

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**ANÁLISE DE MINERAIS PESADOS EM DEPÓSITOS FLUVIAIS  
QUATERNÁRIOS DO OESTE AMAZÔNICO E EFEITOS DE VIÉS  
GRANULOMÉTRICO**

**Rafaela Maciel Lopes de Paula**

**(TF - 24/41)**

Monografia apresentada à Comissão de Trabalho de Formatura como parte dos requisitos exigidos para a obtenção do título de Bacharel em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Orientador: Prof. Dr. André Marconato

São Paulo  
2024

## **AGRADECIMENTOS**

Ao longo desses cinco anos de graduação, muitas pessoas cruzaram meu caminho e desempenharam papéis únicos e fundamentais para que eu chegasse até aqui. Por meio de ensinamentos, exemplos de dedicação e perseverança, cada uma delas enriqueceu minha trajetória de maneiras profundas, e talvez até inesperadas.

Minha sincera gratidão ao meu orientador, Prof. Dr. André Marconato, pelo apoio constante, paciência e confiança no meu trabalho ao longo dos últimos dois anos. Sua orientação, ao me proporcionar a liberdade de seguir caminhos próprios e ao oferecer suporte para as diversas propostas que apresentei, foi essencial para meu desenvolvimento como estudante e pesquisadora, especialmente nos momentos mais desafiadores.

Agradeço a todos os professores e funcionários do Instituto de Geociências da USP, que contribuíram para minha formação. Destaco ao Prof. Dr. Renato Paes de Almeida pela ajuda nas análises estatísticas, esclarecendo dúvidas complexas e incentivando meu retorno à programação, o que foi essencial para o desenvolvimento deste trabalho.

Registro meus agradecimentos ao Professor Sérgio Andò pela supervisão e pelas enriquecedoras conversas sobre o mundo dos minerais pesados durante meu intercâmbio na Università degli Studi di Milano-Bicocca. Sou também grata aos estudantes e funcionários que me acolheram e me introduziram ao fascinante campo da espectroscopia Raman.

Aos amigos que, mesmo distantes fisicamente, estiveram presentes com palavras de incentivo e suporte, deixo minha mais profunda gratidão, com destaque para Nathalia e Yasmin, pois, apesar do tempo, nossa amizade permanece inalterada. Agradeço também àqueles que estiveram ao meu lado nos últimos anos, compartilhando essa jornada intensa e tornando a caminhada mais leve e significativa. Com todos os percalços, chegamos juntos até aqui, e faço uma menção especial a Brulee, Isa, Lofi, Epa, João, Ayron, Ovo e Guinho.

Além dos companheiros de geo, não poderia deixar de citar os companheiros de casa. Nesses últimos anos em São Paulo, foram vocês que chamei de família. Destaco aqui o Rian, pela conexão que se estabeleceu entre nós desde os primeiros minutos.

Meu eterno agradecimento ao Tomaz, pelo amor, apoio e compreensão, por me acolher e acreditar em mim, mesmo quando as incertezas pareciam maiores que as certezas.

Agradeço especialmente à minha mãe, Marli. Apesar dos 600 km que nos separam, ela é minha maior fonte de força em todos os desafios. Mesmo quando um oceano nos distanciou, ela permaneceu como meu exemplo de coragem e determinação.

Por fim, agradeço à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio institucional e pelas Bolsas de Iniciação Científica (2023/09643-3),

Estágio de Pesquisa no Exterior (2023/16881-8) e pelo Projeto Temático *Trans Amazon Drilling Project* - TADP (2018/23899-2), que foram fundamentais para a realização deste trabalho.

## RESUMO

A análise de minerais pesados para a determinação de proveniência em sedimentos é tradicionalmente realizada em grãos das frações de areia fina a muito fina, com pouca atenção às frações de silte. Recentemente, no entanto, estudos têm explorado a análise de minerais pesados em frações menores que 64  $\mu\text{m}$ , utilizando técnicas como a espectroscopia Raman, que permite identificar a composição mineralógica em granulometrias de silte. Essa abordagem supera as limitações da microscopia óptica convencional ao possibilitar a identificação de minerais opacos, oferecendo uma caracterização mais precisa dos conjuntos de minerais pesados. Neste contexto, o principal objetivo deste estudo foi analisar as assembleias de minerais pesados dos terraços da Formação Içá e dos terraços modernos circundantes na Amazônia Ocidental, utilizando tanto a fração de areia convencional quanto a fração de silte, para investigar o viés granulométrico entre as concentrações de minerais nas faixas de 15  $\mu\text{m}$  a 500  $\mu\text{m}$ . Por meio da análise de 18 lâminas, abrangendo essa ampla faixa granulométrica (15-500  $\mu\text{m}$ ) e a fração tradicional (63-125  $\mu\text{m}$ ), foram identificadas duas assembleias mineralógicas distintas, por meio da microscopia óptica complementada pela espectroscopia Raman. Ao realizar as análises nas duas frações granulométricas, verificou-se que não há diferenças significativas nas assembleias de minerais pesados em função da granulometria. No entanto, constatou-se uma diferença entre as amostras, onde um grupo apresenta predominância de minerais estáveis, enquanto o outro concentra minerais instáveis. As análises estatísticas indicam que essa separação é resultado da dissolução mineral causada pelo intemperismo. Na hipótese levantada, acredita-se que essa diferenciação seja consequência da perda gradual de minerais instáveis ao longo do tempo, processo corroborado por estudos sobre a classificação das unidades de terraços na depressão amazônica central. Esses estudos indicam que amostras com maior tempo de residência no perfil sedimentar passaram por intemperismo mais intenso, resultando na remoção progressiva de minerais instáveis devido à história evolutiva dos terraços.

**Palavras-chave:** Terra Firme; Amazônia Central; Espectroscopia Raman; Terraços.



## ABSTRACT

The analysis of heavy minerals to determine provenance in sediments is traditionally conducted on grains from the fine to very fine sand fractions, often neglecting the silt fractions. Recently, studies have explored the analysis of heavy minerals in fractions smaller than 64  $\mu\text{m}$ , employing techniques such as Raman spectroscopy, which enables the identification of mineralogical compositions in silt granulometries. This approach addresses the limitations of conventional optical microscopy by enabling the identification of opaque minerals, thereby providing a more accurate characterization of heavy mineral assemblages. In this context, the primary objective of this study was to analyze the heavy mineral assemblages of the Içá Formation terraces and the adjacent modern terraces in Western Amazon. This analysis utilized both the conventional sand fraction and the silt fraction to investigate the granulometric bias in mineral concentrations within the 15  $\mu\text{m}$  to 500  $\mu\text{m}$  range. By examining 18 slides that encompassed this extensive grain size range (15-500  $\mu\text{m}$ ) as well as the conventional fraction (63-125  $\mu\text{m}$ ), two distinct mineralogical assemblages were identified using optical microscopy complemented by Raman spectroscopy. The analysis of the two particle size fractions revealed no significant differences in the mineralogical assemblages based on particle size. However, a notable distinction emerged between the samples: one group exhibited a predominance of stable minerals, while the other concentrated unstable minerals. This mineralogical disparity between the two groups, as indicated by the statistical analyses conducted, suggests that the separation is a consequence of mineral dissolution due to weathering. The proposed hypothesis is that this differentiation results from the gradual loss of unstable minerals over time, a process supported by studies on the classification of terrace units in the central Amazon depression. These studies indicate that samples with a longer residence time in the sedimentary profile have experienced more intense weathering, leading to the progressive removal of unstable minerals due to the evolutionary history of the terraces.

**Keywords:** Terra Firme; Central Amazon; Raman Spectroscopy; Terraces.

## LISTA DE ABREVIATURAS

<b>Amp</b>	anfibólios
<b>And</b>	andaluzita
<b>Ap</b>	apatita
<b>Ep</b>	epidoto
<b>Fi</b>	fibrolita
<b>Grt</b>	granada
<b>Ky</b>	cianita
<b>Mnz</b>	monazita
<b>Ol</b>	olivina
<b>Opq</b>	opacos
<b>Opq FeOx</b>	opacos de óxidos de ferro
<b>Opq TiOx</b>	opacos de óxidos de titânio
<b>Px</b>	piroxênios
<b>Rt</b>	rutilo
<b>St</b>	estauroлита
<b>Tou</b>	turmalina
<b>Trsp TiOx</b>	óxidos de titânio transparentes
<b>Ttn</b>	titanita
<b>Zrn</b>	zircão

**\*\*De acordo com Whitney e Evans, 2010.**

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. METAS E OBJETIVOS.....	2
3. TRABALHOS PRÉVIOS.....	2
3.1 Caracterização da área de estudo.....	2
3.1.1 Bacia do Solimões.....	2
3.1.2 Formação Solimões.....	4
3.1.3 Formação Içá.....	5
3.1.4 Depósitos sedimentares pós Formação Solimões.....	5
3.2 Análise de minerais pesados.....	6
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	8
4.1 Amostragem.....	8
4.2 Separação de minerais pesados.....	10
4.3 Análise em microscópio óptico.....	12
4.4 Análise em espectroscopia Raman.....	13
4.5 Análise estatística.....	14
5. RESULTADOS OBTIDOS.....	16
5.1 Análise petrográfica de minerais pesados.....	16
5.1.1 Grupo 1.....	18
5.1.2 Grupo 2.....	20
5.2 Análise mineralógica com espectroscopia Raman.....	22
5.3 Análise dos dados estatísticos.....	24
6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	33
7. CONCLUSÕES.....	37
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	39
ANEXOS.....	43

## 1. INTRODUÇÃO

Análise de minerais pesados são tradicionalmente executados em arenitos de granulação muito fina (64µm a 125µm) a fina (125µm a 250µm) (Mange e Maurer, 1992). Embora sua aplicação seja bastante popular, permitindo comparação de resultados em diversos estudos de casos - tanto de idades quanto de ambientes sedimentares diferentes - (e.g. Sforcin, 2022; Nascimento Jr *et al.*; 2015; Rosseto, 2013), a seleção da fração cria um viés que exclui, principalmente, frações granulométricas mais finas, menores que 64µm. A razão principal reside na dificuldade de determinação da mineralogia de clastos nesta escala em microscópio óptico convencional.

Desde 2011, contribuições da literatura têm explorado frações finas em estudos de minerais pesados (Andò *et al.*, 2011; Garzanti *et al.*, 2011; Andò e Garzanti, 2014), uma vez que outras técnicas de análise disponíveis passam a se tornar viáveis em comparação à quantificação em microscópio petrográfico. A identificação de assembleias de minerais pesados com o auxílio da Espectroscopia RAMAN se enquadra nesta realidade, permitindo a identificação da composição mineralógica de extratos de minerais pesados em frações granulométricas de silte (5µm~64µm). Adicionalmente, outras insuficiências de contagem em microscópio petrográfico convencional, como a desconsideração de minerais opacos (por exemplo, óxidos e sulfetos), podem ser sanados (Andó e Garzanti, 2014), permitindo uma caracterização mais precisa e assertiva das assembleias de minerais pesados.

Depósitos sedimentares amazônicos, tanto de terraços fluviais em áreas emersas (Terra Firme) quanto de planícies aluvionares alagadiças (Várzeas), têm atraído grande interesse acadêmico, uma vez que o intervalo de tempo abrangido por estes depósitos, desde o Plioceno, coincide com intervalos de grande diversificação da biodiversidade amazônica. Em estudo recente de Pupim *et al.* (2019) foram compilados um volume apreciável de dados geocronológicos de luminescência e de palinologia que adicionaram importante controle geocronológico para uma região chave dos depósitos fluviais amazônicos, no vale do Rio Solimões entre a foz do Rio Içá e do Rio Purus.

Este trabalho buscou estudar o impacto do viés granulométrico na composição mineralógica da assembleia de minerais pesados, com o objetivo de discernir se existem diferenças significativas entre as assembleias minerais de diferentes granulometrias. Para alcançar esse propósito, foram realizadas análises em duas faixas granulométricas distintas: a fração 125-63 µm, estudada na maioria dos casos, e uma faixa mais ampla, variando de 500 a 15 µm, abrangendo desde areia média até silte médio. Além disso, o trabalho buscou identificar as assembleias de minerais pesados e avaliar a influência do intemperismo sobre

elas, por meio da análise morfológica dos grãos, com ênfase nas características de arredondamento e corrosão.

Este estudo propõe uma abordagem inovadora na análise de minerais pesados em depósitos fluviais amazônicos. Ao explorar frações finas e empregar técnicas avançadas como Espectrometria RAMAN, amplia-se o escopo da análise mineralógica, permitindo uma caracterização mais precisa das assembleias de minerais pesados. Além disso, ao investigar o viés granulométrico na composição mineralógica, busca-se preencher uma lacuna na literatura, fornecendo informações sobre a influência da granulometria na composição dos sedimentos. Essas abordagens têm o potencial de contribuir significativamente para a compreensão da formação dos depósitos fluviais amazônicos, avançando assim o conhecimento no campo da geologia e da geomorfologia da Amazônia.

## **2. METAS E OBJETIVOS**

O principal objetivo deste projeto é estudar as assembleias de minerais pesados da Formação Içá e dos terraços modernos, no oeste amazônico, e verificar o viés granulométrico entre as concentrações do range 15µm a 500µm. Os objetivos específicos são esses:

- Obter dados de minerais pesados na fração 500 a 15 µm;
- Quantificação dos dados e comparação entre diferentes frações granulométricas;
- Determinar a influência do intemperismo nas assembleias de minerais pesados;
- Integração de dados de contagem de minerais pesados com dados geocronológicos.

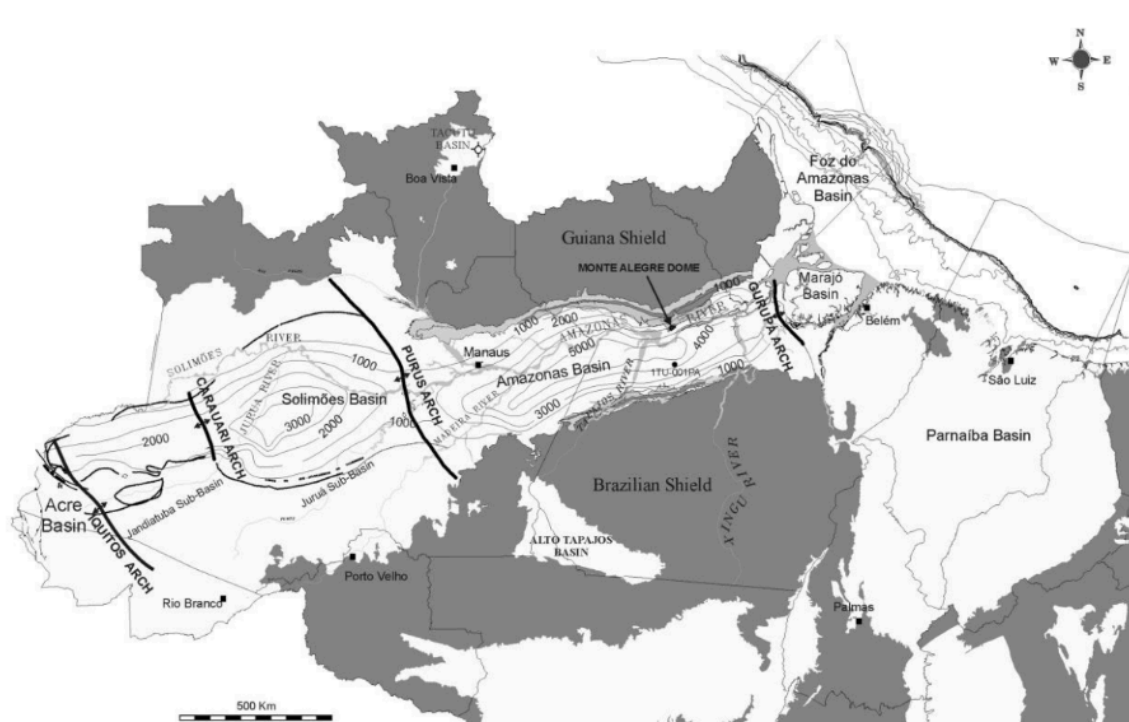
## **3. TRABALHOS PRÉVIOS**

### **3.1 Caracterização da área de estudo**

#### **3.1.1 *Bacia do Solimões***

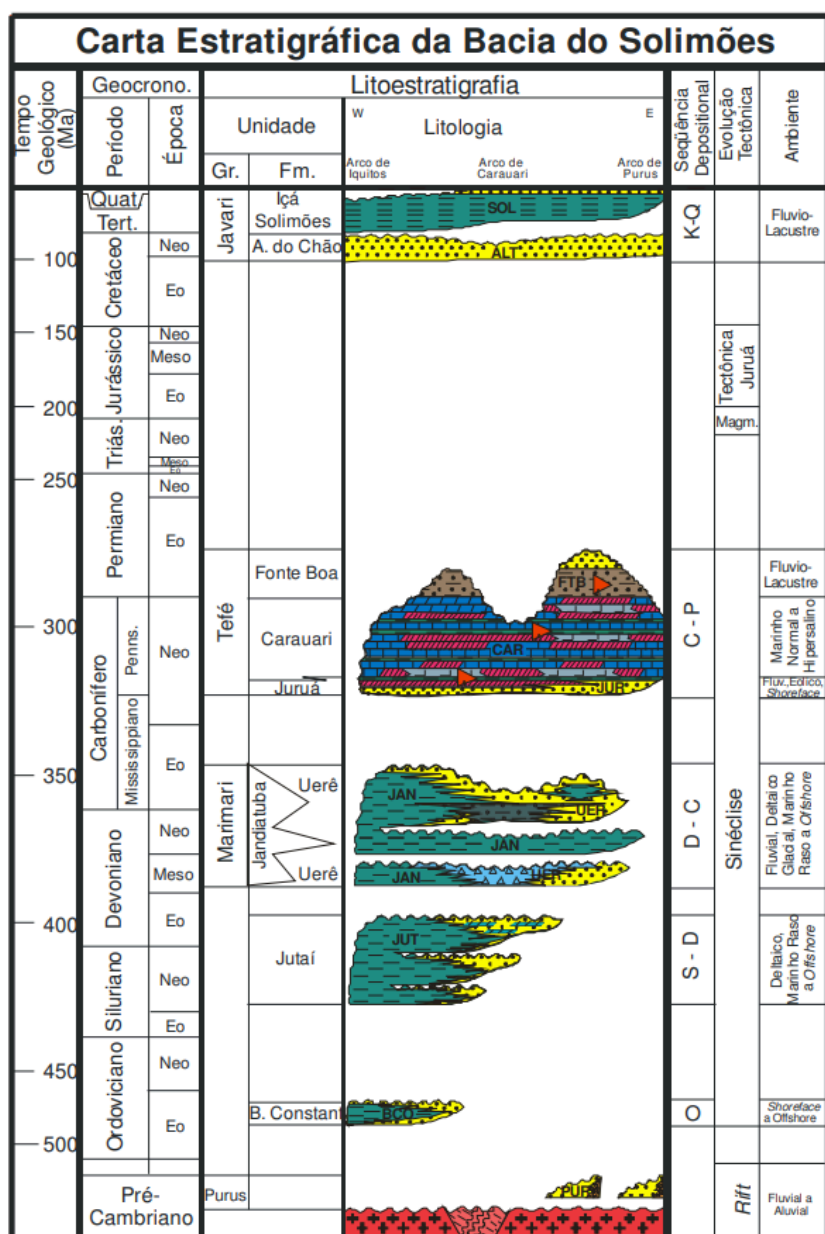
A área de estudo está situada no oeste da Amazônia, entre as desembocaduras dos rios Içá e Purus, dentro da bacia do Solimões. Essa bacia intracratônica de idade paleozoica abrange cerca de 480.000 km<sup>2</sup> e possui uma orientação predominante na direção leste-oeste (Figura 1). Suas delimitações incluem o Arco de Purus a leste, que a separa da bacia do Amazonas; o Arco de Iquitos a oeste, marcando a divisa com a bacia do Acre; o Escudo das Guianas ao norte; e o Escudo Brasileiro ao sul (Wanderley-Filho *et al.*, 2007). Uma elevação estrutural denominada Arco de Carauari, com orientação norte-sul, influenciou significativamente a deposição de sedimentos na bacia durante o Paleozoico,

resultando na subdivisão da bacia do Solimões em duas sub-bacias: Juruá, localizada a leste, e Jandiatuba, a oeste (Wanderley-Filho *et al.*, 2009).



**Figura 1.** Bacias da região amazônica, com a Bacia Solimões localizada entre a Bacia do Amazonas e a Bacia do Acre. Extraído de Wanderley-filho *et al.*, 2009.

A evolução geológica da região foi influenciada por sucessivos episódios de avanço e recuo do mar, associados às mudanças eustáticas no nível dos oceanos e ao soerguimento andino ocorrido na porção nordeste durante o Cenozoico (Hoorn *et al.*, 1995). Com o aumento gradual do espaço disponível para a sedimentação, mais de 4000m de material siliciclástico e terrígeno foram depositados, abrangendo os grupos Purus, Marimari, Tefé e Javari (Cunha *et al.*, 1994; Eiras *et al.*, 1994) (Figura 2). As unidades pertencentes a esse último grupo são visíveis na área de estudo e incluem as formações Solimões e Içá, além dos sedimentos pós Formação Solimões (Maia *et al.*, 1977; Rossetti *et al.*, 2005).



**Figura 2.** Carta Estratigráfica da Bacia do Solimões. Modificado de Eiras *et al.*, 1994.

### 3.1.2 Formação Solimões

A Formação Solimões apresenta arenitos finos a grossos no topo, com texturas subangulares a subarredondadas, intercalados por camadas de lamito branco avermelhado de espessura centimétrica a métrica (Maia *et al.*, 1977). Na base, encontram-se camadas de argila cinza esverdeada, compacta e rica em fósseis vegetais, como folhas e troncos, além de dentes e escamas de peixe, e marcas de raízes, indicando atividade bioturbadora (Cunha *et al.*, 1994). Nogueira *et al.* (2003) descrevem a presença de estratificação inclinada heterolítica, brechas intraformacionais e camadas *wave-flaser-linsen* nesta unidade. Embora essas características, junto a presença de dinoflagelados (Arai *et al.*, 2003), confirmem a

influência marinha na parte ocidental da bacia Solimões, a ação dos processos de maré ainda não é compreendida (Silveira, 2005).

Com base no conteúdo fossilífero de vertebrados, moluscos, ostracodes e palinórfos, alguns pesquisadores datam essa formação do Mioceno Médio, do Mioceno Superior ao Plioceno (Latrubesse *et al.*, 1994) e do Mioceno Médio ao Superior (Hoorn, 1993, 1994). Estudos mais recentes, utilizando a biozona de pólen *Echitricolporites spinosus*, situam essa unidade no Mioceno Superior (Silveira, 2005).

### **3.1.3 Formação Içá**

A Formação Içá foi originalmente caracterizada por Maia *et al.* (1977) como uma sequência sedimentar de origem continental, formada em ambiente fluvial. Esta formação sobrepõe-se à Formação Solimões e é composta por camadas de areia fracamente consolidadas, intercaladas com lentes de silte e argila, organizadas em sucessões granodecrescentes. Essas sucessões apresentam feições sedimentares, como estratificações cruzadas e marcas onduladas (Horbe *et al.*, 2013). Segundo Almeida *et al.* (2016), a presença de estratificação cruzada, tanto acanalada quanto tabular, associada a camadas métricas com estratificação cruzada, evidencia o registro de dunas barcanóides em depósitos de canais profundos.

Latrubesse *et al.* (1994) e Rossetti *et al.* (2005) sugerem uma idade Plio-Pleistocênica para essa formação, devido à discordância que ela apresenta sobreposta às rochas da Formação Solimões.

### **3.1.4 Depósitos sedimentares pós Formação Solimões**

A planície do Rio Solimões-Amazonas está constantemente sujeita à dinâmica fluvial, com processos de erosão e sedimentação em constante evolução. Durante as cheias, esses processos podem transbordar e inundar vastas áreas da planície, formando regiões alagadas temporárias conhecidas como Várzeas, que posteriormente emergem como áreas de Terra Firme. Essas mudanças na paisagem têm implicações significativas para a compreensão da composição da biota amazônica (e.g., Ribas *et al.*, 2012; Pupim *et al.*, 2019; Bicudo *et al.*, 2019). Os depósitos do Plio-Pleistoceno, identificados como Formação Içá (Horbe *et al.*, 2013; Nogueira *et al.*, 2013; Rossetti *et al.*, 2015), e outros depósitos sedimentares posteriores à Formação Solimões (mais recentes e sobrepostos à Formação Solimões) são elementos cruciais para compreender essa dinâmica. Essas acumulações representam depósitos sedimentares topograficamente mais elevados em relação aos atuais substratos da Terra Firme.



O estudo dos depósitos sedimentares posteriores à Formação Solimões, especialmente aqueles de origem quaternária, ganhou destaque nos últimos anos como uma abordagem para compreender a origem e distribuição da biodiversidade na região, correlacionando a evolução da paisagem com mudanças climáticas, tectônicas e na biota (Rossetti *et al.*, 2005; Rossetti *et al.*, 2014; Pupim *et al.*, 2019).

Em termos gerais, esses depósitos são descritos como tendo uma base de lama intercalada com camadas de areia laminada e estratificação cruzada. À medida que avançamos na estratigrafia, as proporções se alteram, com um aumento nas camadas arenosas, indicando uma sucessão sedimentar caracterizada por um aumento geral na espessura das camadas litológicas. Pupim *et al.* (2019) interpretam a formação dos terraços nessa região como resultado da agregação de barras fluviais e planícies de inundação, ocorrida entre 250 e 45 mil anos atrás, seguida por um período de incisão dos vales mais recentes, em dois episódios, um entre 45 e 35 mil anos atrás e outro que formou os vales do Holoceno e os terraços mais altos. Ao reunir dados de outros estudos, Pupim *et al.* (2019) concluíram que esse processo ocorreu em grande parte da região amazônica, embora em períodos distintos, resultando em uma variedade de terraços com diversas idades.

### **3.2 Análise de minerais pesados**

A análise de minerais pesados é uma abordagem clássica e amplamente utilizada para investigar a origem de sedimentos arenosos, proporcionando entendimentos valiosos em estudos de proveniência sedimentar (Mange e Maurer, 1992; Morton e Hallsworth, 1994). Esses estudos não se limitam a ser uma ferramenta essencial para correlações estratigráficas; eles também oferecem *insights* importantes sobre as condições ambientais durante a deposição e os processos de diagênese (e.g., Mange e Maurer, 1992; Morton e Hallsworth, 1994, 1999; James *et al.*, 2018; Franco, 2023). Além disso, têm ampla aplicabilidade em outras áreas, como a reconstituição da proveniência sedimentar de arenitos do Cretáceo (Von Eynatten e Gaupp, 1999) e a análise de paleodrenagem e reconstruções paleoclimáticas (Weltje e Von Eynatten, 2004). Essa utilização ampla em estudos de proveniência se deve ao fato de que minerais pesados são suscetíveis a variações nas assembleias mineralógicas em bacias sedimentares quando ocorre uma mudança de área de origem, o que provoca alterações na frequência dos minerais presentes (Alvàn *et al.*, 2015).

A composição dos minerais pesados no sedimento é influenciada por uma variedade de fatores, incluindo as características das rochas fonte, o tipo de intemperismo e a seleção hidráulica durante o transporte (Andò *et al.*, 2012). Compreender como esses processos afetam a composição mineralógica dos sedimentos é essencial para avaliar adequadamente

a proveniência sedimentar. Dessa forma, esses estudos permitem uma compreensão mais profunda das mudanças nos depósitos, seja pela variação da área fonte, pelas transformações ao longo do tempo de deposição ou pelos efeitos do intemperismo nos sedimentos.

O intemperismo desempenha um papel crucial na análise da proveniência sedimentar, promovendo a dissolução de minerais durante o transporte e a diagênese, com ênfase na corrosão química em detrimento da abrasão mecânica (Garzanti *et al.*, 2011; Garzanti *et al.*, 2013; Feil, 2024). Minerais máficos sofrem desgaste rapidamente, enquanto minerais mais estáveis, como o zircão e a turmalina, tendem a se concentrar (Weltje e Von Eynatten, 2004). Outros mecanismos, como a dissolução seletiva e a separação hidráulica, também alteram a composição mineral, favorecendo a concentração dos minerais mais duráveis (Garzanti *et al.*, 2011; Garzanti *et al.*, 2013). Em regiões como os Andes, o longo período de deposição amplifica a corrosão, resultando em uma diferenciação na assembleia mineral dos depósitos em relação à rocha original (Sawakuchi *et al.*, 2018).

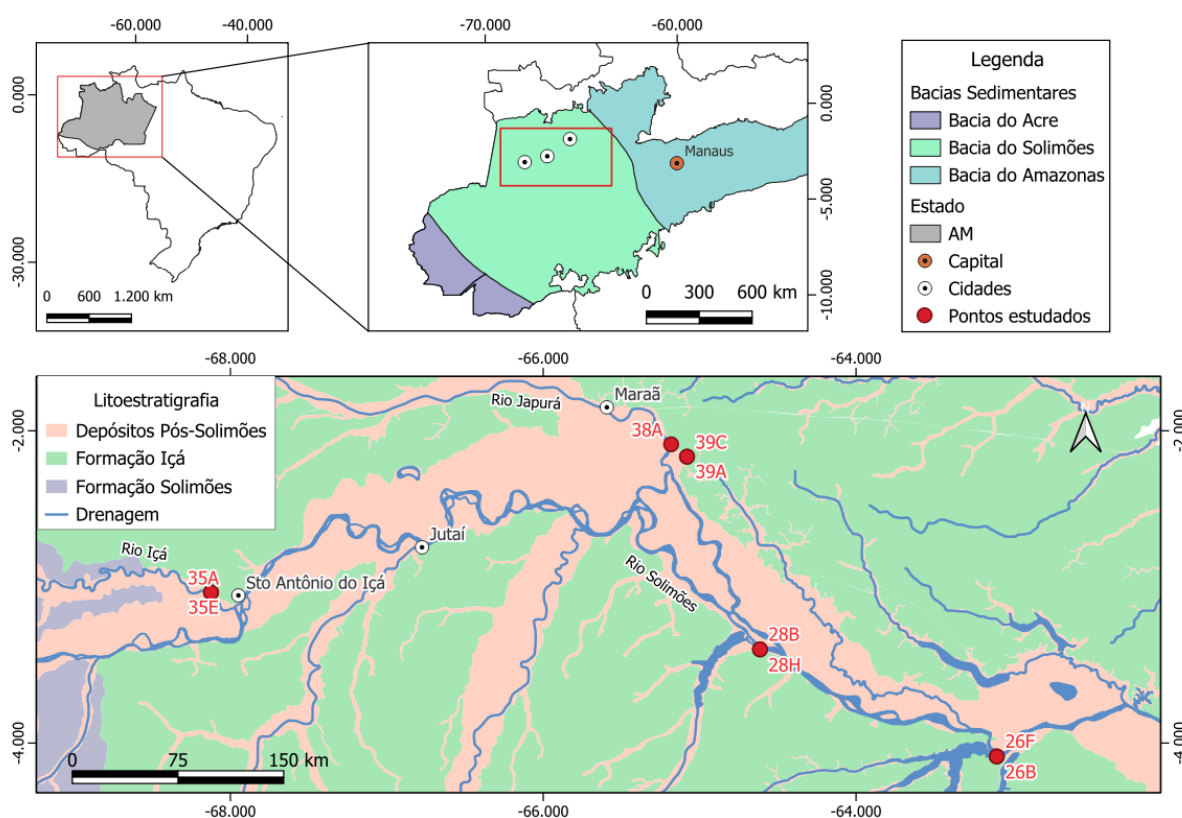
Embora a análise convencional de minerais pesados ao microscópio forneça uma ampla gama de informações sobre a geologia da área de origem e processos sedimentares, ela apresenta algumas limitações na identificação de partículas detríticas, especialmente minerais opacos e alterados pelo intemperismo (Andò e Garzanti, 2014). Para superar essas restrições, a espectroscopia Raman emerge como uma ferramenta valiosa, permitindo a determinação rápida e precisa de minerais pesados, mesmo em amostras de granulação fina como lamias argilosas (Villanueva *et al.*, 2008; Andò *et al.*, 2011; Garzanti *et al.*, 2011). Esse avanço tecnológico não apenas complementa a análise convencional, mas também abre novas fronteiras nos estudos de proveniência, possibilitando uma análise mineralógica quantitativa mais detalhada dos sedimentos, inclusive em ambientes de transporte complexos, como rios e turbiditos distais.

Estudos sobre assembleias de minerais pesados no Oeste Amazônico são escassos (Rosseto, 2013; Nascimento Jr. *et al.*, 2015) e apontam para áreas fonte de origem diversas, como rochas andinas e regiões cratônicas. Em relação à proveniência de sedimentos da Formação Içá, Motta (2008) e Horbe *et al.* (2013) a classificaram em duas partes distintas, com base em sua composição mineralógica, definida pela presença de minerais pesados. Na parte inferior, destacam-se minerais considerados estáveis e de maturidade intermediária, como sillimanita e andaluzita. Já a parte superior é caracterizada principalmente pela abundância de minerais ultraestáveis e extremamente maturados, como o zircão.

Os sedimentos presentes no leito dos rios ativos erodem os sedimentos da Formação Içá e outros terraços mais jovens, depositando-os na forma de novas ilhas, barras

e cordões de acreção. A proveniência desses sedimentos inconsolidados coletados dos leitos dos rios Solimões, Amazonas e alguns de seus tributários aponta as fontes andinas como as maiores contribuintes, seguidas pelo Escudo Amazônico, pelo Planalto Brasileiro e pelos sedimentos da Formação Içá e de outros terraços recentes erodidos nas margens dos rios (Landim *et al.*, 1983; Mapes, 2009; Guyot *et al.*, 2007; Motta, 2008; Stern, 2019). Segundo Sawakuchi *et al.* (2018), os terraços quaternários dos rios Japurá e Solimões têm sedimentos provenientes principalmente de fontes andinas.

Dessa forma, a análise de minerais pesados nesta região (Figura 3) é essencial para recompor a evolução sedimentar, e garantir uma melhor precisão na composição dos depósitos estudados. A disponibilidade de novas técnicas, como a espectroscopia Raman, promete impulsionar significativamente esses estudos, permitindo uma análise mais precisa e eficiente da mineralogia dos sedimentos.



**Figura 3.** Mapa de localização da área de estudo. Base cartográfica para elaboração do mapa retirada da SGB-CPRM 2024 e IBGE 2024.

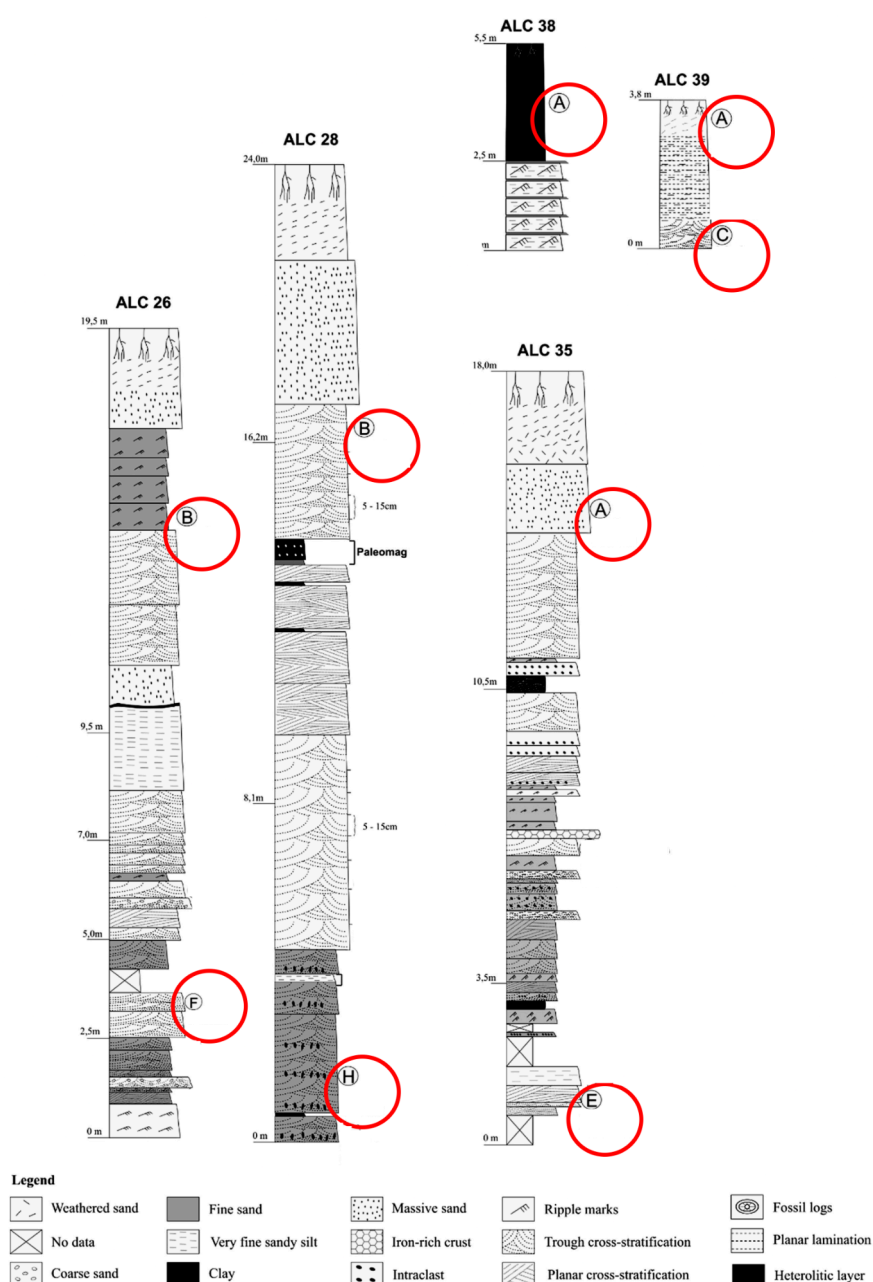
## 4. MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1 Amostragem

As amostras para este trabalho derivam da pesquisa realizada por Pupim *et al.* (2019), onde foram gerados vinte e cinco perfis sedimentares - com espessura de 4 a 24 m -

nas margens dos rios Solimões, Içá e Japurá. Sete perfis de sedimentos (ALC 26, 28, 33, 34, 35, 36 e 39) representam o nível do terraço superior correspondente à Formação Içá, e três perfis de sedimentos relacionados à planície de inundação moderna (ALC 23, 24 e 38), em que foram amostrados sedimentos para datação por luminescência opticamente estimulada (LOE).

Foram selecionadas 9 amostras para a análise dos perfis. Essas amostras abrangem sedimentos desde a base até o topo dos perfis, conforme ilustrado na Figura 4. Elas exibem uma diversidade granulométrica que se estende desde partículas argilosas até areia grossa.



**Figura 4.** Perfis sedimentares representantes com descrição das fácies sedimentares. Amostras selecionadas em vermelho para o estudo. Reproduzido e modificado de Pupim *et al.*, 2019.

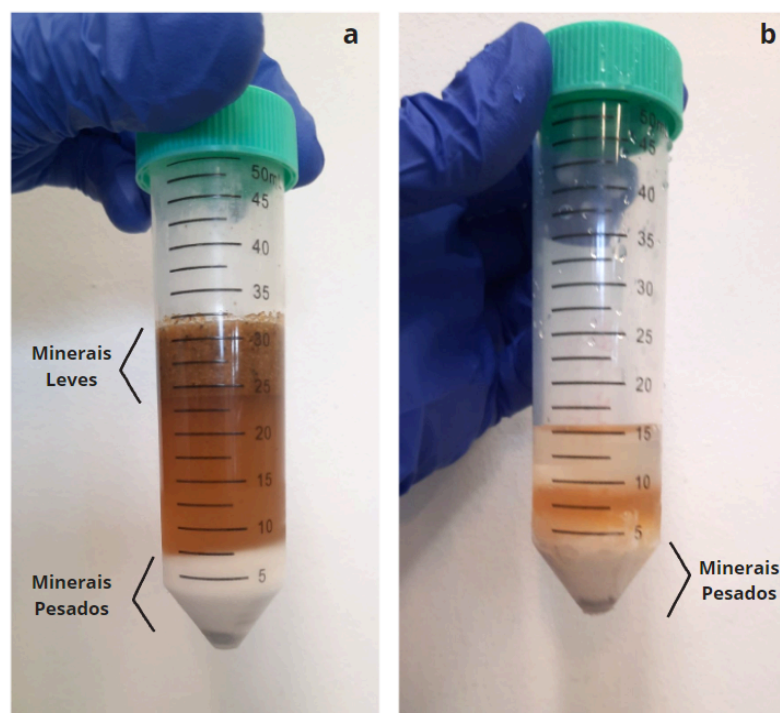
## 4.2 Separação de minerais pesados

Inicialmente, as amostras foram submetidas a peneiração por via úmida para separar a areia em dois intervalos de tamanho: areia muito fina (125-63  $\mu\text{m}$ ) e areia média até silte médio (500-15  $\mu\text{m}$ ). Foram utilizadas peneiras de aço para o primeiro intervalo de peneiramento (Figura 5a e b), enquanto as peneiras de tecido de náilon, feitas à mão e fixadas em anéis de PVC ou plexiglass de 8 cm de diâmetro, foram empregadas para as partículas de 15  $\mu\text{m}$  presentes no segundo intervalo (Figura 5c), seguindo o método descrito por Andò (2020).



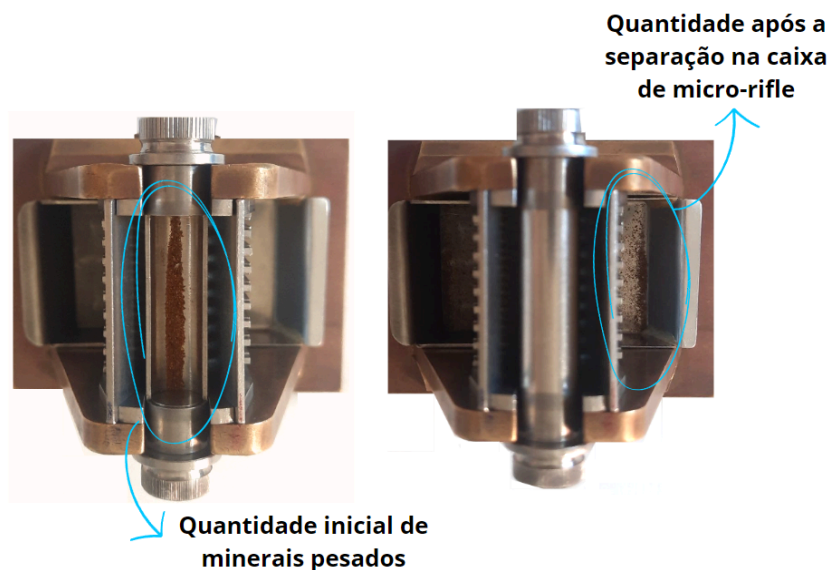
**Figura 5.** (a) Início do processo de peneiramento por via úmida. (b) Recuperação do material menor que 500  $\mu\text{m}$  em um béquer. (c) Peneiramento do material em uma peneira de 15  $\mu\text{m}$ .

Além disso, foi realizada uma separação gravimétrica usando politungstato de sódio, um líquido sintético denso com densidade de 2,90 g/cm<sup>3</sup>. Esse método isola os minerais pesados, que se depositam devido à sua maior densidade, enquanto os mais leves permanecem em suspensão. A separação é feita em uma centrífuga a 3.000 rotações por minuto durante 3 minutos (Andò, 2020). Após a separação gravimétrica das amostras nos tubos, elas são parcialmente congeladas em nitrogênio líquido a -196 °C para evitar que os minerais pesados e leves se misturem (Figura 6a). Os minerais leves são inicialmente recuperados em filtros de papel, enquanto a parte inferior do tubo é descongelada com água deionizada (Figura 6b), permitindo que a fração de minerais pesados seja recuperada em outro filtro.



**Figura 6. (a)** Amostra após a separação por centrifugação e congelamento para separar os minerais leves e pesados. **(b)** Amostra após a recuperação dos minerais leves, com a adição de água deionizada para descongelar e recuperar os minerais pesados.

Em seguida, ambas as frações são lavadas com água destilada para eliminar resíduos do líquido denso e, posteriormente, secas em estufa por 24 horas (Andò, 2020). Após a secagem, os minerais pesados são quarteados utilizando uma caixa de micro-riffle (Figura 7), que permite uma melhor separação da quantidade necessária para a montagem das lâminas. Essa etapa é essencial, pois não é possível utilizar todos os minerais pesados para a confecção das lâminas. O uso do micro-quarteador possibilita a redução e seleção adequada dos minerais, ajustando a quantidade ao tamanho da lâmina. Após o fracionamento, os minerais selecionados são distribuídos sobre lâminas de vidro e fixados com resina de bálsamo do Canadá (índice de refração = 1,54) a uma temperatura de 130 °C, preparando as lâminas para análise.



**Figura 7.** Caixa de micro-rifle vista de cima com a separação inicial de um concentrado mineral pesado. O processo é repetido até que seja atingida uma quantidade reduzida, adequada para a preparação das lâminas.

### 4.3 Análise em microscópio óptico

O principal método utilizado para analisar minerais pesados em um microscópio óptico segue as técnicas descritas por Ingersoll *et al.* (1984), conhecidas como contagem de pontos. Nesse método, os pontos são contados em uma grade colocada sobre uma montagem de grãos da amostra, sendo que cada ponto é atribuído a um mineral ou fragmento lítico específico. Além disso, para algumas lâminas, foi empregado o método de área, no qual todos os grãos são contados apenas em áreas representativas específicas da lâmina. A abordagem utilizada baseia-se na quantificação dos minerais pesados transparentes, contabilizando um total de 200 grãos por lâmina, com foco nos grãos não opacos e não micáceos. Paralelamente, realiza-se a contagem dos grãos opacos durante o mesmo processo. Esse método segue uma lógica específica: inicialmente, todos os grãos opacos encontrados são contados simultaneamente aos translúcidos. No entanto, assim que a contagem atinge 100 grãos translúcidos, a contagem de opacos é interrompida, e o foco passa exclusivamente a completar os 200 grãos transparentes restantes. Como resultado, obtêm-se dois valores finais para cada amostra: 200 grãos translúcidos e uma quantidade variável de grãos opacos, correspondente ao número registrado até atingir os primeiros 100 grãos transparentes. Esse método proporciona uma análise mais detalhada e representativa, permitindo avaliar tanto a composição dos minerais transparentes quanto a proporção relativa de grãos opacos encontrados durante a contagem.

Além disso, foi realizada uma análise morfológica dos grãos, com ênfase na identificação de características de corrosão e arredondamento, conforme as tabelas de Andò *et al.* (2012), a fim de avaliar a influência do intemperismo nos conjuntos de minerais

pesados investigados. Também foi efetuada uma classificação dos minerais quanto à sua estabilidade, utilizando os critérios propostos por Pettijohn *et al.* (1973) (Tabela 1) para verificar a quantidade de minerais estáveis e instáveis nas assembleias das amostras estudadas.

**Tabela 1:** Estabilidade de determinados minerais pesados detríticos. Modificado de Pettijohn *et al.*, 1973.

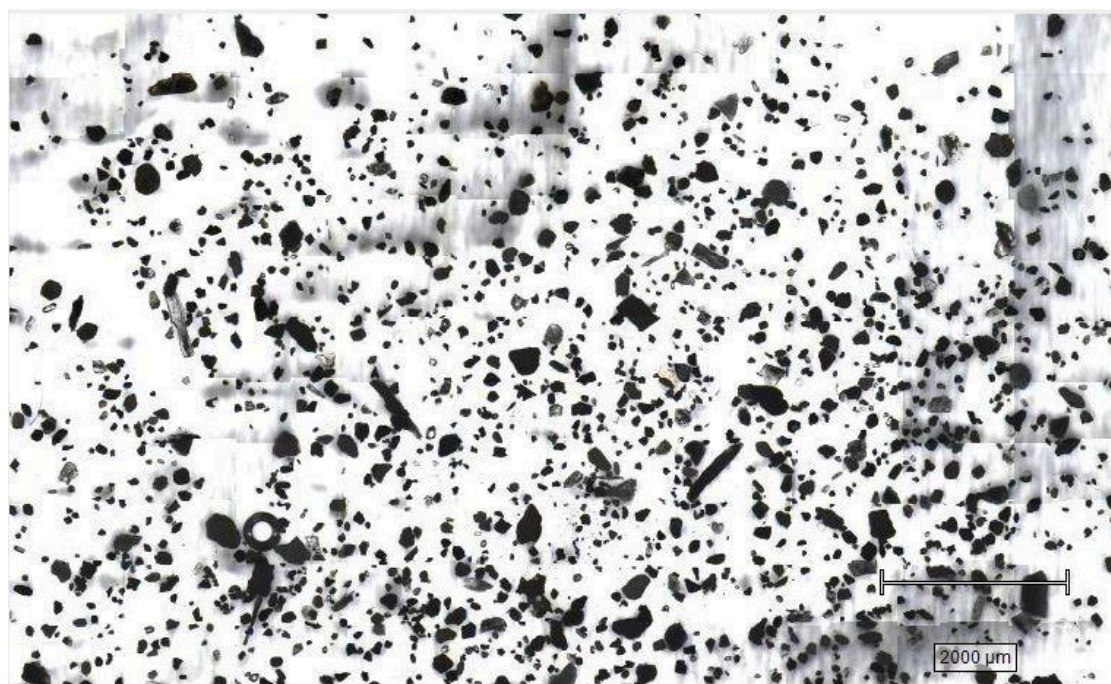
<b>Estabilidade</b>	<b>Minerais pesados</b>
Muito instável	Olivina
Instáveis	Hornblenda Actinolita Augita Diopsídio Hiperstênio Andaluzita
Moderadamente estáveis	Epidoto Cianita Granada (rica em Fe) Silimanita Titanita Zoisita
Estáveis	Apatita Granada (pobre em Fe) Estauroлита Monazita Biotita Ilmenita Magnetita
Ultraestáveis	Zircão Turmalina Rutilo Anatásio

#### 4.4 Análise em espectroscopia Raman

Após a preparação das lâminas, foi utilizado o microscópio Raman confocal inVia para gerar mapas detalhados dos conjuntos de grãos, facilitando o processo de contagem (Figura 8). Além disso, o mesmo equipamento foi empregado para identificar minerais que não eram detectáveis no microscópio óptico. Para isso, utilizou-se um laser verde com comprimento de onda de 532 nm, tempo de exposição de 1 segundo, potência ajustada a 10% e acumulações variando entre 10 e 30%. Os picos característicos foram observados em  $1651\text{ cm}^{-1}$  na região de baixa frequência e  $3102\text{ cm}^{-1}$  na região de alta frequência.



É importante ressaltar que a técnica de Espectroscopia Raman foi aplicada como um complemento à contagem realizada no microscópio óptico. Dessa forma, os minerais cuja identificação não era possível por meio de características ópticas eram analisados com o auxílio do Raman. Em seguida, o processo de contagem no microscópio óptico era retomado, incorporando as novas identificações obtidas.



**Figura 8.** Mapa de uma das amostras estudadas, utilizado para marcar os minerais identificados e os minerais incertos que necessitavam de verificação por espectroscopia Raman.

#### 4.5 Análise estatística

Após a contagem dos grãos, os dados de composição mineral foram analisados estatisticamente utilizando o Python, com o objetivo de permitir a análise multivariada dos dados. A primeira etapa do processamento estatístico consistiu na substituição dos zeros provenientes da contagem (Anexo II) por valores estatisticamente indistinguíveis de zero, ou seja, valores inferiores à precisão dos dados gerados. Isso foi feito para evitar distorções nas análises posteriores, como a aplicação da análise de componentes principais (PCA), que visa identificar padrões e relações entre as variáveis composicionais. A PCA ajuda a reduzir a dimensionalidade dos dados, concentrando-se nas principais direções de variação e facilitando a interpretação dos resultados (Vermeesch *et al.*, 2016; Vermeesch, 2019).

É importante ressaltar que, embora os minerais tenham sido contados separadamente, alguns foram agrupados para facilitar a análise estatística, com base em

afinidades mineralógicas. Nem todos os minerais foram reunidos, apenas aqueles cujas características justificaram o agrupamento. Os grupos definidos são:

- Óxidos de titânio transparentes: inclui titanita, anatásio e brookita;
- Anfibólios: abrange diversas variedades de hornblenda, além de oxi-hornblenda, actinolita, tremolita e outros anfibólios;
- Epidoto: reúne epidoto e clinozoisita;
- Turmalina: compreende dravita e schorlita;
- Piroxênios: inclui augita, enstatita e hiperstênio;
- Outros minerais: engloba minerais diversos e xenotima.

Em seguida, foi aplicada a transformação log ratio, proposta por Aitchison (1986), que é uma técnica essencial para lidar com dados composicionais. Dados composicionais possuem a restrição de soma constante, ou seja, as proporções dos minerais somam sempre 100%. Esse tipo de dado apresenta dependência entre as variáveis, o que pode prejudicar a análise multivariada. A transformação log ratio visa remover essa restrição, permitindo que os dados variem de forma independente uns dos outros. A transformação log ratio pode ser expressa pela seguinte equação:

$$y_i = \log\left(\frac{x_i}{x_d}\right) \quad \text{Equação 1}$$

Nessa equação,  $y_i$  representa o valor transformado da variável  $x_i$ , enquanto  $x_i$  é o valor original da  $i$ -ésima variável composicional. O termo  $x_d$  é o denominador, que pode ser um componente específico ou uma combinação de componentes, escolhido para servir como referência na transformação. Ao dividir cada variável pela referência e aplicar o logaritmo, as dependências entre as variáveis são removidas, possibilitando uma análise independente. Por fim, foi aplicada a transformação log ratio centrada, que envolve a utilização de logaritmos das razões entre as proporções dos componentes e a média geométrica de todas as proporções. Esse procedimento ajusta os dados para que a restrição de soma constante seja removida, permitindo que cada componente composicional seja analisado de forma independente. Ao eliminar essa restrição, a transformação log ratio centrada facilita a análise estatística dos dados, como a PCA, proporcionando resultados mais precisos e permitindo uma identificação mais clara das variações nos conjuntos minerais.

Além disso, como parte da análise mineralógica, foram calculados índices de minerais pesados, que são ferramentas fundamentais na geologia e na sedimentologia. Esses índices são utilizados para estudar a proveniência, o transporte e a diagenese de sedimentos. Um desses índices é o Índice de Concentração de Minerais Pesados Transparentes (tHMC) — Transparent Heavy Mineral Concentration index —, que define a abundância de minerais pesados (grãos transparentes, coloridos com densidade superior a 2,90 g/cm<sup>3</sup>) presentes nos sedimentos (Garzanti e Andò, 2007). O cálculo desse índice foi realizado da seguinte forma:

$$tHMC = \frac{Phm}{Pt}$$

**Equação 2**

onde *Phm* é o peso total dos grãos com densidade superior a 2,9 g/cm<sup>3</sup>, correspondendo ao peso dos minerais pesados, *Pt* é o peso total da fração do sedimento estudada, antes da separação gravimétrica utilizando líquido denso.

Outro índice utilizado é o ZTR, que é calculado com base na proporção dos minerais ultraestáveis — zircão, turmalina e rutilo — sobre a soma dos minerais pesados. Este índice fornece uma medida do grau de maturidade mineralógica do sedimento (Hubert, 1962). Arenitos com altos valores de ZTR indicam fontes que incluem terrenos reciclados, como sedimentos siliciclásticos ou metassedimentos de baixo grau de metamorfismo. Por outro lado, arenitos com baixos valores de ZTR estão associados a sedimentos de primeiro ciclo (Remus *et al.*, 2008). O cálculo do índice ZTR pode ser feito a seguir, conforme a equação:

$$ZTR = \frac{\text{Zircão} + \text{Turmalina} + \text{Rutilo}}{\text{Soma de todos os minerais pesados}}$$

**Equação 3**

Por fim, foi utilizado o índice RuZi, proposto por Morton e Hallsworth (1999), que considera minerais com propriedades químicas e físicas semelhantes, como zircão e rutilo. Esses minerais, classificados como pesados reais devido às suas densidades semelhantes, apresentam menor suscetibilidade a alterações causadas pelo transporte sedimentar e por processos pós-deposicionais. O índice será calculado pela seguinte equação:

$$RuZi = \frac{\text{Rutilo}}{\text{Zircão} + \text{Rutilo}}$$

**Equação 4**

## 5. RESULTADOS OBTIDOS

### 5.1 Análise petrográfica de minerais pesados

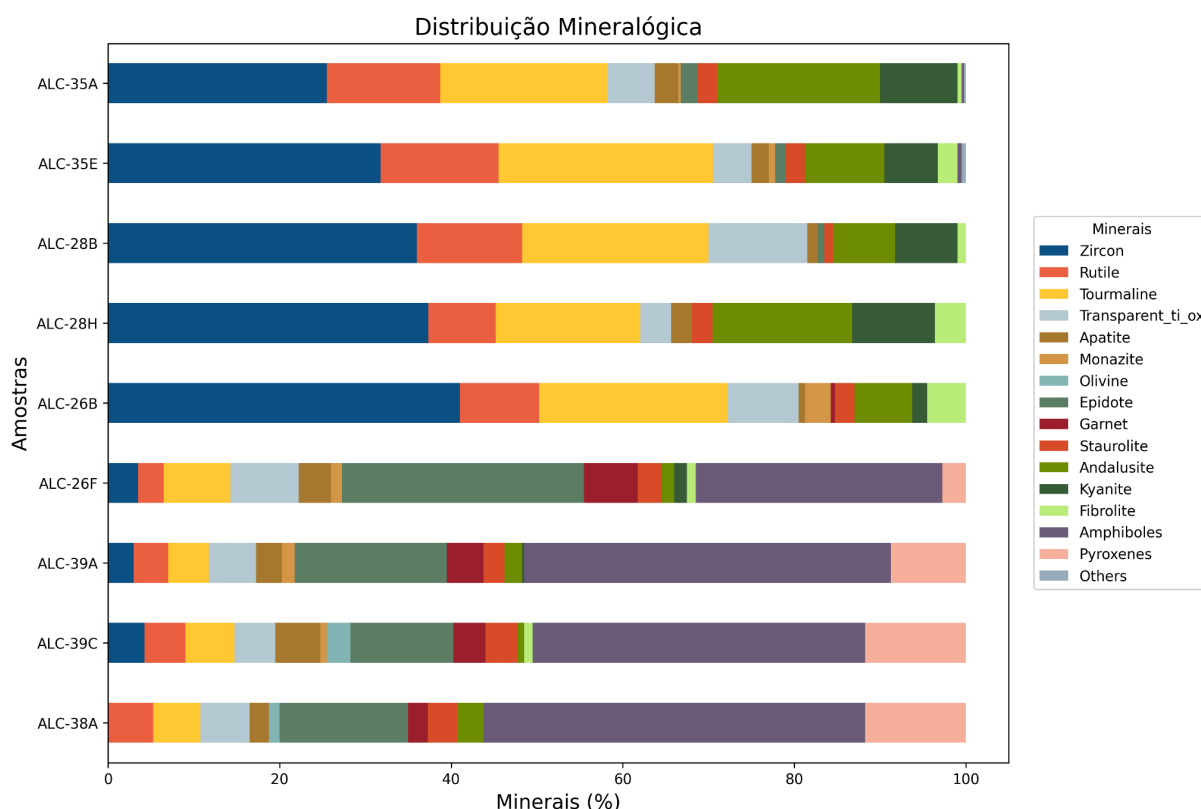
Após a análise das dezoito lâminas, sendo nove de cada fração granulométrica (15-500 µm e 63-125 µm), realizadas por microscopia óptica, constatou-se que ambas as

frações apresentam as mesmas espécies minerais, com a única diferença sendo a proporção de cada mineral (Anexo II). Em outras palavras, as frações não se distinguem em termos de composição mineralógica, mas sim na quantidade relativa de cada mineral. Isso sugere que o viés granulométrico não tem grande influência nas diferenças observadas. No entanto, foi possível identificar diferenças significativas entre as amostras, que podem ser agrupadas em dois grupos distintos, com base nas variações na composição mineralógica entre elas.

O primeiro grupo, composto pelas amostras ALC-35A, ALC-35E, ALC-28B, ALC-28H e ALC-26B, caracteriza-se por uma alta concentração de minerais ultraestáveis, como zircão, turmalina e rutilo. Os minerais desse grupo são comuns em rochas granitóides ácidas a intermediárias, bem como em sedimentos siliciclásticos maduros e algumas rochas metamórficas, semelhantes à assinatura encontrada em rochas andinas (e.g., Motta, 2008; Horbe *et al.* 2013; Sawakuchi *et al.*, 2018).

O segundo grupo, que abrange as amostras ALC-26F, ALC-38A, ALC-39A e ALC-39C, apresenta uma quantidade maior de minerais instáveis, incluindo anfibólios, piroxênios e até olivina. Esse tipo de assinatura indica a presença de litologias máficas na área-fonte, como rochas ígneas de composição máfica e/ou metamórficas de grau baixo a moderado, típicas de ambientes geológicos subandinos (e.g., Jaillard *et al.*, 2000; Sawakuchi *et al.*, 2018).

É importante destacar que, embora não tenha sido observada uma diferença significativa entre as frações granulométricas estudadas, as amostras apresentaram distinções claras em sua composição mineralógica. Dessa forma, na Figura 9, é apresentada a frequência relativa final dos minerais pesados, obtida pela média aritmética das frequências relativas das duas frações granulométricas estudadas, evidenciando a composição mineralógica geral das amostras analisadas.



**Figura 9.** Gráfico de barras representando a frequência relativa das amostras analisadas, calculada a partir da média aritmética das frações granulométricas 15-500  $\mu\text{m}$  e 63-125  $\mu\text{m}$ .

### 5.1.1 Grupo 1

Neste grupo de amostras foram identificadas diversas variações nas características morfológicas e composicionais, com destaque para as propriedades dos principais minerais pesados encontrados, como:

**Zircão:** A maioria dos cristais de zircão exibe uma coloração predominantemente incolor, mas alguns podem apresentar tons rosados ou uma tonalidade mais escura, típica de variedades com impurezas ou defeitos estruturais. Prevaecem na forma subarredondada, aparecendo também na forma angular e arredondada. Além disso, uma parcela pequena destes cristais é constituída por zircões prismáticos de terminações bem definidas. É expressado em grande quantidade nas lâminas ALC-26B e ALC-28H;

**Turmalina:** Predominam as formas angulares, seguidas por formas ligeiramente subarredondadas. Poucos grãos apresentam características equidimensionais, ou seja, bem arredondadas. A maioria possui coloração que varia do castanho claro ao castanho escuro, sugerindo a presença de turmalinas ricas em magnésio, conhecidas como Dravita. Em menor quantidade, encontram-se turmalinas com coloração que varia do verde ao azul

escuro, indicando uma maior concentração de ferro, conhecidas como schorlita. Em alguns casos, os grãos de turmalina exibem inclusões fluidas;

Rutilo: Apresentam predominantemente coloração amarelada, embora, em alguns casos, possam ser encontrados na cor vermelha. A maioria desses cristais exhibe contornos angulares a subarredondados, ocasionalmente apresentando-se em formas arredondadas ou fragmentadas. Eles ocorrem principalmente nas amostras ALC-35E e ALC-28B;

Anatásio: Predominam grãos de coloração amarela, associados a um pleocroísmo azulado. Comumente, apresentam contornos quadrados e são biselados por pirâmides;

Brookita: Apresenta um relevo bastante elevado, com predominância de coloração amarelada. Exibe uma birrefringência extremamente distintiva, com tonalidade lilás-azulada. É considerada um mineral traço, pois ocorre com pouca frequência;

Titanita: São incolores e possuem um relevo bem evidente. Aparecem em formas equidimensionais (esféricas) ou subarredondadas. Comumente, apresentam inclusões;

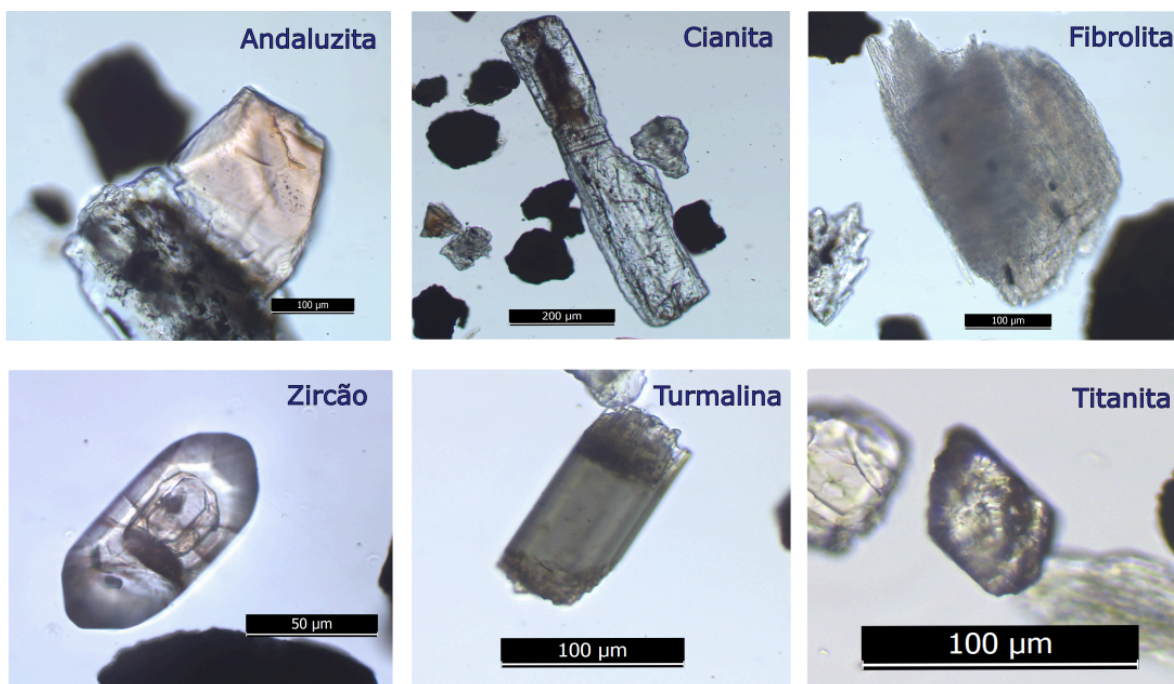
Andaluzita: Apresenta relevo baixo, com coloração incolor e um padrão de pleocroísmo não homogêneo, variando de rosa a amarelo claro. Na maioria das vezes, os grãos apresentam inclusões de minerais opacos, embora em alguns casos estejam isentos de inclusões. Essa característica foi observada principalmente nas amostras ALC-35A e ALC-35E;

Cianita: Os cristais exibem uma coloração incolor, possuindo formas alongadas que se tornam subarredondadas nas bordas. A maioria destes cristais também demonstra uma clivagem evidente;

Fibrolita: Forma fibrosa da sillimanita se apresenta como agulhas finas dispostas em intercrescimento paralelo ou subparalelo, além de formar esteiras de fibras entrelaçadas, geralmente com relevo baixo. Esse mineral é encontrado em coloração incolor e possui birrefringência média-alta;

Monazita: Exibindo uma coloração predominantemente amarelo claro, ocasionalmente revelando grãos incolores, esses cristais apresentam contornos arredondados. A ocorrência de grãos é extremamente rara, considerado como traço nas assembleias.

A Figura 10, apresentada abaixo, destaca alguns dos minerais identificados neste grupo:



**Figura 10.** Conjunto de minerais pesados observados no grupo 1.

### 5.1.2 Grupo 2

No segundo grupo de amostras também foram observadas diversas variações nas características morfológicas e composicionais. Entre essas variações, destacam-se as propriedades dos principais minerais identificados, como:

**Olivina:** O mineral é observado com alto relevo e coloração incolor, raramente apresentando um tom de verde claro, o que indica a presença de magnésio, caracterizando-se como forsterita. Não é pleocróico e possui alta birrefringência. Os grãos apresentam formas irregulares, frequentemente exibindo feições corroídas e um leve arredondamento. Eles são encontrados apenas nas amostras ALC-39C e ALC-38A e, ocasionalmente, contêm inclusões de minerais opacos;

**Hornblenda:** O mineral apresenta uma ampla gama de colorações, variando do verde claro ao verde escuro, com tons que, em alguns casos, tendem ao azul. Exibe um pleocroísmo marcante, característico da variedade metamórfica observada. Além disso, são encontrados grãos em tonalidades laranja-avermelhadas, atribuídas à oxi-hornblenda. A maioria dos grãos possui formas angulares e frequentemente fragmentadas. Sua ocorrência está restrita às lâminas ALC-38A, ALC-39A, ALC-39C e ALC-26F;

**Tremolita:** É encontrada com relevo muito baixo e coloração incolor. Apresenta um pleocroísmo azul muito sutil, e sua forma é caracterizada por feições corroídas e lixiviadas nas extremidades. Se concentra preferencialmente na amostra ALC-38A;



Actinolita: Assim como a tremolita, apresenta relevo baixo, não sendo incolor, mas possuindo uma coloração verde muito clara. Os grãos são frequentemente encontrados com aspecto serrilhado, corroído ou quebrado, evidenciando o efeito do intemperismo sobre o mineral;

Augita: Apresentam tamanhos e formas alongadas e arredondadas, frequentemente com alterações que formam denteamentos (serrilhamentos) paralelos ao eixo c. As de coloração esverdeada são as mais comuns, enquanto as de coloração amarelo-acastanhado são raras;

Enstatita: Mineral de coloração incolor e relevo moderado, com grãos que, na sua maioria, apresentam texturas associadas à lixiviação e extremidades intensamente corroídas;

Hiperstênio: Encontrado em coloração amarelo-clara e com relevo médio, os grãos apresentam uma textura levemente arredondada e extremidades corroídas, além de conter inclusões de minerais opacos. Este mineral ocorre exclusivamente nas amostras do Rio Japurá;

Epidoto: A coloração verde predominou nas observações dos grãos, variando de amarelo-esverdeado a incolor. Geralmente, assume uma forma angular, e em grande quantidade também se apresenta de forma subarredondada. Em sua maioria, é encontrado nas lâminas ALC-38A, ALC-39A e ALC-39C;

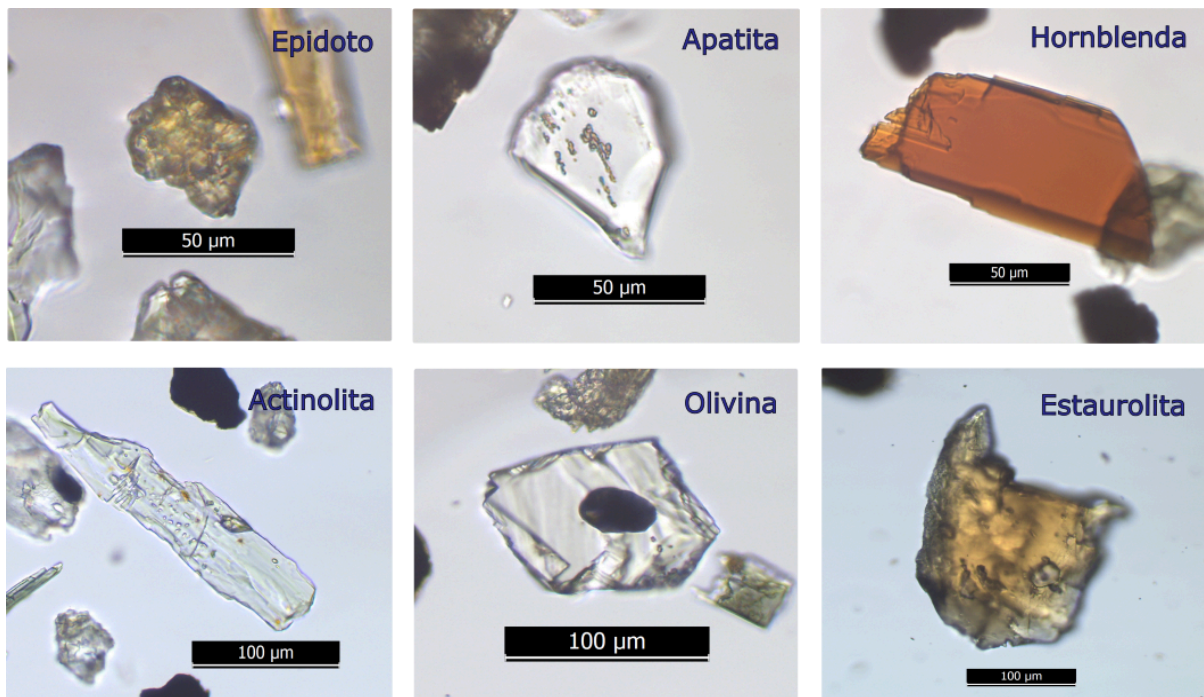
Apatita: Os grãos se destacam por serem incolores, possuindo formas equidimensionais, sendo principalmente angulosos a subarredondados;

Granada: É um mineral que aparece raramente entre as lâminas, ocorrendo principalmente no grupo 2. As granadas observadas apresentam coloração predominantemente incolor a verde claro, sendo identificadas como Grossulária. Em relação à forma, são encontradas com um formato subarredondado, às vezes exibindo fragmentação;

Estaurolita: Aparece em grãos irregulares e amarelos, apresentando intenso pleocroísmo. Comumente, exibe serrilhamento nas bordas, paralelo ao eixo c. Também são frequentes as evidências de dissolução, que conferem à superfície do mineral um padrão reticulado, assemelhando-se a escamas.

A Figura 11, apresentada abaixo, destaca alguns dos minerais identificados nesse grupo:

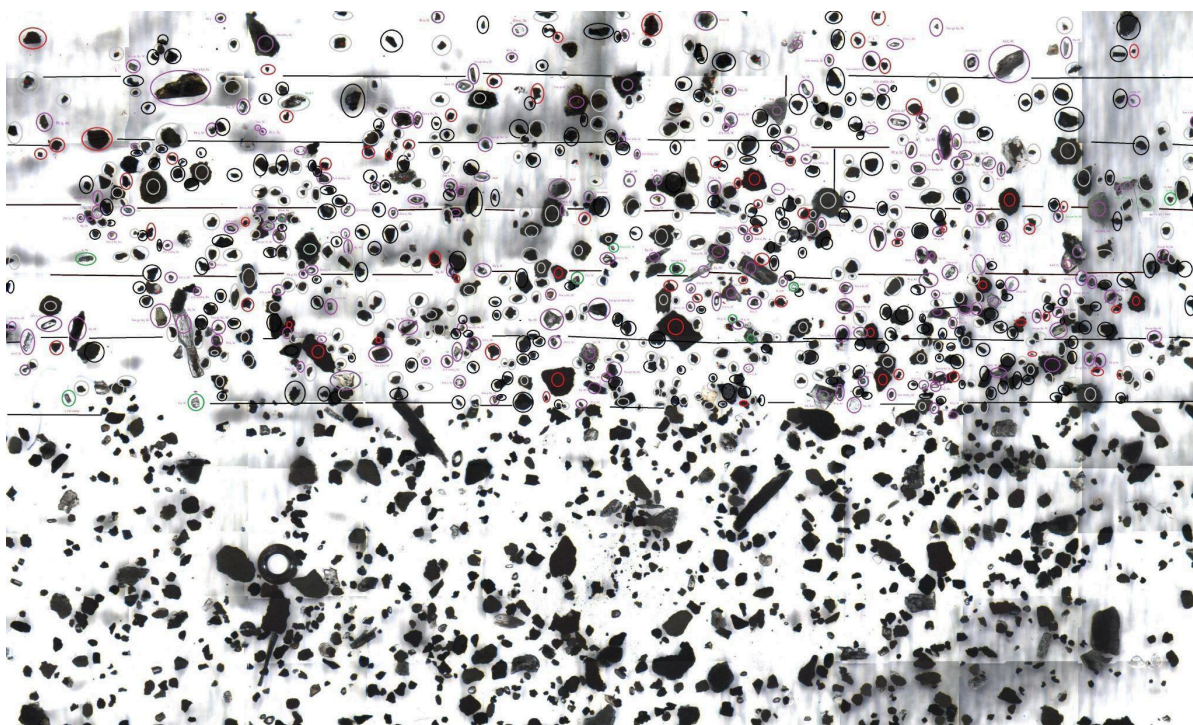




**Figura 11.** Conjunto de minerais pesados observados no grupo 2.

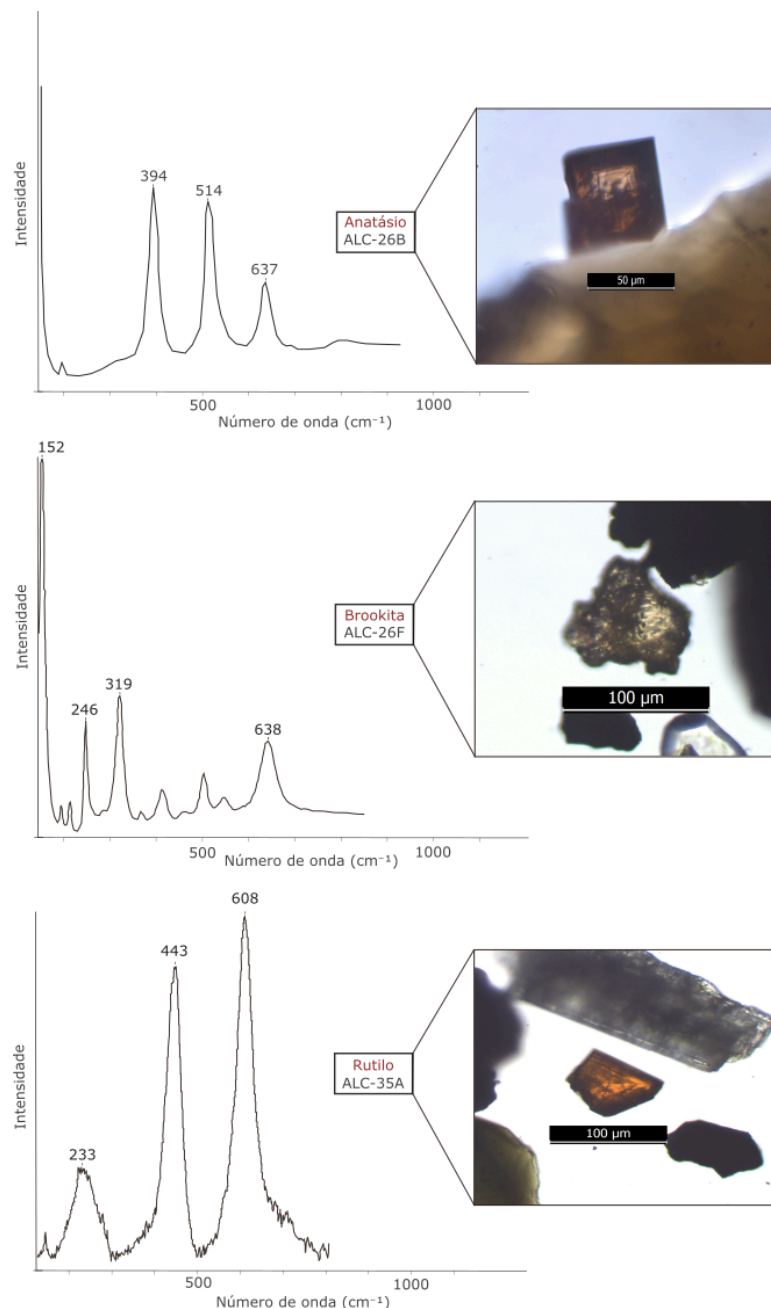
## 5.2 Análise mineralógica com espectroscopia Raman

É importante destacar que, além da petrografia das dezoito lâminas, foi realizada uma análise complementar por espectroscopia Raman. Essa técnica auxiliou na identificação mineralógica em situações em que os grãos apresentavam características ópticas de difícil reconhecimento, seja devido ao estado de preservação (corroídos ou cobertos por materiais opacos) ou ao tamanho reduzido. Mapas das lâminas, produzidos pelo próprio espectrômetro, serviram como guias para a identificação e localização precisa dos minerais que exigiam verificação adicional. Na Figura 12, observa-se um exemplo desse tipo de mapa, referente à amostra ALC-28B na fração granulométrica de 15-500 µm. Os minerais identificados por microscopia óptica estão representados em roxo, enquanto os identificados pela espectroscopia Raman aparecem em verde. Os grãos opacos são diferenciados por cor: preto para opacos gerais, cinza para óxidos de titânio e vermelho para óxidos de ferro.



**Figura 12.** Mapa da amostra ALC-28B (fração 15-500  $\mu\text{m}$ ), destacando os minerais identificados: aqueles determinados por microscopia óptica em roxo, minerais identificados por Raman em verde, e os opacos representados em preto (gerais), cinza (óxidos de titânio) e vermelho (óxidos de ferro).

Os espectros Raman obtidos foram comparados com o banco de dados de espectros de minerais pesados da Università degli Studi di Milano-Bicocca, o que garantiu um alto grau de precisão na identificação das assembleias mineralógicas. Em cada lâmina analisada, pelo menos 15% dos minerais foram verificados por espectroscopia Raman, resultando na obtenção de espectros de, no mínimo, 30 espécies minerais diferentes. Dentre os minerais identificados por espectroscopia Raman, destaca-se a separação e identificação dos óxidos de titânio, incluindo, anatásio, brookita e rutilo (Figura 13).



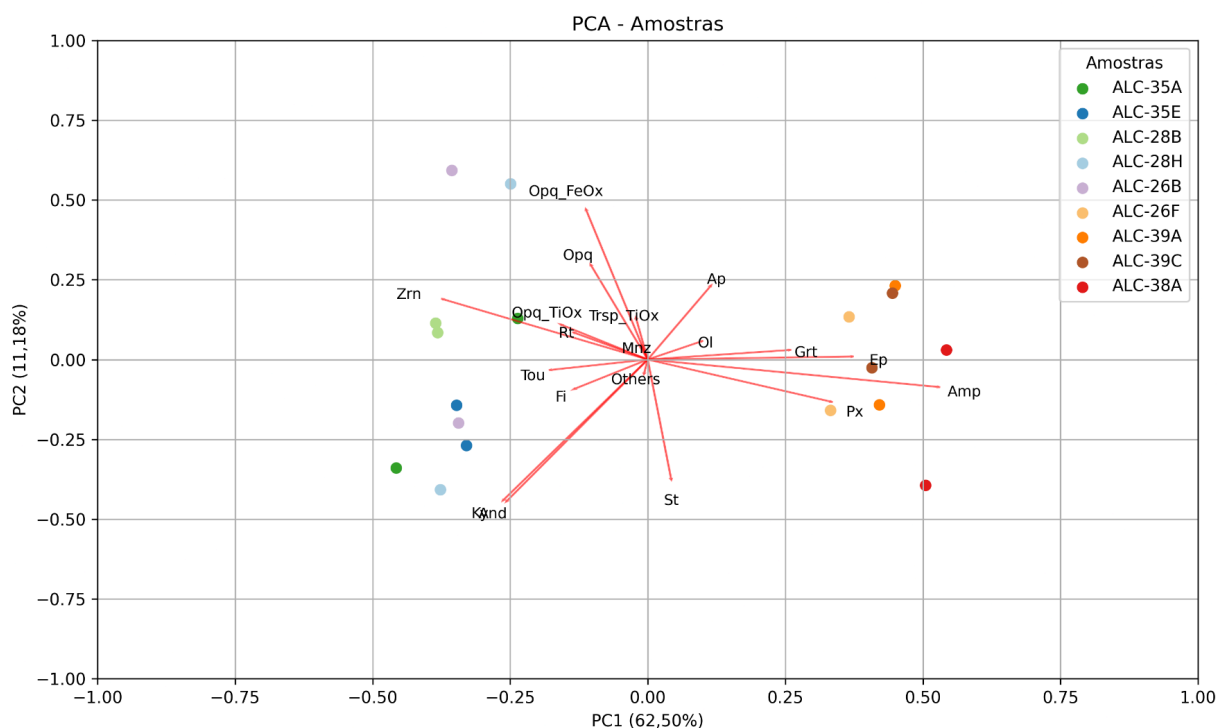
**Figura 13.** Espectro Raman e fotografia dos titânio óxidos (TiO<sub>x</sub>), encontrados em três amostras estudadas, ALC-26B, ALC-26F e ALC-35A.

### 5.3 Análise dos dados estatísticos

Após a contagem e caracterização precisa das assembleias mineralógicas das amostras estudadas, foi realizada uma análise estatística abrangente, utilizando a abordagem de estatística multivariada. Essa análise envolveu o cálculo de diversos índices de proveniência sedimentar, que consideraram não apenas a frequência mineralógica dos minerais presentes, mas também informações complementares, como as texturas observadas e a granulometria das partículas. A combinação dessas variáveis permitiu uma

avaliação mais robusta dos processos sedimentares envolvidos, fornecendo uma visão mais detalhada da separação dos dois grupos de amostras encontrados.

Inicialmente, para identificar quais minerais têm a maior influência na divisão dos grupos identificados, foi realizada uma análise de componentes principais ou PCA (*Principal Component Analysis*). A PCA é uma técnica utilizada para examinar as inter-relações entre diversas variáveis e explicá-las por meio de suas dimensões subjacentes (componentes). O objetivo é condensar a informação de várias variáveis originais em um número reduzido de variáveis estatísticas (componentes), com mínima perda de dados. O gráfico resultante dessa análise (Figura 14) oferece informações valiosas sobre a composição mineralógica dos dois grupos.



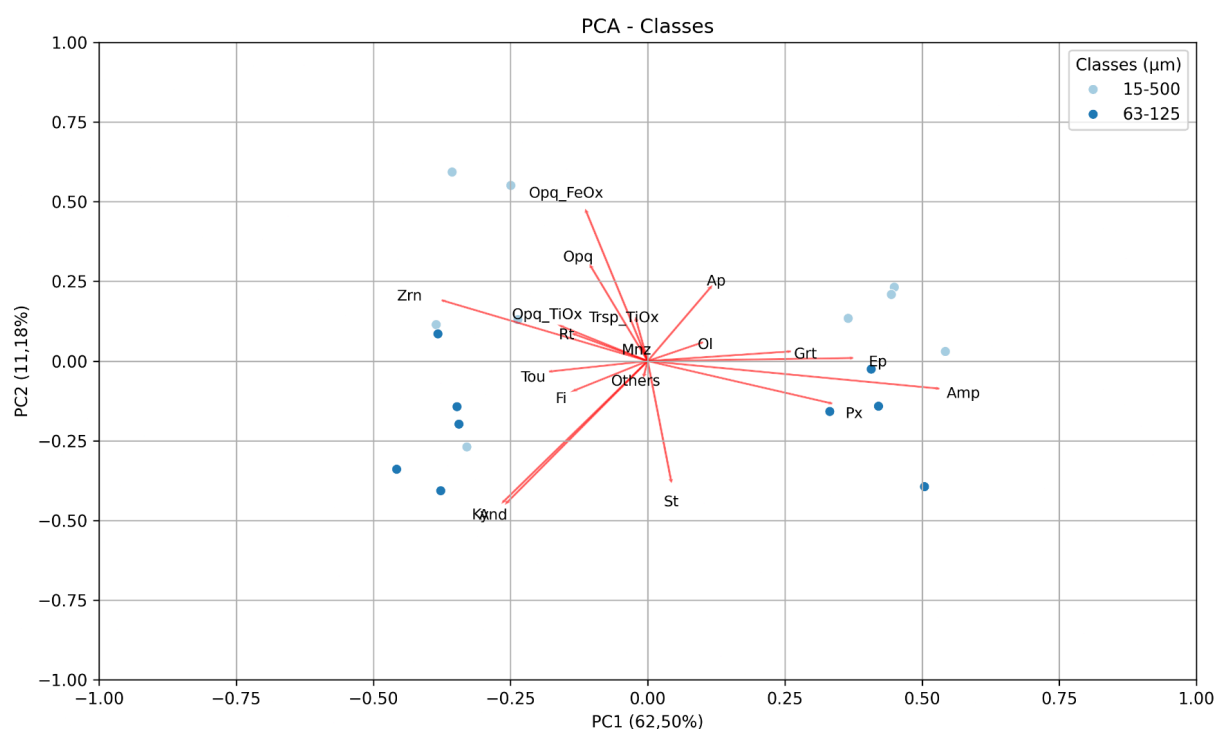
**Figura 14.** O gráfico de análise de componentes principais (PCA) usado para identificar os minerais mais influentes na separação dos dois grupos de amostras. Em tons frios, tem-se o grupo 1 (ALC-35A, ALC-35E, ALC-28B, ALC-28H e ALC-26B), e em tons avermelhados o grupo 2 (ALC-26F, ALC-39A, ALC-39C e ALC-38A).

Para interpretar o gráfico, é essencial começar observando os eixos, especialmente o eixo x, que representa a principal variável da PCA – o componente PC1. Esse eixo é responsável pela separação das amostras. O grupo 1, localizado à esquerda do gráfico, é composto principalmente por amostras de coloração fria e é predominantemente influenciado pelos minerais zircão, cianita e andaluzita, com uma contribuição menor de turmalina, rutilo e sillimanita. Por outro lado, o grupo 2, à direita do gráfico é caracterizado

por colorações quentes, como vermelho e laranja, é majoritariamente influenciado por anfibólio, piroxênio e epidoto, seguido por granada, olivina e apatita (Figura 14).

No eixo y (PC2), a separação é menos pronunciada. A parte superior do gráfico é predominantemente dominada pela presença de óxidos, incluindo tanto minerais opacos quanto óxidos de titânio. Na parte inferior, a composição é controlada, sobretudo, por aluminossilicatos, como cianita, andaluzita, sillimanita e estauroлита (Figura 14).

Com base nessa análise, foi elaborado um novo gráfico de PCA para investigar se a granulometria influencia a separação observada em PC2 no gráfico anterior — ou seja, se a distinção entre os grupos estava sendo determinada pelo tamanho dos grãos. O gráfico de PCA gerado, apresentado abaixo e segmentado por classes granulométricas (Figura 15), proporciona uma visualização detalhada dessa possível correlação.



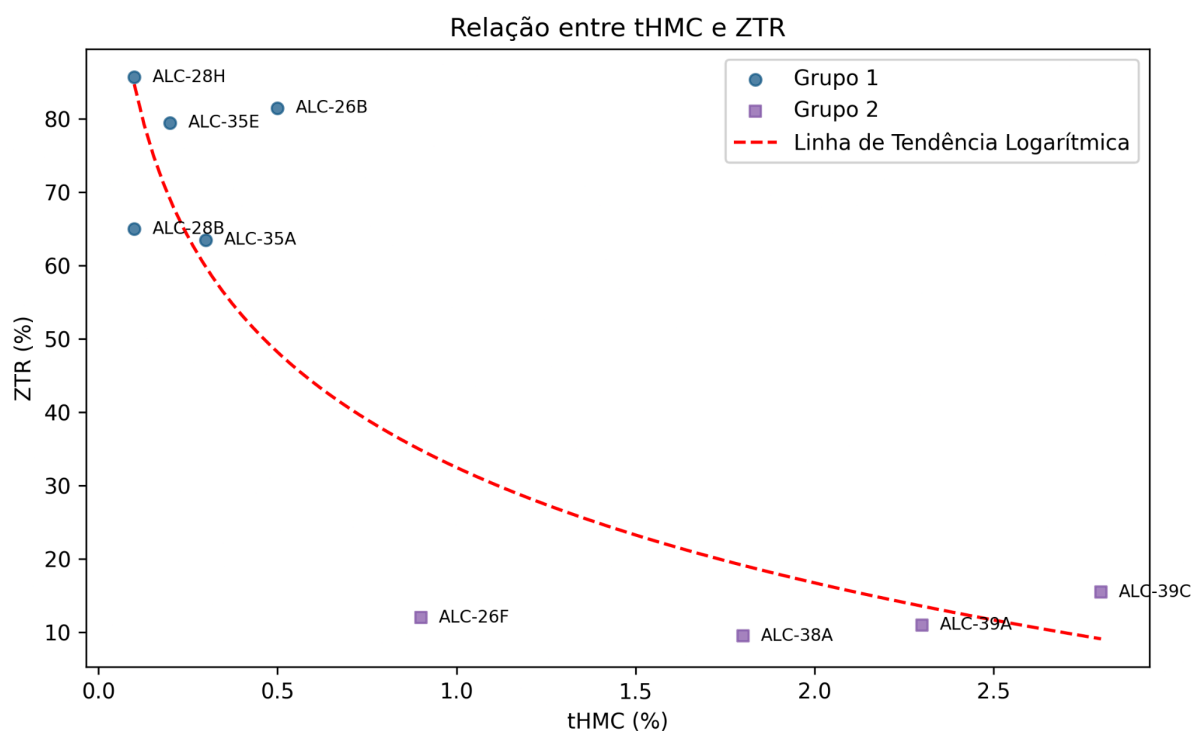
**Figura 15.** O gráfico de PCA exibe a distribuição das amostras em duas classes granulométricas: 15-500 µm e 63-125 µm.

Observando o gráfico gerado, a principal diferença surge na componente 2 (PC2), no eixo y. Na parte superior do gráfico, concentra-se principalmente a fração granulométrica mais ampla (15–500 µm), representada em azul claro. Observa-se também uma associação com óxidos de titânio transparentes, como anatásio e brookita, o que sugere que alguns dos minerais opacos (opacos de óxidos de titânio) possam ser espécies minerais neoformadas a partir da dissolução dos minerais transparentes mencionados.



Na parte inferior do gráfico, predominam grãos da fração mais fina (63–125  $\mu\text{m}$ ), representados em azul escuro, que se associam principalmente aos aluminossilicatos. Essa relação é coerente, uma vez que os minerais aluminossilicatos apresentam clivagem em planos específicos, o que facilita sua fragmentação sob tensões mecânicas, resultando na concentração desses minerais em frações mais finas. Assim, embora não haja uma diferença mineralógica substancial entre as classes de granulometrias, observa-se que a granulação exerce uma leve influência na separação das espécies mineralógicas.

Para compreender o motivo da separação dos dois grupos de amostras, os índices calculados foram utilizados na elaboração do gráfico abaixo (Figura 16): o ZTR, que representa a soma de zircão, turmalina e rutilo em relação à soma total dos grãos translúcidos contados, e o tHMC, que indica a concentração de minerais pesados translúcidos nas amostras.

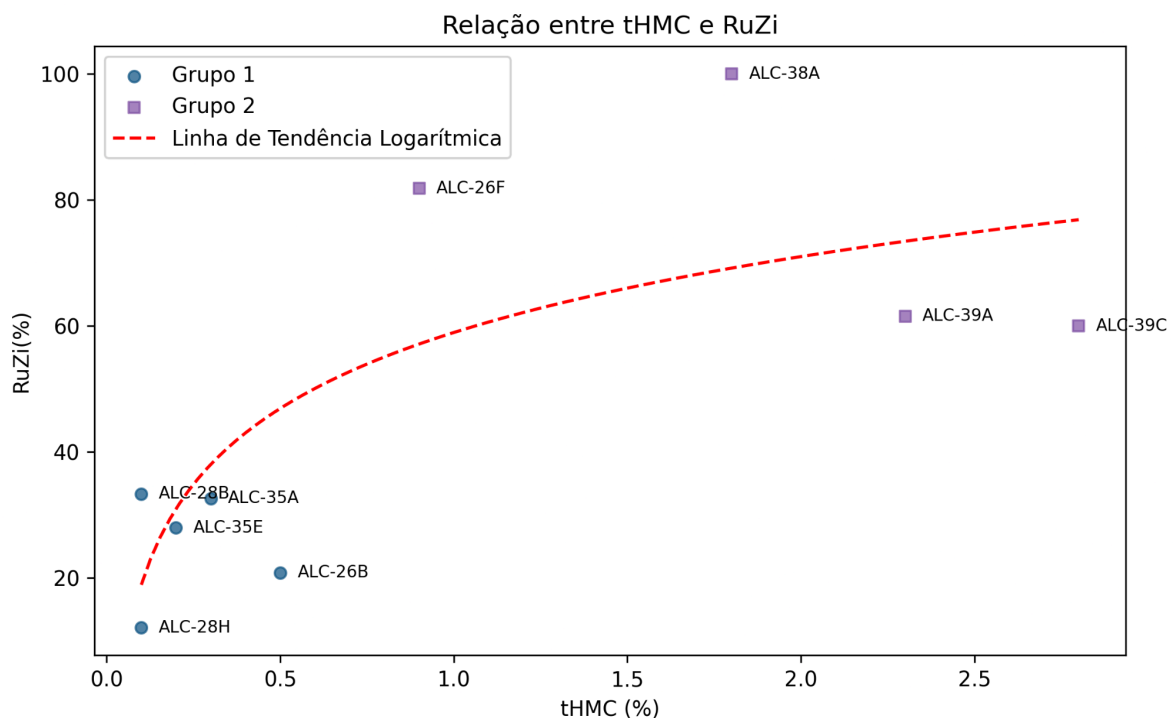


**Figura 16.** O gráfico de dispersão ilustra a relação entre a concentração de minerais pesados transparentes (tHMC) e a concentração de zircão, turmalina e rutilo (ZTR).

A análise revela uma relação entre a concentração de ZTR e tHMC: nas amostras com maior concentração de ZTR, observa-se um número menor de tHMC, atingindo 0,5%, o que indica que alguns minerais pesados desapareceram, resultando em uma maior concentração de minerais ultraestáveis. Em contrapartida, nas amostras com menor concentração de ZTR, o tHMC é maior, chegando a quase 3%, sugerindo que as espécies minerais ainda estão preservadas. Essa tendência demonstra que quando há uma maior quantidade de minerais pesados há também uma maior diversidade de espécies minerais,

que variam de instáveis a estáveis. Por outro lado, uma baixa concentração de minerais reflete o quanto essas assembleias já sofreram alterações, com a perda dos grãos menos resistentes e a concentração daqueles mais estáveis, que tendem a persistir no sedimento.

Foi calculado um novo gráfico utilizando o tHMC em relação ao índice RuZi (Figura 17), pois o Ruzi considera exclusivamente minerais pesados de densidades semelhantes, como o rutilo (densidade entre 4.18 e 4.25 g/cm<sup>3</sup>) e o zircão (densidade de 4.68 g/cm<sup>3</sup>). Diferentemente da turmalina (densidade entre 2.97 e 3.14 g/cm<sup>3</sup>), classificada como um mineral pesado leve, esses minerais têm densidades mais altas, evitando viés de separação hidráulica na análise.

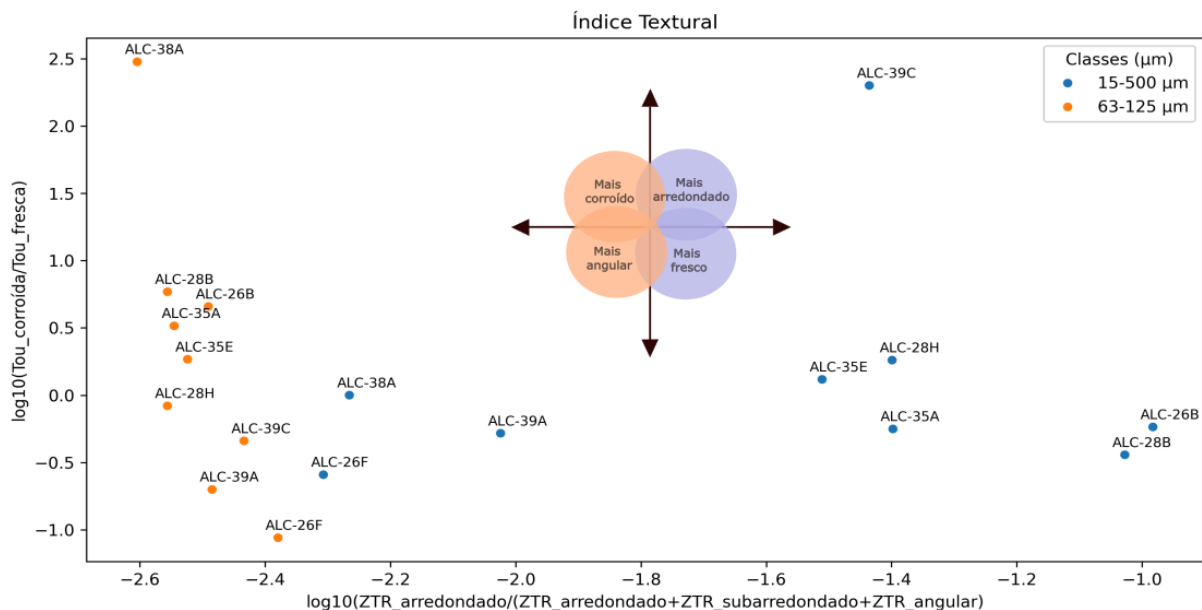


**Figura 17.** O gráfico de dispersão ilustra a relação entre a concentração de minerais pesados transparentes (tHMC) e a concentração de zircão e rutilo (RuZi).

O gráfico apresenta um comportamento inesperado: conforme o tHMC aumenta, o RuZi também aumenta (Figura 17). Esperava-se o oposto, já que menores valores de tHMC deveriam refletir maior proporção de minerais mais estáveis, como zircão e rutilo. Esse padrão pode ser explicado pela influência de processos de seleção granulométrica ou hidráulica, que favorecem a concentração de rutilo em ambientes com maior tHMC.

Já no gráfico ZTR x tHMC (Figura 16), o comportamento esperado é evidente: o ZTR diminui com o aumento do tHMC. Isso sugere que, além da dissolução seletiva de minerais instáveis, a seleção hidráulica e granulométrica desempenha um papel importante na distribuição dos minerais pesados nos sedimentos.

Para uma análise mais detalhada da textura, decidiu-se elaborar um gráfico utilizando os minerais presentes em todas as amostras, com o objetivo de observar o comportamento de suas respectivas texturas. Foram selecionados, portanto, o zircão, a turmalina e o rutilo, devido à sua presença em todas as amostras. Além disso, optou-se por investigar as diferenças texturais nas diversas faixas granulométricas estudadas, a fim de compreender como as texturas se manifestam nessas categorias. Assim, combinamos essas duas variáveis e reunimos as informações no gráfico abaixo (Figura 18).



**Figura 18.** O gráfico mostra o Índice Textural das amostras nas classes granulométricas de 15-500 µm e 63-125 µm. O eixo X representa a proporção logarítmica de ZTR arredondado e o eixo Y a razão entre turmalina corroída e fresca, refletindo o grau de alteração das amostras.

Primeiramente, em relação ao eixo x, foi realizado um cálculo logarítmico para quantificar a proporção de grãos arredondados (ZTR\_arredondado) em relação ao total de grãos com diferentes graus de arredondamento (arredondados, subarredondados e angulares). Observa-se que, na faixa granulométrica de 15 a 500 µm, os grãos apresentam uma grande variação de tamanhos. Sabe-se que grãos maiores tendem a ter uma superfície de contato mais ampla, o que facilita o processo de arredondamento, como pode ser percebido nas amostras em azul, localizadas à direita do gráfico. Por outro lado, essa faixa granulométrica abrange desde areia média até silte médio, e os grãos menores, concentrados à esquerda do gráfico, possuem uma área de superfície menor e tendem a permanecer mais angulosos.

Em relação ao grau de arredondamento na faixa granulométrica de 63-125 µm, observa-se um comportamento semelhante ao dos grãos finos da faixa anterior. Devido ao seu tamanho reduzido, esses grãos tendem a ser mais angulosos, o que resulta na



concentração das amostras dessa faixa na parte esquerda do gráfico, representadas pela cor laranja.

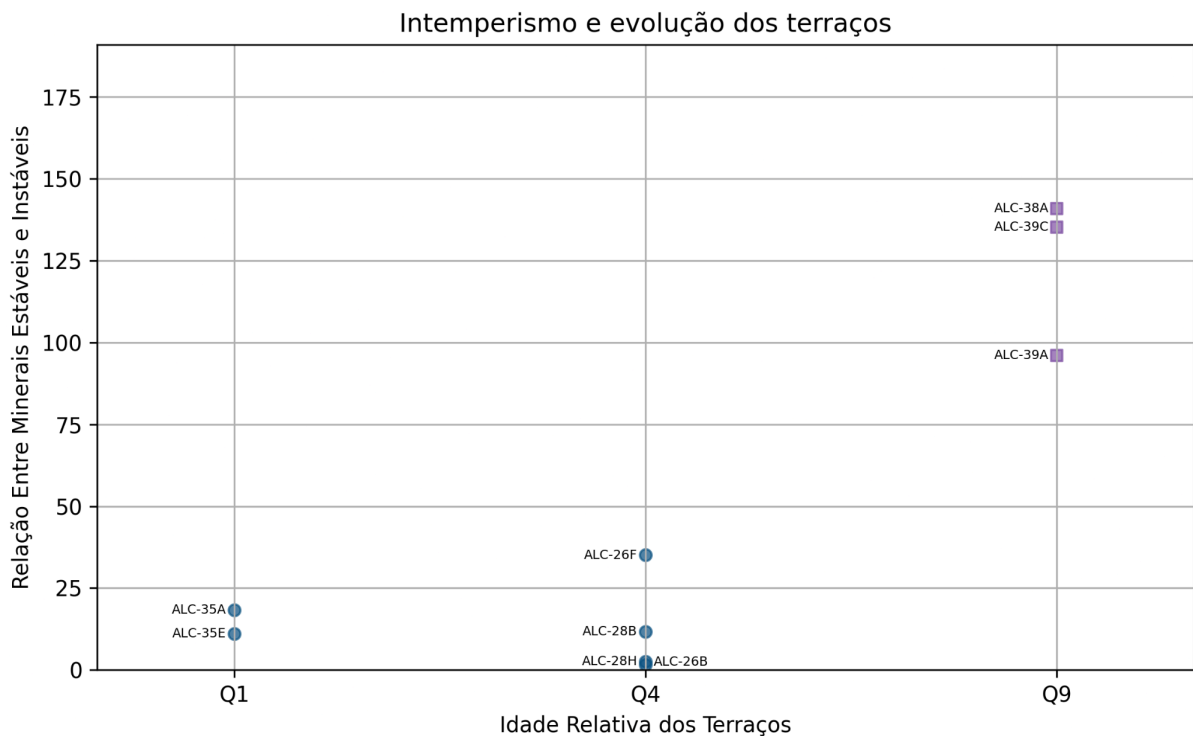
No eixo y, o cálculo logarítmico reflete a razão entre grãos corroídos e frescos de turmalina, representando o grau de corrosão das amostras. Observa-se que as amostras apresentam níveis de corrosão relativamente semelhantes. No entanto, o grupo de amostras mais corroídas, identificado como grupo 1, inclui as amostras da fração 63-125  $\mu\text{m}$ , como ALC-35A, ALC-35E, ALC-28B, ALC-28H e ALC-26F, localizadas no canto esquerdo do gráfico. Essas amostras atingem valores próximos a 1 no eixo y, o que indica que são 10 vezes mais corroídas do que aquelas com valores menores. É importante ressaltar que esse mesmo grupo também apresenta um maior grau de arredondamento, o que sugere que foi mais afetado por processos de intemperismo.

No gráfico, é possível observar a presença de dois valores atípicos em ambas as frações analisadas. Primeiramente, a amostra ALC-38A, pertencente à fração de 63-125  $\mu\text{m}$ , apresenta valores de corrosão muito elevados, além de uma alta concentração de minerais angulosos. Isso ocorre porque essa amostra possui a maior quantidade de material fino entre as nove estudadas. A granulometria do material integral, antes da peneiração, já era considerada muito fina. Portanto, devido à predominância de partículas finas, a amostra é majoritariamente mais angulosa e também mais corroída. Essa característica se deve ao fato de o ALC-38A ser a única amostra de terraço que representa depósitos modernos, conforme detalhado na metodologia de amostragem. Acredita-se que a turmalina presente nessa amostra possa ser resultado do retrabalhamento de outros terraços, como o terraço da amostra ALC-39, que representa um depósito mais antigo e está localizado próximo ao terraço da amostra ALC-38.

Em relação ao outro valor atípico, a amostra ALC-39C, na fração de 15-500  $\mu\text{m}$ , também apresenta altos níveis de corrosão e arredondamento. Nesse caso, a explicação está mais relacionada à proporção de minerais ZTR presentes na amostra. Devido à sua baixa concentração, esses minerais exibem características acentuadas de corrosão e arredondamento, o que resultou nos elevados valores observados.

Para compreender o efeito do intemperismo nas assembleias e verificar se este é o principal fator de distinção entre os dois grupos de amostras, foi elaborado um novo gráfico. Esse gráfico utiliza a relação entre a concentração de minerais instáveis e estáveis, além do mapeamento das unidades de terraço na depressão amazônica central, conforme realizado por Mazoca (2023). Foi calculada a razão entre minerais instáveis e estáveis, correlacionando-a com as unidades mapeadas por Mazoca (2023), juntamente com a localização das amostras analisadas neste estudo, a fim de identificar possíveis idades relativas. Observou-se que as amostras pertenciam a três unidades principais: Q1, Q4 e Q9,

sendo Q1 a unidade mais antiga mapeada e Q9 a mais jovem. Assim, o gráfico gerado ilustra a relação entre a evolução dos terraços e o efeito do intemperismo sobre eles (Figura 19).



**Figura 19.** O gráfico mostra a relação da razão de minerais instáveis por minerais estáveis com as unidades mapeadas por Mazoca (2023).

A análise dos resultados revela que as amostras foram bem separadas de acordo com as unidades correspondentes à sua localização, sendo representadas por símbolos e cores específicas para cada grupo. Iniciando pelo grupo 1 (círculos azuis), observa-se que as amostras apresentam uma menor razão entre minerais instáveis e estáveis, tanto nas unidades mais antigas (Q1) quanto nas intermediárias (Q4). Isso é esperado, uma vez que, ao longo do tempo, o intemperismo remove os minerais instáveis e preserva os estáveis. Assim, essas amostras, por serem mais antigas, foram expostas ao intemperismo por um período prolongado, resultando em uma predominância de minerais estáveis.

Uma nova observação neste grupo é a inclusão da amostra ALC-26F, que, em análises anteriores, foi considerada parte do grupo 2. Contudo, nesta análise, ela é realocada para o grupo 1, pois apresenta uma quantidade de minerais estáveis significativamente maior do que a de minerais instáveis, mesmo que seu índice esteja ligeiramente acima das demais amostras desse grupo. Estudos realizados por Horbe *et al.* (2007) na mesma região do terraço da amostra ALC-26 revelam que o intemperismo nessa localização da Amazônia Central foi pouco expressivo. Assim, é compreensível que,

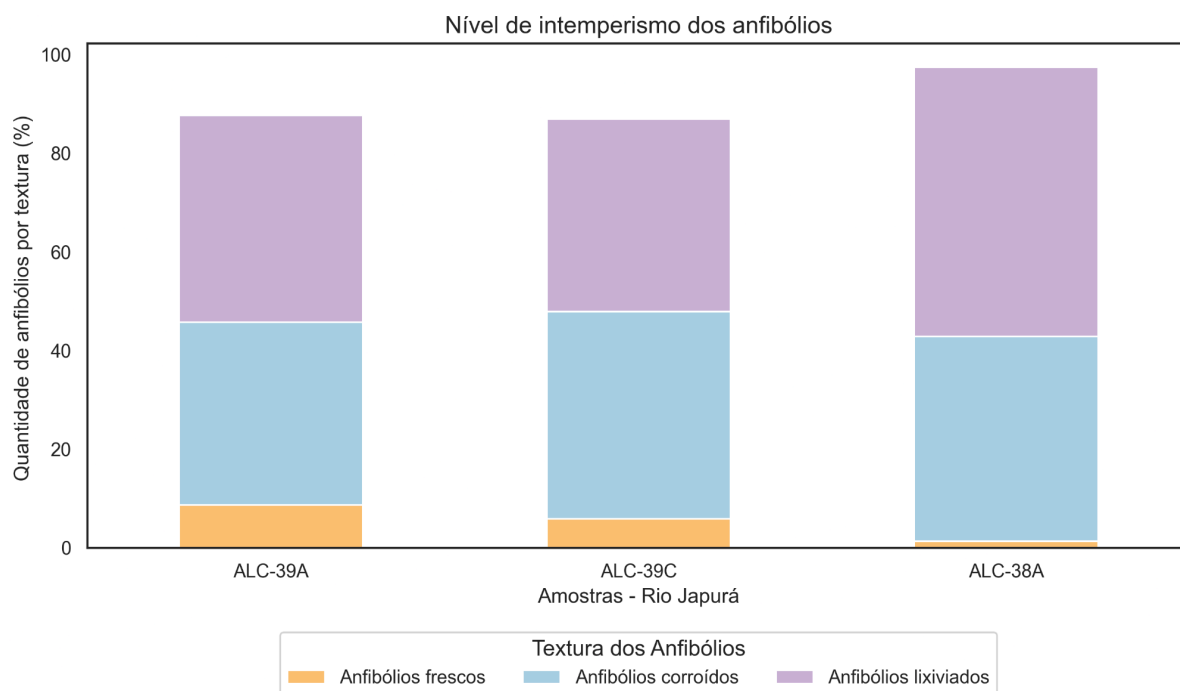
enquanto outros terraços do grupo 1 foram afetados de forma mais uniforme, a intensidade do intemperismo em ALC-26F não tenha sido tão forte.

Em relação ao grupo 2 (quadrados em lilás), que agora inclui apenas amostras dos terraços do Rio Japurá, observa-se que a concentração de minerais instáveis, em comparação aos estáveis, é relativamente maior. Isso se deve ao fato de que essas amostras pertencem a unidades mais recentes, como a Q9, que não foram tão expostas ao intemperismo quanto às amostras da Q1. Como resultado, essas amostras ainda retêm uma quantidade maior de minerais instáveis.

O gráfico indica que, à medida que as unidades de terraço envelhecem (de Q9 para Q1), o intemperismo tende a reduzir a proporção de minerais instáveis em relação aos estáveis. Essa tendência está alinhada com o comportamento esperado do intemperismo, que elimina os minerais menos resistentes, resultando em uma maior proporção de minerais estáveis nas amostras mais antigas (e.g., Garzanti e Andò, 2007).

Por fim, foi elaborado um gráfico para verificar se, apesar de serem mais recentes e concentrarem uma maior quantidade de minerais imaturos, as amostras do grupo 2 apresentam sinais de intemperismo. A análise morfológica dos grãos revelou características de corrosão e indícios de lixiviação dos minerais. Isso sugere que, embora o desgaste ainda não tenha reduzido significativamente a diversidade mineral, o processo de intemperismo está em atividade e começando a se manifestar nas assembleias de minerais pesados desse grupo.

Na Figura 20, o gráfico elaborado ilustra os anfibólios presentes nesse grupo, destacando a porcentagem de corrosão textural que apresentam. O anfibólio foi selecionado para essa análise por ser o mineral mais abundante neste grupo (Figura 9) e também por ser o responsável pela distinção em relação ao grupo 1 (Figura 10). A Figura 20 demonstra claramente que, embora ainda existam anfibólios sem sinais de intemperismo, a maioria já apresenta indícios de corrosão e lixiviação, indicando que o intemperismo está em ação nesses depósitos.



**Figura 20.** O gráfico ilustra o nível de intemperismo dos anfibólios de amostras coletadas no rio Japurá.

## 6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O estudo das nove lâminas para cada faixa granulométrica (15-500  $\mu\text{m}$  e 63-125  $\mu\text{m}$ ) revelou a presença de dois grupos principais de assembleias mineralógicas distintas, com composições minerais significativamente diferentes. Inicialmente, ao observar essas variações, a explicação mais comum seria associá-las a diferenças nas áreas fontes dos sedimentos, ou seja, variações na proveniência desse material. No entanto, os resultados indicam que essa explicação não é suficiente para justificar as diferenças observadas entre os grupos mineralógicos. Propõe-se, assim, que a variação entre os dois grupos seja atribuída aos processos de intemperismo, que afetam de maneira diferenciada a estabilidade e a preservação dos minerais. Estudo de Horbe *et al.* (2013) reforça essa interpretação, evidenciando que o intemperismo tem um impacto fundamental na erosão das rochas, liberando sedimentos e alterando sua composição mineral durante o transporte fluvial.

Stern (2019), ao investigar depósitos fluviais do Quaternário, especialmente em terraços de Terra Firme da Amazônia, propôs que o intemperismo resultou em uma alta concentração de minerais opacos e destruição seletiva dos minerais mais suscetíveis. A baixa concentração dos minerais frágeis observada por ele corrobora a ideia de que o intemperismo desempenha um papel central na modificação da composição mineral ao longo da deposição. Os resultados deste estudo revelaram dois grupos distintos de

amostras, com o Grupo 1 formado pelas amostras ALC-35A, ALC-35E, ALC-28B, ALC-28H e ALC-26B, e o Grupo 2, pelas amostras ALC-26F, ALC-38A, ALC-39A e ALC-39C, evidenciando a influência dos processos de intemperismo, que agem de maneira diferenciada ao longo do tempo.

A espectroscopia Raman desempenhou um papel fundamental na validação das distinções entre os dois grupos mineralógicos, permitindo uma caracterização mais precisa dos minerais presentes. A técnica foi particularmente eficaz na detecção de minerais com características ópticas comprometidas, como aqueles cobertos por inclusões opacas ou com marcas de corrosão. Assim, a espectroscopia Raman não apenas assegurou a precisão na identificação dos minerais, mas também conferiu maior confiança aos resultados obtidos. Com isso, ficou evidente que as diferenças observadas entre as assembleias mineralógicas não são superficiais, mas fundamentadas em uma caracterização mineralógica detalhada.

A diferenciação entre os dois grupos mineralógicos foi associada aos efeitos do intemperismo. O Grupo 1, com maior concentração de minerais ultraestáveis, como zircão, turmalina e rutilo, contém minerais mais maduros, sugerindo um processo de intemperismo prolongado. Já o Grupo 2, mais rico em minerais instáveis, como anfibólios e piroxênios, aponta para um histórico mineral mais recente ou uma menor exposição aos processos intempéricos. Esse contraste sugere que o intemperismo teve um papel importante na transformação das assembleias mineralógicas.

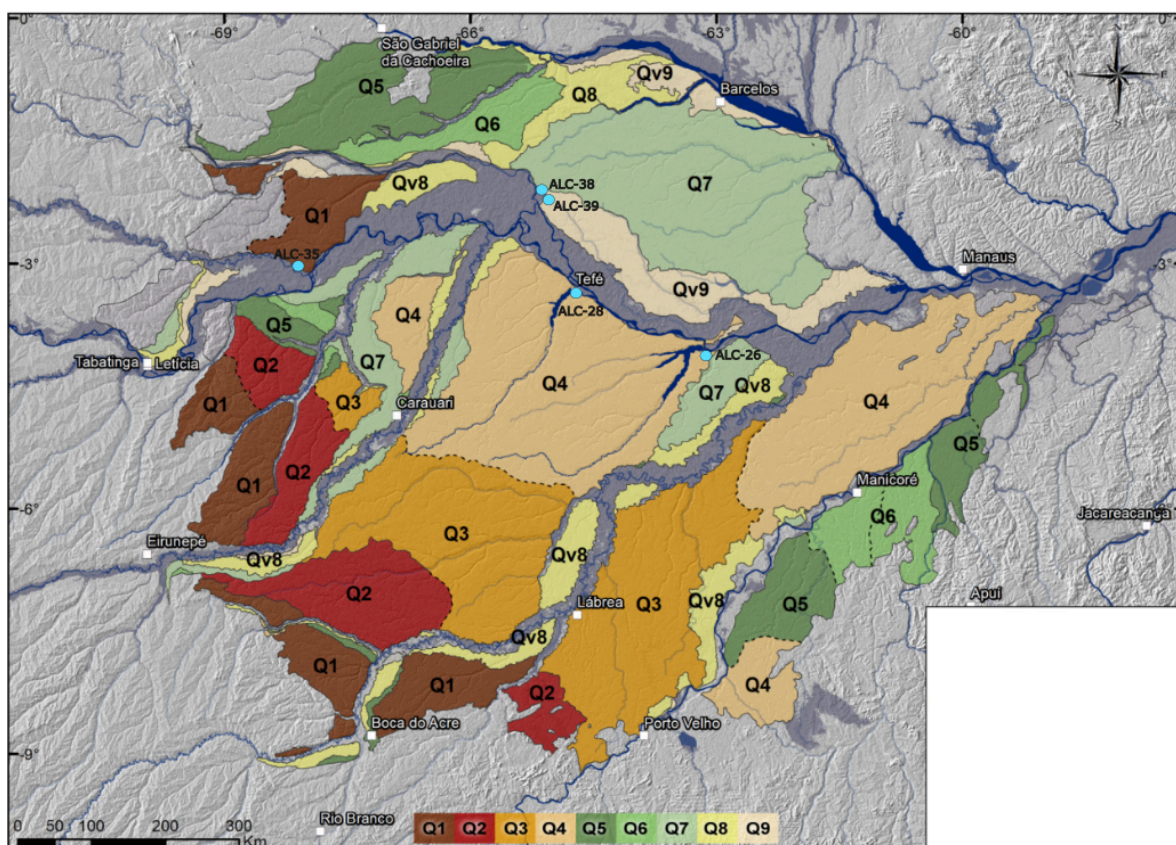
A tabela de estabilidade mineral proposta por Pettijohn *et al.* (1973), que classifica a resistência dos minerais, corrobora essa análise. Minerais instáveis, como olivina, hornblenda, actinolita e augita, desapareceram seletivamente no Grupo 1, enquanto os minerais mais resistentes foram preservados. Esse desaparecimento seletivo reflete o impacto do intemperismo no perfil sedimentar, favorecendo a preservação de minerais estáveis e a dissolução dos instáveis ao longo do tempo. Esses achados são compatíveis com as observações de Rosseti *et al.* (2005) no oeste amazônico, onde depósitos fluviais mais jovens apresentam maior proporção de minerais instáveis em comparação com depósitos mais antigos.

A análise de componentes principais (PCA) foi crucial para aprofundar a compreensão da separação mineralógica entre os dois grupos. No gráfico de PCA das amostras (Figura 14), a primeira componente principal (PC1) destacou claramente a distinção entre os grupos, com uma clara separação entre minerais ultraestáveis, como zircão e turmalina, e minerais instáveis, como anfibólios e piroxênios. A segunda componente principal (PC2), embora com impacto menor, revelou variações adicionais nas frações granulométricas, associando minerais opacos e óxidos de titânio às frações mais grossas, enquanto aluminossilicatos se concentraram nas frações mais finas (Figura 15).

A análise das texturas também foi fundamental para essa interpretação, pois observou-se uma dissolução e corrosão mais acentuadas nos minerais menos estáveis, além de um arredondamento mais evidente nos grãos mais estáveis (Figura 18). O arredondamento, característico de minerais que sobrevivem a múltiplos ciclos sedimentares, reforça a ideia de que os minerais ultraestáveis passaram por diversos ciclos de deposição.

O gráfico de ZTR em relação ao tHMC reforça a interpretação de que a variação nas assembleias mineralógicas está mais relacionada ao intemperismo do que a diferenças nas áreas de origem (Figura 16). Nas amostras com maior concentração de ZTR, observou-se uma redução significativa na concentração de tHMC, o que sugere que minerais instáveis foram perdidos durante o intemperismo, resultando em uma maior concentração de minerais ultraestáveis. Esse padrão confirma a ideia de que o intemperismo favorece a perda dos minerais menos resistentes e contribui para a concentração de minerais mais estáveis. No entanto, ao examinar a relação entre RuZi e tHMC (Figura 17), observou-se um comportamento que, embora compatível com a hipótese do intemperismo, sugere que processos de seleção hidráulica possam influenciar a distribuição de minerais pesados, como o rutilo, em sedimentos com maior tHMC. Esse aspecto, embora secundário, pode ser considerado em aprofundamentos futuros para uma compreensão mais completa dos processos que influenciam a composição mineral dos sedimentos.

Por fim, as amostras foram incorporadas ao mapa das unidades de terraços da depressão amazônica central (Figura 21), elaborado por Mazoca (2023), complementando a interpretação sobre o intemperismo e evolução dos terraços (Figura 19).



**Figura 21.** O mapa completo das unidades de terraço na depressão amazônica central, com as amostras deste trabalho estão plotadas em círculos azuis. A idade de cada depósito varia do mais antigo em Q1 ao mais novo em Q9. Modificado de Mazoca (2023).

As amostras ALC-35A e ALC-35E, localizadas na unidade Q1 — a mais antiga —, apresentam uma menor proporção de minerais instáveis, resultado de um intemperismo prolongado que favoreceu a preservação de minerais estáveis. Por sua vez, as amostras ALC-28B, ALC-28H, ALC-26B e ALC-26F estão associadas à unidade Q4, que, embora seja mais recente do que Q1, exibe uma proporção semelhante de minerais instáveis e estáveis. Isso indica que essas amostras também passaram por um processo de intemperismo intenso, sendo tão maduras quanto aquelas da unidade Q1.

O mapeamento revela uma posição particular para a amostra ALC-26F, que, ao pertencer ao terraço 26, foi realocada para o grupo 1, em vez de permanecer no grupo 2, no qual estava anteriormente classificada. Essa realocação é realizada, ao evidenciar que o intemperismo ao longo do perfil sedimentar não foi tão forte permitindo a preservação de minerais imaturos. Conforme discutido nos resultados, estudos realizados por Horbe *et al.* (2007) na mesma região do terraço 26 indicam que o intemperismo nesta área foi relativamente moderado.

A unidade Q9, sendo a mais recente, retém uma quantidade maior de minerais instáveis, como anfibólios e piroxênios, o que indica uma menor exposição ao intemperismo.

Essas observações reforçam que a variação mineralógica observada é substancialmente controlada pelo intemperismo, em vez de refletir apenas as características da área de origem. O comportamento diferencial dos minerais nas distintas unidades de terraço apoia essa interpretação, evidenciando que a progressiva eliminação dos minerais instáveis nas unidades mais antigas é um reflexo direto dos processos intempéricos atuantes na região.

## **7. CONCLUSÕES**

A análise detalhada das dezoito lâminas das frações de 15-500 e 63-125  $\mu\text{m}$  permitiu identificar dois grupos distintos de assembleias mineralógicas, refletindo as variações na composição mineral em resposta a diferentes condições ambientais. O primeiro grupo, caracterizado por minerais ultraestáveis, como zircão, turmalina e rutilo, indicou um tempo de residência prolongado e um intemperismo mais intenso. Por outro lado, o segundo grupo, composto por minerais menos resistentes, como anfíbólios e piroxênios, sugeriu um tempo de residência mais curto e menor exposição aos processos de intemperismo.

Esses resultados ressaltam a importância do tempo de residência e da intensidade dos processos intempéricos na diferenciação mineralógica dos depósitos sedimentares. A separação entre os grupos observados reforça a ideia de que esses fatores moldam a assembleia mineral de um depósito e contribuem para uma compreensão mais detalhada da interação entre os sedimentos e o ambiente. Além disso, o estudo evidenciou que a análise de diferentes frações granulométricas oferece uma visão mais abrangente do histórico de deposição e transformação dos sedimentos, revelando nuances importantes sobre os processos que os moldam.

A manifestação do intemperismo nas amostras, evidenciada pela dissolução de minerais instáveis como olivina, hornblenda, actinolita, augita e hiperstênio, enquanto minerais mais estáveis se preservam, reflete o impacto dos processos intempéricos sobre os minerais menos resistentes ao longo do tempo. A comparação com o trabalho de Mazoca (2023), que mapeou as unidades de terraços na Amazônia Central e estabeleceu uma cronologia para a formação desses depósitos, foi fundamental para contextualizar os resultados. A correlação entre as amostras analisadas e as unidades mapeadas por Mazoca demonstra que as amostras associadas às unidades mais antigas apresentam uma maior concentração de minerais ultraestáveis, indicando um tempo de exposição mais prolongado ao intemperismo. Em contrapartida, as amostras das unidades mais recentes preservam minerais instáveis, sinalizando um menor tempo de residência e uma intensidade reduzida de intemperismo.



Essa correlação reforça a aplicabilidade do mapeamento de Mazoca na interpretação dos processos de formação e evolução mineralógica dos depósitos sedimentares, permitindo inferências sobre a idade e as condições de formação dos sedimentos. Além disso, a utilização de técnicas complementares, como a espectroscopia Raman em conjunto com a microscopia tradicional, foi fundamental para garantir uma caracterização mais completa e precisa das assembleias de minerais pesados. Embora o microscópio seja essencial, ele está sujeito a erros de identificação, que podem ocorrer devido à experiência do operador e às limitações da observação visual. A espectroscopia Raman, por sua vez, oferece uma identificação precisa e detalhada, eliminando ambiguidades e complementando a análise microscópica, o que aumenta a confiabilidade dos resultados e possibilita a descoberta de minerais inesperados.

Embora a análise das frações granulométricas não tenha identificado diferenças significativas na composição mineralógica, restringir a pesquisa a uma única faixa granulométrica pode limitar a compreensão dos depósitos sedimentares. Minerais específicos podem se concentrar em partículas finas ou grossas, o que poderia revelar informações adicionais sobre os processos de intemperismo e deposição. Assim, expandir o estudo para incluir diferentes faixas granulométricas oferece uma visão mais abrangente dos sedimentos, permitindo identificar variações sutis que poderiam ser negligenciadas e proporcionando um panorama mais detalhado das assembleias mineralógicas e suas condições de formação.

Por fim, a combinação da análise das texturas dos sedimentos, o uso do microscópio e da espectroscopia Raman, juntamente com a ampliação das faixas granulométricas analisadas, contribui para uma abordagem mais robusta e precisa. A integração dessas técnicas supera as limitações de cada método isolado, proporcionando uma visão mais detalhada da composição dos sedimentos e aumentando a confiabilidade dos resultados. A análise das texturas por meio do microscópio permite observar características sutis dos minerais, enquanto a espectroscopia Raman assegura uma identificação mineral precisa, sem ambiguidades. Ao incluir frações granulométricas mais amplas, é possível obter uma visão mais abrangente dos depósitos, revelando variações cruciais para a interpretação dos processos geológicos. Dessa forma, essa abordagem integrada melhora a assertividade das hipóteses formuladas e oferece uma compreensão mais aprofundada dos processos que moldam a composição mineralógica dos sedimentos.

## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aitchison, E. M., Gill, M., Dhanoa, M. S., Osbourn, D. F., 1986, The effect of digestibility and forage species on the removal of digesta from the rumen and the voluntary intake of hay by sheep. *British Journal of Nutrition*, v. 56, n. 2, p. 463-476.
- Almeida, R. P., Freitas, B. T., Turra, B. B., Figueiredo, F. T., Marconato, A., Janikian, L., 2016, Reconstructing fluvial bar surfaces from compound cross-strata and the interpretation of bar accretion direction in large river deposits. *Sedimentology*, v. 63, n. 3, p. 609-628.
- Alván, A., von Eynatten, H., Dunkl, I., Gerdes, A., 2015, Zircon U–Pb geochronology and heavy mineral composition of the Camaná Formation, southern Peru: Constraints on sediment provenance and uplift of the Coastal and Western Cordilleras. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 61, p. 14-32.
- Andò, S., 2020, Gravimetric separation of heavy minerals in sediments and rocks. *Minerals*, v. 10, n. 3, p. 273.
- Andò, S., Garzanti, E., 2014, Raman spectroscopy in heavy-mineral studies. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 386, n. 1, p. 395-412.
- Andò, S., Garzanti, E., Padoan, M., Limonta, M., 2012, Corrosion of heavy minerals during weathering and diagenesis: A catalog for optical analysis. *Sedimentary Geology*, v. 280, p. 165-178.
- Andò, S., Vignola, P., Garzanti, E., 2011, Raman counting: a new method to determine provenance of silt. *Rendiconti Lincei*, v. 22, p. 327-347.
- Arai, M., Nogueira, A. C. R., Silveira, R. R., Horbe, A. M., 2003, Considerações Cronoestratigráficas e Paleoambientais da Formação Solimões com base em palinóforos, região de Coari, Estado do Amazonas. *Simpósio De Geologia Da Amazônia*, v. 8.
- Bicudo, T. C., Sacek, V., Almeida, R. P., Bates, J. M., Ribas, C. C., 2019, Andean tectonics and mantle dynamics as a pervasive influence on Amazonian ecosystem. *Scientific reports*, v. 9, n. 1, p. 16879.
- Cunha, P. R. C.; Gonzaga, F. G.; Coutinho, L. F. C., 1994, Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 47-55.
- Daemon, R. F., Contreiras, C. J. A., 1971, Zoneamento Palinológico Da Bacia Do Amazonas. In: *Congresso Brasileiro De Geologia*, 25. São Paulo, Sbg. v. 3, p. 79-88.
- Eiras, Jaime F. *et al.*, 1994, Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 8, n. 1, p. 17-45.
- Feil, S., von Eynatten, H., Dunkl, I., Schöning, J., Lünsdorf, N. K., 2024, Inherited grain-size distributions: Effect on heavy-mineral assemblages in modern and ancient sediments. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 129, n. 2, p. e2023JF007356.
- Franco, C. N. A., 2023, Contexto estratigráfico e minerais pesados das unidades sedimentares cretácea e neógena aflorantes na Amazônia central [Trabalho de Conclusão de Curso]: Manaus, Universidade Federal do Amazonas, Instituto de Ciências Exatas, <http://riu.ufam.edu.br/handle/prefix/6646>.
- Garzanti, E., Andò, S., 2007, Heavy mineral concentration in modern sands: implications for provenance interpretation. *Developments in sedimentology*, v. 58, p. 517-545.
- Garzanti, E., Andò, S., France-Lanord, C., Censi, P., Vignola, P., Galy, V., Lupker, M., 2011, Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments 2. Suspended-load silt (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh) in *Earth and Planetary Science Letters*, v. 302, n. 1-2, p. 107-120.
- Garzanti, E., Padoan, M., Andò, S., Resentini, A., Vezzoli, G., Lustrino, M., 2013, Weathering and relative durability of detrital minerals in equatorial climate: sand petrology and geochemistry in the East African Rift. *The Journal of Geology*, v. 121, n. 6, p. 547-580.
- Geo SGB, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2024, Dados Geológicos: <https://geosgb.sgb.gov.br/geosgb/downloads.html> (acessado Abril 2024).

- Guyot, J. L., Jouanneau, J. M., Soares, L., Boaventura, G. R., Maillet, N., Lagane, C., 2007, Clay mineral composition of river sediments in the Amazon Basin. *Catena*, v. 71, n. 2, p. 340-356.
- Hoorn, C., 1993, Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, v. 105, n. 3-4, p. 267-309.
- Hoorn, C., 1994, An environmental reconstruction of the palaeo-Amazon river system (Middle–Late Miocene, NW Amazonia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 112, n. 3-4, p. 187-238.
- Hoorn, C., Guerrero, J., Sarmiento, G. A., e Lorente, M. A., 1995, Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology*, v. 23, n. 3, p. 237-240.
- Horbe, A. M. C., Paiva, M. R. P. D., Motta, M. B., Horbe, M. A., 2007, Mineralogia e geoquímica dos perfis sobre sedimentos neógenos e quaternários da bacia do Solimões na região de Coari-AM. *Acta Amazonica*, v. 37, p. 81-89.
- Horbe, A. M. C., Queiroz, M. M. D. A., Moura, C. A. V., Toro, M. A. G., 2013, Geoquímica das águas do médio e baixo rio Madeira e seus principais tributários-Amazonas-Brasil. *Acta Amazonica*, v. 43, p. 489-504.
- Hubert, J. F., 1962, A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Research*, v. 32, n. 3, p. 440-450.
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2024, Dados Geológicos: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/todos-os-produtos-geociencias.html> (acessado Abril 2024).
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., Sares, S.W., 1984, The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi–Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, p. 103–116.
- Jaillard, E. *et al.*, 2000, Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northern Chile. *Tectonic evolution of South America*, edited by: Cordani, UG, Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, DA, Rio de Janeiro, Brasil, p. 481-559.
- James, M. J., Júnior, A. E. D. A. S., da Costa, J. S., 2018, Aspectos estratigráficos e análise de minerais pesados das formações ipixuna, barreiras e pós-barreiras, entre as cidades de Jacundá e Goianésia do Pará, sub-bacia de Mocajuba, sudeste do Estado do Pará: *Geociências*, v. 37, n. 4, p. 759-773, doi:10.5016/geociencias.v37i4.12433.
- Landim, P. M., Bósio, N. J., Wu, F. T., Castro, P. R., 1983, Minerais pesados provenientes do leito do rio Amazonas. *Acta Amazonica*, v. 13, n. 1, p. 51-72.
- Latrubesse, E., Rancy, A., Ramonell, C., Souza Filho, J. P. De., 1994, A formação Solimões: uma formação do Mio-Plioceno da Amazônia sul-ocidental in *Simpósio de Geologia da Amazônia*, v. 4, p. 204-205.
- Maia, R. G. N., Godoy, H. K., Yamaguti, H. S., Moura, P. A. D., Costa, F. S. F. D., Holanda, M. A. D., Costa, J. A. D., 1977, Projeto carvão no Alto Solimões: relatório final. CPRM.
- Mange, M. A., Maurer, H. F. W., 1992, Heavy minerals in colour: Springer Science & Business Media, 150 p.
- Mapes, R. W., 2009, Past and present provenance of the Amazon River drainage basin [Tese de Doutorado]: University of North Carolina.
- Mazoca, C. E. M., 2023, Reconstruction of Pleistocene Alluvial Systems in Central Amazonia [Tese de Doutorado]: Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 171 p.
- Morton, A. C., Hallsworth, C., 1994, Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, v. 90, n. 3-4, p. 241-256.
- Morton, A. C., Hallsworth, C. R., 1999, Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary geology*, v. 124, n. 1-4, p. 3-29.
- Motta, M. B., 2008, Proveniência da Formação Içá e de sedimentos do Rio Solimões, entre os municípios de Tefé e Manacapuru, Amazonas. [Dissertação de Doutorado]: Manaus, Universidade Federal do Amazonas, Instituto de Ciências Exatas.

- Nascimento Jr, D. R., Sawakuchi, A. O., Guedes, C. C., Giannini, P. C., Grohmann, C. H., Ferreira, M. P., 2015, Provenance of sands from the confluence of the Amazon and Madeira rivers based on detrital heavy minerals and luminescence of quartz and feldspar. *Sedimentary Geology*, v. 316, p. 1-12.
- Nogueira, A. C. R., Arai, M., Horbe, A. M. C., Horbe, M. A., Silveira, R. R., Silva, J. S., Motta, M. B., 2003, A influência marinha nos depósitos da Formação Solimões na região de Coari (AM): registro da transgressão miocênica na Amazônia Ocidental. VIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, Amazonas.
- Nogueira, A. C. R., Silveira, R., Guimaraes, J. T. F., 2013, Neogene–Quaternary sedimentary and paleovegetation history of the eastern Solimões Basin, central Amazon region. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 46, p. 89-99.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, R., 1973. *Sand and sandstone*. Springer Science & Business Media, 560 p.
- Pupim, F. D. N., *et al.*, 2019, Chronology of Terra Firme formation in Amazonian lowlands reveals a dynamic Quaternary landscape. *Quaternary Science Reviews*, v. 210, p. 154-163.
- Remus, M. V. D., Souza, R. S., Cupertino, J. A., De Ros, L. F., Dani, N., Vignol-Lelarge, M. L., 2008, Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Brazilian Journal of Geology*, v. 38, n. 2, p. 166-185.
- Ribas, C. C., Aleixo, A., Nogueira, A. C. R., Miyaki, C. Y., Cracraft, J., 2012, A palaeobiogeographic model for biotic diversification within Amazonia over the past three million years in *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, v. 279, n. 1729, p. 681-689.
- Rosseto, M., 2013, Proveniência sedimentar das areias holocênicas do rio Madeira, Amazonas, Brasil [Tese de Doutorado]: Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 91 p.
- Rossetti, D. F., 2014, The role of tectonics in the late Quaternary evolution of Brazil's Amazonian landscape. *Earth-Science Reviews*, v. 139, p. 362-389.
- Rossetti, D. F., Cohen, M. C., Tatum, S. H., Sawakuchi, A. O., Cremon, E. H., Mittani, J. C., Bertani, T. C., Munita, C. J. A. S., Tudela, D. R. G., Yee, M., Moya, G., 2015, Mid-Late Pleistocene OSL chronology in western Amazonia and implications for the transcontinental Amazon pathway. *Sedimentary Geology*, v. 330, p. 1-15.
- Rossetti, D. F., Toledo, P. M., Góes, A. M., 2005, New geological framework for Western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. *Quaternary research*, v. 63, n. 1, p. 78-89.
- Sawakuchi, A. O. *et al.*, 2018, Luminescence of quartz and feldspar fingerprints provenance and correlates with the source area denudation in the Amazon River basin. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 492, p. 152-162.
- Sforzin, A. M., 2022, Dunas quaternárias do médio rio São Francisco: proveniência sedimentar com base em minerais pesados [Dissertação de Mestrado]: Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 144 p.
- Silveira, R. R. D., 2005, Cronoestratigrafia e interpretação paleoambiental de depósitos Miocenos da Formação Solimões, região de Coari, AM [Dissertação de Mestrado]: Universidade Federal do Amazonas, Instituto de Ciências Exatas, 117 p.
- Stern, A. G., 2019, Caracterização de depósitos fluviais de grandes e pequenos rios no Quaternário da Amazônia: Terraços de terra firme no Médio Rio Solimões, Amazonas (AM) e a formação Boa Vista, Roraima (RR) [Tese de Doutorado]: Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 123 p.
- Vermeesch, P., 2019, Exploratory analysis of provenance data using R and the provenance package. *Minerals*, v. 9, n. 3, p. 193.
- Vermeesch, P., Resentini, A., Garzanti, E., 2016, An R package for statistical provenance analysis. *Sedimentary Geology*, v. 336, p. 14-25.
- Villanueva, U., Raposo, J. C., Castro, K., de Diego, A., Arana, G., Madariaga, J. M., 2008, Raman spectroscopy speciation of natural and anthropogenic solid phases in river and

- estuarine sediments with appreciable amount of clay and organic matter in *Journal of Raman Spectroscopy: An International Journal for Original Work in all Aspects of Raman Spectroscopy, Including Higher Order Processes, and also Brillouin and Rayleigh Scattering*, v. 39, n. 9, p. 1195-1203.
- Von Eynatten, H., Gaupp, R., 1999, Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry. *Sedimentary Geology*, v. 124, n. 1-4, p. 81-111.
- Wanderley-Filho, J. R., Eiras, J. F., Cunha, P. R. C., van der Ven, P. H., 2009, The Paleozoic Solimões and Amazonas basins and the Acre foreland basin of Brazil in Amazonia: Landscape and Species Evolution: A look into the past, p. 29-37.
- Wanderley Filho, J. R., Eiras, J. F., Vaz, P. T., 2007, Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 217-225.
- Weltje, G. J., von Eynatten, H., 2004, Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology*, v. 171, n. 1-4, p. 1-11.
- Whitney, D. L., Evans, B. W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, v. 95, n. 1, p. 185-187.

## ANEXOS

Anexo I - Tabela de informações das amostras analisadas						
Amostras	Localização			Mais informação		
	Coordenadas	Elevação (m.a.s.l.)	Profundidade (m)	Classe analisada (µm)	Tipo	Unidades mapeadas dos terraços (Mazoca, 2023)
ALC-35A	-68.12166;-3.036.388	80	2	15-500	Terraços do Rio Içá	Q1
ALC-35A	-68.12166;-3.036.388	80	2	63-125	Terraços do Rio Içá	Q1
ALC-35E	-68.12166;-3.036.389	80	17,4	15-500	Terraços do Rio Içá	Q1
ALC-35E	-68.12166;-3.036.389	80	17,4	63-125	Terraços do Rio Içá	Q1
ALC-28B	-64.6111111;-3.401666 7	50	6,5	15-500	Terraços do Rio Solimões	Q4
ALC-28B	-64.6111111;-3.401666 7	50	6,5	63-125	Terraços do Rio Solimões	Q4
ALC-28H	-64.6111111;-3.401666 7	50	19,6	15-500	Terraços do Rio Solimões	Q4
ALC-28H	-64.6111111;-3.401666 7	50	19,6	63-125	Terraços do Rio Solimões	Q4

ALC-26B	-63.097419;-4.087345	40	5	15-500	Terraços do Rio Solimões	Q4
ALC-26B	-63.097419;-4.087345	40	5	63-125	Terraços do Rio Solimões	Q4
ALC-26F	-63.097419;-4.087346	40	14,5	15-500	Terraços do Rio Solimões	Q4
ALC-26F	-63.097419;-4.087346	40	14,5	63-125	Terraços do Rio Solimões	Q4
ALC-39A	-65.077.819;-2.167.145	40	2	15-500	Terraços do Rio Japurá	Q9
ALC-39A	-65.077.819;-2.167.145	40	2	63-125	Terraços do Rio Japurá	Q9
ALC-39C	-65.077.819;-2.167.145	40	4,3	15-500	Terraços do Rio Japurá	Q9
ALC-39C	-65.077.819;-2.167.145	40	4,3	63-125	Terraços do Rio Japurá	Q9
ALC-38A	-65.179.419;-2.087.945	39	4,5	15-500	Terraços do Rio Japurá	Q9
ALC-38A	-65.179.419;-2.087.945	39	4,5	63-125	Terraços do Rio Japurá	Q9

Anexo II - Tabela de contagem das amostras analisadas (Minerais transparentes)																		
Amostras	Classe (µm)	Zrn	Rt	Tou	Trsp_ TiOx	Ap	Mnz	Grt	St	Ky	Fi	Ep	Others	Amp	Px	Ol	And	TOTAL
ALC-35A	15-500	64	31	32	15	10	1	0	2	5	0	8	1	1	0	0	30	200
ALC-35A	63-125	38	22	46	7	1	0	0	7	31	2	0	0	0	0	0	46	200
ALC-35E	15-500	85	33	41	5	0	3	0	3	7	0	1	2	2	0	0	18	200
ALC-35E	63-125	42	22	59	13	8	0	0	6	18	9	4	0	0	0	0	19	200
ALC-28B	15-500	58	29	43	15	4	0	0	3	24	0	3	0	0	0	0	21	200
ALC-28B	63-125	86	20	44	31	1	0	0	1	5	4	0	0	0	0	0	8	200
ALC-28H	15-500	29	4	21	3	4	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	63
ALC-28H	63-125	33	9	7	3	0	0	0	4	16	5	0	0	0	0	0	26	103
ALC-26B	15-500	114	30	19	18	2	8	1	1	0	2	0	0	0	0	0	5	200
ALC-26B	63-125	50	7	69	15	1	4	1	8	7	16	0	0	0	0	0	22	200
ALC-26F	15-500	2	9	13	17	8	0	13	2	1	2	81	0	50	0	0	2	200



ALC-26F	63-125	12	3	18	15	7	5	12	9	5	2	32	0	65	11	0	4	200
ALC-39A	15-500	5	8	9	13	6	0	8	2	1	0	50	0	90	8	0	0	200
ALC-39A	63-125	7	8	10	9	6	6	9	8	0	0	21	0	81	27	0	8	200
ALC-39C	15-500	10	15	6	10	7	0	5	5	0	1	26	0	86	22	7	0	200
ALC-39C	63-125	7	4	17	9	14	3	10	10	0	3	22	0	69	25	4	3	200
ALC-38A	15-500	0	15	4	15	3	0	4	5	0	0	37	0	101	10	5	1	200
ALC-38A	63-125	0	6	18	8	6	0	5	9	0	0	23	0	77	37	0	11	200

<b>Anexo III - Tabela de contagem das amostras analisadas (Opacos)</b>					
Amostras	Classe ( $\mu\text{m}$ )	Opq	Opq_FeOx	Opq_TiOx	Total de Opacos
ALC-35A	15-500	248	32	68	348
ALC-35A	63-125	85	23	32	140
ALC-35E	15-500	488	0	572	1060
ALC-35E	63-125	106	18	80	204
ALC-28B	15-500	304	100	308	712
ALC-28B	63-125	105	17	58	180
ALC-28H	15-500	120	35	48	203
ALC-28H	63-125	25	7	163	195
ALC-26B	15-500	560	84	216	860
ALC-26B	63-125	84	24	50	158
ALC-26F	15-500	160	8	56	224

ALC-26F	63-125	86	11	47	144
ALC-39A	15-500	128	16	56	200
ALC-39A	63-125	43	11	18	72
ALC-39C	15-500	108	20	48	176
ALC-39C	63-125	57	28	34	119
ALC-38A	15-500	88	8	48	144
ALC-38A	63-125	50	2	22	74

Amostras	Anexo IV - Grau de arredondamento das amostras analisadas																			
	ZTR arredondado	ZTR subarredondado	ZTR angular	Ap arredondado	Ap subarredondado	Ap angular	Px arredondado	Px subarredondado	Px angular	Ep arredondado	Ep subarredondado	Ep angular	Grt arredondado	Grt subarredondado	Grt angular	Ttn arredondado	Ttn subarredondado	Ttn angular	Other arredondado	Other subarredondado
ALC-35A	5	96	20	1	9	0	0	0	0	0	7	1	1	0	0	1	5	1	0	30
ALC-35A	0	96	4	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	84
ALC-35E	5	114	31	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2	0	1	34
ALC-35E	0	102	18	0	8	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	4	0	0	57
ALC-28B	12	79	31	1	3	0	0	0	0	0	3	0	0	0	2	0	10	0	0	21
ALC-28B	0	135	9	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	17	0	0	32
ALC-28H	2	48	3	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
ALC-28H	0	43	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	46
ALC-26B	17	98	34	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	12	3	0	12
ALC-26B	0	108	17	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	10	1	0	60
ALC-26F	0	18	4	0	6	2	0	0	0	9	47	18	0	10	3	0	9	1	0	29
ALC-26F	0	28	2	0	5	2	0	11	0	0	32	0	0	12	0	0	12	0	0	70
ALC-39A	0	15	4	0	5	1	0	7	0	4	39	7	0	6	2	0	4	2	2	64
ALC-39A	0	22	3	0	6	0	0	25	0	0	21	0	0	9	1	0	7	0	0	84
ALC-39C	1	27	3	0	4	3	0	14	6	0	22	4	0	5	2	0	8	1	0	55
ALC-39C	0	24	4	0	14	0	0	21	1	0	22	0	0	9	2	0	7	0	0	76
ALC-38A	0	17	2	0	3	0	0	6	3	0	32	5	0	3	0	0	9	4	0	51
ALC-38A	0	16	0	0	6	0	0	32	0	0	23	0	0	5	0	0	8	0	0	79

Amostras	Anexo V - Grau de corrosão das amostras estudadas																				
	Px fresco	Px corroído	Px lixiviado	Amp fresco	Amp corroído	Amp lixiviado	Ep fresco	Ep corroído	Ep lixiviado	Tou fresca	Tou corroída	St fresca	St corroída	St lixiviada	Grt fresca	Grt corroída	Grt lixiviada	Ky fresca	Ky corroída	Ky lixiviada	Others lixiviados
ALC-35A	0	0	0	1	0	0	1	4	3	6	10	0	1	0	0	0	0	2	1	2	45
ALC-35A	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	20	0	4	1	0	0	0	2	16	6	1
ALC-35E	0	0	0	0	2	0	0	0	1	3	10	0	2	1	0	0	0	2	0	5	55
ALC-35E	0	0	0	0	0	0	0	4	0	10	27	0	6	0	0	0	0	3	7	7	25
ALC-28B	0	0	0	0	0	0	0	0	3	11	11	2	0	1	0	0	0	10	6	6	32
ALC-28B	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	17	0	1	0	0	0	0	0	4	1	21
ALC-28H	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
ALC-28H	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	4	0	3	1	0	0	0	1	7	8	5
ALC-26B	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	8	0	1	0	0	1	0	0	0	0	21
ALC-26B	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	38	0	6	0	0	0	0	1	3	3	8
ALC-26F	0	0	0	4	12	28	18	31	23	5	6	1	1	0	3	6	4	1	0	0	5
ALC-26F	0	10	1	2	22	41	0	30	1	4	3	1	3	1	0	7	0	1	1	3	6
ALC-39A	0	4	4	19	37	24	7	23	11	2	5	0	1	1	2	6	0	1	0	0	3
ALC-39A	1	15	6	7	30	34	0	19	0	3	4	1	5	0	0	5	0	0	0	0	0
ALC-39C	6	9	5	25	19	26	4	15	5	0	1	2	2	1	0	4	0	0	0	0	3
ALC-39C	1	11	9	4	29	27	0	18	2	3	6	1	4	3	1	7	0	0	0	0	3
ALC-38A	3	1	4	19	9	35	5	13	13	0	0	0	2	0	1	0	1	0	0	0	3
ALC-38A	0	15	18	1	32	42	0	17	6	0	6	0	4	2	0	3	0	0	0	0	6