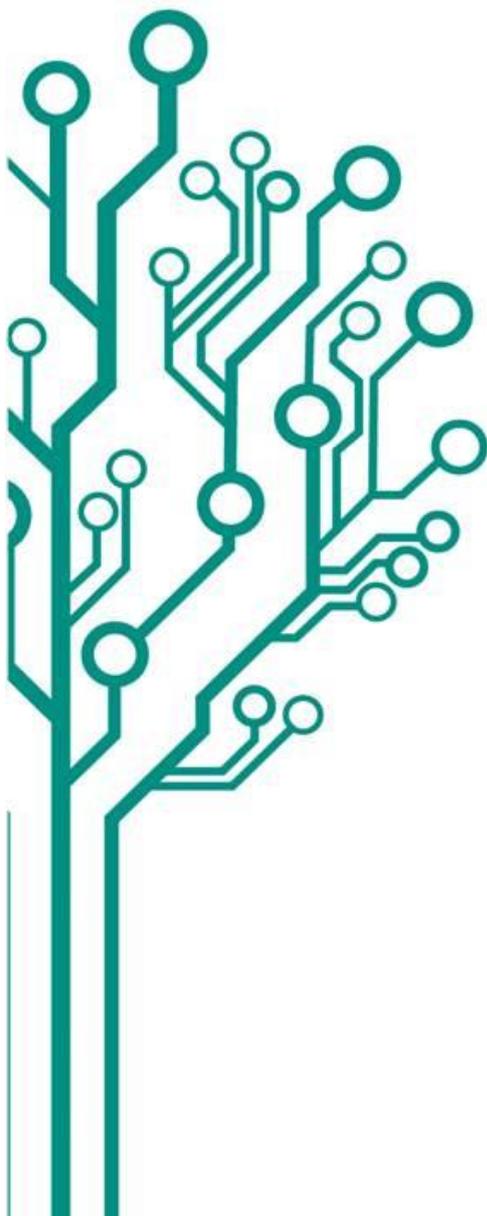


Mestrado Profissional

Uso Sustentável de Recursos Naturais em Regiões Tropicais



**DINÂMICA PALEOAMBIENTAL E
MUDANÇAS CLIMÁTICAS DO
QUATERNÁRIO TARDIO
REGISTRADAS EM AMBIENTE
LACUSTRE DA SERRA SUL DE
CARAJÁS, SUDESTE DA
AMAZÔNIA.**

LUIZA SANTOS REIS

Dissertação apresentada ao Programa de Mestrado Profissional em Uso Sustentável de Recursos Naturais em Regiões Tropicais do Instituto Tecnológico Vale (ITV).

Orientador(a):

Dr. José Tasso Felix Guimarães

Belém-PA

2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Biblioteca do ITV – Belém-PA

R375

Reis, Luiza Santos

Dinâmica Paleoambiental e mudanças climáticas do Quaternário tardio registradas em sedimentos lacustres da Serra Sul de Carajás, sudeste da Amazônia / Luiza Santos Reis -- Belém-PA, 2015.

59 f.: il.

Dissertação (mestrado) -- Instituto Tecnológico Vale, 2015.

Orientador(a): Dr. José Tasso Felix Guimarães

1. Palinologia. 2. Paleoclima. 3. Amazônia oriental. Título

CDD 551.69811

LUIZA SANTOS REIS

DINÂMICA PALEOAMBIENTAL E MUDANÇAS CLIMÁTICAS DO QUATERNÁRIO TARDIO REGISTRADAS EM SEDIMENTOS LACUSTRES DA SERRA SUL DE CARAJÁS, SUDESTE DA AMAZÔNIA.

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Ciências Ambientais e Desenvolvimento Sustentável do Programa de Mestrado Profissional em Uso Sustentável de Recursos Naturais em Regiões Tropicais do Instituto Tecnológico Vale (ITV).

Data da aprovação:

Banca examinadora:

Dr. José Tasso Felix Guimarães
Orientador – Instituto Tecnológico Vale (ITV)

Dr. Pedro Walfir Martins e Souza Filho
Membro interno - Instituto Tecnológico Vale (ITV)

Dr. Clarisse Beltrão Smith
Membro externo – Universidade Estadual do Pará (UEPA)

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho àquelas pessoas
que são fundamentais em minha vida,
meus pais.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por mais esta conquista e por estar sempre presente em minha vida. Muito obrigada meu pai!

À minha família, por todo apoio dado sempre que precisei. Amo e amarei vocês por toda a eternidade.

Ao Prof. Dr. Pedro Walfir por ter continuado a fazer parte da minha caminhada profissional. Obrigada por tudo!

Ao meu orientador, Dr. Tasso Guimarães, por ter me mostrado uma bela área que é Palinologia. Obrigada por ter aceitado me orientar, por ter acreditado no meu potencial, por todas as conversas, conselhos, ajuda e por toda a sua paciência!

À Vale por todo o suporte fornecido para a realização da etapa de campo.

Ao IBAMA por ter autorizado os trabalhos na Serra Sul de Carajás situada na Floresta Nacional de Carajás através da licença ICMBIO/SISBIO 35594-3.

Ao Instituto Tecnológico Vale pela oportunidade de realizar o mestrado profissional em Desenvolvimento Sustentável que contribuiu significativamente na minha formação profissional. Obrigada também pela disponibilização do laboratório e de microscópios para a realização da análise palinológica.

À Fundação de Amparo e Desenvolvimento da Pesquisa (FADESP), pela concessão da bolsa de mestrado.

Aos projetos Paleoclima (ITV-VALE), a Influência das Mudanças Climáticas do Holoceno no Desenvolvimento da Floresta Tropical do Sudeste da Amazônia (CNPQ 479182/2012-4) e História deposicional dos ambientes lacustres da Serra dos Carajás durante o Quaternário Tardio: evidências sismo-estratigráficas, sedimentológicas, biogeoquímicas e palinológicas (FAPESPA 355388/2014) pelo financiamento deste trabalho.

Ao Laboratório Beta Analytic pela realização da datação por Carbono-14 das amostras.

Ao Prof. Dr. Afonso Nogueira, por ter disponibilizado o Laboratório de Sedimentologia para a preparação das amostras.

À Mariana Figueiredo pela importante ajuda na análise palinológica.

À primeira turma do Mestrado Profissional pelo ótimo convívio. Foi um prazer enorme conhecer todos vocês!

E, por fim, à todos aqueles que de alguma forma me ajudaram e contribuíram para realização deste trabalho.

Muito obrigada!

RESUMO

Diversos estudos paleoecológicos e paleobotânicos evidenciaram condições climáticas mais secas na Amazônia durante o Pleistoceno Superior e o Holoceno (últimos 100.000 anos), com oscilação de temperatura e precipitação. Isto possivelmente favoreceu a contração da floresta tropical e expansão de campos rupestres naturais. Para avaliar a influência das mudanças paleoclimáticas no desenvolvimento e distribuição da vegetação foi realizado um estudo integrado com base em análises faciológicas e palinológicas de um testemunho sedimentar de lago preenchido do platô da Serra Sul de Carajás. O perfil sedimentar coletado forneceu ~47.000 mil anos de registros sedimentar e polínico, abrangendo as mudanças ambientais ocorridas na transição Pleistoceno Tardio-Holoceno. No período de 47.000 a 34.000 anos A.P., os depósitos sedimentares, predominantemente lamosos e orgânicos, apresentaram um comportamento cíclico, caracterizado pela variação no influxo de materiais alóctones e autóctones no lago. O registro polínico mostrou altas percentagens de taxa de formação florestal (*Miconia affinis/elata*, *Brosimum sp*, *Helicostylis sp*, *Casearia sp*, *Alchornea sp* Anacardiaceae e Burseraceae) e de elementos adaptados a regiões montanhosas de clima frio (*Ilex*, *Weinmannia*, *Podocarpus*, *Alnus*, *Dacrydium* e *Myrsine*). Estes dados juntamente com taxa de macrófitas, pteridófitas, algas e fungos, apontaram condições climáticas úmidas e frias. Posteriormente, no período entre 34.000 a >20.000 a A.P., foi observado um hiato no registro polínico. Depósitos lamosos sobrepostos por uma camada de siderita (FeCO_3) sugerem condições relativamente úmidas interrompidas por eventos secos decorrentes do UMG, que ocasionaram modificações diagenéticas nos sedimentos, propiciando a formação de siderita. De ~20.000 a 17.500 a A.P., a presença de lama maciça indicou influxo de material sedimentar para o lago. O registro polínico mostrou a abundância de savanas (Poaceae, *Borreria verticillata*) e de palmeiras, com destaque para a ocorrência de *Mauritia sp*, vegetação típica de ambientes hidromórficos, sugerindo uma mudança para condições relativamente úmidas. O período seguinte, entre 17.500 e >5.000 anos A.P., foi composto por altas percentagens de savanas e pela diminuição na abundância de palmeiras e formações florestais. A presença de fácies de lama oxidada próxima ao final deste período, indica a redução no nível de água do lago e exposição subaérea do

depósito sedimentar sob condições climáticas mais secas. Nos últimos 5.000 anos A.P., ocorreu o retorno de condições úmidas. Isto favoreceu o aumento no influxo de sedimentos para o lago e na taxa de sedimentação, o que sugere um aumento na taxa de precipitação. Além disso, ocasionou o crescimento da produtividade do lago indicada pela alta percentagem de esporos de algas. A ocorrência de fácies de lama laminada sobreposta por fácies de turfa herbácea indicou a deposição predominante de material autóctone/orgânico na bacia sedimentar concomitante com a diminuição no espaço de acomodação, e posterior estabelecimento da vegetação herbácea no interior do lago preenchido por volta de 2.500 anos A.P.

Palavras-chave: Palinologia. Paleoclima. Amazônia oriental.

ABSTRACT

Several paleoecological and paleobotanists studies showed drier conditions in the Amazon during the Late Pleistocene and the Holocene (last 100,000 years), with changes in temperature and precipitation. This likely favored the contraction of the tropical forest and savanna expansion. To evaluate the influence of paleoclimate changes in the vegetation development and distribution, it was carried out an integrated study based on facies and pollen analysis of a sediment core from filled lake of the Serra Sul dos Carajás. The sedimentary profile provided ~ 47,000 years of sediment and pollen records, including environment changes occurred in the Late Pleistocene-Holocene transition. From 47,000 to 34,000 years B.P., the sedimentary deposits, predominantly muddy and organic, showed a cyclic pattern, characterized by variations in the input of allochthonous and autochthonous materials into the lake. The pollen record showed high percentages of forest formation (*Miconia affinis/elata*, *Brosimum* sp, *Helicostylis* sp, *Casearia* sp, *Alchornea* sp, *Anacardiaceae* and *Burseraceae*) and elements adapted to montane and cold climate conditions (*Ilex*, *Weinmannia*, *Podocarpus*, *Alnus*, *Dacrydium* and *Myrsine*). These data along with macrophytes, ferns, algae and fungi taxa, suggest wet and cold climate conditions. Later, between 34,000->20,000 B.P., it was observed a hiatus in the pollen record. Muddy deposits overlaid by a siderite layer (FeCO_3) suggest relatively wet conditions interrupted by dry events from UMG, which caused diagenetic changes in sediments, likely leading to formation of siderite. From ~20,000 to 17,500 years B.P., the presence of massive mud indicates sedimentary input into the lake. The pollen record showed savannas (*Poaceae*, *Borreria verticillata*) and palm trees abundance, especially the occurrence of *Mauritia* sp, typical vegetation of hydromorphic environments, suggesting a shift to relatively humid conditions. The following period, between 17,500 and >5000 years B.P., was composed by high percentages of savannas and a decrease in the abundance of palm trees and forest formations. The presence of oxidized mud facies indicates the drying of lake and, consequently, the sub aerial exposure of the sedimentary deposit under drier climatic conditions, but with episodic rainfalls, during the rainy season provided to maintain the species survival mentioned above. In the last 5000 years B.P., there was the return of wet conditions. This allowed the increase of sediment input into the lake and

sedimentation rates, it suggests an increase in precipitation. Furthermore, it caused the increase of the lake productivity indicated by the high percentage of algal spores. The occurrence of laminated mud facies overlapped by facies of herbaceous peat, indicates the predominant deposition of autochthonous/organic material in the sedimentary basin on the lake and the development of herbaceous vegetation in the filled lake around 2500 years B.P.

Keywords: Palynology. Paleoclimate. Eastern Amazon.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Oscilações climáticas globais observadas a partir da variação de dióxido de carbono e da temperatura ao longo dos últimos 420.000 anos	16
Figura 2: Mapa de localização da área de estudo, na Serra Sul de Carajás (PA)	25
Figura 3: Mapa de localização do ponto de coleta do testemunho sedimentar. A) Serra Sul de Carajás; B) R2	27
Figura 4: Radiografias de raios-X do testemunho R2 utilizadas na identificação das estruturas sedimentares. Significado das letras: LI- Lama laminada; Tgf ₁ - Turfa granulada fragmentar; Ls- Lama siderítica. Escala em centímetros.....	30
Figura 5: Perfil litológico do testemunho R2, com as taxas de sedimentação em função da profundidade calculada a partir da datação por ¹⁴ C	32
Figura 6: Diagrama polínico do testemunho R2	38
Figura 7: Comparação entre as condições paleoclimáticas relativas em termos de precipitação (figura inferior; seco e úmido) e temperatura (figura superior; quente e frio) dos últimos 50.000 anos A.P. da área de estudo e de trabalhos citados ao longo do texto.	46

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Datação por radiocarbono e taxas de sedimentação do testemunho R2.....	33
Tabela 2. Descrição das fácies e processos sedimentares do testemunho R2.	33

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

FF - Formação Florestal

ITV - Instituto Tecnológico Vale

MO – Matéria Orgânica

NKMNP- Noel Kempff Mercado National Park

S – Savana

UMG – Último Máximo Glacial

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	12
1.1 Objetivos	14
1.2 Problema e hipótese	14
2 REFERENCIAL TEÓRICO E FUNDAMENTAÇÃO CIENTÍFICA	16
2.1 Variabilidade climática e vegetacional durante o Pleistoceno tardio	16
2.2 Compartimentação Geobotânica da Serra Sul de Carajás.....	19
2.3 Palinologia: técnica e importância	19
3 MATERIAL E MÉTODOS	23
3.1 Caracterização da área de estudo	23
3.2 Dados.....	26
3.3 Metodologia.....	26
3.3.1 Amostragem e descrição de fácies sedimentares	26
3.3.2 Datação por ¹⁴ C	27
3.3.3 Análise Palinológica	26
4 RESULTADOS	29
4.1 Datação por Carbono-14 e taxa de sedimentação.....	29
4.2 Descrição das fácies sedimentares.....	31
4.3 Análise Palinológica	34
4.3.1 Testemunho R2	35
5 DISCUSSÃO	40
5.1 Reconstrução da vegetação e do clima	40
5.2 Comparação com outros registros da Amazônia	42

6 CONCLUSÃO.....	47
REFERÊNCIAS.....	49

1 INTRODUÇÃO

A Floresta Amazônica apresenta uma área de aproximadamente 5.600.000 km², representando cerca de 50% do total da área de floresta tropical do planeta (BEHLING ET AL., 2001). Além disso, ela apresenta a maior diversidade de espécies florestais com mais de 80.000 taxa de plantas vasculares e entorno de 300 espécies por hectare (GENTRY, 1988). Registros palinológicos e paleobotânicos da Amazônia sugerem que a maior diversidade existiu durante o Mioceno, período no qual as condições ambientais (por exemplo, baixa sazonalidade, alta precipitação e substratos edáficos heterogêneos) eram extremamente favoráveis para a sustentação da floresta (JARAMILLO ET AL., 2010). Contudo, com o tectonismo andino durante o Neógeno, as planícies amazônicas ocidentais foram afetadas, o sistema de drenagem e o clima fortemente alterado (VAN DER HAMMEN, HOOGHMISTRA, 2000). Assim, durante este último período, frequentes mudanças climáticas e geomorfológicas (orogenia dos Andes) causaram estresse na vegetação, e pode ter levado algumas espécies menos adaptadas às novas condições ambientais a extinção ou largas migrações. Por outro lado, essas mudanças podem ter favorecido uma intensa especiação e evolução que conduziu a uma elevada biodiversidade da flora neotropical (VAN DER HAMMEN, HOOGHMISTRA, *op. cit.*; HOORN ET AL., 2010).

Estudos palinológicos e isotópicos demonstraram a ocorrência de diferentes padrões climáticos na Amazônia e em outras áreas da América do Sul durante o Pleistoceno Superior e Holoceno, com oscilações na temperatura e na precipitação (MOREIRA ET AL., 2009; VIDOTTO ET AL., 2007). Essas oscilações climáticas resultaram em mudanças na relação da área da floresta Amazônica e savana no interior do continente (ABSY ET AL., 1991; SIFEDDINE ET AL., 1994; COLINVAUX ET AL., 2000; BEHLING E COSTA, 2000). Períodos climaticamente mais secos no Quaternário, especificamente no Último Máximo Glacial (UMG) com redução das chuvas em 30-50% e esfriamento da ordem de 5°C foram registrados (VAN DER HAMMEN, HOOGHMISTRA, 2000). Em Humaitá, oeste da Amazônia, tais oscilações ocasionaram a contração das florestas pluviais úmidas, expansão dos campos rupestres naturais entre aproximadamente 20.000-12.000 anos A.P. e 9.000-3.000 anos A.P. (GOUVEIA ET AL., 1997; FREITAS ET AL., 2001;

PESSENDA ET AL., 1998; PESSENDA ET AL., 2001). No leste da Amazônia, análises palinológicas e sedimentológicas de depósitos lacustres na Serra Sul de Carajás, sudeste do estado do Pará, também registraram uma contração da floresta tropical durante o UMG (ABSY ET AL., 1991) e Holoceno Inferior a Médio (SIFEDDINE ET AL., 1994).

Análises isotópicas em espeleotemas realizadas na região oeste e leste da Amazônia registraram variações hidroclimáticas significativas nos últimos 250 mil e 20 mil anos A.P., respectivamente (CRUZ ET AL., 2009; CHENG ET AL., 2013). Estes dados sugerem um aumento no regime pluviométrico no oeste da Amazônia (Humaitá), enquanto que o leste (e.g. Carajás) desta região apresentou clima relativamente mais seco durante o UMG. Isto pode indicar que a biodiversidade da parte oeste permaneceu estável durante estes períodos. Adicionalmente, diagramas polínicos de sedimentos lacustres do Morro dos Seis Lagos (COLINVAUX, 1996; COLINVAUX, OLIVEIRA, BUSH, 2000), noroeste da Amazônia, evidenciaram que a floresta amazônica nunca se fragmentou por vegetações típicas de clima árido durante os ciclos glaciais como evidenciado por estudos anteriores (VAN DER HAMMEN, 1974; ABSY ET AL., 1991) e postulado pela teoria dos refúgios (HAFFER, 1969), sugerindo que não houve mudanças significativas na distribuição da floresta ao longo de 50 mil anos. Entretanto, outros fatores ambientais além do clima podem também influenciar a distribuição da vegetação na Amazônia e devem ser considerados nas investigações paleoambientais (GUIMARÃES ET AL., 2013a, GUIMARÃES ET AL., 2013b).

Neste trabalho, a área de estudo está situada em um platô de aproximadamente 1,5 km de largura e 700 a 800 m de altitude que se eleva acima de uma paisagem de floresta tropical. As áreas de florestas são interrompidas por vegetação de canga ou campos rupestres, que se desenvolve sobre formações ferríferas e resulta da combinação do controle edáfico devido à fina camada de solo (NUNES, 2009). A superfície do platô apresenta numerosos lagos que estão isolados de influência fluvial e situados em depressões fechadas, permitindo assim o registro das variações paleoambientais e paleoclimáticas. Além disso, os lagos estão inseridos em uma região de ecótono, o que permitirá compreender de que forma as diferentes tipologias vegetais se distribuem (retraem-se e/ou expandem-se) em resposta as mudanças ambientais.

Análises interdisciplinares que relacionem tanto a geologia, sedimentologia, geoquímica quanto a geobotânica são essenciais para a interpretação precisa de mudanças ambientais e na distribuição da vegetação. A análise palinológica, por exemplo, permite elucidar questões relacionadas a composição florística e a história de comunidades vegetais ao longo de centenas de anos atrás. A análise faciológica, por sua vez, permite identificar a natureza e a escala dos processos físicos atuantes em cada ambiente, dando, portanto, mais suporte as interpretações palinológicas e isotópicas. Dessa forma, análises integradas utilizando diferentes proxies são fundamentais para a reconstituição da paleovegetação e de paleoclimas da região Amazônica durante o Quaternário tardio.

1.1 Objetivos

O presente trabalho visa identificar registros de mudanças paleoclimáticas em ambientes lacustres, suas consequências na dinâmica sedimentar dos lagos e nos padrões de vegetação do sudeste da Amazônia, com base em evidências sedimentológicas e palinológicas.

Os objetivos específicos são:

- a) Realizar análise faciológica para o reconhecimento dos processos de sedimentação que atuaram durante a evolução dos lagos da serra sul de Carajás e;
- b) Identificar a assembléia palinológica para o reconhecimento da paleovegetação.

1.2 Problema e hipótese

Há muitos anos, diversos estudos têm sido realizados na bacia Amazônica com o intuito de verificar os efeitos das mudanças climáticas ocorridas no Quaternário tardio (últimos 100.000 anos) sobre a distribuição da vegetação de florestas e savanas. Porém, há muitas controvérsias, pois alguns estudos mostraram que durante o Último Máximo Glacial, as condições climáticas eram mais secas, ocasionando a expansão da vegetação de savana sobre as florestas (VAN DER HAMMEN, 1974; ABSY ET AL., 1991; SIFEDDINE ET AL., 1994; VAN DER HAMMEN, HOOGHIEMSTRA, 2000; SIFEDDINE ET AL., 2001). Por outro lado, estudos recentes indicaram condições climáticas úmidas com a presença contínua das florestas durante os últimos 50.000 anos (COLINVAUX ET AL., 1996; COLINVAUX, DE OLIVEIRA, 2000; BUSH ET AL., 2004; MAYLE, BEERLING, 2004; MAYLE ET AL., 2004; BUSH, OLIVEIRA, 2006).

Dessa forma, o presente trabalho visa com base em diferentes indicadores (biológicos e sedimentares) determinar se o clima influencia na distribuição da vegetação na serra sul de Carajás, tendo como hipótese que a distribuição das formações florestais e savânico-estépicas pode ser controlada tanto pelas condições climáticas quanto edáficas.

2 REFERENCIAL TEÓRICO E FUNDAMENTAÇÃO CIENTÍFICA

2.1 Variabilidade climática e vegetacional durante o Pleistoceno tardio

A variabilidade climática na escala de dezenas de milhares de anos tornou-se um padrão predominante na história da Terra. O Período Quaternário (últimos 2,5 milhões de anos) tem sido marcado por diversas oscilações climáticas globais entre condições mais quentes e frias (Fig. 1). Durante esses últimos milhões de anos, a duração e a amplitude dos ciclos climáticos têm aumentado. Grandes oscilações globais do clima (interglacial-glacial-interglacial) têm sido recorrentes em uma periodicidade aproximada de 100 mil anos durante os últimos 900 mil anos, embora cada ciclo possua suas próprias características em termos de tempo e magnitude da mudança (ADAMS; MASLIN; THOMAS, 1999).

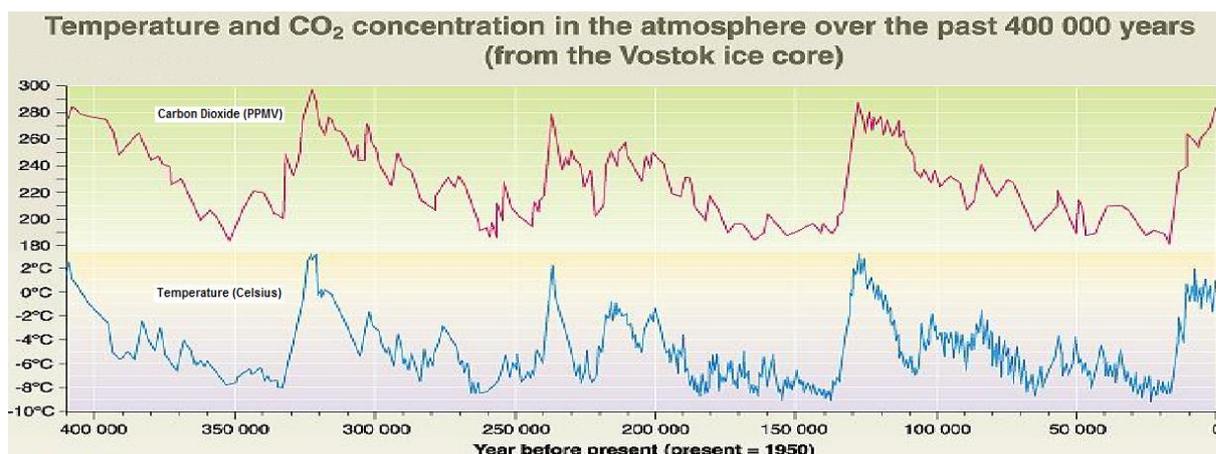


Figura 1: Oscilações climáticas globais observadas a partir da variação de dióxido de carbono e da temperatura ao longo dos últimos 420.000 anos (Fonte: PETIT ET AL., 1999).

Explicações para a ocorrência dos episódios de idade do gelo têm sido baseadas em variações periódicas na órbita da Terra em relação ao Sol. Dentre os principais fatores estão: (1) excentricidade ou prolongamento da elipse da órbita da Terra (período de ~100.000 anos); (2) obliquidade ou inclinação no eixo da Terra em relação ao plano de seu movimento (período de ~41.000 anos) e; (3) precessão dos equinócios ou ocorrência das estações em relação à posição ao longo da órbita elíptica (período de 26.000 anos) (RAPP, 2008).

Estudos paleoclimáticos mostram que durante o Último Máximo Glacial (UMG) (22.000-18.000 anos), houve um resfriamento de 4 a 5°C ao longo do planeta (VAN

DER HAMMEN, HOOGHMSTRA, 2000), que ocasionou mudanças nas taxas de precipitação e na distribuição das diferentes espécies vegetais, por exemplo, a incursão de elementos/espécies de montanha em áreas de planícies e expansão da vegetação de savana (BUSH, FLENLEY, 2007). Na Amazônia, estudos realizados com base em análises palinológicas (VAN DER HAMMEN, 1974; ABSY ET AL., 1991; SIFEDDINE ET AL., 1994; BEHLING, COSTA, 2000; COLINVAUX, De OLIVEIRA, BUSH, 2000; BUSH ET AL., 2002; BUSH, OLIVEIRA, 2006) apresentam conclusões distintas em relação às condições climáticas da região durante o UMG. Segundo Haffer (1969), na Teoria dos Refúgios, a partir de observações da distribuição de pássaros, algumas áreas apresentavam mais espécies endêmicas que outras e para ter ocorrido a especiação, elas provavelmente foram espacialmente separadas em algum momento no passado. A partir disto, Haffer assumiu que a alopatria era um precursor essencial para especiação e que a Amazônia apresentou similarmente a África, um período glacial seco (100.000-20.000 anos atrás) no qual a vegetação de savana se expandiu ao redor da floresta, dando origem a ilhas de floresta ou refúgios isolados.

Registros palinológicos em Rondônia, oeste da Amazônia (VAN DER HAMMEN, 1974) mostraram oscilações entre cerrado e floresta, com alta proporção de Poaceae (vegetação rasteira) durante o período glacial, sustentando a existência de refúgios. Da mesma forma, dados polínicos obtidos em lagos preenchidos em Carajás, sudeste da Amazônia, exibiram um intervalo indicativo de clima seco entre 23.000 e 11.000 anos A.P. (ABSY ET AL., 1991). Neste período, os lagos secaram e a última assinatura de pólen é rica em Poaceae, Asteraceae e *Borreria*, que são usados como indicadores da presença de savana, tornando-se assim uma evidência da expansão da mesma no UMG, sustentando a Hipótese dos Refúgios. Por outro lado, diagramas de pólen de três testemunhos do Lago da Pata, noroeste da Amazônia mostraram a presença contínua da floresta ao longo dos últimos 50.000 anos (COLINVAUX ET AL., 1996). O período mais seco do local foi entre 35.000 e 23.000 anos A.P., o que permitiu a expansão da vegetação adaptada a condições mais secas, havendo a mistura de taxa. Porém, esse período seco não foi suficientemente extremo ou longo para romper a cobertura florestal (BUSH ET AL., 2002), o que sugere umidade relativamente elevada durante o Último Máximo Glacial. Analogamente, registros paleoecológicos do platô situado em Maicuru, norte

da Amazônia, indicaram a presença de floresta ao longo do UMG e, além disso, seus registros palinológicos se mostraram similares aos lagos Dragão, Verde e Pata, localizados em um platô de 300 m no noroeste da Amazônia (BUSH, OLIVEIRA, 2006).

Em Carajás, estudo recente realizado por Hermanowski et al. (2012), reafirmou a presença de condições secas e frias durante o UMG. Nas análises palinológicas, houve rara ocorrência de taxa de floresta, o que sugeriu a existência de pequenas áreas de floresta tropical, que por sua vez, co-ocorreram com espécies adaptadas ao frio (*Myrsine*, *Ilex*, *Hedyosmum*, *Euplassa*, *Podocarpus*). No platô, a vegetação de savana se estendia por áreas maiores que atualmente, incluindo bordas e encostas do platô, refletido pela alta ocorrência de Poaceae, *Spermacoce* e Asteraceae, que podem ser indicativas de condições mais secas.

Tal como acima referido, o fato da Amazônia ter apresentado durante a idade glacial um clima significativamente seco, tem sido objeto de intenso debate. Contudo, não é correto afirmar com precisão que no Quaternário tardio, mais especificamente no UMG, a Amazônia em sua totalidade apresentou condições mais secas ou úmidas que a atual. Dessa forma, a partir da análise dos estudos citados acima é possível inferir que os eventos secos podem ter sido temporalmente e espacialmente heterogêneos (BUSH, METCALF, 2012).

2.2 Compartimentação Geobotânica da Serra Sul de Carajás

A Serra dos Carajás é uma paleocordilheira embasada por rochas Arqueanas (Grupo Grão Pará, Formação Carajás e Águas Claras), com idade máxima do intemperismo em torno de 70 milhões de anos A.P. (Cretáceo Superior), período caracterizado por um clima tropical úmido que favoreceu a alteração profunda das rochas (PINHEIRO, MAURITY, 1988; PINHEIRO, HOLDSWORTH, 1997). Ciclos de aplainamento e erosão tornaram-se frequente na região e ao final do Neógeno, houve uma progressiva degradação da crosta laterítica causada por variações climáticas e soerguimentos regionais, que provavelmente ocasionaram rebaixamento do nível de base e aprofundamento do intemperismo, originando cavidades pseudocársticas. A partir do Quaternário tardio, os ciclos de alternância climática seco-úmido possivelmente resultaram na destruição parcial da crosta por subsidência da zona saprolítica nos períodos úmidos mais longos, favorecendo a expansão das florestas e o surgimento de depressões fechadas, com a presença de lagos ativos, brejos temporários e perenes nas áreas planas e rebaixadas (PINHEIRO, 1987; MAURITY, KOTSCHOUBEY, 1995).

Atualmente na Serra Sul, as formações florestais são compostas por floresta ombrófila densa, que está situada em relevos mais planos, apresenta grande volume de biomassa e árvores acima de 50 m de altura, sendo as famílias Leguminosae, Moraceae e Sapotaceae as mais representativas nessa formação. A floresta ombrófila aberta, com abundância de cipós e palmeiras destacando-se o inajá (*Attalea maripa*), o açaí (*Euterpe oleracea*) e o babaçu (*Attalea speciosa*), situada em encostas de elevada inclinação. E as florestas estacionais decíduais, que ocorrem em locais de solo mais raso, dispersas em meio à floresta ombrófila. São frequentes nesta formação árvores de angico (*Anadenanthera peregrina*), aroeira (*Myracrodruon orundeuva*), tajuba (*Maclura tinctoria*) e perobas (*Aspidosperma parvifolium*) (RAYOL, 2006; NUNES, 2009).

As coberturas lateríticas podem atingir profundidades superiores a 340 m na porção central do platô e cerca de 20 m nas bordas, apresentam baixa permeabilidade, o que impede a formação de reservatórios hídricos e possui alta resistência a erosão. Nestes ambientes, a vegetação é composta predominantemente por formações savânico-estépicas que inclui espécies

adaptadas morfológica e fisiologicamente as condições adversas como alta concentração de metais pesados no solo, escassez de substrato e nutrientes, deficiência de água, alta insolação e elevadas temperaturas (SILVA, ROSA, 1989). As famílias mais representativas do campo rupestre aberto são Fabaceae, Euphorbiaceae, Melastomataceae, Apocynaceae, Cyperaceae, Orquidaceae, Vochysiaceae, Velloziaceae. O campo rupestre arbustivo, por sua vez, é caracterizado pelas espécies *Callisthene minor*, *Byrsonima coriácea*, *Bauhinia pulchella*, *Alibertia cf. longiflora* e *Mimosa acustipula var. ferrea* (NUNES, 2009).

A variação gradual no relevo, a ocorrência de solos e afloramentos rochosos (ferruginosos) em escalas diferentes, ocasiona variações na comunidade vegetal, que é resultante da dissolução diferencial das rochas aflorantes. Assim, áreas com ocorrência de rochas máficas ou ígneas (vulcânicas ou intrusivas) apresentam solos mais espessos devido à presença de minerais mais suscetíveis às ações intempéricas, favorecendo, portanto, o estabelecimento da vegetação florestal (ROLIM NETO ET AL., 2009).

Dessa forma, a distribuição e coexistência das formações vegetais como florestas ombrófilas densas e/ou abertas, florestas estacionais decíduais e savânico-estépicas presentes na Serra Sul de Carajás, são fortemente influenciadas pelas condições do solo. Assim, a chave para a identificação de sinais climáticos e seus efeitos sobre a vegetação, pode estar na abundância dos elementos florestais, uma vez que, o sinal polínico das plantas polinizadas por animais (espécies entomófilas ou zoófilas) registra somente a comunidade vegetal presente dentro da bacia ou drenagem local e possui o potencial de fornecer registros polínicos detalhados (COLINVAUX ET AL., 1999), além disso, as florestas são mais sensíveis às mudanças ambientais (e.g. temperatura, taxa de precipitação) do que as formações savânico-estépicas, pois nestes ambientes a distribuição e desenvolvimento da vegetação está diretamente relacionada às condições edáficas.

2.3 Palinologia: técnica e importância

A Palinologia é a ciência que estuda as características morfológicas dos grãos de pólen e esporos assim como as formas de dispersão e suas aplicações (HYDE, WILLIAMS, 1944). Grãos de pólen e esporos são encontrados em amostras de sedimentos depositados tanto em ambientes continentais quanto marinhos: pântanos, lagos, planícies de maré, estuários e oceanos (DEARING ET AL., 2012).

Os grãos de pólen apresentam dimensões compreendidas entre 10-150 µm e são protegidos por uma camada externa altamente resistente, a exina. Esta é composta por esporopolenina, um polímero complexo altamente resistente, inclusive à ácidos fortes; altas temperaturas e agentes de decomposição de matéria orgânica (BRADLEY, 1999). Assim, a técnica de extração de pólen e esporos consiste em remover da amostra a ser estudada a matriz orgânica ou inorgânica na qual os grãos de pólen são encontrados através de tratamentos químicos, como por exemplo, substâncias húmicas por meio do hidróxido de potássio, celulose pela mistura de acetólise (anidrido acético e ácido sulfúrico), além de carbonatos e materiais siliciclásticos pela ação dos ácidos clorídrico e fluorídrico, respectivamente (COLINVAUX ET AL., 1999).

A análise palinológica é a técnica mais versátil usada em estudos de paleovegetação, como por exemplo, composição e diversidade florística, estrutura de comunidades, expansão e retração de populações de plantas, além de distribuição temporal e espacial de vegetação (MAGRI, 1994).

Variações na taxa de acumulação polínica dentro de um depósito e entre depósitos pode depender de mudanças na litologia (TRAVERSE, 1988) e da taxa de sedimentação. Por essa razão, percentagens polínicas, por serem amplamente independentes de processos sedimentares, são consideradas como principais fontes de informação sobre mudanças paleoambientais e dinâmicas de vegetação (PRENTICE, WEBB III, 1986). Além disso, o uso de dados palinológicos integrados a outros proxies (geoquímica, isótopos estáveis, sedimentologia) permite uma interpretação mais segura e precisa das mudanças paleoambientais e das variações na composição florística em resposta as mudanças climáticas, além de oferecer

também suporte para o desenvolvimento e testes de modelos socioecológicos que fornecem previsões de tendências futuras (MERCURI ET AL., 2013).

Dessa forma, as reconstituições paleoambientais por meio da análise palinológica são possíveis pois os grãos de pólen e esporos: (1) possuem características morfológicas que são específicas de um gênero ou espécie de planta; (2) são produzidos em grande quantidade por plantas polinizadas pelo vento e dispersadas amplamente a partir da fonte; (3) são extremamente resistentes a degradação/decomposição em determinados ambientes sedimentares e; (4) refletem a vegetação natural no momento da deposição do pólen, fornecendo informações sobre condições climáticas do passado (BRADLEY, 1999).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Caracterização da área de estudo

A área de estudo está localizada na Serra sul de Carajás (Fig. 2), sudeste da Amazônia (6°25'0" S – 6°20'0" S e 50°25'0" W - 50°17'30" W), em um platô estreito disposto no sentido NW-SE com 700 a 900 m de altitude que se eleva acima de uma paisagem de floresta tropical (ABSY ET AL., 1991). Esta região pode ser caracterizada pelo amplo predomínio de rochas atribuídas ao Grupo Grão Pará, constituído por sequências vulcanossedimentares, que abrangem os numerosos depósitos de minério de ferro da Serra dos Carajás (VASQUEZ, ROSA-COSTA, 2008).

A superfície do platô apresenta numerosos lagos que estão isolados de influência fluvial e estão situados em depressões fechadas e semi-fechadas, havendo neste último tipo, conexão entre as mesmas. Estes lagos representam ambientes deposicionais com espaço de acomodação variável, conferindo a estes a classificação de ativos e inativos. Os tipos de solo são Argissolos Vermelho-Amarelo, Latossolos Vermelho-Amarelo Distrófico associado a Concreções Lateríticas, e Neossolos Distróficos com Afloramentos Rochosos (COSTA ET AL., 2005).

Esta região está situada em um corredor seco que atravessa a Amazônia (NW-SE), onde a precipitação anual (1.350-1.900 mm/ano) é inferior às áreas adjacentes (1.900-2.400 mm/ano) (MORAES ET AL., 2005). O clima, segundo a classificação climática de Köppen é tropical úmido do tipo Am, com temperaturas entre 25 e 26°C (ALVARES ET AL., 2013), sendo que nos platôs o clima é serrano, variando entre 21 e 23°C (SILVA, 1991). A evaporação acumulada anual situa-se entre 800 e 1200 mm. O período de maior evaporação está compreendido entre os meses de junho e outubro e entre dezembro e março tem-se as menores taxas de evaporação (FISCH ET AL., 1998).

A cobertura vegetal da região é representada pela floresta ombrófila densa e aberta, com ocorrência de floresta decidual. As áreas de florestas são interrompidas por vegetação de canga ou campos rupestres, que se desenvolve sobre formações ferríferas e resulta da combinação do controle edáfico devido à fina camada de solo

e altitude. Esta vegetação é um tipo de savana, dividida por Porto e Silva (1989) em campos naturais, vegetação xerófila e capões de floresta. A floresta ombrófila densa e aberta é principalmente composta por: *Spondias lutea* L., *Tapirira guianensis* Aubl. (Anarcadiaceae), *Guatteria* sp. (Annonaceae), *Ilex* sp. (Aquifoliaceae), *Didymopanax morototoni* (Araliaceae), *Protium* sp. (Burseraceae), *Hevea brasiliensis*, *Glycidendron amazonicum*, *Piranhea* sp, *Sapium marmieri* (Euphorbiaceae), *Inga heterophylla*, *Platymiscium duckei* e *Osmosia* sp. (Fabaceae), *Guarea* sp., *Bertholletia excelsa*, *Eschweilera* sp. (Lecythidaceae), *Pouteria guianensis*, *Chrysophyllum guianensis* (Sapotaceae), *Sterculia* sp. (Malvaceae), *Ravenala* sp. (Strelitziaceae) (RIBEIRO ET AL., 1999). Sobre os depósitos aluvionares são abundantes *Euterpe oleracea* Mart., *Mauritia flexuosa* L.f. (Arecaceae), *Alchornea discolor* Poeppig (Euphorbiaceae), *Eleocharis interstincta* Vahl, *Eleocharis mutata* L. (Cyperaceae). Entre os gêneros dominantes das florestas decíduas estão: *Peltophorum*, *Anadenanthera* e *Apuleia*, pertencentes a família Fabaceae. E com relação à vegetação de canga, as espécies predominantes são: *Axonopus leptostachyus* (Flüggé) Hitchc., *Trachypogon macroglossus* Trin., *Ichnanthus axillaris* (Nees) Hitchc. & Chase, *Panicum parvifolium* Lam., *Paspalum carinatum* Humb. & Bonpl. (Poaceae), *Cassia calycioides* DC. ex Collad., *Chamaecrista flexuosa* (L.) Greene (Fabaceae), *Parkia platycephala* Benth. (Fabaceae), e *Centrosema carajasensis* P. Cavalcante (Fabaceae).

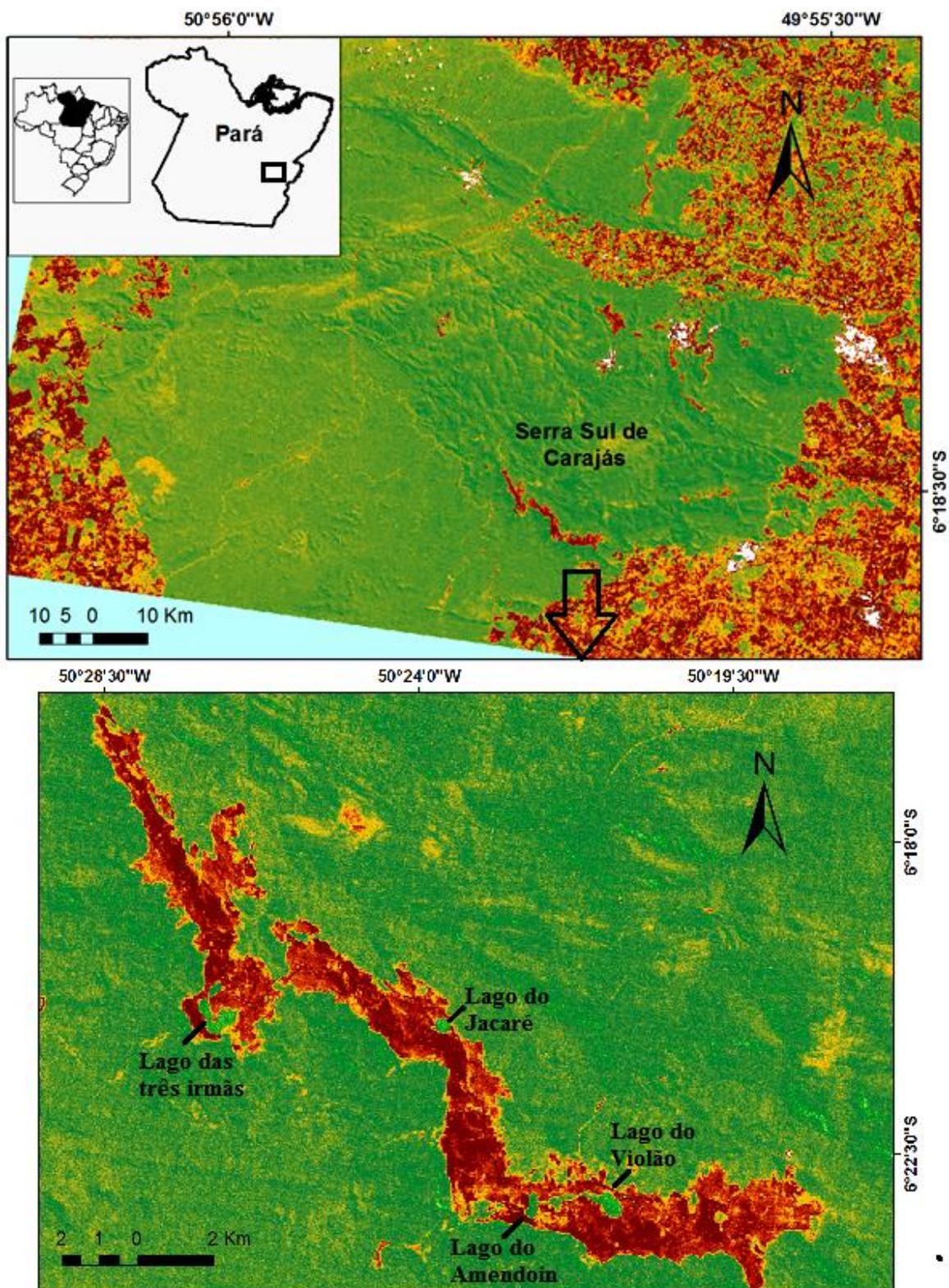


Figura 2: Mapa de localização da área de estudo, na Serra Sul de Carajás (PA).

3.2 Dados

Para este trabalho, foi utilizado um testemunho (R2), com 350 cm de profundidade, coletado na porção central do lago preenchido situado no corpo S11D (6°24'36.31"S, 50°19'4.93"O; Fig. 3).

3.3 Metodologia

3.3.1 Amostragem e descrição de fácies sedimentares

Para a coleta do testemunho sedimentar (Fig. 3) utilizou-se o testemunhador russo (*Russian Peat Borer*), construído para amostragem de sedimentos inconsolidados, que permite coletar uma seção de material a cada 0,50 m a cada testemunhagem (SOUZA, OLIVEIRA, HARTMANN, 2008). A análise de fácies sedimentares seguiu a proposta de Walker (1992), que inclui a descrições da cor, litologia, textura e estruturas dos sedimentos e a proposta de Schnurremberger, Russel, Kelts (2003) na descrição das turfas.

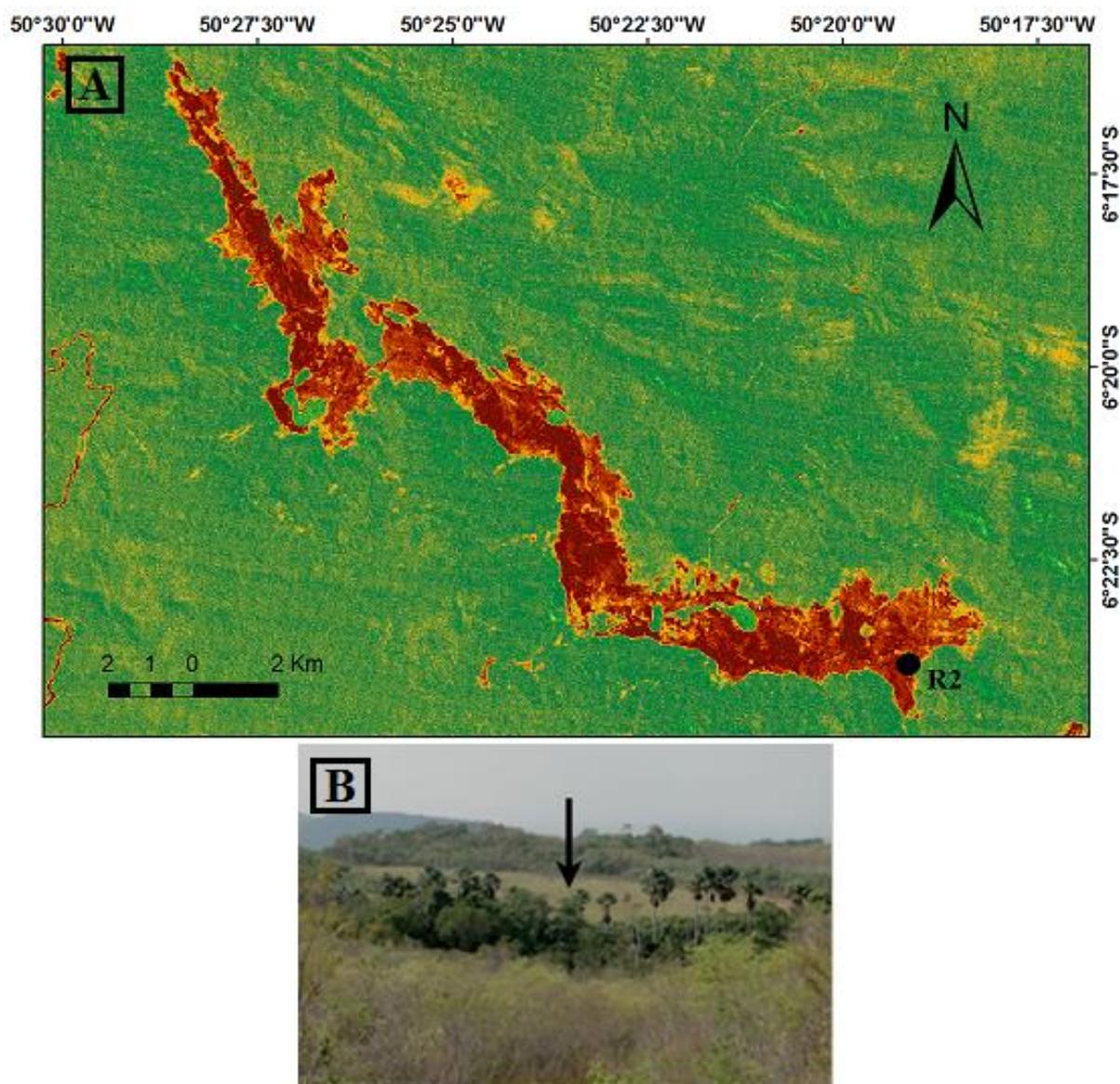


Figura 3: Mapa de localização do ponto de coleta do testemunho sedimentar. A) Serra Sul de Carajás; B) R2.

3.3.2 Datação por ^{14}C

Amostra de sedimento de aproximadamente 5 g cada foram utilizadas para datação por ^{14}C neste trabalho. As amostras foram pré-tratadas e o material residual extraído com 2% HCl a 60°C durante 4 horas, lavado com água destilada-pH neutro e secadas (50 °C). As amostras foram analisadas por Espectrometria de Aceleração de Massa - *Accelerator Mass Spectrometry* (AMS) na Beta Analytic (Florida, USA). As idades obtidas foram calibradas no programa Intcal13.14c com erro de 2σ

(REIMER ET AL., 2004). O modelo idade pela profundidade foi calculada com base no máximo, mínimo e média do intervalo de tempo e apresentados no gráfico com valores absolutos (calibrados) calculados no STATISTICA 8. As taxas de sedimentação, por sua vez, foram calculadas com base na relação entre os intervalos de profundidade (mm) e a média das idades.

3.3.3 Análise palinológica

Ao longo das fácies sedimentares dos testemunhos, 1 cm³ de sedimento foi coletado em intervalos de 10 cm. Na preparação das amostras, primeiramente, um tablete de esporos exóticos *Lycopodium clavatum*, contendo ~20.848 grãos/ tablete foi adicionado a cada amostra para cálculo da concentração de pólen (grãos / cm³). Todas as amostras foram preparadas usando técnicas analíticas para a extração dos grãos de pólen e esporos, incluindo acetólise (FAEGRI, IVERSEN, 1989). Os resíduos das amostras foram montados em lâminas com entellan. Um mínimo de 300 grãos de pólen (com exceção de algumas amostras) foram contados em cada amostra, com exceção de algumas que apresentaram baixa concentração polínica. Para a identificação de pólen e esporos foram consultados livros e manuais especializados (ROUBIK, MORENO, 1991; COLINVAUX ET AL., 1999; HESSE ET AL., 2008; CARREIRA, BARTH, 2003), além da coleção de referência da Palinoteca do ICB/MPEG e ITV/GABAN-VALE. Os softwares Tilia e Tilia Graph foram utilizados para o cálculo e plotagem de diagramas polínicos, como percentagens do total de pólen e esporos contados e concentração de pólen e esporos por grama de sedimento. Os diagramas polínicos foram estatisticamente subdivididos zonas de assembleias polínicas utilizando a análise de cluster (GRIMM, 1987).

4 RESULTADOS

4.1 Datação por Carbono-14 e taxa de sedimentação

As datações por ^{14}C do testemunho R2 (Tab. 1) indicam que o acúmulo de sedimentos no lago se iniciou no Pleistoceno tardio há mais de 47.000 anos A.P. O testemunho apresentou inversões nas profundidades de 261, 259, 174, 171, 123 e 41 cm. A inversão das idades entre 174 e 123 cm mostra a influência da siderita diagenética. A inversão da idade da camada mais superficial está provavelmente relacionadas ao influxo de matéria orgânica de profundidades mais rasas para as camadas mais profundas através da penetração de raízes (Fig. 4).

Quanto a taxa de sedimentação, na profundidade de 327 cm, a atividade do ^{14}C apresentou-se extremamente baixa, o que impossibilitou determinar a idade real do depósito. As taxas de sedimentação do testemunho R2 foram de 0.004 (249-245 cm), 0.14 (245-121 cm), 0.16 (123-170 cm), 0.0 (74-72 cm), 0.04 (72-39 cm), 0.07 cm (39-25 cm), 0.05 (25-17 cm), 0.04 (17-15 cm) and 0.10 mm.a⁻¹ (15-0 cm). A menor taxa de sedimentação ocorreu em torno de 16.500 e 3.000 anos cal. A.P.

Tabela 1: Datação por radiocarbono das amostras do testemunho R2.

Amostra	Código do laboratório	Material de pré-tratamento	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	Idade ^{14}C (a A.P.)	Idade cal., 2 σ - range (anos cal. A.P.)
R2-15	LACUFF 140378	organic sediment: acid washes		1556 ± 36	1533-1371
R2-17	LACUFF 140379	organic sediment: acid washes		2032 ± 33	2064-1898
R2-25	LACUFF 140380	organic sediment: acid washes		3204 ± 55	3567-3337
R2-39	LACUFF 140381	organic sediment: acid washes		4715 ± 51	5422-5321
R2-41	BETA 363900	organic sediment: acid washes	-25.1 ‰	3480 ± 30	3836-3687
R2-72	LACUFF 140382	organic sediment: acid washes		12554 ± 60	15,144-14,439
R2-74	LACUFF 140383	organic sediment: acid washes		14918 ± 70	18,337-17,929
R2-121	LACUFF 140384	organic sediment: acid washes		17,432 ± 176	21,558-20,582
R2-123	BETA 350939	organic sediment: acid washes	- 26.1 ‰	16,300 ± 60	19,910-19,498
R2-171	LACUFF 140385	organic sediment: acid washes		14,189 ± 72	17,513-17,038
R2-174	LACUFF 140386	organic sediment: acid washes		16,082 ± 68	19,606-19,195
R2-245	LACUFF 140387	organic sediment: acid washes		26,012 ± 147	30,724-29,769
R2-249	BETA 347778	organic sediment: acid washes	- 21.5 ‰	34,440 ± 280	39,623-38,400
R2-259	LACUFF 140388	organic sediment: acid washes		25,570 ± 286	30,527-29,004
R2-261	LACUFF 140389	organic sediment: acid washes		20,167 ± 103	24,503-23,960
R2-267	LACUFF 140390	organic sediment: acid washes		>35000	
R2-327	BETA 350940	organic sediment: acid washes	- 25.5 ‰	> 43,500	Não-calibrada

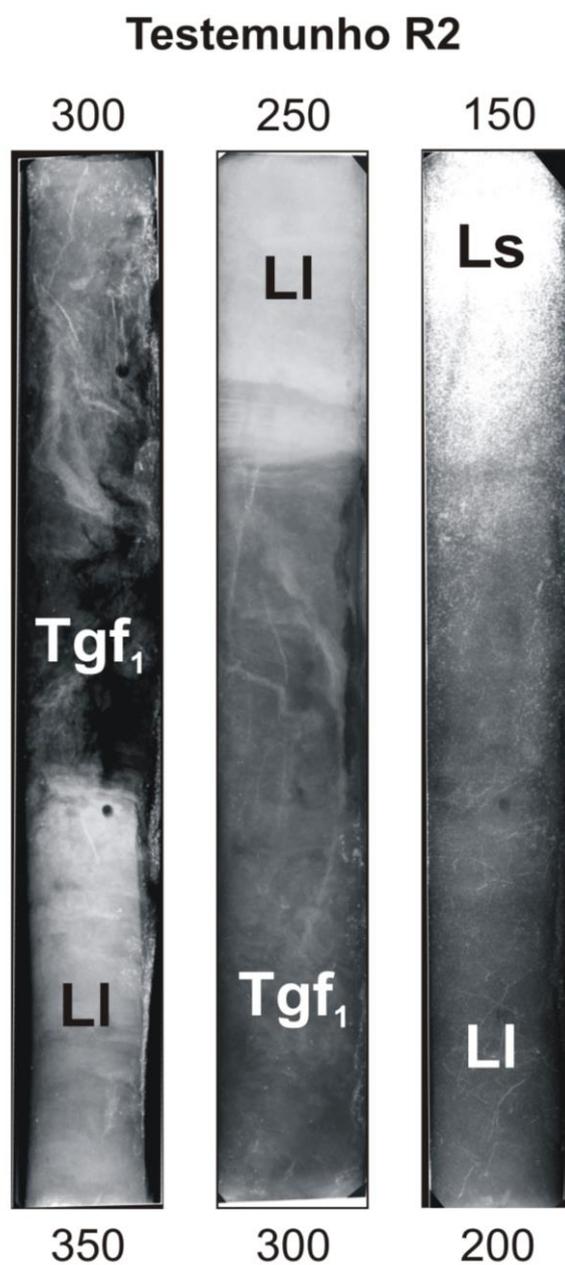
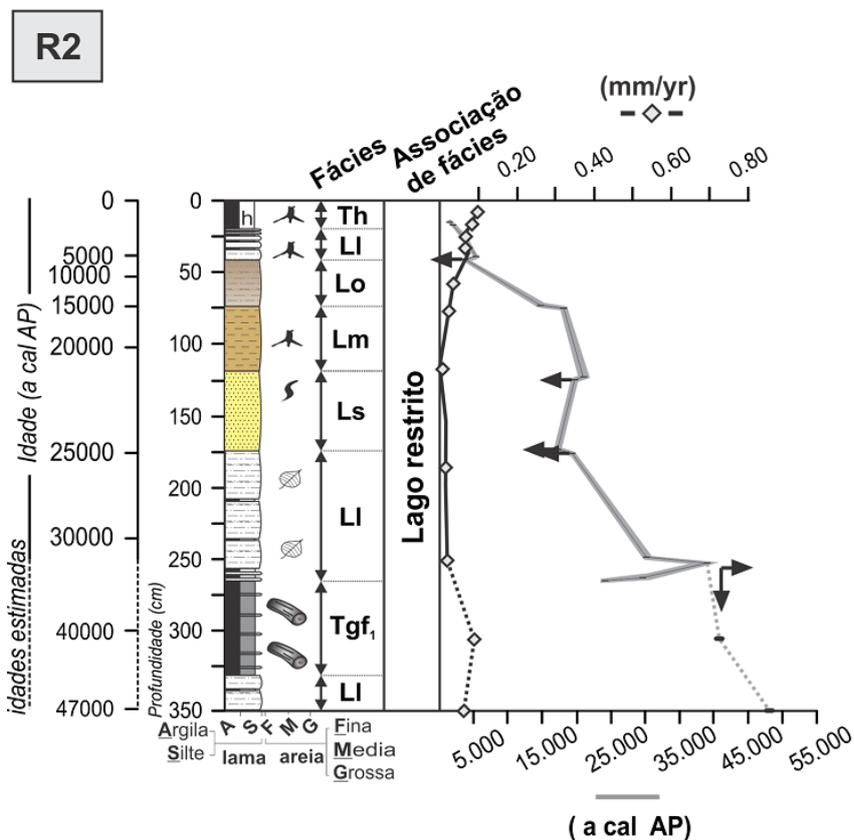


Figura 4: Radiografias de raios-X do testemunho R2 utilizadas na identificação das estruturas sedimentares. Significado das letras: LI- Lama laminada; Tgf₁- Turfa granulada fragmentar; Ls- Lama siderítica. Escala em centímetros.

4.2 Descrição das fácies sedimentares

A descrição das fácies sedimentares pode ser observada na figura 4 e 5 e na tabela 2. O testemunho R2 é composto a partir da sua base (350-174 cm) pela intercalação de lama laminada (LI) e turfa granulada fragmentar (Tgf_1) que foram depositados entre ~47.000 anos A.P. até 25.000 anos A.P. por suspensão, com o influxo significativo de material orgânico para o interior do lago sob condições reduzidas que permitiram a preservação do mesmo. Sobreposta a estas fácies (174-123 cm) está uma lama siderítica (Ls) formada diageneticamente entre 25.000 anos A.P. e 20.000 anos A.P. Na camada superior do testemunho (123-41 cm), por volta de 20.000 anos A.P. e 5.000 anos A.P., a ocorrência de LI sobreposta por lama oxidada (Lo) sugere interrupção prolongada de deposição lamosa por suspensão devido a exposição subaérea do depósito. No topo desta sucessão de fácies (41-0 cm), a presença de turfa herbácea (Th) depositada após 5.000 anos A.P. indica a deposição predominante de material orgânico proveniente de plantas herbáceas.



Simbologia

Turfa - Tgf ₁	Lama e turfa	Lama maciça	Raíz	Ichnofóssil
Turfa - Tif	Lama laminada	Lama oxidada	Fragmentos vegetais	Concreção
Turfa - Th	Lama siderítica	Fragmentos de carvão	Clastos	

Figura 5: Perfil litológico do testemunho R2, com a taxa de sedimentação em função da profundidade calculada a partir da datação por ^{14}C .

Tabela 2: Descrição das fácies e processos sedimentares do testemunho R2.

Fácies	Descrição	Processos
Lama laminada (Ll)	Lama de coloração Grayish brown (2.5Y 5/2) a olive gray (5Y 4/2). Por vezes intercalada com turfa Black (Gley 1 2.5) a very dark grey (2.5Y 3/1) em torno de 1 or 2 mm de espessura. É presença pontual de restos de planta.	Fluxo de energia baixo com input de nuvens de lama em suspensão para o interior da bacia do lago, seguido por curtos períodos de condições reduzidas e alta preservação da matéria orgânica. Raízes em posição de crescimento assim como pequenos fragmentos de plantas podem estar relacionadas ao desenvolvimento de plantas hidrófitas.
Turfa granulada fragmentar (Tgf ₁)	Turfa de coloração Black (Gley 1 2.5), bastante compacta e decomposta, porém com alguns fragmentos de plantas < 0.3 mm. Pontualmente, fragmentos de carvão entre 3 e 1 cm podem ser observados.	Condições de água reduzida e estagnada com tecidos vegetais como principal fonte do depósito. Os macros fragmentos de carvão correspondem a queima de plantas arbóreas.
Lama siderítica (Ls)	Nódulos de siderite de coloração Light yellowish brown (2.5Y 6/3) a olive gray (5Y 5/2). A lama está também presente formando a matriz incipiente. Alguns fragmentos de plantas < 2 mm podem ser observados com padrão disperso. Localmente, um icnofóssil com tubo vertical foi identificado.	Siderita pode ser formada pela diagênese de sedimentos do fundo do lago derivada de goetita e carbono orgânico sob condições de águas rasas. Restos de plantas dispersos podem estar relacionados com decomposição. O icnofóssil é indicativo de períodos com condições aeróbicas e possivelmente, variação no influx de sedimentos por pulsos de deposição.
Lama maciça (Lm)	Lama de coloração light olive yellow (2.5Y 6/4), maciça, densamente fitoturbada com muitas raízes herbáceas > 10 cm de comprimento e 1 to > 2 mm de largura. Poucas	Considerando a obliteração de estruturas sedimentares pelas raízes, é possível sugerir que o processo de suspensão foi predominante durante a deposição

	laminações incipientes foram observadas, desde que a penetração de raízes obliteraram as estruturas sedimentares primárias.	dos sedimentos, porém ao mesmo tempo a vegetação herbácea pode ter se desenvolvido.
Lama oxidada (Lo)	Lama de coloração red (10R 5/8) a reddish brown (2.5YR 5/4), massiça, oxidada, com fragmentos vegetais < 1 mm.	Feições diagenéticas indicativas de exposição subaérea do depósito lamoso rico em sulfeto de ferro, seguida pela formação de óxido-hidróxidos de ferro.
Turfa herbácea (Th)	Turfa de coloração greenish black (Gley 2 2.5/1) a black (Gley 1 2.) com muitas raízes herbáceas >7 cm de comprimento, em posição de crescimento.	Condições de água reduzida e estagnada com tecidos vegetais como principal fonte do depósito. Desenvolvimento de plantas herbáceas durante a deposição dos sedimentos.

4.3 Análise palinológica

O sumário da assembleia de grãos de pólen e esporos encontrados no testemunho R2 está na figura 6. Um total de 107 e 33 morfotipos de pólen e esporos, respectivamente, foram identificados nas amostras de sedimentos. Cerca de 21 morfotipos de pólen e 4 morfotipos de esporos foram identificados a nível de família e 76 morfotipos de pólen e 6 morfotipos de esporos foram identificados a nível de gênero. Baseado na cobertura vegetal da área estudada, as espécies de angiosperma (105) e gimnosperma (2) foram agrupadas em diferentes grupos como: Formação florestal (FF), Savana (S), Palmeiras (P) e Macrófitas (M). Pteridófitas, algas e fungos apresentaram 11, 4 e 18 espécies, respectivamente.

4.3.1 Testemunho R2

Zona 1 (350-262 cm; ~ 47.000 a 34.000 anos A.P.):

Esta zona apresentou a maior concentração de pólen dentre as demais zonas, com valores entre 20.000 e >2.000.000 grãos cm^{-3} , com valores máximos em torno de 300 cm de profundidade. É caracterizada pela alta percentagem de pólen de savana (máx. 83%), palmeiras (máx. 73%), formação florestal (máx. 54%) e macrófitas (máx. 30%). O primeiro grupo está representado principalmente por Poaceae (10-83%), e em menor quantidade *Borreria verticillata*, Rubiaceae, *Begonia sp*, Fabaceae, Asteraceae, *Byronima sp* e *Vernonia sp* (0-4%). Os taxa de palmeiras apresentaram um comportamento decrescente em sua percentagem até o topo da zona 1; as espécies mais abundantes foram Arecaceae tipo 1 (1-74%), Arecaceae tipo 2 (0-42%) e Arecaceae tipo 5 (0-2%). Menos frequente, taxa de formação florestal estão principalmente representados por *Miconia affinis/elata* (0-36%), *Brosimum sp* (0-13%), seguidos por *Helicostylis sp* (0-5%), *Casearia sp* (0-3%), *Alchornea sp* (0-2%) e em menor percentagem *Clidemia sp*, Melastomataceae, *Eugenia sp*, *Clarisia sp*, *Maclura sp*, *Cissampelos sp*, Anacardiaceae e *Didymopanax sp* (1-2%). Taxa de regiões montanhosas adaptados ao frio como *Ilex sp* (0-15%), *Podocarpus sp* (0-5%), *Dacrydium sp* (0-4%), *Alnus sp* (0-2,5%), *Weinmannia sp* (0-1%), e *Myrsine sp* (0-1%) foram abundantes nesse período e representaram 59% da percentagem total de pólen nesta zona. Macrófitas ocorreram com valores entre 0 e 27% e são representadas principalmente por Cyperaceae (0-24%), *Eriocaulon sp* tipo 2 (0-4%), *Sagittaria sp* (0-3,5%) e *Ludwigia sp* (0-3%). Esporos de fungos apresentaram valores 0 a 55%, seguido por picos de pteridófitas (0-74%) e algas (0-66%).

Zona 2 (262-125 cm; 34.000 a >20.000 a A.P.)

Esta zona é predominantemente composta por um hiato no registro polínico, com exceção do registro pontual de alguns taxa de savana, macrófitas, palmeiras, andinos e algas no início desta zona. A concentração polínica apresentou valores entre 0 a 1.452 grãos cm^{-3} . Taxa de savana apresentaram um decréscimo nas percentagens, sendo representadas por Poaceae (0-19%) e Rubiaceae (0-5%).

Cyperaceae (0-100%) e Arecaceae tipo 1 (0-100%) foram os taxa mais abundantes das macrófitas e palmeiras, respectivamente. Taxa adaptados ao frio (0-9%) e algas (0-46%) também foram encontrados. Por outro lado, taxa de formações florestais, pteridófitas e fungos não obtiveram registros.

Zona 3 (125-88 cm; ~20.000 a 17.500 a A.P.)

A concentração polínica nesta zona apresentou valor máximo de 395 grãos cm^{-3} . O táxon de savana mais abundante foi Poaceae (0-100%), seguido por *Borreria verticillata* (0-3%). Myrtaceae (0-6%) e *Roupala sp* (0-3%) representaram a Formação florestal. Os representantes das palmeiras foram Arecaceae tipo 1 (0-100%), com destaque para o pico de *Mauritia sp* (0-20%), em torno de 20.000 anos A.P. Macrófitas (0-16%), Pteridófitas (0-57%), Algas (0-100%) e Fungos (0-50%) foram mais abundantes em relação a zona 2.

Zona 4 (88-40 cm; 17.500 a >5.000 a A.P.)

A concentração polínica nesta zona apresentou valor máximo igual a 782 grãos cm^{-3} . Taxa de savana foram compostos por Poaceae (0-85%), *Borreria verticillata* (0-8%) e em menor percentagem, Rubiaceae, *Begonia sp*, Fabaceae, *Psychotria sp*, *Perama sp* e Apocynaceae (0-4%). As FF foram representadas por Myrtaceae (0-10%), *Myrcia sp* (0-8%), *Pouteria sp* (0-4%), *Copaifera sp* (0-1,5%), *Miconia affinis/elata* (0-1,5%) e *Roupala sp* (0-1%). As palmeiras apresentaram uma diminuição na percentagem em relação ao período anterior e foram compostas por Arecaceae tipo 1 (0-42%) e Arecaceae tipo 2 (0-11%). As macrófitas apresentaram valores semelhantes a zona anterior, os taxa mais abundantes foram *Eriocaulon* tipo 2 (0-14%) e Cyperaceae (0-12%). Pteridófitas (0-95%) e algas (0-62%) mantiveram altas percentagens. Taxa de fungos foram ausentes nesse período.

Zona 5 (40-0 cm; ~5.000 até o presente)

Esta zona apresentou um aumento significativo na concentração polínica, com valores entre 17.000 e 129.000 grãos cm^{-3} . Taxa de savana foram compostos predominantemente por Poaceae (0-88%) e em menor quantidade, Rubiaceae (0-11%), *Borreria verticillata* (0-4%) e *Odontadenia sp* (0-4%). As FF foram

representadas apenas por indivíduos pertencentes à família Myrtaceae (0-7%). Palmeiras (máx. 29%), macrófitas (0-14%) e pteridófitas (máx. 38%) também foram observadas ao longo desta zona. As algas apresentaram um aumento na percentagem com valor máximo de 100%. Por outro lado, fungos não obtiveram registro nesse período.

5 DISCUSSÃO

5.1 Reconstrução da vegetação e do clima

No período compreendido entre ~47.000 e 34.000 anos A.P., os depósitos sedimentares, predominantemente lamosos e orgânicos, apresentaram um comportamento cíclico, caracterizado pela variação no *input* de materiais alóctones e autóctones no lago. Os registros polínicos indicaram a predominância de savana compostos por Poaceae, *Borreria verticillata*, Rubiaceae, *Begonia sp*, Fabaceae, Asteraceae, *Byronima sp* e *Vernonia sp* na serra Sul de Carajás. Formações florestais ricas e/ou capões florestais em Melastomataceae, Moraceae, Euphorbiaceae, Anacardiaceae e *taxa* adaptados ao frio como *Ilex sp*, *Podocarpus sp*, *Dacrydium sp*, *Alnus sp*, *Weinmannia sp* e *Myrsine sp*, situadas provavelmente nas encostas do platô também estavam presentes, o que sugere condições climáticas úmidas e frias. A presença de macrófitas como *Sagittaria sp*, Cyperaceae e *Eriocaulon sp* juntamente com palmeiras, pteridófitas e fungos, reforçam tais condições. A presença pontual de fragmentos de carvão <3 cm sugere a baixa ocorrência de incêndios naturais.

Posteriormente, o período entre 34.000 e >20.000 a A.P., foi caracterizado pela predominância de um hiato no registro polínico. A presença de depósitos lamosos indica que durante esse período houve um significativo aumento no transporte de material sedimentar inorgânico das áreas adjacentes (crosta lateríticas) para o lago, sob intensos eventos de precipitação. Tais condições foram, posteriormente, interrompidas por eventos secos, decorrentes do UMG, que ocasionaram modificações diagenéticas no depósito sedimentar e conseqüentemente, a formação de siderita (COSTA ET AL., 2005). A ocorrência de siderita sugere uma mudança abrupta para condições ambientais mais secas, com diminuição no nível d'água do lago, provavelmente após este período.

De ~20.000 a 17.500 anos cal. A.P., os registros polínicos mostraram a predominância dos campos rupestres e baixa ocorrência de formações florestais. A ocorrência de palmeiras, compostas por *Mauritia sp*, além de algas e fungos, juntamente com a presença de depósitos lamosos no início deste período, pode indicar eventos episódicos úmidos. Além disso, a baixa representatividade de

espécies adaptadas a clima frio sugere temperaturas relativamente mais elevadas em comparação com períodos os dois períodos anteriores entre ~47.000 a >20.000 anos A.P.

O período seguinte, entre 17.500 e >5.000 anos A.P., foi marcado pela expansão da savana, diminuição na percentagem das palmeiras e pela baixa ocorrência de formações florestais, macrófitas e algas. Alta ocorrência de *Selaginella sp* neste intervalo também foi registrado. Segundo Behling et al. (2000), a abundância de esporos de *Selaginella sp*, sugere intensas chuvas sob condições climáticas predominantemente secas. Segundo Hermanowski et al. (2012), tais condições, podem provocar redução de áreas alagadas, devido a diminuição no nível da água. Além disso, taxas de sedimentação decrescentes podem referir-se a um nível de água altamente variável por um período de tempo longo, com fases úmidas e secas alternadas antes de um período de seca total. A ocorrência de *Arecaceae*, de taxa semi-aquáticos (*Cyperaceae*, *Sagittaria sp* e *Eriocaulon sp*), de esporos de pteridófitas e algas nesse período, resulta de precipitação suficiente, fornecida durante a estação chuvosa, para manter a sobrevivência dessas espécies. Esse período de condições climáticas secas no platô ocasionou a secagem dos lagos e exposição do depósito sedimentar, corroborado pela fácies de lama oxidada.

Nos últimos 5.000 anos A.P., houve o retorno de condições climáticas úmidas e quentes, inferido a partir do aumento no influxo de material sedimentar para o lago e conseqüentemente, na taxa de sedimentação que sugere aumento na taxa de precipitação. Além disso, houve um aumento significativo na percentagem de esporos de algas, indicando aumento na produtividade do lago.

5.2 Comparação com outros registros da Amazônia

Os registros polínicos e sedimentares obtidos na serra Sul de Carajás mostraram mudanças paleoambientais e na paleovegetação significativas devido a variação nas condições climáticas e, conseqüentemente, na precipitação durante o Pleistoceno tardio e o Holoceno.

Os dados inferiram que entre 47.000 e 34.000 anos A.P. na área estudada, as condições climáticas foram úmidas e frias (Fig. 7). A fitofisionomia foi composta por campos rupestres, formações florestais, representantes de palmeiras e *taxa* adaptados ao frio, além da significativa abundância de macrófitas, pteridófitas, algas e fungos. A intercalação de depósitos lamosos e orgânicos denota a alternância de estações secas e chuvosas com interrupção periódica no transporte de material sedimentar para o lago. Diferentemente, estudos anteriores também realizados em Carajás, registraram fases secas em torno de 60.000 e 40.000 anos A.P. (ABSY ET AL., 1991). Registros polínicos obtidos por Hermanowski et al. (2012) mostraram a expansão da savana, o declínio de *taxa* florestais e adaptados ao frio entre 50.000 e 30.000 anos A.P. devido condições climáticas mais secas e menos frias. Registros sedimentares obtidos por Carvalho (2010), no pântano da *Mauritia* situado a 8-9 km de distância do lago estudado, mostraram também condições climáticas secas entre 40.000 e 8.000 anos A.P. Tais estudos, portanto, não condizem com os resultados obtidos neste trabalho, que mostrou a maior diversidade e concentração polínica entre 47.000 e 34.000 anos A.P., com ocorrência de representantes das diferentes fitofisionomias.

Por outro lado, dados provenientes do leque submarino do rio Amazonas e da Plataforma continental (HABERLE, MASLIN, 1999) registraram um período úmido e relativamente frio entre 40.200 e 19.800 anos A.P. com base na abundância de *taxa* florestal composto por *Alchornea*, Melastomataceae, Myrtaceae e Moraceae/Urticaceae e no aumento da percentagem de *taxa* adaptados ao frio como *Hedyosmum* e *Alnus*. No oeste da Amazônia, por sua vez, registros obtidos no Morro dos Seis Lagos (BUSH ET AL., 2004), mostraram alta percentagem de *taxa* arbóreos compostos por Anacardiaceae, *Alchornea*, *Cassia*, *Copaifera*, Melastomataceae/Combretaceae, Myrtaceae e Urticaceae/Moraceae, juntamente com *taxa* adaptados ao frio como *Ilex*, *Ericaceae*, *Humiria*, *Myrsine*, *Podocarpus* e

Weinmannia, caracterizando condições climáticas úmidas e frias entre >45.000 e 35.000 anos A.P. Um estudo recente realizado em Humaitá (COHEN ET AL., 2014), também localizado no oeste da Amazônia, registrou a presença de *taxa* de montanhas (*Alnus*, *Hedyosmum*, *Weinmannia*, *Podocarpus*, *Ilex* e *Drymis*) entre 42.500 e 35.200 A.P., corroborando os registros obtidos neste trabalho (Fig. 7).

Assim, diversos estudos realizados na Amazônia e no Altiplano andino registraram a ocorrência de *taxa* adaptados ao frio, como *Ilex*, *Podocarpus*, *Alnus* e *Weinmannia*, abaixo de 2000 m de altitude devido a condições climáticas frias durante o Pleistoceno tardio que ocasionaram a expansão dessas espécies em direção a altitudes mais baixas e possibilitaram a co-ocorrência com florestas úmidas nas planícies baixas (COLINVAUX ET AL., 1996; BURBRIDGE, MAYLE, KILLEEN, 2004; BUSH ET AL., 2004; MAYLE, BEERLING, 2004; URREGO, SILMAN, BUSH, 2005; CORREA-METRIO ET AL., 2012b). Porém, a ausência de *taxa* de montanha adaptados ao frio durante o Holoceno sugere que o aumento da insolação no Hemisfério Sul e, conseqüentemente na temperatura, tornou as condições desfavoráveis, levando-as ao seu desaparecimento em determinadas regiões (COLINVAUX, DE OLIVEIRA, BUSH, 2000).

Posteriormente, no período de 34.000 a >20.000 anos A.P o lago da área de estudo apresentou um hiato no registro polínico. Nesse intervalo, os depósitos sedimentares foram compostos predominantemente por lama laminada sobreposta por siderita, sugerindo condições relativamente úmidas interrompidas por um período seco ao final deste período. Absy et al. (1991) também registrou um hiato em Carajás, porém de ordem sedimentar. Este hiato correspondeu à diminuição no nível d'água do lago ocasionada por condições secas entre 23.000 e 11.000 anos A.P. Registros semelhantes foram obtidos por Hermanowski et al. (2012) nessa região, nos quais houve decréscimo de *taxa* de floresta tropical e aumento na abundância de savana, refletindo uma mudança para condições climáticas mais secas entre 30.000 e >25.000 anos A.P.

Na Lagoa da Pata (oeste da Amazônia), o período compreendido entre 31.000 e 18.000 anos A.P. é marcado por um hiato no perfil sedimentar, sugerindo condições secas nessa região (COLINVAUX ET AL., 1996). Essas condições secas também foram registradas em Noel Kempff Mercado National Park (NKMNP), no sudoeste da Amazônia (MAYLE, BURBRIDGE, KILLEEN, 2000), em Humaitá, no

noroeste da Amazônia (GOUVEIA ET AL., 1997), assim como no nordeste do Brasil (BEHLING ET AL., 2000) e estão ligadas a temperaturas 4-5°C mais frias que as atuais na bacia Amazônica durante o UMG (BUSH, COLINVAUX, 1990; COLINVAUX ET AL., 1996; BUSH ET AL., 2004; MAYLE ET AL., 2004; CORREA-METRIO ET AL., 2012b).

Posteriormente, de ~20.000 a 17.500 anos A.P., a ocorrência de campos rupestres, palmeiras (*Mauritia sp*), macrófitas (Cyperaceae), algas e fungos na área de estudo indicou uma mudança para condições climáticas relativamente quentes e úmidas durante o Glacial tardio. Da mesma forma, no Lago Consuelo, oeste da Amazônia (BUSH, SILMAN, URREGO, 2004), a transição do Pleistoceno para o Holoceno foi marcada pelo declínio de *taxa* adaptados ao frio e aumento na abundância de *taxa* de planícies baixas devido a mudança para condições climáticas mais quentes a partir de 19.000 anos A.P.

Na Serra Sul de Carajás, o período entre 17.500 e 5.000 anos A.P. foi caracterizado por condições mais quentes e secas. O registro polínico foi composto predominantemente por campos rupestres com retração de formações florestais. Este período apresentou fácies de lama oxidada, indicando diminuição no nível de água do lago, com exposição subsuperficial do depósito, como foi registrado por estudos anteriores na mesma região (SIFEDDINE ET AL., 1994; CORDEIRO ET AL., 2008). Registros polínicos obtidos por Hermanowski et al. (2012) mostraram a expansão da savana, a retração da floresta e a diminuição significativa de *taxa* adaptados ao frio entre 25.000 e 11.400 anos A.P., indicando o aumento de temperatura e a ocorrência de condições climáticas secas durante o Holoceno Inferior a Médio em Carajás. Na Lagoa da Pata (oeste da Amazônia), o intervalo mais seco ocorreu de 9.000 a 5.000 anos A.P. e estimou-se que a paleotemperatura média durante o máximo termal do Holoceno, compreendido entre 10.500 e 5.400 anos A.P. (HAUG ET AL., 2001) foi de 1°-3°C mais quente que a temperatura atual (BUSH ET AL., 2004). Da mesma forma, outras áreas mostraram condições áridas durante o Holoceno Inferior a Médio, marcados pela abundância de campos naturais/rupestres e diminuição no nível dos lagos, como em Humaitá, oeste da Amazônia (GOUVEIA ET AL., 1997; FREITAS ET AL., 2001; COHEN ET AL., 2014), Marabá, sudeste da Amazônia (GUIMARÃES ET AL., 2013a), Rondônia, sudoeste

da Amazônia (PESSEDA ET AL., 1998a, b) e no Altiplano Boliviano (BAKER ET AL., 2001; MAYLE, BEERLING, 2004).

A partir de 5.000 anos A.P., houve o estabelecimento de condições climáticas úmidas e quentes no sudeste (ABSY ET AL., 1991; SIFEDDINE ET AL., 1994; HERMANOWSKI ET AL., 2012; GUIMARÃES ET AL., 2013a; HERMANOWSKI, COSTA, BEHLING, 2014), sul (LEDRU ET AL., 1996; BURBRIDGE, MAYLE, KILLEEN, 2004), noroeste (BUSH ET AL., 2004) e sudoeste da Amazônia (MAYLE, BURBRIDGE, KILLEEN, 2000), que podem ser atribuídas ao aumento gradual da precipitação média anual a partir do final do Holoceno Médio (BURBRIDGE, MAYLE, KILLEEN, 2004; SALGADO-LABOURIAU ET AL., 1997).

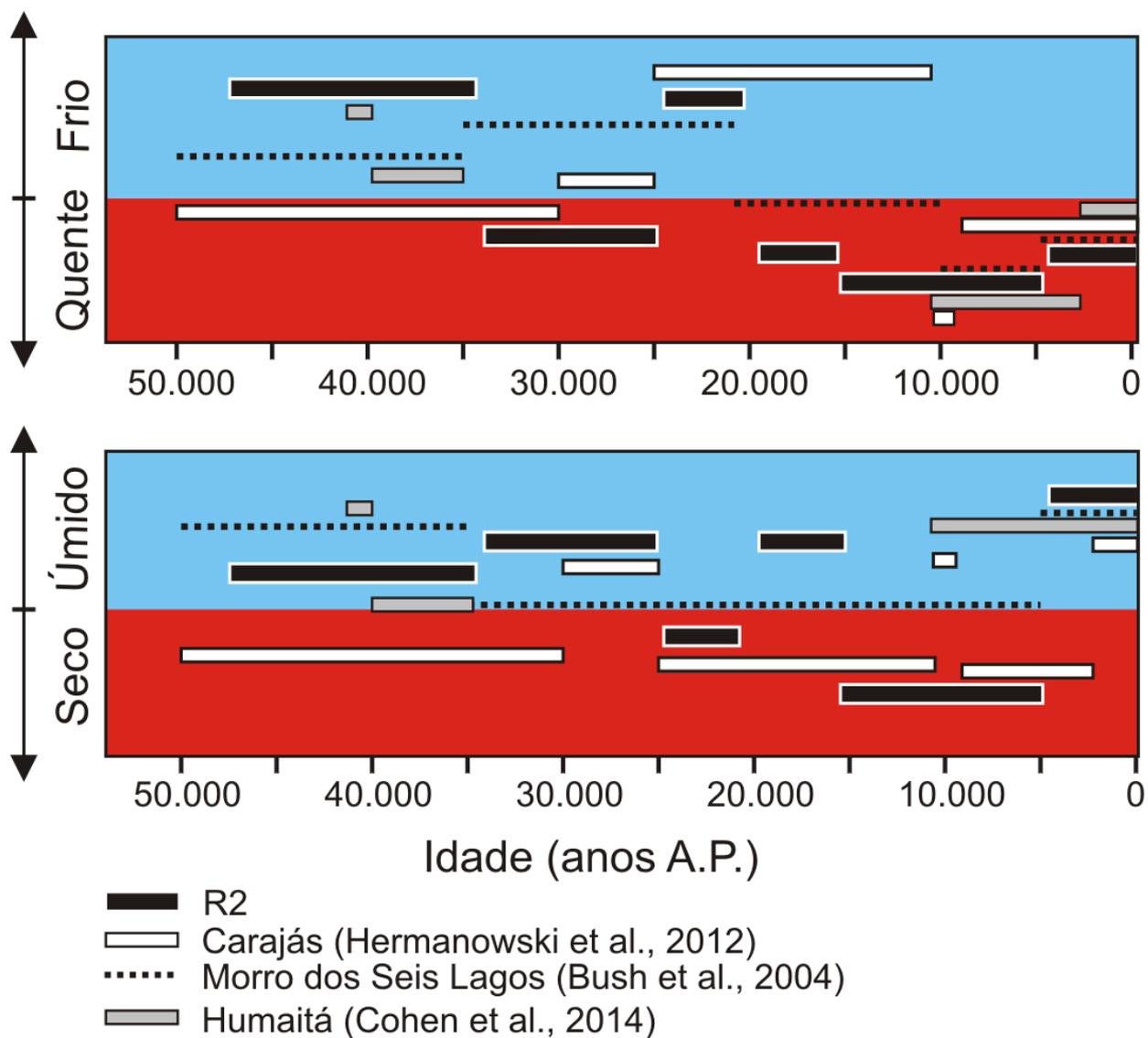


Figura 7: Comparação entre as condições paleoclimáticas relativas em termos de precipitação (figura inferior; seco e úmido) e temperatura (figura superior; quente e frio) dos últimos 50.000 anos A.P. da área de estudo e de trabalhos citados ao longo do texto.

6 CONCLUSÃO

A análise integrada dos dados palinológicos e sedimentares mostrou modificações significativas na composição e distribuição da vegetação em resposta as mudanças ambientais e climáticas que ocorreram ao longo dos últimos 47.000 anos A.P. no sudeste da Amazônia.

O contínuo aporte de material alóctone e autóctone para o interior do lago quando ativo, entre 47.000 e 34.000 anos A.P., permitiu a preservação de assembleias palinológicas compostas por representantes de savanas, formações florestais, palmeiras, macrófitas, pteridófitas, algas e fungos. Além disso, registrou a ocorrência de *taxa* adaptados ao frio como *Ilex*, *Podocarpus*, *Weinmannia*, *Dacrydium*, *Alnus* e *Myrsine*, que serviram como fortes indicadores de condições úmidas e frias em Carajás. A ocorrência de siderita e ausência de registro polínico no período de 34.000 a 20.000 anos A.P. mostrou a interrupção de condições úmidas por um evento seco, correspondente ao UMG.

No Pleistoceno Tardio ao Holoceno Médio, entre 17.500 e 5.000 anos A.P., condições mais secas ocasionaram a diminuição do nível de água do lago, exposição subaérea do depósito e a interrupção da sedimentação lacustre. Além disso, o aumento da insolação e da temperatura, impulsionaram mudanças na composição da vegetação. Uma delas foi ausência de *taxa* andinos ao longo dos últimos 30.000 anos A.P. na área estudada, o que sugere a extinção dessas espécies devido às condições climáticas terem se tornado desfavoráveis a elas nas planícies baixas do sudeste da Amazônia.

Os últimos 5.000 anos A.P. foram marcados principalmente pelo retorno de condições climáticas úmidas no sudeste da Amazônia. O aumento na taxa de sedimentação e da produtividade no lago corroboraram tal afirmação. Registros polínicos mostraram o estabelecimento da vegetação herbácea no interior do lago, completamente preenchido, em torno de 2.500 anos A.P.

Por fim, a presença de *taxa* de savana em grande percentagem ao longo dos últimos 47.000 anos A.P. e sob condições climáticas secas e úmidas, reforça que tal fitofisionomia está adaptada às situações adversas e fortemente ligada às condições edáficas. Por outro lado, as formações florestais sofreram modificações composicionais significativas diante das mudanças climáticas, indicando que tais

elementos são chaves fundamentais para a interpretação paleoclimática, uma vez que, são mais sensíveis as mudanças ambientais. Portanto, variações na abundância de pólen de savana e a indicação de avanço/expansão dessa tipologia vegetal em relação ao clima devem ser avaliadas com extrema cautela.

REFERÊNCIAS

- ABSY, M. L. et al. Mise en evidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60.000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. **Comptes rendus de l'Académie des Sciences**, Paris, v.312, n.2, p.673-678, 1991.
- ADAMS, J.; MASLIN, M.; THOMAS, E. Sudden climate transitions during the Quaternary. **Progress in Physical Geography**, v.23, p.1-36, 1999.
- ALVARES, C. A. et al. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v.22, p.711-728, 2013.
- BAKER, P. A. et al. The History of South American Tropical Precipitation for the past 25,000 years. **Science**, v.291, p.640-643, 2001.
- BEHLING, H; COSTA, M. L. Holocene Environmental Changes from the Rio Curuá Record in the Caxiuanã Region, Eastern Amazon Basin. **Quaternary Research**, v.53, p.369-377, 2000.
- BEHLING, H. et al. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. **Quaternary Science Reviews**, v.19, p.981-994, 2000.
- BEHLING, H. et al. Holocene environmental changes in the Central Amazon Basin inferred from Lago Calado (Brazil). **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v.173, n.1-2, p.87-101, 2001.
- BRADLEY, R. S. **Paleoclimatology: Reconstructing climates of the Quaternary**. Second Edition. Academic Press, v.68, 631p, 1999.
- BURBRIDGE, R. E.; MAYLE, F. E.; KILLEEN, T. J. Fifty-thousand-year vegetation and climate history of Noel Kempff Mercado National Park, Bolivian Amazon. **Quaternary Research**, v.61, p.215– 230, 2004.
- BUSH, M. B.; COLINVAUX, P. A. A pollen record of a complete glacial cycle from lowland Panama. **Journal of Vegetation Science**, v.1, p.105-118, 1990.
- BUSH, M. B. et al. Orbital forcing signal in sediments of two Amazonian lakes. **Journal of Paleolimnology**, v.27, p.341-352, 2002.
- BUSH, M. B. et al. Amazonian paleoecological histories: one hill, three watersheds. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.214, p.359-393, 2004.
- BUSH, M. B.; SILMAN, M. R.; URREGO, D. H. 48,000 Years of Climate and Forest Change in a Biodiversity Hot Spot. **Science**, v.303, p.827-829, 2004.
- BUSH, M. B.; De OLIVEIRA, P. E. The rise and fall of the Refugial Hypothesis of Amazonian Speciation: a paleoecological perspective. **Biota Neotropica**, v.6, n.1, 2006.

- BUSH, M. B.; FLENLEY, J. R. **Tropical Rainforest Responses to Climatic Change**. Springer-Praxis Publishing, Chichester, UK, p.99-104, 2007.
- BUSH, M. B.; METCALF, S. E. Latin America and the Caribbean. In **Quaternary Environmental Change in the Tropics** (Metcalf, S.E.; Nash, D.J. (Eds), p.263-311, 2012.
- CARREIRA, L. M. M.; BARTH, O. M. **Atlas de Pólen da vegetação de canga da Serra de Carajás (Pará, Brasil)**. Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, 2003.
- CARVALHO, A. T. **Sedimentologia, mineralogia e geoquímica dos sedimentos do Pântano da Mauritia na serra sul, Carajás (Pará)**. 2010. 133p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Belém, Pará, 2010.
- CHENG, H. et al. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. **Nature Communications**, v.4, p.1-6, 2013.
- CHIVAS, A. R. et al. Sea-level and environmental changes since the last interglacial in the Gulf of Carpentaria, Australia: An overview. **Quaternary International**, v.83–85, p.19–46, 2001.
- COHEN, M. C. L. et al. Late Pleistocene glacial forest of Humaitá—Western Amazonia. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v.415, p.37-47, 2014.
- COLINVAUX, P. A. et al. A long pollen record from lowland Amazonia: Forest and cooling in glacial times. **Science**, v.274, p.85– 87, 1996.
- COLINVAUX, P. A. et al. **Amazon Pollen Manual and Atlas** - Manual e Atlas Palinológico da Amazônia. Hardwood Academic, Amsterdam, 332 pp., 1999.
- COLINVAUX, P. A.; De OLIVEIRA, P. E. Palaeoecology and climate of the Amazon basin during the last glacial cycle. **Journal of Quaternary Science**, v.15, p.347-356, 2000.
- COLINVAUX, P. A.; De OLIVEIRA, P. E.; BUSH, M. B. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: The failure of the aridity and refuge hypotheses. **Quaternary Science Reviews**, v.19, p.141-169, 2000.
- CORDEIRO, R. C. et al. Holocene fires in East Amazonia (Carajás), new evidences, chronology and relation with paleoclimate. **Global and Planetary Change**, v.61, p.49–62, 2008.
- CORDEIRO, R. C. et al. Biogeochemical indicators of environmental changes from 50 Ka to 10 Ka in a humid region of the Brazilian Amazon. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v. 299, p.426–436, 2011.
- CORREA-METRIO, A. et al. The influence of abrupt climate change on the ice-age vegetation of the Central American lowlands. **Journal of Biogeography**, v.39, p.497–509, 2012b.

COSTA, M. L.; CARMO, M. S.; BEHLING, H. Mineralogia e geoquímica de sedimentos lacustres com substrato laterítico na Amazônia Brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v.35, p.165-176, 2005.

CRUZ, F. W. et al. Orbitally driven east–west antiphasing of South American precipitation. **Nature Geoscience**, v.2, p.210-214, 2009.

DEINES, P. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: Fritz P, Fontes JC (eds) **The terrestrial environment: Handbook of environmental isotope geochemistry**. (The terrestrial environment vol 1). Elsevier, Amsterdam, pp 329–406, 1980.

DEARING, J. A. et al. Extending the timescale and range of ecosystem services through paleoenvironmental analyses, exemplified in the lower Yangtze basin. **Proceeding of National Academy of Science**, v.109, p.1111-1120, 2012.

FAEGRI, K.; IVERSEN, J. **Textbook of Pollen Analyses**. John Wiley and Sons LTD, Chichester, 328 pp., 1989.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma Revisão Geral Sobre O Clima da Amazônia. **Acta Amazonica**, v.28, p.101-126, 1998.

FREITAS, H. A. et al. Late Quaternary Vegetation Dynamics in the Southern Amazon Basin Inferred from Carbon Isotopes in Soil Organic Matter. **Quaternary Research**, v.55, p.39-46, 2001.

GENTRY, A. H. Tree species richness of upper Amazonian forests. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v.85, p.156–159, 1988.

GOLDER ASSOCIATES BRASIL CONSULTORIA E PROJETOS LTDA. **EIA-RIMA: Projeto Ferro Carajás S11D**. Belo Horizonte, 2010.

GOUVEIA, S. E. M. et al. Dinâmica de vegetações durante o Quaternário recente no Sul do Amazonas, indicada pelos isótopos do carbono (^{12}C , ^{13}C , ^{14}C) do solo. **Geochimica Brasiliensis**, v.11, n.3, p.355-367, 1997.

GRIMM, E. C. CONISS: A Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. **Computers & Geosciences**, v.13, p.13-35, 1987.

GUIMARÃES, J. T. F. et al. Recent effects of tidal and hydro-meteorological changes on coastal plains near the mouth of the Amazon River. **Earth Surface Processes and Landforms**, DOI: 10.1002/esp.3396, 2013a.

GUIMARÃES, J. T. F. et al. An integrated approach to relate Holocene climatic, hydrological, morphological and vegetation changes in the southeastern Amazon region. **Vegetation History and Archaeobotany**, v.22, p.185-198, 2013b.

HAFFER, J. Speciation in Amazonian forest birds. **Science**, v.165, p.131-37, 1969.

HARBELE, S. G.; MASLIN, M. A. Late Quaternary vegetation and climate change in the Amazon basin based on a 50,000 year pollen record from the Amazon fan ODP Site 932. **Quaternary Research**, v.51, p.27-38, 1999.

HAUG, G. H. et al. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. **Science**, v.293, p.1304-1308, 2001.

HERMANOWSKI, B. et al. Paleoenvironmental dynamics and underlying climatic changes in southeast Amazonia (Serra Sul dos Carajás, Brazil) during the late Pleistocene and Holocene. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v.365-366, p.227-246, 2012.

HERMANOWSKI, B.; COSTA, M. L.; BEHLING, H. Possible linkages of palaeofires in southeast Amazonia to a changing climate since the Last Glacial Maximum. **Vegetation History and Archaeobotany**, v.24, p.279-292, 2014.

HESSE, M. et al. **Pollen terminology: An illustrated handbook**. Springer, Verlag, Berlin, 2008.

HOORN, C. (Ed.). **Amazonia, Landscape and Species Evolution**. Wiley-Blackwell, p. 317–334, 2010.

HYDE, H. A., WILLIAMS, D. A. **The right word**. **Pollen Analysis Circular**, v.8: 6, 1944.

JARAMILLO, C. et al. The origin of the modern Amazon rainforest: implications of the palynological and palaeobotanical record. In **Amazonia, Landscape and Species Evolution** (Hoorn, C. and Wesselingh, F., (Eds), p. 317–334, Wiley-Blackwell, 2010.

LEDRU, M. et al. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.123, p.239-257, 1996.

MAGALHÃES, M. P. **Physis da origem. O sentido da História na Amazônia**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2005.

MAGRI, D. Late-Quaternary changes of plant biomass as recorded by pollen-stratigraphical data: a discussion of the problem at Valle di Castiglione, Italy. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v.81, p.313-325, 1994.

MAURITY, C. W., KOTSCHOUBEY, B. Evolução Recente da Cobertura de Alteração no Platô NI – Serra dos Carajás-PA. Belém: **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, série ciências da Terra, 1995.

MAYLE, F. E.; BURBRIDGE, R.; KILLEEN, T. J. Millennial scale dynamics of Southern Amazonian rainforests. **Science**, v.290, p. 2291-2294, 2000.

MAYLE, F. E.; BEERLING, D. J. Late Quaternary changes in Amazonian ecosystems and their implications for global carbon cycling. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.214, p.11-25, 2004.

MAYLE, F. E. et al. Responses of Amazonian ecosystems to climatic and atmospheric carbon dioxide changes since the last glacial maximum. **Philosophical Transactions of the Royal Society B**, v.359, p.499-514, 2004.

MDGEO. Estimativa das Reservas de Água Subterrânea do Corpo 'D' – Serra Sul, CVRD, Carajás, PA, 2007.

MERCURI, A. M., MARIGNANI, M., SADORI, L. Palynology: the bridge between palaeoecology and ecology for the understanding of human-induced global changes in the Mediterranean area. **Annali Di Botanica**, v.3, p.107-113, 2013.

MEYERS, P. A. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. **Chemical Geology**, v.114, p.289–302, 1994.

MORAES, B. C. et al. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. *Acta Amazonica*, v.35, p.207-214, 2005.

MOREIRA, L. S. et al. Reconstituição paleoambiental do Lago Santa Ninha, Várzea do Lago Grande de Curuai, Pará, Brasil. **Acta Amazonica**, v.39, n.3, p.609-616, 2009.

NUNES, J. A. Florística, Estrutura e Relações solo-vegetação em gradiente fitofisionômico sobre canga, na Serra Sul, Flona de Carajás – Pará. 2009. 112p. Dissertação (Mestrado), Universidade de Viçosa, Viçosa, Minas Gerais, 2009.

O'LEARY, M. H. Carbon Isotopes in Photosynthesis. **BioSciences**, v.38, p.328-336, 1988.

PESSENDA, L. C. R. et al. ^{14}C dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest-savanna boundary areas in the southern Brazilian Amazon region. **Radiocarbon**, v.40, p.1013-1022, 1998a.

PESSENDA, L. C. R. et al. The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem transect: implication for vegetation changes in the Rondonia state, southwestern Brazilian Amazon region. **The Holocene**, v.8, n.5, p.599-603, 1998b.

PESSENDA, L. C. R. et al. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. **The Holocene**, v.11, n.2, p.250-254, 2001.

PETIT, J. R. et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. **Nature**, v.399, p.429-436, 1999.

PINHEIRO, Roberto Vizeu Lima. O Contexto Geológico das Cavernas do Pará. Espéleo Amazônico – GEP. Belém: n.2, p.13 – 14, 1987.

PINHEIRO, R. V. L., MAURITY, C. W. As cavernas em rochas intempéricas da Serra dos Carajás - Brasil. Congresso Espeleológico América Latina/Caribe. Anais. Belo Horizonte, SBE: p. 179 -186, 1988.

PINHEIRO, R. V. L., HOLDSWORTH, R. E. Reactivation of Archean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. **Journal of the Geological Society**, v.154, p.99-103, 1997.

PORTO, M. L.; SILVA, M. F. F. Tipos de vegetação metalófila em áreas da Serra de Carajás e de Minas Gerais, Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, v.3, p.13-21, 1989.

PRENTICE, I. C., WEBB III, T. Pollen percentages, tree abundances and the Fagerlind effect. **Journal of Quaternary Science**, v.1, p.35-43, 1986.

RAPP, D. **Assessing Climate Change: Temperatures, Solar Radiation, Heat Balance**. Springer-Praxis Publishing, California, USA, 2008.

RAYOL, B. P. Análise florística e estrutural da vegetação xerófila das savanas metalófilas na Floresta Nacional de Carajás: subsídios à conservação. Pará. 2006. 87p. Dissertação (Mestrado), Universidade Rural da Amazônia, Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, Pará, 2006.

REIMER, P.J. IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration 26–0 ka B.P. **Radiocarbon**, v.46, p.1029–1058, 2004.

RIBEIRO, R. J. et al. Estudo fitossociológico nas regiões de Carajás e Marabá-Pará, Brasil. **Acta Amazonica**, v.29, n.2, p.207-222, 1999.

ROLIM NETO, F. C. Topolitossequências de solos do Alto Paranaíba: atributos físicos, químicos e mineralógicos. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v.33, p.1795-1809, 2009.

ROUBIK, D. W.; MORENO, J. E. P. **Pollen and Spores of Barro Colorado Island**. St. Louis, Monographs in Systematic Botany, v. 36, 1991.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. et al. Late Quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.128, p.215-226, 1997.

SCHNURREMBERGER, D.; RUSSEL, J.; KELTS, K. Classification of lacustrine sediments based on sedimentar components. **Journal of Paleolimnology**, v.29, p.141-154, 2003.

SIFEDDINE, A. et al. La sédimentation lacustre indicateur de changements des paléoenvironnements au cours des 30.000 dernières années (Carajas, Amazonie, Brésil). **Comptes rendus de l'Académie des Sciences**, Paris, v.318, n.2, p.1645-1652, 1994.

SIFEDDINE, A. et al. Variations in the Amazonian rainforest environment: A sedimentological record covering 30,000 years. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoeecology**, v.168, p.221-235, 2001.

SILVA, M. F. F. Análise florística da vegetação que ocorre sobre canga hematítica em Carajás, Pará (Brasil). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Botânica*, v.7, p.79-107, 1991.

SILVA, M. F. F.; ROSA, N. A. Análise do estrato arbóreo da vegetação sobre jazidas de cobre na Serra dos Carajás – PA. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, série Botânica, v.5, p.175-206, 1989.

SOUZA, S. R.; OLIVEIRA, A. O.; HARTMANN, C. Utilização do testemunhador *Russian Peat Borer* no Saco do Martins, Estuário da Laguna dos Patos: RS, Brasil. **Gravel**, v.6, p.1-13, 2008.

TRAVERSE, A. **Paleopalynology**. Unwin Hyman, London, 600p, 1988.

URREGO, D. H.; SILMAN, M. R.; BUSH, M. B. The Last Glacial Maximum: stability and change in a western Amazonian cloud forest. **Journal of Quaternary Science**, v.20, p.693–701, 2005.

VAN DER HAMMEN, T. The Pleistocene changes of vegetation and climate in tropical South America. **Journal of Biogeography**, v.1, p.3-26, 1974.

VAN DER HAMMEN, T.; HOOGHIEMSTRA, H. Neogene and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazonia. **Quaternary Science Reviews**, v.19, p.725-742, 2000.

VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará. Belém, PA. CPRM. 328 p., 2008.

VIDOTTO, E. et al. Dinâmica do ecótono floresta-campo no sul do estado do Amazonas no Holoceno, através de estudos isotópicos e fitossociológicos. **Acta Amazonica**, v.37, n.3, p.385-400, 2007.

WALKER, R. G. **Facies, facies models and modern stratigraphic concepts**. In: Walker RG, James NP (Eds.) *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Ontario, p.1-14, 1992.