

INSTITUTO TECNOLÓGICO VALE



Mestrado Profissional
Uso Sustentável de Recursos Naturais em Regiões Tropicais

MARIANA MAHA JANA COSTA DE FIGUEIREDO

**PALEOVEGETAÇÃO E PALEOCLIMA DA SERRA SUL DE
CARAJÁS, SUDESTE DA AMAZÔNIA, DURANTE OS ÚLTIMOS
45.000 ANOS, COM BASE EM ESTUDOS MULTIDISCIPLINARES
NA LAGOA DO VIOLÃO**

Belém / PA

2019

MARIANA MAHA JANA COSTA DE FIGUEIREDO

**PALEOVEGETAÇÃO E PALEOCLIMA DA SERRA SUL DE
CARAJÁS, SUDESTE DA AMAZÔNIA, DURANTE OS ÚLTIMOS
45.000 ANOS, COM BASE EM ESTUDOS MULTIDISCIPLINARES
NA LAGOA DO VIOLÃO**

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

Orientador: José Tasso Félix Guimarães, Dr.

Belém / PA

2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

F475 Figueiredo, Mariana Maha Jana Costa de.

Paleovegetação e paleoclima da Serra Sul de Carajás, sudeste da Amazônia, durante os últimos 45.000 anos, com base em estudos multidisciplinares. / Mariana Maha Jana Costa de Figueiredo -- Belém, 2019.

62 f. : il.

Dissertação (mestrado) -- Instituto Tecnológico Vale, 2019.
Orientador(a): Dr. José Tasso Félix Guimarães

1. Paleontologia - Carajás, Serra dos (PA). 2. Paleovegetação - Carajás, Serra dos (PA). 3. Paleoclimatologia - Carajás, Serra dos (PA). 4. Serra Sul - Carajás, Serra dos (PA). I. Guimarães, José Tasso Félix. II. Título

CDD 23. ed. 560.098115

Bibliotecária responsável: Nisa Gonçalves / CRB 2 – 525

MARIANA MAHA JANA COSTA DE FIGUEIREDO

**PALEOVEGETAÇÃO E PALEOCLIMA DA SERRA SUL DE
CARAJÁS, SUDESTE DA AMAZÔNIA, DURANTE OS ÚLTIMOS
45.000 ANOS, COM BASE EM ESTUDOS MULTIDISCIPLINARES
NA LAGOA DO VIOLÃO**

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

Data da aprovação:

Banca examinadora:

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

Prafulla Kumar SAHOO
Membro interno – Instituto Tecnológico Vale (ITV)

Edilson Freitas da Silva
Membro externo – Universidade Federal do Pará (UFPA)

DEDICATÓRIA

À minha família

AGRADECIMENTOS

À minha filha, Pietra, o maior incentivo para eu concluir mais uma etapa importante da minha vida, por ter me ensinado a ter forças para vencer os desafios que a vida impõe, por me ensinar a superar obstáculos, me permitindo chegar até aqui e abrindo os caminhos para que eu possa ir mais longe.

Agradeço aos meus pais, Carlos e Cláudia, que sempre fizeram de tudo pra que eu e meus irmãos pudéssemos ter as oportunidades que tivemos na vida. Agradeço a eles por muitas vezes terem se colocado em segundo plano em prol dos filhos, que nem sempre reconheceram merecidamente o grande esforço feito. Agradeço pelas orações e torcida pela finalização de meu trabalho, mesmo sem terem o entendimento direito do que é a palinologia; agradeço pelo amor, carinho e dedicação.

Obrigada aos meus irmãos, Victor Hugo, Adriano e Bernardo, aos meus avós Waldomira e Gilberto, ao meu tio, André, e a minha cunhada, Thalia, pelo apoio em todos os momentos de necessidade.

Ao Instituto Tecnológico Vale que me proporcionou o espaço e a infraestrutura através dos quais pude adquirir meus conhecimentos. Ao orientador professor Tasso Guimarães, por se dispor a tirar dúvidas e ajudar ao desenvolvimento do presente trabalho. Obrigada pelo incentivo, puxões de orelha, por todo o tempo, esforço, apoio e atenção dispensados para a conclusão dessa pesquisa.

Um agradecimento especial a Ananda, Elayne, Lauriana, Maria Eduarda, Carol, Victoria, João Gabriel, Allan, Tarsis, Camila, Caio, Edilson, Karen e Luiza por terem escutado meus desabafos e me incentivado de alguma forma todas às vezes que o trabalho tornou-se pesado, e até mesmo insuportável, para que um só coração suportasse. Saibam que sempre me senti mais feliz e motivada quando escutava um “tudo vai dar certo no final”.

Enfim, agradeço a todos aqueles que direta ou indiretamente contribuíram para minha formação. Todos vocês são importantes pra mim. Desejo a todos amor, saúde e felicidades. Obrigada.

Tente uma, duas, três e se possível tente até a quarta, a quinta, e quantas vezes forem necessário. Só não desista nas primeiras tentativas. A persistência é amiga da conquista.

- Bill Gates

RESUMO

Uma abordagem multidisciplinar integrando datações por ^{14}C , fácies sedimentares, geoquímica elementar, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, C/N e palinologia, foi aplicada em um testemunho sedimentar de lagoa ativa (LV2) para elucidar a relação entre a evolução sedimentar da lagoa do Violão (Sudeste da Amazônia) com as mudanças paleoclimáticas ocorridas durante os últimos 45.000 anos AP (Quaternário tardio). Neste sentido, o Pleniglacial médio (45.000 a 40.000 anos AP) foi marcado por condições climáticas úmidas e frias, com elevadas concentrações de Al_2O_3 , TiO_2 e Ti/K. As temperaturas baixas foram indicadas através do registro de *Podocarpus*, *Hedyosmum*, *Alnus* e *Myrsine*. O período mais seco da Serra Sul de Carajás ocorreu no Pleniglacial tardio (40.000 a 24.000 anos AP) marcado pela permanência da floresta, macrófitas, algas e palmeiras, além da deposição maciça de siderita diagenética, como consequência de mudanças entre condições oxidantes para condições redutoras. Na transição para o Holoceno inicial (18.000 a 8.000 anos AP) houve o retorno da abundância da floresta e macrófitas, e o declínio das pteridófitas. A acumulação de sedimentos na lagoa do Violão não foi contínua durante o Holoceno médio (8.000 a 2.000 anos AP), o modelo de idade-profundidade registrou um hiato sedimentar durante este período, sugerindo o predomínio de um período seco, com redução na concentração de Al_2O_3 , TiO_2 e Zr. Após 2.000 AP as condições climáticas e ambientais registradas na região são semelhantes às condições dos dias atuais.

Palavras-chave: Amazônia. Quaternário tardio. Palinologia. Geoquímica. Abordagem multidisciplinar.

ABSTRACT

A multidisciplinary approach integrating ^{14}C dating, sedimentary facies, elemental geochemistry, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ isotopes, C/N ratio and palynology, was applied for the first time in an active lake (core LV2) to elucidate the relationship between the evolution of the Violão lake (Southeastern Amazon) and the paleoclimatic changes that occurred during the last 45,000 cal yr BP (late Quaternary). The middle Pleniglacial (45,000 - 40,000 cal yr BP) was marked by humid and cold climatic conditions, with high concentrations of Al_2O_3 , TiO_2 and Ti/K. The low temperatures were indicated by *Podocarpus*, *Hedyosmum*, *Alnus* and *Myrsine*. The driest period of the Serra Sul de Carajás occurred in late Pleniglacial (40,000 – 24,000 cal yr BP), marked by the presence of forest, macrophytes, algae and palms, in addition to the massive deposition of diagenetic siderite, as a consequence of changes between oxidizing conditions for reducing conditions. The transition to the early Holocene (18,000 – 8,000 cal yr BP) was marked by abundance of forest and macrophytes and the decline of pteridophytes. However the accumulation of sediments in the lake was not continuous during the middle Holocene (8,000 – 2,000 cal yr BP), the age-depth model recorded a sedimentary gap during this time, suggesting the predominance of a dry period, with low concentrations of Al_2O_3 and Zr. After 2000 cal yr BP the climatic and environmental conditions recorded in the region are similar to the current conditions.

Keywords: Amazon. Late Quaternary. Palynology. Geochemistry. Multidisciplinary approach.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa esquemático com localização da lagoa do Violão. a) Posição geográfica da área de estudo em relação ao Brasil; b) Localização da lagoa, na porção ocidental da Serra Sul dos Carajás; c) Imagem em detalhe da lagoa do Violão; d) Mapa geomorfológico; e) Mapa litológico; f) Mapa de vegetação.	24
Figura 2 - Perfil sedimentar esquemático do testemunho LV2 (160 cm), ilustrando as fácies sedimentares existentes e suas respectivas características. O perfil inclui dados calibrados de ^{14}C (representado pelos losangos de cor azul transparente), o modelo idade/profundidade (curva e coloração preta) e a curva de sedimentação (linha pontilhada).	30
Figura 3 - Análise dos componentes principais para o testemunho LV2.	33
Figura 4 - Comportamento de SiO_2 ao longo do testemunho LV2.	36
Figura 5 - Comportamento das razões geoquímicas ao longo do testemunho LV2.	38
Figura 6 - Diagrama triangular A-CN-K, mostrando a variação CIA nos sedimentos. A, CN e K representam a proporção molar de Al_2O_3 , $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ e K_2O	39
Figura 7 - Relação entre CIA vs. MIA e CIA vs. IOL nos sedimentos lacustres e nas crostas lateríticas, com ênfase na baixa variação dos valores de CIA e MIA quando comparados com os valores de IOL.	40
Figura 8 - Diagrama triangular $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ com a classificação das crostas lateríticas e grau de lateritização.	41
Figura 9 - Diagrama $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ vs. $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ do testemunho LV2.	42
Figura 10 - Comportamento vertical de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ e C/N ao longo do testemunho LV2.	43
Figura 11 - Gráfico binário de (a) $\delta^{13}\text{C}$ Vs. C/N e (b) $\delta^{15}\text{N}$ Vs. $\delta^{13}\text{C}$ do testemunho LV2.	44
Figura 12 - Diagrama polínico do testemunho LV2, mostrando a porcentagem, concentração e riqueza dos <i>taxas</i> mais importantes de cada fitofisionomia da Serra Sul dos Carajás (floresta, vegetação de canga, <i>taxa</i> adaptado ao frio, palmeiras, macrófitas e pteridófitas).	49

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Dados de amostras, pré-tratamento e datação por radiocarbono do testemunho da Serra Sul.	28
Tabela 2 - Descrição das fácies sedimentares identificadas no testemunho LV2 e seus respectivos processos sedimentares.	31
Tabela 3 - Exemplo de cálculo da acurácia utilizando o padrão NCSDC73303.	33
Tabela 4 - Valores de SiO ₂ do testemunho, crostas lateríticas (crosta 1 e 2) e BIF's. .	36
Tabela 5 - Valor mínimo, máximo e média dos sedimentos do testemunho LV2 e crostas lateríticas.	43

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
2	PROBLEMA E HIPÓTESE DE PESQUISA	15
3	OBJETIVOS	15
4	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	16
4.1	FÁCIES SEDIMENTARES	16
4.2	GEOQUÍMICA MULTIELEMENTAR	16
4.3	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	17
4.4	PALINOLOGIA.....	18
4.5	MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS DURANTE O QUATERNÁRIO NA AMAZÔNIA	19
5	CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO	21
5.1	LAGOA DO VIOLÃO	21
5.1.1	Contexto geológico.....	21
5.1.2	Características fitofisiográficas.....	22
5.1.3	Características geoquímicas.....	22
5.1.4	Características limnológicas	22
5.1.5	Clima.....	23
6	MATERIAIS E MÉTODOS	24
6.1	COLETA DO TESTEMUNHO E DESCRIÇÃO DAS FÁCIES SEDIMENTARES	24
6.2	GEOQUÍMICA MULTIELEMENTAR	24
6.3	ANÁLISE DOS ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE ¹³ C E ¹⁵ N	25
6.4	DATAÇÃO POR ¹⁴ C	26
6.5	ANÁLISE PALINOLÓGICA.....	26
7	RESULTADOS	27
7.1	CRONOLOGIA E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO	27
7.2	DESCRIÇÃO DAS FÁCIES SEDIMENTARES	28
7.3	GEOQUÍMICA MULTIELEMENTAR	31
7.3.2	Comportamento geoquímico.....	32
7.3.3	Análise de componentes principais (pca).....	34
7.3.4	Razões geoquímicas	35
7.3.5	Índices de alteração química (CIA, MIA e IOL).....	39
7.4	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	41
7.5	ANÁLISE PALINOLÓGICA.....	44
8	DISCUSSÃO	49

8.1	IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS E PALEOCLIMÁTICAS	49
8.1.1	45.000 a ~40.000 anos AP (Pleniglacial médio).....	49
8.1.2	~ 40.000 – ~24.000 anos AP (Pleniglacial tardio).....	50
8.1.3	~25.000 a 20.000 anos AP (UMG)	51
8.1.4	~18.000 a ~8.000 anos AP (Transição UMG – Holoceno médio).....	52
8.1.5	Após 2.000 anos AP (Holoceno tardio)	53
9	CONCLUSÃO	54
	REFERÊNCIAS	56
	APÊNDICE	64

1 INTRODUÇÃO

A Serra dos Carajás, sudeste da Amazônia, é considerada uma região chave para estudos de reconstruções paleoclimáticas e paleoambientais, devido à existência de lagoas hidrologicamente isoladas, localizadas em platôs de média altitude (GUIMARÃES *et al.*, 2016). As lagoas se comportam como armadilhas polínicas naturais, já que os grãos de pólen geralmente são bem preservados nos sedimentos lacustres, tornando-se ideais para a compreensão das mudanças climáticas e vegetacionais ocorridas durante o período Quaternário (GUIMARÃES *et al.*, 2017a), principalmente durante o último máximo glacial (UMG).

As lagoas são classificadas como ativas e inativas de acordo com a quantidade de espaço de acomodação disponível para a deposição de sedimentos (REIS *et al.*, 2017). Ao longo das duas últimas décadas, os estudos anteriores realizados na Serra Sul de Carajás foram desenvolvidos em lagoas inativas (ABSY *et al.*, 1991; SIFEDDINE *et al.*, 2001; HERMANOWSKI *et al.*, 2012; GUIMARÃES *et al.*, 2016, 2017a; REIS *et al.*, 2017). No entanto, nos registros das lagoas inativas a influência da vegetação de cobertura é bastante significativa, dificultando a distinção entre o sinal polínico da vegetação da bacia de drenagem e o sinal polínico *in situ* (GUIMARÃES *et al.*, 2017b).

A intensidade e extensão do período seco que existiu na Amazônia durante o UMG não estão em consenso nos dias atuais (BUSH *et al.*, 2004; D'APOLITO *et al.*, 2013; GUIMARÃES *et al.*, 2016; REIS *et al.*, 2017). As lagoas inativas geralmente possuem uma lâmina d'água pouco espessa, podendo ocorrer a exposição subárea do depósito lacustre durante um período seco. Entretanto, essa exposição não está necessariamente relacionada a algum evento de seca extrema (REIS *et al.*, 2017).

Este trabalho tem como objetivo analisar um testemunho sedimentar de lagoa ativa (LV2 – lagoa do Violão, Serra Sul de Carajás), baseado em uma abordagem multidisciplinar, integrando análises de fácies sedimentares, datações por ^{14}C , geoquímica elementar, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, C/N e palinologia, necessárias para fornecer informações detalhadas acerca das mudanças climáticas e ambientais ocorridas no sudeste da Amazônia durante os últimos 45.000 anos antes do presente (AP).

2 PROBLEMA E HIPÓTESE DE PESQUISA

O testemunho sedimentar da lagoa do Violão pode fornecer informações mais precisas sobre as mudanças paleoclimáticas e suas consequências na dinâmica sedimentar e nos padrões vegetacionais da Serra Sul de Carajás, através da abordagem multidisciplinar que permita avaliar os processos de preenchimento e evolução da lagoa, baseado nos parâmetros físicos e geoquímicos da bacia lacustre.

A abordagem multidisciplinar é de extrema importância já que cada indicador paleoambiental possui sua determinada limitação. Por exemplo, os testemunhos sedimentares lacustres da Serra Sul de Carajás geralmente apresentam camadas ricas em siderita, formadas a partir de processos diagenéticos pós-deposicionais (GUIMARÃES *et al.*, 2016).

As alterações diagenéticas podem causar a degradação dos grãos de pólen existentes no sedimento, resultando em uma preservação seletiva desses grãos, ou seja, as espécies vegetais que produzem grãos de pólen em maiores quantidades irão prevalecer no registro polínico (REIS *et al.*, 2017), comprometendo as interpretações paleoclimáticas e paleoambientais. Logo, são necessários outros *proxys* paleoambientais, como a geoquímica multielementar e isotópica, para fornecer interpretações paleoclimáticas e paleoambientais mais precisas.

3 OBJETIVOS

O trabalho possui como objetivo geral a compreensão da dinâmica paleoclimática e paleoambiental, e suas consequências nos processos sedimentares e nos padrões de vegetação da Serra Sul de Carajás, sudeste do Estado do Pará, baseado em dados sedimentológicos (fácies sedimentares), palinológicos, isotópicos e geoquímicos.

Os objetivos específicos do trabalho são:

- a) Interpretar os processos de evolução e preenchimento da lagoa do Violão, baseado na descrição das fácies sedimentares e análises geoquímicas;
- b) Identificar as assinaturas isotópicas e a assembleia palinológica para determinar as fontes pretéritas de matéria orgânica, e para reconstruir a paleovegetação da Serra Sul de Carajás durante o Quaternário;
- c) Estabelecer a cronologia dos eventos paleoambientais e paleoclimáticos para a compreensão da dinâmica da paleovegetação durante o Quaternário.

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1 FÁCIES SEDIMENTARES

O conceito de fácies sedimentares representa um conjunto de aspectos litológicos, estruturais (estruturas sedimentares) e orgânicos (MIDDLETON, 1978). Uma fácies sedimentar reflete um processo sedimentar particular e o conjunto de fácies sedimentares representa um conjunto de processos sedimentares, os quais definem um ambiente deposicional (WALKER, 1992). Nos estudos de reconstruções paleoambientais e paleoclimáticos, as descrições de testemunhos sedimentares permitem a identificação das fácies sedimentares, e conseqüentemente dos processos que as formaram, permitindo dessa forma estabelecer as associações de fácies formadas por processos geneticamente relacionados, e a partir disso estabelecer a história evolutiva do preenchimento das lagoas ao longo do tempo.

4.2 GEOQUÍMICA MULTIELEMENTAR

A geoquímica multielementar é uma importante ferramenta utilizada em estudos de reconstruções paleoclimáticas e paleoambientais, por permitir uma visão integrada sobre a distribuição e concentração dos elementos na superfície terrestre (SAHOO *et al.*, 2015). Além disso, ela fornece informações acerca da proveniência dos sedimentos, e sobre o grau do intemperismo químico que atuou nas rochas que originaram esses sedimentos, tornando-se fundamental para a compreensão dos processos deposicionais ocorridos durante a evolução dos sistemas lacustres (GUIMARÃES *et al.*, 2016).

Os testemunhos sedimentares lacustres são compostos geralmente por alternâncias entre camadas ricas em componentes detríticos (compostos por elementos maiores, elementos traços e elementos terras raras - ETRs), e camadas ricas em matéria orgânica. A geoquímica multielementar é aplicada principalmente nas camadas detríticas, para determinar a origem dos sedimentos inorgânicos (SAHOO *et al.*, 2015).

Uma aplicação prática da geoquímica multielementar se baseia no fato de que os sedimentos inorgânicos são alóctones, e dependem de *inputs* naturais ou antropogênicos para serem transportados para dentro da bacia lacustre. Desse modo, elementos detríticos como Al e Ti podem fornecer informações acerca das condições climáticas predominantes durante o transporte e deposição dos sedimentos para dentro da lagoa (GUIMARÃES *et al.*, 2016). Quando os sedimentos apresentam altas concentrações de Al e Ti, significa que a taxa de precipitação foi forte o suficiente para erodir e

transportar os sedimentos para dentro da bacia (GUIMARÃES *et al.*, 2016). Outra aplicação prática são os índices de alteração química (CIA, MIA e IOL), onde o alto desgaste químico é indicador de condições climáticas úmidas.

4.3 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

As porções orgânicas dos testemunhos sedimentares lacustres são predominantemente autóctones, compostas por algas aquáticas e macrófitas, porém, a matéria orgânica também pode ser autóctone, formada por restos de plantas que são transportadas para dentro da bacia (SAHOO *et al.*, 2015). Para a análise da fração orgânica, é necessário o estudo dos isótopos estáveis de C e N, e razão C/N, os quais fornecem informações sobre as fontes de matéria orgânica, diferenciando as fontes entre plantas vasculares (terrestres e macrófitas), e plantas não vasculares (fitoplâncton) (SAHOO *et al.*, 2015).

O uso de isótopos em reconstruções paleoambientais baseia-se no fato de que a composição isotópica varia de uma forma previsível, conforme o elemento se move através dos diversos compartimentos de um ecossistema. Os isótopos estáveis de carbono ocorrem naturalmente na atmosfera, hidrosfera, litosfera e biosfera (PESSENDA *et al.*, 2005). Cada elemento tem um isótopo dominante “leve” (no caso do carbono o ^{12}C) e um ou mais isótopos “pesados” (^{13}C). Nas plantas, há a discriminação dos isótopos do carbono através do ciclo da fotossíntese (Berrier & Prosser, 1996).

A relação entre o ^{13}C e o ^{12}C praticamente não se altera, pois esses isótopos são estáveis. No entanto, a proporção $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ não é idêntica em todos os materiais naturais, em função do fracionamento isotópico, que ocorre durante processos biológicos, físicos e químicos. A análise $\delta^{13}\text{C}$ da Matéria Orgânica do Solo (MOS) possibilita a identificação da formação vegetal que a originou, podendo ser do tipo C3 (na maioria das árvores) ou C4 (na maioria das gramíneas). Diferentes mecanismos de assimilação do carbono permitem a distinção das fontes de matéria orgânica, através da avaliação dos sinais obtidos para a composição isotópica do carbono (PESSENDA *et al.*, 2005).

Os isótopos estáveis de nitrogênio (^{14}N e ^{15}N) são menos utilizados em estudos paleoambientais do que os isótopos do carbono, devido a fatores como: (a) a menor abundância fracional de ^{15}N do que ^{13}C na biosfera; (b) a pequena discriminação observada na natureza; e (c) a maior complexidade do ciclo do nitrogênio em relação ao ciclo do carbono (BOUTTON, 1996). Mesmo assim, os valores de ^{15}N da matéria

orgânica sedimentar também podem ajudar na identificação da origem das fontes de matéria orgânica de lagoas (PESSENDA *et al.*, 2005). A aplicação dos valores de ^{15}N para identificar as fontes de matéria orgânica é estabelecida pela diferença entre a razão $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ de reservatórios de nitrogênio disponíveis para plantas, tanto aquáticas quanto terrestres (PESSENDA *et al.*, 2005).

Os valores da razão C/N de sedimentos lacustres podem ser usados para distinguir os dois principais tipos de matéria orgânica: (a) sem estrutura celulósica, originária de algas, com razões entre 4 e 10, e (b) com estrutura celulósica, produzidas xxpor plantas terrestres com razões 20 (MEYERS, 1994). Em combinação com os dados isotópicos de carbono (^{13}C), a C/N é obtida a partir da análise elementar da matéria orgânica, sendo utilizada para distinguir os diferentes tipos de matéria orgânica de origem marinha e terrestre (PESSENDA *et al.*, 2005).

Por fim, a datação por ^{14}C é possível devido ao fato do ^{14}C ser instável. O ^{14}C sofre decaimento radioativo, com meia-vida física aproximada de 5730 anos (± 30 anos). Enquanto a planta ou o animal estão vivos, são incorporados continuamente diferentes isótopos de carbono aos seus tecidos, mantendo desta forma a razão $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$. No entanto, com a morte do organismo, a incorporação do carbono é encerrada, e a partir desse momento, ocorre a desintegração radioativa do ^{14}C , resultando na redução do conteúdo de ^{14}C na matéria-orgânica ao longo do tempo (PESSENDA *et al.*, 2005). A partir da medição da quantidade de ^{14}C restante é possível calcular o tempo decorrido desde a morte do organismo. Devido a meia-vida física do C, é possível a datação de amostras de até ~57 mil anos (PESSENDA *et al.*, 2005).

4.4 PALINOLOGIA

A análise palinológica é uma ferramenta essencial para os estudos paleoclimáticos do Quaternário em regiões continentais (BRADLEY, 1999). O estudo estratigráfico dos fósseis contidos em sedimentos fornece informações sobre ecossistemas pretéritos, promovendo subsídios à compreensão da evolução ecológica de uma região, e de suas possíveis mudanças paleoambientais. Entre esses fósseis encontram-se os grãos de pólen, fontes seguras de informação sobre a vegetação que esteve presente em diferentes áreas da Terra em épocas passadas (PESSENDA *et al.*, 2015).

O grão de pólen, juntamente com os demais palinomorfos (todas as formas de microfósseis encontradas nas preparações palinológicas), podem se depositar em

qualquer área da superfície terrestre, porém se preservam de maneira mais eficiente em locais com condições favoráveis, como as lagoas encontradas na região de Carajás, podendo também ser depositados em pântanos, turfeiras e terrenos alagadiços (PESSENDA *et al.*, 2015). Os grãos de pólen e os esporos possuem um envoltório externo, a exina, constituída de esporopolenina, que é elástica e tem grande resistência ao ataque por agentes químicos redutores, possibilitando a preservação dos grãos quando depositados em ambientes redutores, como lagoas e turfeiras (PESSENDA *et al.*, 2015).

A metodologia para a interpretação paleoecológica, a partir da análise palinológica, fundamenta-se no fato de que todos os tipos polínicos conservados em testemunhos do Quaternário são suscetíveis de comparação com gêneros modernos, uma vez que ainda não ocorreu a extinção dessas espécies de plantas (BARBERI, 2001). Os grãos de pólen possuem características morfológicas próprias, como formas, dimensões, ornamentações e aberturas, as quais permitem sua classificação em grupos taxonômicos distintos (SALGADO-LABOURIAU, 1984).

4.5 MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS DURANTE O QUATERNÁRIO NA AMAZÔNIA

O período Quaternário foi marcado por diversas oscilações climáticas globais entre condições mais quentes e frias, com o aumento da duração e amplitude dos ciclos climáticos. As explicações para a ocorrência dos episódios de glaciações têm sido baseadas em variações periódicas na órbita da terra em relação ao sol, relacionadas com o ciclo de Milankovitch (BRADLEY, 1999).

O ciclo de Milankovitch representa um fator constante na região Amazônica, influenciando na irradiação solar e na taxa de precipitação da região (VONHOF *et al.*, 2010). As mudanças nas taxas de insolação recebidas pela Terra em escala temporal orbital (por exemplo, dezenas de milhares de anos) têm sido consideradas como a principal causa de modificações nas taxas de precipitação dos ecossistemas das regiões tropicais e subtropicais do Brasil, principalmente aquelas sobre a influência do Sistema de Monções da América do Sul (SMAS) (KUTZBACH *et al.*, 2008).

A Hipótese dos Refúgios (HAFFER, 1969) foi a primeira tentativa de desvendar as altas taxas de especiações em algumas regiões tropicais. Para explicar a ocorrência de espécies endêmicas, Haffer (1969) supôs que essas espécies foram espacialmente separadas em algum momento do passado. Haffer (1969) hipotetizou que durante o

período glacial (100.000 – 20.000 anos AP), o clima mais seco teria ocasionado a expansão da vegetação de canga ao redor da floresta, originando refúgios isolados. Dentro dos refúgios, os organismos foram isolados e submetidos à especiação alopátrica (especiação por isolamento geográfico).

Bush (1994) questionou o fato de a fragmentação florestal ser essencial para a especiação quaternária. Collinvaux *et al.*, (1996) realizou análises palinológicas na Lagoa da Pata, noroeste da região Amazônica, que indicaram a presença contínua de floresta tropical durante o UMG, sem indícios de fragmentação florestal causada por modificações climáticas. O período mais seco do local foi entre 35.000 e 23.000 anos cal AP, o qual permitiu a expansão da vegetação adaptada a condições climáticas mais secas. Porém, esse período seco não foi suficientemente extremo ou longo para romper a cobertura florestal (BUSH *et al.*, 2007).

No entanto, as análises palinológicas e isotópicas realizadas em testemunhos lacustres na Serra dos Carajás, sudeste da Amazônia, demonstraram a ocorrência de diferentes padrões climáticos na região durante o Pleistoceno Superior e Holoceno, com oscilações na temperatura e na precipitação (MOREIRA *et al.*, 2009), indicando fragmentações florestais devido a diminuição nas taxas de precipitação (ABSY *et al.*, 1991; SIFEDDINE *et al.*, 1994; VAN DER HAMMEN e ABSY, 1994).

De acordo com Guimarães *et al.*, (2017c), a região de Carajás possui altas taxas de insolação e temperaturas elevadas, além de apresentar extensas crostas lateríticas ferruginosas, com baixa capacidade de retenção de água, resultando no desenvolvimento de espécies de plantas com características morfológicas e fisiológicas únicas, adaptas as condições de estresse hídrico. Nas áreas de canga, a maior parte da vegetação perde suas folhas e não produz flores, permanecendo em um estado dormente para poupar energia, devido ao forte estresse hídrico durante os meses mais secos. Logo, durante secas prolongadas na escala de tempo centenária a milenar, a vegetação de canga pode prevalecer no registro polínico, comprometendo as interpretações paleoambientais.

Existem incertezas a respeito da intensidade e extensão do evento seco que ocorreu na Amazônia durante o UMG (GUIMARÃES *et al.*, 2016; REIS *et al.*, 2017), sendo necessário estudos integrando diversas áreas do conhecimento, como a palinologia, geoquímica e sedimentologia, visando esclarecer as incertezas sobre as reconstruções paleoambientais no final do Quaternário para a região Amazônica. Não é correto afirmar com precisão que durante o UMG a Amazônia apresentou em sua

totalidade condições mais secas ou úmidas que às condições atuais, já que os eventos pode ter sido temporalmente e espacialmente heterogêneos (BUSH *et al.*, 2007).

5 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

5.1 LAGOA DO VIOLÃO

A área de estudo está localizada na Serra Sul de Carajás, nos domínios da Floresta Nacional de Carajás, sudeste da Amazônia (Fig. 1). A bacia hidrográfica da lagoa do Violão apresenta uma forma alongada na direção preferencial NE-SW, com uma área de 1,83 km², perímetro de 7,77 km e altitudes variando de 723,3 m a 877,4 m, o que representa uma variação altimétrica de 164,1 m (Silva *et al.*, 2018). A entrada mais importante de água para a lagoa ocorre em sua porção sul (GUIMARÃES *et al.*, 2014), com profundidade máxima de cerca de 10 m.

5.1.1 Contexto geológico

A região de Carajás representa a maior província tectônica Arqueana do Cráton Amazônico (MACAMBIRA & LAFON 1995). A área onde a lagoa do Violão está inserida consiste em rochas do Supergrupo Itacaúnas e Formação Águas Claras. O Supergrupo Itacaúnas é composto pelo grupo Grão Pará, uma unidade vulcano-sedimentar, formada principalmente por: (a) rochas máficas metamorfozadas de baixo a médio grau, rochas metavulcânicas félsicas pertencentes à Formação Parauapebas; e (b) Formações Ferríferas Bandadas (BIF's) da Formação Carajás (OLSZEWSKI *et al.*, 1989).

Extensas crostas lateríticas foram desenvolvidas ao longo das BIF's devido ao clima tropical úmido, e devido a processos estruturais e degradacionais do perfil laterítico, diversas lagoas se formaram sobre as crostas lateríticas (MAURITY & KOTSCHOUBEY, 1995). As margens da lagoa são recobertas por crostas lateríticas, as zonas rasas adjacentes às crostas lateríticas, são constituídas por turfa fragmentar, e a porção central da lagoa é composta predominantemente por lama orgânica (SILVA *et al.*, 2018). Essa distribuição é produto da litologia da bacia de drenagem, composta por rochas altamente resistentes ao intemperismo, associado ao fluxo de baixa de energia ocorrente lagoa, favorecendo a deposição de sedimentos lamosos através do processo de suspensão (SILVA *et al.*, 2018).

5.1.2 Características fitofisiográficas

Ao redor da lagoa ocorre o predomínio da vegetação de canga (Fig. 1f), a qual se desenvolve sobre as crostas lateríticas ricas em ferro (Fig. 1e). As crostas lateríticas dificultam o desenvolvimento de espécies arbóreas, por terem pouca disponibilidade de nutrientes e de água (NUNES *et al.*, 2015). É possível observar a presença de floresta aberta ao longo das crostas detríticas, enquanto que a floresta ombrófila ocorre próximo à borda sul da lagoa, sobre litologias sensíveis ao intemperismo (rochas máficas/ultramáficas), já que nesses locais ocorre a formação de um horizonte de solo, resultando na maior disponibilidade de nutrientes e de água para o desenvolvimento dessas espécies vegetais (GUIMARÃES *et al.*, 2014).

5.1.3 Características geoquímicas

Sahoo *et al.*, (2015) realizaram o estudo geoquímico dos sedimentos superficiais da lagoa do Violão e indicaram que a distribuição espacial dos sedimentos detríticos são produtos da alteração dos solos máficos e crostas lateríticas que ocorrem na bacia de drenagem. A matéria orgânica da borda da lagoa é predominantemente alóctone, produto da vegetação existente ao redor da bacia (Fig. 1f), cujos fragmentos são rapidamente decompostos no fundo da lagoa (DA SILVA *et al.*, 2018), confirmados por análises isotópicas (SAHOO *et al.*, 2015). O material orgânico do centro da lagoa apresenta um componente autóctone muito forte, composto por algas, como clorófitas e diatomáceas, e cianobactérias (SAHOO *et al.*, 2015).

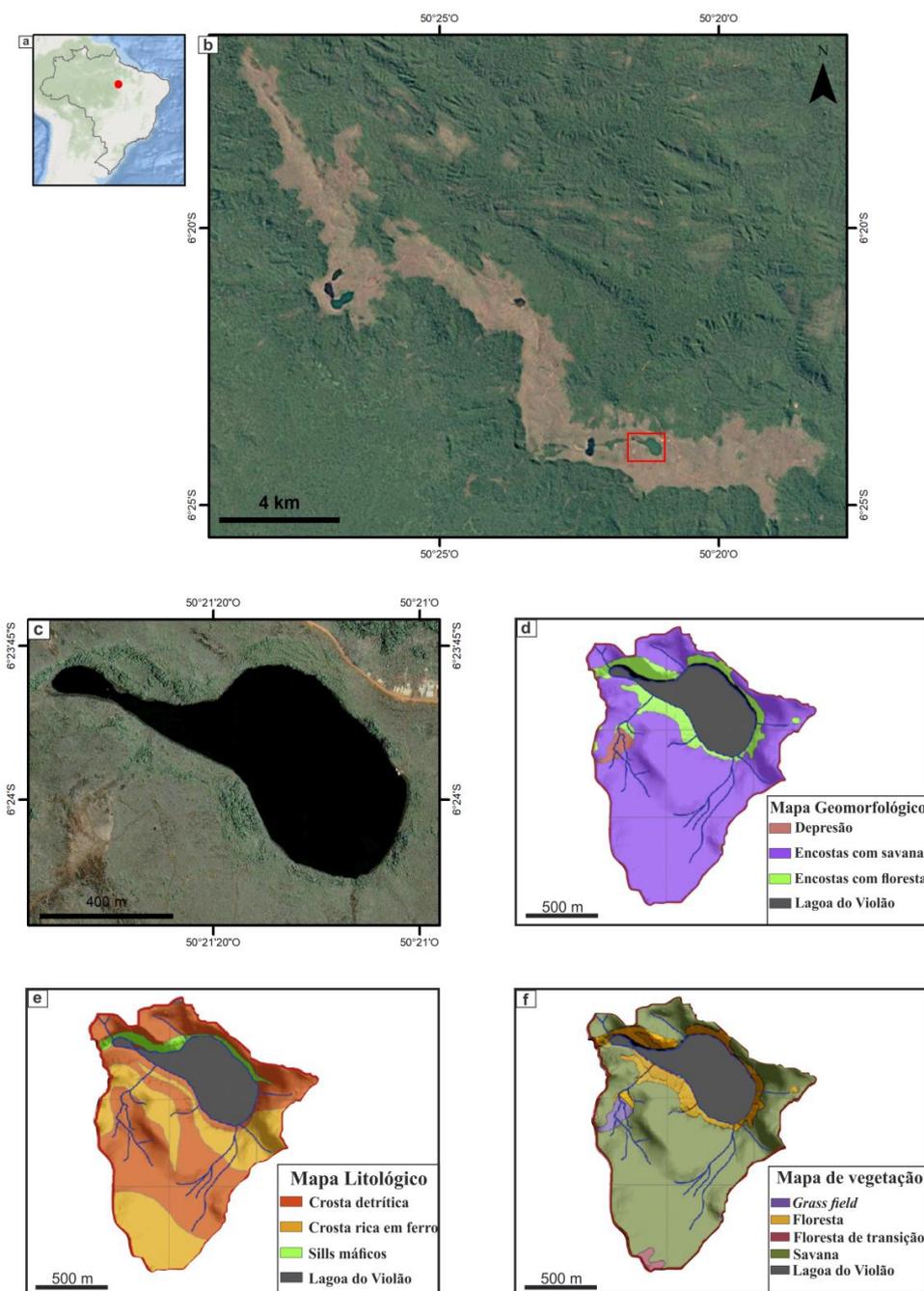
5.1.4 Características limnológicas

As características físico-químicas das águas da lagoa indicam que durante a estação mais seca, ocorre a estratificação térmica da água, com temperatura variando de 25.5 a 25.8 °C. Durante a estação chuvosa, a coluna de água é praticamente homogênea termicamente, variando entre 26.5 a 27°C (SAHOO *et al.*, 2015). O aumento da temperatura pode estar relacionado com o aumento na intensidade de luz recebida pela lagoa, influenciando o processo de fotossíntese. No início da estação chuvosa, a lagoa é considerada como supereutrófica, e ao final do período chuvoso, a lagoa é considerada mesoeutrófica (SAHOO *et al.*, 2017a).

5.1.5 Clima

O clima da região é tropical úmido, com temperatura anual média entre 26°C a 28°C durante a estação seca (junho a setembro). A precipitação anual total varia de 1800 a 2300 mm (MORAES *et al.*, 2005). Durante o ápice da estação chuvosa (outubro a maio), a precipitação total é ~1550 mm, diminuindo para 350 mm durante a estação seca (MORAES *et al.*, 2005).

Figura 2 - Mapa esquemático com localização da lagoa do Violão. a) Posição geográfica da área de estudo em relação ao Brasil; b) Localização da lagoa, na porção ocidental da Serra Sul dos Carajás; c) Imagem em detalhe da lagoa do Violão; d) Mapa geomorfológico; e) Mapa litológico; f) Mapa de vegetação.



Fonte: Adaptado de Sahoo *et al.*, (2015).

6 MATERIAIS E MÉTODOS

6.1 COLETA DO TESTEMUNHO E DESCRIÇÃO DAS FÁCIES SEDIMENTARES

O testemunho sedimentar lacustre foi coletado na Serra Sul de Carajás, na lagoa do Violão (LV2-160 cm), utilizando-se um *Livingstone corer*. Posteriormente, foram realizadas as análises faciológicas, incluindo descrições de cor, litologia, textura e estruturas sedimentares, de acordo com a proposta de Walker (1992). Além disso, foi utilizado o sistema de classificação de sedimentos lacustres, de acordo com a proposta de Schnurremberger *et al.*, (2003).

6.2 GEOQUÍMICA MULTIELEMENTAR

Foram coletadas 29 amostras (com cerca de 0.2 g de sedimento) a cada 5 cm do testemunho sedimentar. As amostras foram colocadas em uma estufa a 60 °C, desagregadas e peneiradas (2mm). Em seguida, as amostras foram homogeneizadas em almofariz de ágata devidamente higienizado com álcool etílico após cada uso.

A concentração dos óxidos (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O e P₂O) foi analisada em espectrometria de emissão óptica com plasma acoplado indutivamente (ICP-OES), enquanto que os elementos traços (Ba, Sr, Rb, Pb, Sc, Th, U, Zr, Hf, Nb, Y, Cu, Zn, As, Se, Mo, Hg, V, Cr, Ga, Co, Ni) e elementos terras raras (ETRs) (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) foram analisados através de espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente (ICP-MS), no laboratório *Acme Analytical* (Vancouver, Canada). Antes de serem analisadas por espectrometria de massa, as amostras são submetidas à fusão em tetraborato, seguido por digestão em ácido nítrico diluído.

A precisão e acurácia dos métodos analíticos foi verificada através da comparação com padrões internacionais (GBM908-10, GRE 3 e OREAS 146) (SAHOO *et al.*, 2017b). Precisão foi obtida com o *Relative Percent Difference* (RPD), através da fórmula $((Am-Dup)/((Am+Dup)/2))*100$, onde Am é amostra e Dup a duplicata, adotando 15% como valor limite. A acurácia, foi verificada por análise paralela de padrões internacionais (GBM303-4, MRGeo08, OREAS-45c, GBM908-10, GRE-3, OREAS 146, NCSDC73303, OGGeo08 e BLANK) e calculada pelo *Residual Standard Deviation* (RSD), através da fórmula $((DPM/MdM)*100)$, onde DPM é o desvio padrão dos valores medidos e MdM média dos valores medidos, com valor satisfatório no intervalo de ± 15 .

Nas análises geoquímicas, a análise estatística multivariada é aplicada para reduzir a complexidade dos dados originais, e para avaliar os diferentes agrupamentos de elementos e suas associações geoquímicas nos sedimentos lacustres (SAHOO *et al.*, 2016). A correlação de *Spearman* foi realizada para verificar a correlação entre os dados geoquímicos, e a análise dos Componentes Principais (PCA) foi feita através do *software* R versão 3.4.4 (R Development Core Team, 2013). O PCA foi realizado após a transformação da razão log-centralizada (clr), que proporciona a abertura dos dados geoquímicos que são de natureza fechados, de todas as variáveis (óxidos, elementos traços e ETRs), para eliminar a influência de diferentes unidades de medida, e para minimizar as variâncias.

A intensidade do intemperismo nos sedimentos lacustres foi avaliado usando o Índice de Alteração Química ($CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) * 100$; concentrações molares) (Nesbitt *et al.*, 1996); Índice Máfico de Alteração ($MIA(o) = 100 * [(Al_2O_3 + Fe_2O_3(t)) / (Al_2O_3 + Fe_2O_3(t) + MgO + CaO + Na_2O + K_2O)]$) (Babechuk *et al.*, 2014), e o Índice de Lateritização ($IOL = 100 * (Al_2O_3 + Fe_2O_3(t)) / (SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3(t))$) (BABECHUK *et al.*, 2014).

6.3 ANÁLISE DOS ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE ^{13}C E ^{15}N

Foram coletadas 32 amostras (com cerca de 6 a 50 mg de sedimento) a cada 5 cm do testemunho para o estudo isotópico. Os valores de $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$, C e N foram analisados por espectrômetro de massas de razão isotópica (*Delta V Advantage Isotope Ratio MS – Thermo Scientific, Alemanha*) com o amostrador automático (*Flash 2000 Analyzer EA – Thermo Scientific, Alemanha*), no Centro de Isótopos Estáveis do Instituto de Biociências, Universidade do Estado de São Paulo (UNESP).

Antes de serem analisadas, as amostras são peneiradas para a remoção dos materiais vegetais (folhas e raízes), e tratadas com HCL 4% para eliminar os carbonatos. Após isso, as amostras são lavadas com água destilada até o pH atingir o valor 6. Por fim, as amostras são secas a 50° C e homogeneizadas. Os resultados são expressos em porcentagem de peso seco, com precisão analítica de 0,09% e 0,07% para C e N, respectivamente.

Os valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$ são expressos na terminologia dos isótopos estáveis, em delta por mil (‰) em relação ao padrão *Pee Dee Belemnite* (PDB) e N_2 atmosférico, respectivamente, usando as seguintes equações convencionais (Equações 1 e 2):

$$\delta^{13}C_{amostra} = \left(\frac{R1_{amostra}}{R_{PDB}} - 1 \right) \times 1000\% \quad (1)$$

$$\delta^{15}\text{N}_{\text{amostra}} = \left(\frac{R2_{\text{amostra}}}{R_{\text{ar}}} - 1 \right) \times 1000\% \quad (2)$$

Onde R1 e R2 correspondem respectivamente às razões $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$, R_{PDB} corresponde à relação $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ para o padrão internacional *Vienna Pee Dee Belemnite* (VPDB), e R_{ar} corresponde à relação $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ para o ar atmosférico.

O enxofre total (ET) e o carbono orgânico total (COT) foram medidos em um analisador de combustão LECO CS-300. A perda ao fogo (LOI) foi determinada pela diferença de peso da amostra antes e depois do aquecimento a 1000°C. A Si biogênica (SiB) foi calculada a partir da seguinte equação: $\text{SiB} = \text{SiO}_2 - 2,8 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ (Robinson, 1994). E por fim, as interpretações sobre as fontes de matéria orgânica foram baseadas em trabalhos anteriores, como Meyers (1997) e Sahoo *et al.*, (2015, 2016, 2017b).

6.4 DATAÇÃO POR ^{14}C

Dez amostras com cerca de 2 g cada foram coletadas ao longo do testemunho sedimentar para a datação por ^{14}C . As amostras foram analisadas por Espectrometria de Massa com Acelerador de Partículas (AMS) na *Beta Analytic* (Miami, FL – USA). O modelo de idade/profundidade foi desenvolvido baseado na história de acumulação *Bayesiana* para depósitos lacustres (GUIMARÃES *et al.*, 2016) através do pacote *Bacon* (Blaauw & Christen 2011), no *software* R (*R Development Core Team*, 2013), e calibrada com o programa *Intcal13.14c* (REIMER *et al.*, 2013).

6.5 ANÁLISE PALINOLÓGICA

Foram coletados 1 cm³ de sedimento ao longo das fácies sedimentares do testemunho LV2, em intervalos de 2,5 cm para a análise palinológica, com a adição do marcador exótico *Lycopodium clavatum* para cálculos de concentração polínica (grãos/cm³). As amostras foram preparadas utilizando-se os métodos clássicos para a extração dos grãos de pólen e esporos, incluindo acetólise e ácido fluorídrico (FAEGRI & IVERSEN 1989). O material resultante foi montado em lâminas para microscopia óptica no laboratório da Paleoflora (Satander, Colombia).

Foram contados 300 grãos de pólen em cada amostra para a realização do estudo palinológico. As contagens de grãos de pólen e esporos foram realizadas com ampliações de x400 e x1.000 sob um microscópio óptico de luz transmitida (*Zeiss Axio Imager. M2*). As identificações foram realizadas através de comparações entre as características morfológicas dos palinotipos com manuais especializados (ROUBIK &

MORENO 1991; CARREIRA *et al.*, 1996; COLLINVAUX *et al.*, 1999; CARREIRA & BARTH, 2003), coleção de referência ITV-VALE da flora Carajás e palinoteca do Museu Paraense Emílio Goeldi. Os *softwares* TILIA e TILIAGRAPH foram utilizados para gerar os diagramas polínicos (GRIMM, 1990).

Informações precisas sobre o habitat de *taxa* de plantas foram alcançadas a partir do banco de dados do herbário da empresa de mineração Vale, Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) e Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG), que possuem a maior coleção botânica da Serra Sul de Carajás. Também foram incluídas informações de estudos de chuva polínica moderna da lagoa do Violão (GUIMARÃES *et al.*, 2014).

Os dados de grãos de pólen e esporos são apresentados na forma de diagramas polínicos de porcentagens/concentração, através da soma de grãos de pólen e da *taxa* de grãos de pólen, agrupados em vegetação de canga, palmeiras, macrófitas, floresta (capão florestal e floresta ombrófila), pteridófitas, algas e fungos. Os dados foram estatisticamente subdivididos em zonas de assembleia de grãos de pólen e esporos.

7 RESULTADOS

7.1 CRONOLOGIA E TAXA DE SEDIMENTAÇÃO

As idades obtidas a partir da datação por ^{14}C estão disponíveis na tabela 1, enquanto que a taxa de sedimentação do testemunho está esquematizada na figura 2. De acordo com o modelo de idade-profundidade, a taxa de sedimentação máxima para a lagoa é de ~ 0.1 mm/ano, corroborando com estudos paleoambientais anteriores da Serra Sul de Carajás, obtidos por Sifeddine *et al.*, (2001), Hermanowski *et al.*, (2012), Guimarães *et al.*, (2016, 2017) e Reis *et al.*, (2017), os quais obtiveram valores de taxa de sedimentação variando entre 0.02 a 0.69 mm/ano. As maiores taxas de sedimentação ocorrem na porção basal do testemunho (~ 18.000 anos AP), enquanto que as menores taxas ocorrem no topo do perfil (~ 5.000 anos AP).

Tabela 2 - Dados de amostras, pré-tratamento e datação por radiocarbono do testemunho da Serra Sul.

Amostra	Código do laboratório	Material de pré-tratamento	Idade ^{14}C (anos A.P.)	Idade cal., 2σ - range (anos cal. A.P.)
LV2-5	BETA 373598	Sedimento orgânico: lavagem ácida	1800 ± 30	1820-1690

LV2-10	BETA 445943	Sedimento orgânico: lavagem ácida	7200 ± 30	7950-8060
LV2-20	BETA 443165	Sedimento orgânico: lavagem ácida	9540 ± 40	10705-10890
LV2-40	BETA 443164	Sedimento orgânico: lavagem ácida	12150 ± 40	13900-14165
LV2-60	BETA 443166	Sedimento orgânico: lavagem ácida	16830 ± 60	20085-20505
LV2-80	BETA 445944	Sedimento orgânico: lavagem ácida	19670 ± 70	23450-23950
LV2-100	BETA 445945	Sedimento orgânico: lavagem ácida	29380 ± 150	33245-33920
LV2-120	BETA 445946	Sedimento orgânico: lavagem ácida	34590 ± 230	38575-39670
LV2-140	BETA 443167	Sedimento orgânico: lavagem ácida	36470 ± 300	40430-41685
LV2-162	BETA 443168	Sedimento orgânico: lavagem ácida	41530 ± 540	43950-45910

Fonte: Próprio autor, (2019).

7.2 DESCRIÇÃO DAS FÁCIES SEDIMENTARES

O testemunho tem 160 cm de comprimento, e nele foram reconhecidas quatro fácies sedimentares, sendo elas da base para o topo: (a) Lama laminada - Lm; (b) Lama siderítica - Ls; (c) Lama e turfa – L/t; e (d) Turfa granular - Tg, seguindo um padrão granodecrescente ascendente ao longo do perfil sedimentar (Fig. 2). As principais características das fácies sedimentares encontram-se resumidas na tabela 2.

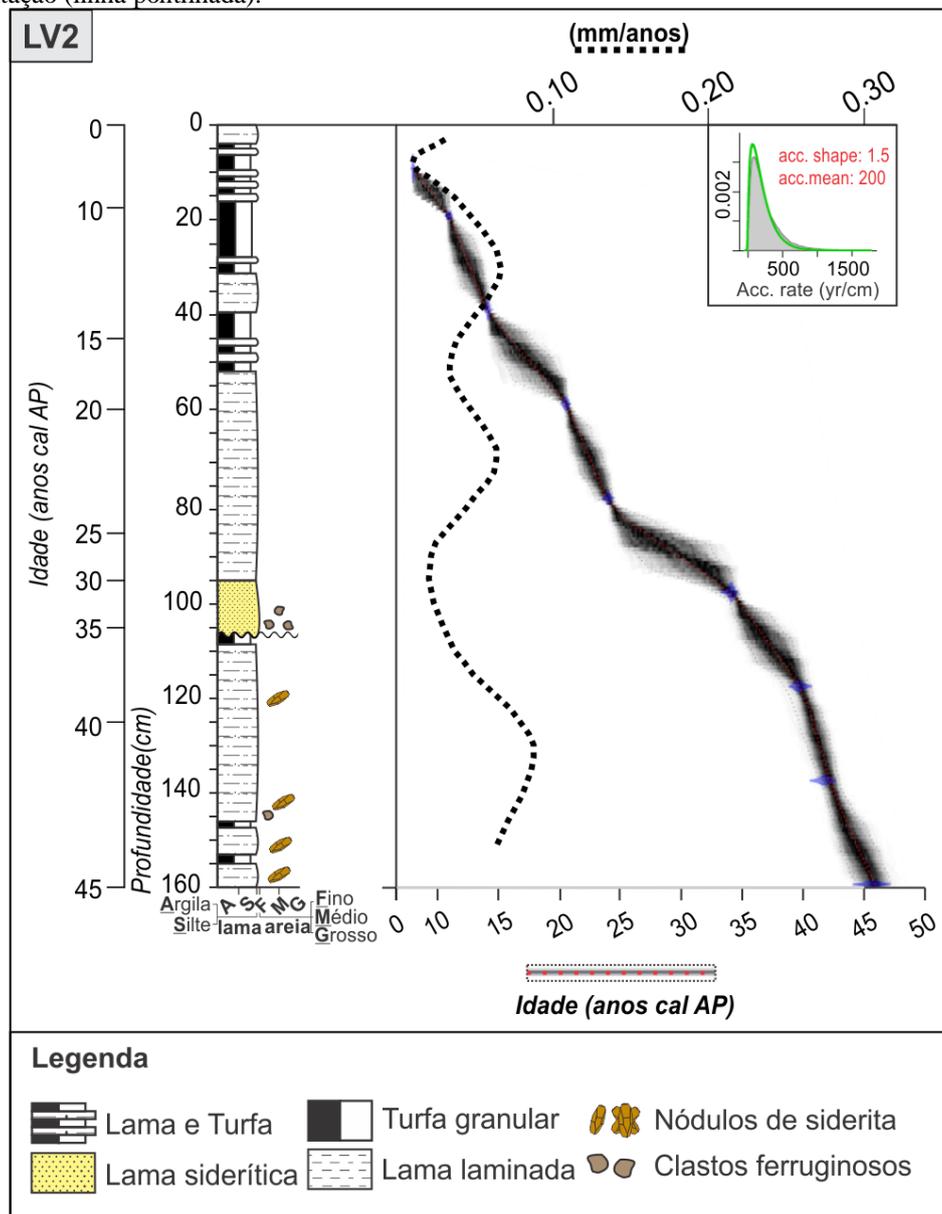
A base do testemunho é composta por lama laminada (Ll), depositada entre 45.000 a ~37.000 anos AP. Na porção inferior da fácies são observadas pequenas camadas de turfa granular, nódulos de siderita e clastos ferruginosos. A morfologia da lagoa controla o influxo de sedimentos, os quais estão relacionados com fluxos de detritos, que formam pequenos depósitos deltaicos (Souza-Filho *et al.*, 2016), com a deposição de clastos na porção basal da fácies. Com a redução do fluxo de energia, ocorre a deposição dos sedimentos lamosos através do processo de suspensão, seguido de períodos relativamente curtos, com condições predomínio de condições redutoras para promover a preservação da matéria orgânica.

O início da precipitação da siderita se iniciou em 30.000 anos AP e alterou diageneticamente os sedimentos pré-existentes. A fácies Ls se formou devido a processos diagenéticos pós-deposicionais, onde a diagênese biológica degradou a matéria orgânica, convertendo ferro férrico em ferro ferroso e gerando CO₂, causando a precipitação massiva da siderita (GUIMARÃES *et al.*, 2016). É possível notar também um hiato sedimentar entre as fácies turfa granular (Tg) e Ls, provavelmente relacionado com a formação diagenética da siderita (REIS *et al.*, 2017).

Entre 30.000 a ~13.000 anos AP ocorre o retorno da fácies Lm. A partir de ~13.000 anos AP observa-se o predomínio da sedimentação orgânica, com a deposição da fácies L/t e Tg. A fácies Lt demarca períodos com estagnação da lâmina d'água, ocasionando a preservação da matéria orgânica, com eventuais fluxos de baixa energia

que depositam os sedimentos mais finos, formando as intercalações entre turfa/lama. Enquanto que a fácies Tg representa o predomínio da sedimentação do material orgânico.

Figura 2 - Perfil sedimentar esquemático do testemunho LV2 (160 cm), ilustrando as fácies sedimentares existentes e suas respectivas características. O perfil inclui dados calibrados de ^{14}C (representado pelos losangos de cor azul transparente), o modelo idade/profundidade (curva e coloração preta) e a curva de sedimentação (linha pontilhada).



Fonte: Próprio autor, (2019).

Tabela 2 - Descrição das fácies sedimentares identificadas no testemunho LV2 e seus respectivos processos sedimentares.

Fácies	Descrição	Processo sedimentar
Turfa granular (Tg)	Turfa com restos vegetais.	Predomínio de condições redutoras, associado com a estagnação da água, tendo tecidos vegetais como principal fonte de matéria orgânica.
Lama e turfa (L/t)	Intercalação entre camadas de lama e turfa. As camadas de turfa aumentam de espessura em direção ao topo do perfil.	Períodos com condições redutoras para a preservação da matéria orgânica, com influxos de lama por suspensão. A variação na espessura da camada ao longo da fácies indica predomínio de condições ambientais que favoreceram o maior grau de preservação da matéria orgânica.
Lama siderítica (Ls)	Lama composta predominantemente por siderita, com presença de clastos ferruginosos na base da fácies.	A siderita é formada a partir de processos diagenéticos pós-deposicionais dos sedimentos do fundo da lagoa.
Lama laminada (Ll)	Lama com nódulos de siderita e clastos ferruginosos na porção basal da fácies. Foi observado também a presença de duas finas camadas de turfa granular na fácies Ll.	A alta taxa de sedimentação na fase inicial do preenchimento lacustre resulta na deposição dos nódulos de siderita ferruginosos e clastos ferruginosos, os quais provavelmente se depositaram na forma de lobos deltaicos. Com a redução do fluxo de energia, ocorre a deposição dos

		sedimentos lamosos através do processo de suspensão, seguido de períodos relativamente curtos, com condições predomínio de condições redutoras para promover a preservação da matéria orgânica.
--	--	---

Fonte: Guimarães *et al.*, (2016).

7.2 GEOQUÍMICA MULTIELEMENTAR

A tabela com os valores mínimos, máximos e médios dos principais óxidos, elementos traços e ETRs está disponível no apêndice A. A matriz com o coeficiente de correlação *Spearman* (r) está disponível no apêndice B.

7.2.1 CONTROLE DE QUALIDADE

A precisão foi obtida por meio do RPD, calculado baseado nos valores das amostras e duplicatas, onde a todas ficaram dentro da margem de ± 15 aceitáveis de acordo com (EPPINGER *et al.*, 2015), enquanto que a acurácia, obtida pelo cálculo do RSD a partir dos padrões de referência (GBM303-4, MRGeo08, OREAS-45c, GBM908-10, GRE-3, OREAS 146, NCSDC73303, OGGeo08 e BLANK), não ultrapassaram o limite de 15% (Tabela 3).

Tabela 3 - Exemplo de cálculo da acurácia utilizando o padrão NCSDC73303.

Padrão NCSDC73303 (n=2)			
Elemento (%)	MdM	DPM	RSD
Al ₂ O ₃	13,9	0,05	0,4
BaO	0,05	0,01	20
CaO	8,8	0,04	0,4
Cr ₂ O ₃	0,02	0	0
Fe ₂ O ₃	13,4	0	0
K ₂ O	2,3	0	0
MgO	7,7	0,01	0,1
MnO	0,1	0	0
Na ₂ O	3,3	0,005	0,1
P ₂ O ₅	0,9	0	0
SO ₃	0,02	0	0
SiO ₂	44,7	0,06	0,1
SrO	0,1	0	0

TiO ₂	2,3	0,02	0,8
------------------	-----	------	-----

Fonte: Próprio autor, (2019).

7.3.2. Comportamento geoquímico

A identificação do coeficiente de correlação (r) crítico, foi baseado na metodologia proposta por Sinclair e Blackwell (2004), onde para variáveis múltiplas um valor de correlação significativo de 0,01 necessita de coeficiente ($\geq 0,57$).

Os sedimentos do testemunho são altamente enriquecidos em Fe₂O₃ (26.2-61.7%), seguido por SiO₂ (9.8-25.5%) e Al₂O₃ (6.8-13.9%). O TiO₂ varia entre 0.6 a 1.5% e o P₂O₅ varia de 0.4 a 0.8%. Os demais óxidos (MnO, MgO, CaO, Na₂O e K₂O) encontram-se em baixas concentrações (<0.5%). O Carbono Orgânico Total (COT) e o Enxofre Total (ET) variam de 2.02 a 24% e 0.03 a 0.4%, respectivamente.

A correlação positiva entre P₂O₅-Al₂O₃ ($r=0.49$), K₂O-Al₂O₃ ($r= 0.61$), MgO-Al₂O₃ ($r=0.57$) e TiO₂-Al₂O₃ ($r=0.50$) pode ser devido à associação destes elementos com argilominerais aluminosos (SAHOO *et al.*, 2016), como os minerais do grupo da caulinita. O TiO₂ pode estar associado com argilominerais, como a ilita (RATCLIFFE *et al.*, 2004 *apud* SAHOO *et al.*, 2015).

A forte correlação entre TiO₂-Zr ($r=0.81$) sugere que o TiO₂ tem maior afinidade com os minerais pesados, como o anatásio (RATCLIFFE *et al.*, 2004 *apud* SAHOO *et al.*, 2015). Isso é reforçado pela correlação positiva entre TiO₂ e ETRs. A correlação moderada entre TiO₂-P₂O₅ ($r=0.40$) provavelmente esta ligado com as rochas máficas localizadas na porção noroeste da lagoa (SAHOO *et al.*, 2015).

Zr e Hf são elementos comumente associados com o zircão, e encontram-se fortemente correlacionados ($r=0,92$). Por estarem associados com o mineral zircão, a razão Zr/Hf pode indicar a presença de zircão nos sedimentos. A razão Zr/Hf varia entre 36.17 a 42.75 no testemunho. Esses valores estão próximos aos valores encontrados por Lamarão *et al.*, (2007) em cristais de zircônio.

A correlação moderada entre SiO₂-Al₂O₃ ($r=0.53$) indica a afinidade da sílica com filossilicatos, enquanto que a fraca correlação entre SiO₂-Zr ($r=0.16$), SiO₂-Hf ($r=0.24$) e SiO₂-TiO₂ ($r=0.37$) mostra que a afinidade do SiO₂ com os minerais pesados é baixa. A Sílica Biogênica (SiB) quantifica a contribuição de organismos silicosos, como esponjas e diatomáceas bentônicas, em relação ao total de sílica existente na lagoa. Valores positivos indicam a presença de SiB na lagoa, enquanto que os valores negativos indicam ausência de SiB.

O testemunho LV2 apresentou somente valores negativos de SiB, variando de -16,32 a -9,06%, e os baixos valores de Si/Al (1.1 a 1.6) indicam pouca contribuição de sílica biogênica (Melles *et al.*, 2012). Apesar dos valores negativos de SiB para o testemunho, é necessário levar em consideração que ao redor da lagoa do Violão a única fonte rica em SiO₂ é um pequeno afloramento de BIF's na porção noroeste da bacia, com feições indicativas de processos de dissolução na banda silicosa (mais suscetível à ação de processos de lixiviação). A lixiviação da banda silicosa promove a formação de cavidades de dissolução, seguida de precipitação de goethita, contribuindo para o enriquecimento em minerais ferrosos (CABRAL, MACAMBIRA & ABREU, 2016).

Os valores de SiO₂ do testemunho são mais elevados quando comparados aos valores das crostas lateríticas e BIF's (Tabela 3). Os teores de SiO₂ nas crostas lateríticas são muito baixos, e apesar do valor de SiO₂ nas BIF's ser alto, a pequena extensão do afloramento não é suficiente para explicar de forma isolada os altos teores de sílica nos sedimentos, sugerindo que a sílica também tenha uma origem biológica, ao invés de exclusivamente detrítica. A contribuição de sílica biogênica (espículas de esponjas e diatomáceas) foi identificada por Sahoo *et al.*, (2015) nos sedimentos superficiais da lagoa do Violão, e por Sifeddine *et al.*, (1994), Hermanowski *et al.*, (2012) em outras lagoas da região de Carajás.

No perfil sedimentar, os maiores picos de SiO₂ estão nas camadas onde existem intercalações entre matéria orgânica (fácies Tg) e material detrítico (fácies Ll) (Fig. 4). Os picos coincidem com períodos de variações do nível da lâmina d'água, com predomínio de condições redutoras para promover a preservação da matéria orgânica. Na região de Carajás, espículas de diatomáceas foram descritas como típicas de ambiente lacustre com lâmina d'água rasa, adaptada às secas episódicas, portanto, um importante bioindicador dessas condições ambientais (KALINOVSKI *et al.*, 2016). Nas fácies Ll e Ls os valores de SiO₂ são menores, devido à menor contribuição de sílica biogênica para os sedimentos.

A correlação negativa entre Al₂O₃-COT ($r=-0.65$), Fe₂O₃-COT ($r=-0.40$) e P₂O₅-COT ($r=-0.65$) indica que a produtividade da lagoa é reduzida na presença do Al, Fe e P. A correlação positiva entre ET-COT ($r=0.58$) e a correlação negativa entre ET-Fe₂O₃ ($r=-0.37$) mostra que o enxofre é um componente da matéria orgânica.

Os elementos Fe-Mn ($r=0.87$), Fe-Na ($r=0.93$) e Fe-P ($r=0.79$) tem correlações positivas, porém distribuições distintas devido a outros componentes detríticos que afetam o controle do transporte e intemperismo nos sedimentos (CORDEIRO *et al.*,

2011). Embora os sedimentos do testemunho sejam ricos em Fe_2O_3 , a influência desse óxido em elementos traços e ETRs é baixa.

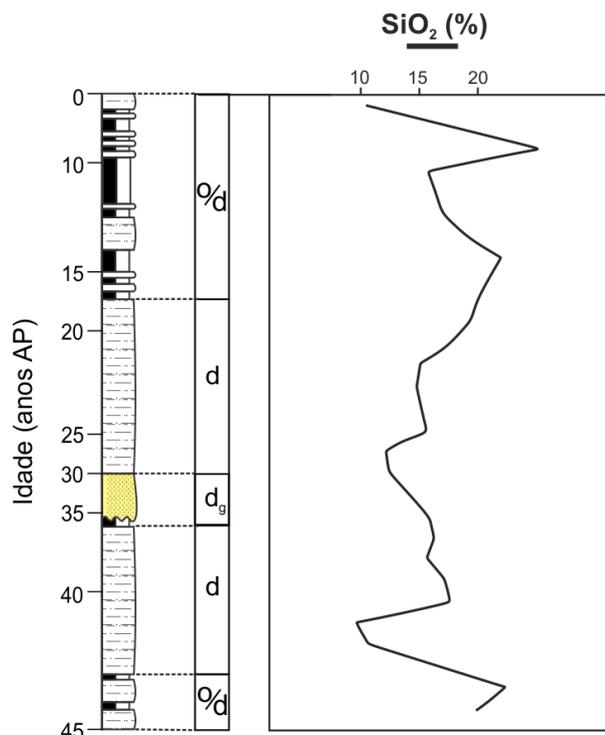
A correlação positiva entre Sr-K ($r=0.91$) e Rb-K ($r=0.73$) mostra uma assinatura geoquímica similar, podendo estar associado com álcali-feldspatos. No entanto, as baixas concentrações de Rb (máx. 10 ppm) e Sr (máx. 20 ppm) na lagoa pode ser devido a baixa concentração de k-feldspatos nas rochas fontes, ou devido ao alto intemperismo químico das rochas fontes, resultando na lixiviação desses elementos.

Tabela 4 - Valores de SiO_2 do testemunho, crostas lateríticas (crosta 1 e 2) e BIF's.

SiO_2 (%)		SiO_2 (%) - UCC		SiO_2 (%) - PAAS	
Testemunho		Testemunho		Testemunho	
Média	16.8	Média	0.25	Média	0.26
Máximo	25.5	Máximo	0.40	Máximo	0.40
Mínimo	9.8	Mínimo	0.15	Mínimo	0.15
Crosta 1	0.8	Crosta 1	0.012	Crosta 1	0.013
Crosta 2	0.5	Crosta 2	0.008	Crosta 2	0.008
OBIF's	46.6	BIF	0.71	BIF	0.74

Fonte: Próprio autor, (2019).

Figura 4: Comportamento de SiO_2 ao longo do testemunho LV2.

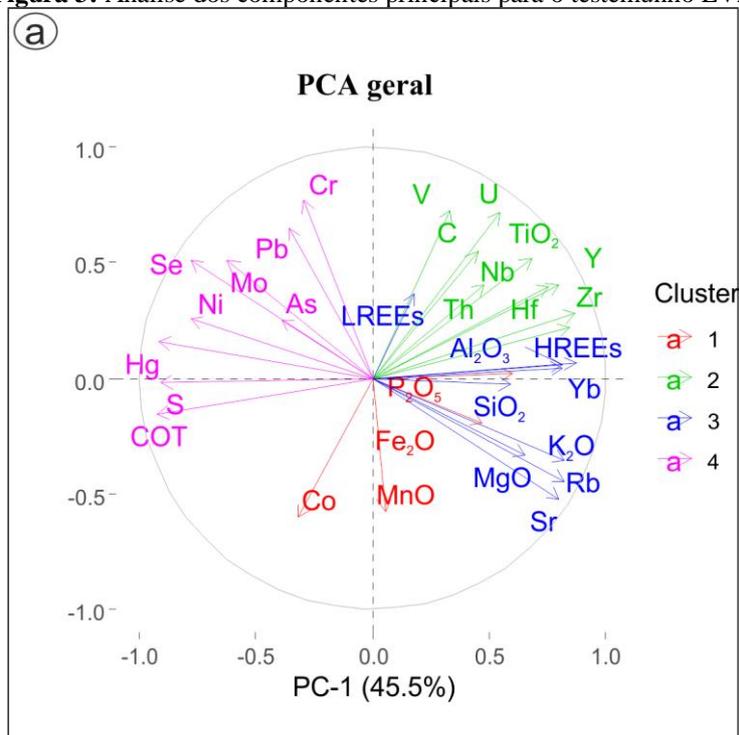


Fonte: Próprio autor, (2019).

7.3.3 Análise de componentes principais (PCA)

Foram obtidos quatro componentes principais (CP), os quais representam 82.7% (CP1, 45.5%; CP2, 17.8%; CP3, 12.7%; e CP4, 6.7%) da variância dos dados (Fig. 3a). O CP1 apresenta valores positivos para Fe_2O_3 , P_2O_5 e MnO , e valores negativos para Co . Os valores positivos para o CP2 incluem Ti , Zr , Hf , Th , U , V , Nb , Cr e Y . O CP3 apresenta valores positivos para ETRs (LREEs e HREEs), Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O , Rb , Yb e MgO , esses elementos estão geralmente associados com minerais silicáticos, como feldspatos e micas. O CP4 apresenta valores positivos para Cr , As , Pb , Mo , Ni , Se , Hg e valores negativos para S e COT .

Figura 3: Análise dos componentes principais para o testemunho LV2.



Fonte: Próprio autor, (2019).

7.3.4 Razões geoquímicas

A razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ é utilizada para determinar a composição da rocha que originou os sedimentos, já que essa razão permanece praticamente constante durante o intemperismo da rocha fonte (HAYASHI *et al.*, 1997). Para rochas máficas, a razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ está entre 3-8, rochas intermediárias têm razão entre 8-21, e rochas félsicas possuem a razão entre 21-70. No testemunho LV2, a razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ varia de 9,19 a 14,41, sugerindo que os sedimentos são possivelmente derivados de rochas intermediárias.

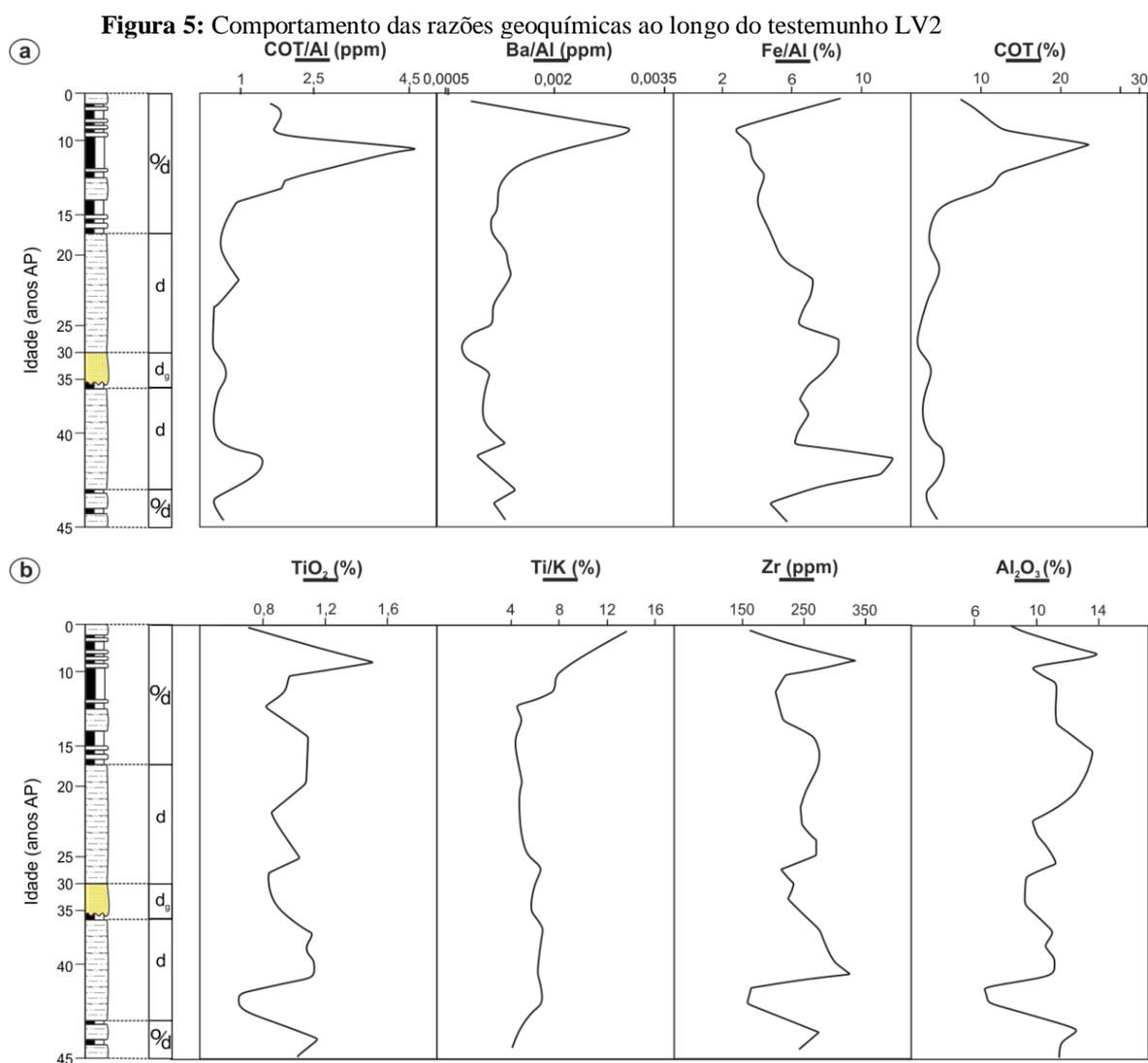
A razão V/Cr é usada como indicador de paleo-oxidação. O Cr normalmente é incorporado em sedimentos detríticos, enquanto que o V é incorporado na matéria orgânica e depositado em ambientes redutores. Para ambientes redutores, a razão V/Cr é maior que 2, e para ambientes oxidantes a razão é menor que 2 (JONES E MANNING, 1994 *apud* SAHOO *et al.*, 2015). A razão V/Cr do testemunho variou entre 1,2 a 1,8, sugerindo que os sedimentos foram depositados em um ambiente oxidante.

Os valores da razão Th/U para todas as profundidades do testemunho foram maior que 4, indicando que houve intemperismo ou reciclagem de sedimentos (SAHOO *et al.*, 2015). A razão U/Th é um indicador de paleo-oxidação, a razão menor que 0,75 sugere condições oxidantes, valores entre 0,75 e 1,25 indicam condições subóxicas, e por fim, valores maiores que de 1,25 indicam condições redutoras. No testemunho LV2, a razão U/Th varia entre 0,15 a 0,21, sugerindo que os sedimentos foram depositados em um ambiente oxidante. O urânio autigênico ($U_{\text{autigênico}} = U - Th/3$) também é utilizado como indicador paleo-redox (WIGNALL E MYERS, 1988). Valores <5 correspondem a um ambiente óxido, e valores >5 indicam condições anóxicas. O valor de $U_{\text{autigênico}}$ dos sedimentos LV2 variam de -6,3 a -2,9, indicando também condições oxidantes.

O Carbono Orgânico Total (COT) é indicador de paleoprodutividade e/ou altas temperaturas no epilimnion em ambientes lacustres (HODELL E SCHELSKE 1998 *apud* GUIMARÃES *et al.*, 2017a). Os valores mais altos de COT ocorrem próximos de 12 mil anos cal AP, associado com a porção orgânica do testemunho (Fig. 5a). A razão COT/Al é utilizada como indicador paleo-redox (DEAN *et al.*, 1997 *apud* GUIMARÃES *et al.*, 2016), e a razão Ba/Al é um bom indicador de paleoprodutividade lacustre (SCHNETGER *et al.*, 2000). Os maiores valores dessas razões estão relacionados com as porções orgânicas do testemunho (Fig. 5a).

A razão Fe/Al é indicadora de precipitação autigênica de óxidos de ferro (LOPEZ *et al.*, 2006), os maiores valores de Fe/Al foram observados em ~42 e ~33 mil anos AP (Fig. 5a), devido à presença de siderita na lagoa. Os elementos móveis Na, Ca, Mg e K, quando são relacionados com a matéria orgânica, são bons indicadores de entrada de nutrientes para dentro do ambiente lacustre (SAHOO *et al.*, 2015). O aumento desses elementos da porção orgânica reforça a afinidade com a matéria orgânica. A razão Ce/Ce* é um indicador paleo-redox (AL-KHIRBASH *et al.*, 2014), com menor valor em ~ 42.200 anos cal AP.

A razão Ti/K está ligada ao influxo de sedimentos detríticos sob condições úmidas para dentro da lagoa, de forma geral, quanto maior a razão Ti/K, maior será a quantidade de material inorgânico. A razão Ti/K aumenta nas camadas mais superficiais do testemunho, indicando maiores influxos de detritos entre ~13.000 anos AP até os dias atuais (Fig. 5b).



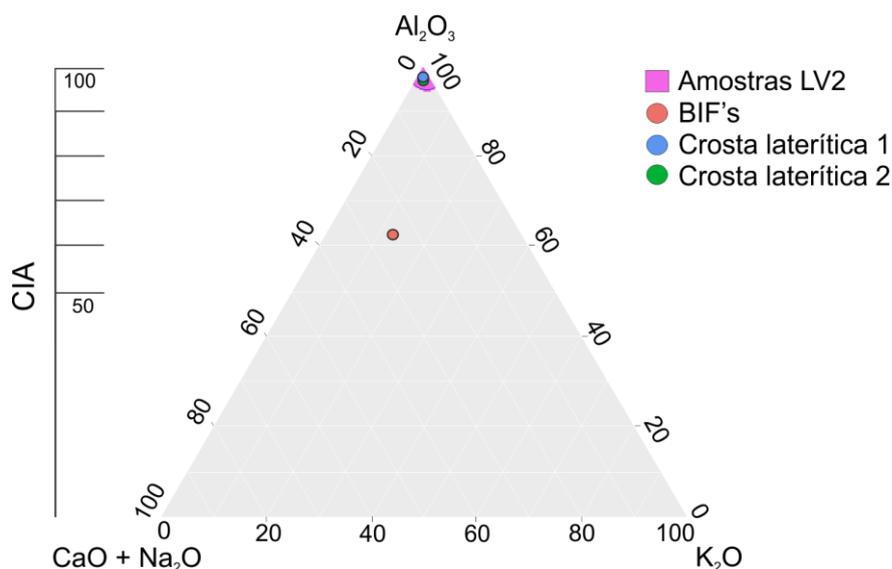
Fonte: Próprio autor, (2019).

7.3.5 Índices de alteração química (CIA, MIA e IOL)

O grau de intemperismo químico é estimado através no Índice de Alteração Química (CIA), e ratificado com o diagrama ternário A-CN-K (SAHOO *et al.*, 2015). CIA maiores que 85 indicam altas taxas de intemperismo, podendo ocasionar na formação de argilominerais residuais, como os minerais do grupo da caulinita (Fedó *et al.*, 1995). Os valores de CIA para o testemunho LV2 são bastante elevados, variando de 98 a 99 (tabela 4), refletindo o forte intemperismo químico ocorrido nos sedimentos. Os valores de CIA são semelhantes aos valores das amostras das crostas lateríticas da margem da lagoa.

No diagrama A-CN-K, as amostras ficaram concentradas próximas ao elemento Al_2O_3 (Fig. 6), já que os demais elementos (CaO , Na_2O , K_2O) possuem uma maior mobilidade, e são lixiviados mais facilmente.

Figura 6 - Diagrama triangular A-CN-K, mostrando a variação CIA nos sedimentos do testemunho LV2, BIF's e crostas lateríticas.



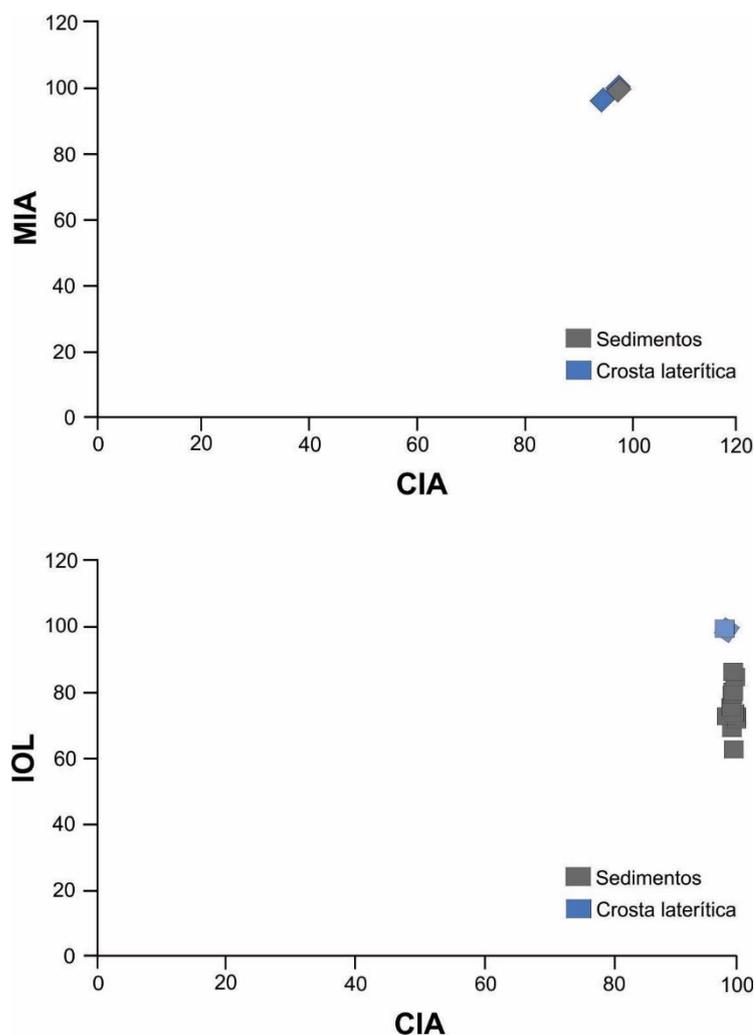
Fonte: Próprio autor, (2019).

Argilominerais e álcali-feldspatos podem ser diferenciados através da razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (COX *et al.*, 1995). Para feldspatos alcalinos, a razão varia entre 0.4 – 1, para o mineral illita a razão é 0.3, e valores <0.3 correspondem a argilominerais. No testemunho, a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ variou entre 0,05 a 0,016, com predomínio de argilominerais.

O Índice de Alteração Máfica (MIA) quantifica a perda dos elementos móveis (Ca, Mg, Na, K, \pm Fe) em relação aos principais elementos imóveis (Al e Fe). Os

valores de MIA variam entre 98.78 a 99.66 nos sedimentos (tabela 4). No entanto, o CIA e MIA tem uma variação pouco significativa ao longo do testemunho, quando comparado ao Índice de Laterização (IOL) (Fig. 7), necessário para quantificar adequadamente os estágios avançados de intemperismo químico nos perfis de lateríticos.

Figura 7 - Relação entre CIA vs. MIA e CIA vs. IOL nos sedimentos lacustres e nas crostas lateríticas, com ênfase na baixa variação dos valores de CIA e MIA quando comparados com os valores de IOL.



Fonte: Próprio autor, (2019).

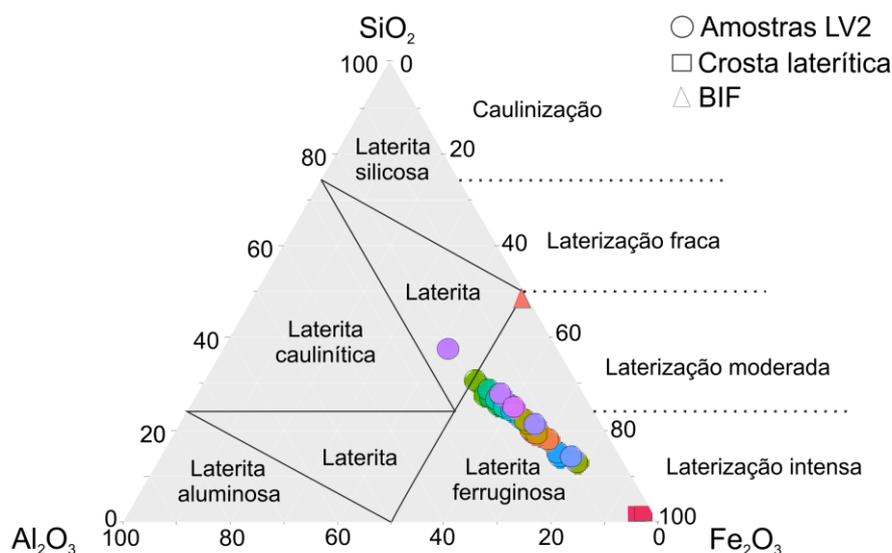
Durante a lateritização, ocorre principalmente a dissolução do quartzo e da caulinita, e enriquecimento de óxidos de Fe, resultando na perda de Si em relação ao Al e Fe no resíduo intemperizado. Semelhantemente ao CIA e MIA, valores elevados de IOL correspondem a amostras intensamente intemperizadas. Os valores de IOL nos sedimentos variaram de 62.84 a 87.36 (tabela 4).

Tabela 4 - Valor mínimo, máximo e média dos sedimentos do testemunho LV2 e crostas lateríticas.

		CIA	MIA	IOL
Sedimentos LV2	Mínimo	98,05	98,78	62,84
	Máximo	99,08	99,66	87,36
	Média	98,42	99,21	77,98
Material de referência	Crosta laterítica 1	97,86	99,88	99,10
	Crosta laterítica 2	97,19	99,89	99,43

Fonte: Próprio autor, (2019).

O diagrama triangular $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (SCHELLMANN, 1986 *apud* SAHOO *et al.*, 2017) é usado para classificar as crostas lateríticas e para quantificar o grau de lateritização. Os sedimentos do testemunho variam entre lateritização moderada a intensa, enquanto que as crostas lateríticas apresentam um alto grau de lateritização (Fig. 8).

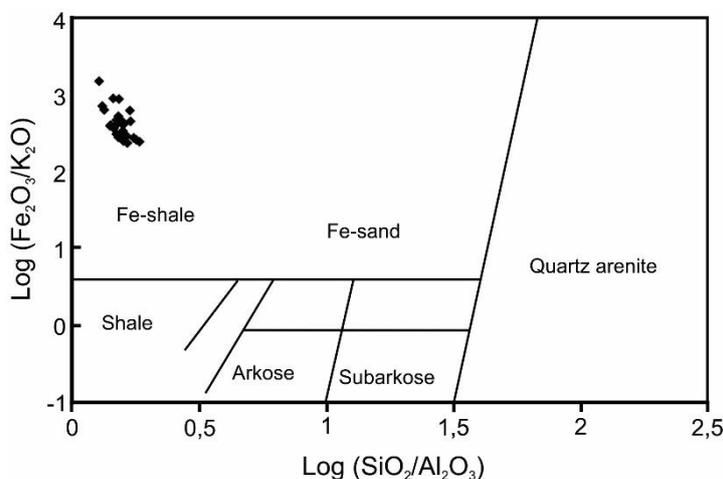
Figura 8 - Diagrama triangular $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ com a classificação das crostas lateríticas e grau de lateritização.

Fonte: Próprio autor, (2019).

O diagrama $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ vs. $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ é empregado para determinar a relação entre as rochas que ocorrem ao redor do lago, com as características geoquímicas dos sedimentos (HERRON, 1998). A razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ se relaciona com a estabilidade dos minerais ferro-magnesianos, enquanto que a razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ quantifica a abundância de quartzo, argilominerais e feldspatos. As amostras do testemunho se concentraram no campo folhelho rico em ferro (Fig. 9), reforçando que a

assinatura geoquímica da lagoa é fortemente influenciada pelas crostas lateríticas ricas em ferro.

Figura 9 - Diagrama $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ vs. $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ do testemunho LV2.



Fonte: adaptado de Herron, (1988).

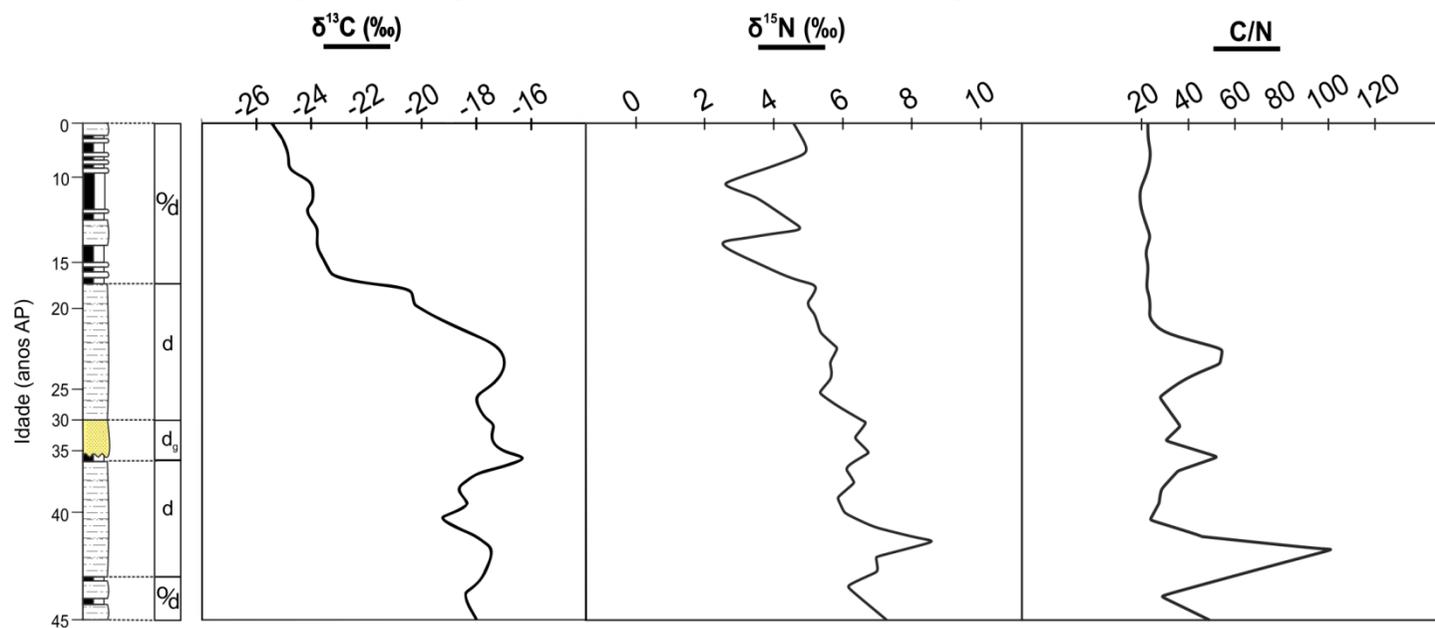
7.4 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Os dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ para o testemunho LV2 (Fig. 10) mostrou que as fácies com predomínio de sedimentação inorgânica (até ~20.000 anos AP; fácies Ll e Ls) apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ variando entre -19.4 a -15.4‰ e 4.7 a 8.5‰, respectivamente. O enriquecimento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (valor médio -17 ‰), $\delta^{15}\text{N}$ (valor médio 5.9 ‰) e C/N (máx. 102.6) podem ser devido à presença siderita nesta fácies (REIS *et al.*, 2017).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ estão próximos ao valor de $\delta^{13}\text{C}$ para siderita (< -13 ‰), indicando que provavelmente o carbono é resultado da decomposição microbiana da matéria orgânica (CHOW *et al.*, 2000). Os valores enriquecidos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ podem ocasionar a dissolução do sinal isotópico de algas aquáticas em ambiente de gramíneas C4.

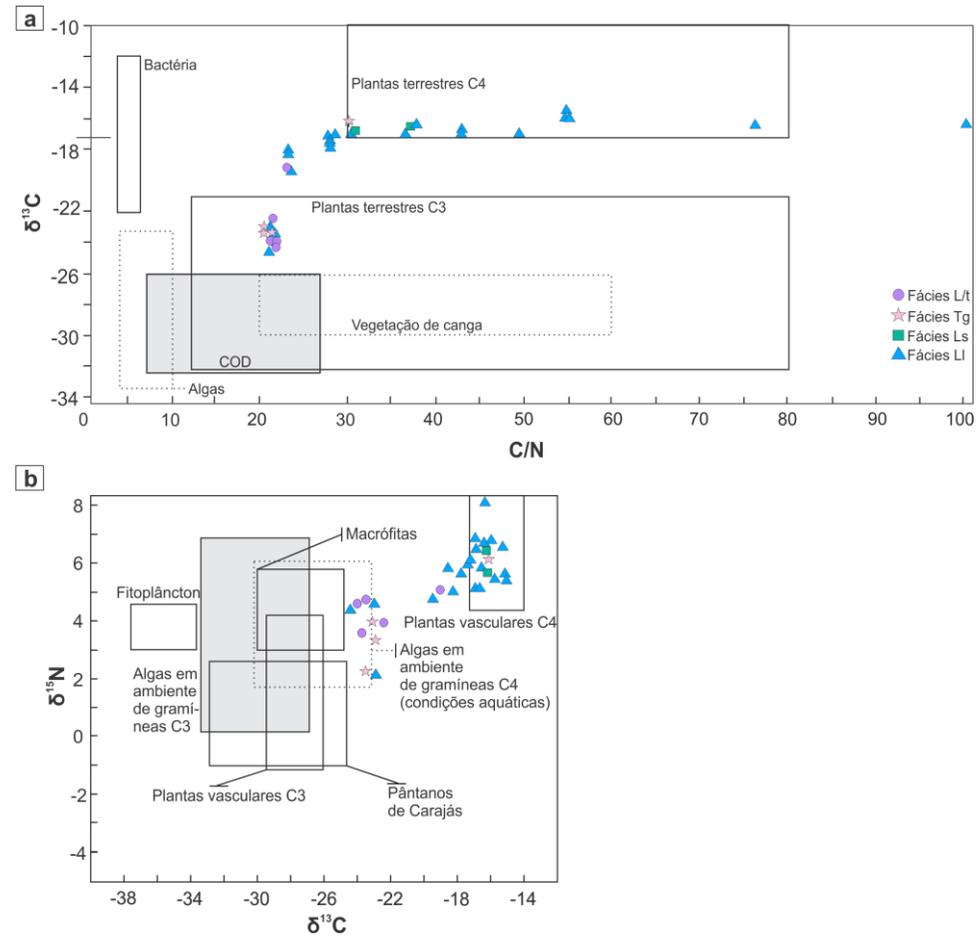
Após 20.000 anos AP ocorre o predomínio da matéria orgânica (fácies L/t e Tg), ocorrem os valores mais empobrecidos de $\delta^{13}\text{C}$, variando de -24.2 a -22.4‰, enquanto que o $\delta^{15}\text{N}$ varia oscila entre 2.3 a 5.0 ‰, e a razão C/N varia de 19.3 a 23.6, indicando contribuições de plantas terrestres C3 ($\delta^{13}\text{C}$ de -32 a -21‰; MEYERS, 1994), plantas terrestres C4 como fontes pretéritas de matéria orgânica, além de algas aquáticas em ambiente de gramíneas C4 (Fig. 11).

Figura 10 - Comportamento vertical de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ e C/N ao longo do testemunho LV2.



Fonte: Próprio autor, (2019).

Figura 11 - Gráfico binário de (a) $\delta^{13}\text{C}$ Vs. C/N e (b) $\delta^{15}\text{N}$ Vs. $\delta^{13}\text{C}$ do testemunho LV2, de acordo com GUIMARÃES *et al.*, (2017), SAHOO *et al.*, (2015, 2016, 2017b e 2019).



Fonte: Próprio autor, (2019).

7.5 ANÁLISE PALINOLÓGICA

A zona 1 (45.000 – 39928.7 anos AP) é caracterizada por alta abundância de floresta (máx. 12.83%, 9739.21 grãos cm^{-3} e 32 spp.), vegetação de canga (máx. 79.27%, 79739.79 grãos cm^{-3} e 36 spp.), espécies adaptadas ao frio (máx. 2.27%, 1536.21 grãos cm^{-3} e 1 spp), palmeiras (máx. 2.58%, 2156.68 e 3 spp.), macrófitas (máx. 24.80%, 14825.24 grãos cm^{-3} e 3 spp.), pteridófitas e licófitas (máx. 97.87%, 196762.51 grãos cm^{-3} e 13 spp.) e algas (máx. 12.33%, 9282.68 grãos cm^{-3} e 3 spp.). A floresta é representada principalmente por *Alchornea*, *Tapirira*, *Ficus*, *Schefflera*, *Solanum*, *Cedrela*, *Chomelia* e *Roupala*. A vegetação de canga corresponde a Poaceae, *Borreria*, Asteraceae, *Celtis*, *Sapium* e *Buchnera*. *Podocarpus* (0.11 a 2.27%) é o único representante dos taxos adaptados ao frio. As palmeiras são representadas principalmente por *Oenocarpus* (0.27 a 1.82%) e *Mauritiella* (0.45 a 0.65%). As macrófitas são bem representadas por Cyperaceae (5.76 a 18%) e *Phyllanthus* (0.47% a 7%). As pteridófitas e licófitas correspondem aos *Isoetes* (75.67 a 97.32%), *Microgramma* (máx. 7%) e *Vittaria* (0.08 a 2.88%).

A zona 2 (~40.000 – ~24.000 anos AP) é marcada pela redução da porcentagem da floresta (máx. 8.47%, 7493.31 grãos cm^{-3} e 41 spp.), e aumento da porcentagem de vegetação de canga (máx. 91.47%, 223485 grãos cm^{-3} e 50 spp.) em relação a zona anterior. As espécies adaptadas ao frio ainda são observadas nessa zona (máx. 0.82%, 797.5 grãos cm^{-3} e 4 spp), palmeiras reduzem em porcentagem e concentração (máx. 1.36%, 1481 e 3 spp.), ocorre a redução de macrófitas (máx. 17.20%, 16402 grãos cm^{-3} e 5 spp.), pteridófitas e licófitas levemente (máx. 98.2%, 525316 grãos cm^{-3} e 14 spp.) e algas diminuem (máx. 6.2%, 9485 grãos cm^{-3} e 3 spp.). A floresta é representada principalmente por *Euphorbia*, *Alchornea*, *Tapirira*, *Aparisthium*, *Ficus*, *Schefflera*, *Ilex*, *Solanum*, *Zanthoxylum*, Euphorbiaceae, *Cedrela*, *Pouteria*, *Chomelia*, *Franchetella*, *Pseudobombax*, *Guarea*, *Maytenus* e *Emmotum*. A vegetação de canga corresponde a Poaceae, *Borreria*, Asteraceae, *Celtis*, *Senegalia*, *Mitracarpus*, *Sapium*, *Buchnera*, *Serjania*, *Gomphrena*, *Entelobium*, *Schwenckia*, *Sauvagesia*, *Forsteronia*, *Amphilophium*, *Cissus* e *Mabea*. As espécies de clima frio são representadas por *Podocarpus*, *Alnus*, *Hedyosmum* e *Myrsine*. As palmeiras são representadas principalmente por *Oenocarpus* (0.27 a 1.30%), *Mauritia* (0.04 a 0.61%) e *Mauritiella* (máx. 0.45%). As macrófitas são bem representadas por Cyperaceae (5.76 a 17.20%) e *Phyllanthus* (máx. 2.7%). As pteridófitas e licófitas correspondem aos *Isoetes* (84.89 a

97.32%), *Microgramma* (máx. 2.7%), *Vittaria* (máx. 1.81%), *Polypodium* (máx. 1.07%), *Gleichenella* (0.02 a 2.44%), *Phlebodium* (máx. 1.67%), *Pleopeltis* (máx. 1.55%), *Cyathea* (máx. 0.58%), *Serpocaulon* (máx. 2.89%), Pteridaceae (máx. 0.74%) e *Pteris* (máx. 0.51%).

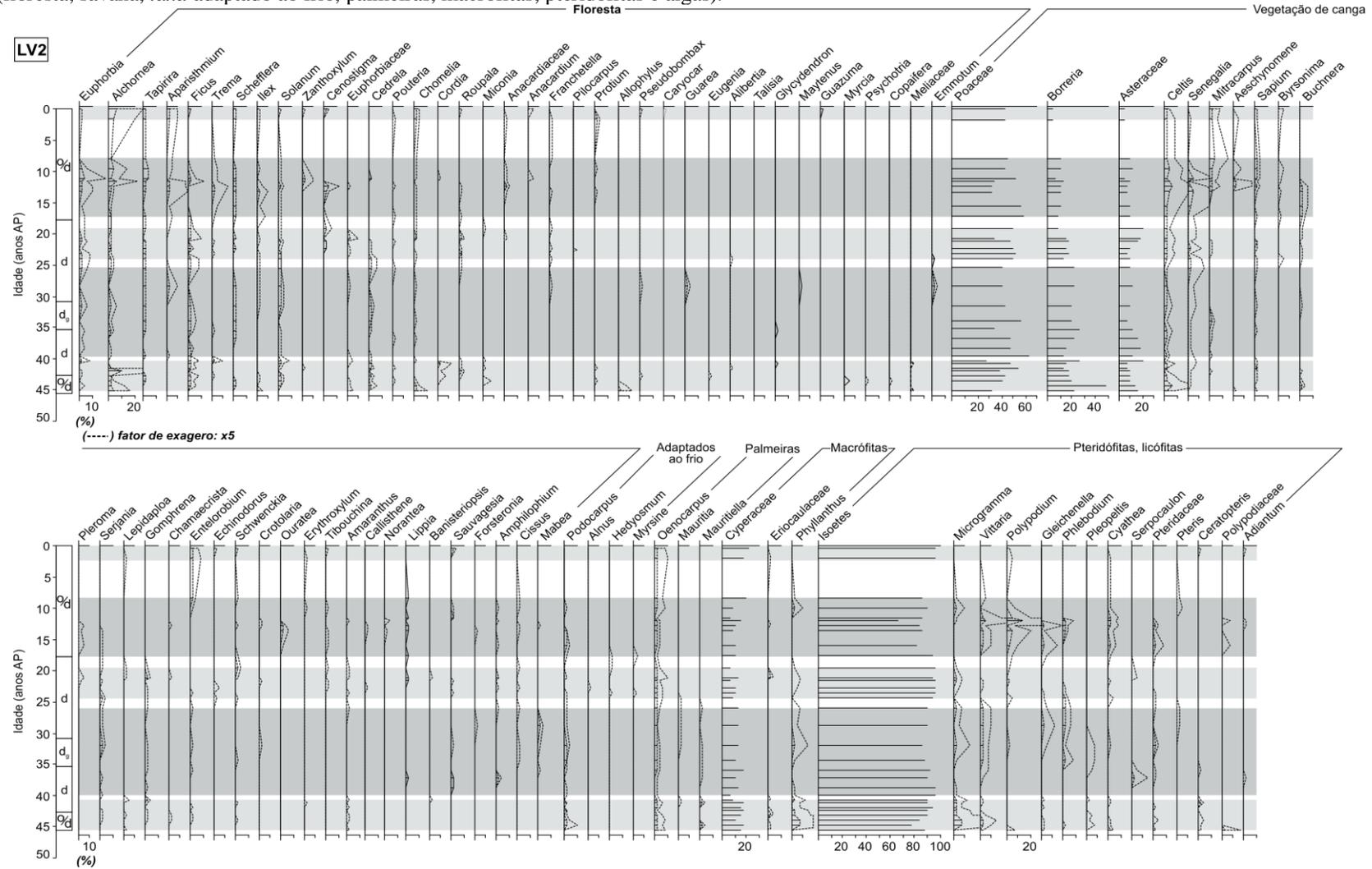
Na zona 3 (~25.000 – ~20.000 anos AP) a floresta ainda se encontra com porcentagem reduzida (máx. 8.95%, 9249 grãos cm⁻³ e 42 spp.), e ocorre a redução da vegetação de canga (máx. 86.5%, 134186 grãos cm⁻³ e 42 spp.) em relação a zona anterior. Os *taxas* de clima frio ainda são encontrados nessa zona (máx. 0.53%, 596 grãos cm⁻³ e 3 spp.). A abundância de palmeiras aumenta razoavelmente (máx. 2.28%, 1514.10 e 4 spp.), enquanto que a abundância de macrófitas diminui (máx. 12.46%, 12524 grãos cm⁻³ e 5 spp.). As pteridófitas e licófitas permanecem constantes (máx. 98.70%, 199120 grãos cm⁻³ e 18 spp.) e algas reduzem ainda mais (máx. 4.26%, 4033 grãos cm⁻³ e 3 spp.). A floresta é representada principalmente por *Euphorbia*, *Alchornea*, *Tapirira*, *Aparisthmium*, *Ficus*, *Trema*, *Schefflera*, *Ilex*, *Solanum*, *Cenostigma*, Euphorbiaceae, *Cedrela*, *Pouteria*, *Chomelia*, *Roupala*, Anacardiaceae e *Franchetella*. A vegetação de canga corresponde a Poaceae, *Borreria*, Asteraceae, *Celtis*, *Senegalia*, *Mitracarpus*, *Sapium*, *Buchnera*, *Pleroma*, *Serjania*, *Lepidaploa*, *Gomphrena*, *Chamaecrista*, *Entelobium*, *Echinodorus*, *Schwenckia*, *Crotolaria*, *Tibouchina*, *Amaranthus*, *Callisthene*, *Lippia*, *Banisteriopsis*, *Sauvagesia*, *Amphilophium* e *Cissus*. As espécies de clima frio são representadas por *Podocarpus*, *Alnus*, *Hedyosmum* e *Myrsine*. As palmeiras são representadas principalmente por *Oenocarpus* (0.68 a 2.2%). As macrófitas são bem representadas por Cyperaceae (máx. 11.8%), Eriocaulaceae (máx. 0.6%) e *Phyllanthus* (máx. 1.49%). As plantas vasculares correspondem aos *Isoëtes* (89.61 a 96.41%), *Microgramma* (máx. 1.36%), *Vittaria* (máx. 0.42%), *Polypodium* (máx. 0.51%), *Gleichenella* (máx. 0.94), *Phlebodium* (máx. 1.2%), *Cyathea* (máx. 0.5%), *Serpocaulon* (máx. 1.16%), Pteridaceae (máx. 0.3%) e *Pteris* (máx. 0.5%) e Ceratopteris (máx. 0.06%).

Na zona 4 (~18.000 - ~ 8.000 anos AP) a floresta volta a ser abundante (máx. 19%, 14924 grãos cm⁻³ e 16 spp.), e a vegetação de canga se mantém constante (máx. 85.7%, 125342 grãos cm⁻³ e 52 spp.) em relação a zona anterior. Ocorre uma pequena redução na abundância de palmeiras (máx. 1.67%, 1508 e 3 spp.) e aumento na porcentagem de macrófitas (máx. 19%, 14975 grãos cm⁻³ e 4 spp.). As pteridófitas e licófitas aumentam (máx. 98.6%, 302720 grãos cm⁻³ e 3 spp.) e algas permanecem constantes (máx. 10.22%, 4772 grãos cm⁻³ e 3 spp.). A floresta é representada

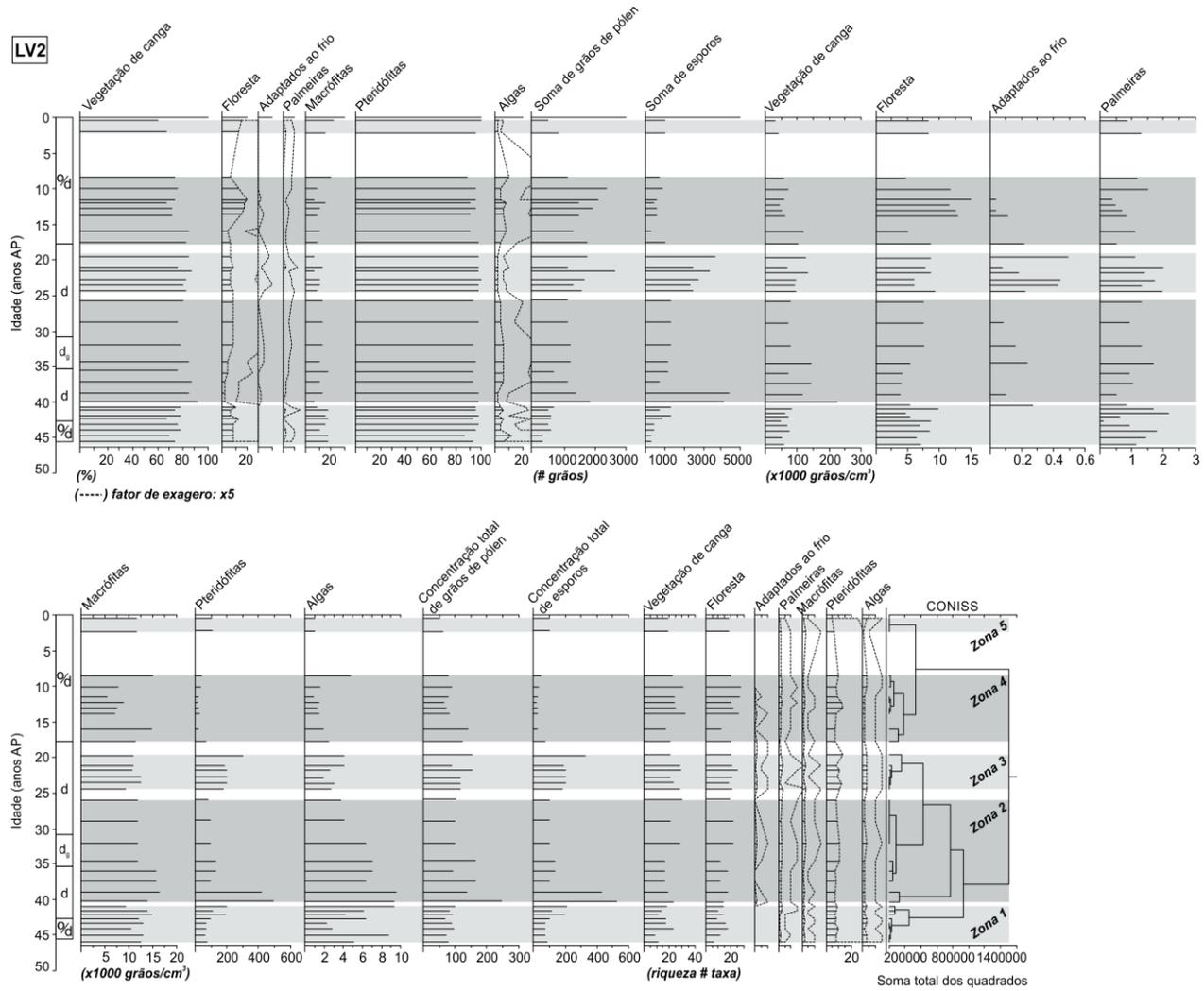
principalmente por *Euphorbia*, *Alchornea*, *Tapirira*, *Aparisthmium*, *Ficus*, *Trema*, *Schefflera*, *Ilex*, *Solanum*, *Zanthoxylum*, *Cenostigma*, *Euphorbiaceae*, *Chomelia*, *Roupala*, *Anacardiaceae*, *Anacardium*, *Franchetellae* e *Protium*. A vegetação de canga corresponde a *Poaceae*, *Borreria*, *Asteraceae*, *Celtis*, *Senegalia*, *Mitracarpus*, *Aeschynomene*, *Sapium*, *Byrsonima*, *Buchnera*, *Pleroma*, *Serjania*, *Schwenckia*, *Crotolaria*, *Ouratea*, *Erythroxylum*, *Tibouchina*, *Sauvagesia*, *Lippia*, *Amphilophium* e *Cissus*. Essa zona registra o último aparecimento (~9 mil anos AP) dos *taxas* adaptados ao frio (*Podocarpus*, *Hedyosmum* e *Myrsine*). As palmeiras são representadas principalmente por *Oenocarpus* (máx. 1.22%). As macrófitas são bem representadas por *Cyperaceae* (máx. 19%). As pteridófitas e licófitas correspondem aos *Isoëtes* (máx. 96%), *Microgramma* (máx. 0.63%), *Vittaria* (máx. 5.6%), *Polypodium* (máx 13%) e *Cyathea* (1.64%).

Na zona 5 (>2.000 anos AP) a floresta (máx. 168297 grãos cm⁻³ e 25 spp.) e vegetação de canga (máx. 66.2%, 416112 grãos cm⁻³ e 26 spp.) diminuem em relação a zona anterior. Ocorre um pequeno aumento na abundância de palmeiras (máx. 2.02%, 1260 e 2 spp.) e aumento na porcentagem de macrófitas (máx. 22.4%, 11700 grãos cm⁻³ e 3 spp.). As pteridófitas e licófitas se mantêm constante (máx. 99.2%, 100517 grãos cm⁻³ e 8 spp.) e algas diminuem (máx. 0.94%, 957 grãos cm⁻³ e 3 spp.). A floresta é representada principalmente por *Euphorbia*, *Alchornea*, *Tapirira*, *Aparisthmium*, *Ficus*, *Schefflera*, *Ilex*, *Solanum*, *Zanthoxylum*, *Cenostigma*, *Chomelia*, *Roupala*, *Anacardiaceae*, *Anacardium*, *Franchetellae*, *Protium* e *Guazuma*. A vegetação de canga corresponde a *Poaceae*, *Borreria*, *Asteraceae*, *Celtis*, *Senegalia*, *Mitracarpus*, *Aeschynomene*, *Sapium*, *Byrsonima*, *Pleroma*, *Lepidaploa*, *Entelobium*, *Echinodorus*, *Schwenckia*, *Erythroxylum*, *Tibouchina* e *Sauvagesia*. As palmeiras são representadas principalmente por *Oenocarpus* (máx. 1.88%). As macrófitas são bem representadas por *Cyperaceae* (máx. 22.4%). As pteridófitas e licófitas correspondem aos *Isoëtes* (máx. 97%), *Polypodium* (máx 1%) e *Ceratopteris* (0.4%).

Figura 12 - Diagrama polínico do testemunho LV2, mostrando a porcentagem, concentração e riqueza dos *taxas* mais importantes de cada fitofisionomia da Serra Sul dos Carajás (floresta, savana, *taxa* adaptado ao frio, palmeiras, macrófitas, pteridófitas e algas).



Continuação



Fonte: Próprio autor, (2019).

8 DISCUSSÃO

A história de preenchimento lacustre e a reconstrução paleoclimática da lagoa do Violão foram feitas a partir da associação entre dados sedimentológicos, faciológicos, isotópicos, geoquímicos e palinológicos do testemunho LV2. A integração entre os dados permitiu determinar como os sedimentos foram transportados e depositados na lagoa, e como o clima e a vegetação variaram durante os últimos 45.000 anos AP.

8.1 IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS E PALEOCLIMÁTICAS

8.1.1 45.000 a ~40.000 anos AP (Pleniglacial médio)

O nível de água da lagoa do Violão oscila de acordo com o regime pluviométrico da região (SAHOO *et al.*, 2017a), o qual tem relação direta com a dinâmica sedimentar da bacia lacustre. O preenchimento sedimentar se iniciou a aproximadamente 45.000 AP, com uma deposição alternada entre camadas detríticas (fácies L1) e camadas ricas em matéria orgânica (fácies Tg). Entre ~45.000 a ~ 42.000 anos AP, os elementos terrígenos (como Al_2O_3 , TiO_2 , Zr; Fig. 5) foram bruscamente reduzidos devido a menor erosão e/ou maior estabilidade da bacia de drenagem, provavelmente em resposta a um clima mais seco. Simultaneamente à redução do influxo detrítico, são registrados nódulos de siderita. Durante esse intervalo de tempo, a razão Fe/Al é bastante elevada, indicando que ocorreram mudanças no potencial redox da lagoa, possivelmente devido à formação dos nódulos de siderita diagenética.

O registro polínico mostra que entre 45.000 a 40.000 anos AP a floresta, representada principalmente por *Alchornea*, *Tapirira*, *Ficus*, *Schefflera*, *Solanum*, *Cedrela*, *Chomelia* e a savana, representada por a Poaceae, *Borreria*, Asteraceae, *Celtis*, *Sapium* e *Buchnera*, estavam estabelecidas na região. *Taxa* de clima frio, principalmente *Podocarpus*, estavam presentes na região, sugerindo baixas temperaturas para a área de estudo. *Podocarpus* também foi observado em outras regiões de Carajás (~75 a 40 Ma AP por HERMANOWSKI *et al.*, 2012; ~50-35 Ma AP por REIS *et al.*, 2017) e em outras regiões da Amazônia (>45 a 35 Ma AP por BUSH *et al.*, 2004; ~53,7 a 35 Ma AP por D'APOLITO *et al.*, 2013). *Ilex* tem sido amplamente utilizado como indicador de condições climáticas frias, porém esse gênero foi identificado atualmente nas áreas de florestas da região de Carajás, não podendo ser aplicado como um marcador paleoclimático confiável (GUIMARÃES *et al.*, 2017).

Pteridófitas, como *Microgramma*, *Vittaria*, *Pleopeltis* e *Ceratopteris*, sugerem a presença de floresta ombrófila, de acordo com a distribuição atual desses gêneros de plantas (ARRUDA, 2014). *Ceratopteris* é uma pteridófita exclusiva de ambientes aquáticos, podendo

ser encontrada em solos encharcados ao longo de cursos d'água ou em áreas próximas a lagoas (ARRUDA, 2014). Palmeiras, como *Mauritiella*, possuem as maiores concentrações durante este intervalo de tempo, e colonizam as margens da lagoa. A coocorrência de palmeiras, pteridófitas, macrófitas (*Cyperaceae*, *Eriocaulaceae* e *Phyllanthus*), algas e licófitas sugere o predomínio de condições climáticas úmidas.

As licófitas são bem representadas na área de estudo por *Isoetes*, gênero exclusivamente aquático com alta concentração durante este período (valor médio de 101647 grãos cm^{-3}). A associação palinológica, juntamente com os proxys geoquímicos e faciográficos, indicam o predomínio de um clima úmido e frio, corroborando trabalhos anteriores para a Amazônia, como Bush *et al.*, (2004), Cordeiro *et al.*, (2011), Rosseti *et al.*, (2017) e Reis *et al.*, (2017), com ocorrência de períodos mais secos.

8.1.2 ~ 40.000 – ~24.000 anos AP (Pleniglacial tardio)

Entre ~42.000 a ~35.000 anos AP, as concentrações elevadas de Al_2O_3 , TiO_2 sugerem que o transporte e deposição dos sedimentos terrígenos estão relacionados com elevadas taxas de precipitação, que causaram a erosão hídrica das rochas da bacia de drenagem sobre condições climáticas úmidas, permitindo a deposição da fácies L1. Os elevados valores de CIA, MIA e IOL sugerem que as rochas da bacia de drenagem foram intensamente intemperizados durante esse período. A baixa concentração de COT pode estar relacionada ao influxo de detritos, que causa a turbidez das águas e diminui a paleoprodutividade da lagoa (indicado pela baixa razão Ba/Al). A correlação negativa entre Al_2O_3 -COT e TiO_2 -COT mostra que a paleoprodutividade da lagoa é reduzida com a presença destes elementos detríticos. Os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ mostram que a matéria orgânica é predominantemente autóctone, originária de algas.

Entre 35.000 a 30.000 anos AP, houve uma redução na taxa de sedimentação e nas concentrações de Al_2O_3 , TiO_2 , e Ti/K, enquanto que a concentração de Fe aumentou consideravelmente. A redução na taxa de precipitação pode ter restringido a deposição de Al e Ti nas margens da lagoa, enquanto que o ferro solúvel migrou para dentro da bacia, resultando no aumento da concentração de Fe em relação aos demais elementos detríticos (GUIMARÃES *et al.*, 2016). Os valores relativamente altos de Fe/Al sugerem mudanças no potencial redox da lagoa. Nesse período, processos biológicos diagenéticos pós-deposicionais degradaram a matéria orgânica, convertendo Fe (II) em Fe (III) e gerando CO_2 , resultando na formação maciça de siderita diagenética como consequência da mudança entre condições

oxidantes para condições redutoras, em resposta a uma condição climática mais seca (GUIMARÃES *et al.*, 2016).

A permanência de Cyperaceae, *Isoëtes*, algas e palmeiras (*Oenocarpus* e *Mauritia*), pode indicar que não houve exposição subárea da lagoa perante o clima mais seco, ocorrendo apenas oscilações no nível de água (como indicado pelos *proxys* geoquímicos e pela deposição maciça de siderita diagenética). A exposição subárea da lagoa seria esperada caso o período seco tivesse sido demasiadamente intenso e/ou extenso.

Taxas de clima frio ainda são registrados no platô, e esse cenário implica em condições climáticas secas e frias para a Serra Sul dos Carajás durante o Pleniglacial tardio. Não foram registrados indicadores de exposição subárea na lagoa do Violão, como seria esperado caso o período seco tivesse sido muito intenso e/ou extenso. Os dados do trabalho contrastam com a hipótese de um UMG severamente seco (D'APOLITO *et al.*, 2013).

O período mais seco registrado por Bush *et al.*, (2006) e Reis *et al.*, (2017) foi entre 35.000 a 23.000, de acordo com os dados obtidos neste trabalho. Considerando a ocorrência atual dos *taxas* adaptados ao frio, foi estimado que, durante o UMG, a temperatura era aproximadamente 3°C mais fria do que nos dias atuais (Reis *et al.*, 2017). O período mais seco obtido por Colinvaux *et al.*, (2001) foi entre 30.000 a 15.000 anos AP, com presença contínua de floresta durante o período glacial. Esses registros são palinologicamente semelhantes ao da Serra Sul de Carajás, apesar da duração do evento seco do Morro do Mairacuru ter sido relativamente mais longo.

Entre 30.000 a 19.000 anos AP, ocorre o retorno da deposição de lama na lagoa, e o consequente aumento nos valores de CIA, MIA e IOL, taxa de sedimentação, TiO_2 e Al_2O_3 , sugerindo o retorno das condições climáticas úmidas. A baixa razão V/Cr e U/Th sugere o retorno das condições oxidantes. A baixa concentração de COT e baixa razão Ba/Al sugere um período de baixa paleoprodutividade.

8.1.3 ~25.000 a 20.000 anos AP (UMG)

Houve uma diminuição da taxa de sedimentação, com redução nas concentrações de TiO_2 e Ti/K, sugerindo variações nas taxas de precipitação da região. Ocorre a redução das algas e aumento da vegetação de canga em relação à zona anterior. O registro polínico também mostra que a floresta estava estabelecida na Serra Sul de Carajás. A ocorrência de pteridófitas corrobora a presença da floresta ombrófila durante o UMG.

O registro de *taxa* adaptados ao clima frio, como *Podocarpus*, *Alnus*, *Hedyosmum* e *Myrsine*, foi documentado em outras regiões da Amazônia durante o mesmo intervalo de

tempo (COLINVAUX *et al.*, 1996; BUSH *et al.*, 2004; HERMANOWSKI *et al.*, 2012; REIS *et al.*, 2017). Os dados isotópicos sugerem que as fontes pretéritas de matéria orgânica são derivadas de plantas vasculares C4, algas sobre gramíneas C4 e plantas vasculares C3. As plantas C3 são oriundas da floresta que coloniza o redor da lagoa (SAHOO *et al.*, 2015), enfatizando a presença da floresta durante o UMG.

A associação palinológica, em conjunto com os *proxys* geoquímicos e sedimentares, indica o predomínio de condições climáticas úmidas e frias para a Serra Sul de Carajás. Registros de outras regiões da Amazônia (40 a 20 Ma por HARBELE E MASLIN, 1999; 25 a 15 Ma por BAKER *et al.*, 2001) também indicam clima quente/frio e úmido para o UMG, ratificando os dados obtidos no testemunho LV2

8.1.4 ~18.000 a ~8.000 anos AP (Transição UMG – Holoceno médio)

A partir de 19.000 anos AP, ocorre a transição entre a sedimentação inorgânica e orgânica. A redução do influxo de detritos para a lagoa e o aumento do COT indicam variações no nível da água, devido a variações nas taxas de temperatura e precipitação da região. Os valores elevados de COT indicam que a lagoa se tornou eutrófica devido a condições climáticas quentes e relativamente úmidas, com fluxo de baixa energia e aumento da entrada de matéria orgânica (GUIMARÃES *et al.*, 2016). Os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ mostram que a matéria orgânica é originária de plantas terrestres C3 e C4, além de algas sobre gramíneas C4. O alto COT também está associado com alta produtividade primária (indicado pelo aumento na razão Ba/Al).

O aumento de COT/Al e Ba/Al, e a redução de Fe sugerem um ambiente redutor, o que leva à preservação da matéria orgânica nos sedimentos (LENG *et al.*, 2013). Entre ~12.000 a 8.000 anos AP, observa-se o predomínio da fácies L/t. O aumento na espessura da camada rica em matéria orgânica ao longo da fácies indica predomínio de condições redutoras que favoreceram o maior grau de preservação da matéria orgânica, ou seja, provavelmente a lagoa estava experimentando alta eutrofização, relacionada a condições mais secas durante este período.

Entre 18.000 a ~8.000 anos AP (Transição UMG – Holoceno médio) ocorre a abundância de floresta, macrófitas e declínio das pteridófitas e savana. A floresta é representada predominantemente por *Euphorbia*, *Alchornea*, *Tapirira*, *Aparisthmium*, *Ficus*, *Trema*, *Schefflera* e *Ilex*. As pteridófitas, como *Microgramma*, *Vittaria*, *Polypodium* e *Cyathea* suportam a presença de floresta ombrófila na área de estudo. As palmeiras continuam a colozinar as margens da lagoa, juntamente com as macrófitas. São registrados pela última

vez os *taxas* adaptados ao frio (*Podocarpus*, *Hedyosmum* e *Myrsine*). A associação palinológica sugere que as condições climáticas da Serra Sul de Carajás ainda eram úmidas e frias, com episódios de secas sazonais.

8.1.5 Após 2.000 anos AP (Holoceno tardio)

A lagoa do Violão tem cerca de 10 m de profundidade, porém a acumulação de sedimentos não foi contínua entre ~8.000 a ~2.000 anos AP. O modelo de idade/profundidade mostrou que as taxas de sedimentação eram extremamente baixas (>0.1 mm/ano), provavelmente relacionadas ao baixo nível de água da lagoa durante este período, em resposta a um clima mais seco. Observa-se a redução da entrada de detritos para a lagoa (redução dos valores de Ti/KAl₂O₃, TiO₂ e Zr; Fig. 5b) e o aumento de sedimentos orgânicos (com maiores valores de COT, COT/Al, Ba/Al; Fig. 5a) sugerindo uma redução do regime pluviométrico.

A razão Ti/K encontra-se reduzida durante este período, aumentando progressivamente em direção ao topo do testemunho, com maiores valores próximo a ~2.000 anos AP, quando o retorno das condições úmidas permitiu o transporte e deposição de argilominerais para dentro da lagoa. Os valores isotópicos registram o aumento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$, podendo estar associado com plantas C₄, indicando a presença da vegetação de savana. Além disso, são registradas plantas vasculares C₃ como fontes pretéritas de matéria orgânica.

A idade do hiato coincide com um período seco que aconteceu durante o Holoceno médio na Amazônia, relatado por diversos autores (ABSY *et al.*, 1991, SIFEDDINE *et al.*, 2001, HERMANOWSKI *et al.*, 2012, MAYLE E POWER 2008, GUIMARÃES *et al.*, 2017, REIS *et al.*, 2017, FONTES *et al.*, 2017). De acordo com Reis *et al.*, (2017), durante o Holoceno médio, houve uma redução nas taxas de precipitação ao longo da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), a qual resultou no enfraquecimento do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) (Prado *et al.*, 2013), acarretando nas condições climáticas secas registradas durante esse período.

Após >2.000 anos AP, o retorno das condições climáticas úmidas resulta na deposição dos sedimentos detríticos para dentro da lagoa (fácies L1), corroborado com o aumento da razão Ti/K, sugere o retorno das condições climáticas úmidas, com consequente erosão das rochas da bacia de drenagem e transporte dos sedimentos para dentro da lagoa.

A associação entre floresta, palmeiras, pteridófitas, macrófitas e algas reforça a interpretação do retorno das condições climáticas úmidas, estando de acordo com estudos palinológico anteriores para a Serra Sul de Carajás (ABSY *et al.*, 1991; SIFEDDINE *et al.*, 2001; HERMANOWSKI *et al.*, 2012; GUIMARÃES *et al.*, 2016, 2017; REIS *et al.*, 2017),

devido ao aumento da insolação durante o verão austral no Hemisfério Sul, que intensificou o SMAS, resultando no retorno das condições climáticas úmidas (SILVA DIAS *et al.*, 2009) para a região.

9 CONCLUSÃO

O preenchimento sedimentar e a dinâmica climática e vegetacional da Serra Sul de Carajás durante o Pleistoceno e Holoceno foi estabelecida baseado na abordagem multidisciplinar, incluindo diversas áreas do conhecimento, como a análises de fácies sedimentares, datações por ^{14}C , geoquímica elementar, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, C/N e palinologia. O testemunho LV2 compreende uma sequência sedimentar granodescendente ascendente, marcada por alternâncias entre camadas detríticas (fácies lama laminada), diagenéticas (lama siderítica) e orgânicas (fácies turfa granular, lama e turfa). O modelo de idade/profundidade é de extrema importância para ressaltar hiatus sedimentares, principalmente em testemunhos com taxas de sedimentação extremamente baixas.

A deposição dos sedimentos da lagoa do Violão se iniciou há 45.000 anos AP, com alternância entre a fácies L1 e Tg. Entre ~45.000 a ~42.000 anos as baixas concentrações de elementos terrígenos como Al_2O_3 e TiO_2 , elevada razão Fe/Al e formação de nódulos de siderita diagenética indicam menor erosão e/ou maior estabilidade da bacia de drenagem, provavelmente em resposta a um clima mais seco. Após ~42.000 até 40.000 anos o registro palinológico mostra a coocorrência de floresta, *taxa* adaptado do frio, palmeiras, pteridófitas, macrófitas, algas e licófitas sugerindo o predomínio de condições climáticas úmidas e frias.

No testemunho LV2, o ápice do período seco do UMG foi registrado em 30.000 anos AP, onde foi observado a deposição maciça de siderita diagenética, redução na taxa de sedimentação e nas concentrações de Al_2O_3 , TiO_2 , e Ti/K, porém a permanência da floresta, macrófitas, algas e palmeiras sugerem que apesar do clima seco, o nível de água da lagoa não diminuiu totalmente, como seria esperado caso o período seco tivesse sido demasiadamente intenso e/ou extenso, houve apenas oscilações no nível de água da lagoa.

Entre ~25.000 a ~20.000 anos AP a fácies L1 torna a se depositar na lagoa, em resposta ao retorno das condições climáticas úmidas, corroborado através da presença da floresta, macrófitas e algas e frias para a Serra Sul de Carajás. Porém observa-se a diminuição da taxa de sedimentação, e redução nas concentrações de TiO_2 e Ti/K, sugerindo variações nas taxas de precipitação da região.

A transição entre o UMG e o Holoceno médio (~18.000 a ~8.000 anos AP) é marcada por abundância de floresta emacrófitas, e declínio de pteridófitas e savana. Observa-se a

transição entre a sedimentação inorgânica e orgânica, com redução do influxo de detritos para a lagoa. As concentrações de COT aumentam durante esse intervalo de tempo, e sugerem variações no nível da água. Próximo a ~8.000 anos AP as camadas ricas em matéria orgânica se tornam mais espessas, devido ao predomínio de condições redutoras que favoreceram o maior grau de preservação da matéria orgânica. Provavelmente a lagoa estava experimentando alta eutrofização relacionada a condições mais secas.

A acumulação de sedimentos na lagoa do Violão não foi contínua durante o Holoceno médio. O modelo de idade-profundidade, ocorre um hiato sedimentar entre ~8.000 a ~2.000 anos AP entre ~8.000 a ~2.000 anos AP, provavelmente relacionado ao baixo nível de água da lagoa durante este período. Devido a baixa taxa de sedimentação, não foram preservados grãos de pólen entre ~8.000 a ~2.000 mil anos AP, ressaltando a importância dos demais proxys paleoambientais utilizados nessa pesquisa. A idade do hiato coincide com a seca do Holoceno médio na Amazônia, relatado por diversos autores (ABSY *et al.*, 1991, SIFEDDINE *et al.*, 2001, HERMANOWSKI *et al.*, 2012, MAYLE E POWER 2008, GUIMARÃES *et al.*, 2017, REIS *et al.*, 2017, FONTES *et al.*, 2017). Houve a redução da entrada de Al_2O_3 , TiO_2 e Zr para a lagoa, e o aumento dos valores de COT, COT/Al, Ba/Al, sugerindo uma redução do regime pluviométrico. A razão Ti/K aumenta progressivamente em direção ao topo do testemunho, com maiores valores próximo a ~2.000 anos AP, com o retorno das condições úmidas na região.

Após 2.000 anos AP o retorno das condições climáticas úmidas resulta na deposição dos sedimentos detríticos para dentro da lagoa, com aumento das concentrações dos elementos detríticos como Al_2O_3 , TiO_2 e razão Ti/K. A associação entre floresta, palmeiras, pteridófitas, macrófitas e algas reforça a interpretação do retorno das condições climáticas úmidas para a região.

REFERÊNCIAS

- ABSY, M. L., *et al.* Mise en evidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60.000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. **Comptes rendus de l'Académie des Sciences**, Paris, v. 312, n. 2, p. 673-678, 1991.
- AL-KHIRBASH, S. *et al.* Rare earth element mobility during laterization of mafic rocks of the Oman ophiolite. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 7, p. 5443-5454, 2014.
- ARRUDA, A. J. **Samambaias e licófitas das serras ferruginosas da Floresta Nacional de Carajás, Pará, Brasil**. Orientador: Ary Teixeira de Oliveira Filho. 2014. 224 f. Dissertação (Mestrado em Biologia Vegetal) - Departamento de Botânica, Instituto de Ciências Biológicas, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 2014.
- BABECHUK, M. G.; WIDDOWSON, M.; KAMBER, B. S. Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan traps, India. **Chemical Geology**, v. 363, p. 56-75, 10 jan. 2014.
- BAKER, P. A. *et al.* The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. **Science**, v. 291, n. 5504, p. 640-643, 26 jan. 2001.
- BARBERI, M. **Mudanças paleoambientais na região dos cerrados do Planalto Central durante o Quaternário tardio**: o estudo da Lagoa Bonita, DF. Orientador: Kenitiro Suguio. 2001. 210 f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.
- BARRIE, A.; PROSSER, S. J. Automated analysis of light–element stable isotopes by isotope ratio mass spectrometry. **In: BOUTTON T. W.; YAMSAHI, S. (Ed.). Mass spectrometry of soils**. New York: Marcel Dekker, 1996. p. 1-46.
- BLAAUW, M.; CHRISTEN, J. A. Flexible palaeoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. **International Society for Bayesian Analysis**, v. 6, n. 3, p. 457-474, 2011.
- BOUTON J. H. New uses for alfalfa and other "old" forage legumes. **In: JANICK, J. (Ed.). Progress in new crops**. Alexandria: ASHS Press, 1996.
- BRADLEY, R. S. **Paleoclimatology: reconstructing climates of the quaternary**. 2. ed. Cambridge, Mass: Academic Press, 1999. 631 p.
- BUSH, M. B. Amazonian speciation: a necessarily complex model. **Journal of Biogeography**, v. 21, p. 5-17, 1994.
- BUSH, M. B. *et al.* Orbital forcing signal in sediments of two Amazonian lakes. **Journal of Paleolimnology**, v. 27, p. 341-352, 2002.
- BUSH, M. B. *et al.* Amazonian paleoecological histories: one hill, three watersheds. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 214, p. 359-393, 2004.

BUSH, M. B.; OLIVEIRA, P. E. de. The rise and fall of the Refugial Hypothesis of Amazonian Speciation: a paleoecological perspective. **Biota Neotropica**, v. 6, n. 1, 2006.

BUSH, M. B.; FLENLEY, J. R.; GOSLING, W. D. (Eds.). **Tropical Rainforest Responses to Climatic Change**. Chichester, UK: Springer-Praxis Publishing, 2007.

CABRAL, E. S.; MACAMBIRA, J. B.; ABREU, S. S. Geologia e petrografia de formações ferríferas bandadas em cavernas da Serra Sul, Carajás - PA. **Espeleo-Tema**, v. 27, n. 1, 2016.

CARREIRA, L. M. M. [*et al.*]. **Catálogo de Pólen das Leguminosas da Amazônia Brasileira**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 1996. 137 p. (Coleção Adolpho Ducke).

CARREIRA, L. M. M.; BARTH, O. M. **Atlas de Pólen da vegetação de canga da Serra de Carajás (Pará, Brasil)**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2003. 112 p.

CHOW, N. MORAD, S. AL-AASM, I.S. Origin of authigenic Mn e Fe carbonates and pore-water evolution in marine sediments: evidence from Cenozoic strata of the Arctic Ocean and Norwegian Greenland Sea (ODP Leg 151). **Journal of Sedimentary Research**, v. 70, n. 3, p. 682-699, maio 2000.

COLINVAUX, P. A. *et al.* A long pollen record from lowland Amazonia: Forest and cooling in glacial times. **Science**, v. 274, n. 5284, p. 85-88, 4 out. 1996.

COLINVAUX, P. A.; OLIVEIRA, P. E. de; PATIÑO, J. E. M. **Amazon Pollen Manual and Atlas = Manual e Atlas Palinológico da Amazônia**. Hardwood Academic, Amsterdam, 1999. 332 p.

COLINVAUX, P. A. *et al.* A paradigm to be discarded: geological and paleoecological data falsify the HAFER and Prance refuge hypothesis of Amazonian speciation. **Amazoniana**, v. 16, n. 3, p. 609-646, jan. 2001.

CORDEIRO, R. C. *et al.* Biogeochemical indicators of environmental changes from 50 Ka to 10 Ka in a humid region of the Brazilian Amazon. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 299, p. 426-436, 2011.

COX, R.; LOWE, D. R.; CULLERS, R. L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 59, n. 14, p. 2919-2940, jul. 1995.

D'APOLITO, C.; ABSY, M. L.; LATRUBSSE, E. M. The hill of six lakes revisited: New data and re-evaluation of a key Pleistocene Amazon site. **Quaternary Science Reviews**, v. 76, p. 140-155, 15 set. 2013.

DEAN, W. E.; GARDNER, J. V.; PIPER, D. Z. Inorganic geochemical indicators of glacial-interglacial changes in productivity and anoxia on the California continental margin. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 61, n. 21, p. 4507-4518, nov. 1997.

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

FEDO, C. M.; NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. **Geology**, v. 23, p. 921-924, 1995.

FONTES, D. *et al.* Paleoenvironmental dynamics in South Amazonia, Brazil, during the last 35,000 years inferred from pollen and geochemical records of Lago do Saci. **Quaternary Science Reviews**, v. 173, p. 161-180, out. 2017.

GRIMM, E. C. Tilia e Tiliagraph: PC spreadsheet and graphics software for pollen data. INQUA. **Commission for the study of the Holocene**. Working Group on Data- Handling Methods Newsletter, v. 4, p. 5-7, 1990.

GUIMARÃES, J. T. F. *et al.* An integrated approach to relate Holocene climatic, hydrological, morphological and vegetation changes in the southeastern Amazon region. **Vegetation History and Archaeobotany**, v. 22, n. 3, p. 185-198, maio 2013.

GUIMARÃES, J. F. T. *et al.* Source and distribution of pollen and spores in surface sediments of a plateau lake in southeastern Amazonia. **Quaternary International**, v. 352, p. 181-196, 26 nov. 2014.

GUIMARÃES, J. F. T. *et al.* Late Quaternary environmental and climate changes registered in lacustrine sediments of the Serra Sul de Carajás, south-east Amazonia. **Journal of Quaternary Science**, v. 31, n. 2, p. 61-74, 2016.

GUIMARÃES, J. F. T. *et al.* Holocene history of a lake filling and vegetation dynamics of the Serra Sul dos Carajás, southeast Amazonia. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 91, supl. 2, 2017a.

GUIMARÃES, J. F. T.; SAHOO, P. K.; REIS, L. S. Modern pollen rain raises doubts about the intensity and extension of the Last Glacial Cycle in Carajás: A reply to D'APOLITO *et al.* **The Holocene**, v. 28, n. 2, p. 1-4, jul. 2017b.

GUIMARÃES, J. F. T. *et al.* Modern pollen rain as a background for palaeoenvironmental studies in the Serra dos Carajás, southeastern Amazonia. **The Holocene**, v. 27, n. 2, p. 1055-1066, jan. 2017c.

GUIMARÃES, J. F. T. *et al.* Upland Lakes of the Carajás Region: Origin and Development through Time. **Preprints**, 16 maio 2019.

HAFFER, J. Speciation in Amazonian forest birds. **Science**, v. 165, n. 3889, p.131-37, 11 jul. 1969.

KEN-ICHIRO H. Geochemistry of 1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 61, n. 19, p. 4115-4137, out. 1997.

HARBELE, S. G.; MASLIN, M. A. Late Quaternary vegetation and climate change in the Amazon basin based on a 50,000 year pollen record from the Amazon fan ODP Site 932. **Quaternary Research**, v. 51, n. 1, p. 27-38, jan. 1999.

HERMANOWSKI, B. *et al.* Palaeoenvironmental dynamics and underlying climatic changes in southeast Amazonia (Serra Sul dos Carajás, Brazil) during the late Pleistocene and Holocene. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 365-366, p. 227-246, 01 dez. 2012.

HERRON, M. M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. **Journal of Sedimentary Research**, v. 58, n. 5, p. 820-829, 01 set. 1988.

HODELL, D. A.; SCHELSKE, C. L. Production, sedimentation, and isotopic composition of organic matter in Lake Ontario. **Limnology and Oceanography**, v. 43, n. 2, p. 200-214, mar. 1998.

JONES, B. W.; MANNING, D. A. C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleo-redox conditions in Ancient mudstones. **Chemical Geology**, v. 111, n. 1-4, p. 111-129, 5 jan. 1994.

KALINOVSKI, E. C. Z.; PAROLIN, M.; SOUZA FILHO, E. E. Esponjas de água doce na América do Sul: o estado da arte da produção científica no Brasil. **Terrae Didactica**, v. 12, n. 1, p. 4-18, jan./abr. 2016.

KUTZBACH, J. E. *et al.* Simulation of the evolutionary response of global summer monsoons to orbital forcing over the past 280,000 years. **Climate Dynamics**, v. 30, n. 6, p. 567-579, maio 2008.

LAMARÃO, C. N. *et al.* Variações composicionais de zircão em granitos anorogênicos proterozóicos do Cráton Amazônico: implicações metalogenéticas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 4, p. 693-704, 2007.

LENG, M. J. *et al.* Understanding past climatic and hydrological variability in the Mediterranean from Lake Prespa sediment isotope and geochemical record over the Last Glacial cycle. **Quaternary Science Reviews**, v. 66, p. 123-136, 2013.

LOPEZ, P. *et al.* Elemental ratios in sediments as indicators of ecological progresses in Spanish reservoirs. **Limnetica**, v. 25, n. 1, p. 499-512, 2006.

MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M. Geocronologia da Província mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v. 7, p. 263-288, 1995.

MAURITY, C. W.; KOTSCHOUBEY, B. Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1- Serra dos Carajás-PA. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v. 7, p. 331-362, 1995. (Série Ciências da Terra).

MAYLE, F. E.; POWER, M. J. Impact of a drier early-mid Holocene climate upon Amazonian forests. **Philosophical Transactions**, v. 363, n. 1498, p.1829-1838, 11 fev. 2008.

MELLES, M. *et al.* 2.8 million years of arctic climate change from Lake El'gygytgyn, NE Russia. **Science**, v. 337, n. 6092, p. 315-320, 20 jul. 2012.

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

MEYERS P. A. Organic geochemical proxies of palaeoceanographic, palaeolimnologic, and palaeoclimatic processes. **Organical Geochemistry**, v. 27, p. 213-250, 1997.

MIDDLETON, G. V. Facies. **In**: FAIRBRIDGE, R. W.; BOURGEOIS, J. (Eds.). **Encyclopedia of Sedimentology**. Stroudsburg: Dowden, Hutchinson and Ross, 1978. p. 323-325.

MORAES, B. C. *et al.* Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. **Acta Amazonica**, v. 35, n. 2, p. 207-214, 2005.

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

NESBITT, H. W. *et al.* Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implication for provenance studies. **The Journal of Geology**, v. 104, n. 5, p. 525-542, set. 1996.

NUNES, J. A. *et al.* Soil vegetation relationships on a banded iron 'island', Carajás Plateau Brazilian Eastern Amazonia. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 87, n. 4, p. 2097-2110, out./dez. 2015.

OLSZEWSKI, W. J. *et al.* The age, origin, and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental vulcanism and rifting. **Precambrian Research**, v. 42, n. 3-4, p. 229-254, mar. 1989.

PESSENDA, L. C. R. *et al.* Isótopos do carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. **In**: OLIVEIRA, P. de; KENITIRO, S.; GOUVEIA, C. (Orgs.). **O Quaternário no Brasil**. São Paulo: Holos, 2005. p. 75-93.

PESSENDA, L. C. R. *et al.* **Estudos interdisciplinares na reconstrução milenar da dinâmica climática, da vegetação e marinha no Brasil**. 2. ed. rev. Piracicaba: CENA/USP, 2015. 153 p. (Série Didática, v. 2)

PRADO, L. F.; WAINER, I.; CHIESSI, C. M. Mid-Holocene PMIP3/CMIP5 model results: Intercomparison for the South American Monsoon System. **The Holocene**, v. 23, n. 12, 1915-1920, 8 out. 2013.

RATCLIFFE, K. T. *et al.* An example of alternative correlation techniques in a lowaccommodation setting, nonmarine hydrocarbon system: the (Lower Cretaceous) Mannville Basal Quartz succession of southern Alberta. **AAPG Bull.** v. 88, n. 10, p. 1419-1432, out. 2004.

R DEVELOPMENT CORE TEAM. **R: A language and environment for statistical computing**. R Foundation for Statistical Computing, Viena, 2013.

REIMER, P. J. *et al.* IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years cal. BP. **Radiocarbon**, v. 55, n. 4, p. 1869-1887, 2013.

ROSSETTI, D. F.; COHEN, M. C. L.; PESSEDA, L. C. R. Vegetation change in southwestern Amazonia (Brazil) and relationship to the late Pleistocene and Holocene climate. **Radiocarbon**, v. 59, n. 1, p. 69-89, 2017.

REIS, L. S. *et al.* Environmental and vegetation changes in southeastern Amazonia during the late Pleistocene and Holocene. **Quaternary International**, v. 449, p. 1-23, 25 ago. 2017.

SAHOO, P. K. *et al.* Use of multi-proxy approaches to determine the origin and depositional processes in modern lacustrine sediments: Carajás Plateau, Southeastern Amazon, Brazil. **Applied Geochemistry**, v. 52, p. 130-146, jan. 2015.

SAHOO, P. K. *et al.* Geochemistry of upland lacustrine sediments from Serra dos Carajás, Southeastern Amazon, Brazil: Implication for catchment weathering, provenance, and sedimentary processes. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 72, p. 178-190, 2016.

SAHOO, P. K. *et al.* Limnological characteristics and planktonic diversity of five tropical upland lakes from Brazilian Amazon. **Annales de Limnologie - International Journal of Limnology**, v. 53, p. 467-483, 2017a.

SAHOO, P. K. *et al.* Geochemical characterization of the largest upland lake of the Brazilian Amazonia: Impact of provenance and processes. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 80, p. 541-558, 2017b.

SAHOO, P. K. *et al.* Statistical analysis of lake sediment geochemical data for understanding surface geological factors and processes: An example from Amazonian upland lakes, Brazil. **Catena**, v. 175, p. 47-62, 2019.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. Reconstrucion de los ambientes através de los granos de polen. **Investigacion y Ciencia**. Madrid, v. 3, p. 6-17 (Spanish edition of the Scientific American), 1984.

SCHNETGER, B. *et al.* Geochemical characteristics of deep-sea sediments from the Arabian Sea: a highresolution study. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 47, n. 14, p. 2735-2768, 2000.

SCHNURREMBERGER, D.; RUSSELL, J.; KELTS, K. Classification of lacustrine sediments based on sedimentar components. **Journal of Paleolimnology**, v. 29, n. 2, p. 141-154, fev. 2003.

SCHELLMANN, W. A new definition of laterites. **In: LATERITIZATION PROCESSES**, IGCP-127, Geological Survey of India, Memoirs, v. 120, 1986. p. 1-7.

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

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

SILVA, M. S. da. *et al.* Morphology and morphometry of upland lakes over lateritic crust, Serra dos Carajás, southeastern Amazon region. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 90, n. 2, p. 1309-1325, 2018.

DIAS, P. L. S. *et al.* Mid-Holocene climate of tropical South America: a model-data approach, in: past climate variability from the Last Glacial Maximum to the Holocene in South America and surrounding regions. **In: VIMEUX, F., SYLVESTRE, F., KHODRI, M. (Eds.). Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions.** {S. l.}: Springer- Verlag, 2009. p. 259-281.

SOUZA-FILHO, P. W. M. *et al.* Basin morphology, sedimentology and seismic stratigraphy of an upland lake from Serra dos Carajás, southeastern Amazon, Brazil. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, Belém, v. 11, n. 1, p. 71-83, jan./abr. 2016. (Ciências Naturais)

VAN DER HAMMEN, T.; ABSY, M. L. Amazonia during the last glacial. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 109, p. 247-261, 1994.

VONHOF, H. B. *et al.* Climate variation in Amazonia during the Neogene and the Quaternary. **In: HOORN, C.; WESSELINGH, F. P. (Eds.). Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past.** [S. l.]: Blackwell Publishing, 2010. p. 201-210.

WALKER, R. G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. **In: WALKER, R. G.; JAMES, N. P. (Orgs.). Facies Models - Response to Sea Level Change.** Ontario: Geological Association of Canada, 1992. p. 1-14.

WIGNALL, P. B.; MYERS, K. J. Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks: a new approach. **Geology**, v. 16, p. 452-455, 1988.

APÊNDICE

APÊNDICE A - Tabela com os valores mínimos, máximos e médios dos principais óxidos, elementos traços e ETRs.

Componentes orgânicos							
	Máximo	Mínimo	Média				
COT (%)	24	2,02	6,10				
C (%)	29	2,6	7,34				
$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	-15,42	-24,58	-19,10				
N (%)	1,5	0,06	0,29				
$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	8,50	2,11	5,26				
SiB	-9,06	-16,33	-13,57				
Óxidos e elementos maiores							
	Concentração (%)				Concentração (%)		
	Máximo	Mínimo	Média		Máximo	Mínimo	Média
SiO₂	25,53	9,79	16,81	CaO	0,02	0,01	0,01
TiO₂	1,52	0,64	0,98	Na₂O	0,01	0,01	0,01
Al₂O₃	13,98	6,79	10,85	K₂O	0,18	0,04	0,12
Fe₂O₃	61,73	26,2	49,65	P₂O₅	0,88	0,44	0,67
MnO	0,03	0,01	0,01	LOI	45,73	14,85	20,79
MgO	0,1	0,01	0,06	TS	0,36	0,03	0,10
Elementos traços							
	Concentração (mg/kg)				Concentração (mg/kg)		
	Máximo	Mínimo	Média		Máximo	Mínimo	Média
Ba	227	33,6	75,04	Cu	85,1	15,9	34,99
Sr	20,1	6,6	14,45	Zn	93	22	49,59
Rb	10,5	1,7	6,57	As	5,9	1,9	3,55
Pb	36,4	13,5	20,70	Se	11,4	1,7	4,62
Th	18,85	8,61	12,89	Mo	5,31	1,62	2,58
U	3,6	1,52	2,44	Hg	0,29	0,03	0,08
Zr	338	160	246,07	V	165	66	101,07
Hf	8,6	3,8	6,17	Cr	110	40	71,03
Nb	32,1	14	20,77	Ga	32,1	12,1	19,34
Sn	5	2	2,93	Co	3	1,2	1,90
Y	25,6	11,2	19,03	Ni	19,6	4	8,44
Elementos terras raras							
	Concentração (mg/kg)				Concentração (mg/kg)		
	Máximo	Mínimo	Média		Máximo	Mínimo	Média
La	42,4	15,7	30,62	Tb	0,69	0,32	0,55
Ce	88,2	35,9	66,43	Dy	4,73	2,08	3,39
Pr	8,7	3,65	6,50	Ho	0,83	0,37	0,66
Nd	30,8	12,6	23,42	Er	2,42	1,12	1,97
Sm	5,54	2,26	4,14	Tm	0,36	0,13	0,27
Eu	1,2	0,5	0,91	Yb	2,43	1,13	1,87
Gd	4,54	2,14	3,58	Lu	0,37	0,16	0,28

APÊNDICE B – Matriz com o coeficiente de correlação *Spearman* (r).

	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	SiO ₂	TiO ₂	LOI	C	S	As	Cd	Ni	Ba	Ce	Cr	Cs	Dy	Er	Eu	Ga		
Al ₂ O ₃	1																										
CaO	0.14	1																									
Fe ₂ O ₃	0.23	0.11	1																								
K ₂ O	0.61	-0.01	-0.08	1																							
MgO	0.57	0.26	0.2	0.72	1																						
MnO	0.04	-0.03	0.87	-0.14	-0.07	1																					
Na ₂ O	0.08	0.02	0.93	-0.24	-0.15	0.95	1																				
P ₂ O ₅	0.49	-0.01	0.79	0.08	0.09	0.53	0.67	1																			
SO ₃	-0.61	-0.07	-0.4	-0.52	-0.43	-0.25	-0.29	-0.4	1																		
SiO ₂	0.53	0.24	-0.27	0.65	0.55	-0.27	-0.39	-0.31	-0.47	1																	
TiO ₂	0.48	0.14	0.33	0.12	0.04	0.22	0.25	0.4	-0.47	0.37	1																
LOI	-0.6	0.06	0.06	-0.7	-0.47	0.28	0.3	-0.24	0.41	-0.51	-0.47	1															
C	-0.65	0.05	-0.4	-0.45	-0.35	-0.18	-0.2	-0.65	0.5	-0.2	-0.64	0.81	1														
S	-0.65	-0.05	-0.37	-0.55	-0.45	-0.18	-0.24	-0.44	0.95	-0.45	-0.48	0.54	0.58	1													
As	-0.13	-0.01	0.07	-0.5	-0.32	0.08	0.14	0.24	0.56	-0.61	-0.23	0.28	0.07	0.46	1												
Cd	-0.69	-0.24	-0.61	-0.34	-0.32	-0.5	-0.55	-0.6	0.66	-0.31	-0.51	0.23	0.5	0.65	0.13	1											
Ni	-0.43	-0.16	-0.66	-0.32	-0.38	-0.61	-0.54	-0.51	0.44	-0.23	-0.52	0.38	0.63	0.43	0.18	0.72	1										
Ba	-0.47	-0.1	-0.71	0.03	-0.11	-0.47	-0.6	-0.86	0.23	0.27	-0.34	0.18	0.54	0.33	-0.41	0.57	0.52	1									
Ce	0.35	0.04	-0.39	0.16	0.04	-0.43	-0.39	-0.27	-0.1	0.42	0.1	-0.25	0.02	-0.24	-0.08	-0.09	0.18	0.04	1								
Cr	0.16	-0.11	0.05	0.18	-0.12	-0.11	0	0.22	-0.35	0.04	0.41	-0.32	-0.28	-0.39	-0.3	0.01	0.13	-0.09	0.13	1							
Cs	0.46	0.05	0.1	0.88	0.7	0.08	-0.03	0.06	-0.64	0.59	0.12	-0.53	-0.4	-0.63	-0.58	-0.41	-0.44	0.07	0.03	0.18	1						
Dy	0.65	0.04	0.28	0.37	0.3	0.11	0.14	0.34	-0.7	0.4	0.53	-0.45	-0.61	-0.65	-0.4	-0.52	-0.43	-0.23	0.13	0.35	0.39	1					
Er	0.66	-0.08	0.35	0.45	0.32	0.19	0.26	0.49	-0.66	0.24	0.41	-0.44	-0.61	-0.72	-0.23	-0.65	-0.46	-0.4	0.29	0.36	0.47	0.66	1				
Eu	0.49	0.16	-0.07	0.2	0.27	-0.25	-0.14	0.11	-0.27	0.2	0	-0.21	-0.19	-0.35	0.07	-0.26	0.03	-0.33	0.56	0.18	0.16	0.38	0.43	1			
Ga	0.16	0.07	0.36	-0.41	-0.47	0.25	0.38	0.46	-0.1	-0.18	0.65	0.01	-0.24	-0.14	0.29	-0.22	-0.07	-0.47	0.04	0.36	-0.46	0.18	0.07	-0.06	1		
Gd	0.49	-0.04	0.01	0.56	0.35	-0.11	-0.09	0.1	-0.59	0.35	0.01	-0.35	-0.26	-0.62	-0.31	-0.3	-0.05	-0.08	0.32	0.43	0.55	0.48	0.69	0.55	-0.2		
Hf	0.47	-0.19	0.38	0.36	0.22	0.26	0.29	0.52	-0.56	0.24	0.72	-0.66	-0.82	-0.63	-0.2	-0.55	-0.64	-0.43	0.02	0.33	0.38	0.51	0.61	0.13	0.33		
Ho	0.72	-0.05	0.26	0.39	0.33	0.09	0.17	0.43	-0.65	0.34	0.56	-0.53	-0.67	-0.7	-0.11	-0.62	-0.44	-0.46	0.37	0.32	0.42	0.73	0.74	0.67	0.22		
La	0.21	0.07	-0.45	0.07	-0.1	-0.4	-0.38	-0.37	0.02	0.36	0.09	-0.13	0.13	-0.11	0	0.01	0.25	0.13	0.95	0.15	-0.04	0.03	0.17	0.48	0.12		
Lu	0.54	-0.02	0.23	0.37	0.26	-0.01	0.04	0.41	-0.61	0.35	0.61	-0.74	-0.77	-0.72	-0.22	-0.46	-0.49	-0.41	0.29	0.34	0.33	0.63	0.65	0.32	0.29		
Nb	0.5	0.06	0.29	0.2	0.07	0.18	0.22	0.43	-0.51	0.41	0.91	-0.49	-0.6	-0.52	-0.26	-0.57	-0.51	-0.34	0.06	0.34	0.17	0.46	0.36	0.02	0.59		
Nd	0.29	0.02	-0.43	0.06	-0.01	-0.43	-0.37	-0.28	-0.07	0.31	0.03	-0.07	0.16	-0.17	-0.02	-0.04	0.31	0.09	0.91	0.05	-0.06	0.09	0.16	0.56	0.06		
Pr	0.33	0.09	-0.42	0.12	0.05	-0.43	-0.38	-0.3	-0.09	0.38	0.04	-0.17	0.09	-0.21	-0.06	-0.05	0.22	0.08	0.97	0.1	0.01	0.14	0.22	0.58	0.05		
Rb	0.58	0.05	0.05	0.91	0.73	0.01	-0.08	0.13	-0.64	0.59	0.14	-0.57	-0.43	-0.65	-0.54	-0.39	-0.37	0.03	0.09	0.2	0.9	0.45	0.56	0.21	-0.38		
Sm	0.4	0.33	-0.23	0.28	0.33	-0.31	-0.29	-0.19	-0.19	0.38	-0.08	-0.12	-0.02	-0.21	-0.14	-0.11	0.12	0.04	0.58	-0.01	0.24	0.39	0.27	0.73	-0.23		
Sn	-0.1	0.07	0.2	-0.28	-0.38	0.25	0.3	0.17	0.04	-0.09	0.43	0.18	0.1	0.03	0.03	-0.11	-0.03	-0.2	0.08	0.32	-0.29	-0.23	-0.07	-0.22	0.66		
Sr	0.3	-0.07	-0.32	0.73	0.56	-0.28	-0.4	-0.23	-0.31	0.54	-0.27	-0.25	0.06	-0.26	-0.51	0	0.12	0.4	0.04	0.01	0.64	0.14	0.11	0.06	-0.59		
Ta	0.3	0.02	0.27	0.01	-0.07	0.14	0.19	0.34	-0.37	0.26	0.9	-0.43	-0.55	-0.35	-0.28	-0.32	-0.39	-0.19	-0.07	0.4	0	0.41	0.23	-0.2	0.62		
Tb	0.5	-0.01	0.27	0.27	0.32	0.23	0.25	0.32	-0.66	0.16	0.23	-0.26	-0.43	-0.71	-0.09	-0.42	-0.22	-0.33	0.2	0.33	0.41	0.55	0.61	0.54	0.05		
Th	0.33	0.18	0.35	-0.09	-0.18	0.27	0.37	0.43	-0.32	0.04	0.58	-0.1	-0.25	-0.32	-0.08	-0.45	-0.28	-0.36	0.13	0.34	-0.11	0.26	0.19	-0.1	0.65		
Tm	0.4	-0.05	0.13	0.45	0.33	0.01	0.03	0.24	-0.5	0.32	0.39	-0.61	-0.59	-0.62	-0.15	-0.51	-0.52	-0.27	0.23	0.19	0.53	0.38	0.58	0.26	0.03		
U	0.48	0.03	0.32	0	-0.16	0.14	0.26	0.53	-0.41	0.05	0.68	-0.35	-0.5	-0.44	-0.06	-0.33	-0.2	-0.46	0.18	0.5	-0.12	0.46	0.33	0.21	0.77		
V	0.19	0.07	0.42	-0.32	-0.39	0.35	0.46	0.42	-0.25	-0.06	0.79	-0.05	-0.33	-0.24	0.03	-0.3	-0.22	-0.36	0.03	0.41	-0.33	0.36	0.16	-0.06	0.89		
W	-0.15	-0.24	0.25	-0.31	-0.47	0.23	0.3	0.19	-0.07	-0.24	0.31	0.01	-0.12	-0.08	-0.12	0.01	-0.04	-0.08	-0.05	0.32	-0.26	0.11	-0.05	-0.34	0.41		
Y	0.7	-0.12	0.3	0.45	0.23	0.1	0.17	0.54	-0.67	0.33	0.59	-0.6	-0.7	-0.77	-0.11	-0.57	-0.37	-0.49	0.31	0.44	0.4	0.61	0.76	0.4	0.4		
Yb	0.41	-0.32	0.28	0.5	0.24	0.15	0.16	0.38	-0.62	0.24	0.33	-0.55	-0.57	-0.67	-0.34	-0.43	-0.45	-0.29	0.04	0.39	0.52	0.54	0.68	0.19	0.06		
Zr	0.51	-0.12	0.49	0.27	0.09	0.31	0.4	0.67	-0.61	0.16	0.81	-0.55	-0.77	-0.66	-0.18	-0.63	-0.57	-0.49	-0.03	0.43	0.29	0.52	0.63	0.07	0.49		

Continuação

Gd	Hf	Ho	La	Lu	Nb	Nd	Pr	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zr		
																						Al ₂ O ₃	
																							CaO
																							Fe ₂ O ₃
																							K ₂ O
																							MgO
																							MnO
																							Na ₂ O
																							P ₂ O ₅
																							SO ₃
																							SiO ₂
																							TiO ₂
																							LOI
																							C
																							S
																							As
																							Cd
																							Ni
																							Ba
																							Ce
																							Cr
																							Cs
																							Dy
																							Er
																							Eu
																							Ga
																							Gd
																							Hf
																							Ho
																							La
																							Lu
																							Nb
																							Pr
																							Rb
																							Sm
																							Sn
																							Sr
																							Ta
																							Tb
																							Th
																							Tm
																							U
																							V
																							W
																							Y
																							Yb
																							Zr
1																							
0.17	1																						
0.23	-0.05	0.28	1																				
0.31	0.83	0.69	0.19	1																			
-0.02	0.76	0.55	0.02	0.61	1																		
0.29	-0.15	0.33	0.88	0.08	-0.02	1																	
0.32	-0.07	0.34	0.94	0.2	0	0.94	1																
0.66	0.35	0.43	-0.01	0.35	0.15	0.06	0.1	1															
0.42	-0.13	0.45	0.52	0.1	-0.16	0.6	0.62	0.29	1														
-0.28	0.18	-0.1	0.18	0.07	0.42	0.04	0.07	-0.24	-0.36	1													
0.49	-0.18	-0.02	-0.06	-0.1	-0.16	0.1	0.07	0.75	0.26	-0.34	1												
-0.11	0.66	0.37	-0.11	0.5	0.87	-0.1	-0.11	0.05	-0.23	0.45	-0.23	1											
0.67	0.36	0.64	0.12	0.44	0.14	0.2	0.23	0.44	0.36	-0.25	0.12	0.02	1										
-0.05	0.32	0.2	0.11	0.22	0.6	0.05	0.13	-0.1	-0.17	0.46	-0.32	0.52	0.11	1									
0.36	0.76	0.62	0.17	0.75	0.42	0.05	0.18	0.46	-0.01	-0.05	-0.03	0.24	0.43	0.16	1								
0.08	0.51	0.46	0.17	0.57	0.67	0.16	0.2	0.03	0	0.55	-0.24	0.66	0.25	0.58	0.17	1							
-0.21	0.46	0.33	0.08	0.37	0.68	0.03	0.02	-0.27	-0.18	0.59	-0.56	0.74	0.12	0.66	0.09	0.77	1						
-0.34	0.25	-0.05	-0.04	0.22	0.28	-0.13	-0.11	-0.39	-0.37	0.21	-0.47	0.35	-0.01	0.44	0.07	0.32	0.54	1					
0.49	0.76	0.79	0.24	0.83	0.62	0.19	0.25	0.45	0.21	0.17	0.06	0.44	0.55	0.26	0.62	0.61	0.37	0.05	1				
0.47	0.73	0.56	-0.04	0.74	0.44	-0.14	-0.02	0.47	-0.03	-0.02	0.13	0.31	0.39	0.1	0.66	0.33	0.1	0.11	0.75	1			
0.15	0.92	0.68	-0.1	0.75	0.84	-0.13	-0.12	0.29	-0.17	0.28	-0.18	0.75	0.34	0.44	0.62	0.61	0.61	0.33	0.78	0.65			