, 2255–2277.

Tomazelli, L.J., 1990. Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais Holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com Ênfase no Sistema Eólico. PhD thesis, Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 270 pp.

Toonen, W.H.J., Kleinhans, M.G., Cohen, K.M., 2012. Sedimentary architecture of abandoned channel fills. *Earth Surf. Process. Landforms* 37, 459–472.

- Van der Hammen, T., Duivenvoorden, J.F., Lips, J.M., Urrego, L.E., Espejo, N., 1992. The late Quaternary of the middle Caquetá area (Colombian Amazonia). *Journal of Quaternary Sciences* 7, 45–55.
- Vedel, V., Behling, H., Cohen, M.C.L., Lara, R.J., 2006. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in Taperebal, northeastern Pará State, northern Brazil. *Vegetation History and Archaeobotany* 15, 115–123.
- Veloso, H.P.; Rangel-Filho, A.L.R.; Lima, J.C.A., 1991. *Classificação da Vegetação Brasileira, Adaptada a um Sistema Universal*. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística: Rio de Janeiro.
- Vital, H., Stattegger, K., Posewang, J., Theilen, F., 1998. Lowermost Amazon River: morphology and shallow seismic characteristics. *Mar. Geol.* 152, 277–294.
- Vormisto J, Phillips OL, Ruokolainen K, et al. 2000. A comparison of fine-scale distribution patterns of four plant groups in an Amazonian rainforest. *Ecography* 23: 349–359.
- Vormisto J., Tuomisto, H., Oksanen, J., 2004. Palm distribution patterns in Amazonian rainforests: What is the role of topographic variation? *J. Veg. Sci.* 15, 485–494.
- Walker, R.G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models—Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Ontario, pp. 1–14.
- Weng, C., Bush, M.B., Athens, J.S., 2002. Two histories of climate change and hydrarch succession in Ecuadorian Amazonia. *Review of Paleobotany and Palynology* 120, 73–90.
- Weng, C., Bush, M.B., Silman, M.R., 2004b. An analysis of modern pollen rain on an elevational gradient in southern Peru. *J. Trop. Ecol.* 20, 113–124.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.* 30, 377–392.
- Xu, Q., Tian, F., Bunting, M.J., Li, Y., Ding, W., Cao, X., He, Z., 2012. Pollen source areas of lakes with inflowing rivers: modern pollen influx data from Lake Baiyangdian, China. *Quat. Sci. Rev.* 37, 81–91.
- Zani, H., Rossetti, D.F., Cohen, M.L.C., Pessenda, L.C.R., Cremon, E.H., 2012. Influence of landscape evolution on the distribution of floristic patterns in northern Amazonia revealed by $\delta^{13}\text{C}$ data. *JQS. Journal of Quaternary Science.* 27, 854–864.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As análises realizadas neste trabalho permitiu descrever perfis estratigráficos quanto a sua granulometria, estruturas, conteúdo polínico e datações por C-14. Estes indicaram conjuntos de seções dominadas por areias na base que gradam para lama no topo caracterizando vários ciclos de granodecrescência ascendente e estas são consistentes com sucessões estratigráficas desenvolvidas de acordo com a dinâmica fluvial local. A bacia hidrográfica do Rio Branco apresenta muitos lagos, que são produtos de canais abandonados nas planícies de inundação fluvial. Eles são identificados na área de estudo como depressões resultado de processos autocíclicos inerentes à dinâmica sedimentar. Tais depressões que funcionam como armadilhas para sedimentos possuem alto potencial de preservação de grãos de pólen. Lagos e planícies de inundação fluvial apresentam condições adequadas para o acúmulo de lama e preservação de grãos de pólen oriundos da vegetação da época em que o sedimento foi depositado. Sedimentos lacustres preservam grãos de pólen da vegetação do seu entorno e a representatividade espacial do sinal polínico depende da intensidade dos ventos e da extensão da bacia de drenagem do lago estudado.

Portanto, as análises polínicas efetuadas neste estudo permitiram revelar a vegetação predominante nas planícies de inundação fluvial da área em investigação desde o Holoceno Médio, sugerindo uma combinação de vegetação de floresta e comunidades herbáceas similares à vegetação atual. Esses dados forneceram subsídios para propor um padrão climático similar ao experimentado hoje pela Amazônia. Porém, visando ampliar as discussões sobre as razões para este padrão contínuo de assembleia polínica, foram levantadas três hipóteses: 1) o período seco do Holoceno Inferior e Médio não ocorreu na Amazônia; 2) tal período seco não afetou a área de estudo; 3) a estabilização do nível do mar a cerca de 6.000 cal anos AP ao longo do litoral norte do Brasil pode ter afetado a profundidade do nível de base dos rios e o lençol freático. Estes fatores podem ter favorecido o estabelecimento e manutenção das florestas de várzea durante o Holoceno Médio e Superior. Além disso, o Rio Branco pode ter garantido a umidade necessária para que a floresta de várzea e a amazônica tenha se mantido nas proximidades e/ou nas planícies e terraços fluviais ao longo deste sistema de drenagem desde o Holoceno Médio. Além disso, diante de um eventual período de seca, os impactos de uma estiagem ou relativamente menor umidade na Amazônia pode ter sido atenuado nas áreas sob constante influencia fluvial.

REFERÊNCIAS

- Ab'Saber A.N. 1989. *Geomorfologia de Roraima*. Relatório do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia-INPA.
- Absy M.L. 1975. *Polen e esporos do Quaternário de Santos (Brasil)*. Hoehnea 5, 1–26p.
- Absy M. L. 1979. A palynological study of Holocene sediments in the Amazon basin. Ph. D. Thesis. University of Amsterdam. 86 p.
- 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 sudest de l'Amazonie au cours des 60,000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, **312**: 673-678.
- Barth O. M. 2004. Palinologia. In: Carvalho, I. S. (ed.) *Paleontologia*. Editora Interciência, Rio de Janeiro, p.: 369- 379.
- Behling H. 2011. Holocene environmental dynamics in coastal, eastern and central Amazonia and the role of the Atlantic sea-level change. *Geographica Helvetica* **3**: 208-216.
- Behling H., Arz H.W., Pätzol J., Wefer G. 2002. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in southeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3229-2 and GeoB 3202-1. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **179**: 227–243.
- Behling H. & Hooghiemstra H. 1998. Late Quaternary palaeoecology and palaeoclimatology from pollen records of the savannas of the Llanos Orientales in Colombia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **139**: 251-267.
- Behling H. & Hooghiemstra H. 1999. Environmental history of the Colombian savannas of the Llanos Orientales since the Last Glacial Maximum from lake records El Pinal and Carimagua. *Journal of Paleolimnology*, **21**: 461–476.
- Behling H. & Costa M.L. 2000. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxianã region, eastern Amazon Basin. *Quaternary Research*, **53**: 369-377.
- Behling, H. & Hooghiemstra, H. 2000. Holocene Amazon rainforest –savanna dynamics and climatic implications: high-resolution pollen record from Laguna Loma Linda in eastern Colombia. *Journal of Quaternary Science*, **15**: 687-695.
- Berrio J.C., Hooghiemstra H., Behling H., Van der Borg K. 2000. Late Holocene history of savanna gallery forest from Carimagua area, Colombia. Review of Palaeobotany and *Palynology*, **111**: 295–308.
- Bradley R.S. 1999. *Paleoclimatology reconstruction climates of the Quaternary*. San Diego: Academic Press, 613pp.
- Broecker W. S. 2003. Radiocarbon. In: Turekian K. K. & Holland, H. D. (eds.) *Treatise on geochemistry*. 1. ed. San Diego, 4, Elsevier, p.: 245-260.
- Bush M.B. & Colinvaux P.A. 1988. A 7000-year pollen record from the Amazon lowlands, Ecuador. *Vegetation*, **76**: 141-154.

- 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.
- Camargo M.G. 1999. Software para análise granulométrica SysGran, versão 3.0, Curitiba, UFPR.
- 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., De Oliveira P.E., Patiño J E.M. (Eds.) 1999. *Amazon Pollen Manual and Atlas – Manual e Atlas Palinológico da Amazônia*. Hardwood Academic, Amsterdam, 332 pp.
- 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.
- Cordeiro R. C. 1995. Mudanças paleoambientais e ocorrência de incêndios nos últimos 74.000 anos, na região de Carajás, Pará. Dissertação de mestrado – Universidade Federal Fluminense, 144p.
- Cordeiro R. C., Turcq P. F. M., Turcq B. J., Moreira L. S., Rodrigues R. C., Costa R. L., Sifeddine A., Simões Filho F. F. L. 2008. Acumulação de carbono em lagos amazônicos como indicador de eventos paleoclimáticos e antrópicos, *Oecol.Bras.*, **12**:130-154.
- Cordeiro R.C., Turcq B.J., Sifeddine A., Lacerda L.D., Silva Filho E.V., Gueiros B.B., Cunha Y.P.P., Santelli R.E., Pádua E.O., Pachinelam S.R. 2011. Biogeochemical indicators of environmental changes from 50 ka to 10 ka. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **299**: 426–436.
- De Oliveira P.E. & Curtis J. 2001. Vegetação e clima durante o último ciclo glacial na Amazônia equatorial: o registro palinológico da Serra do Maicuru. In: Congresso da ABEQUA, Mariluz-Imbé, Boletim de resumos. São Paulo, ABEQUA, 1 CDROM.
- Desjardins T., Filho A.C., Mariotti A., Chauvel A., Girardin C. 1996. Changes of the forest savanna boundary in Brazilian Amazonia during the Holocene as revealed by soil organic carbon isotope ratios. *Oecologia*, **108**: 749-756.
- Erdtman G. 1960. The acetolysis method: in a revised description. In: Sv. Bot. Tidskr. Lund (eds.) **54**: 561-564.
- 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. Dissertação de Mestrado, Centro de Energia Nuclear da Agricultura, Universidade de São Paulo, 163p.
- Freitas L. A. S. (Ed.) 1997. *Geografia e História de Roraima*. Gráfica Belvedere, Manaus, 5ª ed., 158pp.
- Freitas H.A., Pessenda L.C.R., Aravena R., Gouveia S.E.M., Ribeiro A.S., Boulet R. 2001. Late Quaternary vegetation dynamics in the southern Amazon basin inferred from carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research*, **55**: 39-46.
- Grimm E. C. 1987. Coniss: a fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of square. *Computer and Geosciences*, **13**:13-35.
- Grimm E. C., Lozano-Garcia S., Behling H., MarkgrafV. 2001. Holocene Vegetation and Climate Variability in the Americas. In: Interhemispheric Climate Linkages. *Academic Press*. 325-370.
- Goh K.M. 2006. Removal of contaminants to improve the reliability of Radiocarbon dates of peats. *J. Soil Sci.*, **29**: 340–349.

- Haberle S.G. 1997. Upper Quaternary vegetation and climate history of the Amazon basin: correlating marine and terrestrial pollen records. *In: Flood R.D., Piper D.J.W., Klaus A., Peterson L.C. (eds.) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, 155, 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., ODP site 932. *Quaternary Research*, **51**: 27-38.
- Hermanowski B., Costa M. L., Carvalho A. T., Behling H. 2012. Palaeoenvironmental dynamics and underlying climatic changes in southeast Amazonia (Serra Sul dos Carajás, Brazil) during the late Pleistocene and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **365/366**: 227–246.
- Hyde H. A. & Adams K. F. (Eds.) 1944. *Atlas of Airborne Pollen Grains*. MacMillan & Co. Ltd., London, 112pp.
- INDIANA UNIVERSITY 2005. Field sample processing. Disponível em <http://www.geology.iupui.edu/research/SedLab/procedures>. Acessado em 16 de janeiro de 2014.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística 2012. *Manual Técnico da Vegetação Brasileira*. Rio de Janeiro, IBGE, Manuais Técnicos em Geociências 1, 271p.
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística 2005. Rio de Janeiro (RJ): estado de Roraima- Geomorfologia. Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão. Diretoria de Geociências Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Rio de Janeiro, 1 mapa geomorfológico, escala 1: 1.000.000.
- Jacob J, Huang Y, Disnar JR, et al. 2007. Paleohydrological changes during the last deglaciation in Northern Brazil. *Quaternary Science Reviews*, **26**: 1004–1015.
- 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.
- Ledru M. P., Ceccantini G., Gouveia S. E. M., Lopez-Sáez J. A., Pessenda L. C. R., Ribeiro A. S. 2006. Millennial-scale climatic and vegetation changes in a northern Cerrado (Northeast, Brazil) since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, **25**: 1110–1126.
- Libby W. F., Anderson E. C., Arnold J. R. 1949. Age determination by radiocarbon content: worldwide assay of natural radiocarbon. *Science*, **109**: 227-228.
- Libby W.F. (Ed.) 1955. *Radiocarbon dating*. Chicago, University of Chicago Press. 2, 175p.
- Lopes E. S. 2002. Diagnóstico do Meio Físico – Hidroclimatologia. *In: Zoneamento Ecológico - Econômico da Região Central do Estado de Roraima*. CPRM/ SEPLAN – Governo do Estado de Roraima, *Tomo II*, **1**: 10-16.
- Maia M.A.M., Dantas M.E. 2002. Geomorfologia. *In: Zoneamento Ecológico – Econômico da Região Central do Estado de Roraima*. CPRM/SEPLAN - Governo do Estado de Roraima, *Tomo II*, **1**: 21-34.
- Markgraf V. & D'Antoni H.L. 1978. *Pollen Flora of Argentina*. University of Arizona Press, Tucson.
- Maslin M.A. & Burns S.J. 2000. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years. *Science*, **290**: 2285–2287.

- Mayle F.E., Burbridge R., Killeen T.J. 2000. Millennial-scale dynamics of southern amazonian rain forests. *Science*, **290**: 2291-2294.
- Mayle F. E. & Power M. J. 2008. Impact of a drier Early–Mid-Holocene climate upon Amazonian forests. *Phil. Trans. R. Soc. B* **363**: 1829–1838.
- Moreira L. S., Moreira-Turcq P., Turcq B., Caquineau S., Cordeiro R. C. 2012. Paleohydrological changes in an Amazonian floodplain lake: Santa Ninha Lake. *J. Paleolimnology*, **48**: 339–350.
- Nave C. R. 2000. Hypersphysics. Disponível em: <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/hframe.html>. Acesso em: 18 de setembro de 2014.
- 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*, **14**(2): 98 -103.
- Pessenda L.C.R., Gouveia S.E.M., Gomes B.M., Boulet R., Ribeiro A.S. 1998. Studies of paleovegetation changes in the central Amazon by carbon isotopes (^{12}C , ^{13}C , ^{14}C) of soil organic matter. Isotope techniques in the study of environmental change. *In: Proceedings of a symposium, Vienna, April 1997*, 645 – 652.
- Pessenda L.C.R., Gomes B.M., Aravena R., Ribeiro A.S., Boulet R., Gouveia S.E.M. 1998a. The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem transect: implications for vegetation changes in the Rondonia state, southwestern Brazilian Amazon region. *The Holocene*, **8.5**: 599-603.
- Pessenda, L.C.R., Gouveia, S.E.M., Aravena, R., Gomes, B.M., Boulet, R., Ribeiro, A.S., 1998b. ^{14}C dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest savanna boundary areas in the southern Brazilian Amazon region. *Radiocarbon*, **40**: 1013-1022.
- Pessenda L.C.R., Boulet R., Aravena R., Rosolen V., Gouveia S.E.M., Ribeiro A.S., Lamotte M. 2001. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. *The Holocene*, **11**: 250-254.
- Pessenda L.C.R., Ribeiro A.S., Gouveia S.E.M., Aravena R., Boulet R., Bendassoli J.A. 2004. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research*, **62**: 183-193.
- Pires J. M. 1974. Tipos de vegetação da Amazônia. *Papeis Avulsos Museu Paraense Emílio Goeldi*, **20**: 179-202.
- Pires J. M. & Prance G. T. 1985. The vegetation types of the Brazilian Amazon. *In: Prance G. T. & Lovejoy T. E. (eds.) Key environments: Amazonia*. Pergamon Press, Oxford, p.:109-145
- 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.
- Brasil. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto Radam. 1975. *Folha NA-20 Boa Vista e parte das folhas NA-21 Tumucumaque, NB-20 Roraima e NB-21: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro: DNPM, 428 p.
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas, I., Heaton

- T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., Van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. 2009. IntCal and Marine radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**: 1111–1150.
- Reis N. J., Faria M. S. G., Aguiar C. J. B. 2002. Geologia e Recursos Minerais. *In: Zoneamento Ecológico – Econômico da Região Central do Estado de Roraima*. CPRM/SEPLAN - Governo do Estado de Roraima, *Tomo II*, **1**: 1-10.
- Rossetti D. F., Toledo P. M., Moraes-Santos H. M., Santos Jr. A. E. A. 2004. Reconstructing habitats in central Amazonia using megafauna, sedimentology, radiocarbon, and isotope analyses. *Quaternary Research*, **61**: 289 – 300.
- 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*, **63**: 78–89.
- Roubik D.W. & Moreno J.E. 1991. *Pollen and Spores of Barro Colorado Island*. St. Louis, Missouri Botanical Garden 36, 268p.
- Ruter A, Arzt J, Vavrus S, et al. 2004. Climate and environment of the subtropical and tropical Americas (NH) in the mid-Holocene: comparison of observations. *Quaternary Science Reviews*, **23**: 663-679.
- Salgado-Labouriau M.L. 1973. *Contribuição à palinologia dos cerrados*. Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências, 273 p.
- Santos J. O. S. & Nelson B.W. 1995. Os campos de dunas do Pantanal Setentrional. *In: Congresso Latinoamericano de Geologia*. Caracas-Venezuela, *Expanded Abstract*, p.4.
- Sifeddine A., Bertrand P., Fournier M., Martin L., Servant M., Soubiès F., Suguio K., Turcq B. 1994. *La sédimentation organique lacustre en milieu tropical humide (Carajás, Amazonie orientale, Brésil): relation avec les changements climatiques au cours des 60000 dernières années*. Bulletin de La Société Géologique de France 165, 613-621.
- 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.
- Shackleton N. J. 1988. Oxygen isotopes, ice volume, and sea level. *Quaternary Science Reviews*, **6**: 183–190.
- Stockmarr J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, **8**:615-621.
- Ter Steege H., Jetten V. G., Polak A. M , et al. 1993. Tropical rain forest types and soil factors in a watershed area in Guyana. *Journal of Vegetation Science*, **4**: 705-716.
- Ter Steege H., Pitman, N., Sabatier, D., Castellanos, H., Van Der Hout, P., Daly, D.C., Silveira, M., Phillips, O., Vasquez, R., Van Andel, T., Duivenvoorden, J., De Oliveira, A.A., Ek, R., Lilwah, R., Thomas, R., Van Essen, J., Baider, C., Maas, P., Mori, S., Terborgh, J., Vargas, P.N., Mogollón, H., Morawetz, W., 2003. A spatial model of tree α -diversity and tree density for the Amazon. *Biodivers. Conserv.* **12**, 2255–2277.

- Traverse, A. *Paleopalynology*. Boston: Unwin Hyman, 1988. 600p. (Review of Palaeobotany and Palynology).
- UNIVERSITY OF CAMBRIDGE 2005. Fossil pollen preparation protocol (V.1-1). Disponível em <<http://www-labs.geog.cam.ac.uk/protocols/pollen.html>>. Acessado em 21 de janeiro de 2014.
- Van der Hammen T., Duivenvoorden J.F., Lips J.M., Urrego L.E., Espejo N. 1992. The late Quaternary of the middle Caquetá area (Colombian Amazonia). *Journal of Quaternary Sciences*, **7**: 45–55.
- Vormisto J., Tuomisto, H., Oksanen, J., 2004. Palm distribution patterns in Amazonian rainforests: What is the role of topographic variation? *J. Veg. Sci.* **15**, 485–494.
- Weng C., Bush M. B., Athens J. S. 2002. Two histories of climate change and hydrarch succession in Ecuadorian Amazonia. *Review of Paleobotany and Palynology*, **120**: 73-90.
- Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**: 377-392.
- Zani H., Rossetti D. F., Cohen M. C. L., Pessenda L. C. R., Cremon E.H. 2012. Influence of landscape evolution on the distribution of floristic patterns in northern Amazonia revealed by d13C data. *Journal of Quaternary Science*, **27**: 854-864.