

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SÃO CARLOS  
CENTRO DE CIÊNCIAS BIOLÓGICAS E DA SAÚDE  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ECOLOGIA E RECURSOS NATURAIS**

**CONTRIBUIÇÃO À PALEOECOLOGIA DA AMAZÔNIA MERIDIONAL NA  
PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO DO RIO TELES PIRES, DO NORTE DO ESTADO  
DE MATO GROSSO**

**Jesus da Silva Paixão**

**SÃO CARLOS, SP  
2010**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SÃO CARLOS  
CENTRO DE CIÊNCIAS BIOLÓGICAS E DA SAÚDE  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ECOLOGIA E RECURSOS NATURAIS**

**CONTRIBUIÇÃO À PALEOECOLOGIA DA AMAZÔNIA MERIDIONAL NA  
PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO DO RIO TELES PIRES, DO NORTE DO ESTADO  
DE MATO GROSSO**

**Jesus da Silva Paixão**

**Tese apresentada ao programa de PósGraduação em Ecologia e Recursos Naturais do Centro de Ciências Biológicas e da Saúde da Universidade Federal de São Carlos, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências, Área de Concentração em Ecologia e Recursos Naturais.**

**Orientação Prof. Dr. Marcelo Adorna Fernandes**

**São Carlos, SP  
2010**

**Ficha catalográfica elaborada pelo DePT da  
Biblioteca Comunitária/UFSCar**

P149cp

Paixão, Jesus da Silva.

Contribuição à paleoecologia da Amazônia Meridional na planície de inundação do Rio Teles Pires, do norte do Estado do Mato Grosso / Jesus da Silva Paixão. -- São Carlos : UFSCar, 2010.

101 f.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal de São Carlos, 2010.

1. Paleoecologia. 2. Geologia ambiental. 3. Isótopos. 4. Quaternário. I. Título.

CDD: 560.45 (20<sup>a</sup>)

Jesus da Silva Paixão

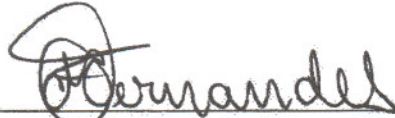
**CONTRIBUIÇÃO À PALEOECOLOGIA DA AMAZÔNIA MERIDIONAL NA  
PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO DO RIO TELES PIRES NO NORTE DO ESTADO  
DE MATO GROSSO**

Tese apresentada à Universidade Federal de São Carlos, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Aprovada em 27 de abril de 2010

**BANCA EXAMINADORA**

Presidente



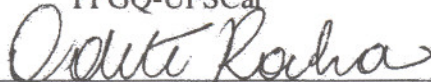
Prof. Dr. Marcelo Adorna Fernandes  
(Orientador)

1º Examinador



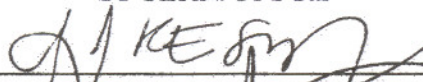
Prof. Dr. Antonio Aparecido Mozeto  
PPGQ-UFSCar

2º Examinador



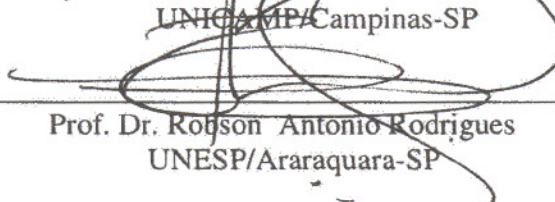
Profa. Dra. Odete Rocha  
PPGERN/UFSCar

3º Examinador



Profa. Dra. Fresia Soledad Ricardi Torres Branco  
UNICAMP/Campinas-SP

4º Examinador



Prof. Dr. Robson Antonio Rodrigues  
UNESP/Araraquara-SP

*Dedico este trabalho a minha esposa Berenice e meu filho Luan, por estarem sempre ao meu lado, ainda que esteja longe.*

“o vento é o mesmo  
mas sua resposta é diferente, em cada folha.  
Somente a árvore seca fica imóvel,  
entre borboletas e pássaros.”

Cecília Meireles

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Prof. Dr. Marcelo Adorna Fernandes pelas orientações e parcerias, mesmo em momentos difíceis como nas atividades de coleta.

Ao Prof. Dr. Luiz Eduardo Moschini (Du) pelo apoio no geoprocessamento

A Universidade do Estado de Mato Grosso por facultar esta oportunidade de qualificação

A Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de Mato Grosso pelo aporte financeiro que viabilizou a realização do presente estudo.

Ao HERBAM – Herbário da Amazônia Meridional pela contribuição nas questões botânicas

Ao MUHISNAF pela estrutura geral disponibilizada para realizar análises palinológicas e os estudos necessários para o projeto

Aos técnicos da UFSCar Luiz Aparecido Joaquim e Airton Santo Soares pelo apoio na campanha de amostragem

Aos técnicos da UNEMAT Lígia Ebúrneo, Mairo Fábio Camargo pelas contribuições na implementação das análises laboratoriais

A bolsista Maria Michele da Silva Paz pela imprescindível contribuição nos trabalhos palinológicos

Ao Dr. Oswaldo Baffa do Instituto de Física da USP pela contribuição na datação da megafauna

A Dra. Fresia Ricardi Branco da Universidade de Campinas pelo apoio nos trabalhos de palinologia

A Dra. Guaciara dos Santos da Universidade da Califórnia pelo empenho na viabilização da datação das amostras

A Dra. Soraia Girardi Bauermann do Laboratório de Palinologia da Universidade Luterana do Brasil pelo apoio nos trabalhos de palinologia

Ao Dr. Plínio Barbosa de Camargo do CENA/USP pelo apoio na viabilização das análises isotópicas

A todos que diretamente ou indiretamente ajudaram na trajetória deste trabalho, o meu muito obrigado.

## RESUMO

Registros de dados isotópicos e elementares de carbono e nitrogênio e palinológicos em sedimentos lacustres e solos têm sido utilizados para estudos da paleoecologia do Quaternário em todo mundo, inclusive na Amazônia em sítios específicos, a exemplo da região de Carajás, Lagoa da Pata e região de Porto Velho no estado de Rondônia fazendo-se necessário o registro na região centro meridional da região. Foram coletados dois testemunhos de sondagem na Lagoa Jabuti e um testemunho no Sítio Três Coqueiros na planície de inundação do rio Teles Pires no norte de Mato Grosso. Os testemunhos foram analisados elementar e isotopicamente para nitrogênio e carbono (%C, %N,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{15}\text{N}$  e C/N), além de palinologia e datação radiométrica pelo  $^{14}\text{C}$  via AMS. Foram ainda utilizadas amostras da megafauna quaternária e elementos da cultura material. A partir das análises executadas, especialmente  $\delta^{13}\text{C}$  (-222 a - ) verifica-se que na Amazônia Meridional matogrossense não ocorreram significativas mudanças ecológicas no período estudado, que está em torno dos 5.500 anos, exceto pelo registro de uma alteração relativamente acentuada nos valores isotópicos de carbono há cerca de 2.700 anos A.P. A análise palinológica dos sedimentos da Lagoa Jabuti evidenciaram a predominância de elementos florestais sobre ervas/pteridófitas coincidindo com os dados de levantamentos botânicos efetuados na região em que sobressaem famílias *Fabaceae*, *Arecaceae*, *Euphorbiaceae*, *Malvaceae*, *Combretaceae*, *Melastomataceae*, *Annonaceae*, entre as arbóreas; *Cyperaceae*, *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Achantaceae* e *Amaranthaceae* entre as ervas e *Polygonaceae*, *Asplenium* e *Cyatheaceae* entre as pteridófitas. A megafauna considerada no trabalho apresentou pelo ESR idade além da abrangida pelo projeto e a cultura material analisada (cerâmica) revelou que desde os primeiros momentos de ocupação (cerca de 1.300 anos A.P.) as condições ecológicas da região não se alteraram, ainda que tenham sido registrados grandes hiatos na ocupação regional que podem ser interpretados como crises no fornecimento de recursos naturais fundamentais para a sobrevivência na região.

**PALAVRAS-CHAVES:** Paleoecologia – Quaternário - Amazônia Meridional – Composição Isotópica – Palinologia - Megafauna



## **ABSTRACT**

Records of isotopic and elemental carbon and nitrogen and pollen in lake sediments and soils have been used for studies of Quaternary paleoecology worldwide, including in the Amazon at specific sites, such as the region of Carajas, Lake Pata and Region Porto Velho in Rondonia state making it necessary to register in the central southern region. We collected two cores in the Lagoa Jabuti site and a core on the Site Três Coqueiros in the floodplain of the Teles Pires river in northern Mato Grosso state. The cores were analyzed for elemental and isotopic nitrogen and carbon (% C, % N,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{15}\text{N}$  and C/N), and palynology and radiometric dating by  $^{14}\text{C}$  via AMS. Was also used samples of Quaternary megafauna and elements of material culture. From the analysis carried out it appears that southern Amazon in the Mato Grosso there were no significant ecological changes during the study period, which is around 5,500 years B.P., except for the registration of a relatively sharp change in carbon isotope values for about 2,700 years BP. The pollen analysis of the sediment of Jabuti showed the predominance of elements on forest herb/fern coinciding with data from botanical surveys conducted in the area in which stand families *Fabaceae*, *Arecaceae*, *Euphorbiaceae*, *Malvaceae*, *Combretaceae*, *Melastomataceae*, *Annonaceae*, among the trees; *Cyperaceae*, *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Achantaceae* and *Amaranthaceae* between herbs and *Polygonaceae*, *Cyatheaceae* and *Asplenium* among the ferns. The megafauna considered in the paper presented by ESR beyond the age covered by the project and analyzed the material culture (ceramics) revealed that from the earliest moments of occupation (about 1,300 years BP) the ecological conditions of the region have not changed, although they have been registered large gaps in regional occupation that can be interpreted as a crisis in the supply of natural resources necessary for survival in the region.

**KEY WORDS:** Southern Amazon - Paleoecology - Quaternary - Isotopic Composition - Palynology - Megafauna

## LISTA DE FIGURAS

1	Comportamento da temperatura terrestre durante o Fanerozóico. Observe-se que em três momentos a temperatura do planeta foi inferior às médias atuais, indicando períodos de máximos glaciais, enquanto a maior parte do tempo a temperatura média da Terra é superior a atual (modificado de CANTOLLA, 2003).....	4
2	Imagem da superfície solar na linha H-alpha, apresentando as características das manchas solares, a parte interna mais escura (umbra) e a parte circundante, mais clara (penumbra). Fonte: NASA, Sunspots and Solar Cycle, <a href="http://www.sunspotcycle.com">http://www.sunspotcycle.com</a> (ECHER <i>et al.</i> , 2003).....	6
3	Variações de CO <sub>2</sub> e temperatura ao longo do Fanerozóico. Temperatura segundo C.R. Scotese <a href="http://www.scotese.com/climate.htm">http://www.scotese.com/climate.htm</a> e níveis de CO <sub>2</sub> segundo BERNER (2001).....	7
4	Relação entre CO <sub>2</sub> e Temperatura nos últimos 50.000 anos (FERREYRA, 2008).....	8
5	Dióxido de Carbono (CO <sub>2</sub> ) e Temperaturas desde 1960 (FERREYRA, 2008).....	9
6	Localização dos principais sítios amazônicos estudados para paleoecologia do Quaternário (Modificado de COLINVAUX <i>et al.</i> , 2000).	12
7	Comparação simplificada entre os três tipos de plantas (SAGE, 2005).....	17
8	Esquema simplificado de fotossíntese C3.....	18
9	Esquema simplificado de fotossíntese C4.....	18
10	Ciclo natural do carbono, incluindo produção e acumulação e <sup>14</sup> C (BRAIN, 2000).....	24
11	Geração do <sup>14</sup> C (NAEQ, 2010)	25
12	Curva de decaimento a partir da qual pode-se determinar a idade radiocarbônica (PORTALSAOFRANCISCO, 2010).....	26
13	Mapa de localização da área de estudos (LAPA/UFSCar).	31
14	Balsa construída em madeira, suportada por seis bombonas plásticas de 200 litros.....	36
15	Balsa construída em madeira, suportada por seis bombonas plásticas de 200 litros para suporte da plataforma de coleta.....	37
16	Talha acoplada ao tripé para içamento dos testemunhos.....	36
17	Aspecto geral de um testemunho tipo <i>core</i> da Lagoa Jabuti com a base constituída por latossol.....	37
18	Aspecto geral de um testemunho da Lagoa Jabuti com a base apresentando latossol avermelhado.....	38
19	Aspecto geral de um testemunho da planície de inundação do rio Teles Pires sítio Três Coqueiros ilustrando paleossolos soterrados.....	38
20	Sistema simplificado de análise de composição isotópica.....	44
21	Espectrômetro de massa com acelerador.....	45
22	Estratigrafia da Lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso.....	50
23	Estratigrafia da planície de inundação do rio Teles Pires, a partir de um testemunho coletado no Sítio Três Coqueiros no norte do estado de Mato Grosso.....	51
24	Curva característica da cronologia da Lagoa Jabuti, na planície de inundação do rio Teles Pires, no norte do estado de Mato Grosso.....	52

25	Curva característica da cronologia da planície de inundação do rio Teles Pires, no norte do estado de Mato Grosso.....	53
26	Geoquímica orgânica da Lagoa Jabuti de um testemunho da lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso.....	58
27	Comportamento do carbono orgânico (%) ao longo do perfil do testemunho da Lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires.....	59
28	Comportamento da composição isotópica de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) ao longo do perfil do testemunho da Lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires.....	62
29	Comportamento do nitrogênio orgânico (%) ao longo do perfil do testemunho da Lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires.....	63
30	Comportamento da composição isotópica de nitrogênio ( $\delta^{15}\text{N}$ ) ao longo do perfil do testemunho da Lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires.....	63
31	Comportamento da razão C/N ao longo do perfil do testemunho da Lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires.....	65
32	Composição isotópica de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) x razão C/N para indicar fonte de matéria orgânica, conforme MEYERS (1997).....	66
33	Geoquímica orgânica da planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso.....	68
34	Comportamento do carbono orgânico (%) ao longo do perfil de testemunho da planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso.....	69
35	Comportamento da composição isotópica de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) ao longo do perfil de testemunho da planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso.....	69
36	Comportamento do nitrogênio orgânico (%) ao longo do perfil de testemunho da planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso.....	70
37	Comportamento da composição isotópica de nitrogênio ( $\delta^{15}\text{N}$ ) ao longo do perfil de testemunho da planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso.....	71
38	Comportamento da razão C/N ao longo do perfil na planície de inundação de testemunho da planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso.....	72
39	Palinomorfos dos componentes arbóreos e arbustivo da Lagoa Jabuti.....	73
40	Palinomorfos do constituinte herbáceo da Lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso.....	74
41	Esporos de fungos e pteridófitas da Lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso.....	75
42	Participação relativa de árvores e ervas na palinologia da Lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso.....	76
43	Participação relativa dos diferentes tipos vegetais no <i>pool</i> polínico do testemunho da lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires.....	76
44	Comportamento dos principais taxa na palinologia da Lagoa Jabuti.....	77
45	Palinologia de um testemunho coletado na planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso.....	81
46	Perfil estratigráfico esquemático para a bacia fluvial do rio Teles Pires	

	(adaptado de QUADROS <i>et al.</i> (2006) apud NASCIMENTO (2008).....	82
47	Mandíbula e molar de <i>Haplo-mastodon waringi</i> .....	83
48	Úmero de <i>Haplo-mastodon waringi</i> .....	83
49	Artefato lítico polido.....	86
50	Vasilhame cerâmico.....	86
51	Exemplo de arte rupestre da região (Sítio Pedra Preta, no município de Paranaíta).....	86
52	Vasilhame de borda decorada com incisões.....	97
53	Figuras “antropomorfas” e “zoomorfas” afim com tradição Santarém.....	87

## LISTA DE TABELAS

5.1	Idade radiocarbônicas da Lagoa Jabuti e Sítio Três Coqueiros.....	52
5.2	Levantamento das espécies vegetais arbóreas que compõem a atual vegetação da região.....	54
5.3	Composição elementar e isotópica das plantas dominantes na área de abrangência do projeto.....	54
5.4	Composição elementar e isotópica das amostras provenientes da Lagoa Jabuti.....	56
5.5	Composição elementar e isotópica das amostras provenientes da planície de inundação no Sítio Três Coqueiros.....	67
5.6	Participação do tipos vegetais na palinologia da Lagoa Jabuti.....	77
5.7	Estimativa de concentração de palinomorfos por amostra.....	78
5.8	Palinomorfos da planície de inundação do rio Teles Pires.....	79
5.9	Idades da cultura material.....	84

## LISTA DE ABREVIATURAS

UNEMAT	Universidade do Estado de Mato Grosso
CENA	Centro de Energia Nuclear para Agricultura
MUHISNAF	Museu de História Natural de Alta Floresta
HERBAM	Herbário da Amazônia Meridional
FAPEMAT	Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de Mato Grosso
A.P.	Antes do Presente
FATEC/SP	Faculdade de Tecnologia de São Paulo
AMS	Accelerator mass spectrometry
Gy	<i>Giga year</i>
ATP	Adenosina Trifosfato
NADPH	Nicotinamida adenina dinucleotídeo fosfato-oxidase
PROMIN	Programa de Levantamentos Geológicos Básicos
RADAMBRASIL	Levantamento de Recursos Naturais
SEPLAN	Secretaria de Estado de Planejamento
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
UGM	Último Máximo Glacial

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>01</b>
<b>2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>03</b>
<b>2.1 – As mudanças climáticas no tempo geológico.....</b>	<b>03</b>
<b>2.2 - O clima da Amazônia.....</b>	<b>09</b>
<b>2.3 - Os isótopos em estudos ambientais.....</b>	<b>13</b>
<b>2.4 – A discriminação do CO<sub>2</sub> pelas plantas.....</b>	<b>14</b>
<b>2.5 - O registro palinológico.....</b>	<b>19</b>
<b>2.6 - A paleomegafauna como registro paleoecológico.....</b>	<b>21</b>
<b>2.7 - Datação radiométrica C14.....</b>	<b>23</b>
<b>2.8 - A ocupação pré-histórica da Amazônia.....</b>	<b>25</b>
<b>3 – OBJETIVOS.....</b>	<b>28</b>
<b>4 – MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>29</b>
<b>4.1 – Área de estudo.....</b>	<b>29</b>
4.1.1 – Localização.....	29
4.1.2 – Aspectos fisiográficos.....	30
4.1.2.1 - Geologia regional.....	30
4.1.2.2 – Solos .....	33
4.1.2.3 – Geomorfologia.....	33
4.1.2.4 – Vegetação regional.....	34
<b>4.2 – Metodologia de amostragem.....</b>	<b>35</b>
4.2.1 – Amostragem de solos.....	36
4.2.2 – Amostragem de sedimentos.....	36
<b>4.3 – Metodologia de preparação de amostras.....</b>	<b>39</b>
4.3.1 – Amostras para palinologia.....	39
4.3.2 – Amostras para isotopia.....	40
4.3.2.1 – Determinação da razão isotópica.....	40
4.3.2.2 – Datação por AMS.....	41
<b>4.4 – Metodologia analítica.....</b>	<b>42</b>
4.4.1 – Análise palinológica.....	42
4.4.3 – Datação radiométrica AMS.....	43
4.4.4 – Datação por termoluminescência.....	45
4.4.5 – Datação por Ressonância Paramagnética Eletrônica.....	46

4.4.6 – Textura de solos e sedimentos.....	47
4.4.6 – Estratigrafia.....	48
<b>5 – RESULTADOS E DISCUSSÕES.....</b>	<b>50</b>
<b>5.1 – Estratigrafia.....</b>	<b>50</b>
<b>5.2 – Geocronologia.....</b>	<b>51</b>
<b>5.3 – Caracterização da vegetação regional.....</b>	<b>53</b>
<b>5.4 – Composição geoquímica elementar e isotópica da matéria orgânica da Lagoa Jabuti.....</b>	<b>56</b>
5.4.1 – Carbono orgânico total (%).....	57
5.4.2 – Isótopo estável de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ).....	61
5.4.3 – Nitrogênio total (%).....	62
5.4.4 – Isótopo estável de nitrogênio ( $\delta^{15}\text{N}$ ).....	64
5.4.5 – Razão C/N.....	64
<b>5.5 – Composição geoquímica e isotópica da matéria orgânica da planície de inundação do rio Teles Pires.....</b>	<b>66</b>
5.5.1 – Carbono orgânico total (%).....	67
5.5.2 – Isótopo estável de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ).....	67
5.5.3 – Nitrogênio total (%).....	70
5.5.4 – Isótopo estável de nitrogênio ( $\delta^{15}\text{N}$ ).....	70
5.5.5 – Razão C/N.....	71
<b>5.6 – Palinologia.....</b>	<b>72</b>
<b>5.7 – Megafauna.....</b>	<b>81</b>
<b>5.8 – Ocupação humana.....</b>	<b>84</b>
<b>6 – CONCLUSÕES.....</b>	<b>88</b>
<b>7 – REFERÊNCIAS.....</b>	<b>89</b>



## 1 – INTRODUÇÃO

Há muito se sabe que a evolução do nosso planeta está guardada nos eventos geológicos, especialmente os eventos sedimentares que registram em seu desenvolvimento a evolução biológica e ambiental que vêm à tona por intermédio dos fósseis. Além deste, outros indicadores como estruturas geológicas, tipos de rochas e outras correlatas podem revelar as condições ambientais gerais de determinado intervalo do tempo geológico.

Sabe-se também que o registro fóssil, apesar de fundamental em estudos evolutivos, está certamente sujeito a imperfeições, notadamente em função de eventos pós-deposicionais como metamorfismo e erosão, que podem comprometer ou, às vezes, inviabilizar a seqüência evolutiva.

Com o crescente interesse pelos eventos atuais que envolvem a questão climática busca-se encontrar marcadores ecológicos e climáticos que possam fornecer registros cada vez mais detalhados da evolução ecológica do planeta e de determinadas regiões, especialmente no período pós-glacial com o intuito de fazer predições sobre as condições climáticas do futuro próximo no nosso planeta.

Quanto a Amazônia, por muito tempo perdurou a concepção simplista de uma região homogênea e estável com relação à dinâmica climática e ecossistêmica. Hipóteses de situações clímax previam estreitas correlações entre os biótopos conhecidos e o meio físico atual. Conforme CARNEIRO FILHO (2002), os estudos realizados nas últimas décadas vêm de mais a mais contrariando estas suposições e mostrando que ao contrário de uma presumida calmaria ecológica, a Amazônia foi, ao longo da sua história natural, cenário de drásticas mudanças paisagísticas, verdadeiros ajustes adaptativos às constantes mudanças climáticas.

Biogeógrafos começaram a acumular evidências sobre os cenários atuais e pretéritos na Amazônia, estimulando a hipótese de que floresta e cerrado disputaram os espaços geográficos, por ocasião das mudanças climáticas pretéritas.

São amplamente conhecidos os trabalhos tentativos dos anos 70, que definiam setores de confinamento de floresta, durante as fases secas do Quaternário, ao mesmo tempo em que expandiam as formações vegetais abertas de fisionomia savanóide ("refúgios florestais"). Estudos levados a efeito em Roraima (CARNEIRO FILHO, 1993 e 1994; DESJARDINS *et al.*, 1996), permitiram observar que a

distribuição floresta-cerrado nesta região não obedece a qualquer correlação com os solos e o relevo local. Paisagens cuja origem estaria associada a climas mais secos e não florestados, como os "chãos pedregosos", encontram-se hoje recobertas tanto por floresta como por cerrado. O mesmo ocorre com relação ao relevo, que controlaria sobretudo as variações florísticas e fisionômicas no interior de cerrado e floresta.

Restritos ao Holoceno (10.000 anos B.P.) alguns trabalhos mostram que as florestas regrediram por volta de 5.000 a 6.000 anos B.P. (SERVANT *et al.*, 1989), enquanto outros estudos indicam a permanência de floresta nestas fases mais secas (COLINVAUX *et al.*, 1996). Outros dados provenientes de carvão dos solos indicam a ocorrência de paleo-incêndios por volta de 6.000 anos B.P., provavelmente associados a climas mais secos que o atual (SOUBIÉS, 1980, SALDARRIAGA, 1986 e LUCAS *et al.*, 1993).

Mais recentemente, o uso de técnicas da geoquímica isotópica (carbono 13) evidenciou mudanças na distribuição das coberturas vegetais no sul da Amazônia, (SCHWARTZ, 1988, MARTINELLI, 1996; DESJARDINS *et al.*, 1996; PESSENDA, 1998; GOUVEIA, 1998).

Pesquisadores de diversas áreas do conhecimento em diversas partes do planeta buscam dimensionar indicadores paleoecológicos que possam com o máximo de segurança possível reconstituir as condições eco-climáticas das regiões, em escalas cada vez menores a fim de compreender os processos de mudanças climáticas, especialmente durante o Quaternário. A partir de seus resultados projetar-se-iam as mudanças para um futuro próximo com e sem a influência das ações antrópicas, assumindo papel relevante os estudos envolvendo a geoquímica orgânica elementar e isotópica, além de estudos palinológicos e da megafauna.

O objetivo do presente trabalho é discutir sobre a evolução ecológica da Amazônia, com especial ênfase no Quaternário, a partir de sedimentação lacustre e planície de inundação de uma fração da Amazônia Centro Meridional, considerando que tal porção da mega região amazônica é a que ainda não foi objeto de investigação com este fim, muito embora a Amazônia, de forma generalizada, apesar de sua importância e complexidade, continue muito pobre em investigações paleoecológicas e paleoclimáticas.

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 – As mudanças climáticas no tempo geológico

Nos mais recentes anos as mudanças climáticas globais têm se mantido na pauta das discussões, tanto no meio acadêmico, quanto no meio não acadêmico. Mudanças climáticas globais, no entanto, não se restringem ao nosso tempo e as causas e conseqüências imediatas de tais mudanças são, ainda, um dos grandes desafios para a ciência.

Com base em informações geológicas obtidas através de estudos com testemunhos de camadas de gelo, palinologia e sedimentação, podem-se construir seqüências paleoclimáticas, ilustrando o comportamento do clima da Terra ao longo de toda a sua história, especialmente para o último período geológico, o Quaternário. Verifica-se, a partir destes registros, que a temperatura do planeta, assim como as características da atmosfera em termos de constituição, especialmente de gases como o dióxido de carbono, se alteraram drasticamente ao longo do tempo.

A Figura 1 ilustra o comportamento geral da temperatura na Terra durante os últimos 600 milhões de anos, o chamado Eon Fanerozóico (faneros=visível zoe=vida).

As causas para as grandes variações ou inversões climáticas no tempo geológico são ainda controversas e carregadas de ceticismo por algum lado e alarmismo por outro. As “explicações” mais recorrentes para o fenômeno são:

a) a tectônica de placas

A tectônica de placas, ou seja, o movimento das placas da litosfera devido à convecção no manto terrestre, influi no aparecimento de calotas polares e surgimento conseqüente das “eras glaciais”. A tectônica pode levar a concentração de terras em algum dos pólos ou concentrar as massas continentais na zona tropical.

Quando concentradas as terras em regiões polares, estas recebem grandes quantidades de neve caracterizando o clima polar. Quando as terras são concentradas nas regiões tropicais as correntes equatoriais são interrompidas e apenas são mantidas correntes marinhas a partir dos trópicos em direção aos pólos fazendo com que ao se atingir as regiões polares estas correntes desencadeiem um aumento de temperatura que

fazem aumentar a evaporação e precipitação de neve. Tal fato ocorreu há cerca de 3,5 milhões de anos quando, em função do soerguimento do istmo do Panamá, cessou-se a corrente entre o Atlântico e o Pacífico levando a fortalecer a Corrente do Golfo que conduz a formação da Calota Polar Austral.

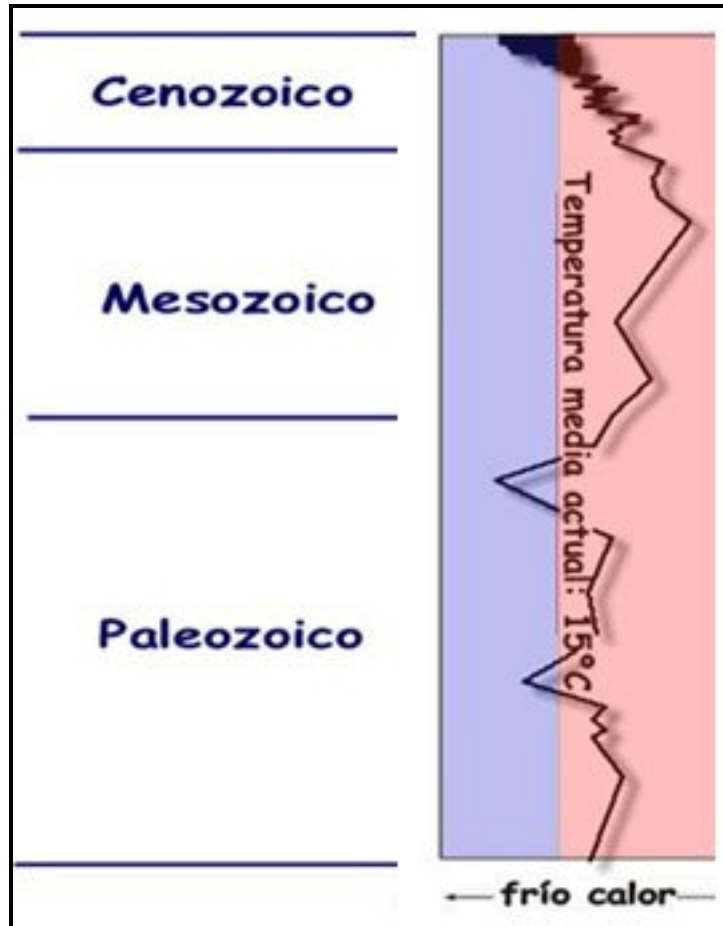


Figura 1 - Comportamento da temperatura terrestre durante o Fanerozóico. Observa-se que em três momentos a temperatura do planeta foi inferior às médias atuais, indicando períodos de máximos glaciais, enquanto a maior parte do tempo a temperatura média da Terra é superior a atual (modificado de CANTOLLA, 2003).

Além de concentrar terras nos pólos ou nas zonas tropicais, a tectônica de placas propicia maior atividade vulcânica o que conduz a maior emissão de gases, especialmente CO<sub>2</sub>, que leva ao aquecimento do clima.

b) o impacto de corpos extraterrestres como asteróides e cometas

O impacto de um asteróide é capaz de proporcionar mudanças climáticas radicais (sem mencionar outros efeitos devastadores). Logo depois do choque, com a enorme quantidade de poeira levantada na atmosfera em escala global, a luz solar não

consegue chegar com força total à superfície, induzindo a um esfriamento global. Depois, com o aumento do vulcanismo, acompanhado pelo assentamento do pó, o mundo passa por um aquecimento global.

O mais conhecido evento de impacto de asteróides na Terra teria ocorrido há cerca de 65 milhões de anos que culminou com a extinção dos grandes répteis e cujo ponto de impacto teria sido no Golfo do México na localidade de Chicxulub onde foi detectada uma cratera com cerca de 180 km de diâmetro.

Normalmente, além da nuvem de poeira que se segue à colisão, verificam-se também concentrações anômalas de compostos químicos como o irídio que também pode trazer conseqüências malélicas ao planeta, especialmente toxidez de seus compotos.

#### c) variações da órbita da Terra

O físico e matemático sérvio Milutin Milankovich observou que o movimento de precessão, a inclinação do eixo terrestre e a excentricidade da órbita terrestre variam ciclicamente ao longo do tempo. Estas variações explicam alguns dos eventos climáticos pois provoca uma mudança na quantidade de radiação recebida por um determinado hemisfério no verão e no inverno.

Segundo a teoria de Milankovich, as configurações orbitais são ciclicamente modificadas: mudanças na excentricidade a cada 100.000 anos; mudança na obliquidade a cada 41.100 anos e mudanças na precessão orbital a cada 25.800 anos (MORAN E MORGAN, 1991).

#### d) ciclo de atividades solares

O Sol passa por variações em sua atividade, ou seja, em suas emissões de radiação. Estes ciclos ocorrem em aproximadamente 11 anos e podem assumir valores máximos ou mínimos, causando várias alterações no clima.

As manchas solares são grandes áreas escuras (umbra) que aparecem na superfície do Sol, circundadas por regiões brilhantes, chamadas penumbra (Figura 2). O núcleo (umbra) irradia a aproximadamente 4.000 K, a penumbra a 5.400 K, e a superfície circunvizinha do Sol, a fotosfera, a 5.800 K.

As manchas com extensão de poucas centenas de quilômetros duram de 1 a 2 dias, porém as maiores, com cerca de milhares de quilômetros podem durar vários meses.

Em 1893 E. Walter Maunder descobriu que as atividades das manchas solares foram grandemente reduzidas no período 1645 a 1715. O número total de manchas solares observadas durante este período, atualmente chamado Mínimo Maunder, foi inferior ao atualmente observado em um único ano. Registros passados de atividades de manchas solares revelam correspondências intrigantes como, por exemplo, a associação do Mínimo Maunder com a Pequena Idade do Gelo.

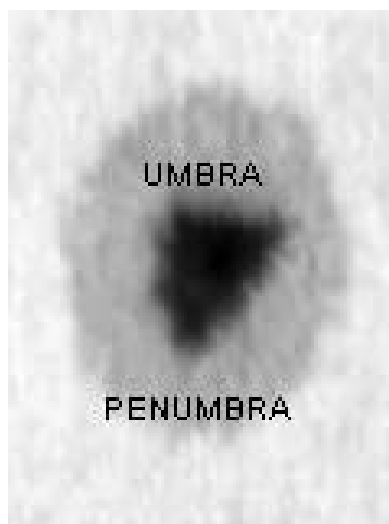


Figura 2. Imagem da superfície solar na linha H-alpha, apresentando as características das manchas solares, a parte interna mais escura (umbra) e a parte circundante, mais clara (penumbra). Fonte: NASA, Sunspots and Solar Cycle, <http://www.sunspotcycle.com> (ECHER *et al.*, 2003).

Observações recentes, feitas por satélites em apenas dois ciclos de manchas solares de 11 anos, sugerem que sua produção possa variar de 0,2% pelo menos, ou seja,  $2,7 \text{ Wm}^{-2}$  dentro de um ciclo. Durante o Ciclo de Gleissberg atual – ciclo solar com um período aproximado de 90 anos - essa variação deve ter sido ainda maior, pois o número máximo de manchas solares nos ciclos de 11 anos variou de cerca de 50 manchas, em 1913, para mais de 200 manchas, em 1957 (MOLION, 2008).

e) a atividade antropogênica.

A atividade antrópica, especialmente nos dois últimos séculos, com a industrialização, consumo de combustíveis fósseis e uso intensivo do solo, tem sido atribuída como uma fonte de mudanças climáticas globais, especialmente no concernente a emissões de dióxido de carbono e metano.

Os registros de concentrações de CO<sub>2</sub> atmosférico estão disponíveis desde o Pré-Cambriano (FERREYRA, 2008), com especial destaque para o Fanerozóico (últimos 600 milhões de anos), conforme pode ser visualizado na Figura 3.

Na medida em que se avança no tempo geológico os dados são mais completos, de sorte que os dados do Quaternário (Figura 4) e, especialmente dos últimos séculos (Figura 5) são a cada dia mais sólidos.

Pela análise do gráfico ilustrado na Figura 3 nota-se que não há, efetivamente, relação quantitativa direta entre concentração atmosférica de CO<sub>2</sub> e temperatura e que, à exceção do período Carbonífero os níveis de CO<sub>2</sub> atmosférico sempre estiveram superiores ao que é registrado no presente, que é de aproximadamente 380 ppm de CO<sub>2</sub> e temperatura da ordem de 15<sup>0</sup>C.

Os estudos realizados a partir de testemunhos de gelo da Estação Vostok (SOON, 2007), na Antártica, revelaram que durante o último período de transição glacial-interglacial o planeta registrou uma variação de 80 ppm na concentração atmosférica de CO<sub>2</sub> enquanto a temperatura modificou-se em aproximadamente 4<sup>0</sup>C.

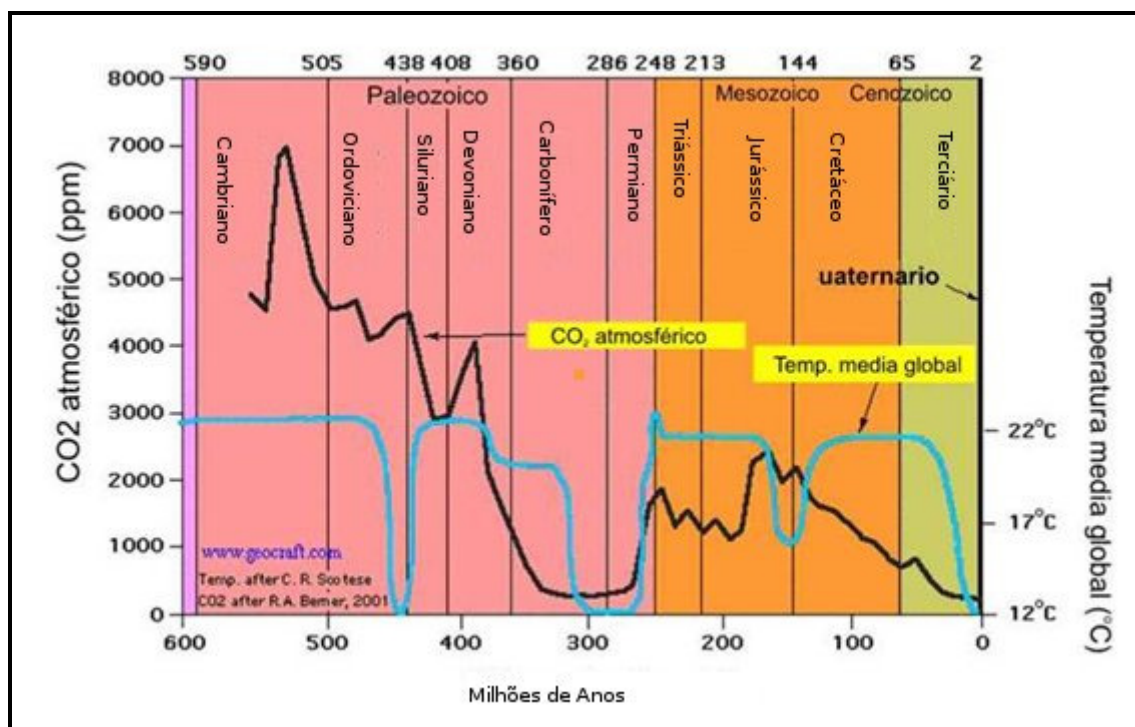


Figura 3 – Variações de CO<sub>2</sub> e temperatura ao longo do Fanerozóico. Temperatura segundo C.R. Scotese <http://www.scotese.com/climate.htm> e níveis de CO<sub>2</sub> segundo BERNER (2001).

As hipóteses para justificar tais variações atmosféricas naturais têm recebido diversas contribuições nas últimas décadas e, em geral, envolve a redistribuição do CO<sub>2</sub> nos principais reservatórios, ou seja, a atmosfera, os oceanos e a biosfera (BUCHDAHL, 1999).

A concentração média mundial de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) atingiu 379,6 partes por milhão (ppmv) no ano de 2003 (cerca de 780 bilhões de toneladas), o que representa um crescimento de 2,2 ppmv em comparação a 2004.

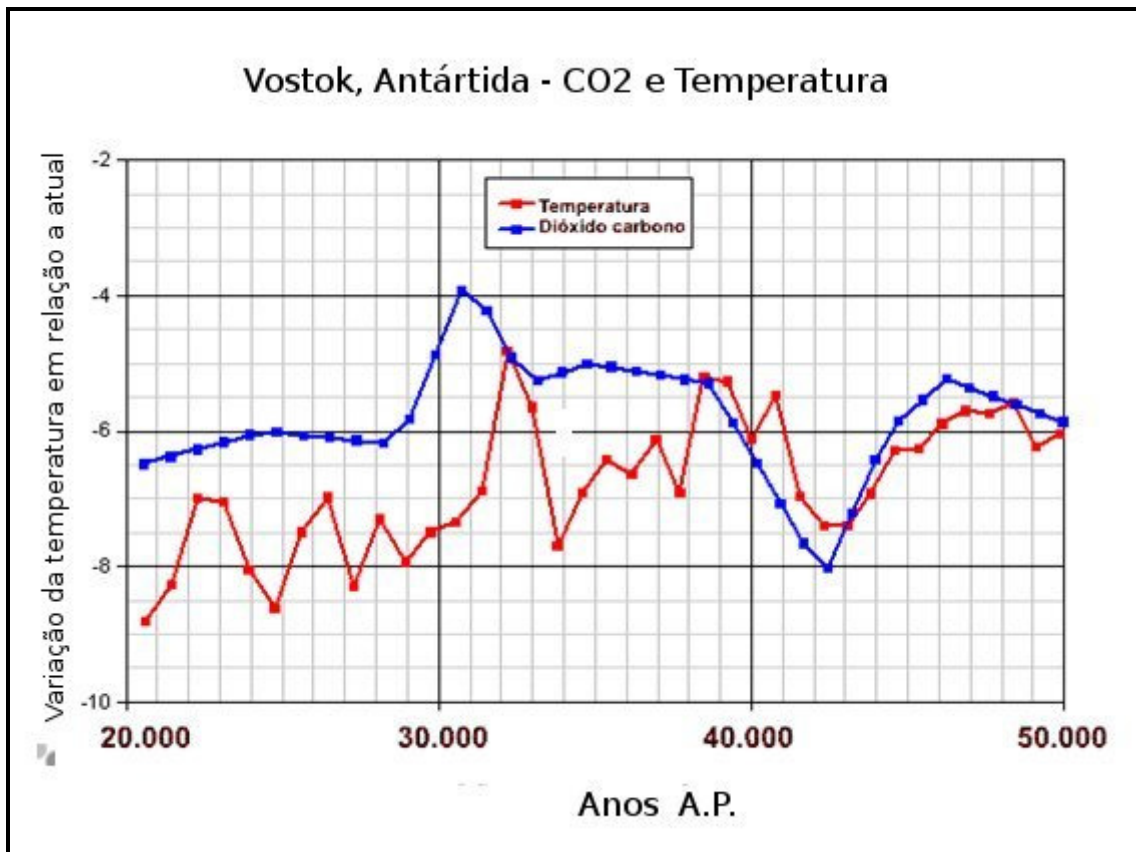


Figura 4 – Relação entre CO<sub>2</sub> e Temperatura nos últimos 50.000 anos (FERREYRA, 2008).



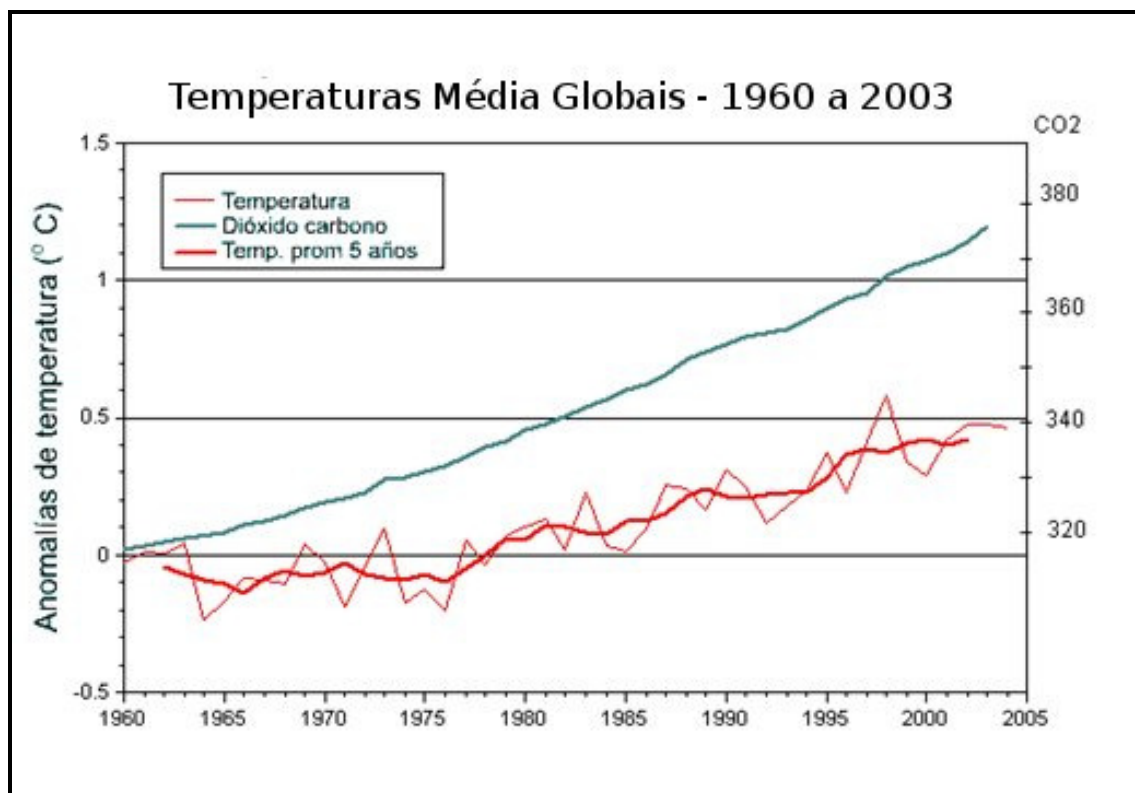


Figura. 5 - Dióxido de Carbono (CO<sub>2</sub>) e Temperaturas desde 1960 (FERREYRA, 2008).

## 2.2 - O clima da Amazônia

A partir do registro palinológico e dados geoquímicos da Bacia Amazônica, incluindo o leque aluvial do Amazonas, há indicação de um clima mais frio com temperaturas  $4.5 \pm 1$  ou  $5 \pm 1$  °C abaixo da média atual durante o Último Máximo Glacial (STUTE *et al.*, 1995; van der HAMMEN e HOOGHMSTRA, 2000, BUSH *et al.*, 2001) o que poderia ser atestado pela presença de espécies típicas de zonas elevadas andinas como *Alnus* e *Podocarpus* nas terras baixas amazônicas (HABERLE e MASLIN, 1999).

Os registros de dados paleoclimáticos da região, no entanto, ainda são muito esparsos.

A evolução da floresta tropical amazônica durante a glaciação do Quaternário foi debatida fortemente durante a última década. A discussão sobre se havia fragmentação da floresta ou não apontou novas idéias acerca de como mudanças climáticas globais pudessem impactar as florestas tropicais. Dois tipos de hipótese emergiram (ANHUF *et al.*, 2007):

1) a floresta tropical amazônica foi fragmentada em ilhas de refúgio e sua extensão areal permaneceu relativamente estável.

2) sua composição florística foi submetida a reassociações de espécie por causa de conexões com os Andes, Tepuyan, e ecossistemas de floresta tropical Atlânticos.

Ambas as hipóteses chegaram à conclusão que a floresta era diferente da que nós observamos hoje e que ela experimentou transformações em distribuição e composição florística durante a última glaciação. Tais hipóteses também enfatizam diferenças na expressão do sinal climático entre Amazônia ocidental e oriental (COLINVAUX *et al.*, 1996; van der HAMMEN e HOOGHIEMSTRA, 2000; COLINVAUX e OLIVEIRA, 2001; van der HAMMEN, 2001; HAFFERA). A porção oeste da bacia permaneceu úmida, em função da cobertura de nuvens formadas nos Andes, enquanto a porção oriental teve um decréscimo de umidade devido a menor incidência de formações arbóreas.

Conforme ANHUF *et al.* (2006), apenas sete sítios estudados palinologicamente localizados na área da floresta tropical amazônica, distribuídos conforme a Figura 6, inclusive o delta do Amazonas, datam o último máximo glacial, os quais são: Katira, próximo a Porto Velho - RO (9°S, 63°W), Carajás (6°S, 50°W), Morro dos Seis Lagos ou Lagoa da Pata (0°16'N, 66°4'W), Maicurú (0°30'S, 54°14'W), Lagoa Bela Vista (13°37'S, 61°33'W), Lagoa Chaplin (14°28'S, 61°04'W), ODP (International Drilling Program) local 932 (5°13'N, 47°2'W) (ABSY *et al.*, 1991; van der HAMMEN e ABSY, 1994; SIFFEDINE *et al.*, 2001; COLINVAUX *et al.*, 1996; COLINVAUX *et al.*, 2000; HABERLE e MASLIN, 1999; MAYLE *et al.*, 2000; SANTOS *et al.*, 2001; COLINVAUX e OLIVEIRA, 2001; BUSH *et al.*, 2004).

Na localidade de Katira uma datação de 18.500 anos AP é relacionada a elevadas frequências de pólen de grama e desaparecimento quase total de pólen arbóreo que, corroborado plos valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , indicariam junto com uma sedimentação coluvial a presença de uma vegetação esparsa (ABSY e van der HAMMEN, 1976; van der HAMMEN e ABSY, 1994).

A Colina dos Seis Lagos foi investigada intensivamente desde 1996 por COLINVAUX e colaboradores que mostram que os *taxa* de floresta também dominaram a cobertura de vegetação durante o UMG (BUSH *et al.*, 2004).

MAYLE *et al.* (2000) relataram da Laguna Chaplin que comunidades de cerrado dominaram aquela área continuamente entre 40.000 e 2.240 anos AP.

HABERLE e MASLIN (1999) publicaram resultados de um testemunho de sondagem do leque aluvial do rio Amazonas que cobre os últimos 50.000 anos. Durante o UMG os autores atestaram baixa concentração de pólen autóctone, e o aumento significativo de pólen exótico transportado pelo vento de *taxa* andina como *Alnus* e *Podocarpus*, mas, ao mesmo tempo, baixa concentração de pólen de Poaceae e Asteraceae. Os autores mostraram que nenhuma mudança geral no ecossistema Amazônico foi descoberta, mas eles também não contradisseram a possibilidade de uma extensão moderada de ecossistemas de cerrado até 32% da bacia. Este testemunho representa o único registro do leque Quaternário tardio da bacia Amazônica.

Assim, é aconselhável ser cauteloso na interpretação destes dados, particularmente devido a datação ser baseada em um modelo de idade derivado de registros  $\delta^{18}\text{O}$  e dados de campo geomagnético (ANHUF *et al.* 2006).

Todos os registros seguintes mostram um hiato na sedimentação entre respectivamente 23.000 e 13.000 anos AP (Carajás), 30.000 e 16.000 anos AP ou entre 25.690 e 17.410 anos AP (Maicurú), e 38.600 e 11.030 anos AP (Laguna Bela Vista). Este hiato é associado a uma falta de deposição de material orgânico durante milhares de anos (LEDRU *et al.*, 1998) e/ou condições erosivas fortes. A presença de floresta seca semidecídua tropical no limite de Cerrado-floresta tropical no nordeste da Bolívia (MAYLE *et al.*, 2000) foi documentado a cerca de 30.000 anos AP depois do qual um hiato que durou até o começo do Holoceno foi registrado.

Na Lagoa da Pata, a análise geoquímica mostrou uma camada de areia intercalada por dois níveis orgânicos. Este fácies arenoso, com menor conteúdo de carbono e água e elevada densidade, é interpretado como reflexo de chuvas súbitas e torrenciais, típico de climas sazonais diferente de hoje. Depois deste episódio provavelmente mais seco, datado de cerca de 18.000 anos AP, o aumento na produtividade lacustre associada a elevação do nível de lago é registrada, documentado por um aumento na clorofila derivada e fluxo de carbono. Os valores de C/N caíram indicando um aumento na contribuição da matéria orgânica algal característica de água aberta. Porém, a floresta tropical sobreviveu próximo da Lagoa da Pata (COLINVAUX *et al.*, 1996), mas possivelmente com espécie mais decídua (van der HAMMEN e HOOGHMSTRA, 2000).

Durante o Holoceno as pesquisas indicam relativa estabilidade climática na região, conferida a partir das análises dos dados como da Lagoa da Pata (COLINVAUX *et al.*, 1996) e na Serra do Maicuru (COLINVAUX e OLIVEIRA,

2001), extremos leste e oeste da região, respectivamente. Dados apresentados por HABERLE (1997), HABERLE e MASLIN (1999) para o leque aluvial do rio Amazonas, que refletem as condições gerais da bacia, também indicam uma certa estabilidade ecológica da região no Holoceno.

ABSY *et al.* (1991) ao analisar os dados palinológicos de Carajás identificaram uma certa abertura da floresta durante o Holoceno médio (7.000 – 4.000 anos AP) que teria sido uma consequência de um clima relativamente mais seco. Esta abertura da floresta foi evidenciada pela grande concentração de paleo-carvões por volta de 5.500 anos AP que foi atribuída a provável atuação paleoíndia que, inclusive, seria responsável pela implantação, a partir daí de crescentes populações de *Mauritia flexuosa* (palmeira buriti) nas áreas alagadas (BALEÉ, 1989).

O Holoceno amazônico ainda é caracterizado pelo aumento gradual da temperatura, evidenciado pela diminuição gradual de *taxa* sub-tropicais como *Podocarpus* nas terras baixas, permanecendo apenas nos domínios montanhosos (OLIVEIRA, 1996).

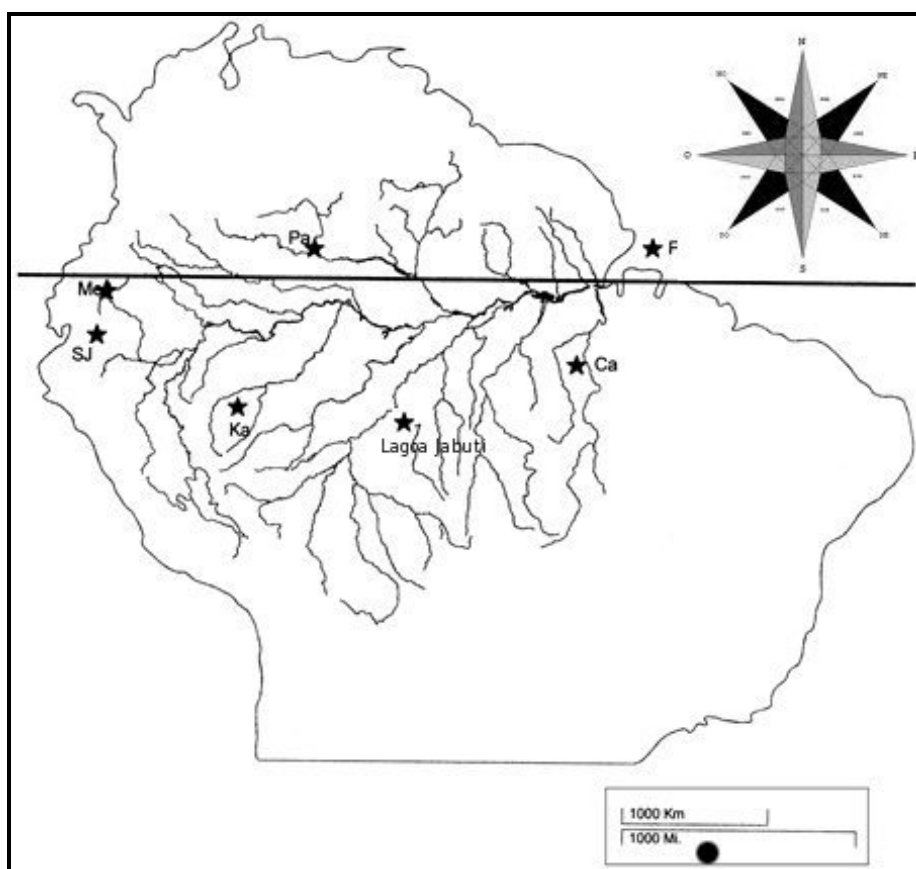


Figura 6 – Localização dos principais sítios amazônicos estudados para paleoecologia do Quaternário (Modificado de COLINVAUX *et al.*, 2000) – Ka-Katira; Pa-Lagoa da Pata; Ca-Carajás; Fa-Fan aluvial.

### 2.3 - Os isótopos em estudos ambientais

Isótopos são átomos de um mesmo elemento que apresentam mesmo número atômico e diferentes números de massa, pois têm diferentes números de nêutrons em seus núcleos.

O uso dos isótopos estáveis em estudos ambientais baseia-se no fato de que a composição isotópica (proporção entre o isótopo mais abundante e o isótopo menos abundante) varia de uma forma previsível conforme o elemento cicla na natureza.

Em estudos ambientais têm especial interesse os isótopos de carbono, nitrogênio e oxigênio ou, mais especificamente, as relações entre as formas isotópicas destes elementos.

Os isótopos de oxigênio têm aplicação especialmente nos estudos com carbonatos marinhos e tem-se mostrado uma das mais importantes ferramentas estratigráficas para correlacionar sedimentos marinhos profundos do Pleistoceno. As variações cíclicas dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  em foraminíferos bentônicos através do tempo possibilitam a determinação de uma escala de tempo absoluta de alta resolução, a partir da qual podem-se correlacionar os dados de  $\delta^{18}\text{O}$  de *Cibicidoides* entre testemunhos. Os estágios isotópicos marinhos são freqüentemente utilizados para definir os intervalos glaciais (altos valores de  $\delta^{18}\text{O}$ ) e interglaciais (baixos valores de  $\delta^{18}\text{O}$ ) – COSTA E TOLEDO (2003)

Análises de  $\delta^{18}\text{O}$  para o ambiente continental, especialmente em lagos, é muito complexo, ainda que possa refletir as condições paleoambientais (PAZDUR *et al.*, 2002).

Nos estudos paleoambientais continentais, a partir de sedimentos lacustres, matéria orgânica de solos e plantas, tem especial importância os isótopos do carbono.

O carbono tem dois isótopos estáveis de ocorrência natural,  $^{12}\text{C}$  e  $^{13}\text{C}$ . Aproximadamente 98,89% de todo o carbono na natureza é  $^{12}\text{C}$  e 1,11% é  $^{13}\text{C}$ . A razão entre esses dois isótopos ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) em materiais naturais varia em relação aos valores descritos, como resultado do fracionamento isotópico durante processos físicos, químicos e biológicos (FURUYA *et al.*, 2002). Esta variação isotópica é relativamente pequena na vegetação e matéria orgânica do solo (MOS), com os materiais mais enriquecidos (com maior concentração em  $^{13}\text{C}$ ) diferindo dos menos enriquecidos (com

menor concentração em  $^{13}\text{C}$ ) por aproximadamente 2‰ ou 20 partes por mil (‰) – PESSENDA *et al.* (1998).

As razões dos isótopos do carbono são usualmente expressas empregando a notação delta ( $\delta$ ) e calculadas de acordo com a equação:

$$\delta^{13}\text{C} = \left( \frac{R_{amostra} - R_{padrão}}{R_{padrão}} \right) * 1000$$

onde  $R_{amostra}$  é a razão isotópica  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  da amostra e  $R_{padrão}$  é a razão isotópica  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  do padrão. O padrão utilizado internacionalmente é a rocha calcárea (PDB) da formação Peedee do Grand Canyon nos Estados Unidos.

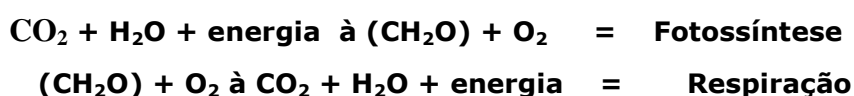
O valor de  $\delta^{13}\text{C}$  é expresso em partes por mil (‰) e representa a proporção da razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  de uma amostra em relação a do padrão PDB (*Belemnitella americana* da Formação Pee Dee).

A base de variação isotópica em plantas resulta do fracionamento isotópico durante a fotossíntese fazendo com que as plantas terrestres possam ser divididas em três grupos fotossintéticos principais, cada um com seu padrão de fracionamento isotópico específico: C3, C4 e MAC (metabolismo ácido das crassuláceas).

A composição isotópica destes diferentes tipos fotossintéticos é, em geral, resultado de: (1) propriedades bioquímicas da fixação primária de  $\text{CO}_2$  por ação enzimática; (2) limitações da difusão do  $\text{CO}_2$  dentro das folhas e (3) relação entre a pressão interna de  $\text{CO}_2$  na câmara estomatal e a pressão externa da atmosfera (PESSENDA *et al.*, 1998; OLIVEIRA *et al.*, 2002).

## 2.4 – A discriminação do $\text{CO}_2$ pelas plantas

As plantas são organismos autotróficos, ou seja, se autoalimentam e isto se dá por intermédio da fotossíntese e da respiração:



A fotossíntese envolve dois processos ligados:

- a oxidação de  $\text{H}_2\text{O}$  em  $\text{O}_2$  mediada pela luz e produção de ATP – fase Foto  
- a redução do  $\text{CO}_2$  em moléculas orgânicas, onde o ATP é utilizado – fase Síntese.

A fotossíntese é processada pelos cloroplastos das folhas em períodos de claridade, enquanto durante os períodos de escuridão e nas células não verdes como as células das raízes, a energia necessária se dá pela respiração.

O balanço entre fotossíntese e respiração geralmente não deve ocorrer em plantas em crescimento, devendo haver mais fotossíntese que respiração (R). Do contrário, não seria possível o crescimento. Assim, o ganho de ATP gerado pela fotossíntese deve ser maior que a perda de ATP. O total de energia ou  $\text{CO}_2$  fixado é chamado de fotossíntese bruta (FB). A diferença entre FB e R chamamos de fotossíntese líquida (FL).

A fotossíntese é fortemente controlada por fatores ambientais, dentre os quais se destacam como fatores limitantes o nível de  $\text{CO}_2$ , nível de luminosidade e a temperatura. Assim, para uma mesma temperatura, a taxa fotossintética (bruta ou líquida) é maior à medida que aumenta a intensidade luminosa. Para uma mesma intensidade luminosa, a taxa fotossintética é maior à medida que aumenta a temperatura.

Um outro importante fator que limita indiretamente a fotossíntese, através do efeito no suprimento de  $\text{CO}_2$  é a água. O  $\text{CO}_2$  entra e a água, na forma de vapor, é perdida pelas folhas através dos poros dos estômatos na epiderme. Os estômatos podem fechar se o suprimento de água é pobre, podendo causar uma parada no fornecimento de  $\text{CO}_2$  para a fotossíntese.

A concentração de  $\text{CO}_2$  na atmosfera é aproximadamente 0,035%, mas as condições de luz e temperatura são bastante variáveis em habitats onde a fotossíntese ocorre. A temperatura da folha varia desde valores abaixo de  $0^\circ\text{C}$ , no Ártico, até  $50^\circ\text{C}$  nos desertos mais quentes. A irradiância varia de 3 a  $500 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , de locais altamente sombreados até habitats tropicais abertos.

Algumas plantas como *Oxalis acetosella* que crescem geralmente sob as sombras das árvores em ambientes florestais têm a capacidade de apresentar boa performance sob condições de baixa irradiância, apresentando grande capacidade fotossintética. Sob forte irradiância, porém, a capacidade fotossintética cai fortemente. Estas plantas apresentam baixíssima taxa respiratória, já que possuem menos células por folha e menor concentração de proteínas do que plantas de sol, tornando-as com um custo baixo para o funcionamento e absorvem a luz disponível com maior eficiência,

tanto que com poucas células nas folhas, poucos fótons são desperdiçados e a FB é maximizada (KLUGE, 2009).

As “plantas de sol” são aquelas que necessitam de elevada irradiância para um boa performance fotossintética. Assim, plantas como *Bellis perennis* apresentam elevado ponto de compensação de luz (ponto em que respiração e fotossíntese é igual), apresentando grande eficiência em situações de elevada irradiância e luminosidade.

Durante o processo de fotossíntese, todas as plantas discriminam contra o  $\text{CO}_2$  como resultado das propriedades bioquímicas das enzimas fixadoras de carbono primário e das limitações para a difusão do  $\text{CO}_2$  na folha, sendo a extensão desta discriminação uma função do tipo de ciclo fotossintético (SAIA, 2006).

Como já antes dito, existem três modelos de ciclo fotossintético para as plantas terrestres: C3, C4 e MAC e para cada um deles há produtos diferenciados resultantes da fotossíntese (SAGE, 2005), além de possuir propriedades gerais características (Figura 7).

O metabolismo C3 (Figura 8) está presente em cerca de 90% das plantas terrestres, sendo o modelo primordial de fotossíntese, englobando as plantas que povoam as florestas, além de outros ecótonos, tendo caráter cosmopolita.

A denominação C3 advém do fato da maioria das plantas verdes formarem como primeiro produto estável da cadeia bioquímica da fotossíntese o ácido 3-fosfoglicérico (3-PGA), uma molécula com 3 carbonos. De forma bastante simplificada, a fotossíntese C3 envolve a adição de uma molécula de  $\text{CO}_2$  – reação de carboxilação – em uma molécula aceptora constituída de 5 carbonos e dois átomos de fósforo, a ribulose 1,5 bisfosfato (RUBP). A Rubisco (ou seja, a ribulose 1,5 bisfosfato carboxilase-oxigenase) é a enzima responsável pela carboxilação no ciclo C3, também conhecido como ciclo de Calvin-Benson. A RUBP sofre uma série de mudanças envolvendo gasto de NADPH e ATP – reações de redução – originando no final do processo a triose fosfato. Ao mesmo tempo, através de reações de regeneração, novas moléculas de RUBP são formadas, garantindo a continuidade da fixação do carbono (KLUGE, 2009).

Plantas C3 tem a fotossíntese limitada sob condições de elevada irradiância pelo  $\text{CO}_2$ , ou seja, ainda que haja grande quantidade de luz disponível a transferência de  $\text{CO}_2$  para o cloroplasto é muito lenta, prejudicando a produção fotossintética.



O metabolismo MAC, do inglês (*Crassulacean acid metabolism*), está presente em cerca de 20.000 espécies de plantas terrestres (WINTER e SMITH, 1996).

O modelo C4 (Figura 9) ocorre em 17 famílias das plantas terrestres envolvendo cerca de 7 a 8 mil espécies (SAGE *et al.*, 1999), dominando as áreas de clima quente e temperado, savanas e campos tropicais (SAGE, 2005).

As plantas C4 são assim chamadas por formarem como primeiro produto da fotossíntese o ácido oxalacético (4C), o qual é rapidamente reduzido a ácido málico e ácido aspártico, ambos com 4C, porém mais estáveis (Figura 9). Estruturalmente, outra diferença entre as plantas C3 e C4 é a presença nestas últimas de uma camada proeminente de células clorofiladas envolvendo os feixes condutores da folha (“anatomia Kranz” ou “síndrome de Kranz”) – SUPERBIOLOGIA (2009).

	<b>C<sub>3</sub> (soja)</b>	<b>C<sub>4</sub> (milho, cana)</b>	<b>CAM (abacaxi)</b>
Anatomia	Células esponjosas e paliçádicas	Mesófilo e células da bainha do feixe vascular	Células com grande vacúolos
Taxa de crescimento (g.dm <sup>-2</sup> .dia <sup>-1</sup> )	1	4	0,02
Estômatos	Abertos durante o dia e fechados à noite	Abertos durante o dia e fechados à noite	Fechados durante o dia e abertos à noite
Eficiência do uso da água (g CO <sub>2</sub> .kg <sup>-1</sup> H <sub>2</sub> O)	1-3	2-5	10-40
Taxa fotossintética ótima (mg CO <sub>2</sub> .dm <sup>-2</sup> .h <sup>-1</sup> )	30	60	3
Temperatura ótima	20-30°C	30-45°C	30-45°C
Ponto de compensação de CO <sub>2</sub> *	50 ppm	5 ppm	2 ppm (no escuro)
Fotorrespiração	Alta	Baixa	Baixa
Enzima-chave da carboxilação	Rubisco (apenas)	PEPcase, Rubisco	PEPcase, Rubisco

\* Concentração de CO<sub>2</sub> onde não há fotossíntese líquida.

Figura 7 - Comparação simplificada entre os três tipo de plantas (SAGE, 2005).

Nestas plantas, além da presença da Rubisco, confinada às células da endoderme, é encontrada nas células do mesófilo foliar a fosfoenolpirúvico carboxilase (PEPcase), uma enzima com uma afinidade muito maior pelo  $\text{CO}_2$  do que a primeira. A compartimentação espacial das duas enzimas faz com que o  $\text{CO}_2$  fixado pela PEPcase se transloque, via malato e aspartato, até a bainha dos feixes vasculares, onde ocorre a descarboxilação com a entrada do carbono no ciclo de Calvin-Benson (Figura 8).

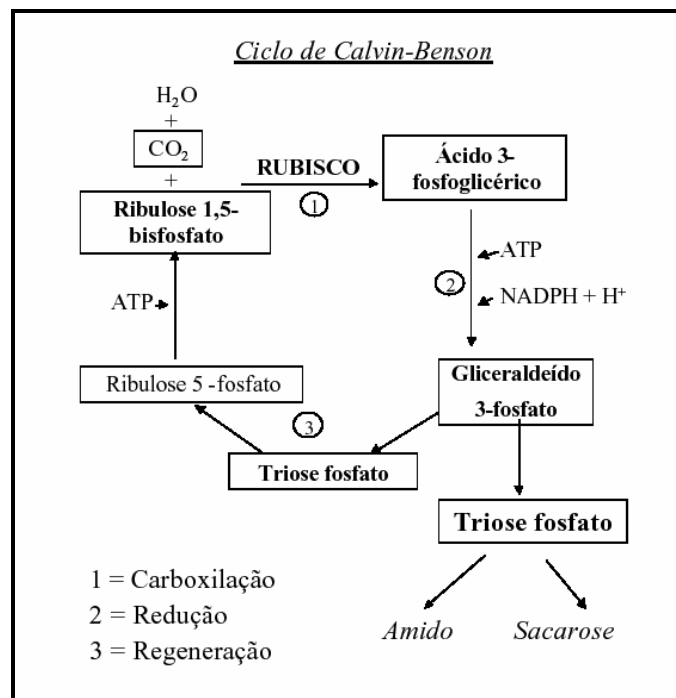


Figura 8 Esquema simplificado de fotossíntese C3

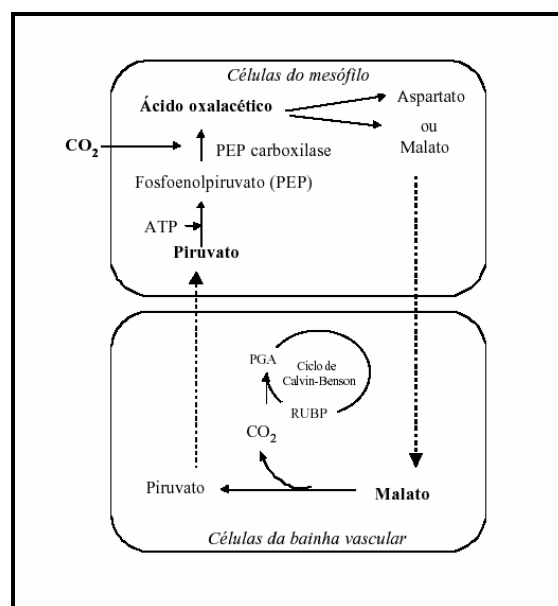


Figura 9 - Esquema simplificado de fotossíntese C4.

## 2.5 - O registro palinológico

A palinologia, ciência que estuda grãos de pólen, esporos e demais palinomorfos, apresenta diversas aplicações como estudos de dinâmicas paleovegetacionais, interpretações paleoecológicas e paleoclimáticas, demarcação de oscilações glácio-eustáticas, delimitação de rotas migratórias de espécies vegetais, investigação de antigos incêndios naturais, estudo das modificações e impactos provocados pelo homem na vegetação, detecção da presença de plantas alergógenas, prevenção de alergias provocadas pelas mesmas, análises polínicas dos méis, manejo de ecossistemas e estudos palinotaxonômicos. (BAUERMANN e NEVES, 2005).

Os estudos de morfologia polínica são baseados no fato de que os grãos de pólen e os esporos possuem diferenças típicas à cada espécie vegetal, sobretudo no que diz respeito ao tamanho, forma, ornamentação e estrutura da esporoderme. Assim, através da identificação botânica dos tipos polínicos e dos esporos, é possível conhecer a palinoflora de uma região.

A enorme quantidade de pólen e esporos produzida pelas plantas é liberada e flutua no ar, por um maior ou menor período, antes de ser depositada na terra ou na água. Essa flutuação de massas de pólen é referida como chuva polínica e pode ser depositada em diferentes locais, em diferentes anos, devido principalmente ao vento e a turbulência atmosférica (BAUERMANN *et al.*, 2002).

Grãos de pólen e esporos quando depositados em ambientes sedimentares adequados tendem a refletir a vegetação existente ao redor dos mesmos e, conseqüentemente, as variações ocorridas nas comunidades vegetacionais serão detectadas nos conjuntos polínicos preservados nestes sítios.

Os estudos em Palinologia do Quaternário, através da identificação dos palinomorfos sedimentados em uma seqüência stratigráfica, permitem a realização de reconstituições paleoambientais.

Aqueles realizados com pólen de plantas atuais, através da identificação e caracterização dos tipos polínicos permitem avaliar a biodiversidade florística de uma região. A catalogação das espécies em uma palinoteca devidamente organizada constitui uma fonte de informações acerca do meio ambiente, além de subsidiar estudos palinotaxonômicos.

A seqüência e a natureza dos processos superficiais passados, em grande parte controlados pelas condições paleoclimáticas, encontra-se registrada nos depósitos sedimentares dos últimos milênios (TURCQ *et al.*, 1993).

Os estudos palinológicos relacionados ao Quaternário buscam estabelecer padrões de ocorrência de populações vegetais, geralmente ao nível de família que, conforme prevalência de tipos botânicos C3 ou C4 refletem condições ambientais diferentes.

Conforme COLINVAUX (1999), áreas de campos limpos, savanas e caatinga são tipicamente povoadas por vegetação do tipo gramíneas, que em geral perfazem mais de 50% da população. Áreas de florestas, em contrapartida, são caracterizadas por baixas proporções de gramíneas. Assim, espectros polínicos de gramíneas sempre foram considerados verdadeiros guias para identificação de paleoambientes.

OLIVEIRA *et al.* (2005) alerta para cuidados especiais quanto a interpretações palinológicas do registro quaternário tendo em vista uma possível mudança na concentração de plantas do tipo C4 em função da variação de CO<sub>2</sub> atmosférico, independente de precipitação, além de cuidados também na interpretação de espectros polínicos de plantas das famílias Poaceae (*Gramineae*), Asteraceae (*Compositae*) e gêneros Borreria (*Rubiaceae*) e Cuphea (*Lythraceae*). Segundo o autor, baseando-se em COLINVAUX (1999) e BUSH (2002) elevadas quantidades de gramíneas no espectro polínico pode não significar obrigatoriamente tratar-se de ambiente seco já que no ambiente florestal, assim como aquático existem diversas espécies que podem contaminar a interpretação, permanecendo, no entanto, a noção que espectro polínico em que gramíneas sejam baixas, indicam certamente não se tratar de ambientes secos, a exemplo de cerrados, caatinga, etc.

Para “fóssil índice” de ambientes abertos tem sido sugerido, ao invés de gramíneas apenas, alguns tipos bastante característicos de áreas como os cerrados e caatinga, normalmente acompanhados de fortes sinais de espectro polínicos. São gêneros como *Curatella*, *Stryphnodendron* e *Caryocar* que, mesmo isolados, são assumidos como indicadores de condições ambientais secas (COLINVAUX *et al.*, 1999), ainda que, especialmente *Caryocar*, apresente espécies que são grandes árvores de florestas tropicais. Recomenda-se assim considerar todo um contexto na interpretação paleoclimática, considerando dados que se complementem, como

espectros polínicos associados a informações como a razão isotópicas da matéria orgânica dos sedimentos/solos considerados.

Estudos palinológicos são igualmente feitos em sedimentos depositados em terraços fluviais ou planícies de inundação. As planícies fluviais ou de inundação são ambientes relativamente vastos que recebem carga de sedimentos associados ao rio, conforme o pulso de inundação, com taxas de sedimentação que variam conforme o comportamento do rio. Sazonalmente, especialmente durante os pulsos de cheias, há o acúmulo da chuva polínica sobre a planície de inundação, a exemplo do que ocorre nos lagos e lagoas, o que permite a análise estratigráfica e palinológica para estudos paleoambientais.

As taxas de sedimentação em planícies de inundação, determinadas por diversos métodos, em diversas regiões do globo, têm apresentado valores que variam entre 1,5 e 5,99mm/ano (SAXENA *et al.*, 2002; RODRIGUES FILHO *et al.*, 2002).

Durante os pulsos de secas, no entanto, verifica-se uma superfície de ressecamento onde se desenvolvem gramíneas e outras ervas que produzem pólenes os quais são lançados e se apresentam super-dimensionados no espectro polínico local (COLINVAUX *et al.*, 1999) o que demanda cuidados especiais na sua interpretação.

## **2.6 - A paleomegafauna como registro paleoecológico**

A partir do princípio do uniformitarismo ou atualismo de Steno a paleofauna sempre foi um dos principais indicadores paleoecológicos e paleoclimáticos e podemos transpor informações sobre faunas/ambientes atuais a ambientes do passado e suas condições ecológicas.

Para o Quaternário tem sido utilizado como indicador paleoecológico especialmente os elementos da paleomastofauna, com exemplos conspícuos tais como o Monte Labrea, nos Estados Unidos, com destaque para o gênero *Mammuthus* que caracterizaria regiões de climas temperados, enquanto *Mammut* caracterizava climas tropicais.

A associação de paleomegafauna, principalmente incluindo os grandes mastodontes (*Haplomastodon*) e preguiça terrícolas (*Eremotherium*), é comum em vários locais brasileiros e foi usado para apoiar mudanças de habitats fechados para mais abertos durante o Cenozóico tardio no norte da América do Sul. Segundo Rosseti *et al.* (2004) os estudos realizados considerando os caracteres morfológicos das faunas

consideradas conduziram a indução de *Eremotherium* como indicador de ambientes do tipo bordas de florestas, enquanto *Haplomastodon* indicaria ambientes do tipo savana. Assim, assume-se que tais elementos da megafauna poderiam ser autênticos “fósseis índices” para reconstituição de paisagens amazônicas do Quaternário, considerando, no entanto: a) que os estudos apenas se referem a ocorrências dos animais, sem estabelecer datas precisas; b) que os dados em geral se referem a restos fósseis transportados pelos rios não sendo possível estabelecer hipóteses quanto a cronologia e modo de ocorrência das mudanças climáticas da região; c) que os achados de mamíferos pleistocênicos da Amazônia brasileira se restringem as margens ocidental e oriental da mesma, permanecendo sem informação as variações paleoecológicas do centro e norte da Amazônia brasileira; e 4) que achados relativos a associação de *Eremotherium* e *Haplomastodon* foi considerado marcador estratigráfico para o intervalo Pleistoceno tardio/Holoceno por RANCY *et al.* (1984) *apud* ROSSETTI *et al. op cit.* o que conduziu a correlações geográficas regionais muito especulativas.

Vale ainda ressaltar o registro de que alguns mamíferos grandes, a exemplo da anta (*Tapirus terrestris*) adaptaram-se a ambientes fechados como a floresta amazônica. ROSSETTI *et al.* (2004) cita ainda outros exemplos, como alguns elefantes africanos e asiáticos têm distribuição desde áreas de savanas até florestas. Assim, recomendam o uso não diretamente de mastodonte isolado, mas sim associado a *Eremotherium*, que ao contrário dos probocídeos, não encontra similares no habitat florestal ou qualquer outro. Ocorrências pleistocênicas de *Eremotherium* são conhecidas desde o sudeste da América do Norte até o Brasil meridional. Por outro lado, uma outra preguiça terrícola gigante, *Megatherium* tem ocorrência restrita à porção meridional da América do Sul, inclusive os Andes. Há um consenso entre a maioria dos autores que os herbívoros grandes tinham hábitos alimetares mixtos e que os *taxa* de megafauna pan-americana habitaram um mosaico de savana com fragmentos de floresta. A vasta distribuição biogeográfica latitudinal e altitudinal sugere que *Eremotherium* ocupou uma grande faixa de habitats ecológicos e poderia ter se alimentado de uma variedade de tipos de plantas originados de mata de galeria, bosques abertos, e áreas de arbustos.

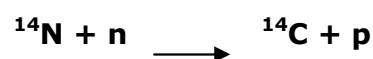
Isto é sugerido particularmente com base em características morfológicas de padrões dentais e pós-cranianos, que resultaram em uma combinação de um desenho de corpo sem igual e tamanho grande (até 6 m em comprimento).

## 2.7 - Datação radiométrica C14

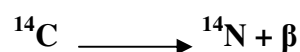
Dentre as aplicações dos isótopos nas pesquisas paleoambientais destaca-se a datação radiométrica, com especial destaque a datação radiocarbônica, aplicável aos eventos do Quaternário.

O princípio fundamental da datação radiocarbônica está no fato de que existe uma relação constante entre  $^{12}\text{C}$  e  $^{14}\text{C}$  durante toda a vida dos organismos a qual se altera a partir de sua morte.

O  $^{14}\text{C}$  é produzido continuamente na atmosfera por intermédio do bombardeamento dos gases atmosféricos por raios cósmicos o que causa a partição dos mesmos em prótons e nêutrons. Quando um nêutron bombardeia um átomo de nitrogênio  $^{14}\text{N}$  este é absorvido fazendo com que resulte um átomo de  $^{14}\text{C}$  (NAEQ, 2010):

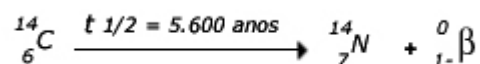


O carbono radioativo decai por emissão  $\beta$ , de acordo com a reação, como visto na Figura 10:



O carbono entra continuamente nos organismos por intermédio da respiração e alimentação, já que constitui a matéria orgânica, conforme exemplificado na Figura 11.

Com a morte, e conseqüente cessação da respiração e alimentação, permanece o  $^{12}\text{C}$  e o  $^{13}\text{C}$  imutáveis, enquanto  $^{14}\text{C}$ , por intermédio do decaimento radioativo, tem sua quantidade diminuída, alterando assim a relação  $^{12}\text{C}/^{14}\text{C}$ . A cada meia-vida que é de aproximadamente 5.730 anos metade do  $^{14}\text{C}$  decai a  $^{14}\text{N}$ .



Medindo-se a atividade, ou seja, a intensidade da radioatividade, do  $^{14}\text{C}$  na amostra é possível estabelecer a idade da morte do organismo, comparando-se com a

atividade normal dos organismos enquanto vivos que é de cerca de 15 desintegrações por minuto e por grama de carbono total, ilustrado na Figura 12:

$$t = [\ln(N_f/N_o) / (-0,693)] \times t_{1/2}$$

em que  $\ln$  é o logaritmo neperiano,  $N_f/N_o$  é a porcentagem de carbono 14 na amostra comparada com a quantidade em tecidos vivos e  $t_{1/2}$  é a meia-vida do carbono 14 (5.730 anos).

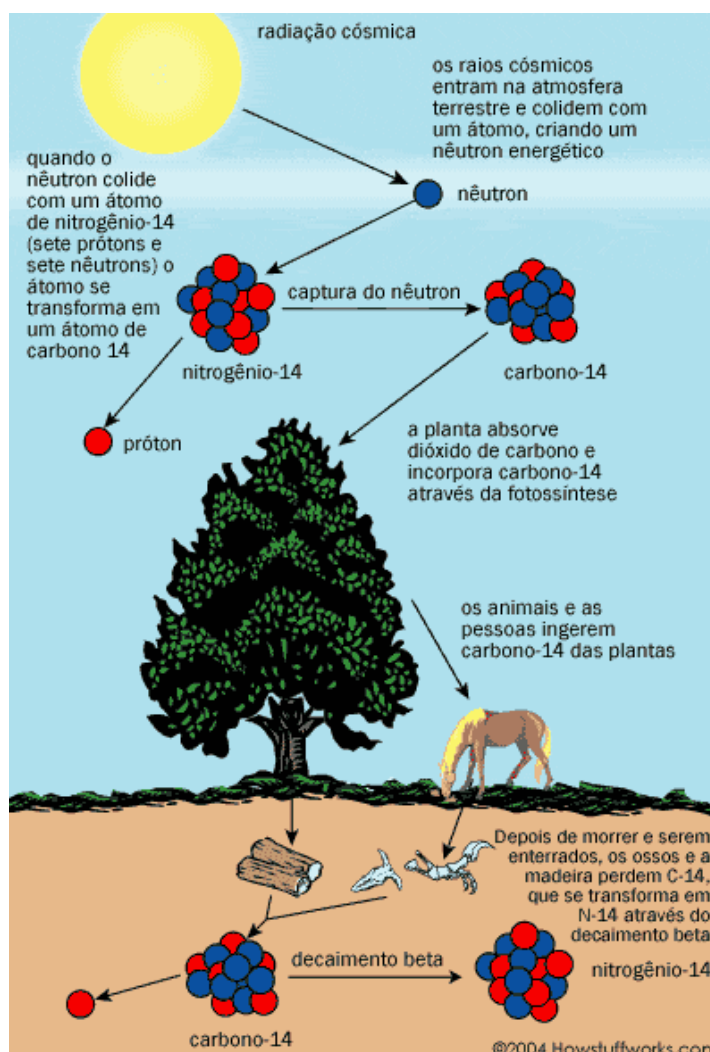


Figura 10 - Ciclo natural do carbono, incluindo produção e acumulação e <sup>14</sup>C (BRAIN, 2000).



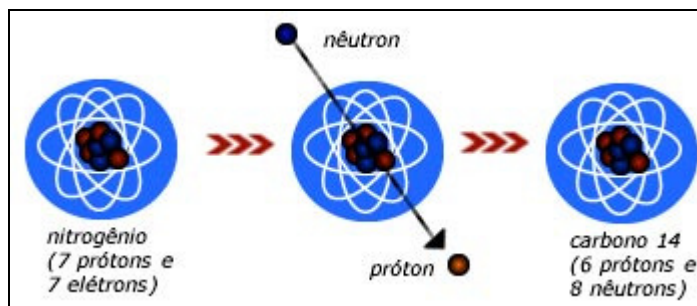


Figura 11 Geração do  $^{14}\text{C}$  (NAEQ, 2010)

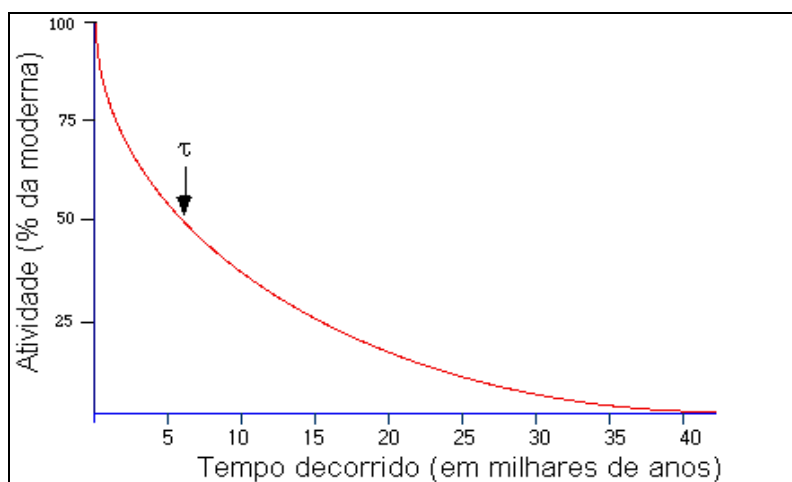


Figura 12 Curva de decaimento a partir da qual pode-se determinar a idade radiocarbônica (PORTALSAOFRANCISCO, 2010)

Pelas características do método, a datação  $^{14}\text{C}$  só é segura para eventos com até 60.000 anos já que para eventos com idades superiores a atividade é tão baixa que não se pode detectar (PLASTINO *et al.*, 2001).

## 2.8 – A ocupação pré-histórica da Amazônia

Da mesma maneira que a questão ecológica, a cronologia da ocupação da Amazônia carece de detalhamento, especialmente em função da escassez de estudos sistemáticos.

Os mais antigos vestígios de ocupação humana na Amazônia se referem a uma região próxima a cidade de Santarém-PA, datados em até 11.200 AP (ROOSEVELT *et al.* 1996) apud LUI e MOLINA (2009), ainda que hajam suposições para uma ocupação bastante mais antiga pelos paleoíndios amazônicos, como, por exemplo, os trabalhos de MEGGERS (1987), NEVES (2006) e NEVES e PILO (2008).

Os dados efetivamente disponíveis para o início da ocupação humana da Amazônia são do intervalo pós-10.000 anos que, inclusive marca a transição do Pleistoceno para o Holoceno, marcando assim o fim do último grande glacial, com a estabilização de um clima semelhante ao que é registrado nos dias atuais.

Dados de pesquisa paleobotânica e geológica discutem sobre a presença da floresta amazônica desde este período, com o paleoíndio sendo responsável pelas mudanças da vegetação e, conseqüentemente surgimento das áreas abertas na paisagem, enquanto outros pesquisadores defendem uma vegetação aberta, entremeada por bosques florestais.

Inicialmente fixada no litoral da região, marcado pela presença de antigos sambaquis, a população paleoíndia embrenhou-se pelo interior, especialmente seguindo os principais cursos d'água.

Mudanças climáticas e ambientais, ocorridas entre 7.000 e 6.000 anos, levaram ao aumento da temperatura e da umidade do planeta, fazendo com que as florestas se expandissem. Começava então uma segunda fase do povoamento humano da Amazônia, na qual as populações passaram a contar com recursos alimentares mais diversificados e novas formas de organização social surgiram.

Essas novas práticas socioculturais, por volta de 5.000 anos atrás, deram origem à chamada cultura de floresta tropical, caracterizada por grupos que praticavam uma agricultura ainda incipiente, complementada pela caça, pesca e coleta de frutos e sementes da floresta (NEVES, 2000; MARTIN, 2005). A partir dessa nova organização social, os grupos pré-históricos amazônicos passaram também a fabricar cerâmica e a ocupar alguns locais por períodos mais prolongados. Com isso, deixaram grandes sítios arqueológicos que testemunham seu florescimento por toda a Amazônia.

A partir do surgimento da Cultura de Floresta Tropical, a ocupação humana da Amazônia alcançou o estágio de alta diversificação que os europeus encontraram ao começar a exploração da grande floresta, notadamente nos dois últimos milhares de anos.

Indícios de queimadas antropogênicas, assentamentos, montículos, ilhas de florestas antropogênicas, diques circulares, terra preta, campos elevados, redes de transporte e comunicação, estruturas para manejo da água e da pesca, entre outros, apontam para o estabelecimento de sociedades organizadas e complexas (ERICKSON, 2008, HECKENBERGER *et al.*, 2003; NEVES, 2006).

Patente é, no entanto, a grande carência de dados a respeito da cronologia amazônica, com os poucos dados existentes sendo distribuídos de forma errática e sem sequenciamento cronológico levando a inferir possíveis hiatos na ocupação pré-histórica da região. Resta, então, estabelecer intervalos relativamente amplos de caracterização tecnológica, para estabelecer a cronologia da paleocupação humana da Amazônia, conforme DEE BLASIS (2001) apud LUI e MOLINA (2009): (1) Período Paleoindígena, ocorrido entre 15.000 e 10.000 AP; (2) Período Arcaico, ocorrido entre 10.000 e 2.500 AP e (3) Período Formativo, ocorrido entre 2500 AP e a chegada do europeu na região.

Do Período Paleoíndio são raros os registros na Amazônia, assim como em outras regiões do Brasil e do resto do mundo.

O Período Arcaico é marcado pela introdução da indústria cerâmica, bem como pela domesticação de espécies vegetais que passariam a compor a base de produção e alimentação. É dele, a grande maioria dos registros pré-históricos da região amazônica, ainda que, caracteristicamente, haja grandes hiatos sem registro, permanecendo a indagação se por falta de condições de preservação de sítios ou se por efetiva ausência de atividade antrópica em função de conseqüências das mudanças climáticas que poderiam ter provocado escassez de recursos vitais (NEVES, 2006) citado por LUI e MOLINA (2009). De fato, segundo os dados até então disponíveis a efetiva ocupação da região amazônica ter-se-ia efetivado nos últimos 3.000 anos, durante o Período Formativo, conforme de DEE BLASIS (2001) apud LUI e MOLINA (2009), quando então se daria o processo de sedentarização das populações, aumento gradual da população, efetivação das práticas agrícolas e, conseqüentemente impactos ambientais como queimadas e alterações nos ciclos de espécies vegetais que poderia, inclusive, conduzir à mudanças importantes na paisagem da região, como o aparecimento das “florestas antrópicas” identificáveis pela concentração de *Mauritia flexuosa*, bem como pela presença de paleo-fogos indicados pela ocorrência de carvões fósseis presentes em perfis de solos e sedimentos, conforme detectado por TOLEDO e BUSH (2008).

### **3 – OBJETIVOS**

#### **3.1 - Objetivo geral**

Contribuir com o conhecimento das mudanças climáticas registradas durante o Quaternário

#### **3.2 - Objetivos específicos**

1 - Determinar a evolução paleoecológica da Amazônia mato-grossense a partir do registro isotópico e elementar orgânico dos sedimentos da Lagoa Jabuti (Apiacás - MT) e da planície de inundação do rio Teles Pires

2. Determinar a evolução da vegetação da região por intermédio da análise palinológica de sedimentos da lagoa Jabuti e da planície de inundação do rio Teles Pires.

3. Buscar correlação entre os dados paleoecológicos e os registros de megafauna e da cultura material presentes na região.

## **4 – MATERIAIS E MÉTODOS**

Para consecução dos objetivos deste trabalho foram processadas amostras de materiais provenientes do acervo do MUHISNAF – Museu de História Natural de Alta Floresta, do acervo do HERBAM – Herbário da Amazônia Meridional e materiais coletados em campanha de campo realizada em outubro de 2007 na área de estudo.

Do acervo do MUHISNAF foram tomadas amostras de elementos da megafauna regional, além de fragmentos da cultura material.

Do acervo do HERBAM foram tomadas amostras de matérias herborizadas da flora regional, tanto inflorescências para compor a palinoteca de referência, quanto folhas para indicação de composição isotópica atual.

HERBAM e MUHISNAF são projetos de pesquisa e extensão mantidos pela Universidade do Estado de Mato Grosso – Campus Universitário de Alta Floresta.

### **4.1 – Área de estudo**

#### **4.1.1 – Localização**

Para a realização deste trabalho tomou-se por referência uma área localizada na porção extremo-norte do estado do Mato Grosso e extremo-sul do estado do Pará, num trecho do rio Teles Pires ou São Manuel, um dos formadores do rio Tapajós, conforme o Mapa de Localização apresentado na Figura 13. Nesta região persistiram intensas atividades garimpeiras durante a década de 1980 as quais foram responsáveis pela descoberta dos fósseis da megafauna considerada neste trabalho, além de intensa ocorrência de restos da cultura material também objeto deste estudo.

As amostras foram coletadas em dois sítios: a) Lagoa Jabuti ( $8^{\circ}59'22.65''$  S -  $57^{\circ} 9'31.93''$  W), no município de Apicás e b) Localidade Três Coqueiros ( $9^{\circ}45'31.46''$  S -  $55^{\circ}46'42.80''$  W), no município de Carlinda, sendo duas amostras referente a lagoa e outra referente a planície de inundação do rio Teles Pires.

## 4.1.2 – Aspectos fisiográficos

### 4.1.2.1 - Geologia regional

A geologia da região norte de Mato Grosso foi caracterizada pelo Serviço Geológico do Brasil através do projeto PROMIN Alta Floresta (SOUZA *et al.*, 2004) e LACERDA FILHO *et al.* (2001) em sua grande parte e o restante está definida no projeto RADAMBRASIL Folha Juruena SC21 (SILVA *et al.*, 1980).

Em termos gerais reconhecem-se duas grandes ordens litológicas na região, uma dominante, constituída por rochas magmático-metamórfica de graus diversos e outra sedimentar, ambas de idade pré-cambriana, sobre as quais repousam os sedimentos cenozóicos, em discordância litológica.

Complexo Xingu: esta unidade é o embasamento geológico regional, tendo sido inicialmente definido por SILVA *et al.* (1980), constituindo-se por rochas orto e parametamórficas, de fácies xistos verdes, anfíbolito e granulito, constituindo-se essencialmente de granitos, granodioritos, adamelitos, dioritos, anfíbolitos, gnaisses, migmatitos, granulitos ácidos a básicos, leptitos, leptinitos, kinzigitos, trondhjemitos, com enclaves ou produtos diaforéticos de quartzitos, xistos e anfíbolitos.

Grupo Uatumã: representado regionalmente pela Formação Iriri, o Grupo Uatumã constitui-se por um conjunto de vulcanitos de caráter ácido, de idade Proterozóica e que jaz sobre o Complexo Xingu. Litologicamente são dacitos, riódacitos, riolitos, andesitos e vulcano-sedimentares associadas.

De forma subordinada, ocorre também a Suíte intrusiva Teles Pires, constituída por corpos circulares de granitóides pós-orogênicos, tipicamente de coloração avermelhada, rapakivi, com fluorita (LACERDA FILHO *et al.*, 2001).

Grupo Beneficente: mais antiga sequência deposicional, de idade proterozóica, que se assenta sobre o grupo Uatumã, composto em sua seção basal por clásticos grosseiros, depositados em leques aluviais e sistemas fluviais entrelaçados e uma sequência de topo constituída por lamitos avermelhados com intercalações de rochas carbonáticas e arenitos finos micáceos, em estratos mergulhando em torno de 35° para sul. As rochas carbonáticas são maciças, em leitos decimétricos com topo ondulado e os lamitos e arenitos associados apresentam estratificações cruzadas por fluxo oscilatório em diversas escalas. A seção do Rio Ximari, a norte de Apiacás, junto a Lagoa Jabuti, é composta por calcários estromatolíticos na base, passando a calcários

maciços, escuros, com intercalações rítmicas de folhelhos negros e cinza no topo, atestando uma incursão de mares epicontinentais, reflexo da atenuação dos esforços distensivos do estágio tafrogênico anterior e a instalação de um regime de subsidência flexural sobre grandes áreas da crosta continental do sudoeste da Amazônia durante o Mesoproterozóico (LEITE e SAES, 2003).

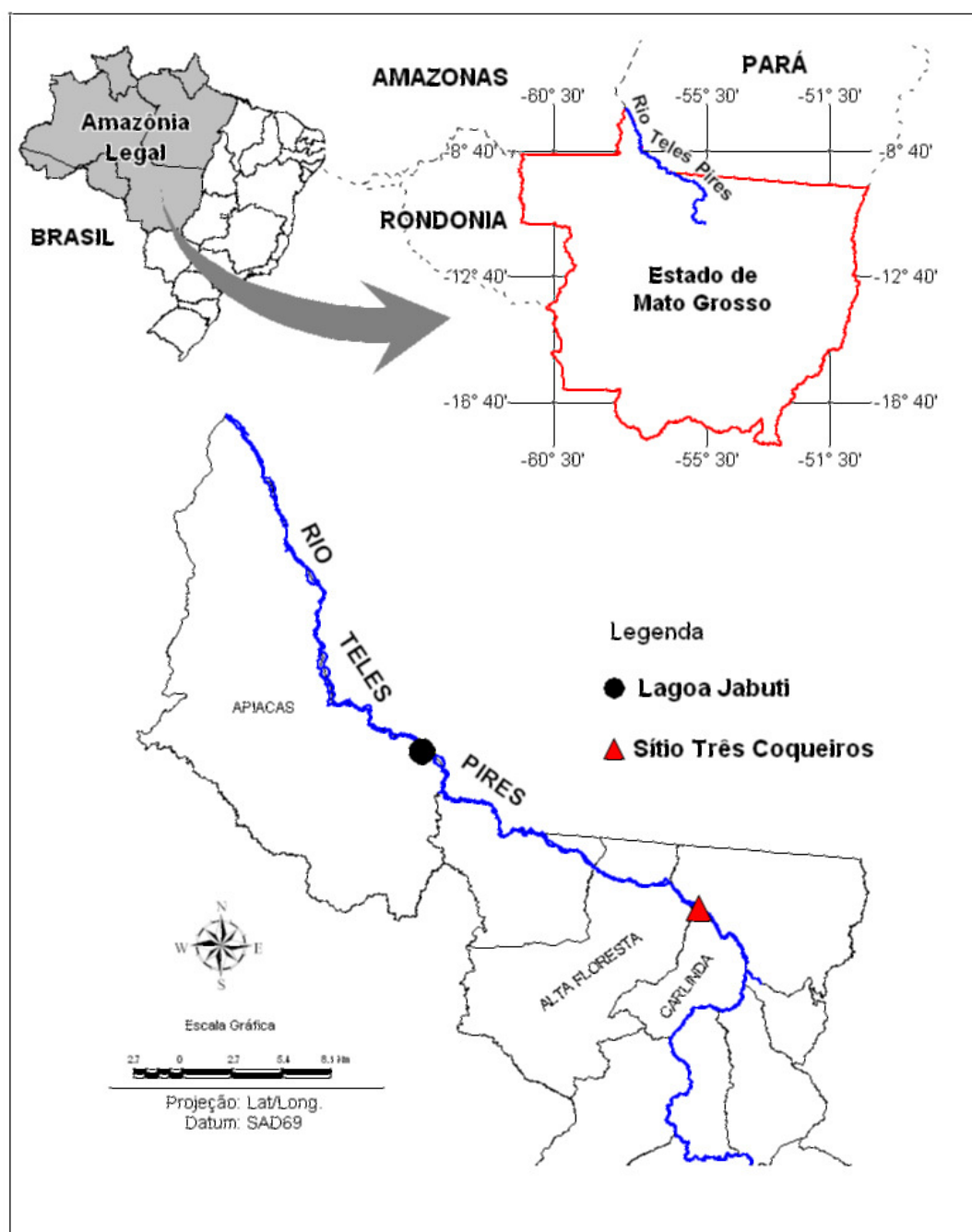


Figura 13 – Mapa de localização da área de estudos (LAPA/UFSCar).

Coberturas cenozóicas: a cobertura cenozóica consiste de lateritos e depósitos aluvionares.

Os lateritos são formados por depósitos de alteração *in situ* ou por material transportado, constituindo latossolos argilosos ou argilo-arenosos e crostas lateríticas, geralmente avermelhados ou amarelados e ocorrem sobre as diversas unidades geológicas, freqüentemente formando platôs que sustentam o relevo e marcam uma antiga superfície de aplainamento regional, balizada atualmente por cotas altimétricas situadas na faixa de 350 a 450m.

Os lateritos variam de imaturos a maturos. Nos perfis observados, os mais completos exibem um horizonte composto por material argiloso, mosqueado contendo ou não pseudoveios e/ou pseudovênulas avermelhados e/ou esbranquiçados. Um horizonte contendo material argiloso ou argilo-arenoso, blocos concrecionais, colunas, nódulos e pseudofragmentos.

Um horizonte formado por crosta ferruginosa de espessura centimétrica, em alguns locais atinge até dois metros, apresentando às vezes, nódulos e pseudofragmentos ferruginosos na porção superior. Este horizonte quase sempre é capeado por solo argiloso ou argilo-arenoso amarelado ou avermelhado.

Os depósitos aluvionares são formados essencialmente por cascalhos, areias grossas a finas, siltes e argilas, constituindo os atuais sítios de deposição. Possuem dimensões diversas e estão distribuídos principalmente ao longo dos rios Teles Pires, Peixoto de Azevedo, São Marcelo, Apiacás, Caapará, Parado, Paranaíta e Peixes.

Dentre estes, o rio Teles Pires possui a maior expressividade aluvionar, ao longo de seu curso foram observados depósitos de largura quase sempre inferior a 1.000m, e com espessura máxima estimada em torno de oito metros.

Os depósitos aluvionares do alto curso do rio Paranaíta e de várias drenagens menores situadas, sobretudo, nos arredores de Nova Canaã, foram intensamente lavrados para a extração de ouro, durante as décadas de 70/80. Na área foram identificadas coberturas aluvionares, sub-recentes de paleocanais, paleoterraços e de depósitos das aluviões concentradas ao longo das drenagens atuais, como pode ser registrado na base dos testemunhos da Lagoa Jabuti e suas adjacências.

Os depósitos aluvionares destacam-se por sua morfologia típica de planícies sedimentares associadas ao sistema fluvial, sendo que as aluviões sub-recentes ocorrem em posições topográficas mais alçadas em relação às aluviões recentes (KLEIN *et al.*, 2000). Essas coberturas aluvionares são formadas por sedimentos arenosos e



argilosos inconsolidados e semiconsolidados, com níveis de cascalho associados, concentrando-se na área ao longo do rio Teles Pires e seus tributários: Quatro Pontes, Santa Helena e Paranaíta (margem esquerda) e ribeirão Rochedo (margem direita).

Os depósitos inconsolidados são constituídos essencialmente de areia (quartzo-feldspática) com níveis de seixos arredondados de quartzo e fragmentos de rocha, que se concentram como barras de canais (frontal, lateral e meio de canal). Os níveis rudáceos ocorrem geralmente como depósitos de fundo, revelados por ocasião da dragagem da lavra garimpeira.

Depósitos semi-consolidados são encontrados nas planícies aluviais dos rios, onde a deposição dos sedimentos argilosos, com níveis arenosos e de seixos associados, formam pacotes com espessuras variáveis. Estes sedimentos exibem às vezes estratificações plano-paralelas e cruzada tabular (KLEIN *et al.*, 2000).

Em geral, tanto os depósitos aluvionares recentes como os sub-recentes são portadores de ouro, localizados principalmente nos níveis rudíticos, o que ocasionou uma corrida garimpeira e a extração desordenada de ouro aluvionar, alterando substancialmente a paisagem natural desses depósitos.

#### 4.1.2.2 – Solos

O solos da região são caracteristicamente do tipo podzólicos vermelho amarelo distrófico e, subordinadamente latossolos vermelho amarelo distrófico.

Ao norte da região, onde está situado o sítio Lagoa Jabuti, SEPLAN (2007) classificou os solos como Latossolo Vermelho-Amarelo Álico e Distrófico, com A moderado, textura argilosa em relevo suave ondulado e plano.

Junto ao sítio Três Coqueiros, como na maior parte da região, SEPLAN(2007) classificou o solo como Podzólico Vermelho-Amarelo Distrófico Tb, com A moderado, textura média/argilosa em relevo suave ondulado.

#### 4.1.2.3 – Geomorfologia

O relevo da região está estruturado sob a forma de 4 grandes unidades geomorfológicas: Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional, Planaltos do Apicás-Sucunrudi, Planalto Dissecado da Amazônia e os Planaltos Residuais do Norte de Mato Grosso.

Destas unidades, a principal e que serve de plataforma para o relevo regional é a Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional caracterizada como uma vasta superfície rebaixada, dissecada em formas predominantemente convexas, com altimetrias que variam de 200 a 300m. Esta unidade é formada pelas litologias Pré-Cambrianas do Complexo Xingu.

Destacando-se sobre a Depressão encontram-se as demais unidades geomorfológicas, das quais destaca-se os Planaltos Residuais do Norte de Mato Grosso, que estruturam a Serra dos Caiabis e o Planalto do Apiacás-Sucunduri que sustentam uma das principais feições geomorfológicas da região que é a Serra dos Apiacás (SEPLAN, 2007).

#### 4.1.2.4 - Vegetação regional

A vegetação da região é classificada como zona de transição entre a floresta amazônica e o cerrado. Sobre este panorama geral de transição destacam-se as unidades que compõem o mosaico regional, quais sejam, a Floresta Estacional, a Floresta Ombrófila Densa e Aberta (SILVA *et al.*, 1980).

A Floresta Ombrófila Aberta Submontana com Cipós, representa uma das subunidades da Floresta Ombrófila Aberta e cobre a Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional, apresentando uma fisionomia bem típica, caracterizada pelo envolvimento das árvores por lianas lenhosas e solo atapetado por um amaranhado de lianas herbáceas. As espécies mais comuns neste domínio florístico são: *Apuléia molaris* (guarapa), *Bagassa guianensis* Aubl. Moraceae (tatajuba), *Astronium gracilis* (aroeira), *Bertolhelia excelsa* (Castanheira), Angelim, *Vochysia sp.*, *Schysolobium amazonicum* (Cambara), Cedrinho, Pinho Cuiabano, além de outras.

A Floresta Submontana de Dossel Emergente que constitui um dos subconjuntos da Floresta Ombrófila Densa, ocorre no Planalto Dissecado Sul da Amazônia. A floresta é exuberante e de excelente qualidade com agrupamentos de árvores emergentes em visível densidade, formando geralmente povoamentos puros de indivíduos altos, grossos e bem copados. Constitui uma das sub-formações da Floresta Estacional Decidual Tropical, compreendendo uma vegetação que ocupa parte do Planalto dos Apiacás-Sucunduri. Nesta comunidade vegetal existe um considerável número de epífitas e 60% das árvores perdem as suas folhas no período de estiagem.

O cerrado apresenta diferentes fisionomias: arbórea densa, aberta com ou sem floresta-de-galeira. Esta unidade ocorre nos testemunhos do Planalto dos Apicás e Sucunduri e na serra dos Apicás e em outros pontos, onde os solos apresentam textura arenosa e o clima temperaturas médias variáveis (acima dos 18°C). Este domínio vegetal se caracteriza por árvores de pequeno porte, isoladas ou agrupadas sobre um revestimento de gramíneas.

#### 4.2 – Metodologia de amostragem

Para a coleta dos testemunhos utilizou-se tubos de alumínio de 3 polegadas de diâmetro os quais foram introduzidos no solo ou sedimento mediante percussão, numa adaptação ao modelo de MARTIN e FLEXOR (1995).

Para amostragem nas lagoas naturais montou-se uma balsa que consistia de seis bombonas de plástico de 200 L suportando uma estrutura de madeira, forrada com lâminas de compensado (Figura 14).

Para içar os testemunhos do terreno/lago utilizou-se tripé metálico em alumínio, ao qual acoplou-se talha com capacidade de 1.000 Kg (Figura 15).

Na localidade Três Coqueiros foi coletada uma amostra de solo na planície de inundação do Rio Teles Pires utilizando-se sistema de percussão, com tubo de alumínio de 3 polegadas conforme visto na Figura 15



Figura 14 – Balsa construída em madeira, suportada por seis bombonas plásticas de 200 litros para suporte da plataforma de coleta.



Figura 15 – Talha acoplada ao tripé para içamento dos testemunhos.

#### 4.2.1 – Amostragem de solos

O testemunho de sondagem (corer) adquirido atingiu a profundidade de 1,23 m, apresentando as feições mostradas na Figura 16.

#### 4.2.2 – Amostragem de sedimentos

No sítio Lagoa Jabuti utilizou-se o sistema a percussão para a tomada de 2 amostras, como na Figura 17.

O testemunho de sondagem LJ1, mostrado na Figura 18 atingiu a profundidade de 1,55 m e o testemunho LJ2, mostrado na Figura 19 atingiu a profundidade de 0,98 m.



Figura 16 – Amostragem de solo



Figura 17 – Aspecto geral de um testemunho tipo *core* da Lagoa Jabuti com a base constituída por latossol.



Figura 18 – Aspecto geral de um testemunho da Lagoa Jabuti com a base apresentando latossol avermelhado.



Figura 19 – Aspecto geral de um testemunho da planície de inundação do rio Teles Pires sítio Três Coqueiros ilustrando paleossolos soterrados.

### 4.3 – Metodologia de preparação de amostras

Os testemunhos de sondagem foram retirados dos tubos de alumínio por meio de serragem longitudinal dos mesmos utilizando-se serra circular, tomando-se o cuidado de atingir o mínimo o corpo do testemunho.

Depois de retirado, o testemunho é aberto longitudinalmente a fim de se fazer a descrição litológica e observar-se as ocorrências mais significativas de microfósseis.

Uma das bandas do testemunho foi então seccionada a intervalos de 5 cm para compor as amostras, as quais foram colocadas para secar ao ar e a sombra, sendo a outra metade do testemunho também seccionada e compõe as amostras em replicata.

Após secagem, as amostras foram peneiradas em peneiras de malha 2,0 mm, com separação de detritos orgânicos.

#### 4.3.1 – Amostras para palinologia

A preparação de materiais quaternários para análises palinológicas segue uma série de procedimentos, a depender das condições em que se encontram e da sua constituição.

Para sedimentos lacustres dos trópicos, SALGADO-LABORIAU (2005) recomenda tratamentos sucessivos de KOH 10%, seguido por desidratação por ácido acético glacial, acetólise, lavagem com HCl 10% e, finalmente eliminação de silicatos com HF 40% sobre uma amostra inicial de 1 a 2 cm<sup>3</sup>.

Neste trabalho seguiu-se o protocolo proposto por COLINVAUX *et al.* (1999), baseado em FAEGRI e IRVENSEN (1950) que pode ser sintetizado em:

1. Num tubo de centrífuga de 15ml adicionar uma pastilha de *Lycopodium clavatus* e sobre ela misturar solução HCL 10% gota a gota até atingir 5ml no tubo.
2. Acrescentar 1mL de sedimento. Adicionar água e centrifugar.
3. Acrescentar 8mL de HF 40% concentrado. Repousar por uma noite. Centrifugar.
4. Acrescentar 8mL de HCl 10%. Centrifugar.
5. Acrescentar 8 mL de ácido acético. Centrifugar.

6. Acrescentar lentamente 8mL da solução de acetólise. Aquecer em banho-maria até o líquido estar escuro. Centrifugar.
  7. Lavagem com 8ml de ácido acético. Centrifugar.
  8. Lavar com álcool absoluto. Centrifugar.
  9. Transferir o produto final para tubos de polietileno de 5mL com tampa.
  10. Adicionar 5 gotas de glicerina corada com safranina.
- Deixar em estufa a 60<sup>0</sup>C por uma noite.

#### OBSERVAÇÕES:

- a) Após cada etapa, lavar com água destilada por 2 vezes ou até que o sobrenadante esteja límpido.
- b) A preparação de acetólise é feita na relação 9:1 de anidrido acético:ácido sulfúrico concentrado colocando primeiro o anidrido acético e depois, muito lentamente o ácido sulfúrico em uma proveta graduada. A reação é potencialmente explosiva devendo-se ter todo o cuidado na formulação.

A estimativa de concentração de palinomorfos na amostra é dada pela equação abaixo:

$$Y = \frac{NY \times NLC}{NLCc}$$

Onde NY é a contagem de palinomorfos da amostra; NLC é a concentração de esporos de *Lycopodium clavatus* da pastilha adicionada e NCCc (Lote 483216 da Lund University cuja concentração informada é de 18.583 esporos por pastilha) é a contagem de *Lycopodium* da amostra.

#### 4.3.2 – Amostras para isotopia

##### 4.3.2.1 – Determinação da razão isotópica

Para determinação da razão isotópica <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C as amostras de solo e sedimentos foram secas ao ar, peneiradas em malha 2 mm, malha 0,250mm e em



seguida pré-tratadas com solução HCl 10%, tomando-se uma alíquota de 2mL da amostra para 5mL da solução de HCl seguindo-se de lavagem com água destilada por duas vezes.

Do resultante, cerca de 40mg foi encaminhado ao laboratório do CENA/USP para determinação da concentração de C e N e das composições isotópicas  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$ .

#### 4.3.2.2 – Datação por AMS

Para datação radiométrica, as amostras seguiram os procedimentos preconizados por SANTOS *et al.*(2006), MENSING e SOUTHON (1999) e MENDONÇA FILHO *et al.* (2002).

A preparação de amostras de restos de megafauna para análise por AMS seguiu os procedimentos recomendados por SANTOS *et al.* (2006), considerando que fósseis mantêm pouco colágeno (em geral menos que 5% em relação a ossos atuais) faz-se necessária a avaliação prévia do estado em que se encontra a peça que se quer datar. Para isto algumas observações podem ser feitas inicialmente como se o osso/dente ao ser cortado emite cheiro de queimado ou se as amostras são suficientemente rígidas (a rigidez ou consistência é devida a presença de colágeno).

Quando possível de se determinar os conteúdos de C e N, uma razão C/N elevada, assim como muito anômalos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  indicam contaminação externa e, portanto, baixa qualidade da amostra para análise por AMS.

Depois de selecionadas amostras com indicativos iniciais de qualidade, compõe-se uma amostra com cerca de 1 grama e envia-se para o laboratório da Universidade da Califórnia - Irvine.

Para amostras de sedimentos e solos, faz-se necessário uma quantidade equivalente a 20mg de material carbônico. Assim, as amostras são peneiradas em malha de 2mm e busca-se identificar e separar os restos orgânicos que a compõem (conchas, carapaças, fragmentos vegetais, carvões, etc). As frações separadas são então tratadas com uma sucessão de ataques químicos, genericamente conhecida como ABA (ácido-base-ácido) com o propósito de eliminar da amostra qualquer contaminante que possa estar a ela aderido (MARCARIO, 2003; MENSING, 1999; MENDONÇA FILHO, 2004).

O tratamento consiste na aplicação de solução fraca de ácido clorídrico HCl 5%, mantendo-se aquecida a 95<sup>o</sup>C por duas horas, lavando-se em seguida com água destilada. Em seguida, trata-se a amostra com solução de hidróxido de sódio mantendo-se aquecida a 95<sup>o</sup>C por uma hora, lavando-se em seguida com água destilada. Para encerrar, um tratamento à base de ácido semelhante ao primeiro.

#### 4.4 – Metodologia analítica

##### 4.4.1 – Análise palinológica

A análise palinológica consiste na observação ao microscópio biológico das lâminas devidamente preparadas. Para este efeito, foi utilizado um microscópio óptico com aumento médio de 200 vezes. A identificação, buscada ao nível de família, foi feita baseada nos catálogos disponíveis na literatura dentre os quais cita-se ERDTMANN (1952, 1965), van GEEL (1978), HOOGHMIESTRA (1984), NEVES (1991, 1998), BEHLING (1995), COLINVAUX *et al.* (1999), NEVES *et al.* (2001), BAUERMANN (2003), CARREIRA e BARTH (2003) e CARREIRA *et al.* (1996)

A preparação da lâmina para observação ao microscópio é processada segundo os seguintes passos:

1. Partindo-se do resíduo gerado no processo de preparação para palinologia (item 3.3.a), mistura-se bem com bastão de vidro e retira-se uma gota aplicando-a sobre lâmina de vidro.
2. Aplica-se uma lamínula sobre o material, apertando-se suavemente.
3. Coloca-se a lâmina sobre uma placa aquecedora e derrama-se parafina derretida nos bordos da lamínula fazendo com que a parafina derretida pelo calor da placa preencha os vazios da lâmina.
4. Selar as bordas da lâmina com esmalte de unha transparente.

##### 4.4.2 – Composição isotópica e elementar

As análises elementares (C, N) e composições isotópicas  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$  foram executadas no Laboratório de Ecologia Isotópica do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA) utilizando-se espectrômetro de massas acoplados com

analísadores de CNHS ANCA-IRMS, do inglês “automated nitrogen and carbon analyzer isotope ratio mass spectrometer”.

Este sistema é basicamente constituído por (a) unidade de admissão ou de entrada para amostras gasosas; (b) fonte de ionização; (c) unidade aceleradora de íons, (d) analisador magnético de íons e (e) detector.

A amostra é vaporizada na unidade de entrada e é então expelida para a unidade de ionização passando por finas fendas (cerca de 0,013-0,050 mm de diâmetro) feitas sobre folhas de ouro. Na unidade de ionização, as moléculas neutras são aprisionadas a baixas pressões e elevadas temperaturas enquanto o gás é bombardeado perpendicularmente ao sentido de fluxo por elétrons gerados a partir de filamento de tungstênio ou irídio aquecido em função de diferenças de potencial gerando a ionização das moléculas ou átomos.

Após a passagem pela fonte de íons o feixe eletrônico é coletado no ânodo. Os íons positivos gerados na câmara de ionização são emitidos para um sistema de placas aceleradoras de carga negativa que cria um campo eletrostático forte o qual acelera os íons diferentes a velocidades diferentes, conforme suas massas, até o sistema analisador magnético que, por sua vez, consta de um campo magnético que atuará com determinada força sobre os íons variando com a massa desse íon.

Os feixes iônicos gerados conforme as massas e, portanto, as espécies isotópicas, atingem o sistema de coleta, conforme variação da indução magnética exercida pelo eletroímã gerando numa resistência uma corrente elétrica de intensidade variável conforme a concentração da espécie isotópica analisada a qual gera uma diferença de potencial que é possível ser registrada ou digitalizada.

A Figura 20 ilustra uma simplificação de um sistema de análise isotópica de elementos leves (carbono, nitrogênio, enxofre).

#### 4.4.3 – Datação radiométrica AMS

A datação de amostras de materiais carbonosos, madeiras, carvão, turfa, ossos, conchas, matéria orgânica de solos e sedimentos e água subterrânea é feita através de métodos radiométricos usando o isótopo carbono 14.

A detecção da presença de isótopos pouco abundantes, como o  $^{14}\text{C}$  pode ser feita por contagem de desintegrações radioativas ou por espectrometria de massa (MACÁRIO, 2003).

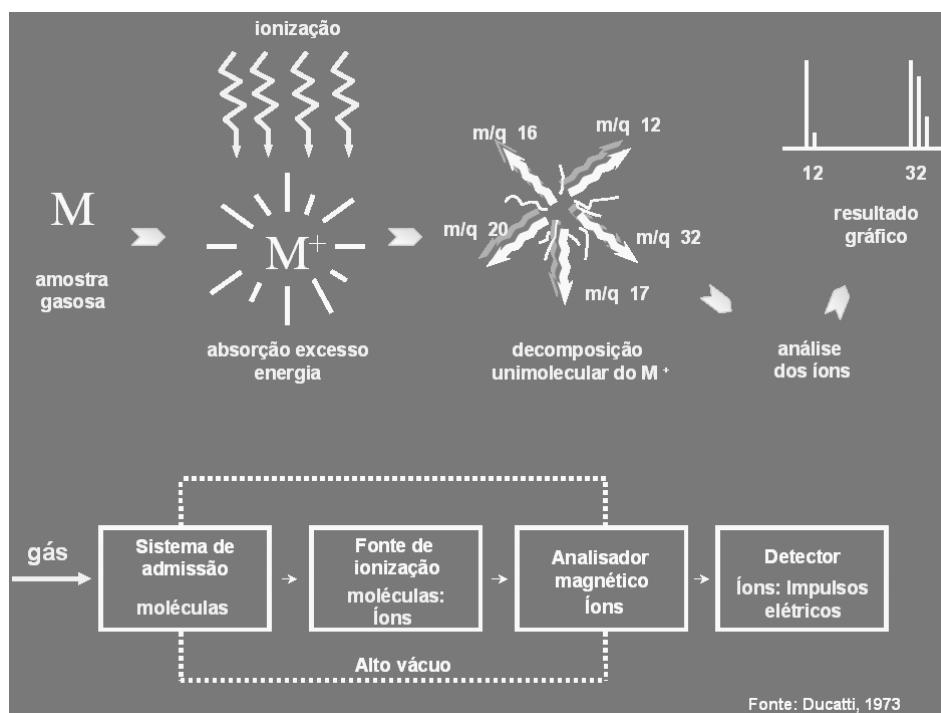


Figura 20 – Sistema simplificado de análise de composição isotópica

O método convencional da desintegração radioativa revela-se pouco eficiente no sentido que se torna muito demorado já que a taxa de desintegração é da ordem de  $3,8 \times 10^{-12}$  por segundo ou 1.000 desintegrações a cada 8 anos, além de limite de datação da ordem de 10 meias-vidas (Antonio Aparecido Mozeto, informação pessoal)

O método alternativo da espectrometria de massa funciona com a determinação da concentração de  $^{14}\text{C}$  da amostra (Figura 31). Assim, compostos gasosos com carbono, especialmente  $\text{CO}_2$  são acelerados e, com isto, se separam em íons com massas distintas como 44, 45 e 46. A idade do evento é então determinada pela razão entre os isótopos.

As amostras de solos e sedimentos foram encaminhadas para a University of Califórnia, Irvine para serem datadas por espectrometria com aceleração de massas.

#### 4.4.4 – Datação por termoluminescência

O processo de datação por termoluminescência é aplicado em materiais arqueológicos e tem por princípio geral de funcionamento o fato de que quando um cristal iônico é exposto à radiação ionizante (partícula- $\alpha$ , partícula- $\beta$  e radiação- $\gamma$ ), oriundas de isótopos como  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$  encontrados no solo e nos raios cósmicos, são criados defeitos em sua rede cristalina. Além disso, elétrons e/ou íons positivos são liberados pela ionização e, se estes forem aprisionados nos defeitos, temos a formação de estados metaestáveis dentro do cristal.

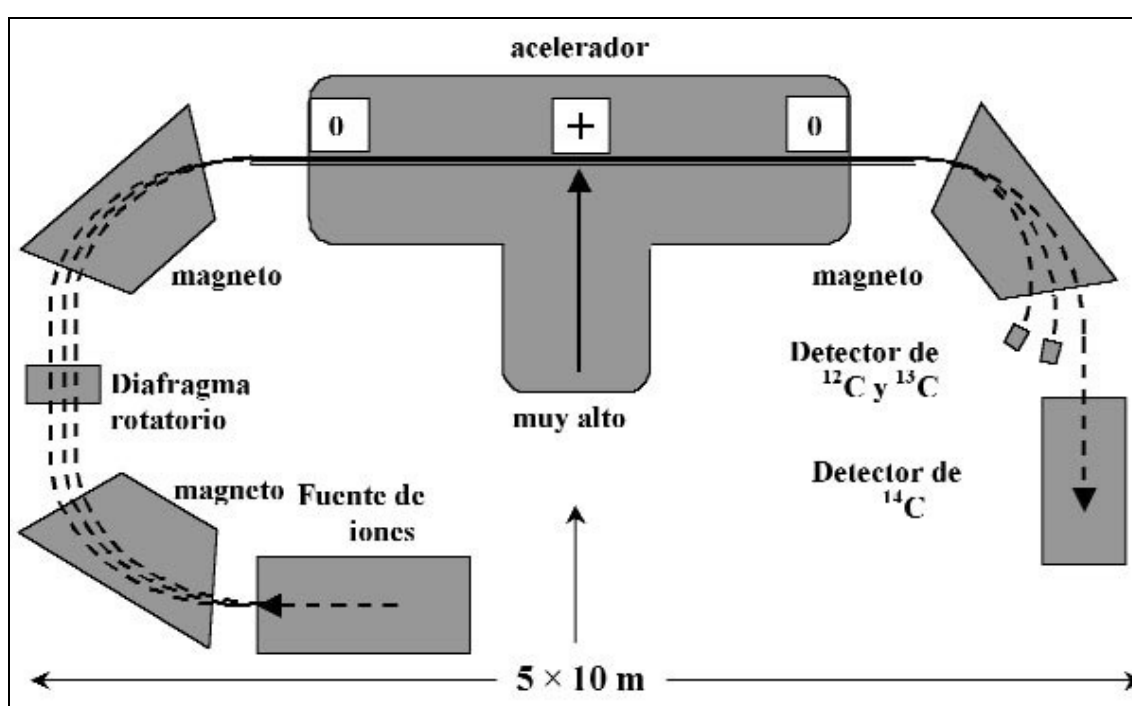


Figura 21 – Espectrômetro de massa com acelerador

Posteriormente se o cristal for aquecido essas cargas podem se liberar e se recombinar emitindo luz a qual é denominada Termoluminescência (TL).

O processo de elaboração de cerâmicas sofre estes efeitos e, assim, pelo método de TL é possível datar-se a idade de confecção de elementos da cultura material cerâmica.

Amostras, com cerca de 7cm de cerâmica disponível no acervo do Museu de História Natural de Alta Floresta foram encaminhadas ao Laboratório de Vidros e Datação da Faculdade de Tecnologia de São Paulo (FATEC/SP) a fim de determinar-se a idade da cultura material registrada fartamente na área de estudos tendo-se a intenção

de saber-se as condições ecológicas que os antigos ocupantes da região vivenciaram, dentro do perfil cronológico evidenciado no trabalho.

Conforme observado por STUCHI (2004) a cerâmica arqueológica registrada na região de estudo é notadamente desprovida de decoração, as vezes com engobo, de queima ora redutora, ora oxidante, com antiplástico dominante de quartzo e confeccionada pelo método de roletagem tipicamente, seguido de modelagem.

#### 4.4.5 – Datação por Ressonância Paramagnética Eletrônica

O processo convencional de datação de elementos orgânicos é aquele que usa os isótopos de carbono, quer por emissões, quer por aceleração de massas, conforme descrito anteriormente. Esse é o processo utilizado para datações de restos vegetais ou animais como ossos, dentes, etc.

Sob condições não específicas os restos animais, apesar de preservados em sua quase totalidade, no entanto, não mantêm compostos orgânico suficientes para promover análises que propiciem, dentre outras, a determinação de suas idades.

Para estes casos lança-se mão de métodos de datação relativa, como a correlação paleontológica ou, para datação direta do evento, a Ressonância Paramagnética Eletrônica (RPE) ou Ressonância de Spin Eletrônico (RSE).

O princípio geral de RPE é a determinação da concentração de espécies paramagnéticas ou de radicais livres nas amostras orgânicas (BAFFA, 2009).

As moléculas de materiais orgânicos estão expostas continuamente a radiação ionizante ambiental produzida por raios cósmicos ou por elementos radioativos como urânio, tório e potássio. Tais radiações são armazenadas ao longo do tempo de exposição, com valores anuais chamados de taxa de dose anual (TD) e tais radiações provocam quebras de ligações químicas nas moléculas resultando em fragmentos moleculares com falta ou excesso de elétrons. A estimativa de idade através de RPE é feita medindo-se o número total de elétrons livres da amostra.

Quatro amostras de elementos da megafauna da região de estudo, as quais foram advindas de coletas assistemáticas por ocasião de dragagens na atividade garimpeira no leito do rio Teles Pires e encaminhadas ao MUHISNAF, foram selecionadas e encaminhadas inicialmente para determinação de idade pelo método de radiocarbono, resultando negativo em função da não presença de carbono (normalmente relacionado ao colágeno de dentes e ossos) suficiente nas mesmas para a execução dos

ensaios fato este relacionado as condições de deposição e as condições ambientais dos sítios de deposição (pH de solos, tempo de exposição, etc.).

As amostras foram então submetidas ao Laboratório de Física da Universidade de São Paulo – Campus de Ribeirão Preto, aos cuidados do Professor Oswaldo Baffa para realização dos estudos para determinação das doses arqueológicas e datação pelo método da ressonância magnética eletrônica.

Cerca de dois gramas de dentina de *Haplomastodon waringi* foram encaminhados.

#### 4.4.6 – Textura de solos e sedimentos

A determinação da textura dos solos e sedimentos foi feita por intermédio do Método do Densímetro (EMBRAPA, 2008)

1. Colocar 25 g de TFSA em dois beckeres de 250 mL;
2. Em um deles, adicionar 12,5 mL de NaOH 1 N e 50 mL de água destilada. No outro, colocar somente a água destilada. Deixe-os em repouso por 15 minutos;
3. Transferir as suspensões dos beckeres para dois copos metálicos do agitador Hamilton Beach, e completar com água destilada até 2/3 da capacidade do copo do agitador;
4. Agitar durante 10 minutos a 12.000 r.p.m.;
5. Transferir o conteúdo individual para uma proveta de 500 mL e completar o volume da proveta com água destilada, estando o densímetro dentro da suspensão;
6. Retirar o densímetro e homogeneizar com um agitador manual durante um minuto. Deixar em repouso, anotando o tempo de início da sedimentação;
7. Colocar o densímetro para fazer a leitura do silte + argila aos quatro minutos após o início da sedimentação. Tomar a temperatura da suspensão, para correção posterior da leitura.

O densímetro deve ser colocado e com cuidado para evitar perturbação na suspensão. Após a leitura deve-se lavar o densímetro para evitar que a argila seque em sua superfície;

8. Após duas horas do início da sedimentação, fazer a leitura da argila. Para a amostra que foi dispersa em água destilada, é uma única leitura. Tomar a temperatura da suspensão, para correção posterior da leitura.

Observação: o densímetro mede a densidade da suspensão, sendo necessário verificar sua correspondência com o densímetro de Bouyoucos, calibrado em g de solo/L de suspensão.

Correção: como o densímetro de Bouyoucos é calibrado para a temperatura de 68°F (20°C), as leituras deverão ser corrigidas conforme a temperatura. Assim, para cada grau acima ou abaixo de 20°C, deve-se acrescentar ou subtrair 0,36 graduações da leitura do densímetro.

Calculo das frações do solo:

$\% \text{ silte} = [(1^\circ \text{ leitura corrigida} - 2^\circ \text{ leitura corrigida}) \times 50] / \text{massa de TFSA}$

$\% \text{ argila} = [2^\circ \text{ leitura corrigida} \times 50] / \text{massa de TFSA}$

$\% \text{ areia} = 100 - \% \text{ silte} - \% \text{ argila}$

#### 4.4.6 – Estratigrafia

Na tentativa de estipular uma estratigrafia para os testemunhos foram levados em consideração alguns dos parâmetros considerados no estabelecimento do “Índice de Troels-Smith”, conforme LONG *et al.* (1999): textura, cor e presença de componentes orgânicos.

O índice de Troels-Smith mede e procura relacionar várias características físicas do sedimento usando uma escala de 5 pontos incluindo o grau de escuridão que complementa a tabela de cores Munsell; o grau de umidade; o grau de estratificação; o grau de elasticidade; presença e tipo de componente orgânico; textura.

Para apresentação sintética foi utilizado o programa TSPP (DULLER, 2009), além do programa PSIMPOLL (BENNETT, 2005).

A cor do solo foi determinada com as amostras (TFSA) sendo pulverizadas em gral de porcelana e passadas por uma peneira de malha de 0,250mm (250 mesh), conforme SCHEINOST e SCHWERTAMNN (1999) citado por Botelho *et al.* (2006), visando à homogeneização da cor da amostra e à obtenção da cor seca



triturada, sendo as amostras acondicionadas em placas de petri com diâmetro de 14cm e com 2cm de altura. A partir daí consultou-se a tabela de cores de Munsell.

## 5 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 5.1 – Estratigrafia

A Figura 22 mostra o perfil estratigráfico da Lagoa Jabuti e a Figura 23 ilustra a estratigrafia da planície de inundação do rio Teles Pires, na localidade Três Coqueiros.

#### PERFIL ESTRATIGÁFICO

**FURO: LJBT1 – Testemunho na Lagoa do Jabuti**

**LATITUDE: 8°59'22"S**

**LONGITUDE: 57° 9'31"O**

CODIG	Argila	DE (cm)	A (cm)	DESCRIÇÃO	COR	OBS
LJ1	NS	0	5	Argila orgânica siltosa com conchas		
LJ2	NS	5	10	Argila orgânica siltosa com conchas		
LJ3	NS	10	15	Argila orgânica siltosa com conchas		
LJ4	NS	15	20	Argila orgânica siltosa com conchas		
LJ5	NS	20	25	Argila orgânica siltosa com conchas		
LJ6	NS	25	30	Argila orgânica siltosa com conchas		
LJ7	NS	30	35	Argila orgânica siltosa com conchas		
LJ8	362	35	40	Argila orgânica siltosa com conchas		
LJ9	483	40	45	Argila orgânica siltosa com conchas		
LJ10	513	45	50	Argila orgânica siltosa com conchas		
LJ11	408	50	55	Argila orgânica siltosa com conchas		
LJ12	423	55	60	Argila orgânica siltosa com conchas		
LJ13	423	60	66	Argila orgânica siltosa com conchas		
LJ14	272	66	70	Argila marrom cinzenta		
LJ15	242	70	75	Argila marrom cinzenta		
LJ16	211	75	80	Argila marrom cinzenta		
LJ17	483	80	85	Argila marrom cinzenta		
LJ18	574	85	90	Argila orgânica cinza escuro		
LJ19	513	90	95	Argila orgânica cinza escuro		
LJ20	513	95	100	Argila cinza creme		
LJ21	483	100	105	Argila cinza creme		
LJ22	513	105	110	Argila cinza creme		
LJ23	453	110	115	Argila cinza creme		
LJ24	544	115	120	Argila cinza creme		
LJ25	438	120	125	Argila cinza creme		
LJ26	453	125	130	Argila cinza creme		
LJ27	513	130	135	Argila cinza creme		
LJ28	NS	135	140	Argila cinza creme		
LJ29	408	140	145	Argila cinza creme		
LJ30	181	145	150	Argila cinza creme		
LJ31	362	150	155	Argila cinza creme com cascalho		

Figura 22 – Estratigrafia da Lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso

CODIG=amostra ARGILA=g/Kg NS=não determinado

No testemunho coletado no Sítio Três Coqueiros pode-se verificar uma dominância da fração argilosa, ao longo de todo o perfil, enquanto no testemunho da Lagoa Jabuti pode-se inferir a presença de “fácies” argilosa, sucedida por fácies argilo-

siltosa denotando intervalos de variação no processo de deposição dos sedimentos no lago, assim como provável variação nos níveis de água do mesmo.

No testemunho Três Coqueiros faz-se notar uma variação vertical em termos de coloração podendo-se inferir, *a priori*, mudanças nas condições bioclimáticas de desenvolvimento dos solos ou preservação dos sedimentos, conforme apontado em SEDOV *et al.* (2009) e KAFUMU (2004) com as camadas superiores, atuais, indicando o clima tropical úmido atualmente verificado, enquanto níveis cinzentos ou amarelo-avermelhado de alguns níveis indicariam condições climáticas distintas.

## 5.2 – Geocronologia

A Tabela 5.1 apresenta os dados de idades radiocarbônicas para a Lagoa Jabuti e o Sítio Três Coqueiros, ilustrados nas Figura 24 e Figura 25, respectivamente.

### PERFIL ESTRATIGÁFICO

FURO: TESI – Testemunho de solo Sítio Três Coqueiros

LATITUDE: 9°45'21"S

LONGITUDE: 55°47'30"O

COD	DE (cm)	A (cm)	Argilas g/Kg	DESCRIÇÃO	Cor Munsel	OBSERVAÇÃO
TR1	0	13	362	Argilas siltosas cinza escuro	5YR 4/1	
TR2	13	18	574			
TR3	18	23	589			
TR4	23	28	619			
TR5	28	33	664	Argilas siltosas cinzentas	10YR 2/6	
TR6	33	38	680		5Y 9/6	
TR7	38	43	664		10YR 2/4	
TR8	43	48	664		2.5Y 6/3	
TR9	48	53	680		10YR 5/2	
TR10	53	58	755			
TR11	58	63	785			
TR12	63	68	755			
TR13	68	73	770			
TR14	73	78	740			
TR15	78	83	755			
TR16	83	88	785	10YR 6/4		
TR17	88	93	755			
TR18	93	98	755			
TR19	98	103	815			
TR20	103	108	710			
TR21	108	113	755			
TR22	113	118	725			
TR23	118	123	574	Argila mosqueada		

Figura 23 – Estratigrafia da planície de inundação do rio Teles Pires, a partir de um testemunho coletado no Sítio Três Coqueiros no norte do estado de Mato Grosso

Tabela 5.1 – Idade radiocarbônicas da Lagoa Jabuti e Sítio Três Coqueiros, na planície de inundação do rio Teles Pires, no norte do estado de Mato Grosso

<i>Localidade</i>	<i>Profundidade</i>	<i>Idade <sup>14</sup>C</i>	<i>Taxa de Sedimentação</i>
Lagoa Jabuti	35 – 40	2635	0,15
	65 – 70	3345	0,42
	110 – 115	3790	1,01
	150 – 155	5575	0,22
Sítio Três Coqueiros	43 – 48	-640 ***	
	73 – 78	4730	0.06 **
	118 – 123	7735	0.15

\*\*\* Valores negativos para indicação de atividades desenvolvidas a partir de 1950

\*\* Valor aproximado em função de incorreção de datação do intervalo anterior

Conforme NEVES e HUBE (2009) existem duas formas de expressar a idade de materiais datados pelo método do <sup>14</sup>C: não calibrada e calibrada. Apenas quando calibradas, as datações radiocarbônicas correspondem ao calendário convencional em anos, tal como conhecido por todos. Por uma série de razões que dificultam o processo de calibração (entre elas a falta de tabelas de correção confiáveis para a América do Sul), existe uma recomendação internacional para que datações sejam publicadas em anos não calibrados, conforme apresentamos neste trabalho.

Os dados isotópicos apresentados apontam para uma idade holocênica média, tanto para a Lagoa Jabuti, quanto para o desenvolvimento da planície de inundação do rio Teles Pires no trecho amostrado.

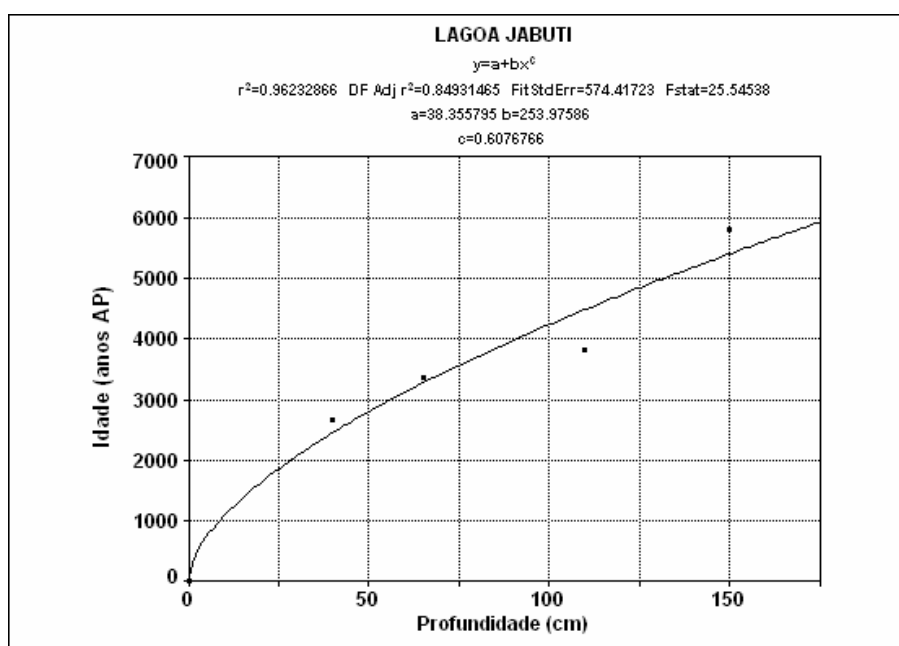


Figura 24 – Curva característica da cronologia da Lagoa Jabuti, na planície de inundação do rio Teles Pires, no norte do estado de Mato Grosso

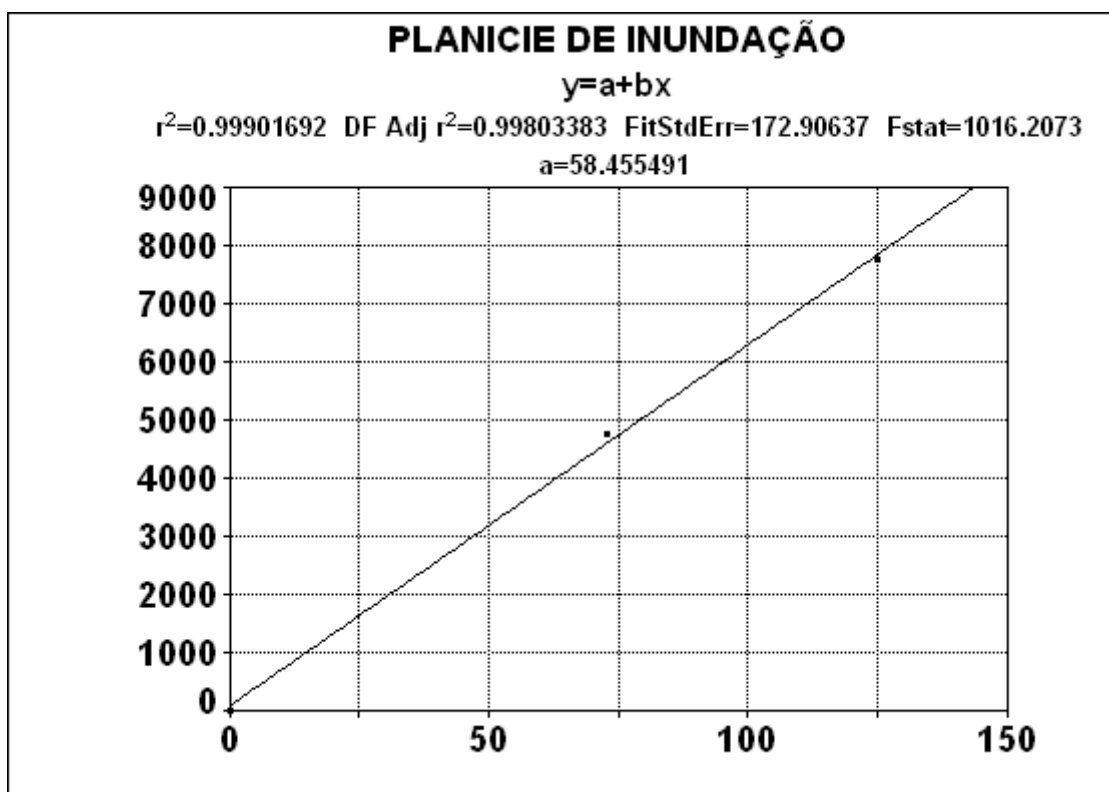


Figura 25 – Curva característica da cronologia da planície de inundação do rio Teles Pires, no norte do estado de Mato Grosso

### 5.3 – Caracterização da vegetação regional

Para caracterização da vegetação regional nos domínios da planície fluvial do rio Teles Pires contou-se com a contribuição do HERBAM – Herbário da Amazônia Meridional da Universidade do Estado de Mato Grosso, bem como do trabalho acadêmico sistemático do Departamento de Engenharia Florestal da UNEMAT em Alta Floresta que desenvolveu o projeto “Composição florística de espécies arbóreas ocorrentes nas margens do rio teles pires entre os rios quatro pontes e ariranha, em mato grosso”.

A Tabela 5.2 apresenta as plantas dominantes na área do estudo que foram obtidas através de levantamento florístico realizado pelo Departamento de Engenharia Florestal da Universidade do Estado de Mato Grosso (SILVA, 2008) coordenado pelo e pelo professor Dr. Rubens Marques Rondon Neto e pelo HERBAM

– Herbário da Amazônia Meridional sob a coordenação da professora Dra. Célia Regina Soares.

A Tabela 5.3 apresenta os valores isotópicos das plantas dominantes da área de domínio do projeto, classificadas pelo HERBAM.

TABELA 5.2 – Levantamento das espécies vegetais arbóreas que compõem a atual vegetação da região da planície de inundação do rio Teles Pires (Fonte: SILVA, 2008)

<b>Famílias</b>	<b>Nº. gênero</b>	<b>Nº. espécie</b>	<b>Nº. árvore</b>	<b>% árvore</b>	<b>% acumulado</b>
Fabaceae	17	19	307	25,08	25,08
Moraceae	4	7	248	20,26	45,34
Lauraceae	2	3	180	14,71	60,05
Sapotaceae	2	6	75	6,13	66,18
Euphorbiaceae	3	3	69	5,64	71,82
Annonaceae	2	2	67	5,47	77,29
Arecaceae	3	2	48	3,92	81,21
Myristicaceae	2	2	42	3,43	84,64
Clusiaceae	3	3	28	2,29	86,93
N.I.	-	24	24	1,96	88,89
Vochysiaceae	2	3	23	1,88	90,77
Apocynaceae	4	5	15	1,23	92,00
Lecythidaceae	3	3	15	1,23	93,23
Anacardiaceae	3	3	13	1,06	94,29
Burseraceae	2	3	13	1,06	95,35
Bombacaceae	1	1	10	0,82	96,17
Simaroubaceae	1	1	8	0,65	96,82
Bignoniaceae	1	1	7	0,57	97,39
Caryocaraceae	1	1	6	0,49	97,88
Cecropiaceae	1	1	5	0,41	98,29
Myrtaceae	2	2	5	0,08	98,70
Meliaceae	2	2	4	0,16	99,03
Sterculiaceae	2	2	3	0,25	99,28
Melastomataceae	1	1	2	0,33	99,44
Celastraceae	1	1	1	0,41	99,52
Combretaceaceae	1	1	1	0,08	99,6
Combretaceae	1	1	1	0,08	99,68
Malpighiaceae	1	1	1	0,08	99,76
Rutaceae	1	1	1	0,08	99,84
Tiliaceae	1	1	1	0,08	99,92
Verbenaceae	1	1	1	0,08	100,00
<b>Total</b>	<b>50</b>	<b>107</b>	<b>1.224</b>	<b>100</b>	<b>100</b>

Tabela 5.3 Composição elementar e isotópica das plantas dominantes na área de abrangência do projeto

<b>Família</b>	<sup>15</sup> N	%N	<sup>13</sup> C	%C	C/N
Fabaceae	3.69	2.68	-31.19	44.60	16.63
Fabaceae	0.93	2.40	-30.54	45.53	19.00
Moraceae	5.10	1.97	-29.75	42.25	21.43
Moraceae	8.58	2.12	-30.10	41.62	19.64
Lauraceae	5.35	2.52	-34.71	48.18	19.11
Lauraceae	3.67	2.21	-33.59	46.75	21.14
Sapotaceae ( <i>Micropholis</i> )	4.91	1.84	-30.04	48.22	26.14
Sapotaceae	5.25	1.54	-33.20	46.60	30.18
Euphorbiaceae	3.67	2.15	-29.54	45.65	21.27
Euphorbiaceae	4.57	3.45	-27.63	49.73	14.43
Chrysobalanaceae	6.40	1.65	-33.79	46.12	28.03
Chrysobalanaceae	4.49	1.12	-31.68	45.50	40.68
Annonaceae	-0.61	1.35	-33.99	48.52	35.94
Annonaceae	1.84	1.37	-29.38	44.57	32.51
Arecaceae	6.40	1.79	-34.72	41.13	22.93
Arecaceae	4.16	1.84	-37.59	45.83	24.97
Bignoniaceae	2.30	1.94	-29.83	46.40	23.96
Bignoniaceae	5.32	3.91	-29.93	50.56	12.93
Anacardiaceae	5.03	2.02	-24.93	49.98	24.76
Anacardiaceae	2.47	2.72	-29.18	47.86	17.59
Malvaceae	5.07	1.56	-29.06	51.14	32.70
Malvaceae	4.74	2.35	-30.84	49.60	21.10
Clusiaceae	2.06	1.12	-30.53	51.00	45.34
Clusiaceae	-0.24	1.17	-30.92	49.61	42.30
Burseraceae	5.99	1.63	-32.82	44.50	27.36
Burseraceae	4.46	1.12	-32.76	43.93	39.29
Myristicaceae	8.78	2.53	-31.95	47.96	18.92
Myristicaceae	4.15	1.33	-33.18	48.85	36.61
Apocynaceae	8.01	2.00	-29.73	45.81	22.94
Apocynaceae	2.49	1.72	-33.92	54.93	31.90
Myrtaceae	3.42	1.54	-32.86	46.95	30.39
Myrtaceae	6.22	1.19	-31.20	46.71	39.12
Lecythidaceae	4.43	1.60	-31.76	51.10	31.88
Lecythidaceae	7.61	2.09	-32.55	49.53	23.65
Meliaceae	4.25	1.89	-34.12	48.27	25.61
Meliaceae	4.03	2.16	-31.62	52.32	24.18
Melastomataceae	4.86	2.12	-32.64	51.52	24.27
Melastomataceae	3.49	1.62	-34.68	45.72	28.29
Rubiaceae	4.63	1.63	-32.64	42.62	26.17
Rubiaceae	4.26	2.20	-36.27	52.47	23.87
Nyctaginaceae ( <i>Neera</i> )	6.19	5.13	-32.28	48.46	9.45
Nyctaginaceae ( <i>Guapira</i> )	2.62	4.41	-32.22	47.66	10.80
Nyctaginaceae ( <i>Guapira</i> )	4.69	2.35	-30.71	43.15	18.40

Maranthaceae ( <i>Calathea acuminata</i> )	1.04	2.46	-32.08	42.58	17.29
Maranthaceae	-0.31	2.30	-30.72	45.32	19.69
Portulacaceae ( <i>Talinum</i> )	8.44	3.16	-32.10	43.35	13.72
Poaceae ( <i>Paractialyra</i> )	3.35	1.66	-27.69	43.97	26.48
Poaceae ( <i>Pariana</i> )	-0.28	1.41	-36.43	33.13	23.45
Cyperaceae ( <i>Rhynchospera</i> )	3.49	0.92	-33.54	42.71	46.56
Asteraceae ( <i>Riencourtia</i> )	0.88	1.32	-31.61	39.30	29.87
Asteraceae ( <i>Piptocarpha</i> )	-1.32	1.52	-27.57	52.95	34.84

Conforme fica evidenciado nas tabelas anteriores a vegetação presente na área do projeto é caracteristicamente do tipo florestal, com domínio massivo de plantas de assinatura C3, com valores de composição isotópica  $\delta^{13}\text{C}$  semelhantes aos já registrados em trabalhos anteriores feitos no domínio amazônico, como os de MARTINELLI *et al.* (1991) e PESSENDA *et al.* (2001)

#### 5.4 – Composição geoquímica elementar e isotópica da matéria orgânica da Lagoa Jabuti

Os dados de análise elementar orgânica e isotópica da Lagoa Jabuti estão apresentados na Tabela 5.4

Tabela 5.4 – Composição elementar e isotópica das amostras provenientes da Lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso

PROFUNDIDADE (cm)	IDADE	$^{13}\text{C}$	%C	$^{15}\text{N}$	%N	C/N
5	2.972	<b>-31.35</b>	<b>7,15</b>	<b>2,22</b>	<b>0,65</b>	<b>11,1</b>
15	2.975	<b>-31.39</b>	<b>3,89</b>	<b>2,23</b>	<b>0,35</b>	<b>11,1</b>
20	2.978	<b>-30.51</b>	<b>1,45</b>	<b>1,41</b>	<b>0,14</b>	<b>10,3</b>
25	2.983	<b>-24.39</b>	<b>5,80</b>	<b>1,25</b>	<b>0,38</b>	<b>15,4</b>
30	2.991	<b>-22.17</b>	<b>3,35</b>	<b>1,28</b>	<b>0,20</b>	<b>16,4</b>
35	3.001	<b>-22.80</b>	<b>4,37</b>	<b>1,29</b>	<b>0,26</b>	<b>17,1</b>
40	3.016	<b>-29.86</b>	<b>2,87</b>	<b>1,83</b>	<b>0,23</b>	<b>12,3</b>
45	3.034	<b>-30.00</b>	<b>3,80</b>	<b>1,58</b>	<b>0,32</b>	<b>12,0</b>
50	3.057	<b>-29.77</b>	<b>4,22</b>	<b>1,19</b>	<b>0,32</b>	<b>13,1</b>
55	3.085	<b>-29.68</b>	<b>3,66</b>	<b>1,05</b>	<b>0,26</b>	<b>13,8</b>
60	3.119	<b>-29.77</b>	<b>3,06</b>	<b>1,10</b>	<b>0,24</b>	<b>12,8</b>
66	3.159	<b>-29.85</b>	<b>3,76</b>	<b>0,77</b>	<b>0,31</b>	<b>12,3</b>
70	3.205	<b>-29.58</b>	<b>0,79</b>	<b>0,61</b>	<b>0,04</b>	<b>19,9</b>
75	3.259	<b>-29.76</b>	<b>0,79</b>	<b>2,15</b>	<b>0,04</b>	<b>20,4</b>
80	3.320	<b>-29.41</b>	<b>1,12</b>	<b>0,91</b>	<b>0,05</b>	<b>20,6</b>
85	3.389	<b>-28.99</b>	<b>0,97</b>	<b>1,73</b>	<b>0,05</b>	<b>20,2</b>
90	3.467	<b>-31,17</b>	<b>2,15</b>	<b>2,04</b>	<b>0,12</b>	<b>17,4</b>



95	3.554	<b>-31,37</b>	<b>1,96</b>	<b>1,68</b>	<b>0,11</b>	<b>18,6</b>
100	3.651	<b>-29,07</b>	<b>2,13</b>	<b>1,68</b>	<b>0,10</b>	<b>20,8</b>
105	3.758	<b>-28,85</b>	<b>2,27</b>	<b>2,51</b>	<b>0,11</b>	<b>20,8</b>
110	3.876	<b>-28,80</b>	<b>2,35</b>	<b>1,52</b>	<b>0,11</b>	<b>20,6</b>
115	4.005	<b>-28,53</b>	<b>2,41</b>	<b>2,12</b>	<b>0,11</b>	<b>21,1</b>
120	4.145	<b>-28,66</b>	<b>2,35</b>	<b>2,22</b>	<b>0,11</b>	<b>20,8</b>
125	4.298	<b>-28,53</b>	<b>2,41</b>	<b>2,47</b>	<b>0,12</b>	<b>20,7</b>
130	4.464	<b>-28,80</b>	<b>2,16</b>	<b>2,59</b>	<b>0,11</b>	<b>20,3</b>
135	4.642	<b>-29,12</b>	<b>1,94</b>	<b>2,29</b>	<b>0,09</b>	<b>20,7</b>
140	4.835	<b>-29,99</b>	<b>1,74</b>	<b>2,09</b>	<b>0,09</b>	<b>19,5</b>
145	5.042	<b>-30,89</b>	<b>1,85</b>	<b>2,44</b>	<b>0,10</b>	<b>18,2</b>
150	5.263	<b>-31,11</b>	<b>1,54</b>	<b>1,98</b>	<b>0,09</b>	<b>17,5</b>
155	5.500	<b>-26,94</b>	<b>0,34</b>	<b>0,70</b>	<b>0,02</b>	<b>14,1</b>
5	2.436	<b>-27,06</b>	<b>5,67</b>	<b>0,89</b>	<b>0,49</b>	<b>11,7</b>
10	2.805	<b>-22,79</b>	<b>8,28</b>	<b>0,46</b>	<b>0,55</b>	<b>15,0</b>
15	3.047	<b>-19,65</b>	<b>7,21</b>	<b>0,54</b>	<b>0,36</b>	<b>20,0</b>
20	3.231	<b>-19,25</b>	<b>6,54</b>	<b>1,03</b>	<b>0,31</b>	<b>20,9</b>
25	3.381	<b>-20,21</b>	<b>5,78</b>	<b>1,30</b>	<b>0,28</b>	<b>20,5</b>
30	3.510	<b>-23,03</b>	<b>5,62</b>	<b>1,17</b>	<b>0,32</b>	<b>17,5</b>
35	3.622	<b>-23,11</b>	<b>5,64</b>	<b>1,74</b>	<b>0,32</b>	<b>17,9</b>
40	3.722	<b>-20,85</b>	<b>5,94</b>	<b>1,99</b>	<b>0,27</b>	<b>21,7</b>
45	3.812	<b>-22,06</b>	<b>5,61</b>	<b>2,04</b>	<b>0,29</b>	<b>19,5</b>
50	3.895	<b>-23,99</b>	<b>5,40</b>	<b>0,83</b>	<b>0,30</b>	<b>17,9</b>
55	3.971	<b>-29,77</b>	<b>4,63</b>	<b>0,97</b>	<b>0,37</b>	<b>12,6</b>
60	4.042	<b>-25,57</b>	<b>6,06</b>	<b>1,14</b>	<b>0,40</b>	<b>15,0</b>
65	4.109	<b>-24,31</b>	<b>2,53</b>	<b>0,94</b>	<b>0,15</b>	<b>16,9</b>
70	4.172	<b>-21,72</b>	<b>8,49</b>	<b>0,56</b>	<b>0,42</b>	<b>20,1</b>
75	4.231	<b>-22,52</b>	<b>5,86</b>	<b>0,55</b>	<b>0,31</b>	<b>19,0</b>
80	4.287	<b>-30,06</b>	<b>2,34</b>	<b>0,37</b>	<b>0,18</b>	<b>13,3</b>
85	4.340	<b>-29,98</b>	<b>1,16</b>	<b>1,49</b>	<b>0,06</b>	<b>20,1</b>
90	4.391	<b>-30,46</b>	<b>0,84</b>	<b>0,75</b>	<b>0,04</b>	<b>19,6</b>
95	4.440	<b>-30,15</b>	<b>1,31</b>	<b>1,75</b>	<b>0,06</b>	<b>21,5</b>
98	4.468	<b>-30,24</b>	<b>1,24</b>	<b>1,64</b>	<b>0,06</b>	<b>21,5</b>

A Figura 26 ilustra o comportamento dos componentes orgânicos dos sedimentos da Lagoa Jabuti.

#### 5.4.1 – Carbono orgânico total (%)

Os valores de carbono orgânico variaram ao longo do perfil (Figura 27) desde 0,34% até um máximo de 7,15%

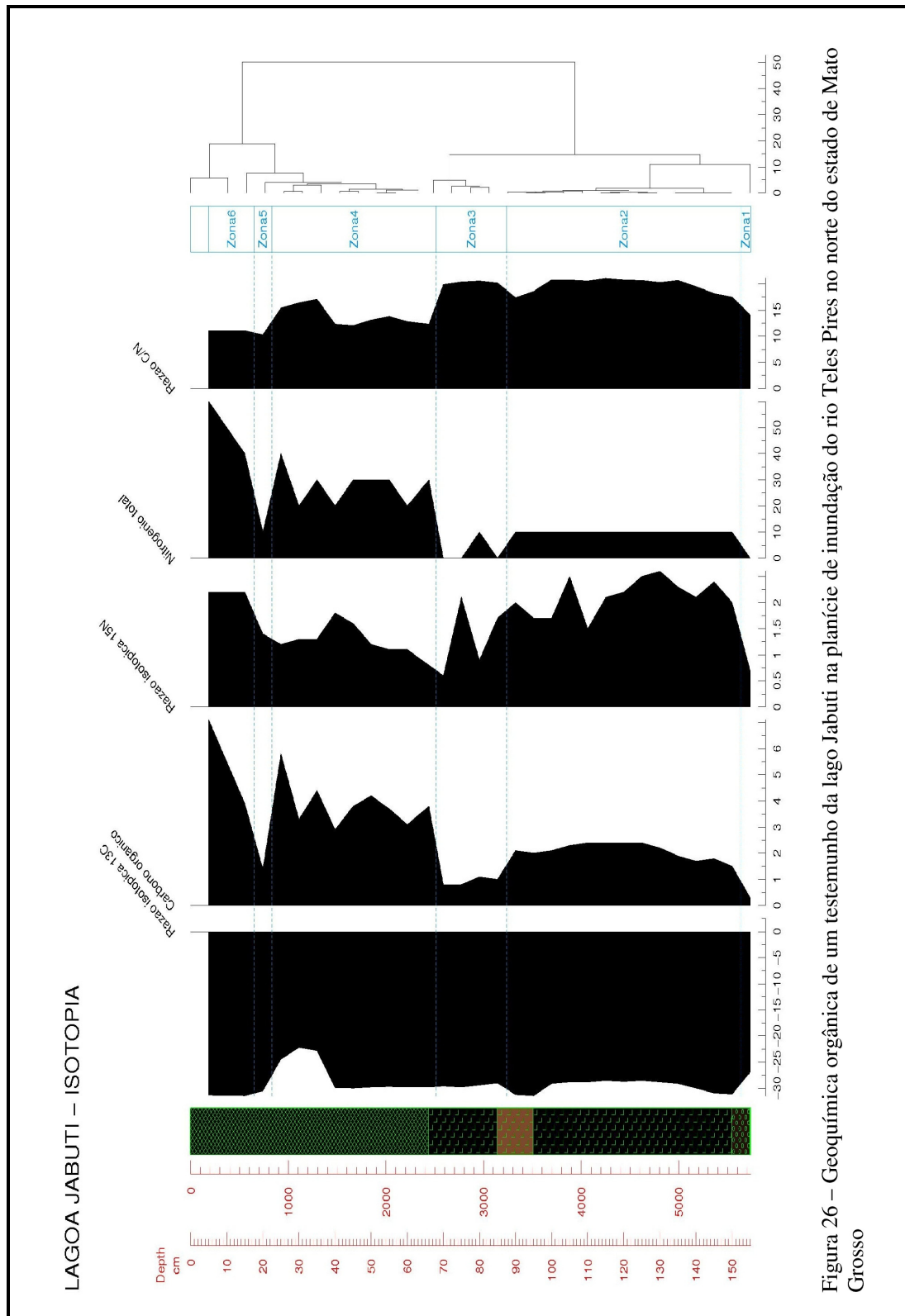


Figura 26 – Geoquímica orgânica de um testemunho da lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso

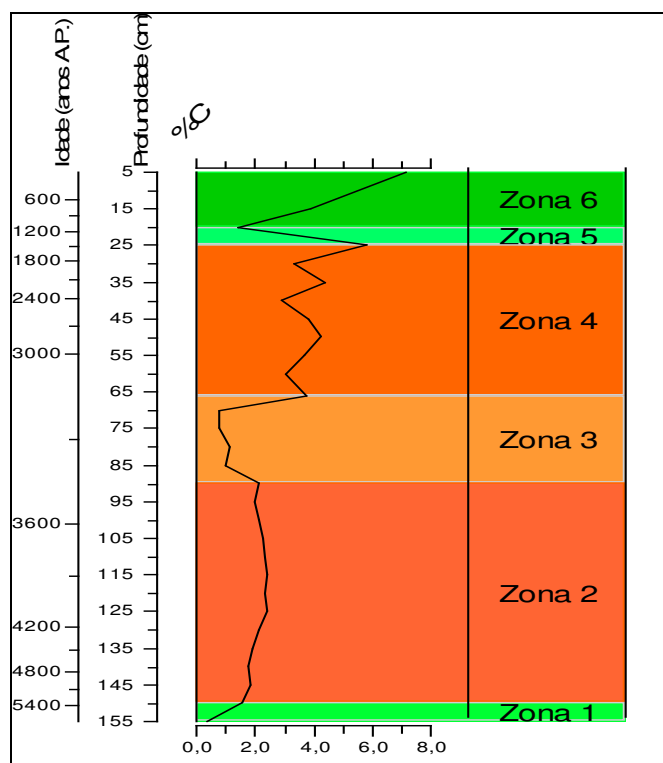


Figura 27 – Comportamento do carbono orgânico (%) ao longo do perfil do testemunho da Lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires

Pelos valores exibidos é possível estabelecer pelo menos 6 zonas de Carbono Orgânico:

Zona I (1,55 a 1,50m)– na base do testemunho, com valor inicial de 0,34%, cerca de 5.729 anos AP.

Zona II (1,50 a 0,90 m) – com significativo aumento da concentração de carbono orgânico variando de 1,54% a 2,15%, cerca de 5.588 anos AP

Zona III (0,90 – 0,66 m) – com acentuada queda em %C variando de 0,97% a 0,79% cerca de 3.827 anos AP.

Zona IV (0,66 a 0,25 m) – aumento significativo em carbono com valores entre 3,76% no início e atingindo um máximo de 5,80% no final da zona, cerca de 3.041 anos AP.

Zona V (0,25 a 0,20 m) – registro de uma nova queda substancial na concentração de carbono com índice de 1,45%, cerca de 1.658 anos AP.

Zona VI (0,20m ao topo) – Volta a subir o carbono orgânico indo de 3,89% aos 7,15% na fase final, cerca de 1,464 anos AP.

O carbono orgânico é o componente essencial na caracterização da matéria orgânica com vistas a estudos paleoecológicos. A quantificação de carbono

orgânico em sedimentos, por exemplo pode inferir dados quanto a paleoprodutividade de lagos, já que a concentração do mesmo em relação ao fluxo total de material para o lago estima a razão entre a matéria orgânica autóctone e o material proveniente do ambiente exterior que inclui, além de material orgânico diverso, também material inorgânico e sílica biogênica.

A Zona I da Lagoa Jabuti é caracterizada por um baixo valor de carbono orgânico que remete a uma provável baixa produção do lago provavelmente também relacionada a pobreza de vegetação na zona de influência.

Na Zona II os valores de carbono orgânico são algumas vezes superiores aos registrados na Zona I. Este aumento vertiginoso pode ser atribuído ao incremento no fluxo de carbono, bem como da preservação na matéria orgânica no lago que pode ser indicativo de aumento na produtividade ou período de maior aquecimento, que traria, como consequência, aumento do próprio lago, além de aumento na produtividade da bacia de captação.

Na Zona III o carbono volta a cair em concentração. Este novo declínio em carbono orgânico seria novamente indicativo de diminuição da produtividade do lago, de entradas de carbono exterior que poderia ser o reflexo de empobrecimento da vegetação da área de captação ou mesmo um aumento na entrada de material inorgânico que teria como causa, entre outras possíveis, o desnudamento do solo da bacia que propiciaria maior remoção do mesmo para o lago.

Na Zona IV a concentração de carbono sobe vertiginosamente, mesmo registrando-se momentos de queda, como no intervalo 35 a 40 cm, mas mantendo-se em valores sempre elevados ao longo de toda a zona.

Na Zona V o carbono cai abruptamente, voltando a subir na Zona VI levando aos possíveis mesmos inferimentos das demais zonas. Dentre as causas para tal queda abrupta poderia estar um resfriamento no clima que traria como conseqüências o empobrecimento da bacia de captação, diminuição da produtividade do lago, entre outros.

A Zona VI marca então uma retomada também abrupta nas concentrações de carbono que poderia refletir o restabelecimento ou implantação de um ambiente de elevada produtividade orgânica na lagoa, associada às condições climáticas equivalentes ao panorama tropical.

#### 5.4.2 – Isótopo estável de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ )

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  variaram entre -31,39‰ e -22,17‰ ao longo da sondagem, conforme Figura 28.

A Zona I apresentou um valor de -26,94‰. A partir da Zona II até a segunda parte da Zona IV os valores se mantiveram equilibrados quando, então aos 35 cm ocorreu uma razoável elevação no valor de  $\delta^{13}\text{C}$  passando de -29,86‰ para -22,80 permanecendo nestes patamares até o final da zona aos 25 cm quando então os valores de razão isotópica voltam a ficarem mais fortemente negativos.

A assinatura isotópica de carbono pode contribuir significativamente na caracterização da matéria orgânica e sua origem terrestre ou aquática, além de condições ambientais à época da deposição da mesma como é o caso da umidade relativa do ar/precipitação que mantem relação inversa com a  $\delta^{13}\text{C}$  (FARQUHAR *et al.*, 1982)

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  da matéria orgânica de lagos variarão em função da participação relativa de plantas terrestres C3 ( $\delta^{13}\text{C}$  entre -23 e -32) e C4 ( $\delta^{13}\text{C}$  entre -8 e -17), bem como dos componentes aquáticos macrófitas e fitoplanctons.

O componente aquático terá seu valor de  $\delta^{13}\text{C}$  variando conforme a fonte de  $\text{CO}_2$  utilizada, ou seja, se o  $\text{CO}_2$  atmosférico dissolvido, presente na camada superficial ou se o carbono inorgânico dissolvido ao longo da coluna de água. Com o aumento da produtividade do lago haverá aumento na utilização de  $\text{CO}_2$  a partir do bicarbonato dissolvido na água que conduzirá a um aumento na razão isotópica já que porque  $\delta^{13}\text{CHCO}_3$  é mais elevada do que a  $\delta^{13}\text{C}$  do  $\text{CO}_2$  atmosférico dissolvido na água, além de retirar  $^{12}\text{C}$  para fotossíntese aumentando a  $\delta^{13}\text{C}$  do carbono inorgânico dissolvido que leva a um aumento na concentração do carbono pesado na matéria orgânica ((XU *et al.*, 2006).

A Zona I apresenta  $\delta^{13}\text{C}$  de -26,94‰ indicando forte contribuição de materiais C3 terrestre ou aquático, especialmente quando considerado em relação a razão C/N de apenas 0,02.

Entre as Zona II, III e IV os valores são fortemente negativos indicando forte contribuição de materiais C3, com provável declínio da atividade aquática relativa a zona anterior expressada pelo incremento nos valores da razão C/N. Ao final da Zona IV, entre os 25 e 35 cm de profundidade os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  tornam-se mais positivos indicando uma participação mais importante de materiais C4 na matéria orgânica,

provavelmente de origem terrestre já que as razões C/N matêm-se no patamar das zonas anteriores.

Na Zona V o valor de  $\delta^{13}\text{C}$  torna-se novamente mais negativo indicando aumento provável na contribuição de material C3 com o valor C/N caindo sensivelmente em relação ao final da Zona IV o que sugere queda na produtividade primária da lagoa e uma origem terrestre para o material.

Na Zona VI os valores  $\delta^{13}\text{C}$  mantêm-se fortemente negativos, assim como e mantêm os valores da razão C/N indicando continuidade provável das condições gerais quanto as fontes de materiais para composição da matéria orgânica na lagoa.

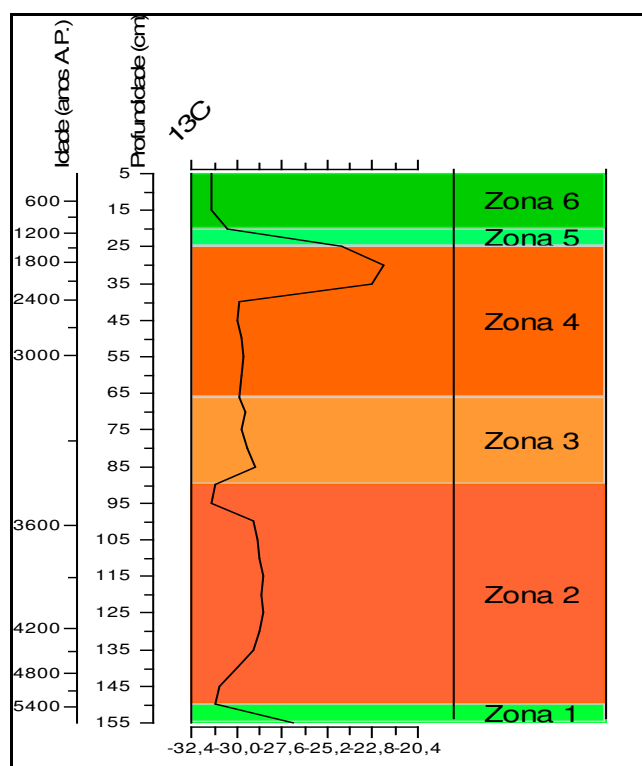


Figura 28 – Comportamento da composição isotópica de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) ao longo do perfil do testemunho da Lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires

#### 5.4.3 – Nitrogênio total (%)

A concentração de nitrogênio varia bastante ao longo do perfil (Figura 29) com 0,02% na Zona I, aumentando significativamente na Zona II, caindo significativamente na Zona III, voltando a aumentar vigorosamente na Zona IV, tornando a cair na Zona V e terminando com os maiores valores na Zona VI.

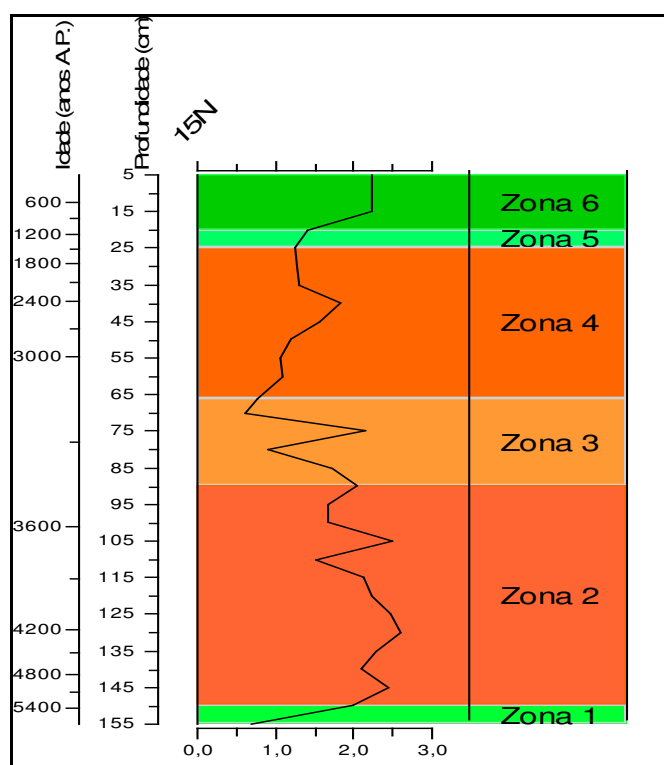


Figura 29 – Comportamento do nitrogênio orgânico (%) ao longo do perfil do testemunho da Lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires

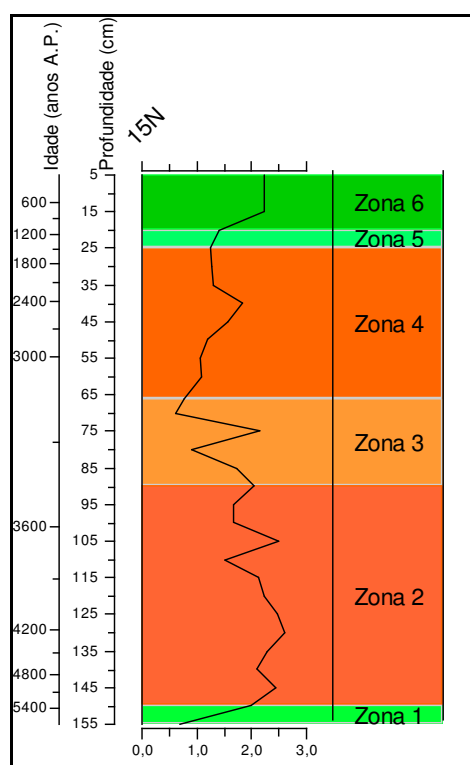


Figura 30 – Comportamento da composição isotópica de nitrogênio ( $\delta^{15}\text{N}$ ) ao longo do perfil do testemunho da Lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires

#### 5.4.4 – Isótopo estável de nitrogênio ( $\delta^{15}\text{N}$ )

Assim como as demais variáveis a razão isotópica de nitrogênio oscilou de forma significativa ao longo do testemunho (Figura 30).

Na Zona I o valor encontrado foi 0,70‰ subindo na Zona II para valores próximos a 2 os quais são mantidos durante praticamente toda esta zona.

Nas zonas III, IV e V observa-se uma queda com valores permanecendo em torno de 1,0 a 1,5‰ voltando aos maiores patamares apenas na Zona VI.

A composição isotópica de nitrogênio ( $\delta^{15}\text{N}$ ) é utilizada correntemente para distinguir entre matérias orgânicas de origem das plantas terrestres ou aquáticas algais (MEYERS, 1997).

O valor de  $\delta^{15}\text{N}$  do nitrato dissolvido é entre +7‰ e +10‰ enquanto o de  $\text{N}_2$  atmosférico é em torno de 0‰. Assim, plantas C3 que utilizam o  $\text{N}_2$  atmosférico apresentam em torno de +0,5‰, num universo que varia de 0 a 6‰ (PARWEL *et al.* 1957 citado por Price *et al.*, 1985) para as plantas terrestres, enquanto a matéria orgânica produzida por fitoplâncton lacustre tem em torno de + 8,0‰ para a razão isotópica de nitrogênio.

Desta forma, quando a produtividade primária dos lagos se torna mais alta, tanto pela presença de algas fixadoras de  $\text{N}_2$ , quanto devido à remoção de  $^{14}\text{N}$  pelas plantas aquáticas durante a fotossíntese (HODELL e SCHELSKE, 1998 citado por XU *et al.*, 2006) a razão  $\delta^{15}\text{N}$  decresce e vice e versa, sendo valores intermediários indicadores de proporções.

Na Lagoa Jabuti os valores detectados para  $\delta^{15}\text{N}$  são possivelmente indicadores de origem a partir de plantas terrestres, com alguns intervalos, como a Zona I e intervalos 66-70 e 75-80 da Zona III em que os valores caem de forma significativa podendo-se inferir maiores contribuições de algas fixadoras de nitrogênio e, portanto, aumento sistemático da produtividade primária da lagoa.

#### 5.4.5 – Razão C/N

Os valores de razão C/N iniciam com 14,1‰ na Zona I e sobem a 17,5‰ na Zona II mantendo-se próximos à faixa 18‰ - 20‰ nas Zonas II e II (Figura 31).

Nas Zonas IV, V e VI os valores caem significativamente mantendo-se na maior parte do intervalo próximo a 12‰, com exceção do intervalo final da Zona IV



quando entre 25 e 35 cm de profundidade os valores de C/N apresentam sensível aumento para entre 15,4‰ e 17,1‰.

Os valores da razão C/N são essenciais para tipificação do material que dá origem à matéria orgânica (BRINER *et al.*, 2006; PERDUE e KOPRIVNJAK, 2007). Matéria orgânica originada a partir de plantas terrestres ou aquáticas C3 ou C4 apresentam valores característicos de C/N: plantas terrestres geram valores C/N de 20 ou maiores sempre superiores aos gerados pelas algas aquáticas, que apresentam valores entre 4 e 10 (MEYERS, 1997). Valores intermediários representam misturas de fontes (Figura 32)

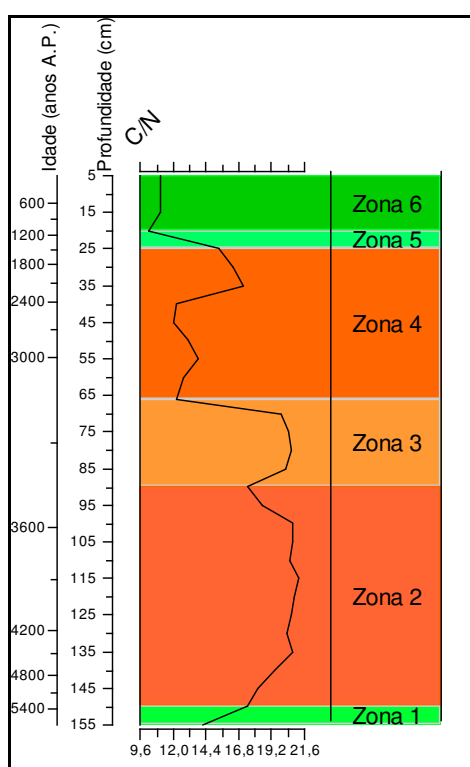


Figura 31 – Comportamento da razão C/N ao longo do perfil do testemunho da Lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires

A Zona I, com C/N de 14,1 representaria uma matéria orgânica com predominância de material aquático.

As Zonas II e III, com C/N variando entre 17,5 e 20,8 representariam matéria orgânica gerada com predomínio de material terrestre.

Nas Zonas IV, V e VI volta a ter uma matéria orgânica de origem predominantemente aquática.

Variação nos valores de C/N, por sua vez, tanto podem indicar aumento da entrada/saída de material terrestre na lagoa quanto aumento/declínio da

produtividade da mesma. Dados de C/N, quando comparados com valores de carbono orgânico podem auxiliar na melhor definição.

A Zona I da Lagoa Jabuti é caracterizada por um baixo valor de carbono orgânico que remete a uma provável baixa produção do lago provavelmente também relacionada a pobreza de vegetação na zona de influência.

Na Zona II os valores de carbono orgânico é algumas vezes superiores aos registrados na Zona I. Este aumento vertiginoso pode ser atribuído a incremento no fluxo de carbono, bem como da preservação na matéria orgânica no lago que pode ser indicativo de aumento na produtividade ou período de maior aquecimento que traria como consequência aumento no próprio lago, além de aumento na produtividade da bacia de captação.

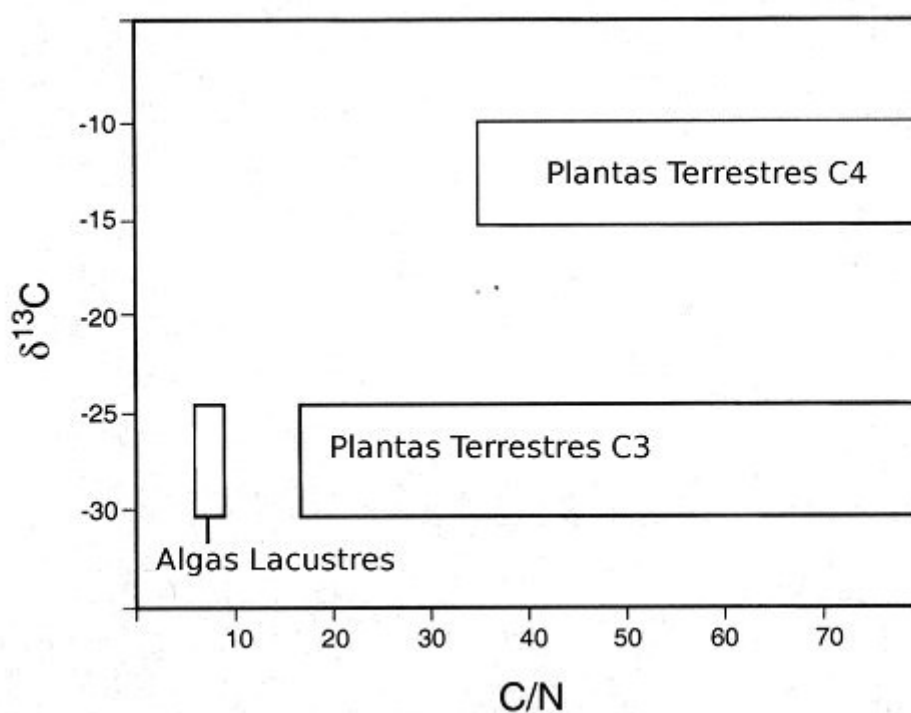


Figura 32 – Composição isotópica de carbono ( $\delta^{13}C$ ) x razão C/N para indicar fonte de matéria orgânica, conforme MEYERS (1997)

### 5.5 – Composição geoquímica e isotópica da matéria orgânica da planície de inundação do rio Teles Pires

A Tabela 5.5 apresenta os dados elementares e isotópicos da planície de inundação do rio Tels Pires. A Figura 33 ilustra o comportamento geral dos componentes orgânicos elementares e isotópicos.

Tabela 5.5 – Composição elementar e isotópica das amostras provenientes da planície de inundação do rio Teles Pires no Sítio Três Coqueiros, no norte do estado de Mato Grosso

PROF (cm)	IDADE	$^{13}\text{C}$	%C	$^{15}\text{N}$	%N	C/N
13	58	-29,93	13,16	3,89	1,10	11,9
18	865	-29,66	10,55	3,83	0,88	12,0
23	1.176	-28,74	6,72	3,79	0,57	11,7
28	1.486	-28,63	5,71	3,69	0,49	11,6
33	1.796	-27,35	2,95	4,02	0,27	11,0
38	2.107	-23,58	1,22	5,42	0,12	10,4
43	2.417	-23,64	0,81	5,39	0,09	9,2
48	2.727	-28,62	4,21	3,97	0,35	11,9
53	3.038	-24,05	0,81	5,47	0,09	9,4
58	3.348	-22,37	0,81	4,66	0,09	9,3
63	3.658	-20,80	0,79	5,71	0,08	9,4
68	3.969	-19,80	0,69	6,02	0,07	9,5
73	4.279	-19,18	0,60	5,61	0,07	8,9
78	4.589	-22,01	0,55	4,35	0,07	7,5
83	4.900	-22,20	0,45	5,72	0,06	7,2
88	5.210	-22,28	0,38	5,72	0,06	6,7
93	5.521	-23,11	0,42	5,94	0,06	7,3
98	5.831	-21,86	0,37	5,61	0,05	7,2
103	6.141	-22,13	0,34	5,37	0,05	6,9
108	6.452	-25,33	0,39	6,10	0,05	7,4
113	6.762	-24,09	0,29	5,21	0,04	6,6
118	7.072	-24,50	0,29	6,04	0,04	7,8
123	7.383	-22,99	0,23	5,30	0,04	6,2

#### 5.5.1 – Carbono orgânico total (%)

Os valores de carbono orgânico variaram fortemente ao longo do perfil (Figura 34) desde 0,32% até um máximo de 13,16% nas camadas de topo, ou seja, atuais.

#### 5.5.2 – Isótopo estável de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ )

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  variaram entre -31,39‰ e 22,17‰ ao longo da sondagem, conforme Figura 35.

Diferentemente do carbono elementar, a composição isotópica de carbono variou fortemente em picos ao longo do intervalo apresentando, pelo menos, três intervalos característicos sendo um na porção de topo até cerca de 48cm de profundidade, outro entre 48 e 75cm de profundidade e outro indo até a base da furação.

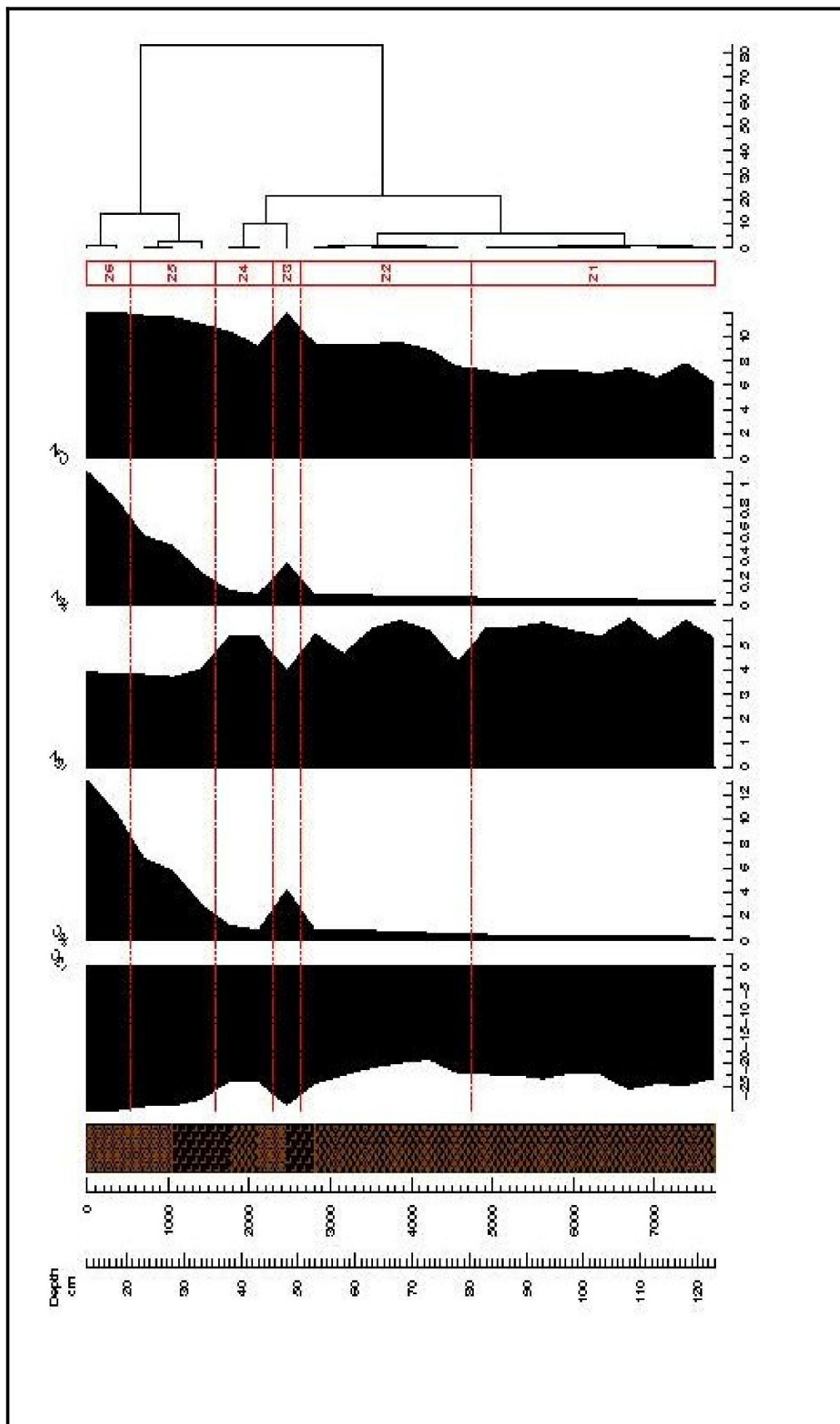


Figura 33 – Geoquímica orgânica de um testemunho da planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso

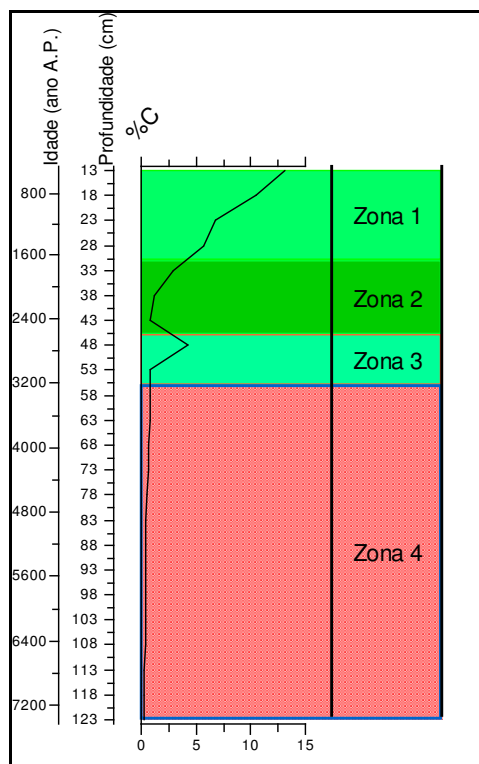


Figura 34 – Comportamento do carbono orgânico (%) ao longo do perfil de testemunho da planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso

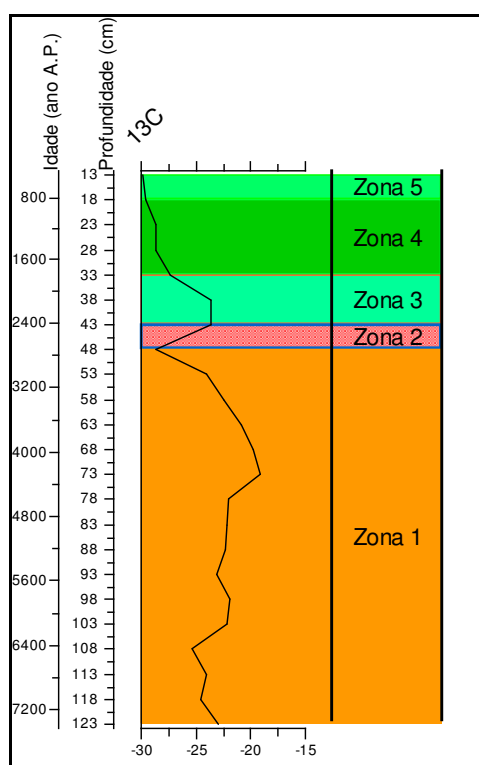


Figura 35 – Comportamento da composição isotópica de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) ao longo do perfil de testemunho da planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso

O intervalo intermediário (2700 – 4.200 anos A.P.) apresenta valores menos negativos, indicando maior contribuição de plantas tipo C4 e, portanto, possível intervalo de clima menos úmido conforme já encontrado em outros estudos amazônicos, a exemplo de Vidotto *et al.*(2007).

### 5.5.3 – Nitrogênio total (%)

A concentração do nitrogênio elementar, ilustrada na Figura 36, acompanha intimamente a concentração de carbono do solo, com as maiores concentrações situando-se no topo da seqüência, decaindo continuamente até a base da sondagem, registrando-se um pico a cerca de 2.700 anos A.P.

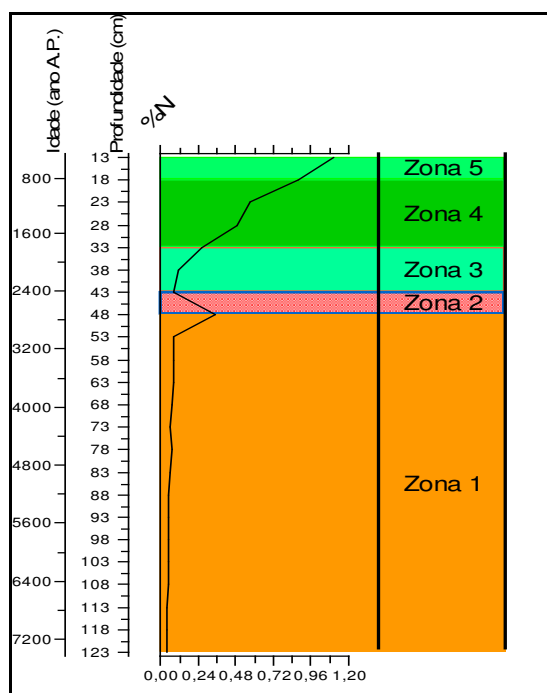


Figura 36 – Comportamento do nitrogênio orgânico (%) ao longo do perfil de testemunho da planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso

### 5.5.4 – Isótopo estável de nitrogênio ( $\delta^{15}\text{N}$ )

O nitrogênio isotópico normalmente está relacionado a produtividade biológica dos ambientes de deposição. MEDINA *et al.*(2005) apontam a possibilidade de relacionar os níveis de  $^{15}\text{N}$  a produção a partir de plantas C3 e C4, quando a presença

importante de plantas de assinatura C4 apresentariam valores levemente maiores que plantas C3.

Por outro lado, LEHMANN *et al.* (2002) mostram que a degradação de matéria orgânica sob condições aeróbicas conduzem a enriquecimento residual de biomassa rica em  $^{15}\text{N}$ , enquanto decomposição de matéria orgânica sob condições anóxicas resulta em depleção de  $^{15}\text{N}$ .

No perfil estudado os valores de  $^{15}\text{N}$  são moderadamente elevados, com variações significativas, desde valores atuais baixos até valores mais freqüentes entre 5 e 6, indicando misturas de fontes para a matéria orgânica, conforme ilustrado na Figura 37.

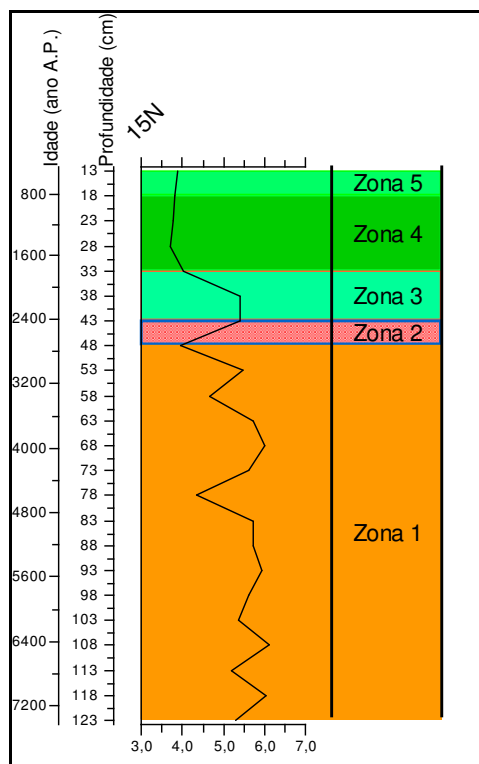


Figura 37 – Comportamento da composição isotópica de nitrogênio ( $\delta^{15}\text{N}$ ) ao longo do perfil de testemunho da planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso

#### 5.5.5 – Razão C/N

A razão elementar carbono/nitrogênio acompanhou o comportamento dos elementos individualizados, estabelecendo-se pelo menos duas fases bastante distintas no perfil analisado: a fase de topo, até cerca de 48cm de profundidade (2730 anos A.P.)

com valores mais elevados, em torno de 11-12, enquanto a fase de fundo apresentando valores baixos, conforme visto na Figura 38.

Estes resultados para a razão C/N indicam uma matéria orgânica originada, na parte do topo da seqüência tipicamente a partir de plantas terrestres, enquanto a base da seqüência teria uma matéria orgânica típica de forte contribuição de elementos algais ou ambiente com baixa preservação de nitrogênio, típico de climas mais áridos.

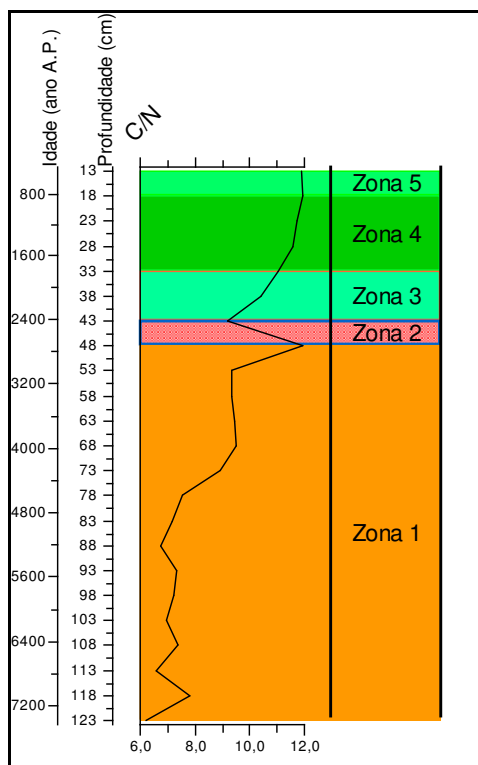


Figura 38 – Comportamento da razão C/N ao longo do perfil na planície de inundação de testemunho da planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso

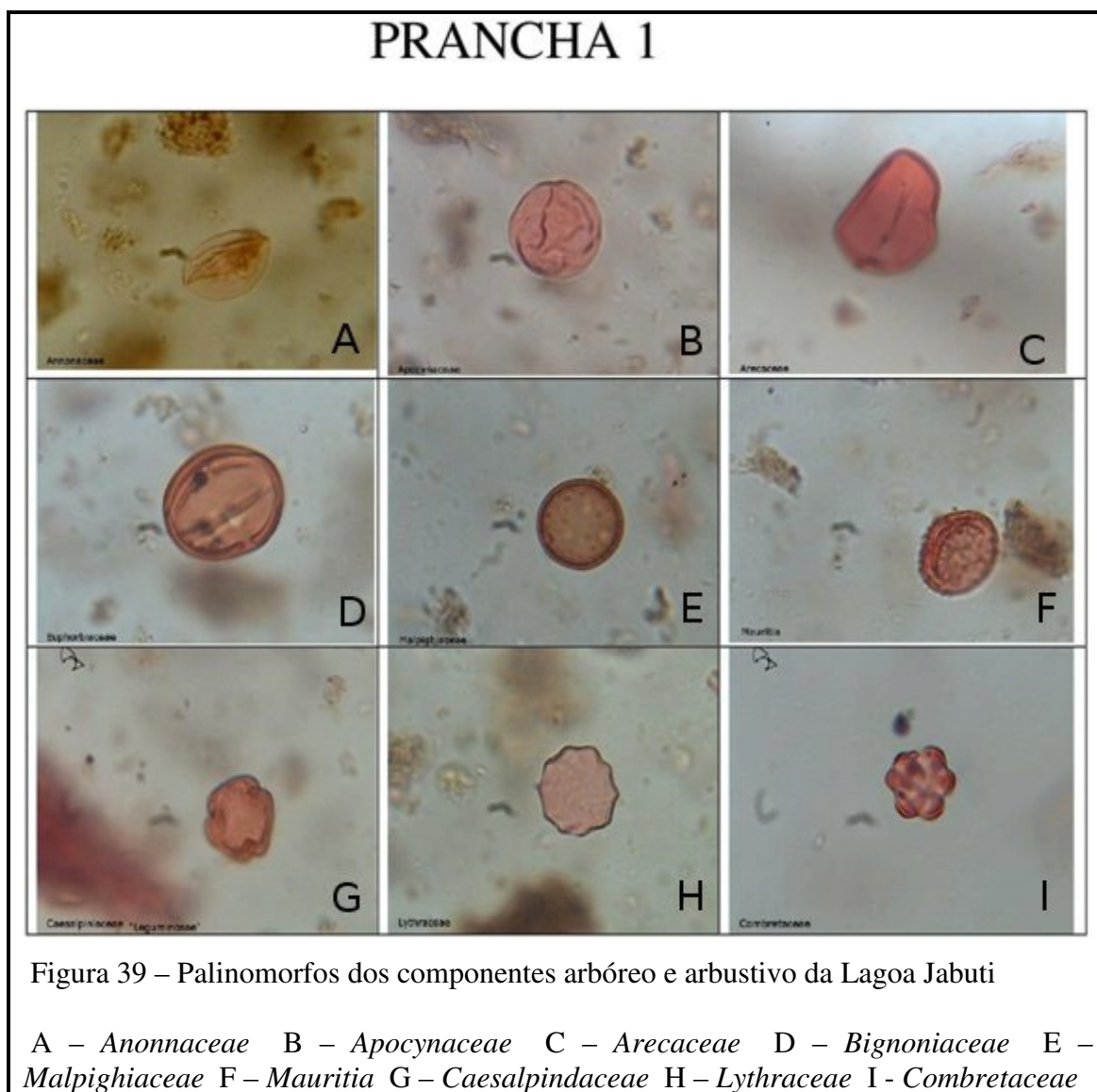
## 5.6 – Palinologia

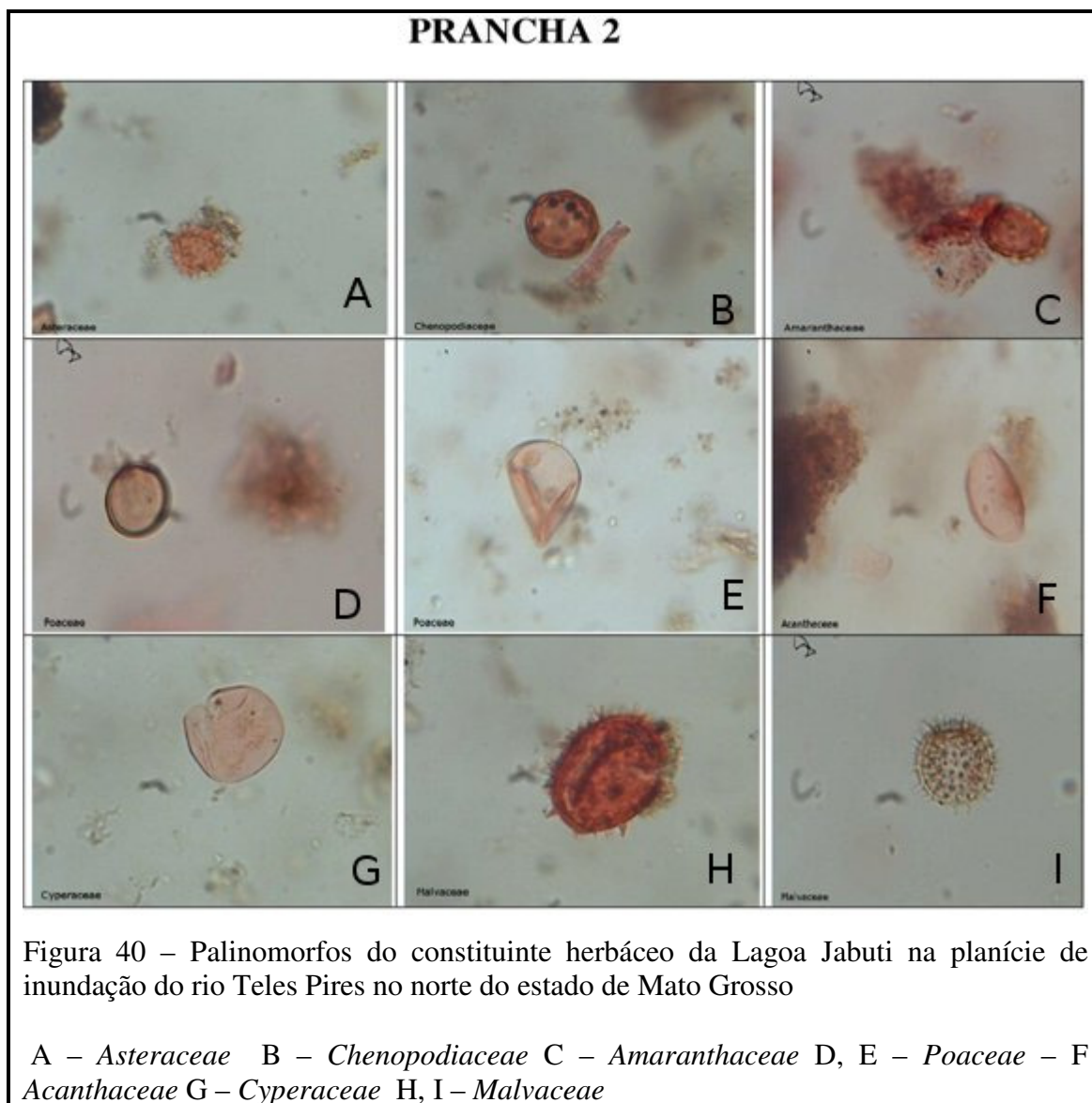
A palinologia da área de estudo foi representada pela análise de 20 amostras processadas nos sedimentos do furo LJBT2, com profundidade de 0.98m coletado na Lagoa Jabuti.

Foram contabilizados ao todo 6.800 palinomorfos, entre polens arbóreo-arbustivo (PRANCHA 1 – Figura 39), polens herbáceos (PRANCHA 2 – Figura 40) e esporos de fungos e pteridófitas (PRANCHA 3 – Figura 41), com cerca de 20% não podendo ser identificados, conforme apresentado na Tabela 5.6. Considerando-se os elementos arbóreos e herbáceos foi estabelecido um perfil de distribuição, conforme as



Figuras 42 e 43, enquanto a Figura 44 ilustra esporos de fungos e pteridófitas registrados.



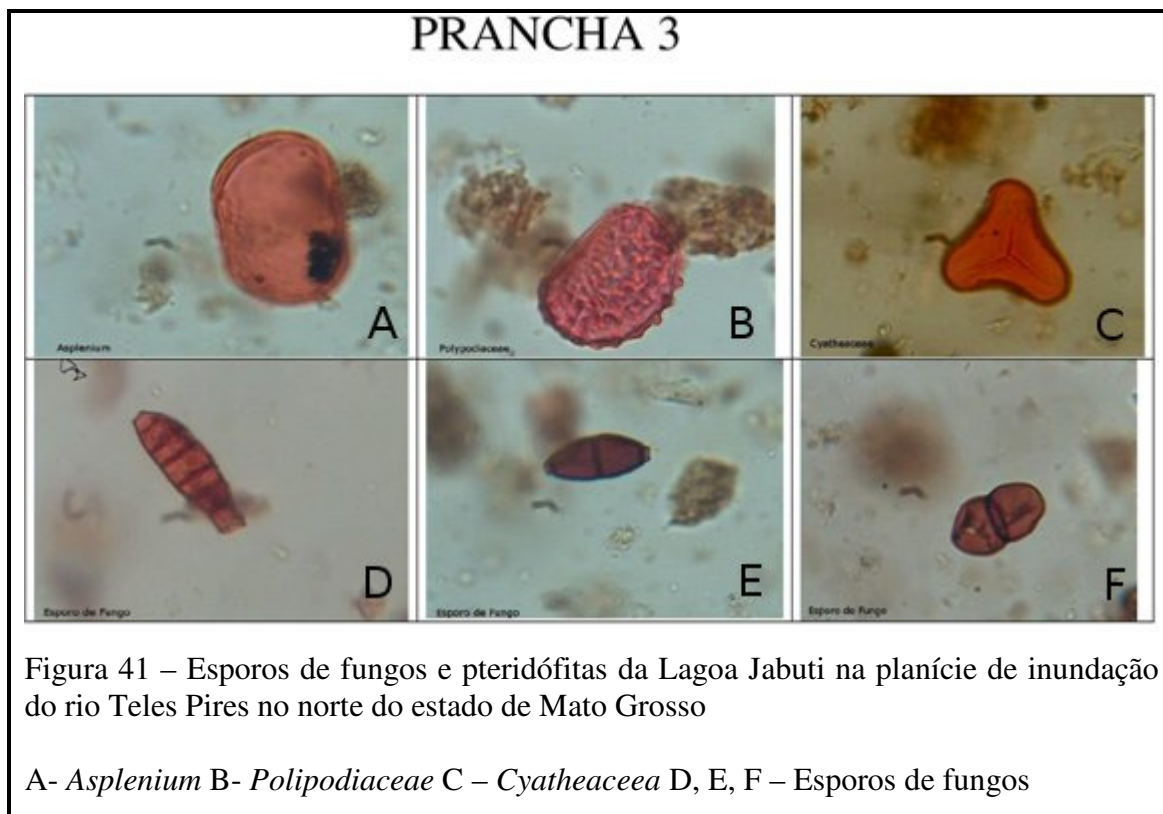


A análise palinológica evidenciou relativamente pouca alteração em relação a vegetação atual, desde o Holoceno Médio com alguns elementos importantes como *Lithraceae*, *Urticaceae*, *Moraceae*, *Leguminosae*, *Cyperaceae*, sendo presente ao longo de todo o perfil.

Considerando os pressupostos de projetos de biomização como os de YU *et al.* (1998) e ELENGA *et al.* (2000) a associação verificada no espectro palinológico realmente confirma a presença de uma floresta tropical permanente, ainda que a variação de concentrações de pteridófitas possa inferir certas mudanças, ainda que sutis, na vegetação regional, conforme GARCIA (1997) *apud* ALMEIDA e CASTRO (2008).

De acordo com GARCIA (1997) *apud* PERÔNICO e CASTRO (2008), o registro de esporos de fungos é indicativo de solos orgânicos, anóxicos, onde o processo

de decomposição foi interrompido ou ocorre de maneira muito lenta. Este mesmo autor aponta para o fato de que as espécies de pteridófitas aqui identificadas são relacionadas a margens úmidas ou solos orgânicos úmidos.



A presença de fungos e grãos indeterminados, especialmente de algas, infere ambiente úmido ou aquoso, enquanto maiores concentrações de gramíneas e pteridófitas indicariam ambiente de maior diversidade, com menos umidade (BURLACK e MARQUES-TOIGO, 1980)

As zonas iniciais do diagrama exibem intensa concentração de esporos de fungos podendo ser interpretada como uma fase de elevada umidade ou espessura do corpo hídrico o que pode ser um indicativo de condições de elevadas precipitações, que pode ser corroborado pela variação da textura dos sedimentos registrados na lagoa nestes intervalos, ainda que tenha sido registrado no intervalo entre a Zona I e Zona 2 uma diminuição do componente arbóreo com relativo aumento do componente não arbóreo, significando provável aumento em precipitação e aporte de materiais alóctones da bacia, sem, no entanto, inferir mudança no padrão da vegetação.

Na Zona 3 é registrado um forte aumento do componente arbóreo e declínio do componente não arbóreo, registrando-se o inverso na Zona 4.

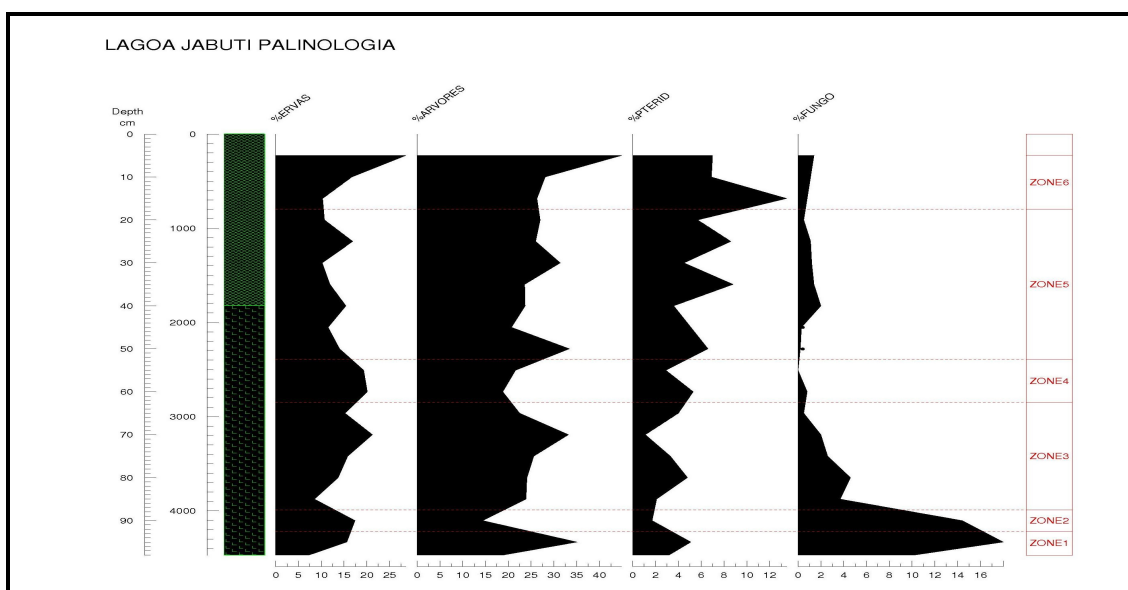


Figura 42 – Participação relativa de árvores e ervas na palinologia da Lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso

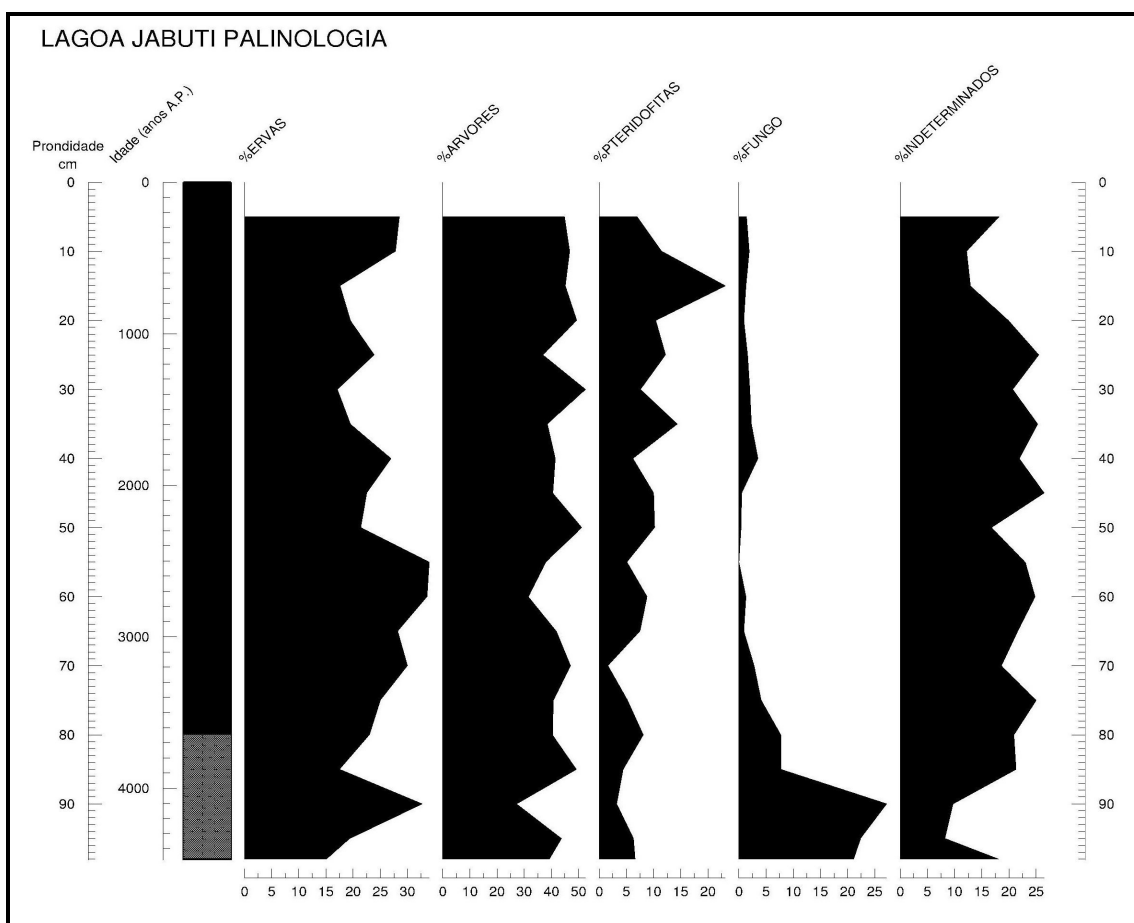


Figura 43 – Participação relativa dos diferentes tipos vegetais no *pool* polínico do testemunho da lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires

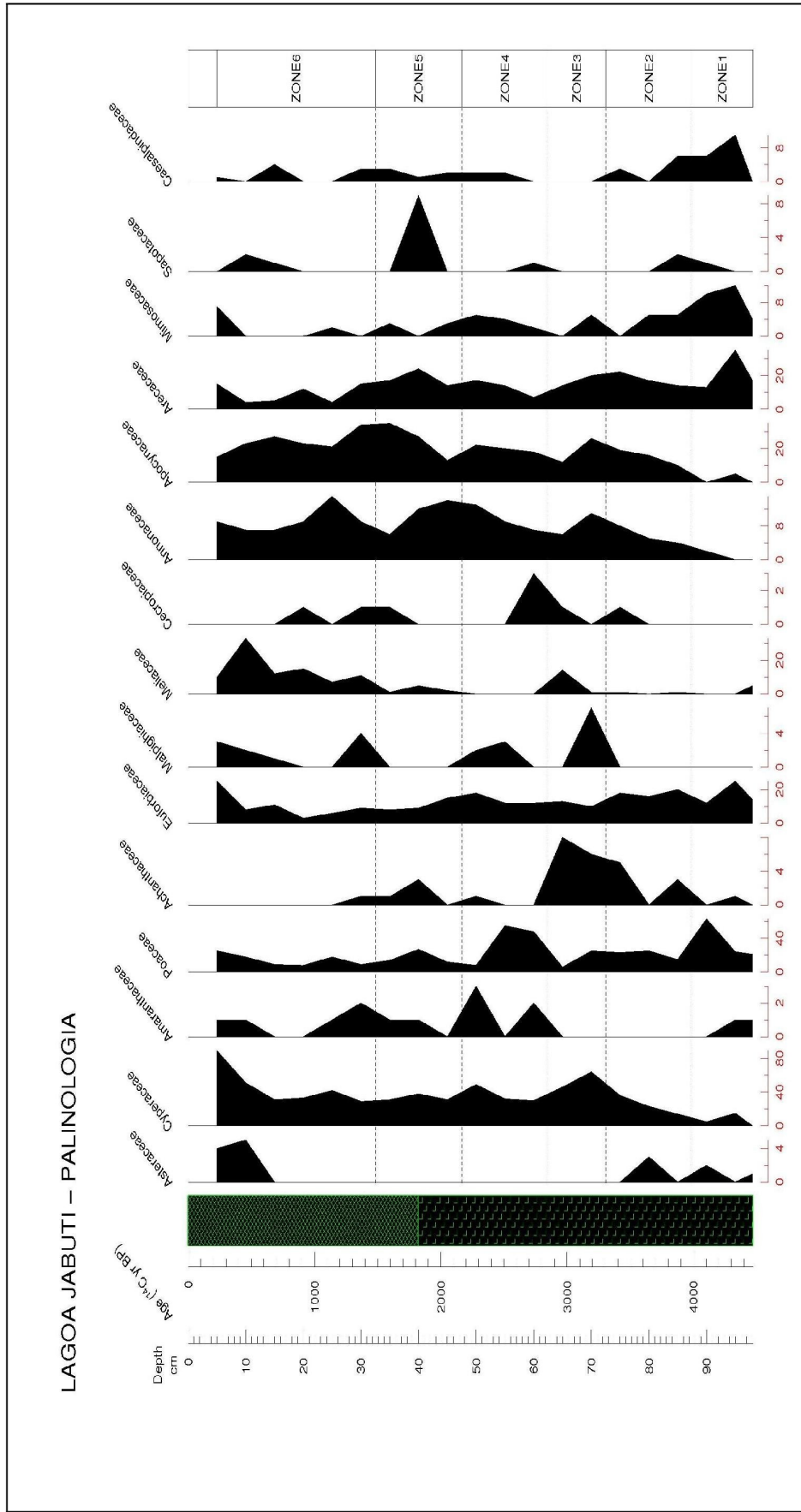


Figura 44 – Comportamento dos principais taxa na palinologia da Lagoa Jabuti na planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso

Tabela 4.6 - Participação dos tipos vegetais na palinologia da Lagoa Jabuti

PROF	ERVAS	ARVORE	PTERID	FUNGO	INDET	LYCOPOD	TOTAL	%ERVAS	%ARVPR	%PTERID	%FUNGO	%INDET	ERVA RELAT	ARVORE REL
5	119	187	29	6	76	79	496	28.5	44.8	7.0	1.4	18.2	38.9	61.1
10	75	126	31	5	33	48	318	16.7	28.1	6.9	1.1	7.4	37.3	62.7
15	41	105	54	3	30	96	329	10.3	26.3	13.5	0.8	7.5	28.1	71.9
20	43	109	23	2	44	93	314	10.7	27.0	5.7	0.5	10.9	28.3	71.7
25	61	94	31	4	65	135	390	16.9	26.0	8.6	1.1	18.0	39.4	60.6
30	43	132	19	5	52	76	327	10.2	31.4	4.5	1.2	12.4	24.6	75.4
35	50	99	37	6	65	77	334	11.9	23.6	8.8	1.4	15.5	33.6	66.4
40	69	106	16	9	56	48	304	15.4	23.7	3.6	2.0	12.5	39.4	60.6
45	45	81	20	1	53	104	304	11.5	20.7	5.1	0.3	13.5	35.7	64.3
50	61	146	29	1	48	59	344	14.0	33.4	6.6	0.2	11.0	29.5	70.5
55	87	97	13	0	59	46	302	19.3	21.6	2.9	0.0	13.1	47.3	52.7
60	80	75	21	3	59	97	335	20.1	18.8	5.3	0.8	14.8	51.6	48.4
65	60	89	16	2	46	100	313	15.2	22.5	4.0	0.5	11.6	40.3	59.7
70	95	149	5	9	59	47	364	21.2	33.2	1.1	2.0	13.1	38.9	61.1
75	67	109	14	11	67	71	339	15.8	25.6	3.3	2.6	15.8	38.1	61.9
80	54	95	19	18	49	101	336	13.7	24.1	4.8	4.6	12.4	36.2	63.8
85	32	90	8	14	39	119	302	8.5	23.9	2.1	3.7	10.3	26.2	73.8
90	71	59	7	59	21	87	304	17.4	14.4	1.7	14.4	5.1	54.6	45.4
95	52	117	17	60	22	163	431	15.6	35.1	5.1	18.0	6.6	30.8	69.2
98	25	65	11	35	30	156	322	7.4	19.1	3.2	10.3	8.8	27.8	72.2
	<b>1230</b>	<b>2130</b>	<b>420</b>	<b>253</b>	<b>973</b>	<b>1802</b>	<b>6808</b>	<b>24.6</b>	<b>42.5</b>	<b>8.4</b>	<b>5.1</b>	<b>19.4</b>	<b>36.6</b>	<b>63.4</b>

A Zona 5, que representa a maior porção da seqüência apresenta um padrão oscilante entre os componentes arbóreo e não arbóreo, com os esporos de fungos atingindo níveis cada vez menores, chegando a quase desaparecer indicando assim a evolução da lagoa e das condições hídricas regionais para as condições atuais.

Na Zona 6 registra-se um significativo aumento no componente arbóreo e diminuição do componente não arbóreo com destaque, no entanto, para o ressurgimento no espectro de Astraceae, cuja presença ao longo do perfil tinha sido registrada apenas nas zonas iniciais.

Componentes arbóreos, a exemplo de Apocynaceae, Arecaceae, Annonaceae, Urticaceae, Myrsinaceae, Caesalpindaceae e Combretaceae permaneceram os principais componentes ao longo da seqüência estudada, com *Mauritia* registrando-se notadamente na base do registro e nas zonas finais, próximo a 1.500 anos A.P., o que pode ser verificado também na estimativa da população vegetal atual (SILVA, 2008, SASAKI *et al.*, 2009).

Presença importante também no registro polínico é de gramíneas que chegam a representar mais de 20% da contagem, com especial participação na Zona 1 e Zona 4.

A estimativa de concentração de palinomorfos, dada pela equação abaixo se manteve relativamente constante ao longo do perfil, conforme mostra a Tabela 5.7 com exceção de quatro momentos em que a estimativa saltou abruptamente a cerca de 10, 40, 55 e 70cm de profundidade.

$$Y = \frac{NY \times NLc}{NLCc}$$

Onde NY é a contagem de palinomorfos da amostra; NLc é a concentração de esporos de *Lycopodium clavatus* da pastilha adicionada e NCCc (Lote 483216 da Lund University cuja concentração informada é de 18.583 esporos por pastilha) é a contagem de *Lycopodium* da amostra.

Tabela 5.7 - Estimativa de concentração de palinomorfos por amostra

<b>Prof. (cm)</b>	<b>5</b>	<b>10</b>	<b>15</b>	<b>20</b>	<b>25</b>	<b>30</b>	<b>35</b>	<b>40</b>	<b>45</b>	<b>50</b>
n/mL	83,870	121,504	39,994	52,284	35,487	76,484	47,538	92,162	45,920	63,595
<b>Prof. (cm)</b>	<b>55</b>	<b>60</b>	<b>65</b>	<b>70</b>	<b>75</b>	<b>80</b>	<b>85</b>	<b>90</b>	<b>95</b>	<b>98</b>
n/mL	108,401	46,835	55,749	115,072	82,517	52,831	55,749	53,909	50,875	34,857

Variações na concentração polínica pode ser tentativamente relacionadas a temperatura e a umidade sendo positivamente correlacionada a primeira e negativamente correlacionada a segunda (MOLINA *et al*, 2001). Assim, momentos de elevadas concentrações polínicas poderiam estar relacionadas a fases de climas mais secos e quentes, enquanto menores concentrações poderiam inferir fases de maior umidade no ar que impediria a dispersão de palinomorfos. A maior concentração nos níveis superiores poderia refletir, além destas possibilidades, a melhor preservação, em função do tempo de deposição.

Foram preparadas quatorze amostras dos extratos superiores do testemunho coletado na planície de inundação do rio Teles Pires, obtendo-se os dados sintetizados na Tabela 5.8 e Figura 45 considerando que, a partir deste nível, a concentração de palinomorfos decresceu a níveis muito baixos.

A análise do diagrama polínico mostra que as condições de preservação de palinomorfos da planície de inundação são diferentes das verificadas na lagoa Jabuti, com as camadas de topo registrando grandes proporções de esporos de fungos e algas, denotando condições anóxicas e de lenta decomposição.

De forma geral, no entanto, registra-se a presença dos mesmos *taxa* encontrados nos sedimentos da lagoa, ainda que em menor número, com elevada concentração de *Cyperaceae* e *Poaceae* e os *taxa* arbóreos típicos, como *Arecaceae*, *Malvaceae*, *Mimosácea*, *Urticaceae*, *Apocynaceae* e *Euforbiaceae* tendo marcada presença ao longo de todo o perfil.

TABELA 5.8 – Palinomorfos da planície de inundação do rio Teles Pires

AMOSTRA	IDADE	ERVAS	ARVORES	BRIOFITA	FUNGOS	CYPERACEA	INDETERMINADO
TR 1	58	61	44	0	91	31	43
TR 2	865	45	41	0	88	18	48
TR 3	1,176	51	61	10	62	11	43
TR 4	1,486	78	39	3	54	27	51
TR 5	1,796	69	47	9	37	38	29
TR 6	2,107	65	14	6	16	28	49



AMOSTRA	IDADE	ERVAS	ARVORES	BRIOFITA	FUNGOS	CYPERACEA	INDETERMINADO
TR 7	2,417	6	4	0	0	1	3
TR 8	2,727	65	57	6	57	25	50
TR 9	3,038	45	40	2	16	20	42
TR 10	3,348	22	10	0	2	3	12
TR 11	3,658	10	13	0	20	8	11
TR 12	3,969	12	15	0	2	13	18
TR 13	4,279	22	5	0	14	16	22
TR 14	4,589	4	8	0	1	6	

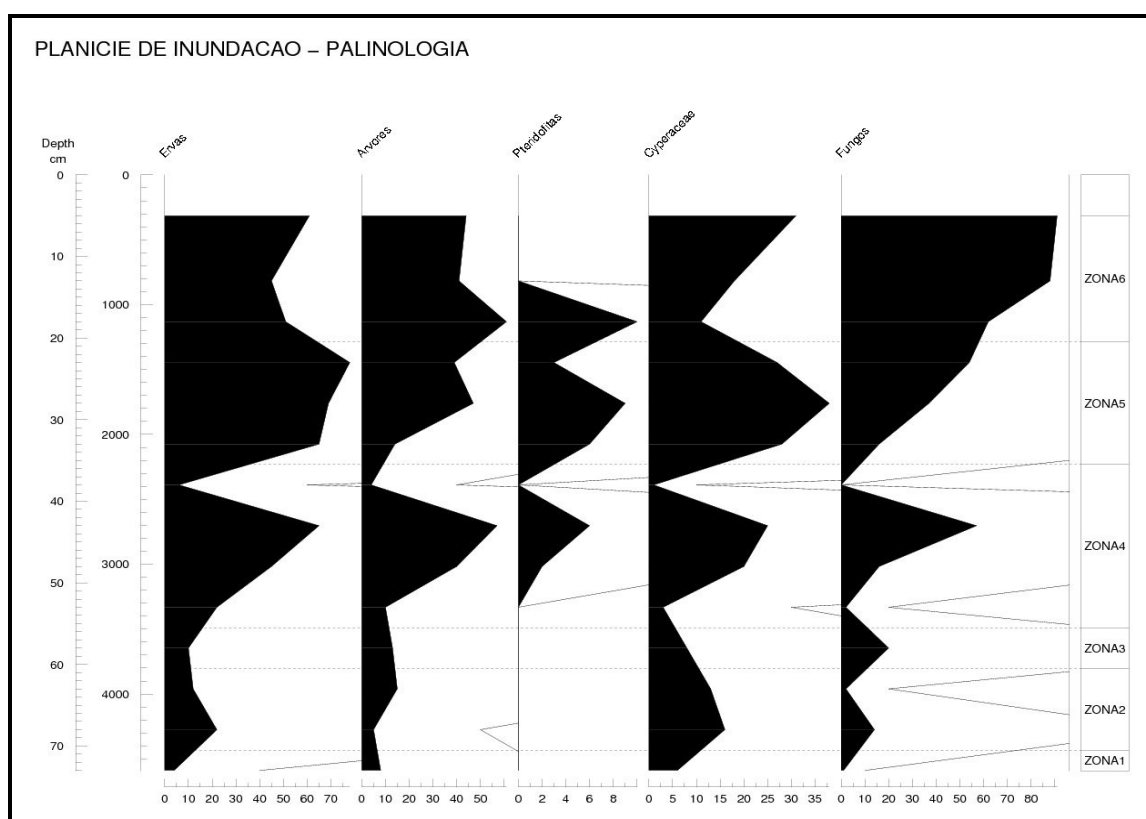


Figura 45 – Palinologia de um testemunho coletado na planície de inundação do rio Teles Pires no norte do estado de Mato Grosso

### 5.7 – Megafauna

Desde a década de 1980, quando do ápice da atividade garimpeira da região amazônica e em especial da região norte de Mato Grosso que tem sido relatada a ocorrência de restos da megafauna quaternária nas aluviões do rio Teles Pires.

A ocorrência se dá em uma unidade sedimentar cascalífera de espessura variada, sub-recente, composta de clastos e matriz arenosa cimentada por óxido de ferro

que recebe a denominação local de “mucururu” a qual em geral é relacionada a principal ocorrência de ouro nas aluviões fluviais.

A unidade em que são registrados os restos faunais, conforme caracterizado em Rondônia por QUADROS *et al* (2006) apud NASCIMENTO(2008) para a Formação Rio Madeira, é subdividida em duas sub-unidades: uma inferior onde predominam sedimentos argilosos cinza-claro, maciços a localmente laminados, com areia, silte e seixos milimétricos contendo detritos orgânicos (folhas carbonizadas e partes de troncos de árvores) que localmente o garimpeiro denomina “lagrese”. A sub-unidade superior é o chamado “mucururu”, constituída na base por uma camada de cascalhos com matriz arenosa, com seixos de quartzo-arenitos, argilitos e quartzos leitosos endurecidos e soldados por siderita, óxidos e hidróxidos de ferro, sendo esta a camada-guia dos vertebrados fósseis.

Estes sedimentos se gradacionam em direção ao topo, em areia grossa ferruginizada a areia grossa mal selecionada de estratificação cruzada acanalada de médio porte que compõem os terraços fluviais do rio Teles Pires conforme pode ser visualizado na Figura 46.

Os elementos faunais disponíveis e considerados no presente trabalho são fragmentos ósseos e dentais que indicam algumas condições tafonômicas e pós diagenéticas que podem nortear a possibilidade ou não de utilização dos mesmos como componentes de reconstituição paleoecológica.

Conforme ROSSETTI *et al.* (2004), o uso da megafauna em reconstituições paleoecológicas deve levar em conta pelo menos dois aspectos: variáveis paleoecológicas como por exemplo a preferência pelos ambientes dos elementos da megafauna e o controle dos eventos que caracterizam o sítio.

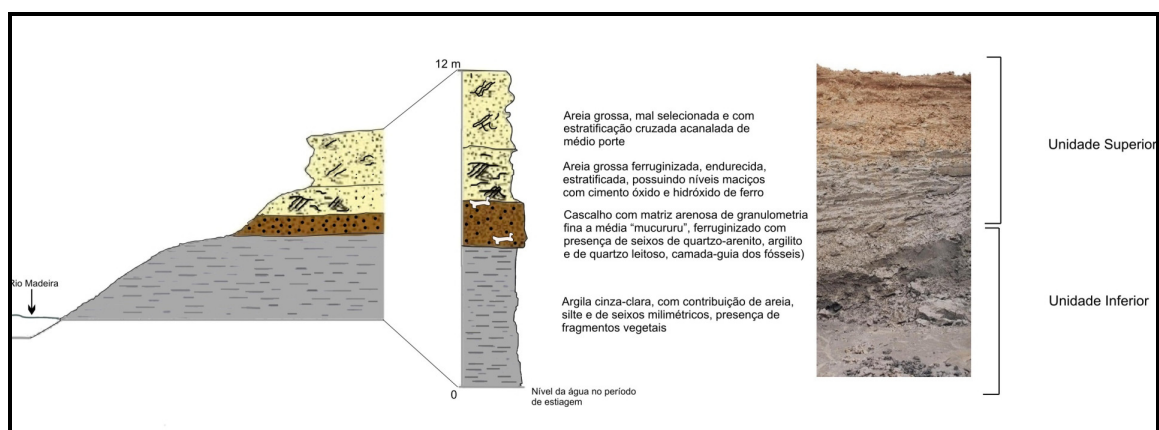


Figura 46 – Perfil estratigráfico esquemático para a bacia fluvial do rio Teles Pires (adaptado de QUADROS *et al.* (2006) apud NASCIMENTO (2008)

O primeiro aspecto tem sido amplamente utilizado, em base ao princípio geral do uniformitarismo ou atualismo de Hutton e Lyell que permite a definição de “fósseis índices” de paleoambientes: peixes em ambientes aquáticos, toxodontídeos, *Stegomastodon*, *Glyptodon* e as preguiças terrícolas para ambientes abertos.

O principal representante da megafauna regional é o *Haplomastodon waringi* representado por elementos dentais de diversos aspectos (Figura 47) e ósseos (Figura 48) sendo o elemento utilizado para estimativa de idade e busca de correlação paleoecológica.

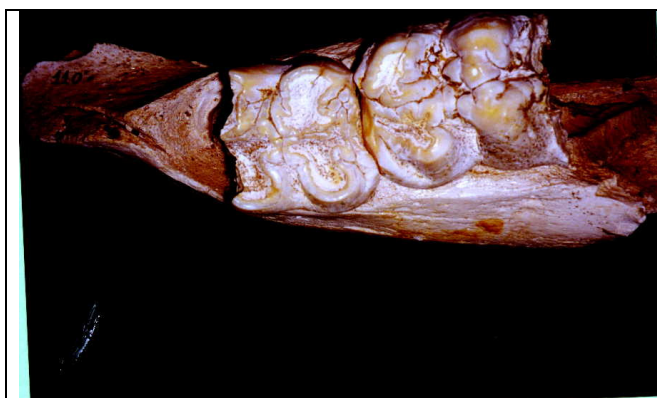


Figura 47 – Mandíbula e molar de *Haplo-*  
*mastodon waringi*



Figura 48 - Úmero de *Haplo-*  
*mastodon waringi*

As condições em que se encontram os exemplares analisados, normalmente fragmentados e desgastados, resultado da ação pós-diagênese, além do próprio processo de aquisição das peças, através de dragagem impedem qualquer possibilidade de correlacionamento paleoestratigráfico. Por outro lado, a despeito da relativa preservação dos exemplares, as condições ambientais do sítio de deposição impediram a preservação do colágeno de dentina e ossos que poderiam propiciar a datação radiométrica pelo carbono isotópico. Assim optou-se pelo método da estimativa de idades pela termo-dose arqueológica ou da Ressonância Paramagnética Eletrônica (BAFFA e MASCARENHAS, 1985; KINOSHITA e BAFFA, 2005; KINOSHITA *et al.*, 2008) obtendo-se para duas amostras representativas da megafauna regional valores de  $73 \pm 14$  mil anos para a amostra no modo *Early* e  $94 \pm 19$  no modo *Linear* e  $151 \pm 27$  mil anos para a amostra no modo *Early* e  $243 \pm 44$  no modo *Línear*.

A paleofauna é composta de vertebrados, em particular mamíferos, dentre os quais destacam-se Proboscídea (*Haplomastodon waringi*), Pilosa (*Megatherium*) e Notoungulata (*Toxodon aff platensis*).

Os fósseis estudados no presente trabalho foram produtos de achados acidentais na atividade de extração de cascalhos auríferos por dragagem, fato este que fez com que diversas informações sobre os processos tafonômicos que ocorreram neste sítio fossem perdidas.

O material coletado sofreu uma seleção artificial, já que somente as peças em melhor estado de conservação foram resgatadas. No entanto, algumas informações tafonômicas puderam ser resgatadas, e serão apresentadas a seguir.

Conforme observado por DANTAS e ZUCON (2007) a presença neste jazigo de ossos de diferentes densidades (cranianos e pós-cranianos) pertencentes aos três grupos de transportabilidade de VOORHIES (1969 *apud* HOLZ e SIMÕES, 2002) indica que os ossos sofreram pouco transporte, não seletivo, até o tanque, como já observado por outros estudos.

Provavelmente estes animais viviam em bandos, compostos por indivíduos jovens e adultos, próximos ao tanque utilizando o mesmo como fonte de água.

Com relação aos hábitos alimentares, *Megatherium* e *H. waringi* apresentavam uma dieta baseada principalmente em gramíneas (plantas C4), alimentando-se também de folhas e frutos, sendo que este último apresentava uma dieta mais abrangente, incluindo também ramos de pequenos arbustos (CARTELLE, 1999; PRADO *et al.*, 2001; GUIMARÃES Jr e GALETTI, 2001).

Os toxodontes (*Toxodontinae*) apresentavam uma dieta baseada em gramíneas e plantas aquáticas e tinham possivelmente hábitos semi-anfíbios, como os atuais hipopótamos (*Hippopotamus amphibius*) (PAULA-COUTO, 1979; SILVA, 2001).

Os hábitos alimentares destes animais demonstram que a região norte de Mato Grosso apresentava uma fisionomia vegetal diferente da atual, apresentando um ambiente de cerrado, composto por comunidades arbustivas, savanas abertas e campos.

## **5.8 – Ocupação humana**

A Tabela 5.9 apresenta os dados de idades por termoluminescência obtidos a partir de fragmentos de cerâmica arqueológica de diversos locais da área de estudo.

A ocupação humana pretérita da região norte de Mato Grosso encontra-se evidenciada pelas inúmeras ocorrências de “sítios” fortuitamente localizados na região, por ocasião de atividades como gradagens e escavações para confecção de fundações em construções, além de garimpagem. São em geral concentrações de fragmentos cerâmicos e de instrumental lítico polido diverso (Figura 49), podendo ocorrer vasilhames completos (Figura 50) e sítios e arte rupestre (Figura 51), os quais continuamente são encaminhados ao conhecimento do MUHISNAF. As cerâmicas são, notadamente, sem decoração; o instrumental lítico é bem diversificado, sobressaindo as lâminas de machado e mós, enquanto a arte rupestre é também bastante variada, não havendo ainda qualquer estudo tipológico sistemático para ambos.

Tabela 5.9 – Idades da cultura material cerâmica do norte de Mato Grosso

<i>Sítio</i>	<i>Coordenadas</i>	<i>Dose Anual (<math>\mu\text{Gy/ano}</math>)</i>	<i>P (Gy)</i>	<i>Idade (anos)</i>
Sussex	10°14'33"S 55°42'26"W	2128±40	1,42	670±80
Mogno	10° 03'5"S 55°55'30"W	3.467±513	1,64	470±90
Juruena	9°08'23"S 58°33'49"W	4.345±364	1,75	400±50
Alvadi Paranaita	9°37'44"S 56°29'09"W	5.114±484	2,05	400±60
Segunda Sul	10° 02'28"S 56° 8'32"W	6.657±817	2,09	310±50
Sítio Bruno	9°51'03"S 55°56'19"W	1713±33	2,19	1300±150
Pernambuco	9° 54' 32"S 59° 06' 40"W	1713±33	2,27	1300±150

Pela análise da Tabela 5.9 pode-se inferir que foi possível identificar, pelo menos, três momentos de ocupação regional pré-histórica.

Pela cronologia da ocupação percebe-se que globalmente não se verificaram mudanças significativas ecológicas na região até os dias atuais.

Este fato, de alguma maneira vai de encontro ao modelo de determinismo ecológico de MEGGERS (1971) citado por NEVES (2000) e MEGGERS (1994, 1996) citados por MACHADO (2006) que limitaria a permanência dos grupos pré-colombianos, bem como a limitação ao surgimento de estruturas sociais mais sofisticadas, às potencialidades e condições disponibilizadas pelo meio ambiente. Esta

contradição pode ser evidenciada pela observação de algumas características nos eventos da cultura material na região que, contrariando as idéias clássicas da cultura de floresta tropical, apóiam indicariam disposição de características gerais que levam ao estabelecimento de sociedades mais elaboradas, a exemplo de *cacicados*, como:

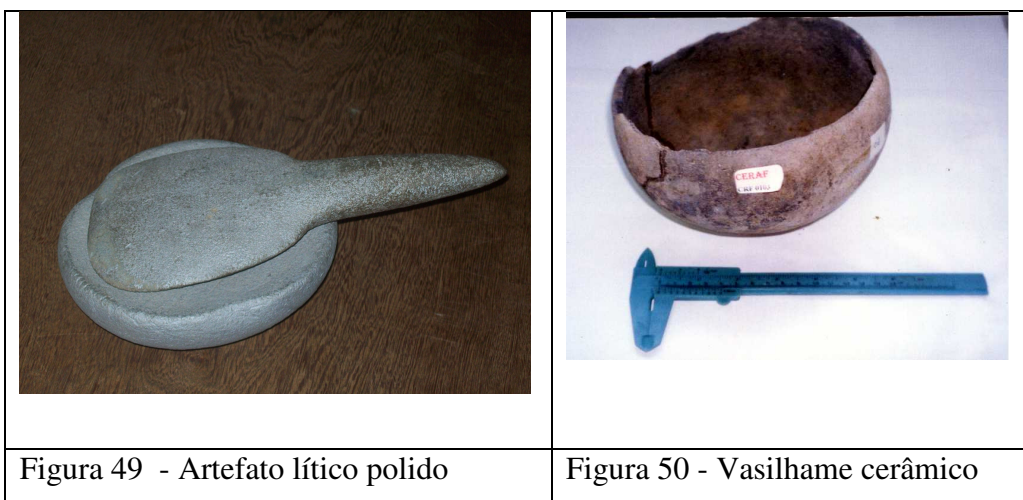


Figura 51 - Exemplo de arte rupestre da região (Sítio Pedra Preta, no município de Paranaíta)

- 1) Sítios relativamente extensos com grande quantidade de cerâmica – possíveis correlatos de grandes adensamentos populacionais.
- 2) Extensões variadas entre sítios contemporâneos – possível correlato da existência de uma hierarquia regional entre sítios arqueológicos.
- 3) Presença de cerâmica bastante elaborada e padronizada – possível correlato de especialização de mão-de-obra e/ou produção e circulação de itens de prestígio.

4) Padrão diferencial de enterramentos (tipos variáveis de urnas) – correlato de diferenciação social.

Assim, se não considerarmos o modelo puro do determinismo ecológico para a mobilidade de ocupações, a exemplo do que se verifica nas populações indígenas contemporâneas, podemos considerar os modelos que se referem a relações de parentesco e disputas políticas locais, conforme NEVES (2000). Os hiatos entre as ocupações poderiam ser devidos a conflitos inter-grupos que pode ser, inclusive, atestado pelo surgimento de tipos “exóticos” de cerâmica, como as de borda incisa, mostrado na Figura 52 ou de elementos da tradição Santarém, conforme ilustrado na Figura 53 num universo de cerâmicas simples, sem decoração.



Figura 52 – Vasilhame de borda decorada com incisões



Figura 53 – Figuras “antropomorfas” e “zoomorfas” afim com tradição Santarém

## 6 – CONCLUSÕES

A combinação de dados isotópicos, elementares e palinológicos revelou-se bastante eficiente no estudo de paleoecologia do Quaternário na área investigada.

O padrão de comportamento paleoecológico registrado na região está em acordo ao registrado em trabalhos anteriores na Amazônia, especialmente na porção oriental, como em Carajás e no Lago Maicuru, diferindo do padrão registrado na porção ocidental, especialmente na região de Porto Velho quando praticamente não existe intervalo de variação no padrão palinológico ao longo do perfil estudado.

A planície de inundação *strictu sensu* no Sítio Três Coqueiros, constituída por sedimentos fluviais e paleossolos revelou-se também importante registro de condições paleoecológicas, a exemplo dos sedimentos lacustres da Lagoa Jabuti, ainda que o registro palinológico seja menos efetivo em termos de concentração de palinomorfos..

Não foi registrada mudança efetiva do padrão de vegetação/ecologia no período estudado, apenas variações que podem refletir condições microclimáticas que podem resultar em pequenas variações na vegetação.

A vegetação registrada pelos dados palinológicos guarda forte semelhança com a registrada atualmente na região, com predominância de *taxa* arbóreos.

A megafauna apresentou idade muito superior a do período estudado e, portanto, não pode ser utilizada para inferir condições paleoecológicas.

A ocupação humana, registrada entre 1.300 e 300 anos A.P., se deu em condições climáticas e ecológicas semelhantes as que se registram atualmente.



## 7. Referências

ABSY, M. L.; CLEEF, A. L.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SERVANT, M.; SIFEDDINE, S.; SILVA, M. F. F.; SOUBIES, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B.; VAN DER HAMMEN, T. **Mise en évidence de quatre hases 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. C. R. Acad. Sci. Paris, L.312, Série II, p.673-678. 1991

ABSY, M. L. e VAN DER HAMMEN, T. Some paleocological data from Rondônia, southern part of the Amazon Basin. **Acta Amazonica**, 6 (3): 293-299, 1976

ALMEIDA, PC.P. e CASTRO, P.T.A. Análise faciológica e interpretação palinológica de testemunho recuperado de ambiente lacustre assoreado no Parque Estadual do Rio Doce (MG). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 4. 2008

ANHUF, D.; LEDRU, M.-P.; BEHLING, H.; DA CRUZ JR.; F. W.; CORDEIRO, R. C.; HAMMEN, T.; KARMANN, I.; MARENGO, J. A.; OLIVEIRA, P.; PESSENDA, L.; SIFFEDINE, A.; SILVA-DIAS, P. L. Paleo-environmental change in Amazonian and African rainforest during the LGM. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 239, 510-527. 2006

ANHUF, D. ; BEHLING, H ; LEDRU, M. P. ; CRUS, F.W.; KARMANN, I.; CORDEIRO, R.; SIFFEDINE, A.; TURQ, B. J. ; PESSENDA, L.C.; JORGETTI, Y.; DIAS, P. L. S. ; WAINER, I. . Paleo-Environmental Change in Amazonia during the LGM and for Brazil during the Mid-Holocene. In: Pedro Leite da Silva Dias (IEA, IAG/USP e Procam/USP), Wagner Costa Ribeiro (Procam/USP e FFLCH/USP) e Lucí Hidalgo Nunes (IG/Unicamp). (Org.). **A Contribution to Understanding the Regional Impacts of Global Change in South America**. 01 ed. Sao Paulo: Instituto de Estudos Avancados da Universidade de Sao Paulo - IEA/USP, v. , p. 1-412. 2007,

BAFFA O. e MASCARENHAS S. **ESR Dating of Fossil Shells from Sambaquis (Brazilian Shell Mounds)**. M. Ikeya (Editor) ESR Dating and Dosimetry Ionics Co.-Tokio, Japão, 139-143. 1985

BAFFA, O. O método de datação arqueológica por ressonância paramagnética eletrônica. **Revista do museu de Arqueologia e Etnologia** . 2:151-160. 1997

BALÉE W.L. 1989. **The culture of Amazonian forests**, in: Posey D.A. e Balée W.L. (eds.). Resource Management in Amazonia. Advances in Economic Botany 7:1-21

BAUERMANN, S. G. e NEVES, P. C. P. 2005. **Métodos de estudo em Palinologia do Quaternário e de Plantas Atuais**. Cadernos La Salle XI, Canoas: Centro Universitário La Salle v.2, 1:99-107

BAUERMANN, S.G. 2003. **Análises palinológicas e evolução paleovegetacional das turfeiras de barrocadas e Águas Claras, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil**. Porto Alegre, UFRGS, Tese de Doutorado, 137p

BAUERMANN, S. G.; MARQUES-TOIGO, M.; BEHLING, H.; NEVES, P. C. P. Aspectos tafonômicos em palinologia de Quaternário. **Pesquisas (Série Botânica)**, 52:223-239. 2002.

BEHLING, H. Investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and climate in Santa Catarina (S Brazil). **Vegetation History and Archaeobotany**, 4:127-152. 1995.

BENNETT K.D. 2005: **Documentation for psimpoll 4.25 and pscomb 1.03. C programs for plotting diagrams and analysing data**. Software manual, 1-127.

BERNER, R.A. e KOTHAVALA, Z., 2001, GEOCARB III: A revised model of atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic time. **Am. J. Sci.**, v. 301, p. 182-204.

BRAIN, M.. **HowStuffWorks - Como funciona a datação por carbono 14**. Publicado em 03 de outubro de 2000 (atualizado em 14 de julho de 2008) <http://ciencia.hsw.uol.com.br/carbono-14.htm> (25 de maio de 2010)

BRINER, J.; MICHELUTTI, N.; FRANCIS, D.; MILLER, G.; AXFORD, Y.; WOOLLER, M.; WOLFE, A.. A multi-proxy lacustrine record of Holocene climate change on northeastern Baffin Island, Arctic Canada. **Quaternary Research**, v. 65, p. 431-442. 2006.

BUCHDAHL, J. **Global Climate Change Student Guide: A review of contemporary and prehistoric global climate change**. Atmosphere, Climate and Environment, Information Programme, Aric, Manchester Metropolitan University, Manchester, 99 pp. 1999

BURJACK, M.I.A. e MARQUES-TOIGO, M. **Caracterização Palinológica da Turfeira da Região de Águas Claras, Município de Viamão-Rs, Brasil**. Boletim do Instituto de Geociências/USP, São Paulo, v. 11, p. 181-189,

BUSH, M. B. On the interpretation of fossil Poaceae pollen in the lowland humid neotropics. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** 177(1/2): 5-17. 2002.

BUSH, M.B., STUTE, M., LEDRU, M-P., BEHLING, H., COLINVAUX, P.A., DE OLIVEIRA, P.E., GRIMM, E.C., HOOGHIEMSTRA, H., HABERLE, S., LEYDEN, .W., SALGADO-LABOURIAU, M.L., WEBB, R. 2001. Paleotemperature estimates for the lowland Americas between 30°S and 30°N at the last glacial maximum. In Markgraf, V. (ed.) **Interhemispheric Climate Linkages**, pp. 293-306. Academic Press, San Diego

CANTOLLA, A.U. 2003. **Historia Del Clima de la Tierra**. Servicio Central de Publicaciones Del Gobierno Vasco. 306P.

CARREIRA, L.M.M. e BARTH, O.M. 2003. **Atlas de pólen da vegetação de canga da Serra de Carajás**. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi. 112p.

CARREIRA, L. M. M.; SILVA, M. F.; LOPES, J.R.C.; NASCIMENTO, L. A. S. **Catálogo de Pólen das Leguminosas da Amazônia Brasileira**. Museu Paraense Emílio Goeldi, Coleção Adolpho Ducke, Belém. 137p. 1996.

CARTELLE, C. Pleistocene mammals of the Cerrado and Caatinga of Brazil. In: **Mammals of the Neotropics, the Central Neotropics**, vol.3, Ecuador, Peru, Bolivia, Brazil (ed. by J.F. Eisenberg and K.H. Redford), pp. 27–46. The University of Chicago Press, Chicago and London. 1999

COLINVAUX, P.A.; OLIVEIRA, P.E.; MORENO, J.E.; MILLER, M.C.; BUSH M.B. A long pollen record from lowland Amazonia: Forest and cooling in glacial times. **Science** 274: 85-88. 1996.

COLINVAX, P.; OLIVEIRA, P. E.; PATIÑO, J. E. M. 1999. **Amazon pollen manual and atlas**. Harwood Academic Publishers. Amsterdam. 332p.

COLINVAUX, P.A.; OLIVEIRA, P.E. Palaeoecology and climate of the Amazon basin during the last glacial cycle. **Journal of Quaternary Science** 15, 347–356. 2001.

COLINVAUX, P.A.; 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** 19, 141-169. 2000.

COLINVAUX, P.A. & OLIVEIRA, P.E. Amazon Plant diversity and climate through the Cenozoic. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** 166: 51-63. 2001

COSTA, K. B.; TOLEDO, F. A. L. Estratigrafia Isotópica com base em Foraminíferos Bentônicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 2003, Brasília. **Boletim de Resumos**, Brasília, 2003. v. 1. p. 104-105

DANTAS, M.A.T. e ZUCON, M.H. Sobre a ocorrência de dois taxa pleistocênicos na Fazenda Tytoya, Poço Redondo, Sergipe. **Scientia Plena**, 1 (4): 92-97. 2005

DESJARDINS, T.; FILHO, A.C.; MARIOTTI, A.; CHAUVEL, A.; GIRARDIN, C. Changes of the forest-savanna boundary in Brazilian Amazonia during the Holocene revealed by isotope ratios of organic carbon', in *Oecologia*, v. 108, p. 749, 1996.

Duller, G. 1995: **Tröels-Smith plotting program (TSPP)**. Kingston University.

ECHER, E.; RIGOZO, N. R., NORDEMANN, D. J. R., VIEIRA, L. E. A.; PRESTES, A.; FARIA, H. H. O número de Manchas Solares, Índice da Atividade do Sol - **Revista Brasileira de Ensino de Física**, vol. 25, no. 2, Junho, 2003

EHLERINGER, J. R.; CERLING, T.E.; HELLIKER, BR.. C-4 photosynthesis, atmospheric CO<sub>2</sub>, and climate. **Oecologia**, v.112, p. 285-299, 1997. 1997.

ELENGA, H.; PEYRON, O.; BONNEFILLE, R.; PRENTICE, I.C.; JOLLY, D.; CHEDDADI, R.; GUIOT, J.; ANDRIEU, V.; BOTTEMA, S.; BUCHET, G.; DE BEAULIEU, J.L.; HAMILTON, A.C.; MALEY, J.; MARCHANT, R.; PEREZ-OBOL, R.; REILLE, M.; RIOLLET, G.; SCOTT, L.; STRAKA, H.; TAYLOR, D.; VAN CAMPO, E.; VINCENS, A.; LAARIF, F.; JONSON, H. **Pollen-based biome reconstruction for southern Europe and Africa 18,000 years ago**. *Journal of Biogeography* 27:3

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisas de solos. **Determinação da textura pelo método do densímetro simplificado**. Disponível em: <[www.embrapa.br/solos/paqlf](http://www.embrapa.br/solos/paqlf)>. Acesso em: agosto de 2008

ERICKSON, C. Amazonia: the historical ecology of a domesticated landscape. In: SILVERMAN, H. e ISBELL, W. (Eds.). **Handbook of South American Archaeology**. New York: Springer, 2008. p. 157-183

FAEGRI, K. e IVERSEN, J. 1950 **Text-book of modern pollen analysis**. Ejnar Munksgaard, Copenhagen. 168 p.

FARQUHAR, G.D.; O'LEARY M.H.; BERRY J.A On the relationship between carbon isotope discrimination and intercellular carbon dioxide concentration in leaves. **Aust. J. Plant. Physiol.** 9:121-137. 1982.

FERREYRA, E. – **El Dióxido de Carbono no es la Causa del Cambio Climático**. Disponível em: <<http://www.mitosyfraudes.org/Articulos.html>> Acesso em: 03.04.2008

FURUYA, V.R.B.; CARMINO HAYASHI, C.; FURUYA, W.M.; DUCATTI, C.. Abundância natural do isótopo estável de carbono ( $^{13}\text{C}$ ) de alguns itens alimentares e sua contribuição no crescimento de juvenis de pintado, *Pseudoplatystoma corruscans* (Agassiz, 1829) (osteichthyes, Pimelodidae). **Acta Sci.**, v.24, p.493-498, 2002

GUIMARÃES JR., P. e GALETTI, M. Frutos dispersos por mamíferos extintos. **Ciência Hoje**, Julho:83-85. 2001.

HABERLE S., 1997. **Upper Quaternary vegetation and climate history of the Amazon basin: correlating marine and terrestrial pollen records**. Scientific Results, Ocean Drilling Program, College Station, Texas, v. 155,, p.381 -396

HABERLE, S. e MASLIN, M., Late Quaternary vegetation and climate change in the Amazon Basin based on a 50000 year pollen record from the Amazon Fan, ODP Site 932. **Quaternary Research**, v. 51, p. 27-38. 1999.

HECKENBERGER, M.J.; KUIKURO, A.; KUIKURO, U.T.; RUSSELL, J.C.; SCHMIDT, M.; FAUSTO, C.; FRANCHETTO, B. Amazonia 1492: Pristine Forest or Cultural Parkland? **Science**, Washington, v. 301, n. 5640, p. 1710-1714, 2003.

HOLZ, M. e SIMÕES, M.G. 2002. **Elementos fundamentais de Tafonomia**. 1a ed., Porto Alegre, EDUFRGS, 231 p.

LACERDA-FILHO, J. V.; SOUZA, J. O.; OLIVEIRA, C. C.; RIBEIRO, P. S. E.; BOAS, P. F. V.; ALBUQUERQUE, M. C.; FRASCA, A. A. S.; BORGES, F. R.; MORETON, L. C.; MARTINS, E. G.; CAMARGO, M. A.; VALENTE, C. R.; PIMENTEL, M. M.; BOTELHO, N. F.. Geologia e Evolução Tectônica da Região Norte do Mato Grosso (Projeto Promin-Alta Floresta) In: SIMP. GEOL. DA AMAZÔNIA, 7, 2001 Belém, **Resumos Expandidos**, CD- Rom.

KAFUMU, P. D. Paleoclimatical significance of the paleosol levels occurring in the Miocene-Pleistocene stratigraphy of the Manonga-Wembere Valley in Central Tanzania. **Episodes** 27 (2): 107-111. 2004.

KINOSHITA, A. e BAFFA, O. Datação por ressonância do spin eletrônico. **Caninde – Revista do Museu de Arqueologia de Xingo** 6, 47–66. 2005

KINOSHITA, A.; BARRETO, A.; ALVES, R.; FIGUEIREDO, A. M. G.; SARKIS, J.; DIAS, M. L.; BAFFA, O. ESR dating of teeth from northeastern Brazilian megafauna. **Radiation Measurements**, v. 43, p. 809-812. 2008.

KLEIN E.L., ALMEIDA M.E., VASQUEZ M.L., BAHIA R.B.C., QUADROS, M.L.E.S., FERREIRA A.L. **Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós: estado do Pará e do Amazonas. Escala 1:500.000**. Nota explicativa. Belém: CPRM, 2000. 104p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB

KLUGE, R.A. **ASPECTOS FISIOLÓGICOS E ECOLÓGICOS DA FOTOSÍNTESE**. Disponível em: <[www.sbfv.org.br/materialdidatico/download/FotossinteseKluge.pdf](http://www.sbfv.org.br/materialdidatico/download/FotossinteseKluge.pdf)> Acesso em 10.08.2009

LEHMANN, M.F.; BERNASCONI, S.M.; BARBIERI, A.; MCKENZIE, J.A. Preservation of organic matter and alteration of its carbon and nitrogen isotope composition during simulated and in situ early sedimentary diagenesis. **Geochim. Cosmochim. Acta** 66: 3573–3584. 2002.

LEITE, J. A. D. e SAE, S. G. S. Geocronologia Pb/Pb de zircões detriticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do sudoeste do Cráton Amazônico. **Revista do Instituto de Geociências da USP, Série Científica**, São Paulo, 3:113-127. 2003.

LONG, A.J.; INNES, J.B.; SHENNAN, I.; TOOLEY, M.J. Coastal stratigraphy: a case study from Johns River, Washington. In: Jones, A.P., Tucker, M.E. e Hart, J.K. **The description and analysis of Quaternary stratigraphic field sections**. Quaternary Research Association Technical Guide 7, Quaternary Research Association; 1999:267-286.

LUI, G. H. e MOLINA, S. M. G. Ocupação humana e transformação das paisagens na Amazônia brasileira. **Amazônica - Revista de Antropologia**, Vol. 1, No 1 (2009)

MACARIO, K. D. 2003. **Preparação de Amostras de Radiocarbono e Aplicações de AMS em Arqueologia e Geologia Marinha**. Tese (Doutorado em Física), Instituto de Física da Universidade Federal Fluminense, 2003

MACHADO, J. S. **Dos artefatos às aldeias: os vestígios arqueológicos no entendimento das formas de organização social da Amazônia**. Rev. Antropol., São Paulo, v. 49, n. 2, Dec. 2006 . Disponível em: <<http://www.scielo.br/scielo>>. Acesso em 09 de Março de 2010

MARSHALL, B. **How Stuff Works - Como funciona a datação por carbono 14**. Disponível em: <<http://ciencia.hsw.uol.com.br/carbono-141.htm>> Acesso em: 17 de abril de 2008

MARTIN, G. A **Amazônia na pré-história**. Revista Eco 21. 98, 2005

MARTIN, L. e FLEXOR, J.M. 1995. Vibro testemunhador leve: construção, utilização e possibilidades. **Revista do Instituto Geológico** 16: 59-66

MARTINELLI, L.A.; DEVOL, A.H.; VICTORIA, R.L.; RICHEY, J.E.. Stable carbon isotopic variation in C3 and C4 plants along the Amazon river. **Nature**, London, 353(6339):57-59. 1991

MAYLE, F. E.; BURBRIDGE, R.; KILLEEN, T. J. Millennial-Scale Dynamics of Southern Amazonian Rain Forests. **Science**, v. 290, p. 2291-2294, 2000

MEDINA, E.; FRANCISCO, M.; STERNBERG, L.; W. ANDERSON. Isotopic signatures of organic matter in sediments of the continental shelf facing the Orinoco Delta: Possible contribution of organic carbon from savannas. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 63, no. 10, p. 527-536. 2005

MEGGERS, B. **Amazônia. A ilusão de um paraíso**. São Paulo, Edusp/Itatiaia, 1987

MENDONÇA FILHO J.G.; OLIVEIRA A.D.; CARVALHO M.A.; MENEZES T.R.; LANA C.C.; BRENNER W.W. Novo método de preparação palinológica para aumentar a recuperação de Dinoflagelados. **Revista Brasileira de Paleontologia**, 7, p.169 – 175. 2004.

MENSING S. A. e SOUTHON J. R. A Simple Method to Separate Pollen for AMS Radiocarbon Dating and its Application to Lacustrine and Marine Sediments. **Radiocarbon** 41(1): 1-8. 1999

MEYERS, P. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. **Org. Geochem.** 27: 213–250

MOLION, L. C. B. – **Desmistificando o aquecimento global**. Disponível em: <[www.forumdaliberdade.com.br/novo/apresentacao\\_arquivos/molion1.doc](http://www.forumdaliberdade.com.br/novo/apresentacao_arquivos/molion1.doc)>. Acessado em:

MORAN, J. M. e M. D. MORGAN, 1991: **Meteorology: the atmosphere and the science of weather**. Ed. Macmillan Publishing Company, New York. Cap. 18.

NAEq. <sup>14</sup>C **datando o passado**. Disponível em [http://hermes.ucs.br/ccet/defq/naeq/material\\_didatico/textos\\_interativos\\_29.htm](http://hermes.ucs.br/ccet/defq/naeq/material_didatico/textos_interativos_29.htm)

NASCIMENTO, E. R. 2008. **Os xenarthra pilosa (megatheriidae), notoungulata (toxodontidae) e proboscidea (gomphotheriidae) da formação Rio Madeira, pleitoceno superior, Estado de Rondônia, Brasil**. 113f. Dissertação (Mestrado em Geociências). Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre

NEVES, E. G. Tradição oral e arqueologia na história indígena no Alto Rio Negro. In: FORLINE, L. C.; MURRIETA, R. S. S.; VIEIRA, I. C. G. (Eds.). **Amazônia. Além dos 500 anos**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2006. p. 71-108

NEVES, P. C. P. 1991. **Palinologia de sedimentos de uma mata tropical paludosa em Terra de Areia, Planície Costeira Norte, Rio Grande do Sul, Brasil**. 230f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

NEVES, P.C.P. das 1998. **Palinologia de sedimentos quaternários no Estado do Rio Grande do Sul, Brasil: Guaíba e Capão do Leão**. 513f. Tese UFRGS, Tese (Doutorado em Geociências), Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

NEVES, E., O Velho e o Novo na Arqueologia Amazônica. **Revista USP**. 44: 86-111, 1999-2000

NEVES, P. C. P.; BACHI, F. A.; ROSSONI, M. G.; BAUERMANN, S. G.; KROEF, V. N.; AUGUSTIN, R. S.; PROCHNOW, E. A. Novas ocorrências de pólen de Magnoliophyta no Quaternário Superior do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas – série Botânica**. 51:59-71. 2001



NEVES, W. A., L. B. PILÓ. 2008. **O povo de Luzia: em busca dos primeiros americanos**. Disponível em: <<http://books.google.com.br/books>> Acesso em: 14/12/2009

NEVES, W.A. e HUBE, M. 2009. **Luzia e saga dos primeiros americanos**. Disponível em: <<http://mepr.org.br/siteantigo/ciencia/luzia.htm>> Acesso em: 25.11.2009

OLIVEIRA, A. C. B.; SALIMON, C. I.; CALHEIROS, D. F.; FERNANDES, F. A.; VIEIRA, I.; CHARBEL, L. F.; PIRES, L. F.; SALOMÃO, M. S.M.B.; NOGUEIRA, S. F.; VIEIRA, S.; MOREIRA, M. Z.; MARTINELLI, L. A.; CAMARGO, P. B. Isótopos estáveis e produção de bebidas: de onde vem o carbono que consumimos?. **Ciênc. Tecnol. Aliment.** vol.22 no.3 Campinas 2002

OLIVEIRA, P.E. *et al.* Paleovegetação e paleoclimas do Quaternário do Brasil. In **Quaternário do Brasil** SOUZA *et al.* Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005. p. 52-74

OLIVEIRA, P.R. Glacial cooling and forest disequilibrium in Western Amazonia. *An. Acad. Bras. Cien.*, 68 (supl. 1):129-138, 1996

PAULA COUTO, C. 1979. **Tratado de Paleomastozoologia**. Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências, 590 p.

PERDUE, E.M., e KOPRIVNJAK, J.-F. Using the C/N ratio to estimate terrigenous inputs of organic matter to aquatic environments. **Estuarine Coastal and Shelf Science** 73 (1-2), 65-72. 2007.

PERÔNICO, C. e CASTRO, P. T. A. Análise faciológica e interpretação palinológica de testemunho recuperado de ambiente lacustre assoreado no Parque Estadual do Rio Doce (MG). **Revista Brasileira de Geociências**, V 38 (4). 2008

PESSENDA, L.C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; LISI, C.S . Isótopos estáveis do carbono da matéria orgânica do solo. Uso como indicadores de trocas de vegetação e clima.. In: Pessenda, L. C. R.. (Org.). **Laboratório de C-14. Técnicas e aplicações paleoambientais**. Piracicaba: CPG/CENA, 1998, v. 2, p. 6-11.

PESSENDA, L.C.R.; BOULET, R.; ARAVENA, R.; ROSOLEN, V.; GOUVEIA, S.E.M.; RIBEIRO, A.S; LAMOTTE, M. 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(2): 250-254. 2001.

PAZDUR, A.; PIOTROWSKA, N.; DOBROWOLSKI, R.; DURAKIEWICZ, T.; MOHANTI, M.; DAS, S.. As  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  time record and palaeoclimatic implications of the holocene calcareous tufa from south-eastern poland and eastern india (orissa). **Geochronometria** Vol. 21, pp 97-108, 2002

PLASTINO, W.; KAIHOLA, L.; BARTOLOMEI, P.; BELLA, F. Cosmic background reduction in the radiocarbon measurements by liquid scintillation spectrometry at the underground laboratory of Gran Sasso. **Radiocarbon** 43(2A):157–61. 2001.

PORTALSAOFRANCISCO. Datação isotópica. Disponível em: <http://www.portalsaofrancisco.com.br/alfa/datacao-isotopica/datacao-isotopica-1.php>

PRADO, J.L.; ALBERDI, M.T.; AZANZA, B.; SÁNCHEZ, B.; FRASSINETTI, D.. Quantitative relationship between climate and changes in Mammal diversity during the late Pleistocene-Holocene in the Pampean Region (Argentina). **Acta Paleontologica Polonica**, 46(2), 261-276. 2001

PRICE, K. S.; FLEMER, D. A.; TAFT, J. L.; MACKIERNAN, G B.; NEHLSSEN, W.; BIGGS, R. B.; BURGER, N. H.; BLAYLOCK, D. A. Nutrient Enrichment of Chesapeake Bay and Its Impact on the Habitat of Striped Bass: A Speculative Hypothesis. **Trans. Am. Fish. Soc.** 114:97-106. 1985.

MOLINA, R.T.; PALACIOS, I.S.; RODRIGUEZ, A.F.M.; MUNOZ, J.T.; CORCHERO, A.M.. Environmental Factors Affecting Airborne Pollen Concentration in Anemophilous Species of *Plantago*. **Ann Bot** 87: 1-8. 2001

SAULO RODRIGUES FILHO, S.; RIBEIRO JÚNIOR, M.G.; ALCOVER NETO, A.; SILVA, M.M.; ZIMBRES, E.; YALLOUZ, A. V.; CASTILHOS, Z.; SILVA, A.R.; ARAÚJO, J.F.M. **Evolução temporal da poluição por metais pesados em sedimentos do rio Paraíba do Sul, estado do rio de janeiro**. Rio de Janeiro: CETEM/MCT, 2002. 36p. (Tecnologia Ambiental, 26).

ROSSETTI, D.F.; TOLEDO, P.M.; MORAES-SANTOS, H.M.; SANTOS JR., A.E.A. Reconstructing habitats in Central Amazonia using megafauna, sedimentology, radiocarbon and isotope analysis. **Quaternary Research** 61, 289– 300. 2004

SAGE, R. F.; MONSON, R. K. The taxonomy distribution of  $\text{C}_4$  photosynthesis. In: SAGE, R. F.; MONSON, R. K. (Ed.).  **$\text{C}_4$  Plant Biology**. San Diego: Academic, 1999. p. 551-584

SAGE, R.F.2005. **Atmospheric CO<sub>2</sub>, Environmental Stress and the Evolution of C4 Photosynthesis**. In “A History of Atmospheric CO<sub>2</sub> and Its Effects on Plants, Animals, and Ecosystems” de J. R. Ehleringer, T. E. Cerling, M. Denise Dearing. Disponível em: <books.google.com.br/books?isbn=0387220690>.

SAIA, S.E.M.G. **Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Quaternário tardio com base em estudo multi/interdisciplinar no Vale do Ribeira (sul do Estado de São Paulo)**. 2006. 119 f. Tese (Doutorado em Energia Nuclear na Agricultura e no Ambiente) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2006

SALGADO-LABORIAUX, M.L. 2005. Alguns aspectos sobre a Paleoecologia do Cerrado. In. A. Scariot; J.C. Sousa-Silva e J.M. Felfili (org). **Cerrado: ecologia, biodiversidade e conservação**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente. Disponível em: <<http://bio-livros.blogspot.com/2009/02/cerrado-ecologia-biodiversidade-e.html>. Acesso em: 14.12.2009

SANTOS, G.; FABRA, M.; DEMARCHI, D ALFREDO; LAGUENS, ANDRES , G.; SOUTHON, J.; TAYLOR, R.; GEORGE, D. <sup>14</sup>C-AMS as a tool for archaeological investigation: Implications for Human Settlement in South America. In: THE PEOPLING OF THE AMERICAS INTERNATIONAL SYMPOSIUM, II, 2006, Capivara National Park, Piauí, Brazil, **Proceedings**.

SAXENA, D. P.; JOOS, P.; VAN GRIEKEN, R.; SUBRAMANIAN, V. Sedimentation rate of the floodplain sediments of the Yamuna river basin (tributary of the river Ganges, India) by using 210Pb and 137Cs techniques. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, v.251, n.3, p. 399-408. Março/2002

SASAKI, D. ; ZAPPI, D. ; MILLIKEN, W. . Vegetação do Parque Estadual Cristalino, Novo Mundo - MT (Relatório final). 2009.

SEDOV, S.; SOLLEIRO-REBOLLEDO, S.; TERHORST, B.; SOLÉ, J.; FLORES-DELGADILLO, M.L.; WERNER, G.; POETSCH, T. The Tlaxcala basin paleosol sequence: a multiscale proxy of middle to late Quaternary environmental change in central México. **Revista Mexicana de Ciencias Geológicas**, v. 26, n.2, p.448-465. 2009

SEPLAN. 2007. **Zoneamento Sócio Econômico Ecológico do Estado de Mato Grosso UZEE**. Cuiabá: Seplan. Disponível em: <[www.zsee.seplan.mt.gov.br/divulga](http://www.zsee.seplan.mt.gov.br/divulga)>

SILVA, G.H *et al.* **Folha SC.21-Juruena: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro, 1980. 456 p., p. 21-116. (Levantamento de Recursos Naturais, 20).

SILVA, H. L., 2008. **Composição florística de espécies arbóreas ocorrentes nas margens do rio Teles Pires entre os rios Quatro Pontes e Ariranha, em Mato Grosso.** Alta Floresta:Unemat/Engenharia Florestal, 2008. 80 p. Trabalho de Conclusão de Curso

SILVA, J.L.L. **Tafonomia em mamíferos pleistocênicos: caso da planície colúvio-aluvionar de Maravilha - AL.** 2001. 96f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco., 2001.

SOON, W. Implications of the Secondary Role of Carbon Dioxide and Methane Forcing in Climate Change: Past, Present, and Future. **Physical Geography**. 2: 97-125

SOUZA, J.O.2004. **Geologia e recursos minerais da Província Mineral de Alta Floresta.** Relatório integrado. CPRM.

SPERBIOLOGIA. 2009. **A fixação do carbono: a fase escura** Disponível em <[www.osvaldoelobo.com.br/.../PLANTAS\\_C3\\_C4\\_CAM.pdf](http://www.osvaldoelobo.com.br/.../PLANTAS_C3_C4_CAM.pdf)> Acesso em 10.08.2009

STUCHI, F.F., 2004. **Levantamento sistemático das ocorrências arqueológicas em comunidades rurais do município de Alta Floresta.** Alta Floresta:Unemat/Ciências Biológicas, 2004. 85 p. Trabalho de Conclusão de Curso

STUTE, M.; FORSTER, M.; FRISCHKORN, H.; SEREJO, A.; CLARK, J.F.; SCHLOSSER, P., BROECKER, W.S.; BONANI, G. Cooling of tropical Brazil (5°C) during the last glacial maximum. **Science**, 269, 379-383, 1995

TOLEDO, M.B. e BUSH, M.B. A Holocene pollen record of savanna establishment in coastal Amapá. **An Acad Bras Cienc**. 80(2):341-51. 2008.

TURCQ, B.; SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M. Registros milenares nos sedimentos dos lagos da Serra de Carajás. **Revista Ciência Hoje**, Vol.16, nº 93. p.31-35. 1993.

VAN DER HAMMEN T. Ice-age tropical South America: What was it really? **Amazoniana** (3-4): 647-652. 2001.

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

VAN DER HAMMEN, T., e ABSY, M. L.. Amazonia during the last glacial. **Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol.** 109: 247–261. 1994.

VAN GEEL, B. A paleoecological study of Holocene peat bog section in Germany and the Netherlands. **Review of Palaeobotany and Palynology.** 25:1-120. 1978.

VIDOTTO, E.; PESSEDA, L. C. R.; RIBEIRO, A. S.; FREITAS, H. A.; BENDASSOLLI, J. A. Dinâmica do ecótono floresta-campo no sul do estado do Amazonas no Holoceno, através de estudos isotópicos e fitossociológicos. **Acta Amazonica**, v. 37, p. 385-400. 2007

WINTER, K. e SMITH JA..C.1996. Crassulacean acid metabolism: current status and perspectives. In: Winter K, Smith JAC (eds) **Crassulacean Acid Metabolism: Biochemistry, Ecophysiology and Evolution.** Springer-Verlag, Berlin, pp 230–246

XU, H., AI, L.; TAN, L.; AN, Z. Stable isotopes in bulk carbonates and organic matter in recent sediments of Lake Qinghai and their climatic implications. **Chemical Geology**, 235(3-4): 262-275. 2006.

YU, G.; PRENTICE, I. C.; HARRISON, S. P.; e SUN, X. Pollen-based biome reconstructions for China at 0 and 6000 years. **Journal of Biogeography**, 25: 1055-1069. 1998.