

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**AYRON DELLA COLETA DE OLIVEIRA**

**PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DA FORMAÇÃO CERRO DA ANGÉLICA  
(EDIACARANO, BACIA DO CAMAQUÃ-RS)**

**AYRON DELLA COLETA DE OLIVEIRA**

**Monografia**

**TF-24/03**

Orientador: Prof. Dr. André Marconato

Coorientadora: Dra. Thais Aparecida Silva

São Paulo

2024

**Ayron Della Coleta de Oliveira**

**PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DA FORMAÇÃO CERRO DA ANGÉLICA  
(EDIACARANO, BACIA DO CAMAQUÃ-RS)**

Trabalho de Formatura apresentado ao  
Curso de Geologia do Instituto de  
Geociências da Universidade  
de São Paulo como pré-requisito para a  
obtenção do Título de Bacharel em  
Geologia.

Orientador: Prof. André Marconato

Coorientadora: Dra. Thais Aparecida Silva

São Paulo  
2024

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Proveniência sedimentar da Formação Cerro da Angélica (Ediacarano, Bacia do  
Camaquã-RS)**

**AYRON DELLA COLETA DE OLIVEIRA**

Orientador: Prof. André Marconato

Coorientadora: Dra. Thaís Aparecida Silva

Trabalho de Formatura

No do projeto: **TF-24/03**

COMISSÃO JULGADORA

Prof. Rogério Guitarrari Azzone

Prof. Paulo César Fonseca Giannini

São Paulo

2024

**À memória de minha avó  
Maria Erleta Pradella Della Coleta,  
e meu pai Ariston Aparecido de Oliveira**

## AGRADECIMENTOS

Este trabalho só foi construído ao longo deste curso árduo por conta da ajuda de várias pessoas importantes neste percurso.

Primeiramente venho agradecer ao meu orientador Professor Doutor Andre Marconato que aceitou orientar minha Iniciação Científica no programa PRH-43 ainda no período pandêmico, e que sempre foi solícito e me auxiliou sempre que precisei, tirando minhas dúvidas e também me ajudando nos processos laboratoriais e de interpretação dos resultados. Agradeço imensamente ao professor por essa imersão na pesquisa científica.

Agradeço também a minha coorientadora Thaís Aparecida Silva pela paciência e disponibilidade em me ensinar e auxiliar em todos os métodos da separação dos pesados, juntamente com a análise dos minerais em microscópio, me dando um norte para prosseguir o trabalho. Juntamente agradeço aos professores Renato Paes de Almeida (Ninguém), Paulo César Fonseca Giannini e Ana Maria Góes que disponibilizaram seu tempo para me auxiliar em dúvidas a respeito da pesquisa. Agradeço em especial o Maciel Jorge de Souza que confiou a mim suas amostras do Projeto de Mestrado, e possibilitou meu projeto de Iniciação Científica e Trabalho Final.

Também agradeço a Técnica do Laboratório Jordana que me acompanhou nessa jornada da contagem no e sempre foi solícita comigo, me auxiliando com os processos laboratoriais, e disponibilizando a chave do laboratório sempre que precisei.

Agradeço a Universidade de São Paulo e também ao Instituto de Geociências, juntamente com os professores e funcionários que permitiram essa grande experiência em minha vida.

Agradeço a todos meus colegas de turma da 63 que passaram pela minha vida nesse período. E agradeço aos amigos que fiz e que levarei sempre comigo: João Leão (Gonzaguinha), Tomáz (Rapakivi), Thomás (Xandô), Rafaela (Brabu), Igor (Askov) e Vinícius (Ovolete) durante esse processo ao qual passamos por diversos desafios e trabalhos de campos incríveis. Obrigado pelas conversas e risadas proporcionadas que fizeram a graduação ter um caminho mais leve.

Agradeço a todos meus amigos da minha cidade Tanabi-SP, que fizeram parte de toda essa trajetória principalmente nos períodos da pandemia, e no final do curso, e me deram forças pra continuar essa trajetória.

Agradeço imensamente a Ana Luiza minha companheira da vida, e que mais me ajudou em todos os momentos da vida com seu amor e carinho desde da escolha do curso até sua conclusão.

Por fim agradeço a todos meus familiares que possibilitaram na conclusão dessa jornada em São Paulo. Agradeço desde sempre minha mãe Adriana Della Coleta que sempre foi minha maior apoiadora desde criança, ao meu pai que foi um grande incentivador, aos meus avós e tios que sempre lutaram para me ajudar, agradeço também pelo carinho e apoio incondicional que meus sogros Elaine e Paulo tiveram na trajetória minha em São Paulo, me acolheram e me ajudaram em tudo, possibilitando minha conclusão do curso.

## SUMÁRIO

<b>RESUMO .....</b>	<b>1</b>
<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>3</b>
<b>2. OBJETIVOS E METAS.....</b>	<b>4</b>
<b>3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>4</b>
<b>3.1 Caracterização da área de estudo .....</b>	<b>4</b>
<b>3.2 Contexto geológico regional .....</b>	<b>5</b>
<b>3.3 Análise de minerais pesados .....</b>	<b>8</b>
<b>3.4 Ambientes de deposição lacustre .....</b>	<b>9</b>
<b>4. MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>10</b>
<b>4.1 Preparação das amostras e montagem das lâminas .....</b>	<b>10</b>
<b>4.2 Quantificação.....</b>	<b>11</b>
<b>4.3 Composição dos minerais pesados .....</b>	<b>11</b>
<b>4.4 Índices de pares de minerais .....</b>	<b>12</b>
<b>4.5 Classificação e análise de componentes principais.....</b>	<b>14</b>
<b>4.6 Forma dos grãos .....</b>	<b>15</b>
<b>4.7 Classes de zircão .....</b>	<b>16</b>
<b>5. RESULTADOS .....</b>	<b>16</b>
<b>5.1 Assembleia mineral.....</b>	<b>16</b>
<b>5.2 Índices de razão entre minerais .....</b>	<b>19</b>
<b>5.3 Resultados da análise de principais componentes .....</b>	<b>22</b>

<b>5.4 Formas dos grãos .....</b>	<b>24</b>
<b>5.4.1 Formas dos grãos de apatita .....</b>	<b>26</b>
<b>5.4.2 Formas dos grãos de zircão .....</b>	<b>27</b>
<b>5.4.3 Formas dos grãos de turmalina .....</b>	<b>28</b>
<b>5.5 Classes do zircão .....</b>	<b>30</b>
<b>6. INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS.....</b>	<b>31</b>
<b>6.1 Proveniência da assembleia dos minerais principais .....</b>	<b>31</b>
<b>6.3 Correlação entre os minerais .....</b>	<b>32</b>
<b>6.4 Razões entre pares de minerais.....</b>	<b>34</b>
<b>6.5 Classificação e análise de componentes principais .....</b>	<b>36</b>
<b>6.6 Grau de arredondamento dos grãos .....</b>	<b>39</b>
<b>6.7 Classes de zircão na estratigrafia.....</b>	<b>41</b>
<b>7. DISCUSSÃO E CONCLUSÃO .....</b>	<b>41</b>
<b>8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>44</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da área de estudo. Fonte: Maciel (2024, Pesquisa de Mestrado em andamento).....	5
Figura 2 - Mapa geológico da área de estudo. Fonte: (Janikian et al. 2012). .....	6
Figura 3 - Estratigrafia área estudada da Formação Cerro da Angélica. Fonte: Maciel (Pesquisa de Mestrado em andamento).....	8
Figura 4 - Gráfico com eixo das variâncias principais e variâncias mínimas ortogonais. ....	14
Figura 5 - Histograma da frequência relativa dos minerais contados no total.....	18

Figura 6 - Gráficos de distribuição dos minerais ao longo da estratigrafia. Da esquerda para direita: zircão, turmalina na parte superior, granada e rutilo no meio, e apatita na parte inferior. No eixo X está indicado da direita para a esquerda a amplitude estratigráfica decrescente para cada amostra analisada, no eixo Y está indicado a proporção dos grãos de rutilo, apatita, granada, zircão e turmalina nas amostras. ....	19
Figura 7 - Gráfico com os valores a partir da transformação logarítmica centrada após a substituição dos zeros. ....	20
Figura 8 - Índice ZTR ao longo da estratigrafia, o eixo x está relacionado com o intervalo estratigráfico das lâminas contadas, e o eixo y indica o valor da razão obtida entre os minerais na escala logarítmica. ....	20
Figura 9 - Índice GZi ao longo da estratigrafia, o eixo x está relacionado com o intervalo estratigráfico das lâminas contadas, e o eixo y indica o valor da razão obtida entre os minerais na escala logarítmica. ....	21
Figura 10 - Índice ATI ao longo da estratigrafia, o eixo x está relacionado com o intervalo estratigráfico das lâminas contadas, e o eixo y indica o valor da razão obtida entre os minerais na escala logarítmica. ....	21
Figura 11 - Índice RZi ao longo da estratigrafia, o eixo x está relacionado com o intervalo estratigráfico das lâminas contadas, e o eixo y indica o valor da razão obtida entre os minerais na escala logarítmica. ....	21
Figura 12 - Análise de Biplot PCA para os grãos de todas as amostras na fração areia muita fina da Formação Cerro da Angélica. ....	23
Figura 13 - Sobreposição de picos das três principais componentes analisadas. Gráfico de dispersão das componentes principais (PC1, PC2 e PC3) com distribuição marginal. A distribuição das variáveis é apresentada ao longo das margens superiores e laterais. As regressões por unidade (A e B) foram representadas com intervalos de confiança sombreados, destacando tendências distintas entre as unidades. ....	23
Figura 14 - Separação dos estratos em dois grupos com características diferentes. A separação dos estratos utilizou o método de redução da dimensionalidade, os gráficos x e y indicam as componentes principais que capturam padrões de variação nos dados. ....	24
Figura 15 - Modelo Gaussiano de Mistura para melhor ajustes das três componentes. A imagem apresenta gráficos de dispersão utilizados para visualizar os resultados de um Modelo de Mistura Gaussiana (GMM - Gaussian Mixture Model) aplicado a dados de duas dimensões. Os três gráficos exibem diferentes projeções das distribuições dos dados (Feature1 x Feature2) e as respectivas classes identificadas pelo modelo. Cada classe é representada por uma cor distinta: azul (cluster 0), laranja (cluster 1) e verde (cluster 2). ....	24
Figura 16 - Classificação dos grãos de apatita e zircão quanto ao grau de arredondamento: <b>A</b> – Grão euédrico de apatita; <b>B</b> – Grão angular de apatita; <b>C</b> – Grão subarredondado de apatita; <b>D</b> – Grão arredondado de apatita; <b>E</b> – Grão quebrado de apatita. <b>A</b> – Grão euédrico de zircão; <b>B</b> – Grão angular de zircão; <b>C</b> – Grão subarredondado de zircão; <b>D</b> – Grão arredondado de zircão; <b>E</b> – Grão quebrado de zircão. ....	25

Figura 17 – Classes de forma dos grãos em sua totalidade. ....	25
Figura 18 - Proporção das formas dos grãos de apatita em sua totalidade. ....	26
Figura 19 - Proporção das formas dos grãos de apatita na estratigrafia. No eixo x são representadas as amostras e seus respectivos intervalos estratigráficos, no eixo as altitudes estão na forma decrescente. ....	26
Figura 20 - Índice Ari em relação ao intervalo estratigráfico. ....	27
Figura 21 - Proporção das formas dos grãos de zircão em sua totalidade. ....	28
Figura 22 - Proporção das formas dos grãos de zircão na estratigrafia. No eixo x são representadas as amostras e seus respectivos intervalos estratigráficos, no eixo as altitudes estão na forma decrescente. ....	28
Figura 23 - Proporção das formas dos grãos de turmalina em sua totalidade. ....	29
Figura 24 - Proporção das formas dos grãos de turmalina na estratigrafia. No eixo x são representadas as amostras e seus respectivos intervalos estratigráficos, no eixo as altitudes estão na forma decrescente. No eixo x são representadas as amostras e seus respectivos intervalos estratigráficos, no eixo as altitudes estão na forma decrescente. Estes dados indicam que os grãos de turmalina estão presentes apenas da base até o centro do intervalo estratigráfico. ....	29
Figura 25 - Proporção das classes de zircão propostas.....	30
Figura 26 - Área com as classes de zircão ao longo da estratigrafia. ac = arredondado curto; sc = subarredondado curto; ec = euédrico curto; el = euédrico longo.....	30
Figura 27 - Assembleia de minerais encontrados nas lâminas. ....	32
Figura 28 - Correlação entre os minerais contados nas lâminas. O método do Coeficiente de Correlação Pearson ( $r$ ) é usado para quantificar a relação linear entre duas variáveis numéricas, com correlação alfa de 90% de confiança. ....	33
Figura 29 - Matriz de correlação com os coeficientes numéricos e os gráficos de dispersão para cada par de minerais. ....	34
Figura 30 - Relação entre os índices de pares de minerais $R_{zi}$ e $G_{zi}$ .....	36
Figura 31 - Dendrograma em relação aos minerais quantificados, reforçando três grupos diferentes com relação a mineralogia encontrada nas lâminas representadas pelas cores verde, azul e amarela. É possível estabelecer a ligação entre as unidades por meio dos dendrogramas. ....	38
Figura 32 - Dendrograma definindo as principais unidades A e B, indicadas pelas cores azuis e amarela respectivamente. ....	39
Figura 33 - Formas dos grãos de zircão na estratigrafia. ....	40
Figura 34 - Formas dos grãos de apatita ao longo da estratigrafia. ....	40

Figura 35 - Quatro classes de zircão indicadas. <b>ac</b> = arredondado curto; <b>sc</b> = subarredondado curto; <b>ec</b> = euédrico curto; <b>el</b> = euédrico longo.....	41
Figura 36 - Principais áreas fonte da Formação Cerro da Angélica. Fonte: Modificado de Phillip et al. (2016).....	43

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Série de estabilidade mineral .....	12
Tabela 2 - Minerais pesados contabilizados.....	17
Tabela 3 - Valores das razões entre pares de minerais, utilizando a razão logarítmica aditiva. .....	22
Tabela 4 - Unidades separadas pelo método PCA. ....	37

## RESUMO

A Formação Cerro da Angélica está na Sub-Bacia Camaquã Central, que é uma das três sub-bacias que abrigam o Supergrupo Camaquã, localizado no Centro-Sul do Rio Grande Sul. Essa formação é o registro de correntes de turbidez formados a partir do avanço de sistema deltaicos em ambiente lacustre. Como a proveniência sedimentar das porções distais desse sistema era pouco conhecida, este trabalho objetivou compreender se o depósito foi alimentado pelo sistema deltaico a sul ou se houve contribuição de *fan* deltas das bordas do rift a partir da contagem de minerais pesados para os estratos com uma variação vertical de 128 m para os turbiditos lacustres. Com a análise de 300 grãos de minerais pesados transparentes contados em 15 lâminas, foram estabelecidos métodos de análise para substituição de zero, e transformação logarítmica desses dados para estabelecer as correlações entre os minerais e classificar os estratos em grupos distintos a partir da análise das principais componentes. Também foram usados os índices de razões entre os pares de minerais que indicaram baixa maturidade sedimentar para boa parte do depósito com uma tendência de aumento para topo, além de proveniência com maior contribuição de composição granítica e detimento de rochas sedimentares. Isso separou as formações do topo, com transporte mais curto em relação as amostras da base para o centro, com sedimentos que sofreram pouco intemperismo, relacionado à grande quantidade de apatita na assembleia mineral. A composição mineralógica indicou uma predominância de rochas ígneas, ácidas e básicas e filitos, com contribuição menor de rochas sedimentares, outros metapelitos e metavulcânicas. A morfologia dos grãos de apatita, zircão e turmalina indicaram um transporte com menor retrabalhamento dos grãos, da base para o topo dos depósitos, com a diminuição do arredondamento dos grãos e aumento dos grãos angulares. As classes de zircão indicaram como principal fonte para esses minerais rochas sedimentares e menores contribuições de rochas ígneas e metamórficas. Desta forma, foi possível estabelecer que a Formação Cerro da Angélica possui proveniência do sistema deltaico a sul e também com contribuição das bordas de rift, porém com uma contribuição progressivamente maior das bordas do rift no topo, com transporte mais curto. As principais áreas fonte são relacionadas a rochas do Complexo Encantadas a sul, do Terreno São Gabriel a oeste e sul, e de rochas intrusivas do Batólito Pelotas a sudeste da Formação Cerro da Angélica.

**Palavras-chaves:** pares de minerais; morfologia dos grãos; turbiditos lacustres; minerais pesados.

## ABSTRACT

The Cerro da Angélica Formation is part of the Camaquã Central Sub-Basin, one of three sub-basins that bear the Camaquã Supergroup, located in the southern region of Rio Grande do Sul. This formation records turbidity currents generated by the advance of deltaic systems into a lacustrine environment. Due to the limited understanding of sedimentary provenance in the distal portions of this system, this study aimed to determine whether the deposits were primarily sourced from the southern deltaic system or if they received contributions from fan deltas along the rift margins. This assessment was based on heavy mineral analysis of strata containing 128 meters thick lacustrine turbidites. By analyzing 300 transparent heavy mineral grains counted across 15 thin sections, the data were processed using zero replacement and logarithmic transformation. This approach aimed to identify mineral correlations and classify the strata into distinct groups through principal component analysis. Mineral ratio indices were also employed, indicating poor sedimentary maturity for much of the deposit, with a trend of increasing maturity towards the top. Additionally, the provenance revealed a greater contribution from granitic compositions and a smaller input from sedimentary rocks. The mineralogical composition revealed a predominance of acidic and basic igneous rocks and phyllites, with lesser contributions from sedimentary rocks, other metapelites, and metavolcanics. The morphology of apatite, zircon, and tourmaline grains indicates a transport history characterized by reduced grain reworking from the base up to the top of the succession, as evidenced by a decrease in roundness. Zircon classes suggest that sedimentary rocks are the primary source of these minerals, with smaller contributions from igneous and metamorphic rocks. These characteristics distinguish the upper deposits, which experienced shorter transport distances, from the samples at the base up to the middle of the succession, where sediments exhibited minimal weathering, as indicated by the abundance of apatite in the mineral assemblage. Thus, it was established that the Cerro da Angélica Formation initially received sedimentary input from the southern deltaic system, with additional contributions from the rift margins. However, there was a progressively greater influence from the rift margins toward the top, indicating shorter transport distances. The primary source areas are associated with rocks from the Encantadas Complex to the south, the São Gabriel Terrane to the west and south, and intrusive rocks from the Pelotas Batholith, located southeast of the current exposures of the Cerro da Angélica Formation.

Formation. **Keywords:** mineral pairs; Cerro da Angélica Formation; grain morphology; lacustrine turbidites; heavy minerals;

## 1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Camaquã está localizada no Centro-Sul do estado do Rio Grande Sul. É composta por depósitos sedimentares e vulcano-sedimentares de idades Ediacarana a Eocambriana relacionados a colisões do contexto tectônico da Orogenia Brasiliana. A bacia é dividida em três sub-bacias separadas por altos do embasamento: Sub-Bacia do Camaquã Ocidental, Sub-Bacia do Camaquã Central e Sub-Bacia Camaquã Oriental. A bacia é preenchida pelo Supergrupo Camaquã, composto geologicamente da base para o topo pelo Grupo Maricá, Grupo Bom Jardim, Formação Acampamento Velho, Grupo Santa Bárbara e Grupo Guaritas (Almeida *et al.* 2008, Almeida *et al.* 2010).

A Formação Cerro da Angélica está na base do Grupo Bom Jardim e é formada por arenitos e pelitos interpretados como produtos de turbiditos de prodelta e leques subaquáticos intercalados a depósitos lacustres de fundo de bacia. As melhores exposições da Formação Cerro Angélica estão no norte da Sub-Bacia do Camaquã Central. Compreendem etapa de evolução que registra as maiores taxas de subsidência, relacionadas às atividades de falha de borda de bacia rift (Janikian *et al.* 2012).

A análise de proveniência sedimentar está disponível apenas para depósitos de leques aluviais e *fan* deltas proximais (Janikian *et al.* 2005, Leitão *et al.* 2007). Assim, a análise de minerais pesados na granulação areia pode auxiliar no entendimento de depósitos sedimentares distais, contribuindo no detalhamento sobre a evolução de sistemas de turbiditos lacustres, se o aporte sedimentar seria predominantemente alimentado pelo sistema deltaico a sul ou se há contribuição de outras áreas fontes, como *fan* deltas nas bordas do rift. Este estudo permitirá detalhar a evolução de preenchimento de sistemas lacustres alimentados por correntes de turbidez em sistemas rift.

O estudo de minerais pesados tem forte aplicação no estudo de caracterização de reservatórios, principalmente, quando aplicado no estudo de proveniência, além de fornecer informações sobre as condições diagenéticas durante a evolução do depósito. (Mange & Wright, 2007, Morton & McGill, 2008).

A Formação Cerro da Angélica segundo Janikian *et al.* (2018) é resultado de turbiditos formados a partir do avanço de sistemas deltaicos em ambiente lacustre. O controle geocronológico do Grupo Bom Jardim, assim como suas dimensões impostas pelo rift (Janikian *et al.* 2008, 2012), fazem da Formação Cerro da Angélica um candidato para estudo de análogo para de reservatório para depósitos turbidíticos. Os turbiditos apresentam

características estratigráficas importantes para formar reservatórios de hidrocarbonetos e compreendiam, até recentemente, os principais modelos de reservatórios para exploração de hidrocarbonetos na margem atlântica brasileira. (d'Ávila *et al.* 2008).

Neste contexto, a análise de minerais pesados é importante para correlacionar corpos de arenitos que podem ocorrer como reservatórios de hidrocarbonetos, principalmente, de arenitos que não possuem marcadores bioestratigráficos importantes (Mange & Wright, 2007). Assim, é proposto um estudo para os depósitos ediacaranos da Formação Cerro da Angélica como análogos de reservatórios.

## 2. OBJETIVOS E METAS

O principal objetivo do projeto é compreender se a proveniência sedimentar remete ao sistema deltaico ao sul, ou se também há contribuição de *fan* deltas de bordas de rifts aos turbiditos lacustres da Formação Cerro da Angélica. Para isso foram avaliadas a variação vertical das assembleias de minerais pesados na Formação Cerro da Angélica e sua possibilidade de uso no estabelecimento de correlação com outras partes da bacia. Os meios para a análise da proveniência foram: Obtenção de assembleias de minerais pesados de arenitos; Análise de assembleia de minerais pesados em microscópio óptico; Quantificação de dados de minerais pesados; Verificação da variação vertical de parâmetros de proveniência.

A meta deste trabalho baseia-se em entender se há mudanças na proveniência sedimentar da Formação Cerro da Angélica, e se houve outras contribuições. Assim, foram realizadas as contagens de 15 lâminas de minerais pesados de amostras coletadas ao longo de uma seção colunar, para entender as mudanças de proveniência ao longo da estratigrafia estudada.

## 3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 3.1 Caracterização da área de estudo

A região da área de estudo está localizada no Centro-Sul do Estado do Rio Grande Sul, a sudeste de Caçapava do Sul, com uma área abrangendo aproximadamente 50 km<sup>2</sup>, com acesso pelas rodovias: BR-392, BR-153 e BR-290 (Figura 1).

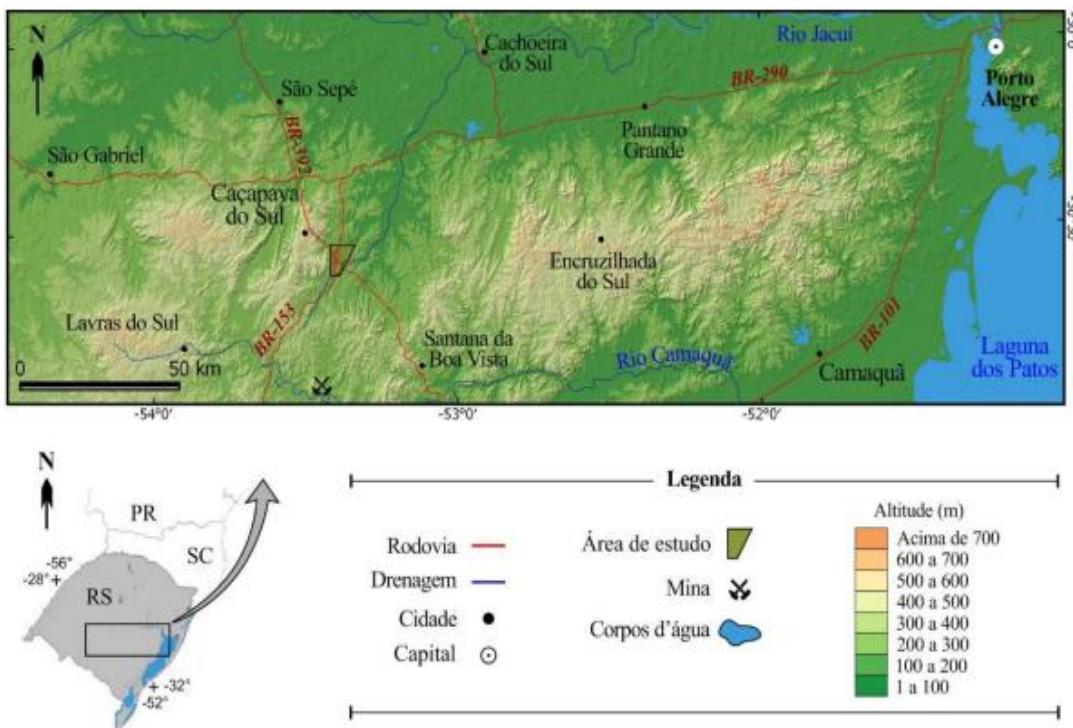


Figura 1 - Localização da área de estudo. Fonte: Maciel (2024, Pesquisa de Mestrado em andamento).

### 3.2 Contexto geológico regional

Durante o Ediacarano o Sudeste do Brasil sofreu intensos episódios de vulcanismo e sedimentação. O tectonismo da época promoveu o surgimento de pequenas bacias sedimentares delimitadas por falhas que se estendem até o território do Uruguai (Janikian, 2005, Almeida *et al.* 2010).

As sucessões sedimentares da Bacia do Camaquã expostas no centro-sul do estado do Rio Grande Sul (Figura 2) registram importantes paleoambientes com mudanças geotectônicas e climáticas, como a ocorrência das grandes glaciações do Neoproterozóico até a explosão da vida no Cambriano. O intervalo de deposição da Bacia do Camaquã foi entre 610 a 535 Ma. (Janikian *et al.* 2008, Almeida *et al.* 2010).

Os eventos tectono-magmáticos que caracterizam a história sedimentar do Supergrupo Camaquã começaram pelo magmatismo juvenil entre 900 a 700 Ma com a acresção de terrenos. Posteriormente, há a formação do Batólito de Pelotas e pôr fim a geração do Cinturão Dom Feliciano por meio de movimentos colisionais (Fragoso-Cesar *et al.* 2000, Almeida *et al.* 2010). Esse movimento de colisão continente-continente gerou hipóteses diferentes para a história da bacia, como relacionados a uma bacia gerada no contexto de um

arco magmático, ou também para uma bacia do tipo foreland (Fragoso-Cesar *et al.* 2000, Janikian *et al.* 2008, Almeida *et al.* 2010).

Estudos mais recentes de Fragoso-Cesar *et al.* (2000, 2001); Almeida, (2001, 2005); Fambrani, (2003, 2005), Janikian *et al.* (2003, 2005, 2008), Pelosi e Fragoso-César, (2003); Leitão *et al.* (2007), Almeida *et al.* (2009) indicam movimentos extensionais para a formação da Bacia do Camaquã a partir de rifts, desvinculando essa bacia do Ciclo Brasiliano. De acordo com Santos *et al.* (1989) a Bacia do Camaquã formou-se a partir de grandes falhas normais, frutos da reativação de lineamentos pretéritos do embasamento pré-cambriano.

O embasamento do Supergrupo Camaquã é formado por rochas metassedimentares de baixo grau, ortognaisses, rochas intrusivas granitóides e metavulcânicas do Proterozóico. Da base para o topo, segundo Fragoso-Cesar *et al.* (2000); Janikian *et al.* (2003) o Supergrupo Camaquã é formado pelo Grupo Maricá, que consiste em depósitos sedimentares marinhos e fluviais clásticos, sucedidos pelo Grupo Bom Jardim, composto por rochas vulcânicas básicas e depósitos sedimentares de origem continental. Já a Formação Acampamento Velho possui rochas ácidas extrusivas e piroclásticas vulcânicas. O Grupo Santa Bárbara é formado por sucessões siliciclásticas continentais. O registro mais recente da bacia está no Grupo Guaritas, formado por sedimentos de origem aluvionar e eólica.

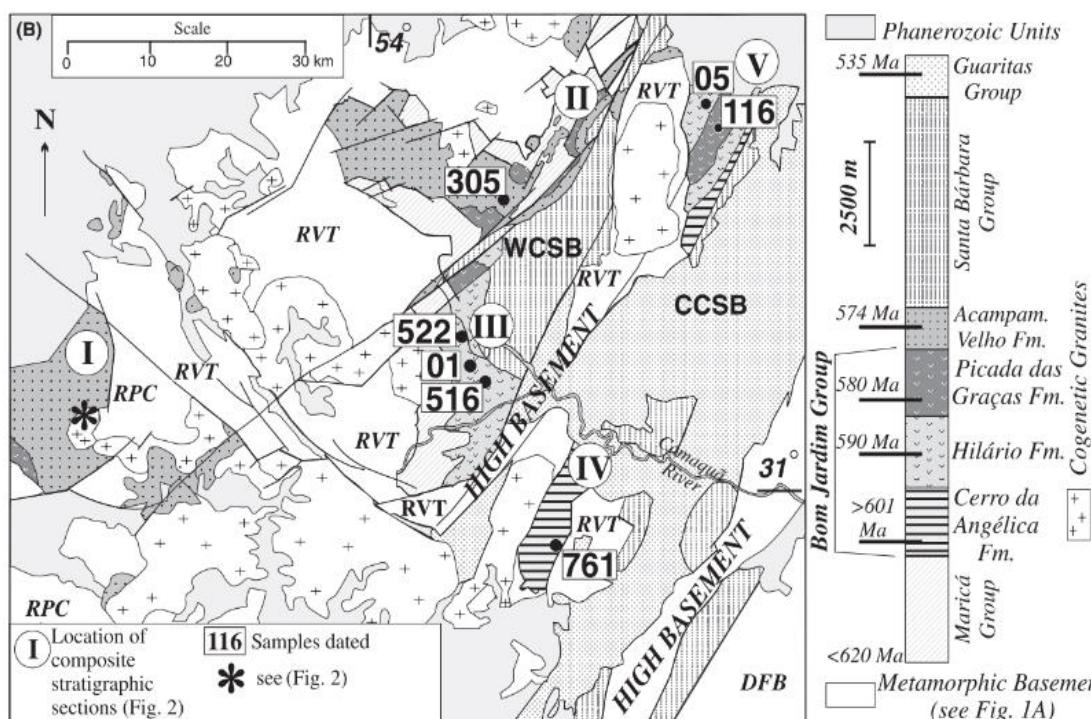


Figura 2 - Mapa geológico da área de estudo. Fonte: (Janikian *et al.* 2012).

O Grupo Bom Jardim, segundo Janikian *et al.* (2005, 2008), é composto pela Formação Cerro da Angélica, limitada à sub-bacia Camaquã Central, seguida das rochas vulcânicas e piroclásticas da Formação Hilário, estendendo a deposição do Grupo Bom Jardim para a sub-bacia Camaquã Ocidental, e, por fim, coberta pelos depósitos siliciclásticos da Formação Picada das Graças.

A Formação Cerro da Angélica, formada entre 605 a 590 Ma Janikian (2012), nomeada por Janikian (2004), aflora somente na Sub-bacia Camaquã Central, apresentando uma espessura de aproximadamente 2000 m (Leitão *et al.* 2007). A sedimentação ocorre no início da formação da bacia limitada por falhas e seus depósitos são compostos de fácies lacustres, com turbiditos desconfinados, passando para turbiditos distais, com melhor representatividade de granulações mais finas. Estes depósitos são erodidos por leques subaquosos de correntes de turbidez proximais canalizados, gerando conglomerados e arenitos conglomeráticos. Eles transacionam lateralmente e verticalmente para siltitos e arenitos finos relacionados a correntes de turbidez distais e desconfinadas.

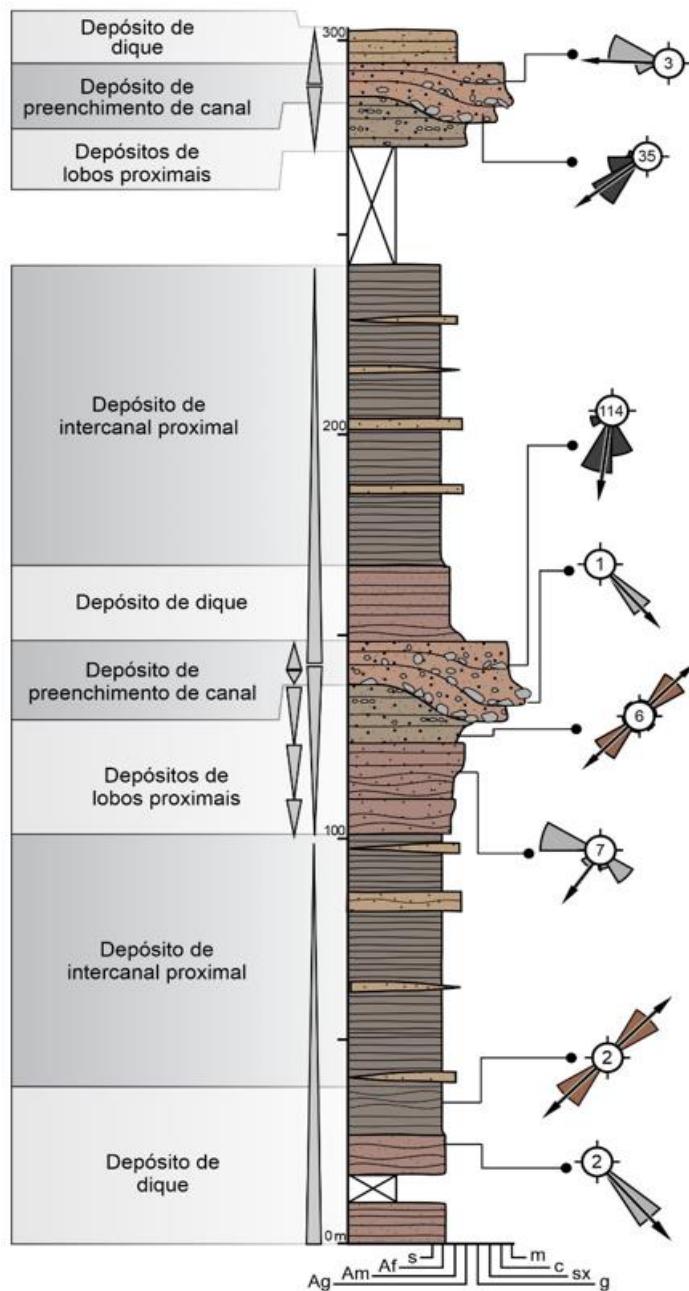


Figura 3 - Estratigrafia área estudada da Formação Cerro da Angélica. Fonte: Maciel (Pesquisa de Mestrado em andamento).

### 3.3 Análise de minerais pesados

Na maioria das rochas sedimentares, os minerais pesados correspondem a menos de 1% em massa da rocha e possuem peso específico maior que  $2,8 \text{ g/cm}^3$  (Mange & Maurer, 1992). Segundo Garzanti & Andò (2019), os minerais pesados são todos aqueles componentes detriticos que superam a densidade de  $2,90 \text{ g/cm}^3$  dos líquidos densos.

A análise de minerais pesados é muito importante para auxiliar na proveniência sedimentar em arenitos e siltitos. Uma ampla variedade de minerais pesados está presente

nos arenitos, e alguns definem paragêneses restritas de rochas que podem indicar a área fonte que formou esses arenitos (Morton & Hallsworth, 1994).

Vários processos durante o ciclo sedimentar como o intemperismo, transporte, deposição e diagênese podem alterar a abundância relativa destes minerais. Assim, as características morfológicas e abundância de determinado mineral, devido a sua estabilidade, podem indicar as condições de formação das rochas sedimentares.

A partir das razões entre os minerais constituintes de uma amostra é possível entender, por meio de índices, diferentes características da formação da rocha, desde sua área fonte até sua deposição.

### **3.4 Ambientes de deposição lacustre**

Os depósitos sedimentares estudados pertencem ao grupo de turbiditos lacustres. O turbidito é um estrato gradado que consiste em uma associação de arenito/pelito que foram depositados por uma corrente de turbidez e estão comumente recobertos por lamito hemipelágico que pode conter assembleia fossilífera de mar profundo. Enquanto a corrente de turbidez consiste em areias de ambiente marinho raso que são redepositadas em ambiente marinho profundo por fluxos portadores de sedimento que se movem talude abaixo devido ao seu excesso de densidade (Kuenen & Migliorini 1950). Já um lago é fruto de uma depressão produzida na superfície da terra, de forma natural ou artificial, os quais se encontram preenchidos por água confinadas (Decifrando a Terra 2007). A formação de um lago pode ser proveniente de ambientes glaciais como derretimentos de geleiras, do tectonismo terrestre como a formação de falhas, depressões, entre outras formas. Muitos estudos sobre deltas e corrente de turbidez foram realizados em ambientes lacustre para posteriormente estudarem os ambientes marinhos (Talbot & Allen 1996).

A sedimentação lacustre é controlada principalmente pelo tectonismo e pelo clima. Lagos formados em regiões tectonicamente ativas, associados à rifts tendem a ser mais profundos e estreitos, enquanto lago formados em ambientes cratônicos estáveis tendem a ser largos e menos profundos. Os sedimentos em bacias rift estão associados diretamente com fluxos gravitacionais (Sly 1978, Tiercelin et al. 1992; Gawthorpe et al. 1994; Galloway & Hobday 1996, Carroll & Bohacs 1999, Cohen 2003, Renaut & Gierlowski-Kordesch 2010, Marenssi et al. 2020, Sladen & Chiarella 2020)

A maior parte dos sedimentos associados a lagos são siliciclásticos, levados por sistemas fluviais em suspensão ou como cargas de fundo. Há também contribuições de

sedimentos glaciais, eólicos e advindos de vulcanismos. Os principais locais de deposição são deltas de margem lacustre, áreas costeiras, zonas *offshore*, leques sublacustres e palustres (e.g. Martel & Gibling 1991).

## 4. MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1 Preparação das amostras e montagem das lâminas

As amostras consolidadas foram introduzidas no britador de mandíbulas e moedor de discos para sua desagregação mecânica no Laboratório de Separação Primária (LSP GEO). A partir disso é feito o peneiramento buscando chegar nas frações granulométricas entre 0,125 mm à 0,063 mm (areia muito fina). Posteriormente a amostras foram levadas para o Laboratório de Sedimentologia e passaram pela elutrição com o intuito de remover os materiais finos.

A elutrição é uma técnica que consiste em remover o material fino remanescente, o material em um bêquer foi colocado num eletruiador de funil, constituído de um funil de 600 ml, suporte, haste e mangueira flexível conectado a uma torneira de água corrente. Para colocar o material do bêquer para o funil, o funil deve estar cheio de água, com a torneira fechada ou quase fechada. A torneira foi aberta lentamente para que a pressão da água não deixe os grãos da amostra extravasem ou desçam pela mangueira, extravasando apenas o material siltico-argiloso em suspensão que turva a água. Deve esperar a água ficar límpida e transportar os grãos para um bêquer com o auxílio da torneira.

A partir disso ocorre a concentração dos minerais pesados, com uso do politungstato (LVP – *low viscosity politungstate*) com densidade de 2,90 g/cm<sup>3</sup>. Neste processo as amostras com os minerais são introduzidas em tubos *Falcon* e colocadas na centrífuga em rotação de 1000 rpm, com duração de tempo de três minutos. Com base nisso, os minerais pesados são concentrados no fundo do tubo, enquanto os minerais leves se concentram no topo do líquido.

A extração dos minerais pesados é feita com pipetas. Uma vez separados dos leves, são levados para a estufa, com temperaturas de aproximadamente 60°C, para secagem. Posteriormente são retirados os minerais magnéticos com o imã de mão. Na sequência, as lâminas das amostras contendo os minerais pesados são preparadas com uso de uma resina não birrefringente, o bálsamo do Canadá, com índice de refração = 1.538 (James *et al.* 2018).

## 4.2 Quantificação

Todos os dados qualitativos e quantitativos foram armazenados e tratados estatisticamente com o uso de softwares *Microsoft Excel* e *Python*. Os dados quantitativos de contagem de minerais pesados transparentes foram transformados na escala logarítmica. Isso é feito para remediar o efeito de correlação intrínseco a dados composicionais. Além disso, foram elaborados gráficos no *Microsoft Excel* dos dados quantitativos de acordo com a proporção equivalente de cada mineral por lâminas, além de gráficos dos dados de pares de minerais em relação a sua distribuição de acordo com a amplitude estratigráfica.

Os principais métodos empregados na quantificação dos minerais pesados seguiram técnicas descritas em Mange & Maurer (1992), incorporando adaptações empregadas por Nóbrega *et al.* (2009) em estudo de caso de depósitos sedimentares na mesma região. O método para quantificação utilizado foi o “*ribbon counting*” (Galehouse, 1971, Mange & Maurer, 1992).

Foram contados 300 grãos de minerais pesados transparentes, incluindo os minerais micáceos, em 15 lâminas que estão em uma respectiva faixa na lente de aumento de 20x do microscópio petrográfico *Carl Zeiss* – modelo *Axioplan 2*, com auxílio do Software *LAS – Leica Application Suite*, com módulo para realizar imagem total da lâmina através de *scan manual*, e câmera Leica MC170HD. Essas lâminas representam 15 amostras coletadas ao longo de seção colunar de 128m em rochas da Formação Cerro da Angélica, que estão localizados na Pedreira da Estrada das Pitangueiras, próxima da rodovia BR-292, na região do Cerro da Angélica.

## 4.3 Composição dos minerais pesados

A assembleia de minerais pesados nas lâminas vai indicar as principais áreas fontes de acordo com a composição mineralógica encontrada. Além disso, vai indicar se estas rochas sedimentares passaram por mais de um ciclo sedimentar, de acordo com o grau de estabilidade dos minerais elaborados por Pettijohn (1957).

Tabela 1 - Série de estabilidade mineral

Séries	Minerais
Ultraestáveis	Zircão, Turmalina, Rutilo, Anatásio
Estáveis	Apatita, Granada, Estaurolita, Monazita, Biotita, Ilmenita, Magnetita, Titanita
Moderadamente estáveis	Epidoto, Cianita, Sillimanita, Titanita, Zoisita, Apatita, Muscovita
Instáveis	Hornblenda, Ortopiroxênio, Clinopiroxênio, Actinolita, Andaluzita, Hematita

Fonte: Traduzido e modificado de Pettijohn (1957).

#### 4.4 Índices de pares de minerais

A análise dos dados quantitativos envolveu o cálculo do índice ZTR (Hubert, 1962) e de índices baseados em pares de minerais (e.g., Morton & Hallsworth, 1994; Guedes *et al.*, 2011), de forma a ter controle sobre alterações no índice ZTR esperadas devido ao transporte e, especialmente, à diagênese (Nóbrega *et al.*, 2009).

O índice de abundância relativa entre pares de minerais foi realizado para minerais com comportamento hidráulicos semelhantes e com densidade e hábitos parecidos, sendo eles, ATI ( $100 \times$  apatita / turmalina + apatita), que indicam o grau de intemperismo, pois a apatita é altamente instável em ambientes ácidos, em contraponto à turmalina, mais estável (Nickel, 1973; Grimm, 1973; Morton, 1984, 1986). Além deste, foi empregado o índice GZi ( $100 \times$  granada / granada + zircão), que demonstra possíveis mudanças no transporte dos grãos; e o RuZi ( $100 \times$  rutilo / rutilo + zircão), índice que indica alterações da área fonte.

Os dados de microscopia dos minerais passaram por um tratamento pré estatístico, pois de acordo com Marconato (2010) os dados em porcentagem apresentam dimensão finita, em um intervalo de zero a 100. Portanto, como os dados estão correlacionados, com o aumento de um dado determinado há a diminuição de outro. Assim segundo Aitchison (1986) será utilizada a magnitude relativa e variação dos componentes para os dados composticionais

ao invés dos valores absolutos que são considerados inadequados para os dados compositionais.

Assim, Aitchison (1986) propõe que os dados estejam em escala logarítmica e representados por meio de razões logarítmicas, em contraponto ao espaço euclidiano real que são dados em valores absolutos. Entretanto, como as razões logarítmicas não aceitam valores iguais a zero, é preciso trocar valores nulos por outro valor definido (Aitchison 1986, Martín-Fernández *et al.* 2003). Como os valores de zeros indicam valores de zero arredondados, e não de zero absolutos (Martín-Fernández *et al.* 2003, Martín-Fernández & Thió-Henestrosa 2006), é sugerido empregar valores ficaram abaixo do limite de detecção do método utilizado, pois esse valor nulo indica que pode haver a existência deste componente.

Com a substituição dos valores por zero foi feita a transformação logarítmica. Podem ser elaborados três tipos de transformações logarítmicas, que são elencadas por (Pawlowsky-Glahn & Egozcue 2006) sendo elas: alr – razão logarítmica aditiva, ilr – razão logarítmica isométrica e clr – razão logarítmica centrada. Nessas transformações cada amostra será transformada em vetores, onde nas duas primeiras os vetores estarão subtraídos de um componente. Enquanto que na clr todos os componentes das amostras serão preservados.

Para os dados que utilizaremos foi utilizada a razão logarítmica centrada, pois possibilita estabelecer razões entre o componente de uma amostra  $X$  pela média geométrica de toda a amostra, logo esta razão é centrada na média geométrica da amostra, e os componentes envolvidos nas amostras se mantém, diferentemente da alr (Aitchison 1986, Pawlowsky-Glahn & Egozcue 2006).

Para os índices dos pares de minerais foi utilizada a razão logarítmica aditiva para estabelecer razões que possuam significado geológico.

Segundo Silva (2021) a transformação Logarítmica da Razão Aditiva permite diminuir a perturbação e a potenciação a operação comuns de adição e multiplicação no espaço  $R^{D-1}$ .

Seja  $X$  uma composição de  $D$  partes no simplex  $S^D$ . A transformação de log-razões aditiva de  $X$  é definida como:

$$alr(x_i) = \ln\left(\frac{x_i}{x_D}\right), i = 1, \dots, D-1.$$

E a inversa é definida como:

$$alr(x_i)^{-1} = \exp\left(\ln\left(\frac{x_i}{x_D}\right)\right)x_D, i = 1, \dots, D - 1.$$

Assim é possível sair do espaço simplex e trabalhar com o espaço dos números reais, é possível também inverter e retornar aos valores originais. A ALR apresenta alguns problemas, pois geram dados não simétricos e possuem problemas nas divisões por zero Silva (2021).

#### 4.5 Classificação e análise de componentes principais

Para dados formados por muitas variáveis foi utilizado, após a transformação *log ratio* a análise de principais componentes que consiste em fazer agrupamentos e classificações para nos orientarmos num espaço multidimensional, além de reduzir o número das dimensões das variáveis para realizar análises estatísticas multivariadas.

O primeiro passo foi transformar cada dado segundo uma função gaussiana centrada com desvio padrão igual a um. Como os dados de algumas variáveis têm grandes desvios padrões, nós buscamos padronizar os valores para que todas os dados da contagem tivessem o mesmo peso. Portanto foi padronizado o desvio padrão e as médias foram centradas em zero.

Assim foi padronizamos o espaço para medir distâncias no espaço euclidiano. Com isso no gráfico representado pela (Figura 4) temos a variância máxima na reta azul e sua menor variância na reta em verde ortogonal a ela.

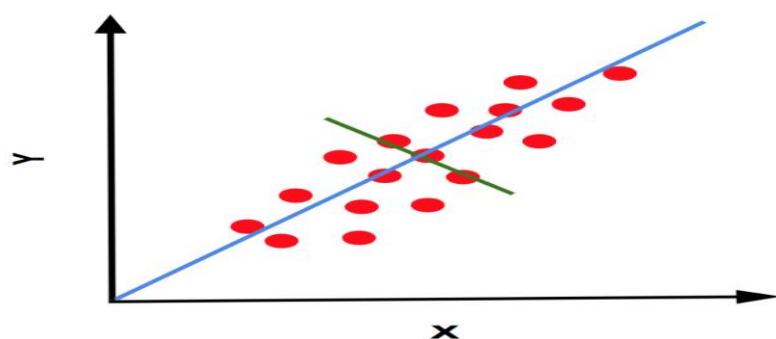


Figura 4 - Gráfico com eixo das variâncias principais e variâncias mínimas ortogonais.

Portanto buscamos girar essa elipse na análise de multicomponentes para recalcular cada dado para esse novo sistema de coordenadas em outra direção. Pegando as primeiras coordenadas que vão explicar as maiores variâncias retirando as variâncias das outras componentes das variáveis que serão valores muito baixos de variância.

Para cada componente escolhida, e neste caso foram escolhidas três componentes, temos uma coluna com os valores por dos minerais multiplicado por um peso. Os valores indicaram as variâncias das amostras. Assim os valores construídos foram plotados entre as componentes que apresentam a maior separação entre os minerais. Esses minerais plotados indicam quais estratos tem uma maior proporção de um determinado mineral (Maćkiewicz & Ratajczak 1993).

Foi realizado o Modelo Gaussiano de Mistura para a separação dos componentes em elipses para entender a distribuição das componentes no espaço em três dimensões e entender qual o melhor ajuste para os dados.

#### **4.6 Forma dos grãos**

De acordo com os métodos clássicos de análises em sedimentologia foram caracterizados o grau de arredondamento dos grãos que apareceram em maior proporção nas contagens, além dos grãos de turmalina que constituem o índice ZTR. Assim os grãos analisados qualitativamente e quantitativamente foram subdivididos em 5 classes seguindo os trabalhos elaborados por (Garzanti, 2009), sendo elas: grãos quebrados, euédricos, angulosos, subarredondados e arredondados.

As formas dos grãos podem orientar a entender o processo sedimentar pelo qual os detritos passaram. Isto pode ser produto do intemperismo (Crook, 1968), produto de abrasão (Dott, 2003) ou por reciclagem (Garzanti et al., 2003; Mehring and McBride, 2007). Segundo (Garzanti, 2009) o grão alterado quimicamente por intemperismo pode ser mecanicamente alterado posteriormente, e também pode sofrer alterações químicas no soterramento após o transporte mecânico.

Portanto estes grãos sofrem por intemperismo, diagênese e pela alteração mecânica. Um mesmo grão pode sofrer com mais de um ciclo sedimentar ao longo do tempo geológico e suas características morfológicas podem mostrar alterações. Geralmente de acordo com (Garzanti, 2009) grãos arredondados podem indicar grãos antigos que passaram por mais de um ciclo sedimentar. Já os grãos quebrados indicam que podem ter sofrido ruptura mecânica durante o transporte, ou também pode indicar uma ruptura do grão no preparo das amostras.

Também foi analisado o grau de arredondamento dos grãos de apatita Ari (100 x apatita arredonda / apatita total) que revela o histórico de transporte sedimentar e mudanças de proveniência (Mange & Wright 2007). O maior arredondamento dos grãos revela um transporte que retrabalhou os grãos promovendo uma diminuição das arestas, que reforçam um transporte fluvial. Já os grãos angulares reforçam um transporte menos intenso, com menor retrabalhamento dos grãos

#### **4.7 Classes de zircão**

Foram analisadas diferentes classes de zircão que indicaram a possível proveniência sedimentar, pois o zircão dificilmente terá suas propriedades morfológicas alteradas por dissolução entre os estratos, devido a sua estabilidade.

O zircão é encontrado em uma grande variedade de rochas da crosta terrestre, encontrado principalmente em rochas siliciclásticas e rochas ígneas intermediárias. Por ser um mineral ultraestável, o zircão é muito estudado para dados de proveniência por conta de sua alta estabilidade química e mecânica, e sua consequente característica morfológica (Mange 1994).

Foram estabelecidos padrões morfológicos para o zircão de acordo com Nóbrega (2009), divididos em quatro formas predominantes: AC (Arredondado Curto), SC (Subarredondado Curto), EC (Euédrico Curto) e EL (Euédrico Longo). Essas análises levaram em conta a abundância destes minerais encontrados durante a contagem.

### **5. RESULTADOS**

#### **5.1 Assembleia mineral**

A partir da contagem de 300 minerais pesados transparentes em 15 lâminas, foram contabilizados no total 4500 minerais pesados (Tabela 2). A partir da abundância relativa os minerais foram separados em minerais principais e minerais acessórios.

Tabela 2 - Minerais pesados contabilizados.

Minerais pesados	Zircão	Turmalina	Biotita	Apatita	Rutilo	Cianita	Barita	Granada	Epidoto	Topázio	Muscovita	Clorita	Andaluzita	Estaurolita	Tremolita	Titanita	Hornblenda	TOTAL
PB46A80E (292 m)	135	0	0	7	43	3	0	14	65	0	1	2	0	0	0	0	30	300
PB32A42 (259m)	106	0	0	147	10	0	1	32	0	0	1	3	0	0	0	0	0	300
PB42D29 (257m)	45	0	1	110	8	0	0	13	0	0	9	110	0	0	0	1	3	300
PB42D6 (257 m)	42	2	0	212	3	2	0	13	1	0	2	23	0	0	0	0	0	300
PB26A20 (224 m)	6	0	0	224	6	2	0	24	0	0	4	34	0	0	0	0	0	300
PB48F3 (221m)	36	0	0	157	3	51	0	21	6	0	0	20	2	4	0	0	0	300
PB51BGB (178m)	25	0	5	75	2	12	0	24	16	3	0	137	1	0	0	0	0	300
PB60BG11B (177m)	37	2	0	187	0	2	4	20	8	0	21	19	0	0	0	0	0	300
PB63BG6D (174m)	36	7	1	164	1	1	1	41	18	0	16	12	0	1	0	1	0	300
PB58BG1B (172m)	17	14	1	77	5	1	0	22	4	0	54	57	0	0	1	0	47	300
PB19A14 (171 m)	16	3	0	28	186	5	0	27	0	0	10	22	0	0	0	0	3	300
PB57BG8 (169m)	49	2	1	162	3	3	3	17	31	12	9	5	0	0	3	0	0	300
PB56BG9 (168m)	23	6	0	240	3	0	0	11	7	0	5	3	0	1	1	0	0	300
PB54BG3 (165m)	61	4	0	182	6	0	0	28	4	0	11	4	0	0	0	0	0	300
PB66BG1B (164m)	75	14	0	117	8	1	0	8	14	0	54	9	0	0	0	0	0	300
Total de grãos	709	54	9	2089	287	83	9	315	174	15	197	460	3	6	5	2	83	4500
Total em porcentagem	15,76%	1,20%	0,20%	46,42%	6,38%	1,84%	0,20%	7,00%	3,87%	0,33%	4,38%	10,22%	0,07%	0,13%	0,11%	0,04%	1,84%	

O mineral mais abundante foi a apatita, presente em todas as lâminas analisadas e perfazendo 46,42% do total dos grãos contados. Além de apatita, outro mineral que apresenta grande abundância relativa são grãos de zircão que compõem 15,76% do total dos minerais. Além destes os minerais quantificados foram: clorita (10,22%), granada (7,00%), rutilo (6,38%), muscovita (4,38%), epidoto (3.87%), cianita (1,84%), hornblenda (1,20%), turmalina (1,20%), barita (0,20%), biotita (0,20%), estaurolita (0,13%), tremolita (0,11%), andaluzita (0,07%) e titanita (0,05%).

A partir da transformação logarítmica dos dados com a substituição de zero foram elaborados histogramas (Figura 5) com a distribuição das frequências dos minerais para as contagens realizadas.

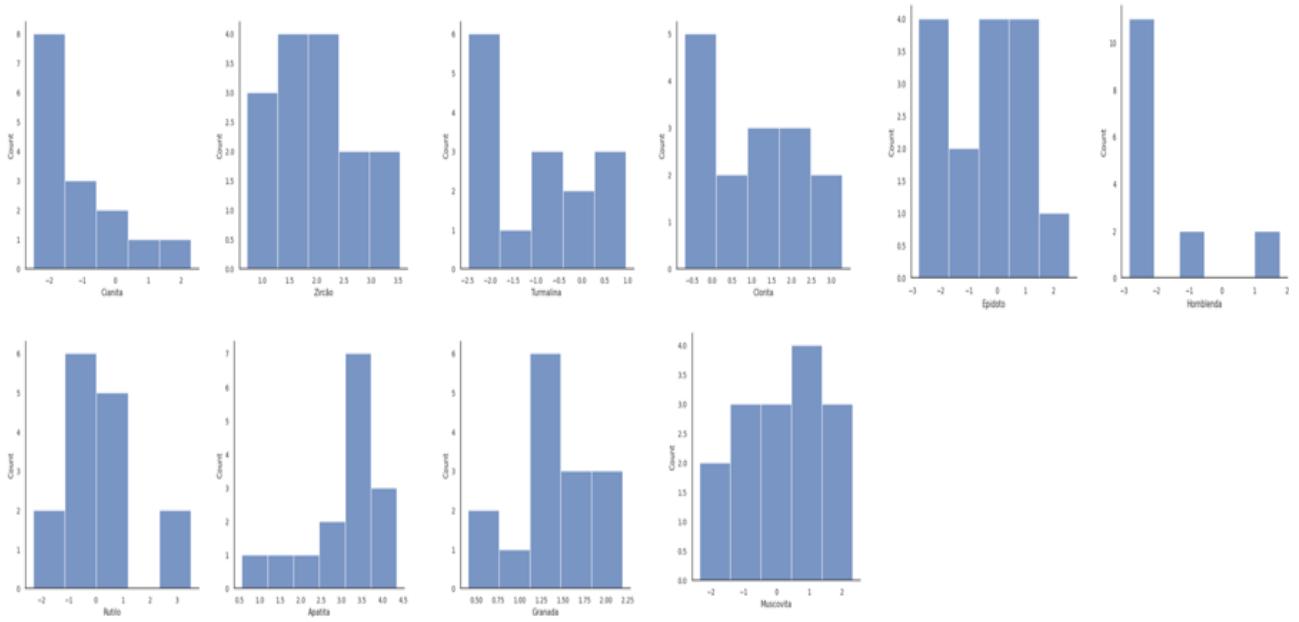


Figura 5 - Histograma da frequência relativa dos minerais contados no total.

Também foi computada a distribuição para os minerais ao longo da estratigrafia, os quais foram utilizados para os cálculos dos índices de pares de minerais que apresentam significado geológico. Essa distribuição foi realizada após a transformação logarítmica, indicado na (Figura 6).

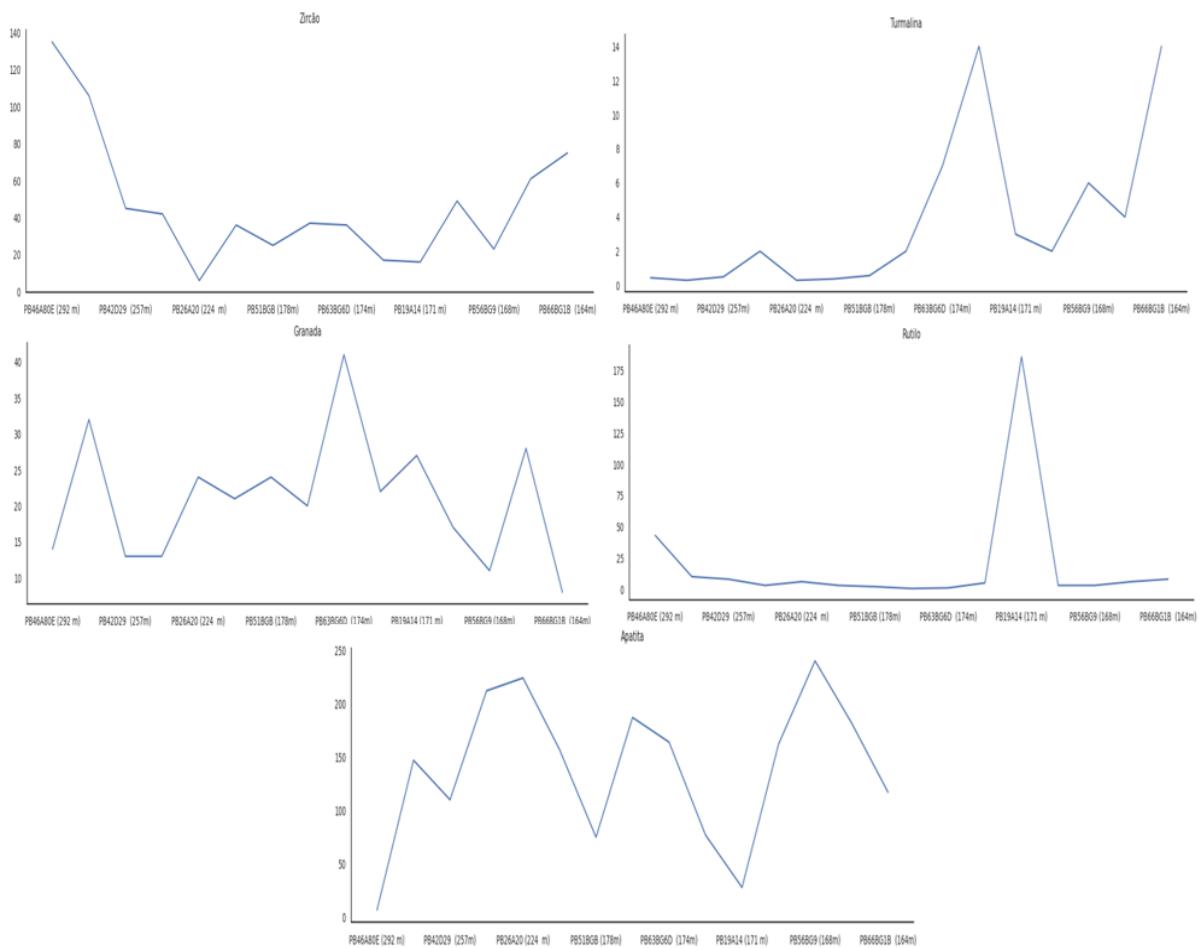


Figura 6 - Gráficos de distribuição dos minerais ao longo da estratigrafia. Da esquerda para direita: zircão, turmalina na parte superior, granada e rutilo no meio, e apatita na parte inferior. No eixo X está indicado da direita para a esquerda a amplitude estratigráfica decrescente para cada amostra analisada, no eixo Y está indicado a proporção dos grãos de rutilo, apatita, granada, zircão e turmalina nas amostras.

## 5.2 Índices de razão entre minerais

A partir da transformação logarítmica aditiva foram calculados os índices pares de minerais (como propostos nos métodos), sendo eles: ATi, GZi e RZi, além destes foi calculado o índice ZTR.

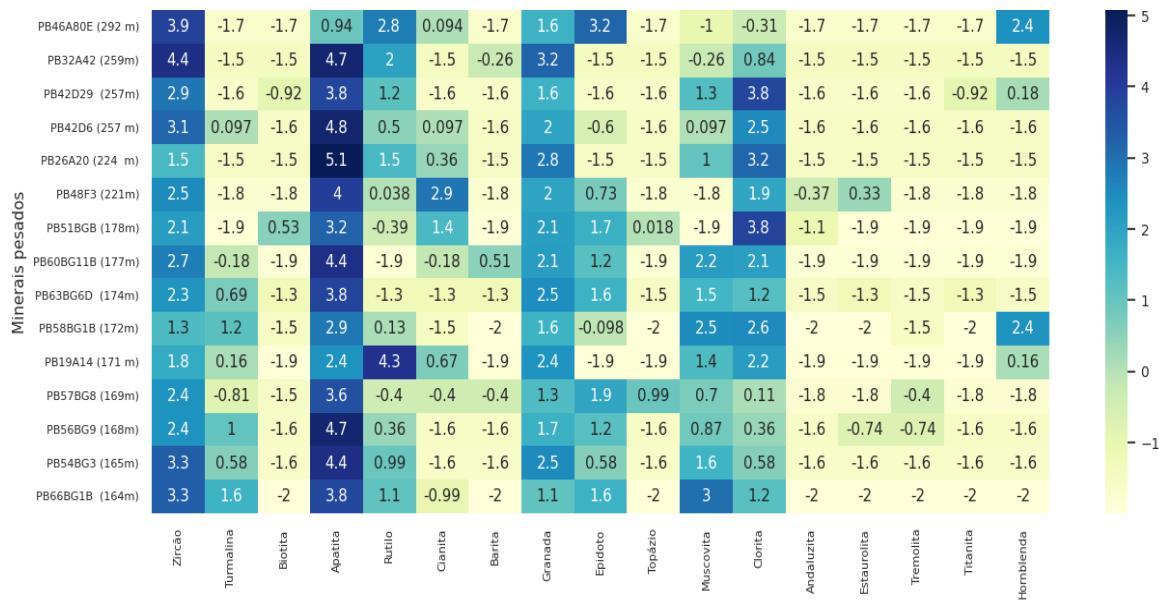


Figura 7 - Gráfico com os valores a partir da transformação logarítmica centrada após a substituição dos zeros.

O gradiente de cores representado pela (Figura 7), indica que os valores em tons de azul escuro representam valores acima da média de todos os minerais no conjunto de amostras, enquanto os valores em tons azul claro e verde claro indicam valores próximos da média das amostras e os valores em tons de amarelo claro indicam valores abaixo da média.

Assim foram elaborados gráficos para os índices de acordo com o intervalo estratigráfico das amostras.

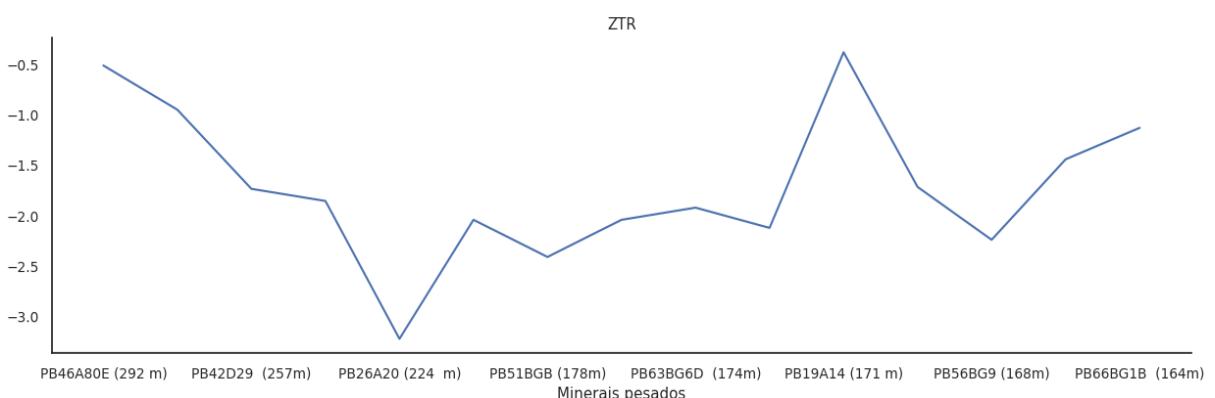


Figura 8 - Índice ZTR ao longo da estratigrafia, o eixo x está relacionado com o intervalo estratigráfico das lâminas contadas, e o eixo y indica o valor da razão obtida entre os minerais na escala logarítmica.

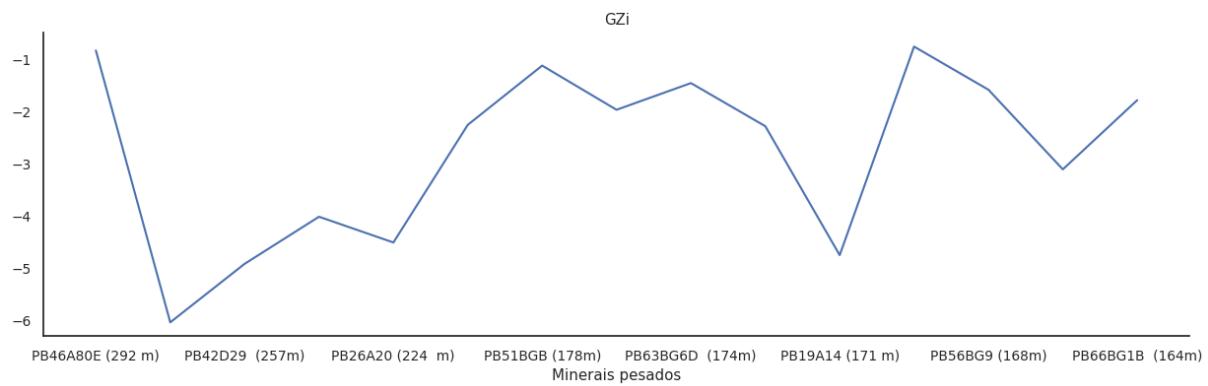


Figura 9 - Índice GZi ao longo da estratigrafia, o eixo x está relacionado com o intervalo estratigráfico das lâminas contadas, e o eixo y indica o valor da razão obtida entre os minerais na escala logarítmica.

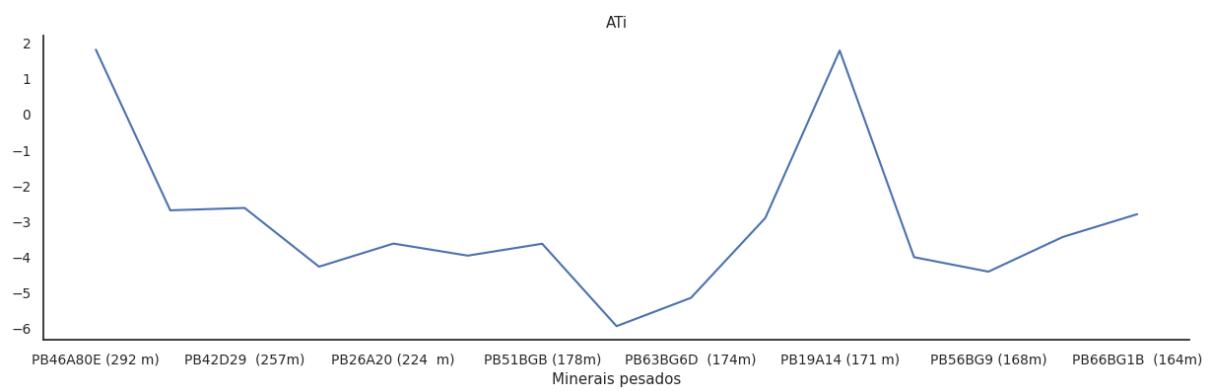


Figura 10 - Índice ATI ao longo da estratigrafia, o eixo x está relacionado com o intervalo estratigráfico das lâminas contadas, e o eixo y indica o valor da razão obtida entre os minerais na escala logarítmica.

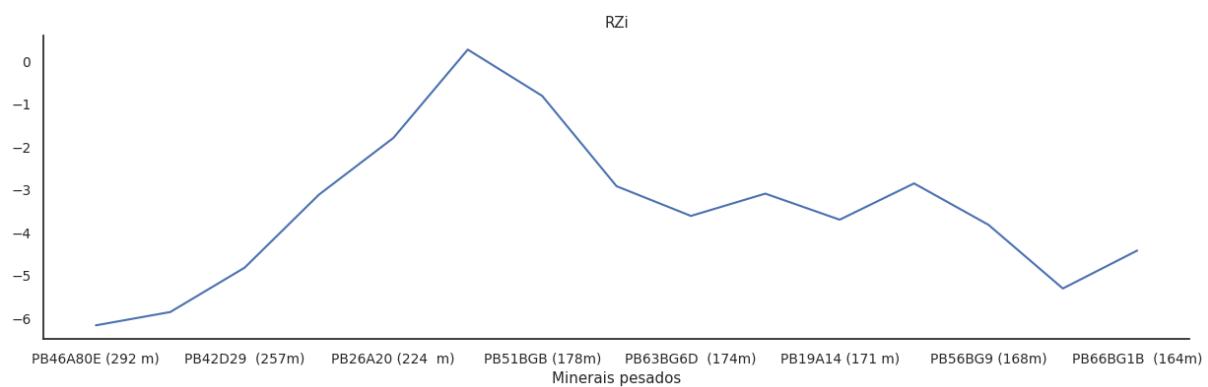


Figura 11 - Índice RZi ao longo da estratigrafia, o eixo x está relacionado com o intervalo estratigráfico das lâminas contadas, e o eixo y indica o valor da razão obtida entre os minerais na escala logarítmica.

Tabela 3 - Valores das razões entre pares de minerais, utilizando a razão logarítmica aditiva.

GZi	RZi	ATi	ZTR
PB46A80E (292 m), -0.8295590360498221	PB46A80E (292 m), -6.162612803303811	PB46A80E (292 m), 1.8152899666382492	PB46A80E (292 m), -0.511949
PB32A42 (259m), -6.025865973825314	PB32A42 (259m), -5.8522024797744745	PB32A42 (259m), -2.6878474937846906	PB32A42 (259m), -0.950192
PB42D29 (257m), -4.907740870933623	PB42D29 (257m), -4.817589773939326	PB42D29 (257m), -2.6210388241125804	PB42D29 (257m), -1.733491
PB42D6 (257 m), -4.007333185232471	PB42D6 (257 m), -3.1135153092103742	PB42D6 (257 m), -4.267363726353742	PB42D6 (257 m), -1.853635
PB26A20 (224 m), -4.499809670330265	PB26A20 (224 m), -1.791759469228055	PB26A20 (224 m), -3.619886582626985	PB26A20 (224 m), -3.218876
PB48F3 (221m), -2.2512917986064953	PB48F3 (221m), 0.26826398659467937	PB48F3 (221m), -3.9576335166801986	PB48F3 (221m), -2.040221
PB51BGB (178m), -1.1192315758708455	PB51BGB (178m), -0.8105302162163288	PB51BGB (178m), -3.624340932976365	PB51BGB (178m), -2.407946
PB60BG11B (177m), -1.9636097261547143	PB60BG11B (177m), -2.917770732084279	PB60BG11B (177m), -5.934894195619588	PB60BG11B (177m), -2.040221
PB63BG6D (174m), -1.4534336639575192	PB63BG6D (174m), -3.6109179126442243	PB63BG6D (174m), -5.14166355650266	PB63BG6D (174m), -1.919593
PB58BG1B (172m), -2.27726728509756	PB58BG1B (172m), -3.0910424533583156	PB58BG1B (172m), -2.9014215940827497	PB58BG1B (172m), -2.120264
PB19A14 (171 m), -4.742029368705289	PB19A14 (171 m), -3.698829784967104	PB19A14 (171 m), 1.791759469228055	PB19A14 (171 m), -0.380772
PB57BG8 (169m), -0.7556675375412792	PB57BG8 (169m), -2.8526314299133175	PB57BG8 (169m), -4.001254139156089	PB57BG8 (169m), -1.714798
PB56BG9 (168m), -1.580450375560848	PB56BG9 (168m), -3.817712325956905	PB56BG9 (168m), -4.406719247264253	PB56BG9 (168m), -2.238047
PB54BG3 (165m), -3.1023420086122493	PB54BG3 (165m), -5.303304908059076	PB54BG3 (165m), -3.4339872044851463	PB54BG3 (165m), -1.441103
PB66BG1B (164m), -1.7797832781813394	PB66BG1B (164m), -4.418840607796598	PB66BG1B (164m), -2.795755781521316	PB66BG1B (164m), -1.129071

### 5.3 Resultados da análise de principais componentes

Com a análise dos dados foi possível estabelecer algumas relações para classificar os estratos e entender a relevância de cada mineral para dividir em diferentes amostras os estratos analisados. As diferentes cores indicam amostras com diferentes composições de minerais principais dividindo em dois grupos distintos representados pelas cores azul e laranja.

O gráfico *Biplot* da Análise de Componentes Principais (PCA) apresenta a distribuição dos dados ao longo das componentes PC1 e PC3. A separação entre unidades A e B mostram padrões distintos na distribuição, que é evidenciado pela direção e magnitude das variáveis minerais representados pelas retas.

Assim os minerais como o zircão, rutilo e epidoto relacionam as amostras a unidade A, pois estão localizados próximo a essa região no espaço das componentes principais. Já os minerais como a andaluzita, cianita e estaurolita estão associados a unidade B, estando na direção oposta no gráfico.

O zircão e o rutilo têm maior peso ao longo da PC3, já a andaluzita e estaurolita tem influência ao longo da PC1. Assim esses minerais são os principais responsáveis por separar as unidades A e B no espaço das componentes principais.

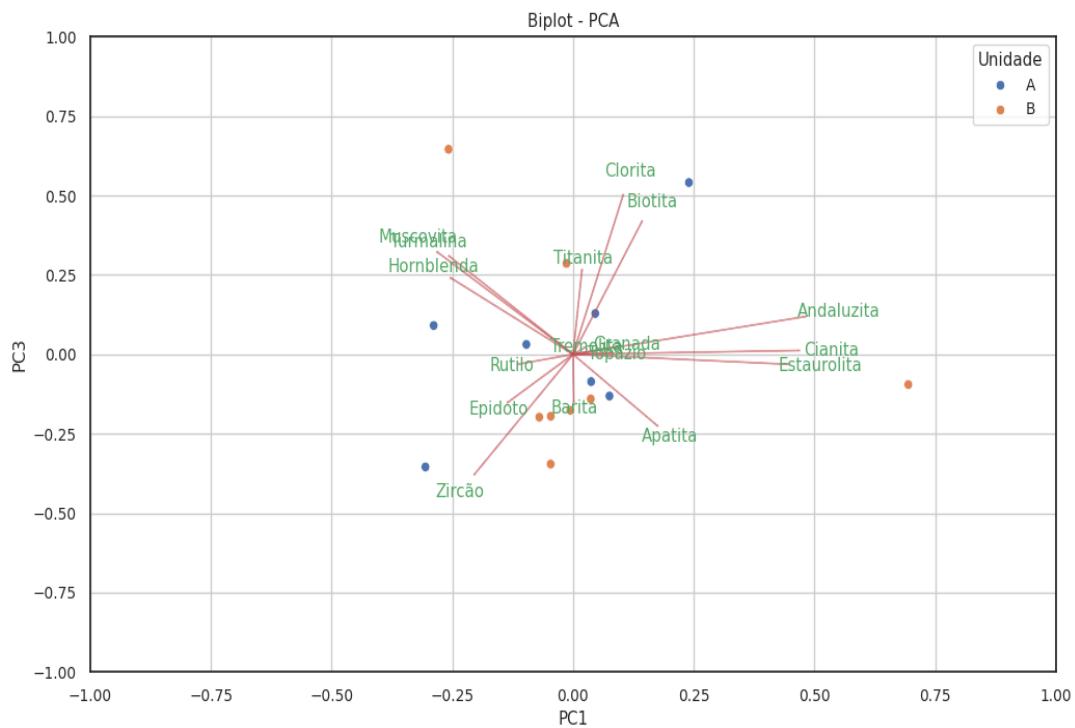


Figura 12 - Análise de *Biplot PCA* para os grãos de todas as amostras na fração areia muita fina da Formação Cerro da Angélica.

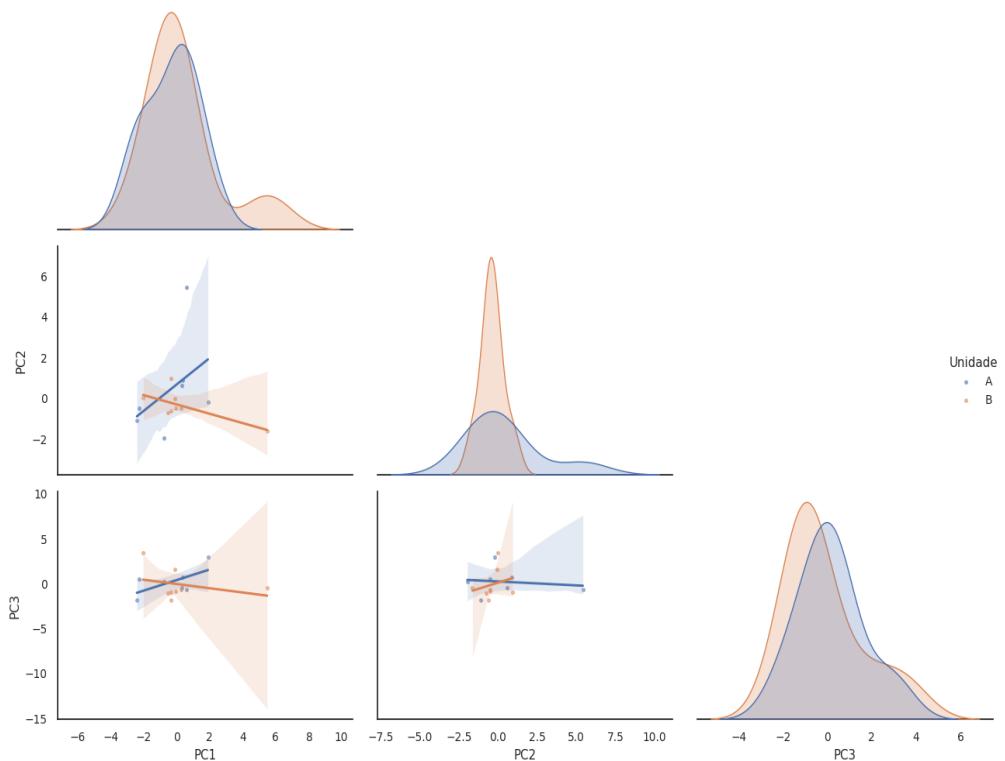


Figura 13 - Sobreposição de picos das três principais componentes analisadas. Gráfico de dispersão das componentes principais (PC1, PC2 e PC3) com distribuição marginal. A distribuição das variáveis é apresentada ao longo das margens superiores e laterais. As regressões por unidade (A e B) foram representadas com intervalos de confiança sombreados, destacando tendências distintas entre as unidades.

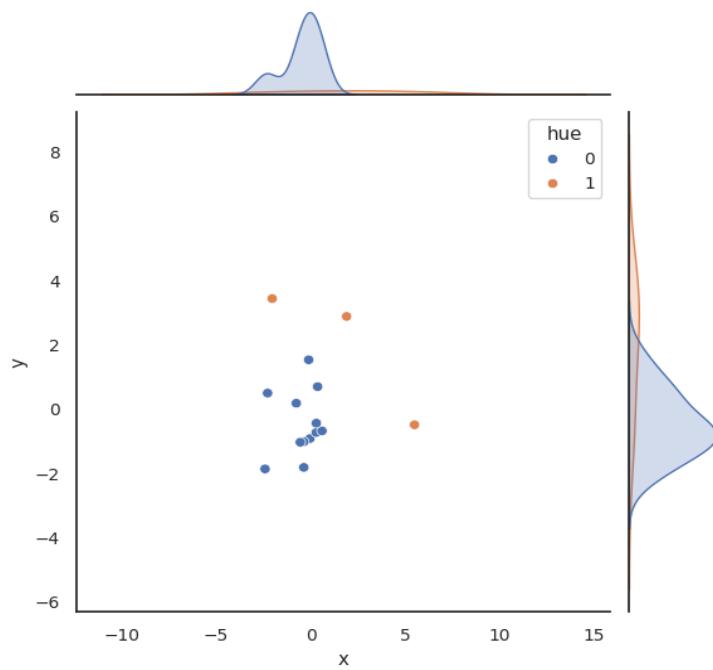


Figura 14 - Separação dos estratos em dois grupos com características diferentes. A separação dos estratos utilizou o método de redução da dimensionalidade, os gráficos x e y indicam as componentes principais que capturam padrões de variação nos dados.

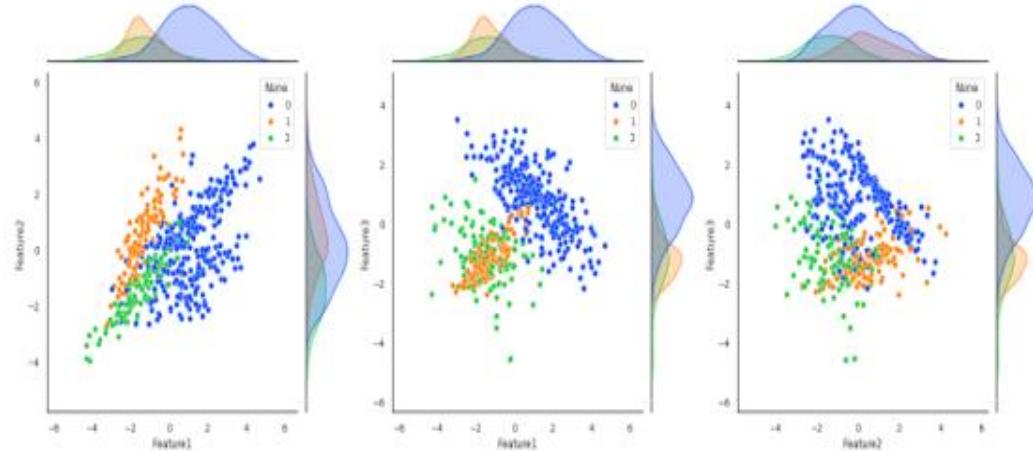


Figura 15 - Modelo Gaussiano de Mistura para melhor ajustes das três componentes. A imagem apresenta gráficos de dispersão utilizados para visualizar os resultados de um Modelo de Mistura Gaussiana (GMM - *Gaussian Mixture Model*) aplicado a dados de duas dimensões. Os três gráficos exibem diferentes projeções das distribuições dos dados (Feature1 x Feature2) e as respectivas classes identificadas pelo modelo. Cada classe é representada por uma cor distinta: azul (cluster 0), laranja (cluster 1) e verde (cluster 2).

#### 5.4 Formas dos grãos

Os grãos de minerais pesados foram subdivididos em cinco classes: grãos quebrados, euédricos, angulares, subarredondados e arredondados, conforme foi indicado na (Figura 16).

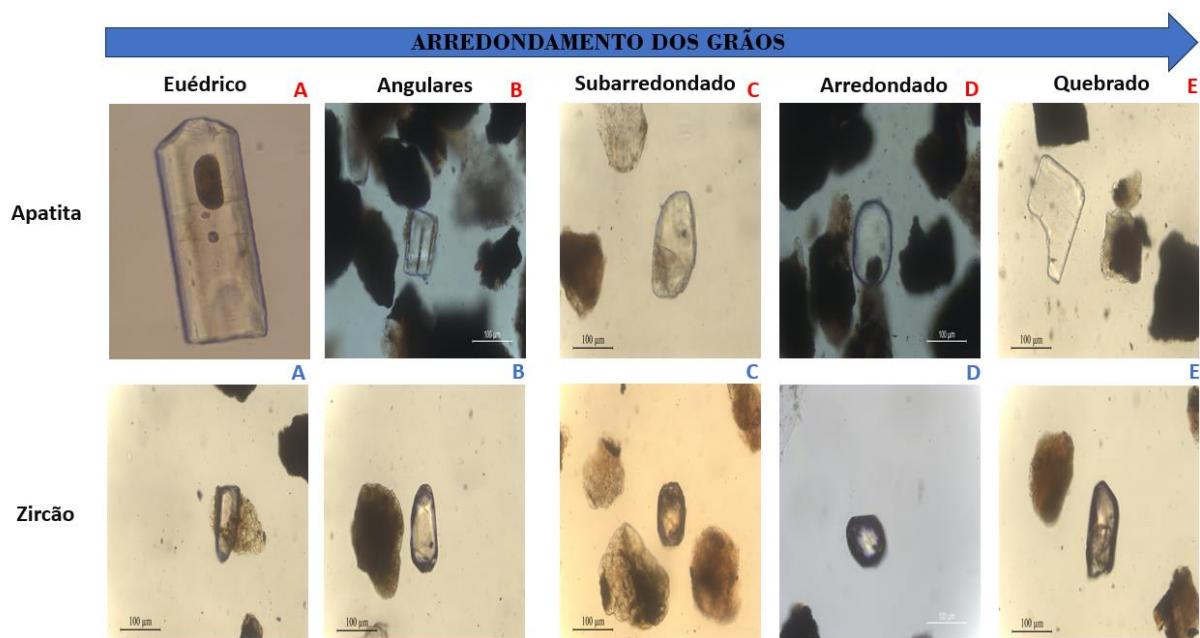


Figura 16 - Classificação dos grãos de apatita e zircão quanto ao grau de arredondamento: **A** – Grão euédrico de apatita; **B** – Grão angular de apatita; **C** – Grão subarredondado de apatita; **D** – Grão arredondado de apatita; **E** – Grão quebrado de apatita. **A** – Grão euédrico de zircão; **B** – Grão angular de zircão; **C** – Grão subarredondado de zircão; **D** – Grão arredondado de zircão; **E** – Grão quebrado de zircão.

Assim no total dos 2510 minerais considerando apenas os grãos de apatita, zircão e turmalina, que fazem parte do índice ZTR que calcula a maturidade sedimentar, a proporção ficou: grãos quebrados (5%), euédricos (3%), angulares (25%), subarredondados (55%) e arredondados (12%), conforme mostra a (Figura 17).

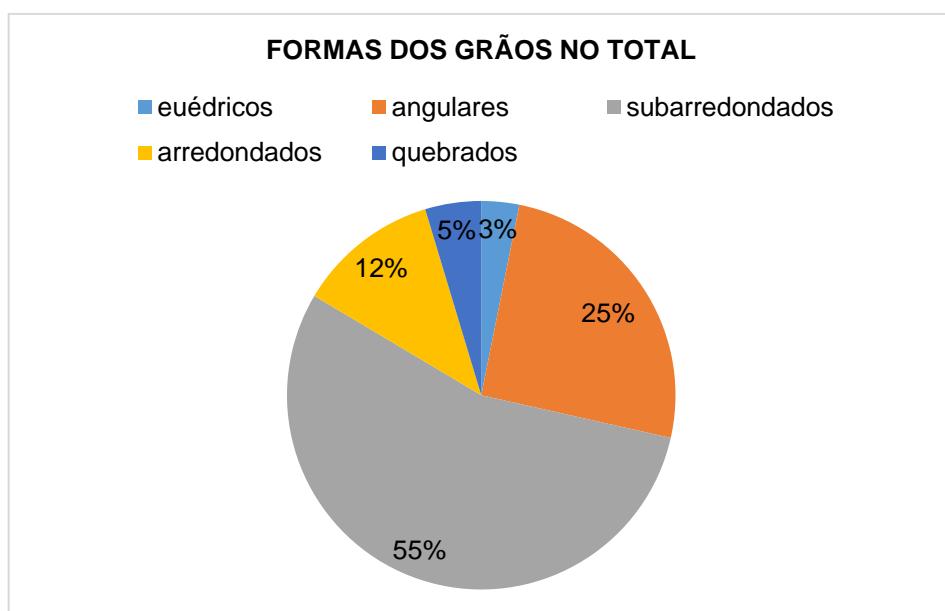


Figura 17 – Classes de forma dos grãos em sua totalidade.

#### 5.4.1 Formas dos grãos de apatita

Os grãos de apatita foram quantificados de acordo com a proporção das formas definidas. No total, a proporção das formas foram: grãos quebrados (5%), euédricos (1%), angulares (25%), subarredondados (57%) e arredondados (12%), indicados pela (Figura 18).

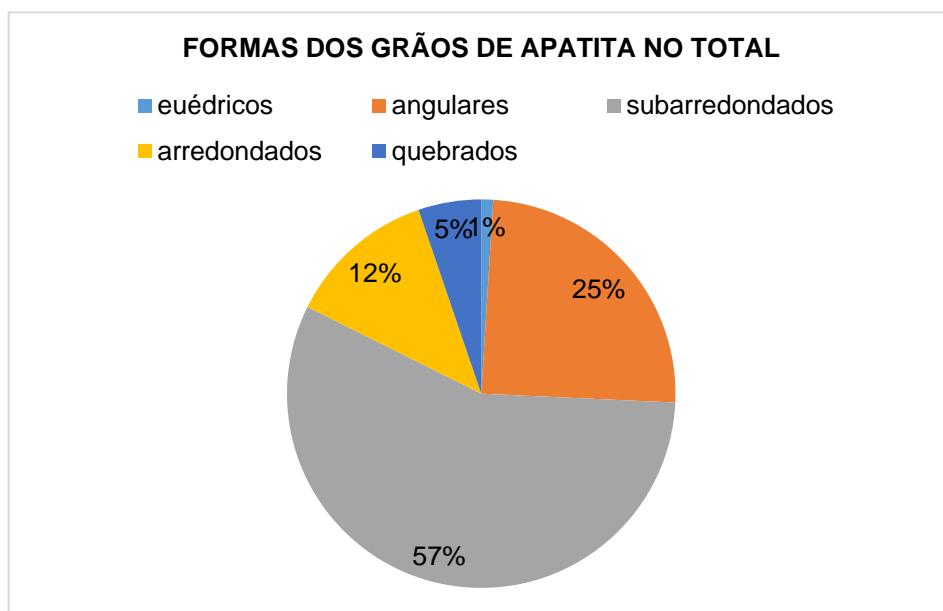


Figura 18 - Proporção das formas dos grãos de apatita em sua totalidade.

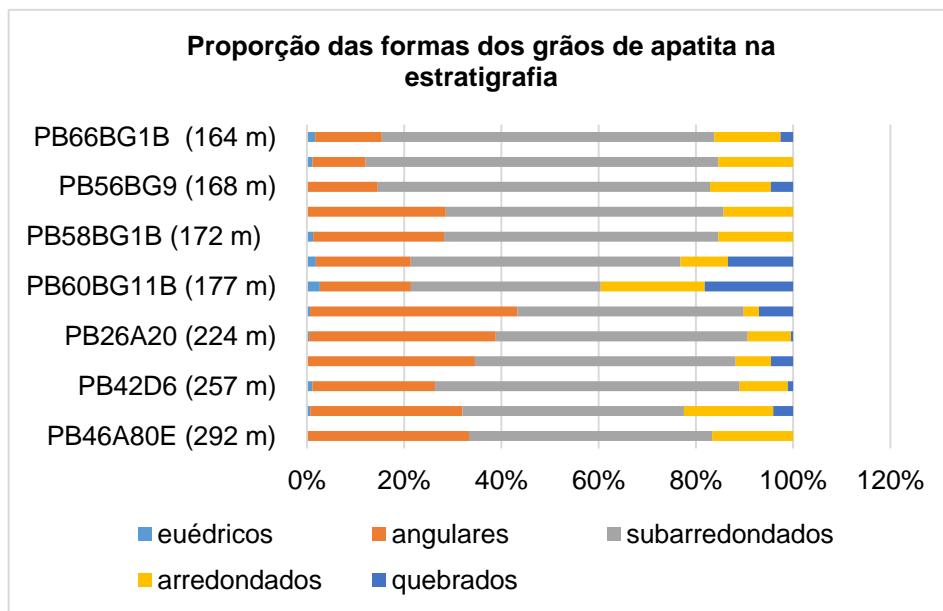


Figura 19 - Proporção das formas dos grãos de apatita na estratigrafia. No eixo x são representadas as amostras e seus respectivos intervalos estratigráficos, no eixo as altitudes estão na forma decrescente.

Foi calculado o índice dos grãos de apatita arredondadas sobre os grãos de apatita no total Ari ( $100 \times$  apatita arredonda / apatita total). A proporção dos valores de acordo com posição estratigráfica é indicada pela (Figura 20) abaixo.

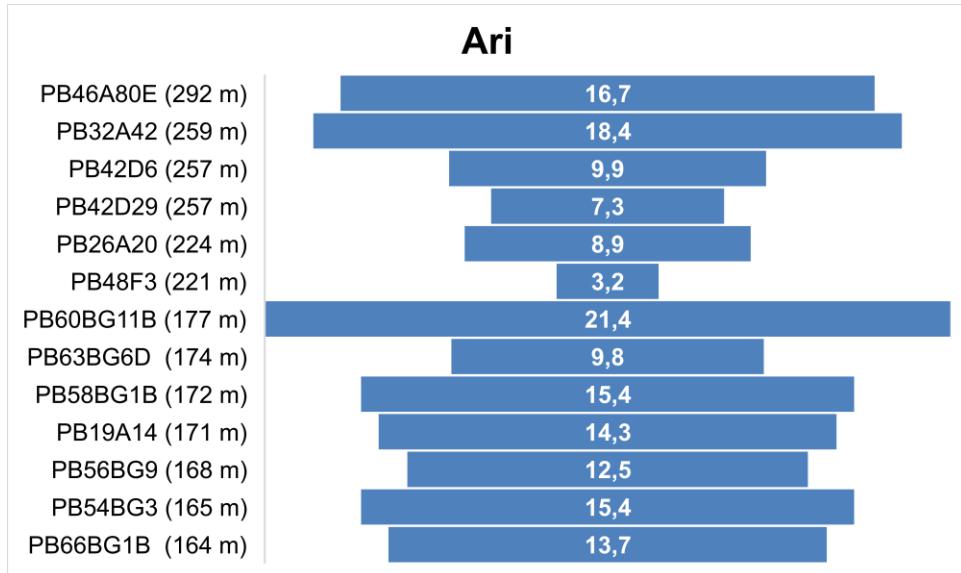


Figura 20 - Índice Ari em relação ao intervalo estratigráfico.

#### 5.4.2 Formas dos grãos de zircão

Os grãos de zircão foram quantificados de acordo com a proporção das formas definidas. No total, a proporção das formas dos grãos foram: grãos quebrados (4%), euédricos (9%), angulares (26%), subarredondados (50%) e arredondados (11%), que é indicado pela (Figura 21).

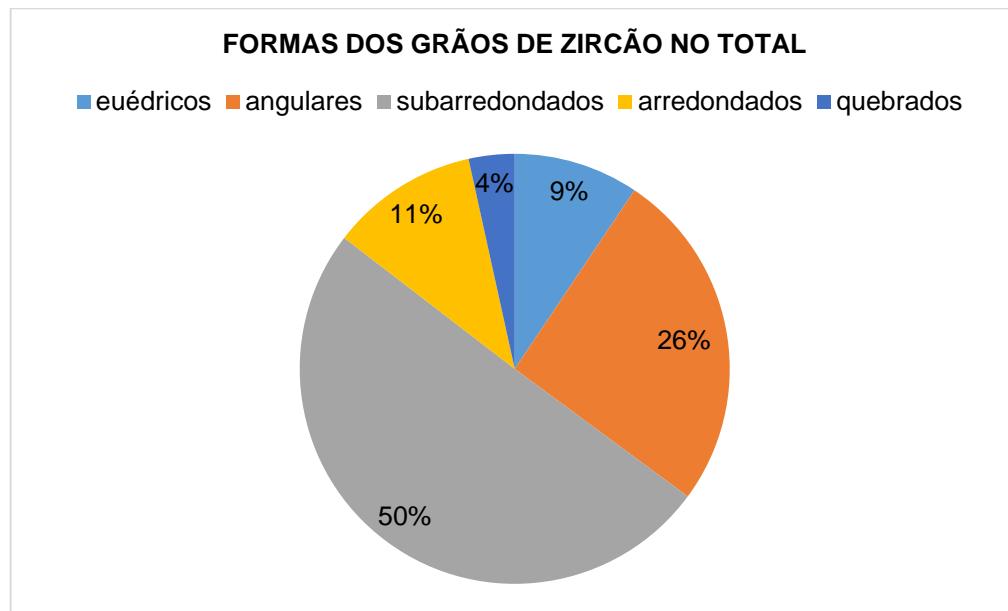


Figura 21 - Proporção das formas dos grãos de zircão em sua totalidade.

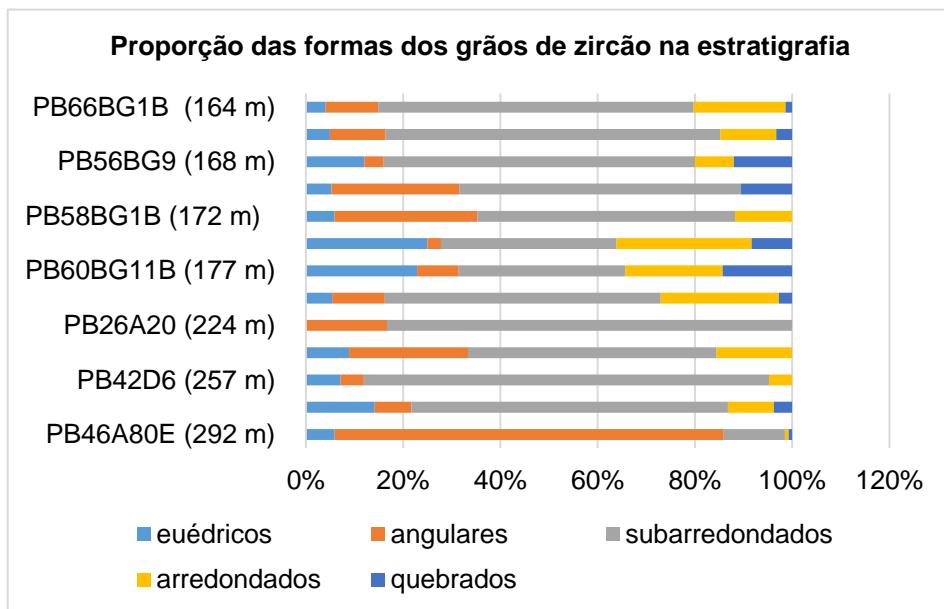


Figura 22 - Proporção das formas dos grãos de zircão na estratigrafia. No eixo x são representadas as amostras e seus respectivos intervalos estratigráficos, no eixo y as altitudes estão na forma decrescente.

#### 5.4.3 Formas dos grãos de turmalina

Os grãos de turmalina foram quantificados de acordo com a proporção das formas definidas. No total, conforme a (Figura 23) a proporção das formas dos grãos foram: grãos quebrados (0%), euédricos (2%), angulares (42%), subarredondados (56%) e arredondados (0%), indicados pela (Figura 23).

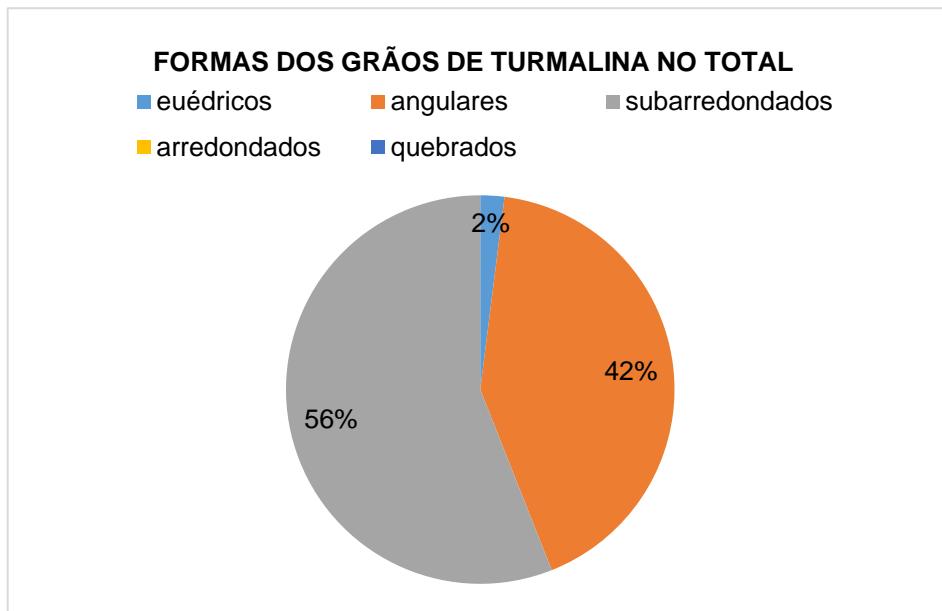


Figura 23 - Proporção das formas dos grãos de turmalina em sua totalidade.

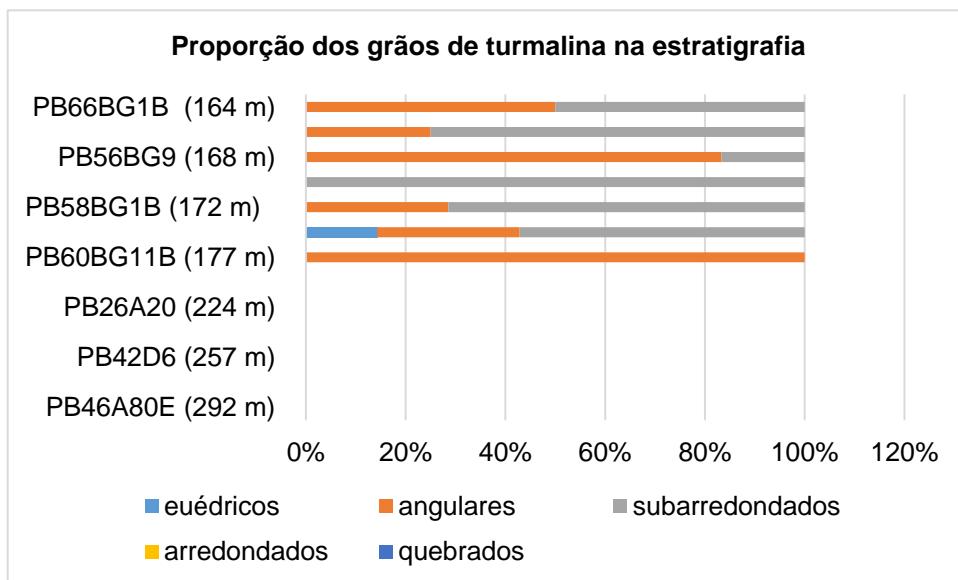


Figura 24 - Proporção das formas dos grãos de turmalina na estratigrafia. No eixo x são representadas as amostras e seus respectivos intervalos estratigráficos, no eixo as altitudes estão na forma decrescente. No eixo x são representadas as amostras e seus respectivos intervalos estratigráficos, no eixo as altitudes estão na forma decrescente. Estes dados indicam que os grãos de turmalina estão presentes apenas da base até o centro do intervalo estratigráfico.

## 5.5 Classes do zircão

Para as classes de zircão foram definidas quatro classes de acordo com a forma dos grãos indicados pelo trabalho de Nóbrega, (2009), que foram AC (Arredondado Curto), SC (Subarredondado Curto), EC (Euédrico Curto) e EL (Euédrico Longo). No todo (Figura 25) eles apresentaram a seguinte proporção: arredondado curto (11%), subarredondado curto (76%), euédrico curto (9%) e euédrico longo (4%).

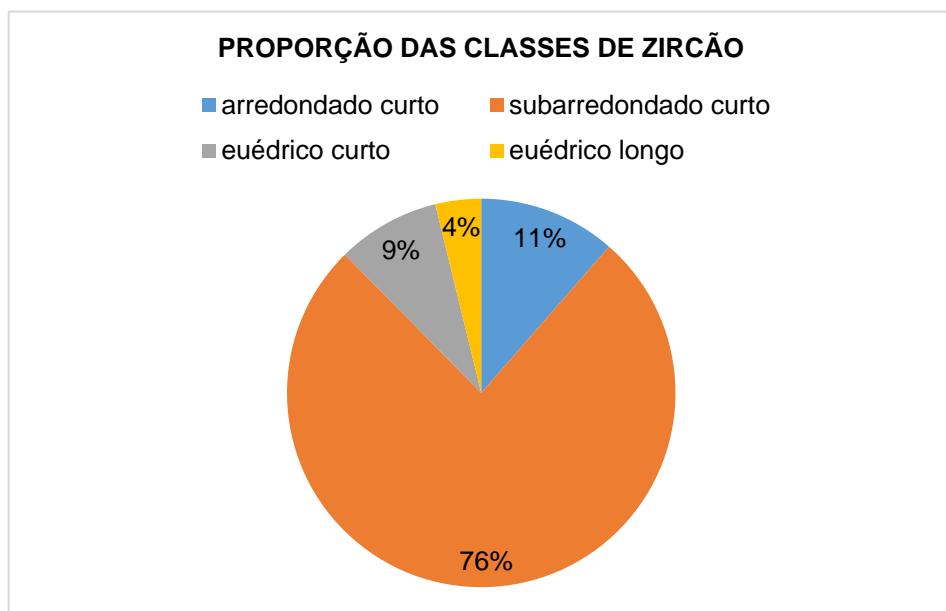


Figura 25 - Proporção das classes de zircão propostas.

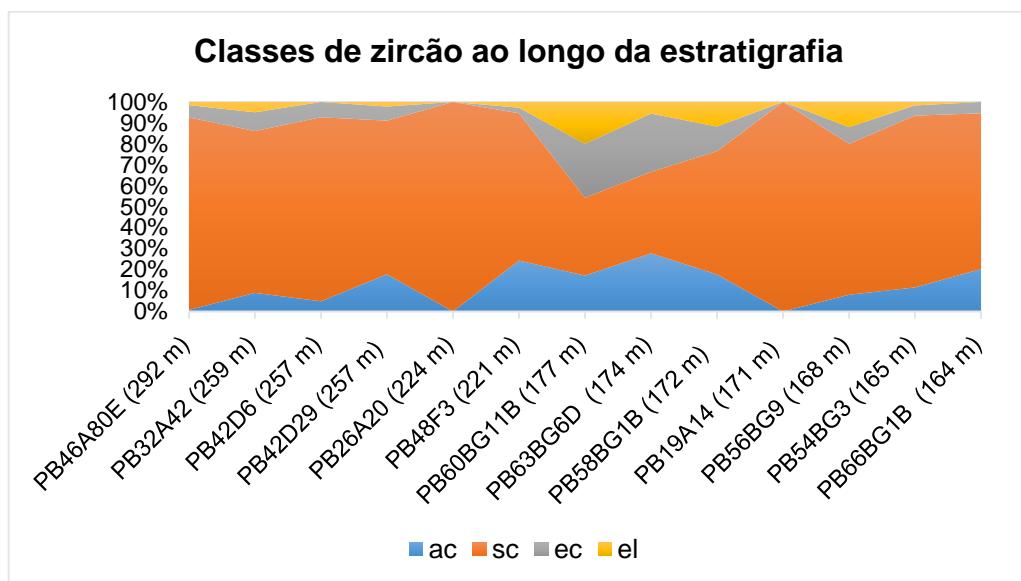


Figura 26 - Área com as classes de zircão ao longo da estratigrafia. ac = arredondado curto; sc = subarredondado curto; ec = euédrico curto; el = euédrico longo.

## 6. INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

### 6.1 Proveniência da assembleia dos minerais principais

A proporção de grãos de apatita contados nas lâminas perfaz aproximadamente 50% dos grãos no total. Isso indica uma grande contribuição de uma área-fonte de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas de derivação ígnea como: gnaisses, metagabros, metapiroxenitos e metaperidotitos. Estas litologias compõem o entorno da região da Sub-Bacia do Camaquã Central.

Essa característica reforça a contribuição de rochas graníticas do Cinturão Dom Feliciano que ocorreram durante o magmatismo ligado ao Ciclo Brasiliano e estão presentes ao redor da Bacia do Camaquã, e que alguns pontos sofreram metamorfismo formando rochas gnáissicas. Além disso indica a contribuição de rochas relacionadas ao Cráton Rio de La Plata, compostos predominantemente por rochas metavulcânicas básicas formadas no Arqueano. (Philipp *et al.*, 2016).

O mineral encontrado em grande proporção é o zircão que é bastante utilizado como dados de proveniência a partir de suas características morfológicas que foram contabilizadas e analisadas. Os grãos de granada em grande proporção reforçam a contribuição de área-fonte metamórfica e também plutônica ígnea.

A baixa presença de turmalina também revela que a área fonte que contribuiu para formação desses turbiditos era pobre em turmalina. Os grãos de turmalina estão presentes em rochas pegmatíticas, granitóides e rochas de baixo grau metamórfico. Além da turmalina, o rutilo também apresenta baixa proporção na contagem, o rutilo é encontrado principalmente em rochas metamórficas como xistos e gnaisses. E isso vai de encontro com as rochas presentes na região.

Os grãos de muscovita e clorita que são abundantes nas lâminas indicam uma área-fonte de rochas metavulcânicas sedimentares de fácies xisto verde. Essas rochas pertencem ao Terreno São Gabriel e fazem parte do Cinturão Dom Feliciano. Dentre os grãos principais da contagem também se destacam os grãos do grupo do epidoto que reforçam área-fonte de rochas metamórficas na fácies xisto verde. Também estão presentes em granitos, além de serem originados em processos proveniente da alteração do plagioclásio.

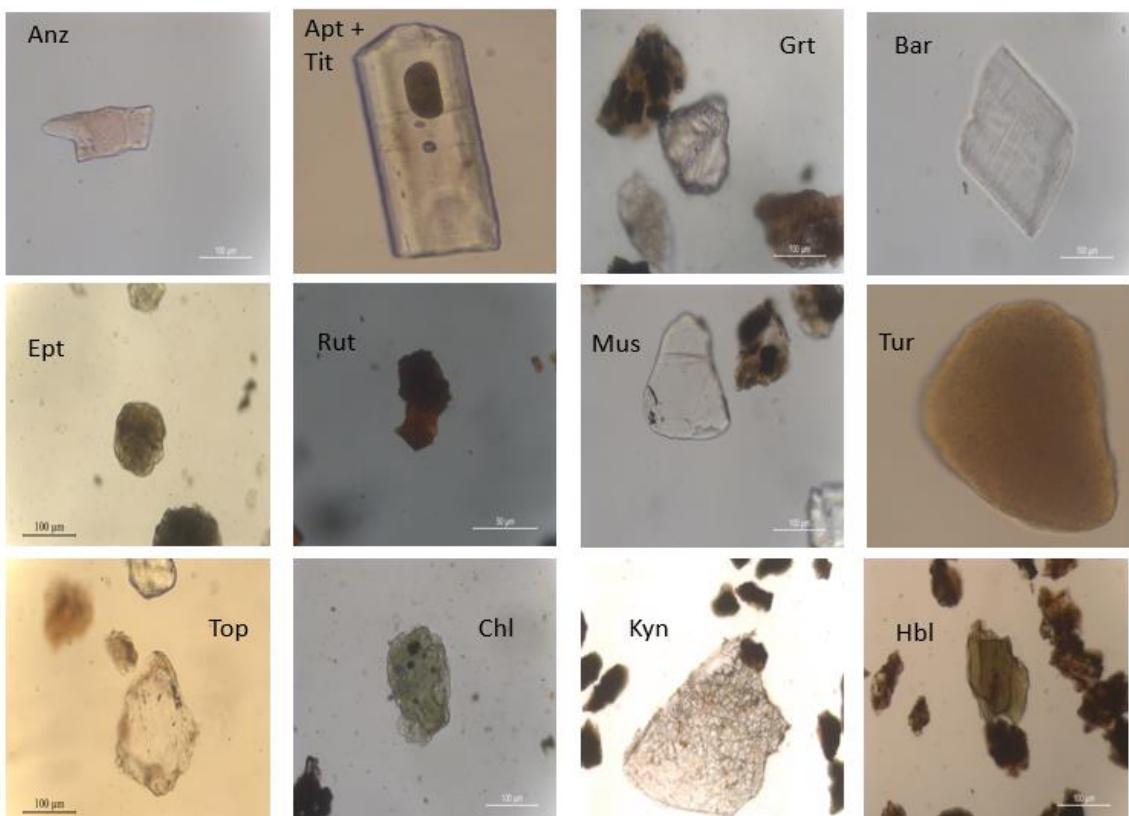


Figura 27 - Assembleia de minerais encontrados nas lâminas.

Os grãos de cianita encontrados indicam possível proveniência de rochas metamórficas, como por exemplo os gnaisses e a rochas metassedimentares da região. E os grãos de hornblenda reforçam a proveniência de rochas ígneas ácidas e básicas como os andesitos.

Os grãos de tremolita ocorrem em rochas ultrabásicas com metamorfismo de baixo grau. O topázio é característico de rochas graníticas e rochas que sofreram metassomatismo.

Já os minerais metamórficos como a andaluzita e estaurolita são comuns em xistos de médio grau metamórfico, e também ocorrem associados à gnaisses. Os grãos de titanita e biotita são muito comuns em rochas graníticas e rochas metamórficas. A barita pode estar associada a cimentação de arenitos, e também é formado por preenchimento hidrotermal.

### 6.3 Correlação entre os minerais

A partir do uso das transformações dos valores na escala logarítmica foram estabelecidas as correlações entre os minerais, e entre as razões de pares de minerais que possuem significado geológico, conforme indicado pela (Figura 28).

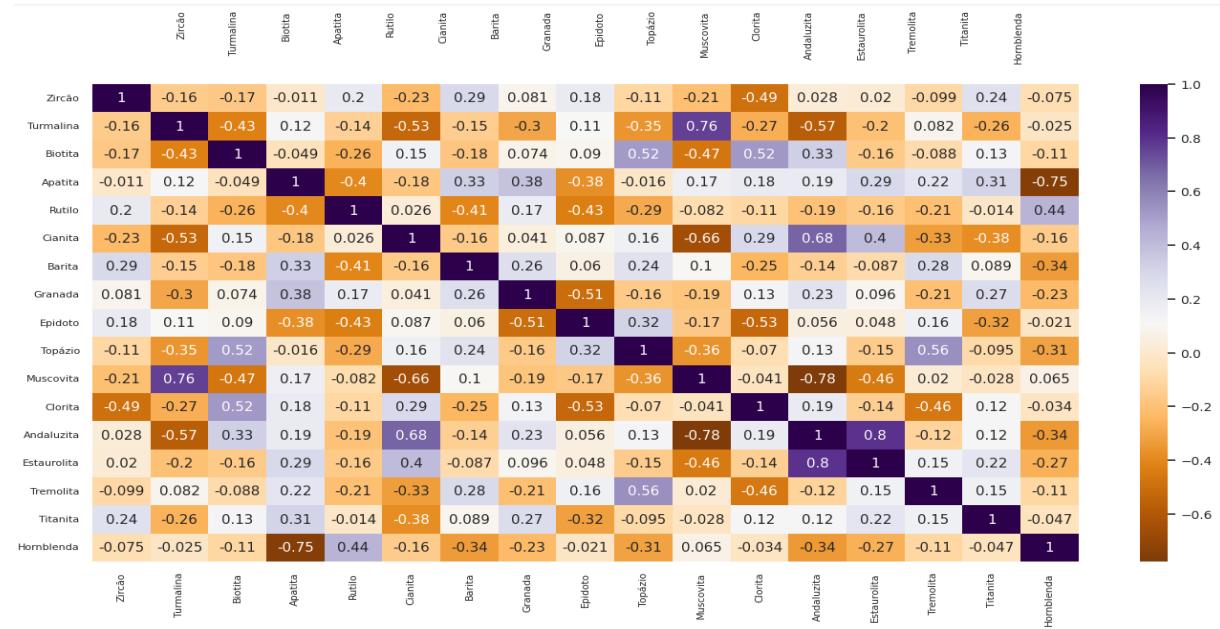


Figura 28 - Correlação entre os minerais contados nas lâminas. O método do Coeficiente de Correlação Pearson ( $r$ ) é usado para quantificar a relação linear entre duas variáveis numéricas, com correlação alfa de 90% de confiança.

Assim podemos ver alguns dados interessantes como alta correlação positiva entre muscovita e turmalina (+0,76), e correlação positiva entre clorita e andaluzita (+0,68).

A correlação ( $r$  de 0,76) entre muscovita e turmalina indica que esses minerais poderiam ter rocha fonte em comum, além de serem minerais presentes em conjunto em rochas de baixo grau metamórfico, gerados principalmente por alteração hidrotermal. Além disso esses minerais possuem baixo equivalente hidráulico e são minerais estáveis. Essa correlação também pode estar condicionada ao comportamento hidráulico similar (fator faciológico) ou de elevada dissolução pós-deposicional (fator diagenético).

A alta correlação negativa de ( $r$  de -0,76) entre apatita e hornblenda podem reforçar uma elevada dissolução pós-deposicional e assim reforça área-fonte diferente para os minerais.

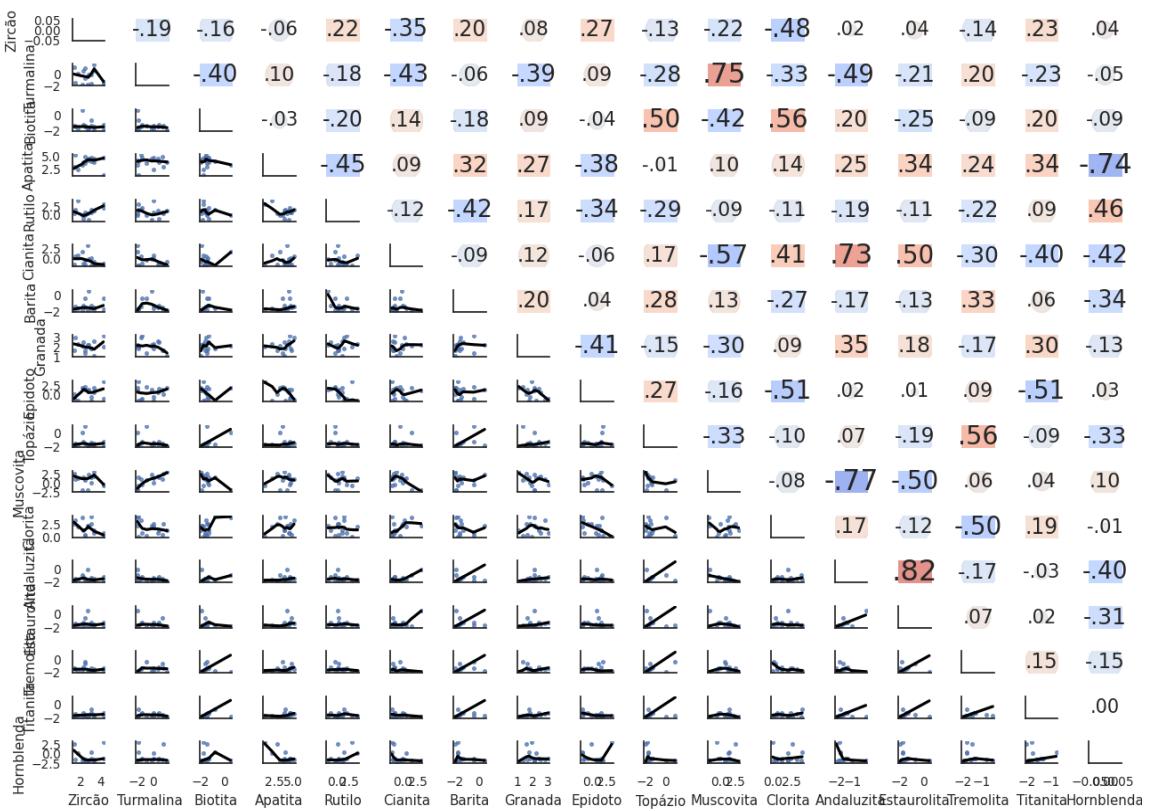


Figura 29 - Matriz de correlação com os coeficientes numéricos e os gráficos de dispersão para cada par de minerais.

A matriz de correlação dos grãos indica forte correlação positiva entre andaluzita e estaurolita indicando que esses minerais são formados em condições semelhante com o mesmo metamorfismo regional. Outra associação positiva entre muscovita e topázio reforça área-fonte de veios pegmatitos onde os minerais ocorrem juntos. A associação entre estaurolita e rutilo indica que ambos os minerais indicam proveniência de rocha metamórfica de médio grau. As correlações negativas entre granada e andaluzita, e entre granada e clorita reforçam a diferença entre os graus metamórficos entre as rochas fontes.

#### 6.4 Razões entre pares de minerais

Os valores de ZTR foram calculados para entender a maturidade sedimentar dos sedimentos. Com isso, os dados calculados indicaram que há oscilação na maturidade sedimentar, com tendência de valores menores de ZTR indicado baixa maturidade dos sedimentos. Sugerindo transporte mais rápido até a bacia, ou uma fonte com pouco desses minerais estáveis (Hubert, 1962).

Podemos ver que em alguns pontos, como no estrato em 171m, com altos índices ZTR, maior maturidade dos sedimentos. Há também uma tendência a partir de 224m a 292m de aumento da maturidade sedimentar

As razões entre rutilo e zircão (RZi) possibilitaram interpretar a área-fonte formadora destes turbiditos. O zircão e o rutilo são minerais resistentes ao intemperismo e ao transporte. Como o zircão é mais comum em rochas graníticas e os rutilos são encontrados em rochas metamórficas, podemos interpretar que os valores negativos entre as razões minerais como uma maior proveniência de rochas ígneas em comparação às rochas metamórficas.

Na estratigrafia podemos ver alguma contribuição maior de rochas metamórficas entre 177m a 224m, pois são apresentados valores positivos e valores próximos à zero neste intervalo, a presença dos grãos de andaluzita, estaurolita e cianita reforçam essa proveniência metamórfica. Porém do centro para o topo os valores são fortemente negativos indicando maior proveniência de rochas graníticas, tendência também que encontramos do centro para a base dos estratos. Portanto não há uma mudança significativa da área-fonte, com o gráfico indicando um valor aproximadamente constante.

As razões entre granada e zircão (GZi) foram estabelecidas para avaliar os processos de transporte de sedimentos até a bacia. Os grãos de zircão são mais resistentes ao intemperismo e ao transporte, enquanto os grãos de granada são menos resistentes. Portanto, os valores altos de GZi indicam uma fonte próxima de granitos ou rocha de alto grau metamórfico. Enquanto os valores baixos indicam um transporte mais longo, devido ao predomínio de zircão em detrimento dos grãos de granada (e.g., Morton & Hallsworth, 1994; Guedes *et al.*, 2011).

Nas contagens podemos observar que os estratos com as altitudes de 177m e 257m com baixos valores o transporte sedimentar foi mais longo com menores valores de granada. Já os valores mais altos indicam uma fonte mais próxima referente de rochas ígneas com menor maturidade sedimentar. Portanto o gráfico indica que houveram pulsos diferentes de transportes desses turbiditos, mas com uma predominância de transporte mais curto.

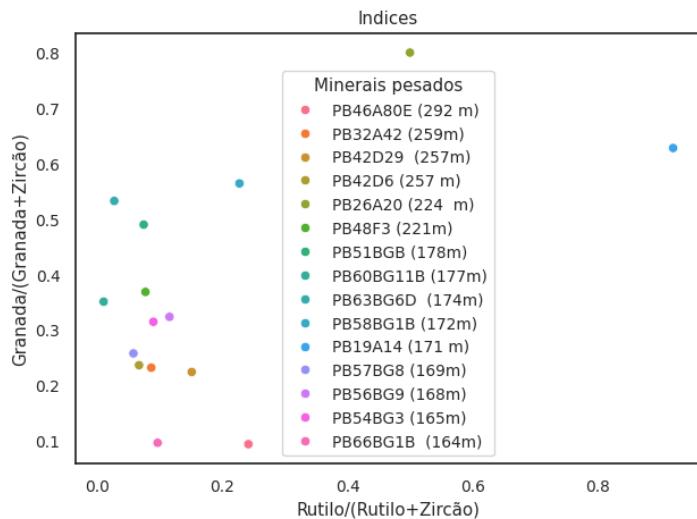


Figura 30 - Relação entre os índices de pares de minerais Rzi e Gzi.

O gráfico (Figura 30), relaciona os índices de pares de minerais Rzi e Gzi, separa dois grupos com modelos diferentes de proveniência, dividindo as amostras das amplitudes entre 171m a 221m em um modelo de proveniência, e nos estratos da base e do topo com outro modelo, indicando possíveis mudanças na área-fonte, e um transporte de sedimentos mais curto para esses estratos

Os valores altos de apatita em relação aos grãos de turmalina indicam que o intemperismo ácido não dissolveu os grãos de apatita durante processo. Além disso, indicam uma baixa dissolução intraestatal durante a diagênese. fina do depósito sedimentar, que diminui a permeabilidade, e consequentemente, a circulação de fluidos entre os poros. Assim, nestes estratos analisados, temos dois pontos nos quais os processos de dissolução foram mais intensos, nos estratos em 171m e 292 m. Também há uma tendência do centro do topo no aumento da dissolução das rochas, indicando um intemperismo mais intenso nestes sedimentos. Com isso a diferença entre a presença de apatita e turmalina pode estar relacionada a dissolução ácida ou a fonte que é pobre em turmalina. (Nickel, 1973; Grimm, 1973; Morton, 1984, 1986).

## 6.5 Classificação e análise de componentes principais

Com a classificação e análise dos componentes principais (Figura 12) foi possível diminuir os números de variâncias significantes e dividir as amplitudes analisadas em duas unidades com características diferentes.

Tabela 4 - Unidades separadas pelo método PCA.

Lâminas	Unidade
PB46A80E (292 m)	A
PB32A42 (259m)	B
PB42D29 (257m)	B
PB42D6 (257 m)	B
PB26A20 (224 m)	B
PB48F3 (221m)	B
PB51BGB (178m)	A
PB60BG11B (177m)	B
PB63BG6D (174m)	A
PB58BG1B (172m)	B
PB19A14 (171 m)	A
PB57BG8 (169m)	A
PB56BG9 (168m)	A
PB54BG3 (165m)	B
PB66BG1B (164m)	A

Conforme a análise das principais foi possível dividir pelas principais componentes duas unidades com padrões distintos de mineralogia (Tabela 4). Com isso a unidade A foi definida pela PC1 por conta dos grãos de zircão, rutilo e epidoto, enquanto a unidade B foi definida pelos grãos de cianita, andaluzita e estaurolita que marcam a PC3.

A classificação do Modelo Gaussiano de Mistura separou as distribuições dos dados em três componentes, ajustando os dados em elipses de distribuição a partir das análises dos três componentes criados. A partir dessa distribuição foi possível estabelecer por meio de dendrogramas três grupos de amostras que possuem relações diferentes (Figura 31) quanto a sua mineralogia, e como elas estão interligadas.

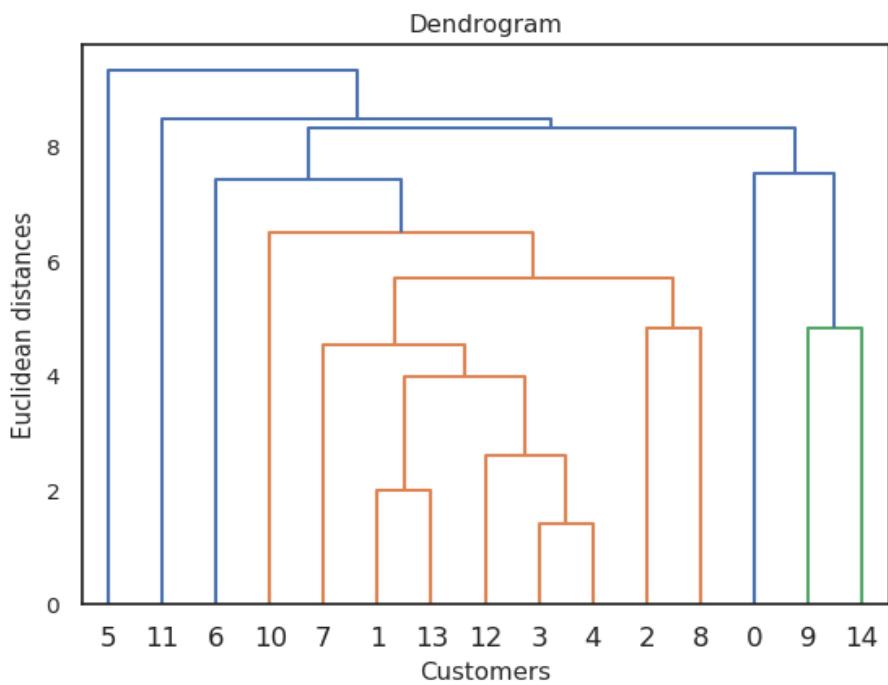


Figura 31 - Dendrograma em relação aos minerais quantificados, reforçando três grupos diferentes com relação a mineralogia encontrada nas lâminas representadas pelas cores verde, azul e amarela. É possível estabelecer a ligação entre as unidades por meio dos dendrogramas.

Assim, a partir da definição dos dendrogramas, foi possível entender quantos *clusters* usar para chegar em duas unidades diferentes de proveniência em relação a área-fonte e transporte, como o dendrograma (Figura 32) com subgrupos indica abaixo.

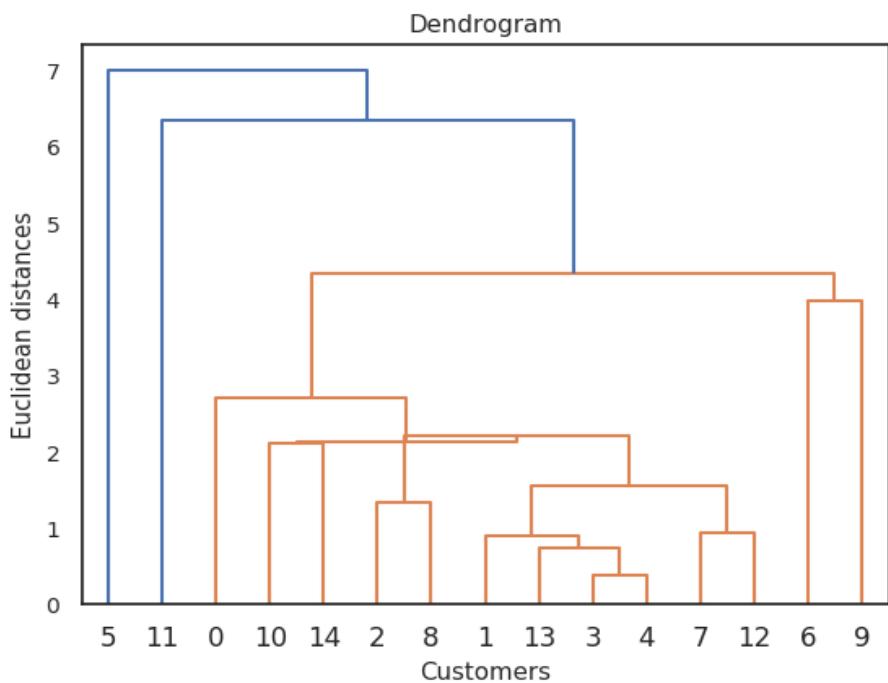


Figura 32 - Dendrograma definindo as principais unidades A e B, indicadas pelas cores azuis e amarela respectivamente.

## 6.6 Grau de arredondamento dos grãos

Com a contabilização do grau de arredondamento dos grãos de apatita, zircão e turmalina foi possível entender as características dos processos sedimentares formadores destas rochas. Com uma maioria dos grãos subarredondados e angulosos é proposto que a área-fonte destes sedimentos era próxima, pois houve pouca abrasão dos grãos.

Assim isto indica que o transporte desses sedimentos foi relativamente curto, sendo fruto de ambientes de alta energia como turbiditos, onde os grãos foram transportados rapidamente por correntes de turbidez e não houve tempo para o arredondamento dos grãos.

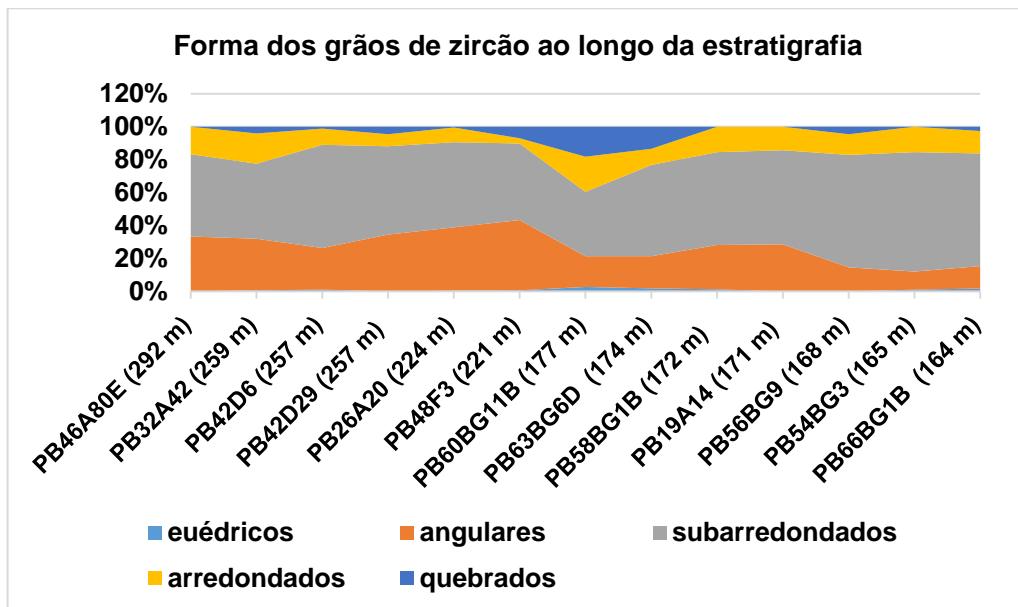


Figura 33 - Formas dos grãos de zircão na estratigrafia.

Os padrões do grau de arredondamento dos grãos de zircão ao longo da estratigrafia (Figura 33) indicam um leve incremento da base para o topo de grãos angulares a partir de 221m, mostrando que o transporte foi menos intenso a partir deste ponto, levando em consideração a resistência dos grãos de zircão. Há uma diminuição nos grãos angulares a partir de 224m, mas em comparação com o intervalo dos estratos de 164m a 177m, há uma maior quantidade de grãos angulares no intervalo entre os estratos de 221m a 292m.

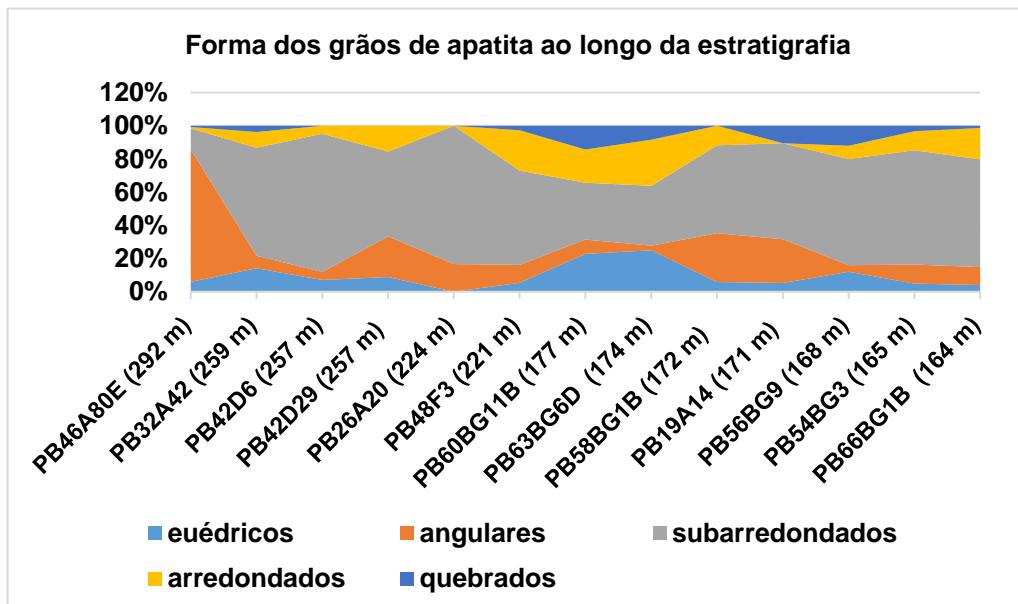


Figura 34 - Formas dos grãos de apatita ao longo da estratigrafia.

Os padrões do grau de arredondamento dos grãos de apatita (Figura 34) apresentam uma diminuição de grãos arredondados da base para o topo. O pico de grãos angulares no topo indica um transporte rápido de alta energia, limitado retrabalhamento dos grãos.

Os resultados do índice Ari (Figura 20) reforçam um baixo grau de arredondamento dos grãos de apatita com a relação ao total de grãos. Não há um padrão de aumento ou diminuição do arredondamento dos grãos de apatita da base para o topo.

## 6.7 Classes de zircão na estratigrafia

O zircão foi subdividido em cinco classes: arredondado curto, subarredondado curto, euédrico curto e euédrico longo (Figura 35). A classe definida como zircão subarredondado curto compõe 76% da amostra, indicando um maior retrabalhamento dos grãos.

Os grãos euédricos curtos, somados grãos euédricos longos, compõe 13% do total dos grãos e remetem a uma proveniência principalmente ígnea e metamórfica. Há um maior incremento destes no intervalo estratigráfico entre 177m a 171m, indicando uma maior contribuição de rochas ígneas e metamórficas. Também há uma diminuição de grãos arredondados da base pro topo indicando uma menor abrasão dos grãos, reforçando o menor retrabalhamento dos grãos no topo.

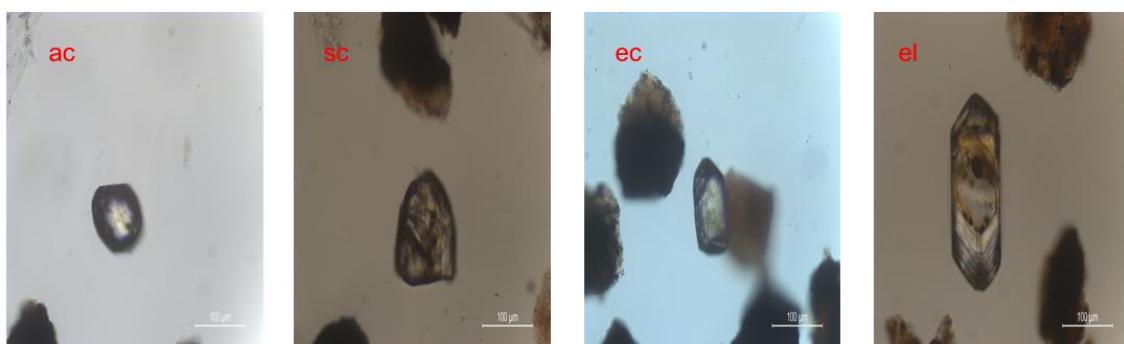


Figura 35 - Quatro classes de zircão indicadas. **ac** = arredondado curto; **sc** = subarredondado curto; **ec** = euédrico curto; **el** = euédrico longo.

## 7. DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

A partir de todas análises desde quantificação dos minerais nas lâminas, suas características de forma e arredondamento, com as análises dos dados utilizando a

transformação das principais componentes e a transformação *log ratio*, foram interpretadas as possíveis áreas fonte e transporte para a formação dos turbiditos lacustres.

Foi possível estabelecer que o principal transporte para essa parte da bacia foi por transportes relacionados a correntes de turbidez indicados pelos grãos angulares e subarredondados da assembleia mineral. Também foi possível inferir um transporte secundário para leitos aluviais que geraram grãos subarredondados e arredondados formados nas regiões proximais.

Levando em consideração apenas os grãos de zircão, esses reforçaram uma proveniência com contribuição ígnea e sedimentar, por conta da presença de grãos euédricos e maioria dos grãos subarredondados. Essa contribuição sedimentar pode ter sido advinda do Grupo Maricá, que estava em exposição no momento de deposição de sedimentos formadores da Formação Cerro Angélica.

Os índices entre pares de minerais indicaram uma área fonte próxima, reforçando a sua formação por transportes curtos, de alta energia, que podem ser atribuídos aos turbiditos. Os baixos valores de rutilo em relação ao zircão reforçam um progressivo incremento de fontes ígneas, devido a diminuição da maturidade dos grãos da base pro topo

Assim, os estratos foram separados, com base na proveniência, em dois grupos de dados: um grupo na base, de amostras coletadas entre 164m a 169m, que voltam a aparecer a partir da amostragem em 224m até topo da unidade, e; em grupo com amostras coletadas entre 171m a 221m. Isso indica uma mudança no transporte de sedimento ao longo do preenchimento desta sucessão.

Por fim, os dados de proveniência indicam uma grande contribuição do sistema deltaico a sul, ligado as rochas do Terreno São Gabriel, com uma contribuição moderada de rochas metavulcânicas de médio a baixo grau metamórficos, possivelmente do Complexo Bossoroca, formada por metabasaltos e anfibolitos. Há também uma contribuição importante de filitos, provavelmente dos complexos Cambaizinho e Passo Feio, com uma menor proveniência de metapelitos de médio grau.

A principal proveniência dessa região é formada por gnaisses milonitizados, metagranitos e, em menor proporção, anfibolitos e rochas metaultramáticas, provavelmente advindas das regiões do Embasamento Paleoproterozóico do Complexo Encantadas. Além destes, pode haver contribuição dos metagranitos do Complexo Cambaí que podem indicar a contribuição de *fan deltas* nas bordas dos riftes. Ainda há contribuição de granitos intrusivos pós orogênicos do Batólito Pelotas ao sul (Figura 36).

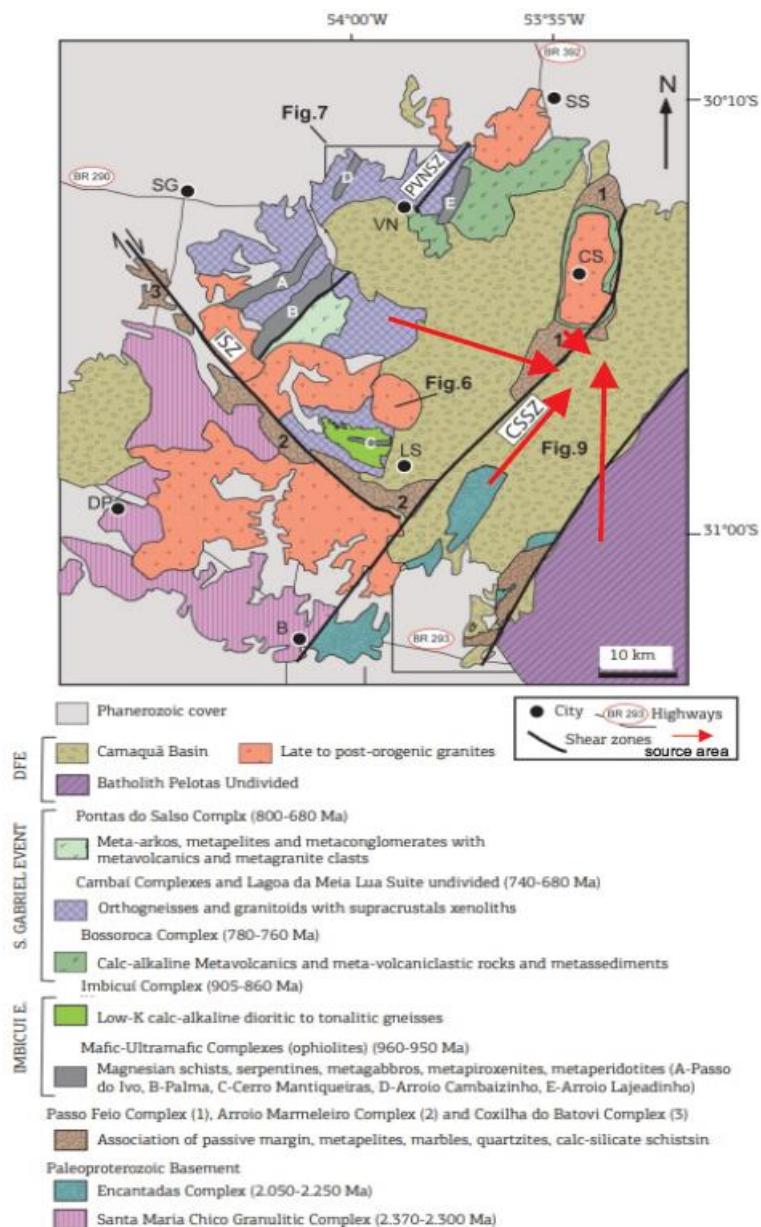


Figura 36 - Principais áreas fonte da Formação Cerro da Angélica. Fonte: Modificado de Phillip et al. (2016).

Assim, foi possível estabelecer por meio da assembleia de minerais pesados que a parte mais basal dos estratos analisados, coletadas na antiga pedreira, teve uma proveniência maior de rochas metapelíticas, além de rochas sedimentares, contudo também alimentado por rochas ígneas. Isso indica que foi alimentado pelo sistema deltaico a sul, e com maior distância de transporte do sedimento. Por outro lado, as amostras obtidas no Cerro da Angélica indicam uma maior contribuição de rochas de composição granítica e metavulcânicas com um transporte mais curto, adicionando à proveniência do sistema deltaico a sul um aporte sedimentar a partir de *fan deltas* nas bordas do rifts, modificando a proveniência sedimentar ao longo da sucessão.

## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, R.P., 2001. Evolução tectono-sedimentar da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental, RS. Master dissertation. São Paulo University. 160 p.
- Almeida, R.P., 2005. Tectônica e sedimentação dos grupos Santa Bárbara (Neoproterozóico, RS), Guaritas (Cambriano, RS) e Caacupé (Ordoviciano, Paraguai Oriental): três exemplos de bacias do intervalo entre a Orogenia Brasiliana e o estabelecimento das sinéclises cratônicas paleozóicas da América do Sul. Ph.D thesis, São Paulo University.
- Almeida, R.P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A.R.S., Marconato, A., 2009. Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: the Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. *Sedimentary Geology* 217, 30–51.
- Almeida, R.P., Janikian, J., Fragoso-Cesar, A.R.S. & Fambrini, G.L. 2010. The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. *The Journal of Geology* 118, no. 2: 145–61.
- Aitchison J. 1986. The statistical analysis of compositional data. Chapman and Hall, London. 416 p.
- Carroll A. R. & Bohacs K. M. 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls. *Geology*, 27(2): 99-102.
- Cohen A. S. 2003. Paleolimnology: the history and evolution of lake systems. New York, Oxford University Press. 525p.
- Crook, K.A.W., 1968. Weathering and roundness of quartz sand grains. *Sedimentology* 11, 171–182.
- D'Ávila R.S. F. et al.; 2008. Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil. Ambientes Marinhos Profundos: Sistemas Turbidíticos. 1<sup>a</sup> edição. São Paulo 244-301 p.
- Dott, R.H., 2003. The importance of eolian abrasion in supermature quartz sandstones and the paradox of weathering on vegetation-free landscapes. *Journal of Geology* 111, 387–405.
- Egozcue, J. J. & Pawlowsky-Glahn, V. 2006. Simplicial geometry for compositional data. In: Buccianti, A., Viateu-Figueras, G. & Pawlowsky-Glahn, V. (eds) *Compositional Data Analysis in the Geosciences: From Theory to Practice*. Geological Society, London, Special Publications, 264, 145-159.
- Fambrini G. L. 2003. O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) da Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 295p.
- Fambrini, G.L., Janikian, L., Almeida, R.P., Fragoso-Cesar, A.R.S., 2005. O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) na sub-bacia Camaquã Central, RS: sistemas deposicionais, paleogeografia e implicações tectônicas. *Revista Brasileira Geociências* 35, 227–238.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Fambrini, G.L., Almeida, R.P., Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L., Riccomini, C., Machado, R., Nogueira, A.C.R., Saes, G.S., 2000. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Revista Brasileira Geociências* 30, 438–441.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Fambrini, G.F., Riccomini, C., Janikian, L., Almeida, R.P., Pelosi, A.P.M.R., Machado, R., 2001. Estruturas induzidas por abalos sísmicos na Seqüência Santa Bárbara (Neoproterozóico III-Eocambriano), Bacia do Camaquã, RS: o exemplo do Passo da Capela. *Revista Brasileira Geociências* 31, 155–162.
- Fragoso-Cesar A. R. S., Paes-de-Almeida R., Fambrini G. L., Pelosi A. P. M. R., Janikian L. 2003. A Bacia do Camaquã: Um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III -Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. In: Encontro Sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudos e Bacias, 1, Porto Alegre, Boletins de resumo, 139-144.
- Galehouse J.S. 1971. Point-counting. In: Carver R.E. (ed.). *Procedures in Sedimentary Petrology*. New York, Wiley-Interscience, p. 385-407.
- Galloway E. E., Hobday D. K. 1996. Terrigenous clastic depositional systems. Berlin, Springer, 489p.
- Garzanti, E., Andò, S., 2007. Heavy-mineral concentration in modern sands: implications for provenance interpretation. In: Mange, M.A., Wright, D.T. (Eds.), *Heavy Minerals in Use.: Developments in Sedimentology*, 58. Elsevier,

- Amsterdam, pp. 517–545. Series.
- Garzanti E, Andò S. Heavy Minerals for Junior Woodchucks. *Minerals*. 2019; 9(3):148. <https://doi.org/10.3390/min9030148>.
- Gawthorpe R. L., Fraser A. J., Collier R. 1994. Sequence stratigraphy in active extensional basin: implication for the interpretation of ancient basin-fills. *Marine and Petroleum Geology*, 11(6):642658.
- Guedes, C. C. F., Giannini, P. C. F. D., Nascimento, R., Sawakuchi, A. O., Tanaka, A. P. B. & Rossi, M. G. 2011. Controls of Heavy Minerals and Grain Size in a Holocene Regressive Barrier (Ilha Comprida, Southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 31, no. 1: 110–23.
- Hubert J.F. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the independence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *J. Sediment. Petrol.*, 32(3):440-450.
- James, Meyre & Santos Júnior, Antônio Emídio De & Costa, Jeferson. (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. *Geociencias*. 37. 759 - 773. 10.5016/geociencias. v37i4.12433.
- Janikian L, Almeida R. P. de, Fragoso-Cesar A. R. S., Fambrini G. L. 2003. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área tipo: litoestratigrafia, evolução paleoambiental e contexto tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(4):349-362.
- Janikian, L., 2004. Seqüências deposicionais e evolução paleoambiental do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho, Supergrupo Camaquã, Rio Grande do Sul. PhD. thesis, São Paulo University. 189 p.
- Janikian, L., Almeida, R.P., Fragoso-Cesar, A.R.S., Corrêa, C.R.A., & Pelosi, A.P.M.R. 2005. Evolução paleoambiental e seqüências deposicionais do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho (Supergrupo Camaquã) na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental. *Revista Brasileira de Geociências* 35, no. 2: 245–56.
- Janikian, L., Almeida, R.P., Trindade, R.I.F., Fragoso-Cesar, A.R.S., D'Agrella-Filho, M.S., Dantas, E.L. & Tohver, E. 2008. The Continental Record of Ediacaran Volcano-Sedimentary Successions in Southern Brazil and Their Global Implications. *Terra Nova* 20, no. 4: 259–66.
- Janikian, L., Almeida, R.P., Fragoso-Cesar, A.R.S., Martins, V.T.S., Dantas, E.L., Tohver, E., McReath, I., & D'Agrella-Filho, M.S. 2012. Ages (U–Pb SHRIMP and LA ICPMS) and Stratigraphic Evolution of the Neoproterozoic Volcano-Sedimentary Successions from the Extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research* 21, no. 2–3: 466–82.
- Kelts K. 1988. Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction. In: A. J. Afleet, K. Kelts, M. R. Talbot (ed.) *Lacustrine Petroleum Sources Rocks*. London, Blcakweel Scientific Publications, 3-26.
- Kuenen, P. H.; Migliorini, C. I. (1950). "Turbidity currents as a cause of graded bedding". *Journal of Geology*, 58, pp. 91-127.
- Leitão, A.C.F., Janikian, L., Almeida, R.P., Fragoso-Cesar, A.R.S. & Figueiredo, F.T. 2007. Proveniência de arenitos da Formação Cerro da Angélica (Grupo Bom Jardim, Ediacarano do RS) na porção sul da sub-bacia Camaquã central e suas implicações tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências* 37, no. 4: 677–92.
- Maciel, J.S. Estratigrafia e sedimentologia dos turbiditos Ediacaranos da Formação Cerro da Angélica: Bacia do Camaquã. Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, (Dissertação de Mestrado em andamento).
- Maćkiewicz A., Ratajczak W., Principal Components Analysis (PCA), Computers & Geosciences, Vol. 19, Edição 3, 1993.
- Mange, M.A., & Maurer, H.F.W. 1992. *Heavy Minerals in Colour*. Dordrecht: Springer Netherlands.
- Mange, M.A., & Wright, D.T. (eds.). 2007. *Heavy Minerals in Use*. 1st ed. Developments in Sedimentology 58. Amsterdam; Boston: Elsevier.
- Marconato A. 2010. A influência da evolução de altos estruturais em sucessões aluviais: exemplos do Ediacarano e do Cambriano da Bacia do Camaquã. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 75p.

- Marenssi S. A., Limarino C. O., Schenck L. J., Ciccioli P. L. 2020. Tectonic and geomorphic controls on the lacustrine deposits of the Neogene Vinchina basin, northwestern Argentina. *Journal of Sedimentary Research*, 90(2): 250-267.
- Martín-Fernández J.A. & Thió-Henestrosa S. 2006. Rounded zeros: some practical aspects for compositional data. *Geological Society, London, Special Publications*, 264: 191-201.
- Martín-Fernández J.A., Barceló-Vidal C. & Pawlowsky-Glahn V. 2003. Dealing With Zeros and Missing Values in Compositional Data Sets Using Nonparametric Imputation. *Mathematical Geology*, 35(3): 253-278.
- Mehring, J.L., McBride, E.F., 2007. Origin of modern quartzarenite beach sands in a temperate climate, Florida and Alabama, USA. *Sedimentary Geology* 201, 432–445.
- Morton, A.C., Hallsworth, C.R., 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sediment. Geol.* 90, 241–256.
- Morton A.C. & Hallsworth C.R. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124:3-29.
- Morton, A. & McGill, P. 2018. Correlation of Hydrocarbon Reservoir Sandstones Using Heavy Mineral Provenance Signatures: Examples from the North Sea and Adjacent Areas. *Minerals* 8, no. 12: 564.
- Nóbrega, J.E.S., Sawakuchi, A.O., & Almeida, R.P. 2008. Minerais pesados das porções média e superior do Grupo Guaritas (Eocambriano, RS): considerações sobre a proveniência sedimentar. *Revista Brasileira de Geociências* 38, no. 3: 554–65.
- Pawlowsky-Glahn V. & Egozcue J.J. 2006. Compositional data and their analysis: an introduction. *Geological Society of London Special Publications*. 264:1-10.
- Pelosi, A.P.M.R., Fragoso-Cesar, A.R.S., 2003. Considerações estratigráficas e paleogeográficas do Grupo Maricá (Neoproterozóico III), Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira Geociências* 33, 137–148.
- Philipp, R.P.; Pimentel, M.M; Chemale Jr, F. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, São Paulo, v. 46, p. 83-104, jun. 2016. Disponível em:<[http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S2317-48892016000700083&lng=en&nrm=iso](http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2317-48892016000700083&lng=en&nrm=iso)>. Acesso em: 8 dez. 2017. doi: <http://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201620150016>.
- Remus, M. V. D., Souza, R. S., Cupertino, J. A., Ros, L. F. D., Dani, N., & Vignol-Lelarge, M. L. (2008). Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2), 166-185.
- Santos E.L., Ramgrab G.E., Maciel L.A., Mosmann R. 1989. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul (1:1.000.000) e parte do Escudo Sul-Rio-Grandense (1:600.000). DNPM, Porto Alegre.
- Silva, A.P.C. 2021. Análise de Dados Composicionais. Departamento de Estatística, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal de Juiz de Fora, Juiz de Fora, Trabalho de Conclusão de Curso, 23p.
- Sladen C. & Chiarella D. 2020. Lake systems and their economic importance. In: N. Scarselli, J. Adam, D. Chiarella, D. G. Roberts, A. W. Bally (ed.) *Regional geology and tectonics*. London, Elsevier B.V., 313-342
- Sly P. G. 1978. Sedimentary processes in lakes. In: A. Lerman (ed.) *Lakes, chemistry, geology, physics*. Berlin, Springer, 65-89.
- Talbot M. R. & Allen P. A. 1996. Lakes. In: H. G. Reading (ed.) *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy* (3º ed.). Blackwell Science, 83-124.
- Teixeira, W.; Toledo, M. C. M.; Fairchild, T. R.; Taioli, F. (Org.) *Decifrando a Terra*. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2007. 321 p
- Tiercelin J.-J., Soreghan M., Cohen A. S., Lezzar K.-E., Bouroullec J.-L. 1992. Sedimentation in large rift lakes: example from the middle Pleistocene - Modern deposits of the Tanganyika trough, East African Rift System. *Elf Aquitaine Production*, 16: 83-111.