

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
CURSO DE GEOLOGIA**

ANA MARIA SFORCIN

**ANÁLISE MINERALÓGICA DE MINERAIS PESADOS DA FORMAÇÃO FURNAS,
NOROESTE DA BACIA DA PARANÁ, E UTILIZAÇÃO COMO INDICADORES
PALEOGEOGRÁFICOS**

CURITIBA

2018

ANA MARIA SFORCIN

**ANÁLISE MINERALÓGICA DE MINERAIS PESADOS DA FORMAÇÃO FURNAS,
NOROESTE DA BACIA DO PARANÁ, E UTILIZAÇÃO COMO INDICADORES
PALEOGEOGRÁFICOS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Curso de Geologia da Universidade Federal do
Paraná como requisito parcial à obtenção do
grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. MSc. Fernando Mancini

Co-orientador: Prof. Dr. Carlos Conforti Ferreira
Guedes

CURITIBA

2018

Aos meus pais e irmão, por todo amor e apoio incondicionais.

AGRADECIMENTOS

Aos Prof. MSc. Fernando Mancini e Prof. Dr. Carlos Conforti Ferreira Guedes, pela orientação, paciência e incentivo.

Ao Laboratório de Pesquisa em Microscopia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná.

Ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas da Universidade Federal do Paraná.

À toda minha família e amigos, por todo incentivo e suporte.

RESUMO

Os minerais pesados são utilizados na análise de proveniência sedimentar pois muitos desses minerais possuem paragénese restrita. Com isso, a partir da análise mineralógica dos minerais pesados presentes na Formação Furnas, região noroeste da Bacia do Paraná, buscou-se a análise da proveniência sedimentar das rochas da referida formação na área de estudo e melhor compreensão dos mecanismos de transporte e sedimentação. Para tanto foram analisadas nove lâminas de minerais pesados e uma lâmina delgada. A identificação dos minerais pesados transparentes foi feita sob microscópio petrográfico, com quantificação destes minerais, além da contagem do índice de proveniência RZi. Os minerais identificados (em ordem decrescente) são: turmalina, estaurolita, zircão, rutilo vermelho, rutilo amarelo e hornblenda. Os resultados encontrados a partir da análise dos grãos e do índice RZi permitem inferir diferentes áreas fonte para a Formação Furnas na região, sendo que a principal teria sido o Arco Magmático de Goiás, podendo ter havido contribuição também de rochas metassedimentares da Faixa Paraguaia e de unidades basais da Bacia do Paraná, como as formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria.

Palavras chave: Formação Furnas, Minerais pesados, Proveniência sedimentar.

ABSTRACT

Heavy minerals are used in analysis of sedimentary provenance because many of these minerals have restricted paragenesis. Thus, from the mineralogical analysis of the heavy minerals present in the Furnas Formation, northwest region of the Paraná Basin, it was sought the analysis of the sedimentary provenance of this formation in the study area and a better understanding of the transport and sedimentation mechanisms. Therefore, nine heavy minerals thin sections and one petrographic thin section were analyzed. The identification of the transparent heavy minerals was made under a petrographic microscope, with quantification of these minerals, in addition to the RZi provenance index. The minerals identified (in descending order) are: tourmaline, staurolite, zircon, red rutile, yellow rutile and hornblende. The results obtained from the analysis of the grains and the RZi index allows inferring different source areas for the Furnas Formation in the region, and the main one would have been the Magmatic Arc of Goiás, and there may have been also contribution of metasedimentary rocks from the Paraguay Belt and basal units of the Paraná Basin, such as the Alto Garças, Iapó and Vila Maria formations.

Keywords: Furnas Formation, Heavy minerals, Sedimentary provenance.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 01: Localização da área de estudo..... | 01 |
| Figura 02: Unidades geotectônicas que compõem o embasamento e entorno da área estudada..... | 04 |
| Figura 03: Carta estratigráfica da Bacia do Paraná, com destaque para o Grupo Paraná..... | 07 |
| Figura 04: Carta cronoestratigráfica do Grupo Paraná..... | 08 |
| Figura 05: Paleocorrentes da Formação Furnas em afloramentos na região norte da Bacia do Paraná..... | 09 |
| Figura 06: Paleocorrentes da Formação Furnas em afloramentos na região oeste da Bacia do Paraná..... | 10 |
| Figura 07: Localização das amostras datadas por Santos (2015)..... | 12 |
| Figura 08: Relação de abundância dos minerais nas lâminas descritas..... | 15 |
| Figura 09: Grãos de zircão presentes na área de estudo..... | 16 |
| Figura 10: Grãos de rutilo vermelho da área estudada..... | 17 |
| Figura 11: Grãos de rutilo amarelo provenientes da área de estudo..... | 17 |
| Figura 12: Grãos de turmalina oriundos da área de estudo..... | 18 |
| Figura 13: Grãos de estaurolita presentes na área estudada..... | 19 |
| Figura 14: Grão de hornblenda proveniente da área de estudo..... | 20 |
| Figura 15: Localização das amostras e seus valores médios de RZi..... | 22 |
| Figura 16: Diagrama composicional de arenitos, com a amostra MT-19..... | 23 |
| Figura 17: Relação química entre rutilo vermelho e rutilo amarelo..... | 24 |
| Figura 18: Arcabouço estrutural geofísico da área estudada..... | 26 |
| Figura 19: Arcabouço estrutural geofísico proposto por Santos (2015)..... | 26 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|----|
| Tabela 01: Relação das lâminas de minerais pesados e afloramentos com as unidades de Assine (1996), e idade dos zircões..... | 13 |
| Tabela 02: Relação entre lâmina delgada e seu afloramento com as unidades de Assine (1996)..... | 14 |
| Tabela 03: Variedade de grãos minerais por lâmina..... | 15 |
| Tabela 04: Relação entre o índice de proveniência RZi e as unidades propostas por Assine (1996)..... | 21 |

SUMÁRIO

| | |
|--|----|
| 1. INTRODUÇÃO | 1 |
| 2. REVISÃO TEÓRICA..... | 2 |
| 2.1 MINERAIS PESADOS..... | 2 |
| 2.2 EMBASAMENTO DA BACIA DO PARANÁ..... | 3 |
| 2.2.1 PROVÍNCIA TOCANTINS | 4 |
| 2.3 BACIA DO PARANÁ | 6 |
| 2.3.1 FORMAÇÃO FURNAS | 8 |
| 3. MATERIAIS E MÉTODOS..... | 11 |
| 4. RESULTADOS | 14 |
| 4.1. MINERAIS PESADOS..... | 14 |
| 4.1.1. ZIRCÃO..... | 15 |
| 4.1.2. RUTILO | 16 |
| 4.1.3. TURMALINA..... | 17 |
| 4.1.4 ESTAUROLITA | 18 |
| 4.1.5 HORNBLENDA | 19 |
| 4.1.6 ÍNDICE DE PROVENIÊNCIA RZi..... | 20 |
| 4.2 PETROGRAFIA..... | 22 |
| 4.2.1 AMOSTRA MT-19 | 22 |
| 5. DISCUSSÃO | 23 |
| 5.1 ANÁLISE DOS MINERAIS PESADOS..... | 23 |
| 5.2 ANÁLISE DE POSSÍVEIS ÁREAS-FONTE..... | 25 |
| 6. CONCLUSÕES | 28 |
| REFERÊNCIAS | 30 |
| ANEXO I: Ficha de descrição petrográfica | 34 |

1. INTRODUÇÃO

Há muitas décadas os minerais pesados são utilizados como ferramenta para a análise de proveniência sedimentar, principalmente auxiliando na determinação da área fonte dos sedimentos. Muitos desses minerais possuem paragénese muito restrita e específica, fornecendo informações de suma importância sobre a proveniência sedimentar, que não poderiam ser adquiridas de outra forma (Morton & Hallsworth, 1999). Com isso, o presente trabalho de conclusão de curso visa a análise mineralógica de minerais pesados da Formação Furnas na região noroeste da Bacia do Paraná, para a complementação do trabalho de Santos et al. (2015), onde foram realizadas datações em zircão detrítico da mesma área de estudo.

A área de estudo está localizada no sudeste do estado de Mato Grosso e sudoeste do estado de Goiás (Figura 01).

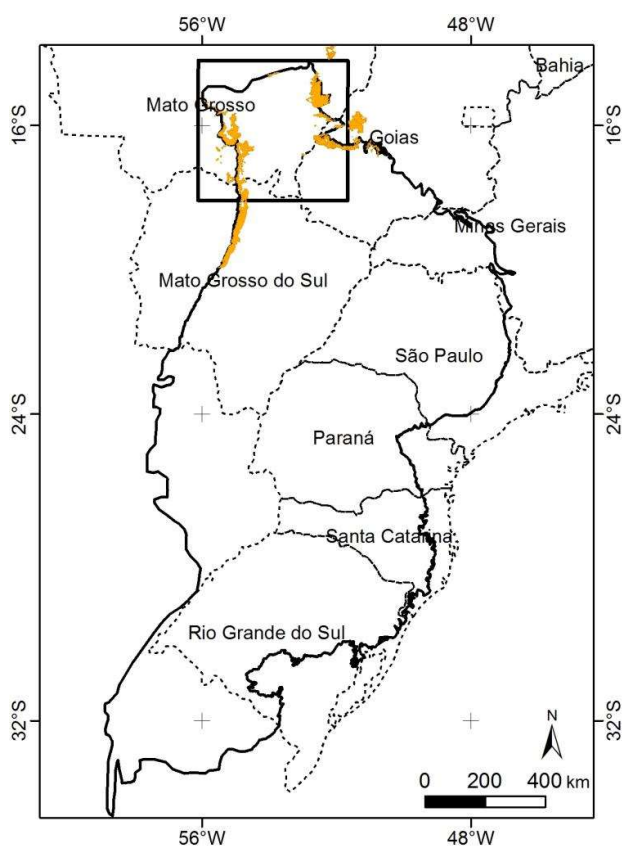


Figura 01: Localização da área de estudo, com os limites da Bacia do Paraná em preto e seções aflorantes da Formação Furnas em laranja. Retirado de Santos (2015).

O principal objetivo do trabalho é, a partir do estudo dos minerais pesados, analisar a proveniência sedimentar para as rochas mesopaleozóicas da Formação Furnas na área de estudo, além de buscar uma melhor compreensão dos mecanismos de transporte e sedimentação.

2. REVISÃO TEÓRICA

2.1 MINERAIS PESADOS

Designam-se por minerais pesados todos aqueles cuja densidade é superior a $2,9 \text{ g/cm}^3$, ou seja, superior à do quartzo (2,65) e feldspatos (2,7). Como são minerais quimicamente inativos e resistentes à abrasão, o intemperismo, transporte e diagênese exercem pouca influência sobre os mesmos (Chai & Zhang, 2016).

Os minerais pesados presentes em sedimentos e rochas sedimentares têm sido amplamente utilizados em estudos sedimentológicos, estratigráficos e econômicos. Na sedimentologia, são usados em estudos que visam determinar a proveniência e dispersão dos sedimentos, pois certos minerais são característicos de grupos restritos de rochas fontes, e sua distribuição espacial, dentro de uma bacia sedimentar, pode levar a determinação de direções preferenciais de transporte sedimentar (Corrêa et al., 2008).

Existem diversas variedades desses minerais, dentre os quais se destacam o zircão, a turmalina e o rutilo, tidos como minerais ultra-estáveis. Esses minerais são muito resistentes, químico e fisicamente, e inertes, podendo resistir a vários ciclos sedimentares.

A análise convencional de minerais pesados envolve a separação dos minerais pesados por líquidos densos (convencionalmente bromofórmio ou poli(meta)tungstato de sódio ou lítio), a montagem de lâminas com líquidos de índices de refração calibrados, a análise microscópica para identificação das espécies e a quantificação com a contagem modal de 300 grãos translúcidos da

assembleia total (Remus et al., 2008). Também é utilizada a análise de índices de minerais pesados, como o RZi.

A partir da análise dos minerais pesados podem ser determinados diversos índices, como o ABi, proposto por Morton & Hallsworth (1994). Os autores sugerem que seja escolhido um par de minerais e que sejam contados no mínimo 100 e no máximo 200 grãos por par (A e B). Esse índice é calculado a partir da seguinte equação: $ABi = (A/A+B) \times 100$. Os pares de minerais são determinados levando-se em conta suas características físicas e estabilidade química, devendo ter alta frequência de ocorrência e o máximo possível de similaridades ou contrastes nas propriedades físicas e/ou químicas. Com isso, o par Abi rutilo e zircão determina o índice RZi, pois esses minerais possuem comportamentos físico e químico similares e rochas fonte diferentes, sendo utilizados para determinação da variação da área fonte.

2.2 EMBASAMENTO DA BACIA DO PARANÁ

O estudo das rochas Pré-Cambrianas é um importante recurso para o entendimento da instalação e evolução das bacias sedimentares fanerozóicas.

A área de estudo, que compõe a porção noroeste da Bacia do Paraná, encontra-se sobre parte do Lineamento Transbrasiliano e adjacente a Província Tocantins (Figura 02). Como o objetivo principal é a análise da proveniência dos sedimentos da Formação Furnas na região, fez-se necessário uma revisão sobre o embasamento da Bacia do Paraná na área estudada, com foco nas Faixas Paraguai e Brasília (Província Tocantins), no Arco Magmático de Goiás e no Maciço de Goiás.

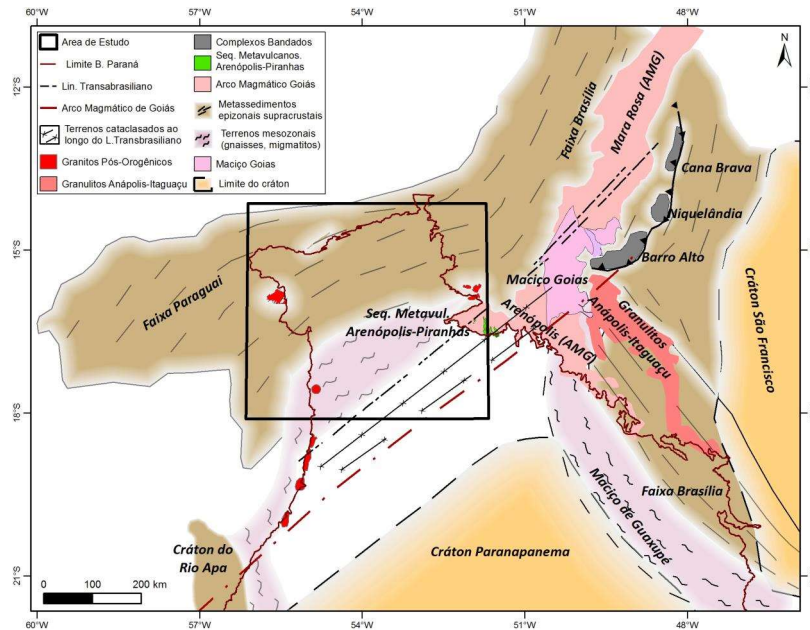


Figura 02: Unidades geotectônicas que compõem o embasamento e entorno da área estudada. Retirado de Santos (2015).

2.2.1 PROVÍNCIA TOCANTINS

As porções central e sul da Província Tocantins, na área de estudo, são compostas pelas Faixas Paraguai e Brasília (Almeida, 1967). Também compõem esta porção da província o Arco Magmático de Goiás e o Maciço Goiás (Pimentel & Fuck, 1992).

Faixa Paraguai

A Faixa Paraguai é constituída por metassedimentos depositados ao longo de uma rampa continental, dobrados e metamorizados durante a Orogenia Brasileira (Alvarenga et al., 2000). Em direção ao cráton as rochas metassedimentares gradam progressivamente para coberturas sedimentares em parte contemporâneas, estruturalmente onduladas e falhadas, porém não metamorizadas (Alvarenga & Trompette, 1993). As unidades que compõem a faixa são divididas entre os grupos Cuiabá, Araras e Alto Paraguai.

Almeida (1984) estabeleceu três domínios estruturais, renomeados por Alvarenga & Trompette (1993) como 1. Zona Interna, intensamente dobrada e

metamorfizada com intrusões graníticas, 2. Zona Externa, dobrada e com pouco ou nenhum metamorfismo, e 3. Coberturas sedimentares de plataforma.

As rochas siliciclásticas e carbonáticas estudadas por Dantas et al. (2009) possuem valores isotópicos de Nd que implicam mudanças no ambiente deposicional, de margem continental extensional para a configuração de uma bacia tipo *foreland* compressional. Segundo os mesmos autores, de acordo com a composição isotópica de Nd e interpretações paleogeográficas, a sequência basal possui o Cráton Amazonas como principal área fonte. Já as sequências superiores possuem idades modelo (T_{DM}) muito mais jovens, o que sugere uma contribuição do Arco Magmático de Goiás ou da Faixa Brasília.

Faixa Brasília

A Faixa Brasília foi formada durante a convergência dos crátons do Amazonas, São Francisco-Congo, Paranapanema (Rio de La Plata), além de blocos alóctones menores (Pimentel, 2016). A faixa é constituída por: sequências metassedimentares (grupos Paranoá, Canastra, Vazante, Araxá, Ibiá e Bambuí); Arco Magmático de Goiás; Maciço de Goiás (Bloco Arqueano de Goiás e complexos Barro Alto, Niquelândia e Canabrava); e granulitos neoproterozoicos (Complexo Anápolis-Itauçu).

O Bloco Arqueano de Goiás é considerado uma microplaca alóctone agregada à faixa nos últimos estágios da evolução do orógeno neoproterozoico. Constitui um típico complexo granito-gnaissico TTG arqueano e estreitas sequências de *greenstone belts* (Pimentel, 2016).

O Arco Magmático de Goiás representa um dos mais expressivos episódios de acreção de crosta juvenil durante a configuração do Gondwana. É dividido em duas áreas principais, separadas pelo Bloco Arqueano de Goiás: Arco Mara Rosa e Arco Arenópolis. O Arco Magmático de Goiás é formado por sequências supracrustais que incluem rochas metavulcânicas cálcio-alcálicas, micaxisto com feldspato e, em menor quantidade, quartzito e mármore; e unidades de rochas plutônicas cálcio-alcálicas com diferentes níveis de deformação e metamorfismo, e

composição variando de gabro a granito, com grande volume de tonalitos. As unidades rochosas foram intrudidas por magma granítico bimodal pós-tectônico.

2.3 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná é do tipo intracratônica e está localizada no Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai, com abrangência aproximada de 1,5 milhões de quilômetros quadrados (Milani et al., 2007), sendo que no Brasil ocorre nos estados do Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Goiás, Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (Petri & Fúlfaro, 1983), e seus depósitos datam do período Ordoviciano ao Cretáceo (Boss et al., 2013).

Seu registro estratigráfico compreende um pacote sedimentar-magmático com espessura máxima em torno de 7 mil metros (Milani et al., 2007), sendo que cerca de 2/3 da bacia foram cobertos por derrames basálticos, resultado da separação dos continentes sul americano e africano.

Com o objetivo de descrever o arcabouço estratigráfico da bacia e compreender seu desenvolvimento geológico, inúmeras unidades foram formalizadas em mais de um século de estudos. Os diversos trabalhos permitiram produzir uma visão bem amadurecida de seus aspectos litoestratigráficos. No entanto, o posicionamento cronoestratigráfico dos sedimentos da bacia ainda enfrenta várias questões devido à falta de elementos bioestratigráficos de amarração às escalas internacionais de tempo geológico (Milani et al., 2007).

O trabalho de White (1908) é considerado um dos primeiros estudos litoestratigráficos da bacia. Desde então, diversos estudos nesse âmbito foram realizados.

Milani et al. (2007) subdividem a bacia em seis sequências deposicionais de larga escala: Rio Ivaí, de idade ordovício-siluriana, que engloba as formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria; Paraná, de idade devoniana, que engloba as formações Furnas e Ponta Grossa; Gondwana I, de idade carbonífero-permiana, com os Grupos Itararé, Guatá e Passa Dois; Gondwana II, de idade triássica, contendo a

Formação Santa Maria; Gondwana III, de idade jurássica-cretácea, que engloba as formações Botucatu e Serra Geral; e Bauru, de idade neocretácea, composto pelo Grupo Bauru/Caiuá.

O Grupo Paraná é subdividido em duas formações geológicas: a Formação Furnas, basal e alvo do estudo, e, sobre esta, a Formação Ponta Grossa (Figura 03). Os arenitos da Formação Furnas e os folhelhos da Formação Ponta Grossa possuem idade devoniana, sendo essa idade caracterizada por intercalações de sedimentos continentais e marinhos. O Grupo possui em torno de 800 m de espessura máxima e constitui o segundo ciclo transgressivo-regressivo da Bacia do Paraná (Milani et al., 2007).

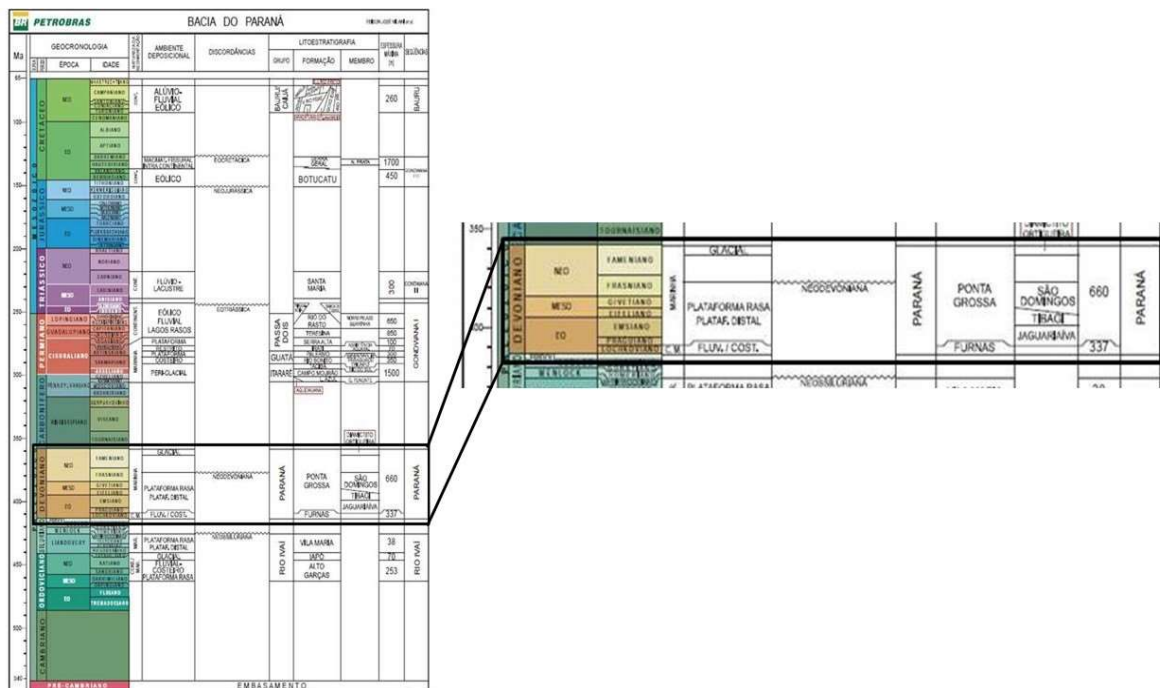


Figura 03: Carta estratigráfica da Bacia do Paraná, com destaque para o Grupo Paraná. Modificado de Milani et al. (2007).

Na maior parte da Bacia do Paraná, o Grupo Paraná assenta-se sobre os estratos do Grupo Rio Ivaí de maneira discordante, sendo essa discordância regular e aplainada. Já o topo do grupo é marcado por outra discordância regional, que foi desenvolvida durante o final do Devoniano e principalmente no Carbonífero, responsável pela subtração de importantes registros sedimentares da Bacia do Paraná (Milani et al., 2007).

2.3.1 FORMAÇÃO FURNAS

A Formação Furnas está inserida na porção basal do Grupo Paraná (Figura 04) e é constituída de arenitos quartzosos brancos com granulação média a grossa, apresentando geometria tabular e quase nenhuma variação de espessura (Assine, 1999), com aproximadamente 250 m de espessura em sua ampla área de ocorrência (Milani et al., 2007).

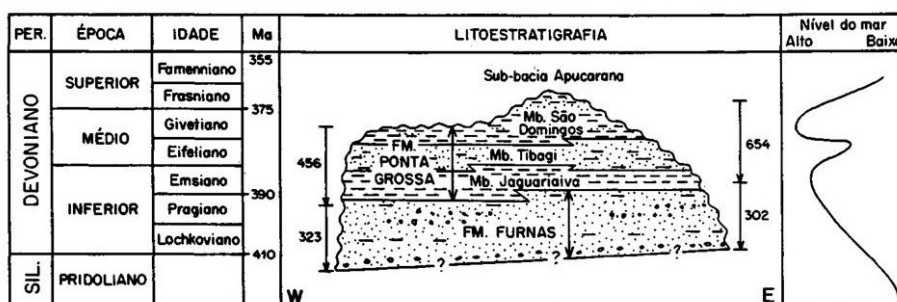


Figura 04: Carta cronoestratigráfica do Grupo Paraná. Modificado de Assine et al. (1998).

Os litotipos da Formação Furnas foram descritos por Assine (1999) a partir das faixas aflorantes e perfis de poços, e subdividas em unidades I, II e III, da base para o topo. A unidade I é arenosa-conglomerática, possuindo ocorrências locais de clastos do folhelho Vila Maria, sendo sua deposição associada a um sistema deltaico de rios entrelaçados, com paleocorrente para noroeste nos flancos norte e noroeste da bacia. Já a unidade II é composta por rochas arenosas intercaladas com siltitos e argilitos, apresentando icnofósseis (marcas de repouso e deslocamento de trilobitas), que indicam que houve contribuição marinha, sendo a paleocorrente, no flanco norte da bacia, para noroeste, e, no flanco noroeste, com grande variação azimutal, porém com tendência para oeste. A unidade III evidencia um aumento brusco na granulometria e aporte sedimentar, contendo depósitos residuais de cascalhos, tidos pelo autor como resultado da ação de ondas e correntes de maré, e a paleocorrente é para noroeste no flanco norte e com tendência para oeste no flanco noroeste da bacia (Figuras 05 e 06).

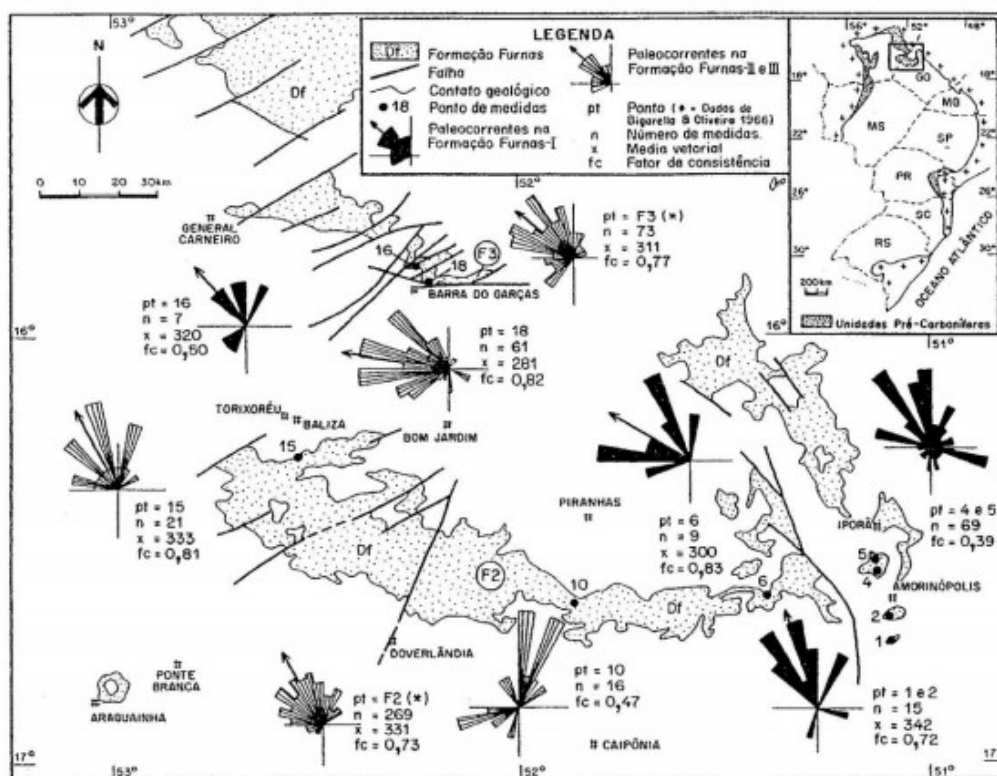


Figura 05: Paleocorrentes da Formação Furnas em afloramentos na região norte da Bacia do Paraná. Retirado de Assine (1996).

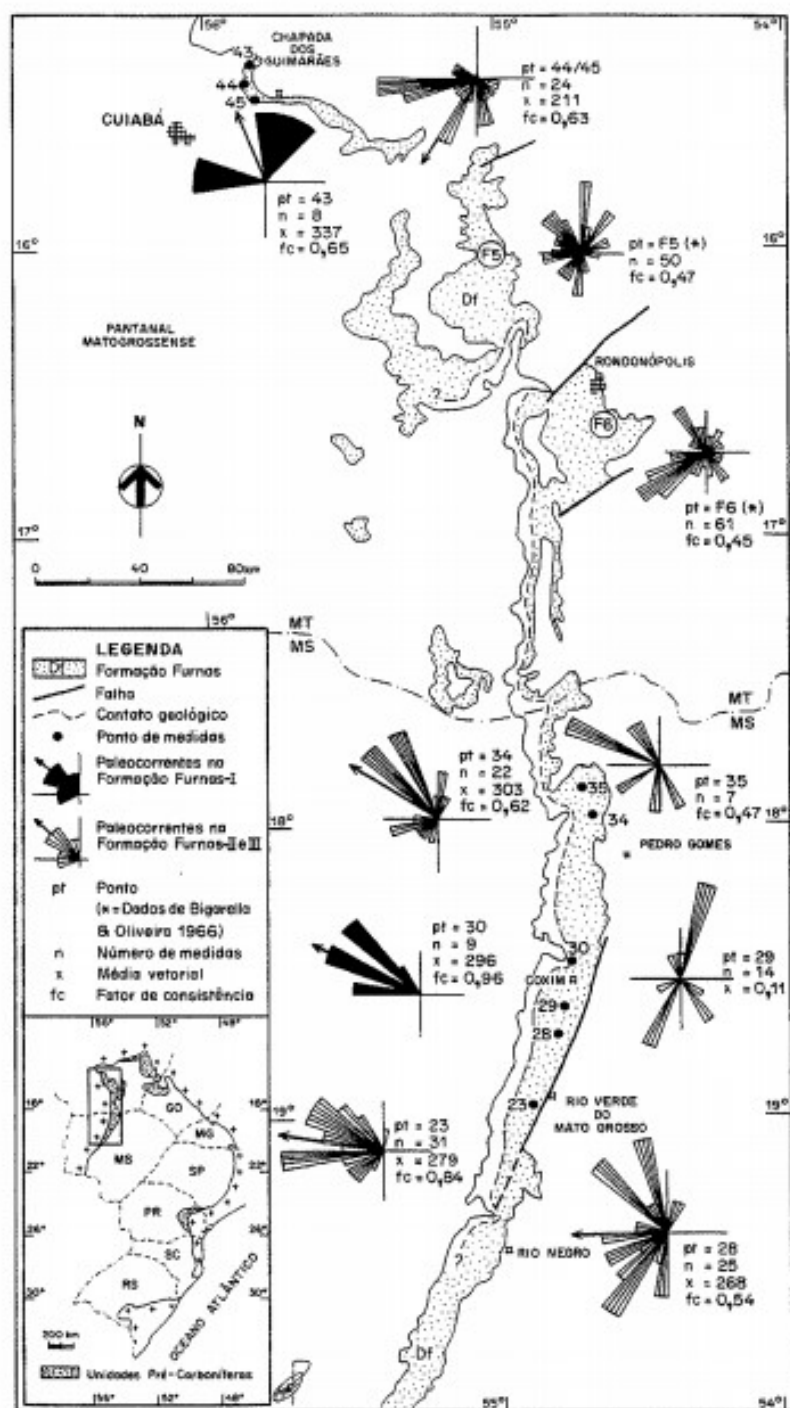


Figura 06: Paleocorrentes da Formação Furnas em afloramentos na região oeste da Bacia do Paraná. Retirado de Assine (1996).

Apesar de seu ambiente deposicional ter sido alvo de discussões e controvérsias, estudos recentes demonstram, a partir da análise de icnofácies e icnoestratigrafia, dominância do ambiente marinho durante a deposição dos sedimentos (Sedorko et al., 2017).

A transição entre a Formação Furnas e a Formação Ponta Grossa também é alvo de discussão. Alguns autores descrevem o contato entre elas como gradacional (Petri, 1948; Sanford & Lange, 1960; Lange & Petri, 1967; Milani et al., 1998; Milani et al., 2007; Grahn, Y. et al., 2010), onde há intercalação de arenitos e lentes de pelitos e folhelhos, sendo que a leitura de perfis de raios gama indicam o incremento gradacional da fração argila na Formação Ponta Grossa. Já Bigarella et al. (1966) afirmam que o contato entre as formações é abrupto com um possível diastema erosivo.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Foram analisadas e descritas nove lâminas de minerais pesados e uma lâmina delgada, pertencentes ao trabalho de Santos et al. (2015), sendo as primeiras provenientes de quatro afloramentos (TB-27, TB-64, TB-81 e TB-83) descritos por Santos (2015), onde a autora realizou datação U-Pb em zircão (Figura 07). As amostras foram classificadas, também pela autora, com a divisão da Formação Furnas em três unidades, proposta por Assine (1996) (Tabela 01).

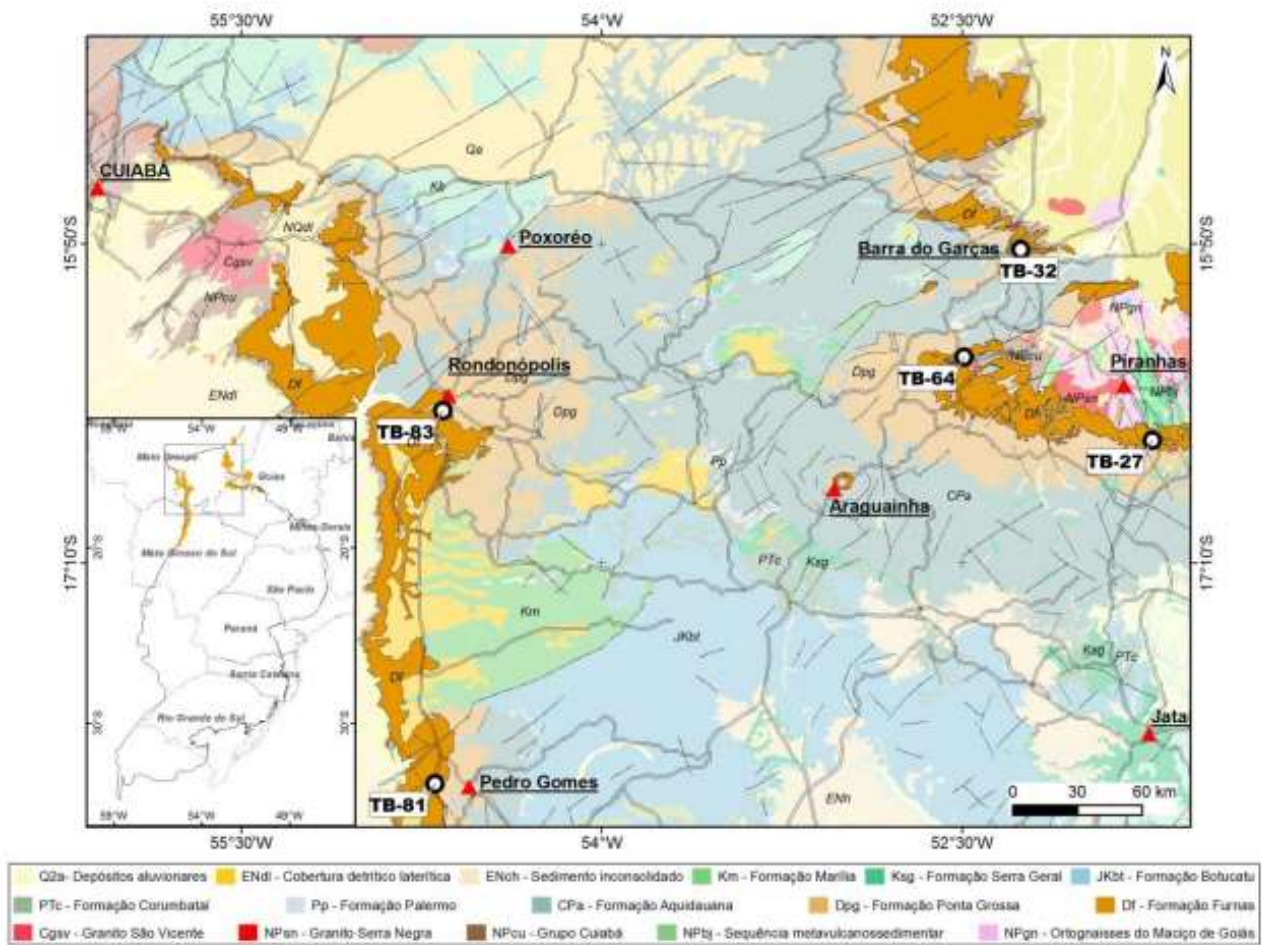


Figura 07: Localização das amostras datadas por Santos (2015). Retirado de Santos (2015).

Tabela 01: Relação das lâminas de minerais pesados e afloramentos com as unidades de Assine (1996), e idade dos zircões.

| Lâmina | Coordenadas do afloramento | Fm. Furnas (unidades) | Idade mínima (Ma) | Idade máxima (Ma) |
|---------------|-------------------------------------|------------------------------|--------------------------|--------------------------|
| TB-27 | UTM 22S 424.473 m | I | 578 | 2778 |
| TB-27A | 8.158.606 m | | | |
| TB-64 | UTM 22S 340.686 m | I | 552 | 2772 |
| TB-64A | 8.196.549 m | | | |
| TB-81 | UTM 21S 744.086 m 7.998.622 m | III | 585 | 2829 |
| TB-81A | | | | |
| TB-81B | | | | |
| TB-83 | UTM 21S 749.521 m | VIII | 526 | 3178 |
| TB-83A | 8.170.916 m | | | |

Os minerais pesados presentes nas lâminas estão com espessura acima da usual pois foi utilizada a fração areia média, o que dificultou a visualização das propriedades ópticas dos mesmos.

A identificação dos minerais e a contagem dos grãos foram feitas com auxílio de microscópio petrográfico no Laboratório de Pesquisa em Microscopia (LAPEM) da Universidade Federal do Paraná (UFPR). Para cada mineral foram descritas as seguintes características: cor, pleocroísmo, hábito, grau de arredondamento, grau de esfericidade, presença de inclusões e birrefringência.

As lâminas analisadas possuem poucos grãos, portanto todos foram contados para a assembleia. Foram quantificados somente os minerais transparentes. Os números obtidos representam a frequência de ocorrência dessas espécies minerais. A partir desses dados foi feito o cálculo do índice RZi (rutilo e zircão), proposto por Morton & Hallsworth (1994).

Foi descrita a lâmina delgada MT-19, proveniente de afloramento localizado próximo ao afloramento TB-32, visando fornecer subsídios para a interpretação dos dados de minerais pesados (Tabela 02).

Tabela 02: Relação entre lâmina delgada e seu afloramento com as unidades de Assine (1996).

| Lâmina | Coordenadas do afloramento | Fm. Furnas (unidades) |
|---------------|---------------------------------------|------------------------------|
| | UTM 22S | |
| MT-19 | 365.262 m 8.244.701 m | II |

Para a análise da lâmina delgada de arenitos também foi utilizado microscópio petrográfico, e foram analisados os seguintes itens: composição da matriz e arcabouço, existência ou não de cimento e poros, textura e estrutura, inclusões e feições particulares dos grãos.

4. RESULTADOS

4.1. MINERAIS PESADOS

Nas lâminas analisadas foram identificados os seguintes minerais pesados transparentes, em ordem de abundância: turmalina, estaurolita, zircão, rutilo vermelho, rutilo amarelo e hornblenda. A quantidade de grãos de cada espécie mineral presente nas lâminas é especificada na Tabela 03 e na Figura 08.

Tabela 03: Variedade de grãos minerais por lâmina.

| Lâmina | Mineral | | | | | |
|--------|---------|-----------------|----------------|-----------|-------------|------------|
| | Zircão | Rutilo vermelho | Rutilo amarelo | Turmalina | Estaurolita | Hornblenda |
| TB-27 | 7 | 8 | 1 | 50 | 29 | 0 |
| TB-27A | 2 | 0 | 0 | 12 | 9 | 0 |
| TB-64 | 27 | 12 | 6 | 79 | 6 | 1 |
| TB-64A | 28 | 23 | 12 | 159 | 11 | 2 |
| TB-81 | 13 | 3 | 0 | 41 | 14 | 3 |
| TB-81A | 24 | 14 | 9 | 162 | 48 | 0 |
| TB-81B | 16 | 10 | 6 | 68 | 30 | 0 |
| TB-83 | 68 | 0 | 10 | 93 | 16 | 0 |
| TB-83A | 23 | 0 | 4 | 52 | 19 | 0 |

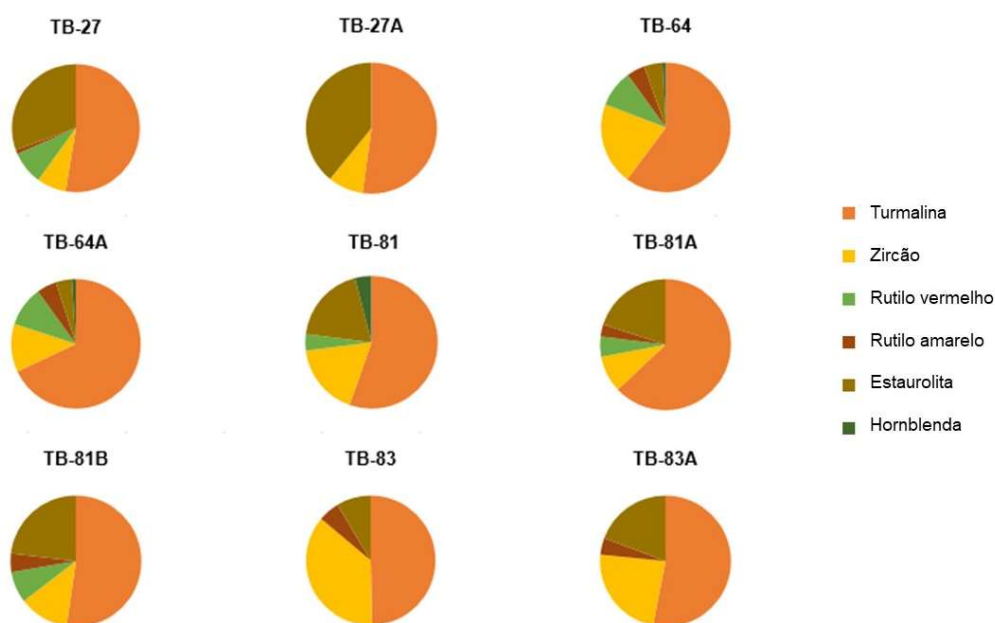


Figura 08: Relação de abundância dos minerais nas lâminas descritas.

4.1.1. ZIRCÃO

O zircão ocorre em 100% das lâminas analisadas, tendo abundância média de 17%, com valores mínimos e máximos entre 7% e 36%.

É incolor, sem pleocroísmo e com relevo altíssimo (Figura 09). Nas lâminas das amostras correspondentes à Unidade I (Assine, 1996), são encontrados grãos

anédricos e subédricos. Já nas lâminas das amostras correspondentes à Unidade III (Assine, 1996), são encontrados grãos anédricos, subédricos e euédricos prismáticos.

A maioria dos grãos são subarredondados a subangulosos e com média esfericidade.

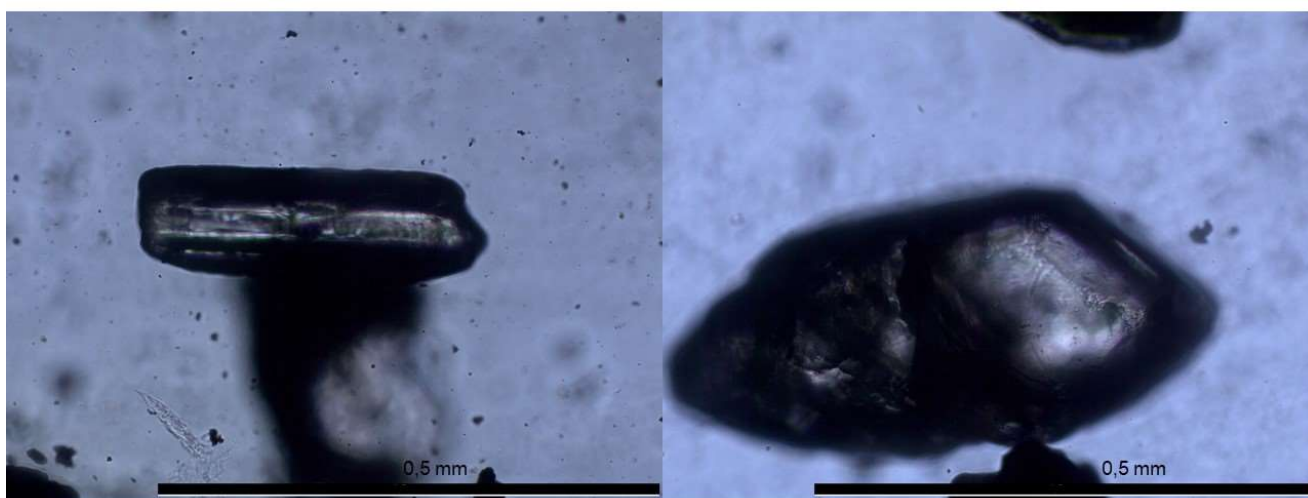


Figura 09: Grãos de zircão presentes na área de estudo.

4.1.2. RUTILO

Nas lâminas descritas ocorrem duas variações de rutilo, uma avermelhada e outra amarelada.

O rutilo vermelho ocorre em 67% das lâminas, com abundância média de 7% e valores mínimos e máximos entre 4% e 10%. Os grãos são anédricos a subédricos, arredondados a subarredondados e com alta esfericidade.

Já o rutilo amarelo, ocorre em 78% das lâminas, tendo ocorrência média de 4% e valores mínimos e máximos entre 1% e 5%. Os grãos são anédricos a subédricos, subarredondados e com média esfericidade.

As duas variações de rutilo possuem relevo altíssimo e pleocroísmo fraco a moderado (Figuras 10 e 11). A borda da maioria dos grãos parece opaca devido ao relevo altíssimo.

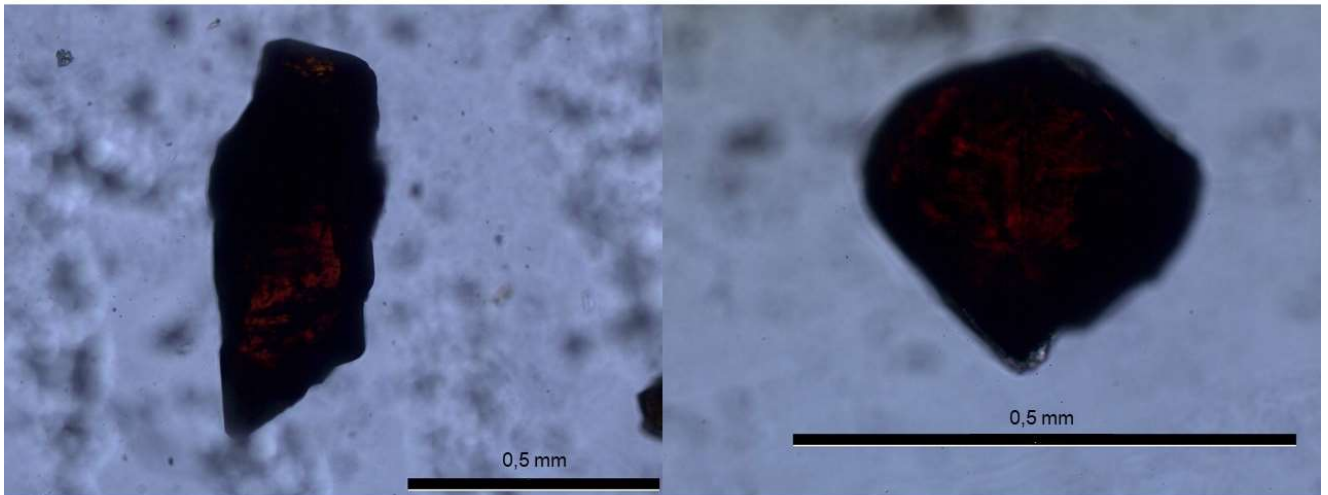


Figura 10: Grãos de rutilo vermelho da área estudada.

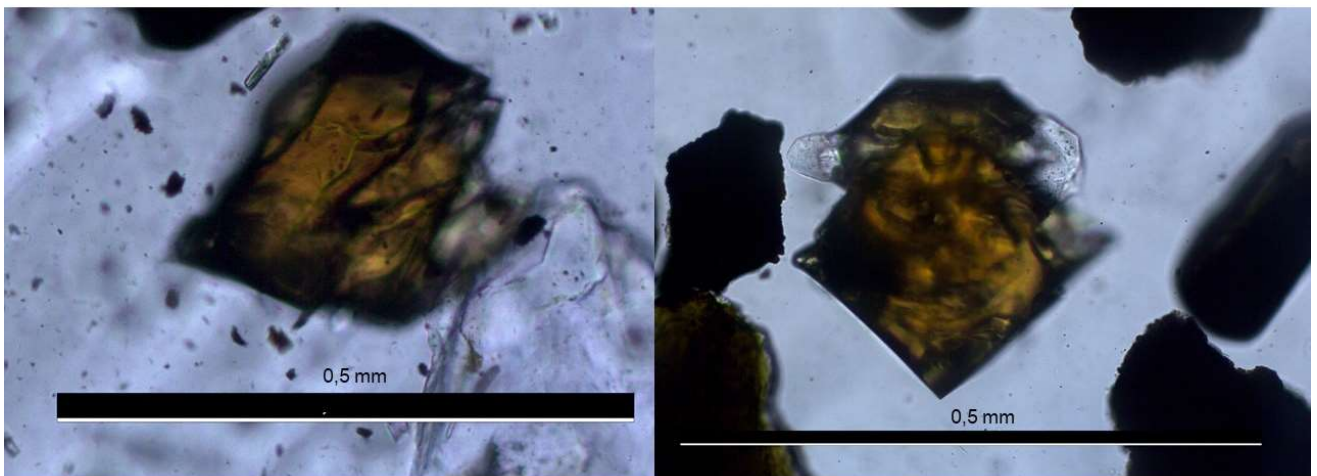


Figura 11: Grãos de rutilo amarelo provenientes da área de estudo.

4.1.3. TURMALINA

Foram observadas quatro colorações de turmalina, azul, verde, roxa acastanhada, castanha, sendo essa última a mais abundante, e mais raramente ocorrem grãos bicolors. A turmalina ocorre em 100% das lâminas, com média de ocorrência de 56%, apresentando valores mínimos e máximos entre 50% e 68%.

Ocorre em cristais castanhos, roxo acastanhados, verdes ou azuis (sendo os cristais castanhos mais comuns) (Figura 12). As variações roxas acastanhadas e verdes ocorrem somente nas lâminas das amostras correspondentes à Unidade III (Assine, 1996). O pleocroísmo é moderado a forte e o relevo médio. A maioria dos grãos são subarredondados a subangulosos e com média esfericidade. Localmente observa-se inclusão de minerais opacos e alguns grãos estão fraturados.

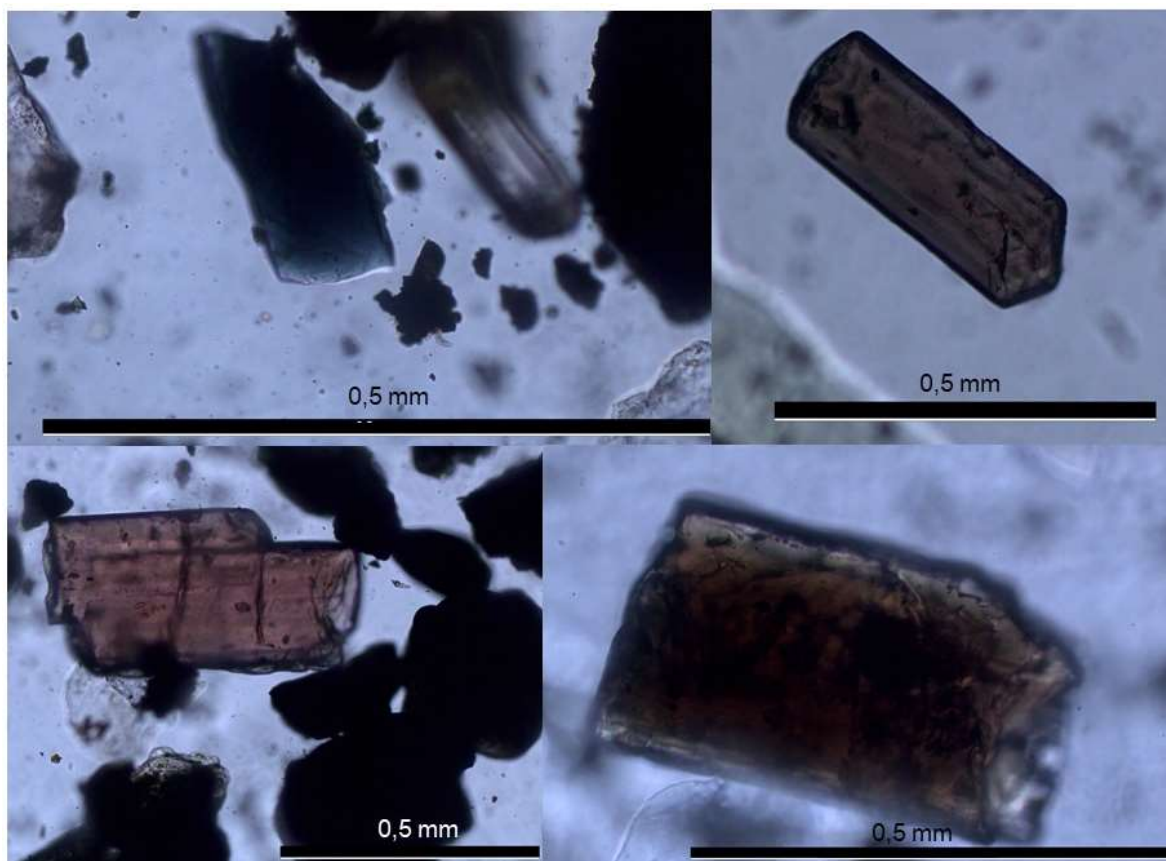


Figura 12: Grãos de turmalina oriundos da área de estudo.

4.1.4 ESTAUROLITA

A estaurolita ocorre em 100% das lâminas, com abundância média de 20% e valores mínimos e máximos entre 5% e 39%.

É castanha a amarela, com pleocroísmo moderado e relevo médio (Figura 13). Todos os grãos são anédricos, e a maioria deles são subangulosos e com

média esfericidade. Grande parte dos grãos está fraturada e com feições de dissolução.

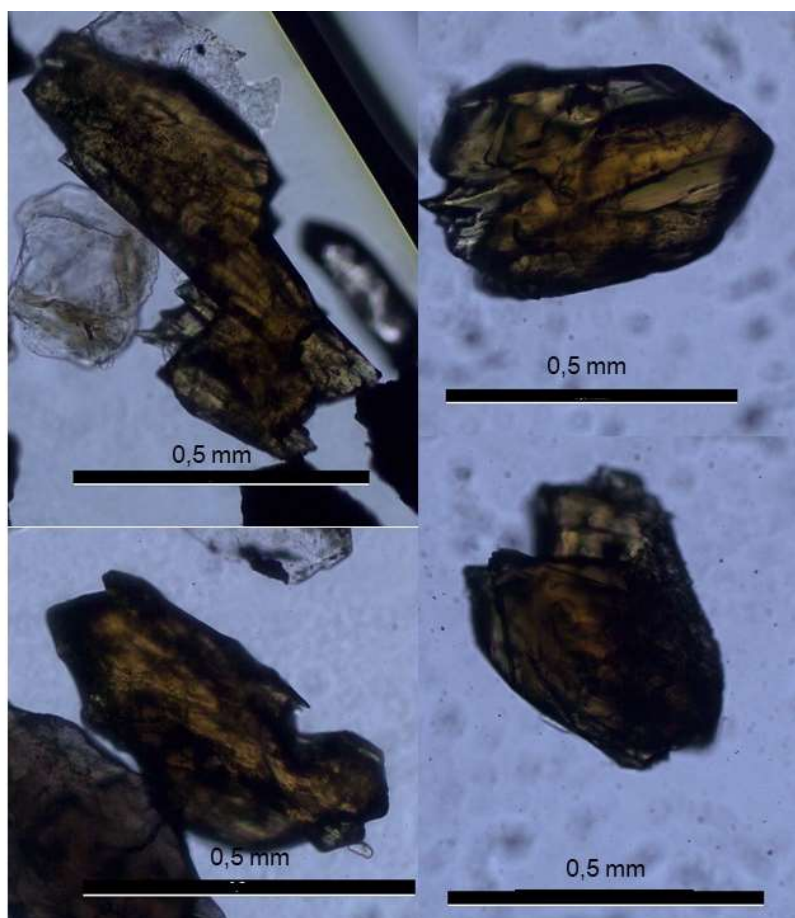


Figura 13: Grãos de estaurolita presentes na área estudada.

4.1.5 HORNBLENDAS

A hornblenda ocorre em 33% das lâminas, possuindo abundância média de 2% e valores mínimos e máximos entre 0,8% e 4%.

É verde, anédrica, com pleocroísmo fraco a moderado e relevo médio (Figura 14). Os grãos são subarredondados a subangulosos e com baixa a média esfericidade.

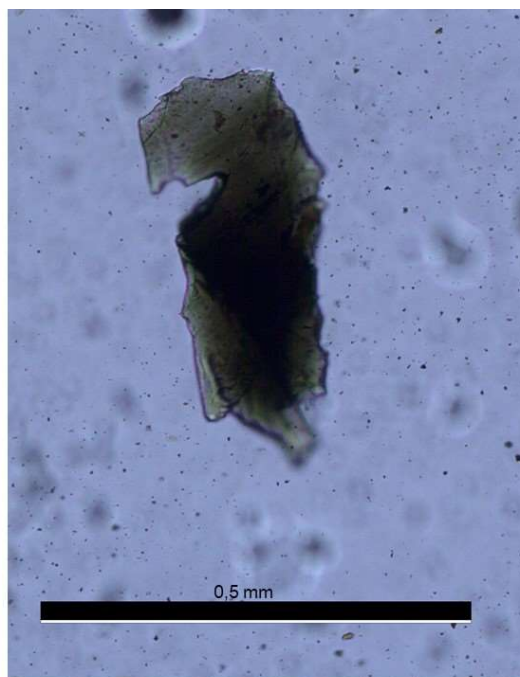


Figura 14: Grão de hornblenda proveniente da área de estudo.

4.1.6 ÍNDICE DE PROVENIÊNCIA RZi

Como o rutilo e o zircão possuem propriedades físicas e químicas semelhantes e áreas fontes diferentes, o índice RZi pode ser um eficiente indicador de proveniência sedimentar (Morton & Hallsworth, 1994).

O índice RZi apresenta valor médio de 37, com valor mínimo de 13 e valor máximo de 56 (Tabela 04).

Tabela 04: Relação entre o índice de proveniência RZi e as unidades propostas por Assine (1996).

| Lâmina | RZi | Fm. Furnas (unidades) |
|---------------|------------|------------------------------|
| TB-27 | 56 | I |
| TB-64 | 40 | I |
| TB-64A | 56 | I |
| TB-81 | 19 | III |
| TB-81A | 49 | III |
| TB-81B | 50 | III |
| TB-83 | 13 | III |
| TB-83A | 15 | III |

Entre as amostras provenientes de afloramentos relacionados com a Unidade I de Assine (1996) e os relacionados com a Unidade III, observa-se uma diminuição no índice RZi da primeira para a terceira, evidenciando uma possível variação na área fonte (Figura 15).

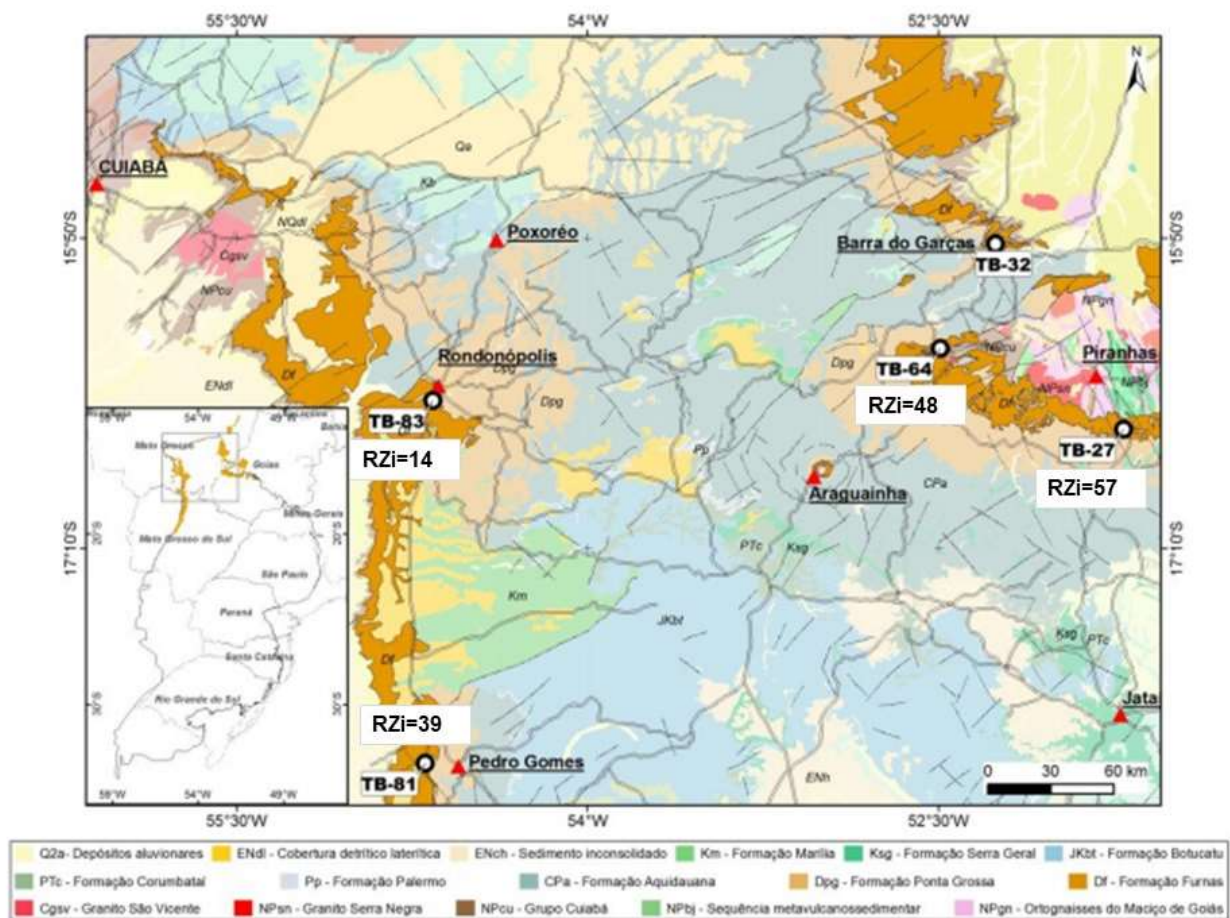


Figura 15: Localização das amostras e seus valores médios de RZi. Modificado de Santos (2015).

4.2 PETROGRAFIA

4.2.1 AMOSTRA MT-19

Na lâmina delgada, proveniente do afloramento MT-19 (Unidade II de Assine, 1996), foram identificadas somente duas espécies minerais: quartzo (90%) e zircão (traços), sendo os outros 10% restantes constituídos por poros. A ficha de descrição petrográfica encontra-se no Anexo I.

O quartzo é anédrico, límpido, subanguloso a arredondado e com média esfericidade. Observa-se extinção ondulante, inclusão e fraturas em alguns grãos. Sua granulação é média a grossa e cerca de 5% dos grãos são policristalinos.

O zircão é subédrico, límpido e com relevo altíssimo. Ocorre de maneira esparsa pela lâmina e possui granulação fina.

Os poros são intergranulares e conectados.

A estrutura é maciça, a textura clástica, com granulação média a grossa, com grãos subangulosos a subarredondados e bem selecionados. A rocha pode ser classificada, segundo Folk (1974), como quartzarenito (Figura 16).

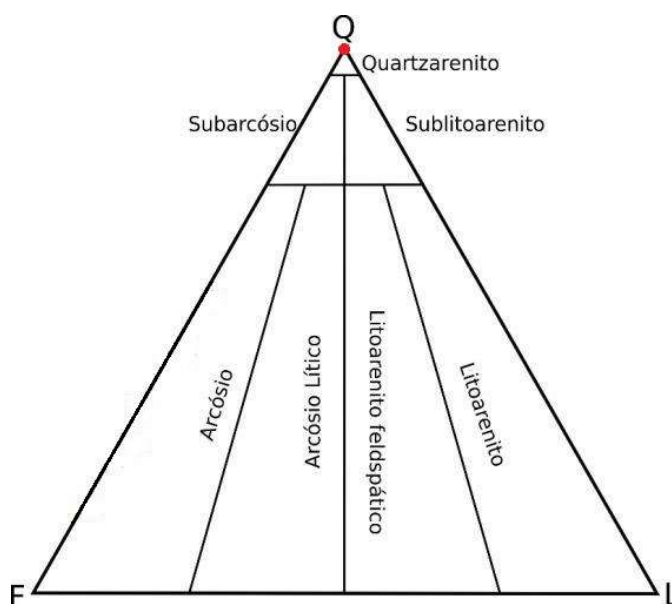


Figura 16: Diagrama composicional de arenitos, com a amostra MT-19. Modificado de Folk (1974).

5. DISCUSSÃO

5.1 ANÁLISE DOS MINERAIS PESADOS

Foram observadas duas variações de rutilo, sendo uma avermelhada e outra amarelada. O rutilo consiste basicamente em TiO_2 , porém pode conter quantidades consideráveis de ferro, nióbio e tântalo. A coloração avermelhada e muito avermelhada é causada, segundo Deer et al. (1992), pela presença de ferro, nióbio e tântalo. De acordo com os mesmos autores, o rutilo é o polimorfo de TiO_2 de alta temperatura, tendendo a ocorrer em assembleias mineralógicas de pressão e

temperaturas elevadas. Comum como mineral acessório em rochas metamórficas e também em rochas ígneas, principalmente plutônicas.

Estudos geoquímicos conduzidos por Rozendaal et al. (2010) na África do Sul constataram que rutilos avermelhados a muito avermelhados são enriquecidos em vanádio, enquanto os rutilos amarelo avermelhados possuem menos vanádio porém são enriquecidos em ferro (Figura 17). Ainda segundo os autores, os grãos vermelhos possuem maior concentração de elementos de substituição.

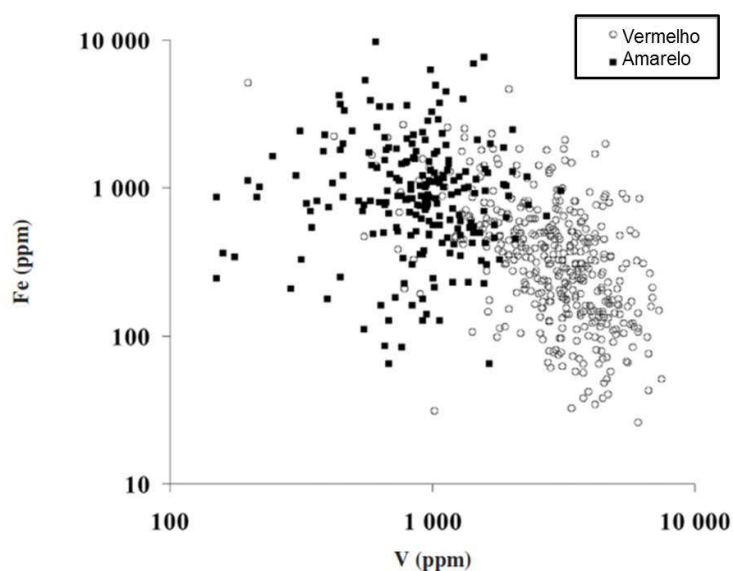


Figura 17: Relação química entre rutilo vermelho e rutilo amarelo (n=600). Modificado de Rozendaal et al. (2010).

Observaram-se quatro colorações diferentes de turmalinas, e a cor das turmalinas está relacionada, de maneira geral, com a presença de elementos cromóforos como ferro, manganês, titânio e cobre em diferentes estados de valência, assimilados principalmente ao sítio estrutural Y (Cavalcanti et al., 2017), sendo sua fórmula estrutural representada por $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$.

A turmalina é característica de pegmatitos graníticos, filões pneumatolíticos e de alguns granitos, sendo que também ocorre em rochas metamórficas, como produto de metassomatismo do boro ou resultante da cristalização de grãos detríticos, a partir dos sedimentos originais (Deer et al., 1992).

Segundo Deer et al. (1992) nas rochas graníticas as turmalinas pertencem a série schorl-elbaíta e são, geralmente, ricas em ferro. Em rochas metamórficas,

geralmente ocorrem turmalinas magnesianas ou dravitas, e, segundo os mesmos autores, se apresentam incolores a amarelas em lâminas delgadas.

Com essas informações, as turmalinas analisadas são, com maior probabilidade, de origem ígnea e da séria schorl-elbaíta, uma vez que não se observam variações incolores ou amareladas.

O zircão é um mineral acessório comum em rochas ígneas, principalmente as plutônicas e em particular nas que são relativamente ricas em sódio. Em rochas metamórficas ocorre com menor frequência, mas pode resistir ao metamorfismo, mesmo que de alto grau (Deer et al., 1992).

Com a análise do índice de proveniência RZi, pode-se inferir que houve uma variação na área-fonte dos sedimentos das unidades I e III, uma vez que o índice decaiu da primeira para a terceira unidade. Como o rutilo é um mineral mais comum em rochas metamórficas e o zircão ocorre mais comumente em rochas ígneas, entende-se que durante a deposição da Unidade I, poderia haver predomínio de rochas fonte de origem metamórfica e, durante a deposição da Unidade III, de origem ígnea.

5.2 ANÁLISE DE POSSÍVEIS ÁREAS-FONTE

Na região noroeste da Bacia do Paraná, o arcabouço estrutural de seu embasamento é definido majoritariamente por estruturas formadas na Orogenia Brasileira. No trabalho de Santos (2015) foi definido o arcabouço estrutural da área de estudo, com base na correlação das unidades geológicas do embasamento já descritas na bibliografia com mapas de anomalias magnéticas (Figuras 18 e 19).

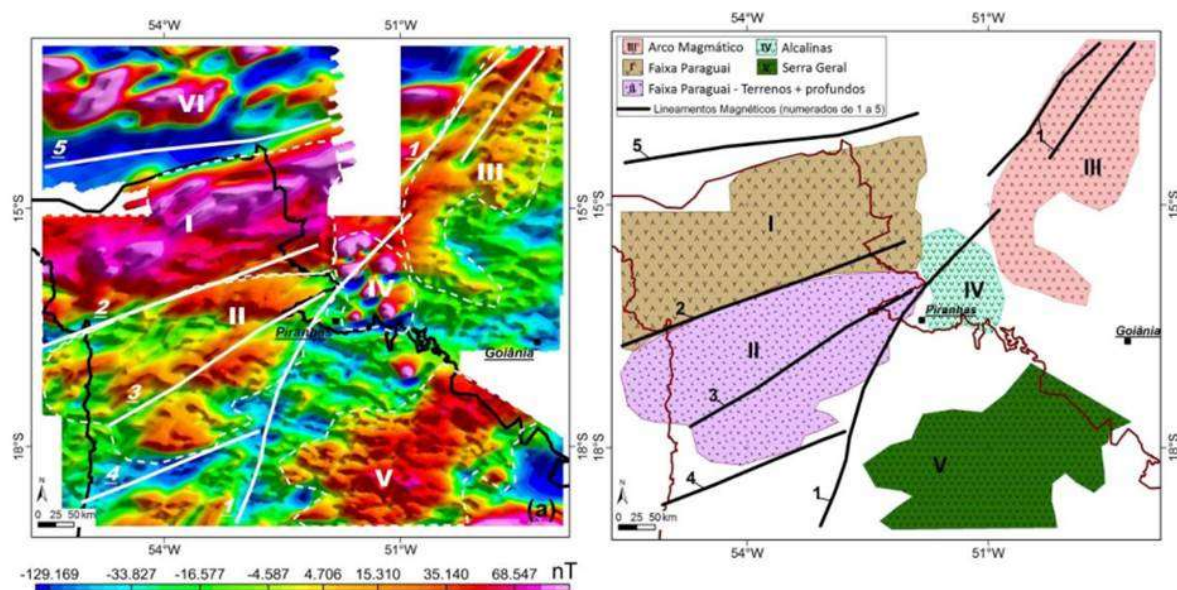


Figura 18: Arcabouço estrutural geofísico da área estudada. I-Rochas supracrustais da Faixa Paraguai; II-Rochas mais profundas da Faixa Paraguai; III-Arco Magmático de Goiás; IV-Rochas alcalinas do oeste de Goiás; V-Formação Serra Geral; VI-Cráton do Amazonas; 1-Principal componente do Lineamento Transbrasiliiano; 2,3,4,5-Componentes secundários do Lineamento Transbrasiliiano. Retirado de Santos (2015).

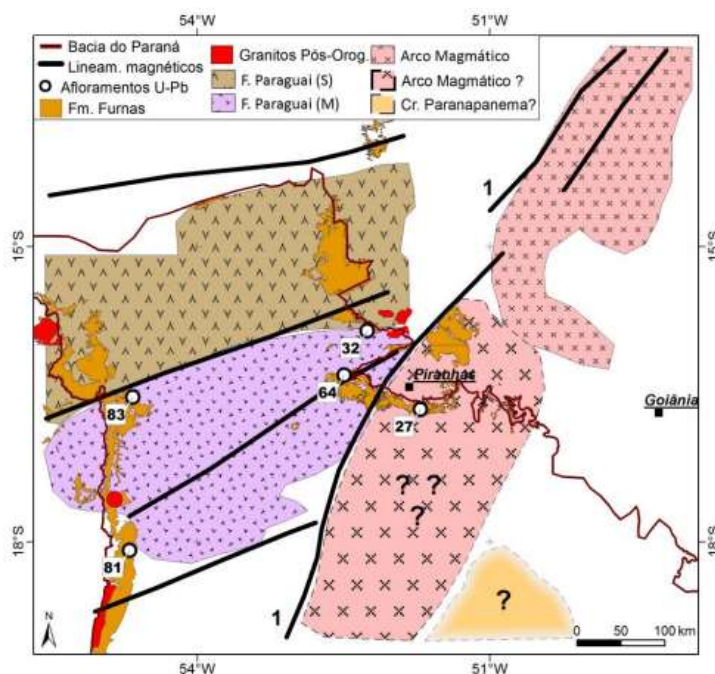


Figura 19: Arcabouço estrutural geofísico proposto por Santos (2015), com a seção aflorante da Formação Furnas e os afloramentos onde foram datadas amostras com U-Pb em zircão detrítico. Retirado de Santos (2015).

Com a análise dos dados, podem-se inferir diferentes áreas fonte para os sedimentos da Formação Furnas na região.

Segundo os dados obtidos a partir das análises U-Pb em zircões realizadas por Santos et al. (2015), há uma grande contribuição de grãos oriundos de fontes neoproterozóicas, que podem ser relacionados com as rochas do Arco Magmático de Goiás e granitos pós-orogênicos intrudidos no embasamento. A autora sugere que, a partir da datação de zircão e dados da bibliografia, as áreas-fonte corresponderiam a terras altas que definiam as linhas de costa na bacia durante o Devoniano, associadas a contribuição da porção sudoeste do Arco Magmático de Goiás.

Gezat (2011), a partir da análise de proveniência da Formação Vila Maria e Formação Piranhas, na região de Arenópolis e Piranhas (GO), sugere contribuição detrítica também do Arco Magmático de Goiás na formação destas unidades sedimentares mais antigas que a Formação Furnas.

Dantas et al. (2009), ao identificarem materiais detríticos em unidades da Faixa Paraguai, sugerem que os sedimentos do topo da sequência são oriundos das rochas do Arco Magmático de Goiás.

O arco é composto por sequências supracrustais que compreendem rochas metavulcânicas e metassedimentares associadas com rochas plutônicas cálcio-alcalinas, e essa gama de rochas corrobora a ideia de que ele pode realmente ter sido a área fonte dos sedimentos da Formação Furnas na região. A grande presença de turmalina nas amostras também o indica como uma importante área fonte, uma vez que ele é um registro de retrabalhamento crustal durante o Brasileiro e possui grande quantidade de turmalina.

Com isso, pode-se concluir que as rochas pertencentes ao Arco Magmático de Goiás foram erodidas durante o Neoproterozoico até, pelo menos, durante o Devoniano, quando a primeira unidade do Supergrupo Paraná se depositou.

Como existe um controle paleogeográfico nas amostras, sendo que a Unidade I ocorre na porção nordeste da área e a Unidade III na região oeste, e tendo-se em conta o índice RZi das duas unidades, pode-se também supor que na primeira

unidade houve contribuição principal de área fonte metamórfica, provavelmente o Arco Magmático de Goiás, os metassedimentos da Faixa Paraguai ou até mesmo de rochas do Craton Paranapanema/Bloco Paraná; enquanto que na terceira unidade, pode-se entender que houve contribuição de uma área ígnea, possivelmente o mesmo arco.

Existem também diversos grãos bem arredondados, o que sugere que passaram por retrabalhamento sedimentar. Dessa forma, a Formação Furnas na região estudada, pode ter tido contribuição das formações mais basais da Bacia do Paraná, como a Formação Alto Garças, Iapó e Vila Maria.

6. CONCLUSÕES

A partir dos resultados obtidos e discutidos acima, pode-se concluir que a assembleia de minerais pesados da Formação Furnas na região na região noroeste da Bacia do Paraná é composta principalmente por turmalina, estauroлита e zircão, e, subordinadamente, por rutilo e hornblenda.

Os dados apresentados indicam mais de uma área fonte para os sedimentos. Baseado em dados pré-existentes, de datação U-Pb em zircões e dados de paleocorrentes, infere-se o Arco Magmático como possível área fonte principal dos sedimentos da referida formação na área estudada.

Há, possivelmente, variação entre as áreas-fonte das unidades I e III de Assine (1996), uma vez que o índice de proveniência RZi varia entre elas. Como o índice decai da Unidade I para a III, infere-se que durante a deposição da Unidade I as rochas fonte que mais contribuiriam eram de origem metamórfica e, durante a deposição da Unidade III, de origem ígnea.

Levando em conta também a distribuição paleogeográfica, as amostras localizadas a norte da área de estudo, relativas à Unidade I, além das rochas ígneas do Arco Magmático de Goiás, podem ter como áreas fonte metassedimentos da Faixa Paraguai e até mesmo rochas do Craton Paranapanema/Bloco Paraná,

enquanto que nas amostras a oeste, relacionadas com a Unidade III, parece predominar uma contribuição principal de rochas ígneas do mesmo arco.

As unidades mais basais da Bacia do Paraná (formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria) também podem ter contribuído como áreas fonte, uma vez que se observam diversos grãos com alto arredondamento, indicativo de retrabalhamento sedimentar.

REFERÊNCIAS

- Almeida F. F. M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. *Boletim Divisão Geologia e Mineração*, **241**, 36 pp.
- Almeida F. F. M. 1984. Província Tocantins – setor sudoeste In: Almeida F. F. M., Hasui Y. (Eds.) *O Pré-Cambriano no Brasil*. São Paulo, Ed. Blücher, p. 265-281.
- Alvarenga C. J. S., Trompette R. 1993. Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, **23(1)**: 18-30.
- Alvarenga C. J. S., Moura C. A. V., Gorayeb P. S. S., Abreu F. A. M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts In: Cordani U. G., Milani E. J., Tomaz Filho A., Campo D. A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. IGC, 31, Rio de Janeiro, RJ, p. 48-145.
- Assine M. L., Perinotto J. A. J., Fúlfaro V. J., Petri S. 1998. Progradação deltáica Tibagi no Devoniano Médio da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **28(2)**: 125-134.
- Assine M. L. 1999. Fácies, icnofósseis, paleocorrente e sistemas deposicionais da Formação Furnas no flanco sudeste da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **29(3)**: 357-370.
- Bergamaschi S. 1992. *Análise sedimentológica da Formação Furnas na faixa de afloramentos do flanco norte do arco estrutural de Ponta Grossa, Bacia do Paraná, Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 172 pp.
- Bigarella J. J. 1973. Paleocorrentes e deriva continental (comparação entre África e América do Sul). *Boletim Paranaense de Geociências*, **31**: 141-224.
- Bigarella J. J., Salamuni R., Marques P. L. P. 1966. Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação paleogeográfica. *Boletim da UFPR (Geologia)*, **18**: 1-114.
- Borghi L. 1993. *Caracterização e análise faciológicas da Formação Furnas (Prídoli – Devoniano inferior) em afloramentos do bordo leste da bacia sedimentar do Paraná, Estado do Paraná, Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 227 pp.

- Boss A. D. S., Schultz C. L., Vega C. S., Aumond, J. J. 2013. On the presence of the late Permian dicynodont Endothiodon in Brazil. *Palaentology*, **56(4)**: 837-848.
- Cavalcanti D. E., Santiago C. S., Lima M. N., Soares F. R. F., Nogueira Neto J. A. 2017. Turmalinas verdes e azuis oriundas do município de Banabuiú, CE. *Revista de Geologia*, **30(2)**: 227-243.
- Chai M., Zhang C. 2016. Research progress of provenance analysis based on heavy mineral data. *IOSR Journal of Engineering (IOSRJEN)*, **6(6)**: 1-7.
- Corrêa I. C. S., Ayup-Zouain R. N., Weschenfelder J., Tomazelli L. J. 2008. Áreas fontes dos minerais pesados e sua distribuição sobre a plataforma continental sul-brasileira, uruguaia e norte-argentina. *Revista Pesquisas em Geociências*, Instituto de Geociência, UFRGS, Porto Alegre, **35(1)**: 137-150.
- Dantas E. L., Alvarenga C. J. S., Santos R. V., Pimentel M. M. 2009. Using Nd isotopes to understand the provenance of sedimentary rocks from a continental margin to a foreland basin in the Neoproterozoic Paraguay Belt, Central Brazil. *Precambrian Research*, **170**: 1-12.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. 1992. An introduction to rock-forming minerals. Longman Scientific and Technical, 696 pp.
- Folk R. L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin: Hemphill Publishing Company, 184 pp.
- Grahn Y., Mendlowicz Mauller P., Breuer P., Bosetti E. P., Bergamaschi S., Pereira E. 2010. The Furnas/Ponta Grossa contact and the age of the lowermost Ponta Grossa Formation in the Apucarana Sub-Basin (Paraná Basin, Brazil): integrated palynological age determination. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **13**: 89-102.
- Guedes C. C. F., Giannini P. C. F., Nascimento Jr D. 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 America Earth Sciences*, **31**: 110-123.
- Lange F. W., Petri S. 1967. The Devonian of the Paraná Basin. In: Bigarella J. J. (ed.) Problems in Brazilian Devonian Geology. *Boletim Paranaense de Geociências*, **21/22**: 5-55.

- Lobato, G., Borghi, L., 2005. Análise estratigráfica da Formação Furnas (Devoniano Inferior) em afloramentos da borda leste da Bacia do Paraná. 3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás. 6 pp.
- Melo J. H. G. 1988. The malvinokaffric realm in the Devonian of Brazil. In: McMillan N. J., Embry A.F., Glass D.J. (eds.) Devonian of the world. *Canadian Society of Petroleum Geologists (Memoir 14)*, p. 669-703.
- Milani, E. J., Faccini, U. F., Scherer, C. M. S., Araújo, L. M., Cupertino, J. A. 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim IG-USP*, São Paulo, Série científica, **29**: 125-173.
- Milani, E. J.; Melo, J. H. G.; Souza, P. A., Fernandes, L. A., França, A. B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, **15(2)**: 265-346.
- Morton A. C., Hallsworth C. R. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy minerals assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, **90**: 241-256.
- Morton A. C., Hallsworth C. R. 1999. Processes controlling the composition of heavy minerals assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, **124**: 3-29.
- Northfleet A. A., Medeiros R. A., Mühlmann H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da Petrobrás*, **12(3)**: 291-346.
- Petri S. 1948. Contribuição ao estudo do Devoniano paranaense. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, *Boletim 129*, 125 pp.
- Petri S., Fulfaro V. J. 1983. *Geologia do Brasil (Fanerozóico)*. São Paulo, T.A.Queiroz/EDUSP, 631 pp.
- Pimentel M. M., Fuck R. A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology*, **20(4)**: 375-379.
- Pimentel M. M. 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, **46(1-suplemento)**: 67-82.
- Remus M. V. D., Souza R. S., Cupertino J. A., De Ros L. F., Dani N., Vignol-Lelarge M. L. 2008. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Revista Brasileira de Geociências*, **38(2-suplemento)**: 166-185.

- Rozendaal A., Philander C., Carelse C. 2010. Characteristics, recovery and provenance of rutile from the Namakwa Sands heavy mineral deposit, South Africa. *Journal of the Southern Africa Institute of Mining and Metallurgy*, **110(2)**: 67-74.
- Sanford R. M., Lange F. W. 1960. Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, south Brazil. *American Association of Petroleum Geologists flw/fetin*, **44**: 1316-1370.
- Santos T. B. 2015. *Proveniência de zircões detríticos e implicação para a paleogeografia da Formação Furnas no noroeste da Bacia do Paraná*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 134 pp.
- Santos T. B., Mancini F., Cury L. F., Ferreira F. J. F. 2015. Proveniência de zircões detríticos e implicações para a paleogeografia da Formação Furnas no noroeste da Bacia do Paraná. *Geologia USP. Série Científica*, **15(2)**: 25-59.
- Sedorko D., Netto R. G., Savrda C. E., Assine M. L., Tognoli F. M. W. 2017. Chronostratigraphy and environment of Furnas Formation by trace fossil analysis: Calibrating the lower Paleozoic Gondwana realm in the Paraná Basin (Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **487**: 307-320.
- Schneider R. L., Mühlmann H., Tommasi E., Medeiros R. A., Daemon R. F., Nogueira A. A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: *28 Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre*, v. I, p. 41-65.
- Zalán P. V., Wolff S., Conceição J. C. J., Vieira I. S., Astolfi M. A. M., Appi V. T., Zanotto O. A. 1987. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**: 242-252.
- White I. C. 1908. Relatório sobre as coal measures e rochas associadas ao sul do Brasil. Rio de Janeiro: *Comissão das Minas de Carvão de Pedra do Brasil*. 300 pp.

ANEXO I: Ficha de descrição petrográfica

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

Petrógrafo: Ana Maria Sforcin

Nº da amostra: MT-19

DESCRIÇÃO

Características microscópicas (texturas, estruturas, etc.):

Estrutura maciça e textura clástica, com granulação média a grossa, com grãos subangulosos a subarredondados e bem selecionados.

Rocha:

Arenito médio a grosso, bem selecionado. Quartzarenito (Folk, 1974).

| Mineral | % | Descrição |
|----------------|----------|---|
| Quartzo | 90% | Incolor, anédrico e límpido. Os grãos são subangulosos a subarredondados e com média esfericidade. Observa-se extinção ondulante, fraturas e inclusão de quartzo em alguns grãos. Cerca de 5% dos grãos são policristalinos. A granulação é média a grossa. |
| Zircão | Traços | Incolor, subédrico, límpido e com relevo altíssimo. Ocorre de maneira esparsa pela lâmina e possui granulação fina. |
| Poros | 10% | Poros intergranulares e conectados. |