

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**FAIXA METASSEDIMENTAR OROGÊNICA (?) NA FRENTE DE COLISÃO DO TERRENO
EMBU**

**Monografia de Trabalho de Formatura
TF - 22/19**

Autora: Gabriela Vidigal Martinho

Orientador: Prof. Dr. Mario da Costa Campos Neto
Departamento de Mineralogia e Geotectônica

SÃO PAULO
2022

AGRADECIMENTOS

Agradeço, inicialmente, a Universidade de São Paulo, ao curso de Geologia do Instituto de Geociências e todos os seus professores e funcionários que contribuíram na minha formação nessa belíssima ciência e que me deram espaço para crescer como pessoa.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Mario da Costa Campos Neto, por quem possuo grande admiração. Obrigada por todos os ensinamentos, pela atenção, paciência e disponibilidade de sempre e por me dar a oportunidade de realizar este trabalho.

A minha tão amada família. Meus pais, Eliane e Tirisco, que sempre me incentivaram e me apoiaram em cada passo da minha vida. Sou absolutamente grata por ser filha de pessoas incríveis como vocês e por fazer parte dessa família nada tradicional que me fez ser quem eu sou. Devo tudo a vocês. Ao meu irmão, Xiá, que desde criança me fez rir até perder o ar e que, agora, me deu a oportunidade de ser madrinha do Tom. Aos meus avôs, Augusto e Manoel, minhas avós, Zélia e Avani, e minha madrinha Tia Aline que sempre me deram todo o carinho do mundo, e a todos os familiares que me proporcionaram uma infância feliz. Agradeço também aos meus filhos de quatro patas: Reggae, Floyd e Chico.

Aos grandes amigos que fiz nesses anos, que se tornaram minha segunda família depois que saí de casa. Me sinto a pessoa mais sortuda do mundo por cada momento passado com vocês: Muri, Jason, Portera, Levi, Marmita, Goub, Singanô, Marquinhos, Boi, Beiço, Prepara, Duba, Tolete, Jadeu, Pipico, Chokany, Pitu, Bagulho, Pakita, Degan e muitos outros. É difícil falar de vocês sem me emocionar, sinto que poderia escrever todas essas páginas só sobre nós e sobre como vocês foram e são importantes para a minha vida. Eu amo muito vocês.

Ao meu parceiro da vida, Célebro. Com você aprendo a cada dia sobre companheirismo, respeito e amor. Obrigada por chegar de repente na minha vida e me impressionar com sua bondade, carinho e maturidade. Por se tornar meu porto seguro, meu companheiro para todas as horas e situações e por me dar todo o apoio nos momentos que precisei, obrigada. Te amo.

RESUMO

O Orógeno Brasília é uma faixa de subducção e colisão que resulta da convergência entre as margens das paleoplacas São Francisco e Paranapanema no Neoproterozoico. Em sua extensão sul oriental, há uma zona de contato com o segmento central do Sistema Orogênico Ribeira, localizado na costa Atlântica do sudeste brasileiro. Nessa zona, ocorre uma unidade metassedimentar de afinidades orogênicas na frente de colisão do Complexo Embu, do Orógeno Ribeira, contra a porção sul-oriental da Nappe Socorro-Guaxupé, do Orógeno Brasília Meridional. Estudos petrocronológicos na unidade evidenciaram eventos metamórficos de longa duração com extenso período de resfriamento. Este trabalho buscou caracterizar como *foreland* o domínio entre o Complexo Embu e a Nappe Socorro-Guaxupé, a partir do estudo petrográfico, geocronológico e estrutural de suas unidades.

A unidade metassedimentar contém uma sequência imatura de *metawackes*, representados por um biotita-plagioclásio-quartzo xisto, intercalados com estauroлита-granada-mica xistos, quartzitos micáceos, rochas calciossilicáticas e lentes de granada-anfibolito.

Análises geocronológicas em cristais de zircão (U-Pb por LA-ICP-MS) do granada anfibolito intrusivo e em grãos detríticos da unidade metassedimentar indicaram áreas-fonte retrabalhadas no Complexo Embu, principalmente de ortognaisses de idades tonianas e do metamorfismo associado. Foi obtida a idade máxima de sedimentação em 750 Ma e a idade mínima, controlada pelo metamorfismo da rocha metabásica, em 675 Ma. Foi possível identificar, ainda, um metamorfismo de longa duração, entre 675-620 Ma com uma idade concórdia de 650 Ma.

As análises petrográficas e estruturais indicaram um evento metamórfico em condições de fácies anfibolito intermediário-superior (zona da estauroлита à zona do K-feldspato com fusão parcial) relacionado à uma foliação de baixo ângulo desenvolvida sob regimes de deformação não-coaxial com transporte de topo para WSW. A foliação foi assimetricamente dobrada, com vergência para NW, e orientada na direção do estiramento mineral, sugerindo um processo contínuo de deformação.

Os resultados favorecem a caracterização da sequência metassedimentar como uma unidade de *foreland*, devido ao seu caráter imaturo, ao predomínio de uma área-fonte orogênica e à rápida deposição em um domínio frontal do orógeno.

ABSTRACT

The Brasília Orogen is a subduction and collision belt that records the Neoproterozoic convergence within the margins of the São Francisco and Paranapanema paleoplates. In its southeastern extension, there is a region of contact with the central segment of the Ribeira Orogenic System, located on the Atlantic coast of southeastern Brazil. In this region, there is a metasedimentary unit with orogenic affinities in the collision front of the Embu Complex, of the Ribeira Orogen, against the south-eastern portion of the Nappe Socorro-Guaxupé, of the Southern Brasília Orogen. Petrochronological studies in the unit, showed a prolonged metamorphic event with an extended cooling period. This work sought to characterize the domain between the Embu Complex and the Nappe Socorro-Guaxupé as a foreland, based on the petrographic, geochronological and structural study of its units.

The metasedimentary unit contains an immature sequence of metawackes, represented by biotite-plagioclase-quartz shale, with intercalations of staurolite-garnet-mica shales, micaceous quartzites, calcisilicate rocks and garnet-amphibolite lenses.

Geochronological analyzes of zircon crystals (U-Pb by LA-ICP-MS) of the intrusive garnet amphibolite and detrital grains of the metasedimentary unit indicated reworked source areas in the Embu Complex, mainly from orthogneisses of Tonian ages and associated metamorphism. The maximum age of sedimentation was obtained at 750 Ma and the minimum age, controlled by the metamorphism of the metabasic rock, at 675 Ma. It was also possible to identify a long metamorphic event, between 675-620 Ma with a concordia age of 650 Ma.

Petrographic and structural analyzes indicated a metamorphic event under upper-intermediate amphibolite facies conditions (staurolite zone to K-feldspar zone with partial melting) related to a low-angle foliation developed under non-coaxial deformation regimes with transport to WSW. The foliation was asymmetrically folded, with NW vergence, and oriented in the direction of mineral stretching, suggesting a continuous process of deformation.

The results favor the characterization of the metasedimentary sequence as a foreland unit, due to its immature character, the predominance of an orogenic source area and rapid deposition in the frontal domain of the orogen.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	9
2. OBJETIVOS	10
3. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA	10
3.1 Orógeno Brasília Meridional	10
3.1.1 Nappe Socorro-Guaxupé	13
3.2 Orógeno Ribeira	13
3.2.1 Complexo Embu	14
4. MATERIAIS E MÉTODOS	15
4.1 Trabalho de campo e coleta de amostras	15
4.2 Análise petrográfica	16
4.3 Análise geocronológica	17
4.3.1 Método U-Pb	17
4.3.2 Preparação das amostras	18
5. RESULTADOS OBTIDOS	18
5.1 Caracterização litológico-estrutural	18
5.1.1 Seção Piquete	19
5.1.2 Seção Marins	22
5.1.3 Análise estrutural	24
5.2 Análises geocronológicas	26
5.2.1 Datação U-Pb	26
6. DISCUSSÕES	31
6.1 Grau de metamorfismo	31
6.2 Integração de dados da literatura	33
6.2.1 Complexo Embu	34
6.2.2 Sequência metassedimentar	34
6.3 Implicações tectônicas	35
7. CONCLUSÕES	36
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	36
ANEXO I – MAPA GEOLÓGICO DO TERRENO EMBU	44
ANEXO II – DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS	46
ANEXO III – TABELA DE RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS	65

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da área de estudo, em vermelho, na zona de contato entre as Faixas Brasília e Ribeira (Modificado de Balis et al., 2020).	9
Figura 2 - Mapa tectônico da extensão sul-oriental do Orógeno Brasília Meridional (Modificado de Campos Neto et al., 2011).	11
Figura 3 - Mapa tectônico da junção entre as faixas Brasília e Ribeira. (1) Bacia do Paraná e bacia do tipo rift cenozoica; (2) Plútons alcalinos do Cretáceo Superior/Cenozóico; Orógeno Brasília: (3) Nappe Socorro(S)-Guaxupé(G); (4) Sistema de Nappes Andrelândia (ANS) e Nappe Passos; Cráton São Francisco (5) Embasamento; (6) Cobertura (Grupo Bambuí); (7) Cobertura (rochas metassedimentares autóctones e para-autóctones); Orógeno Ribeira (8) Domínio Andrelândia; (9) Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; (10) Terreno Paraíba do Sul; (11) Terreno Oriental incluindo (12) Arco Rio Negro (Terreno Oriental); (13) Terreno Cabo Frio; (14) Terreno Embu; (15) Terreno Apiaí. A área sombreada que recobre a porção sul da Faixa Brasília e sudeste do Cráton São Francisco corresponde à zona de interferência com a Faixa Ribeira (Extraído de Trouw et al., 2013).	12
Figura 4 - Seção geológica regional do sistema de nappes do Orógeno Brasília Meridional (Extraído de Campos Neto et al., 2011).	12
Figura 5 - Esboço geológico ilustrando os principais elementos tectônicos de Gondwana Ocidental (Extraído de Westin et al., 2019).	13
Figura 6 - Mapa geológico da Faixa Ribeira destacando diferentes terrenos e zonas de cisalhamento (Extraído de Ribeiro et al., 2023).	14
Figura 7 – Seção geológica Piquete com estereogramas (Projeção no hemisfério inferior em diagrama de igual-área. Polos da foliação em azul, e as lineações, mineral ou de estiramento, em vermelho).	19
Figura 8 – (A) Lentes rompidas de leucossoma com padrão de dobras assimétricas de flanco inferior em sillimanita-biotita gnaiss metatexítico do Complexo Embu (EMB-301). Indicam transporte para W; (B) Hornblenda-biotita gnaiss cinza laminado com intensa transposição do embasamento da sequência metassedimentar (EMB-302). Porfiroclastos do tipo sigma indicando transporte para W; (C) e (D) Biotita-quartzo xisto com vênulas de quartzo (EMB-305) com padrões sigmoidais, em C, e de dobras passivas estiradas e paralelas a foliação (dobra intrafolial destacada em preto) e dobras assimétricas posteriores (em amarelo), em D.	21
Figura 9 - Migmatitos metatexíticos estromáticos com bandamento dobrado (A) e estirado e intensamente transposto (B).	22

Figura 10 - Seção geológica Marins com localização dos pontos e estereograma (medidas de foliação estão representadas em azul, e as de lineação mineral ou de estiramento mineral, em vermelho).	22
Figura 11 – Afloramento de <i>metawacke</i> do ponto EMB-309 com bandamento quartzo-feldspático dobrado em A e com destaque em amarelo em B.	23
Figura 12 – Granada anfibolito do ponto EMB-311 com textura coronítica de plagioclásio nos porfiroblastos em amostra de mão (A) e em lâmina petrográfica (B).....	24
Figura 13 – Estereogramas referente à seção Piquete: (A) unidades metassedimentares, (B) domínio de embasamento e quartzito e (C) Complexo Embu, localizados na Figura 7; e seção Marins: (D) domínio de metassedimentares, localizado na Figura 10.....	25
Figura 14 - Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão da amostra EMB-228 que foram morfológicamente separados nos quatro grupos exemplificados. Idades em milhões de anos (Ma) em vermelho.	27
Figura 15 - Diagrama de (A) razão Th/U versus U (ppm) e (B) razão Th/U versus Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para os quatro grupos analisados na amostra EMB-228. A linha preta representa o limite de 0,1 entre zircões ígneos e metamórficos (e.g.Hoskin e Schaltegger, 2003; Rubatto, 2017).	28
Figura 16 - Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (projeção Tera-Wasserburg) dos cristais de zircão dos grupos i, iii e iii da amostra EMB-228.	28
Figura 17 - Diagrama <i>weighted mean</i> para idades dos quatro grupos analisados na amostra EMB-228: (i) em vermelho, (ii) em verde, (iii) em azul e (iv) em amarelo. O eixo y corresponde a idade em Ma.	29
Figura 18 – Plot de densidade de probabilidade e histogramas dos dados de zircão metamórfico e de xenocristais herdados da amostra EMB-228, um granada anfibolito intrusivo na sequência metassedimentar. Os eixos x e y correspondem às idades em milhões de anos e ao número de dados, respectivamente.....	30
Figura 19 – Plots de densidade de probabilidade e histogramas dos dados de zircão detrítico das amostras da sequência metassedimentar: (A) EMB-168C e (B) EMB-176. Os eixos x e y correspondem às idades em milhões de anos e ao número de dados, respectivamente.	31
Figura 20 - Grade petrogenética dos sistemas KFMASH, KFASH e KMASH com delimitação dos campos de estabilidade das associações minerais observadas na sequência metassedimentar (Modificado de Winter, 2010).	32
Figura 21 – Plots de densidade de probabilidade elaborados com dados da coleção do orientador em conjunto com dados de: Cabrita et al. (2021), Campanha et al. (2019), Cordani, et al. (2002), Duffles et al. (2016), Meira et al. (2015) e Silva (2017).	33

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Tabela de pontos – Coordenadas em UTM, Datum WGS84.	16
---	----

1. INTRODUÇÃO

Bacias de *foreland* (Dickinson, 1974; Beaumont, 1981), ou sistema de bacias de *foreland* (DeCelles e Giles, 1996; DeCelles, 2012) são regiões alongadas e de acúmulo potencial de sedimentos, desenvolvidas na crosta continental, entre uma faixa orogênica e um cráton em resposta aos processos geodinâmicos do orógeno e/ou da subducção litosférica associada. São regiões de deposição sedimentar controladas pela orogênese, na crosta continental e na frente de cinturões de cavalgamentos, que ocorrem em domínios periféricos colisionais da placa inferior, ou em domínios de retroarco da placa superior. O estudo da proveniência sedimentar dos depósitos de um sistema de bacias de *foreland* é uma ferramenta robusta no rastreamento do avanço da montanha pela exumação progressiva da frente orogênica (Dávila et al., 2007; Stickroth et al., 2019; Mackaman-Lofland et al., 2020).

Neste contexto, o presente projeto tem como objeto de estudo uma zona de contato entre a extensão sul oriental do Orógeno Brasília e o Sistema Orogênico Ribeira (Figura 1). O primeiro configura uma cunha tectônica de subducção e colisão neoproterozoica entre as margens das paleoplacas São Francisco e Paranapanema e o segundo registra a colisão sucessiva de terrenos na margem oriental destas placas.

O estudo tem como foco a unidade metassedimentar de afinidades orogênicas que ocorre na frente de colisão do Complexo Embu (Orógeno Ribeira) contra a extensão sul-oriental da Nappe Socorro-Guaxupé (Orógeno Brasília Meridional) e do domínio São Roque. São abordadas as unidades litológicas, a análise estrutural, a idade do metamorfismo e o estudo de proveniência de cristais detríticos de zircão por geocronologia U-Pb (LA-ICP-MS).

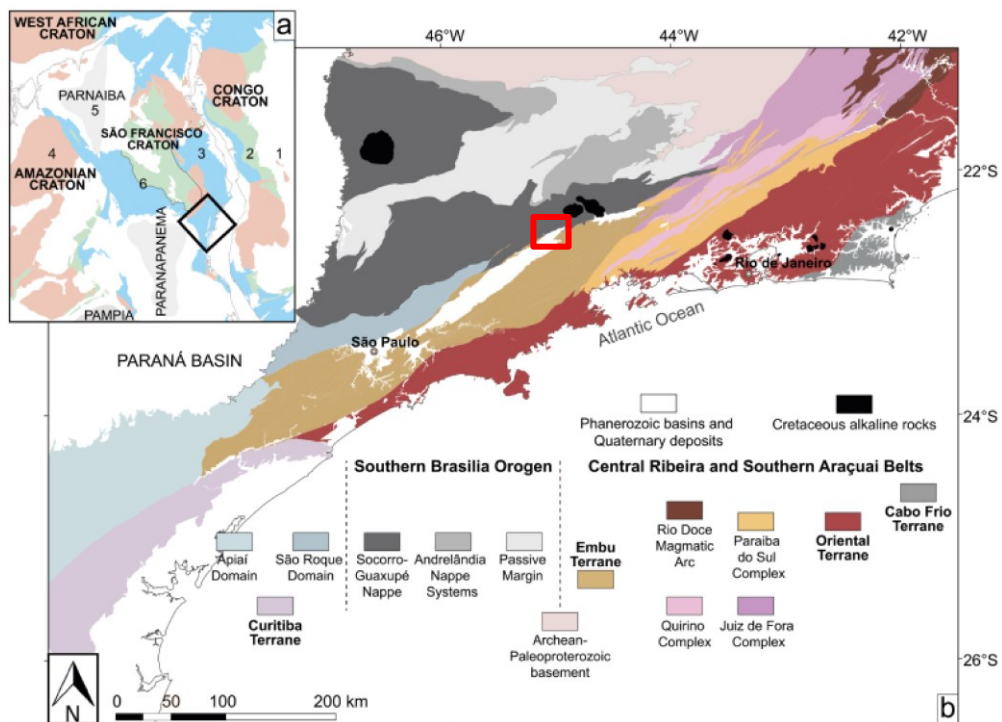


Figura 1 – Localização da área de estudo, em vermelho, na zona de contato entre as Faixas Brasília e Ribeira (Modificado de Balis et al., 2020).

2. OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho encontra-se na caracterização da unidade, provavelmente orogênica (*foreland*) presente na frente de colisão do Complexo Embu, adjacente à Nappe Socorro-Guaxupé, a partir de estudo integrado de petrografia, geologia estrutural e geocronologia. Busca-se investigar sua proveniência sedimentar, bem como definir a idade dos processos ígneos e metamórficos envolvidos em sua evolução geológica.

Este projeto visa acrescentar informações e dados pertinentes à discussão relativa à zona de transição entre o Orógeno Brasília e o Orógeno Ribeira, tema de diferentes interpretações na literatura.

3. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Orógeno Brasília Meridional

O Orógeno Brasília Meridional (Figura 2) é uma cunha tectônica de subducção e colisão neoproterozoica na borda sul do Cráton do São Francisco. Configura-se como um sistema *thick-skinned* de nappes de alta - ultra-alta temperatura (superior) e de alta pressão (intermediária e inferior), transportadas lateralmente à borda cratônica (Campos Neto, 2000; Trouw et al., 2000). Registra processos tectônicos de longa duração relacionados a convergência entre a margem passiva da paleoplaca São Francisco e a margem ativa da paleoplaca Paranapanema.

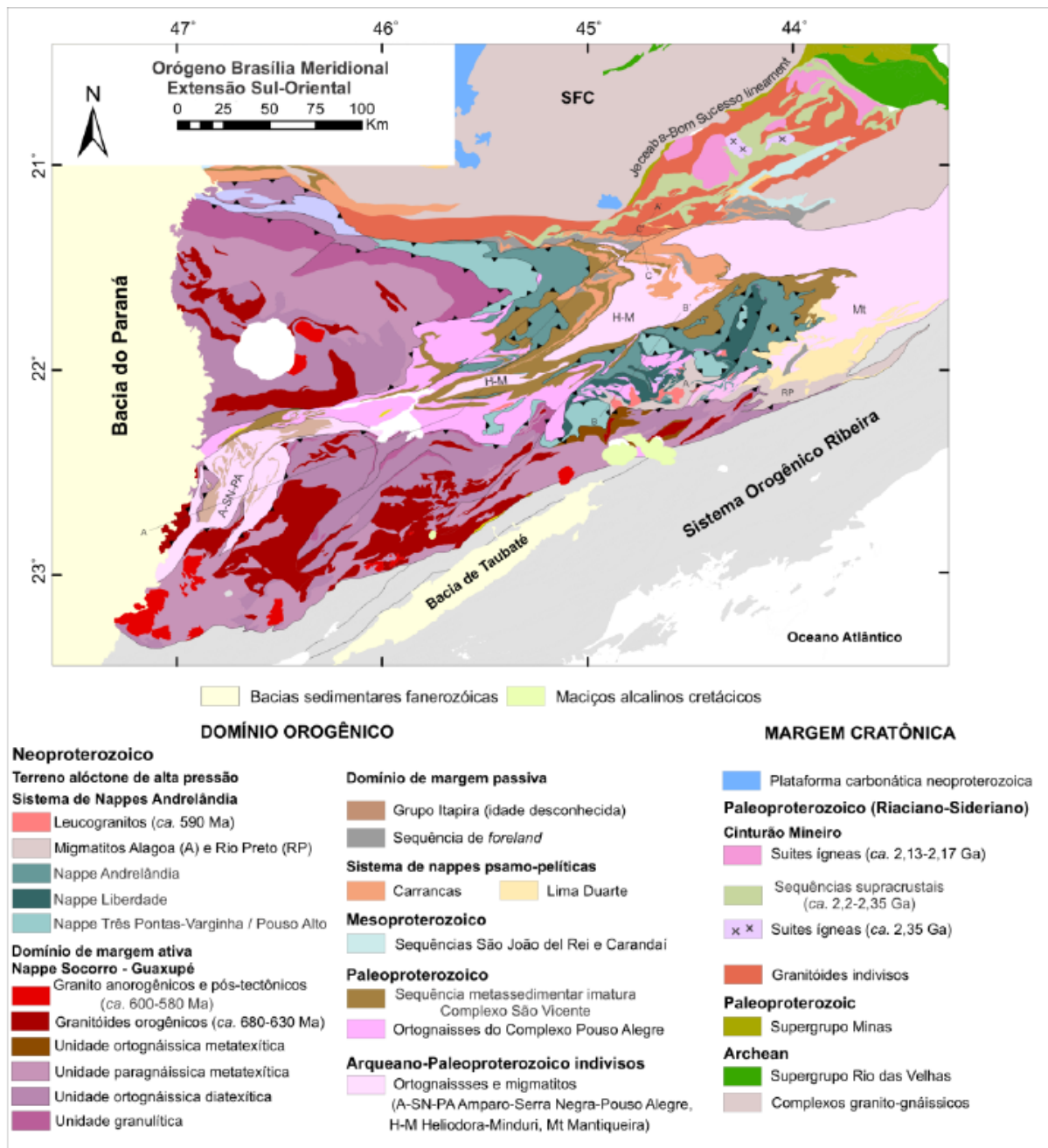


Figura 2 - Mapa tectônico da extensão sul-oriental do Orógeno Brasília Meridional (Modificado de Campos Neto et al., 2011).

Em 1994, Trouw et al. separaram o sistema de nappes em dois domínios, um como a continuidade meridional da Faixa Brasília e outro interpretado como uma zona de interferência entre as faixas Brasília e Ribeira, caracterizada pela superposição de estruturas e metamorfismo relacionados à colisão das mesmas (Figura 3). Trouw et al. (2013) reconheceram dois conjuntos na pilha de nappes: a Nappe Socorro-Guaxupé e o sistema de Nappes Andrelândia, composto pelos metassedimentos da Megassequência Andrelândia.

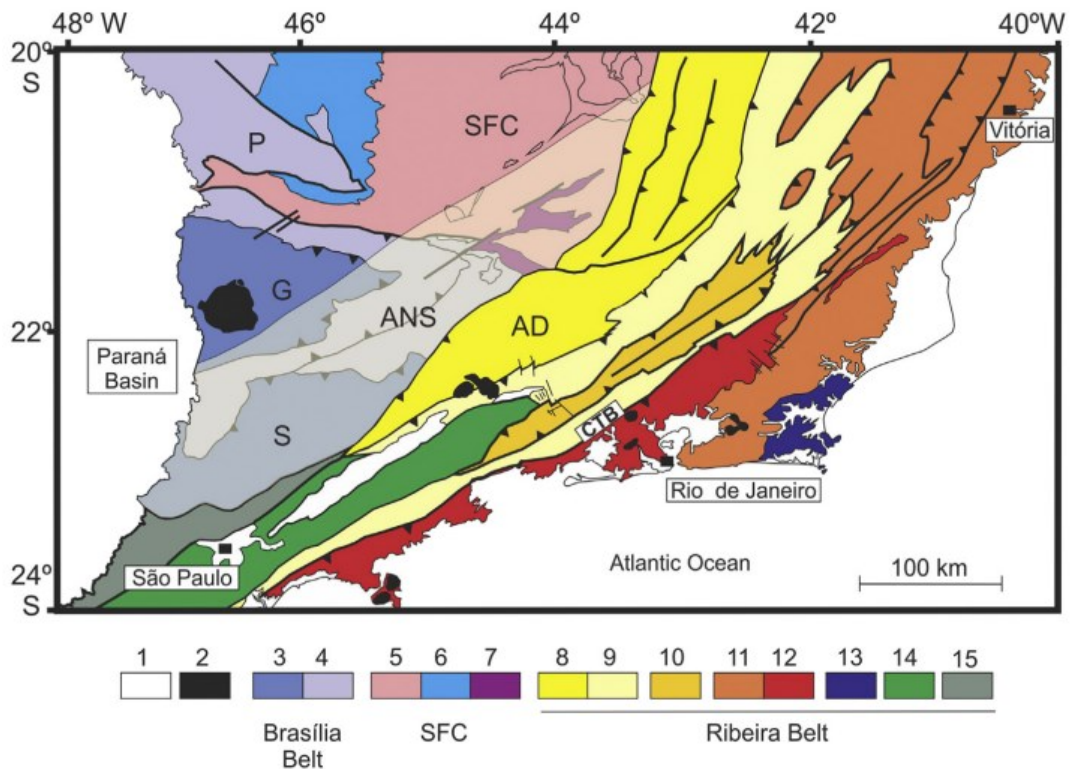


Figura 3 - Mapa tectônico da junção entre as faixas Brasília e Ribeira. (1) Bacia do Paraná e bacia do tipo rift cenozoica; (2) Plútons alcalinos do Cretáceo Superior/Cenozóico; Orógeno Brasília: (3) Nappe Socorro(S)-Guaxupé(G); (4) Sistema de Nappes Andrelândia (ANS) e Nappe Passos; Cráton São Francisco (5) Embasamento; (6) Cobertura (Grupo Bambuí); (7) Cobertura (rochas metassedimentares autóctones e para-autóctones); Orógeno Ribeira (8) Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; (9) Domínio Paraíba do Sul; (10) Terreno Paraíba do Sul; (11) Terreno Oriental incluindo (12) Arco Rio Negro (Terreno Oriental); (13) Terreno Cabo Frio; (14) Terreno Embu; (15) Terreno Apiaí. A área sombreada que recobre a porção sul da Faixa Brasília e sudeste do Cráton São Francisco corresponde à zona de interferência com a Faixa Ribeira (Extraído de Trouw et al., 2013).

Em paralelo, Campos Neto (2000) e Campos Neto et al. (2004, 2010 e 2011) propuseram um único evento colisional contínuo como responsável pela estruturação em sistema de nappes sin-metamórficas com removimentação rúptil pós-metamórfica. O sistema orogênico foi dividido tectonicamente (Figura 4) dos domínios internos mais antigos, a SSW, aos externos mais jovens, a ENE: Nappe Socorro-Guaxupé, segmento de crosta média e inferior, com mais de 10 km de espessura com unidades de alta temperatura relacionadas à raiz de arco magmático do tipo Andino (Campos Neto e Caby, 1999, 2000); Sistema de Nappes Andrelândia, porção continental subductada sob alta pressão (Campos Neto e Caby, 1999, 2000; Trouw et al., 2000); Sistema de Nappes Carrancas (Trow et al., 2000a) e Nappe Lima Duarte (Campos Neto et al., 2004) de margem continental passiva.

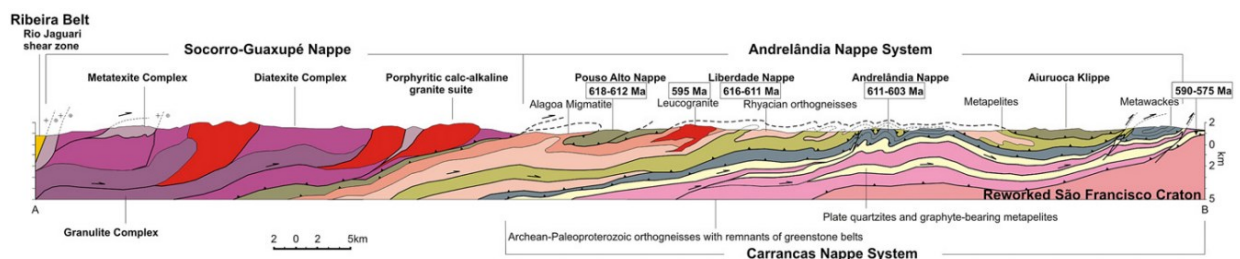


Figura 4 - Seção geológica regional do sistema de nappes do Orógeno Brasília Meridional (Extraído de Campos Neto et al., 2011).

3.1.1 Nappe Socorro-Guaxupé

A Nappe Socorro-Guaxupé é um segmento de crosta média e inferior, com mais de 10 km de espessura, gerada em ambiente de arco magmático do tipo Andino, provavelmente pela subducção de segmento de crosta oceânica da Paleoplaca São Francisco (Janasi, 1999; Campos Neto and Caby, 2000; Trouw et al., 2000; Campos Neto, 2000). É constituída, da base para o topo, por Unidade Granulítica, Unidade Diatexítica e Unidade Migmatítica (Campos Neto e Caby, 2000). As extensas suítes de rochas plutônicas cálcio-alcálicas são o registro da convergência na margem acrescionária. Dados geocronológicos e isotópicos indicam que o processo ocorreu no Criogeniano tardio, entre 670 e 625 Ma e valores negativos de ϵNd indicam ambiente de margem continental ativa (Basei et al., 1995; Ebert et al., 1996; Töpfer, 1996; Janasi, 2002, Janasi et al., 2007; Negri, 2002; Tedeschi et al., 2018; Rocha et al., 2017). A nappe é interpretada como uma extensão para sudeste do Arco Mágmatco de Goiás (Pimentel and Fuck, 1992; Pimentel et al., 2000; Pimentel, 2016; Fuck et al., 2017). As rochas granulíticas e diatexíticas da nappe registram condições de temperatura ultra-alta há 625 \pm 5 Ma (Reno et al., 2009; Rocha et al., 2017).

3.2 Orógeno Ribeira

O Orógeno Ribeira é descrito como um cinturão orogênico brasileiro desenvolvido nas bordas sul e sudeste do Cráton São Francisco. Registra o amalgamento neoproterozoico dos crátons São Francisco, Congo e Parapanema (Figura 5) no paleocontinente Gondwana Ocidental (Almeida et al., 1973; Hasui et al., 1975; Porada, 1979) e é composto por terrenos tectono-estratigráficos limitados por zonas de cisalhamento transcorrentes (Figura 6).

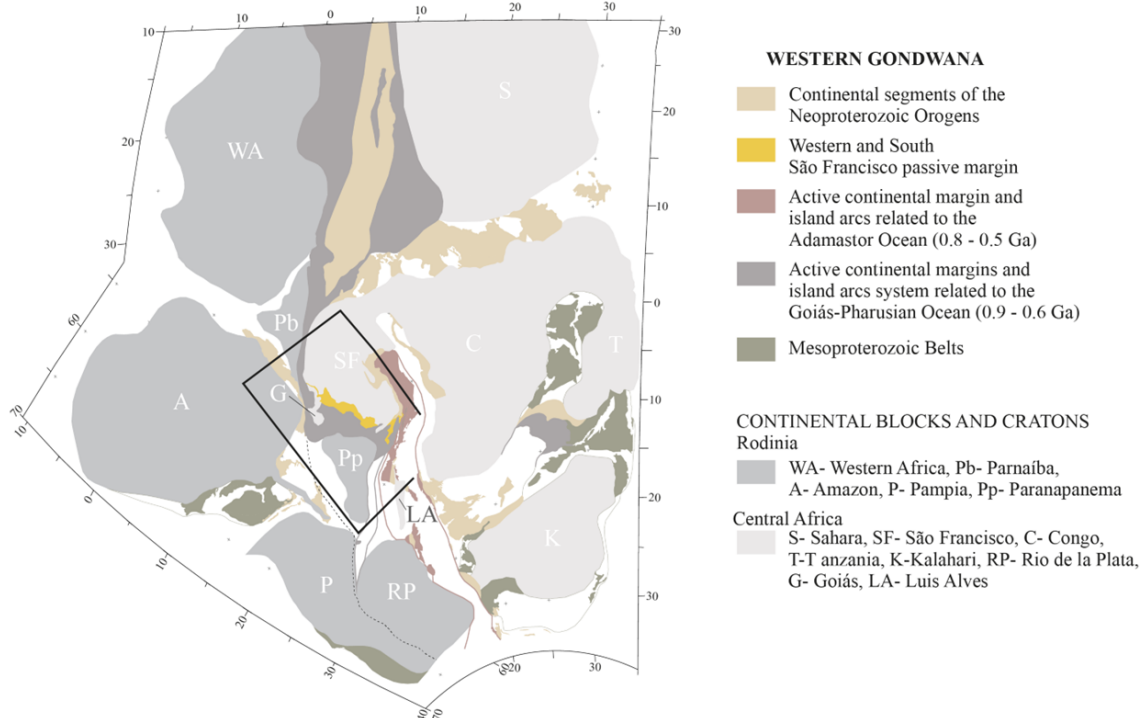


Figura 5 - Esboço geológico ilustrando os principais elementos tectônicos de Gondwana Ocidental (Extraído de Westin et al., 2019).

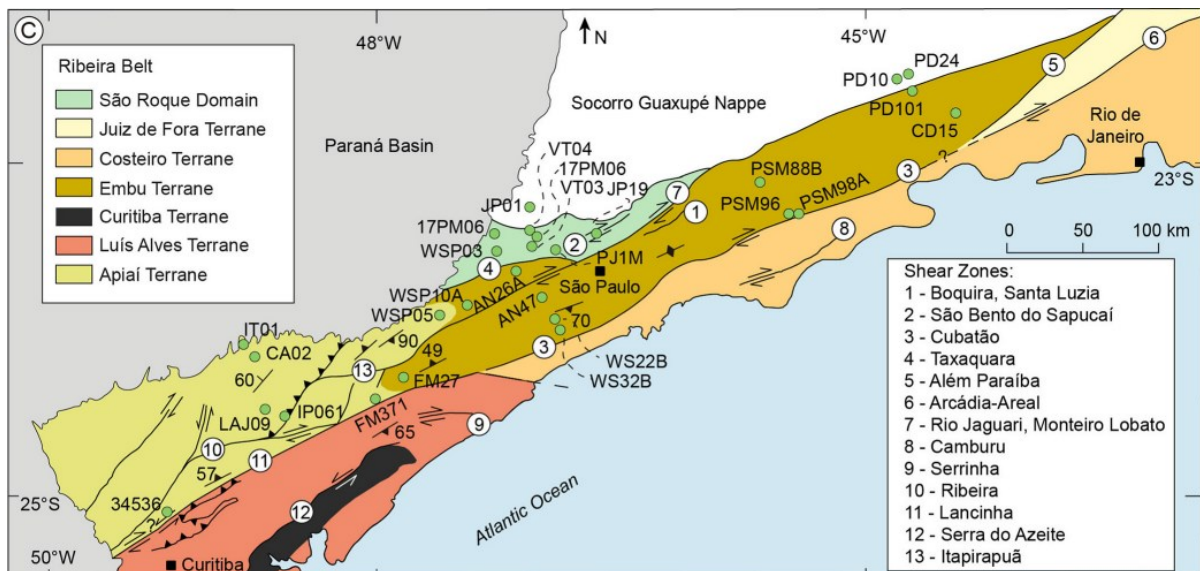


Figura 6 - Mapa geológico da Faixa Ribeira destacando diferentes terrenos e zonas de cisalhamento (Extraído de Ribeiro et al., 2023).

Em sua porção central é constituído majoritariamente de rochas metassedimentares neoproterozoicas com abundantes intercalações de embasamento paleoproterozoico, em fácies anfibolito superior a granulito de média-baixa pressão. O cinturão registra um encurtamento NW-SE que resultou em uma foliação de alto mergulho para SE. É dividido em distintos terrenos tectono-estratigráficos (Heilbron et al., 2004, 2008, 2020; Corrales et al., 2020; Tedeschi et al., 2016) que representam distintos segmentos paleogeográficos de um longo processo de convergência entre litosferas oceânicas e continentais. Modelagens tectônicas baseadas na evolução por adelgaçamento de uma única litosfera continental também são discutidas para oeste do sistema orogênico (Meira et al., 2015; Konapásek et al., 2020)

A proposta de uma zona de interferência na interface entre o Orógeno Brasília Meridional e o Orógeno Ribeira foi elaborada primeiramente por Trouw et al. (1994, 2000) e desenvolvida por outros autores como Ribeiro et al. (1995), Peternel et al. (2005), Heilbron et al. (2008) e Zuquim et al. (2011). Existem diferentes interpretações sobre essa zona como as de Campos Neto e Caby (2000) e Campos Neto et al. (2004, 2007, 2010, 2011), que propõem uma transição abrupta ao longo de uma zona de cisalhamento milonítica orientada WSW-ENE, percorrendo os milonitos Rio Jaguari e a Zona de Cisalhamento Buquira.

3.2.1 Complexo Embu

O Terreno Embu, junto ao Paraíba do Sul, constitui um dos quatro terrenos tectono-estratigráficos do Orógeno Ribeira. Foi descrito por Hasui (1975) como um pacote heterogêneo de rochas metassedimentares e meta-ígneas com um *trend* NE-SW, localizado a sul da Nappe Socorro. Configura-se como um corpo lenticular (Fernandes et al., 1990; Janasi et al., 2003; Heilbron et al., 2004) limitado por duas zonas de cisalhamento, a Caucaia-

Rio Jaguarí-Buquira a noroeste e a Cubatão a sudeste. É composto pelo Complexo Rio Capivari paleoproterozoico (Fernandes, 1991; Babinski et al., 2001; Maurer, 2016), o Complexo Embu e granitóides criogenianos a ediacaranos (Janasi et al., 2003; Alves et al., 2013; Alves et al., 2016).

As principais feições distintivas do Complexo Embu em relação às demais unidades adjacentes estão na presença de um magmatismo cálcio-alcálico Toniano de 800-780 Ma (Cordani et al., 2002; Benetti Silva, 2017) e de um plutonismo peraluminoso Criogeniano de 660 Ma (Alves et al., 2013 e 2016; Trouw et al., 2013), ambos acompanhados de processos metamórficos generalizados (Benetti Silva, 2017; Campanha et al., 2019; Passarelli et al., 2019). Estudos petrocronológicos (Cabrita et al., 2021) dos eventos metamórficos destacam sua longa duração, configurando um segmento orogênico quente, em presença de sillimanita, sillimanita-K-feldspato e cordierita, há 810-760 Ma e 675-640 Ma, com longo período de resfriamento (675-550 Ma). A proveniência sedimentar das unidades do Complexo Embu assinala sua deposição entre 950 Ma e 850 Ma, oriundo de áreas fontes mesoproterozoicas e fim-paleoproterozoicas (Benetti Silva, 2017; Campanha et al., 2019).

Trouw (2008) descreveu e datou uma amostra de embasamento na Nappe Socorro. Assim, em contraponto aos trabalhos anteriores, Trouw et al. (2013) e Duffles et al. (2016), propuseram a interpretação do Terreno Embu como sendo a continuação da Nappe Socorro, sugerindo uma transição gradual entre as unidades tectônicas, e apresentaram idades de cristalização e de metamorfismo similares em rochas sedimentares dos dois lados da Zona de Cisalhamento Buquira. Os autores mapearam essa continuidade de unidades litoestratigráficas através dos limites antes estabelecidos entre a Nappe Socorro e o Terreno Embu.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Trabalho de campo e coleta de amostras

O trabalho de campo ocorreu entre os dias 27 e 29 de setembro de 2022. Teve como principal objetivo realizar o reconhecimento litológico e estrutural das unidades presentes entre a Nappe Socorro-Guaxupé e unidades metassedimentares da frente de colisão do Terreno Embu. Concentrou-se em dois perfis NW-SE, um entre os municípios de Delfim Moreira – MG e Piquete – SP e outro nas proximidades de Marins – MG (Anexo I). Foram levantados 15 pontos (Tabela 1), dos quais foram coletadas amostras para análises petrográficas e medidas estruturais com bússolas tipo Clar.

Tabela 1 – Tabela de pontos – Coordenadas em UTM, Datum WGS84.

Ponto	Coordenada N	Coordenada E	Litologia
EMB-300	7495898	485044	sillimanita-biotita gnaissse com sillimanita-grafita-biotita-xisto e anfibolito
EMB-301	7496088	484812	biotita gnaissse
EMB-302	7501685	481259	hornblenda-biotita gnaissse com <i>boudin</i> de anfibolito
EMB-303	7503107	479779	quartzo gnaissse imaturo com rocha calciossilicática e hornblenda-quartzo xisto
EMB-304	7503667	480010	biotita quartzito e quartzo milonito
EMB-305	7503173	478999	biotita-quartzo xisto
EMB-306	7503927	477971	rocha calciossilicática e granada-biotita xisto
EMB-307	7510095	470712	migmatito metatexítico estromático
EMB-308	7500297	482895	quartzito feldspático com níveis de muscovita-biotita-quartzo gnaissse
EMB-309	7502943	486440	biotita-quartzo xisto e metatexito estromático
EMB-310	7504381	485966	quartzito, biotita-quartzo xisto e lente de anfibolito
EMB-311	7505167	485272	granada-muscovita-biotita xisto com sillimanita e/ou estauroлита, lentes de granada anfibolito e <i>boudins</i> de anfibolito
EMB-312	7510583	470306	biotita-quartzo gnaissse
EMB-313	7512644	465307	biotita granito
EMB-314	7506656	471794	biotita migmatito metatexítico estromático e anfibolito

4.2 Análise petrográfica

A petrografia microscópica foi realizada com o objetivo de estudar o metamorfismo da unidade de interesse, por meio de vinte lâminas das amostras coletadas em trabalho de campo e oito lâminas de amostras disponíveis de projetos anteriores do orientador. O mapa geológico com a localização das amostras pode ser encontrado no Anexo I e as descrições petrográficas, no Anexo II.

Tais lâminas foram analisadas através do microscópio petrográfico Olympus, modelo BXP-50, do Laboratório de Microscopia Petrográfica do IGc-USP, com ênfase na descrição das fases minerais, análise textural e microtectônica, segundo os critérios de análise descritos em Passchier e Trouw (1996) e Trouw et al. (2010).

4.3 Análise geocronológica

A análise geocronológica foi realizada a partir de dados da coleção do orientador e dados previamente produzidos pela aluna, em sua Iniciação Científica (FAPESP nº 2020/04843-6), por LA-ICP-MS (excimer laser *ablation inductively coupled plasma mass spectrometry* multicoletor da marca *Neptune™*) no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CEPGeo), seguindo as configurações e redução de dados conforme descrito em Cioffi et al. (2016).

As datações realizadas em cristais de zircão através do método U-Pb indicam idades de cristalização ou de metamorfismo para rochas magmáticas e/ou metamórficas. Em rochas sedimentares e/ou metassedimentares, o método tem como objetivo o estudo de proveniência a partir de determinações da idade em zircões detríticos, sendo uma ferramenta cada vez mais utilizada em reconstituições da paleogeografia global. Através da determinação de idades máximas de deposição e das possíveis áreas fontes de metassedimentos, os dados fomentam a compreensão da influência dos mecanismos de sedimentação e suas relações com os diferentes ambientes tectônicos, assim como a diversidade das áreas de origem e as transformações pelas quais os cristais passam durante os processos de erosão e deposição (Dickinson e Suczek, 1979).

4.3.1 Método U-Pb

O método U-Pb baseia-se no decaimento em cadeia de urânio (U) que tem como produto final os isótopos de chumbo. O U possui dois isótopos naturais, ^{235}U e ^{238}U , que decaem gerando os isótopos estáveis ^{207}Pb e ^{206}Pb , respectivamente. As equações de decaimento para os dois pares são:

$$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_P = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_I + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}) \times (e^{\lambda t} - 1)$$

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_P = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_I + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}) \times (e^{\lambda t} - 1)$$

onde P indica as razões isotópicas atuais, I indica as razões iniciais e λ representa as constantes de decaimento correspondentes.

A principal aplicação do método é na obtenção da idade de cristalização de minerais acessórios que contenham urânio, como zircão, monazita e titanita, O zircão é o mineral mais utilizado para datação U-Pb em função da sua grande frequência e resistência aos processos geológicos como recristalização, processos erosivos, de metamorfismo e, até mesmo, de anatexia. Sua morfologia preserva texturas como bordar recristalizadas e núcleos herdados (Corfu et al., 2003) que constituem regiões alvo para a alocação dos spots para as análises. Além disso, em sua cristalização, o zircão tende a incorporar altas concentrações de urânio e pouco chumbo inicial não radiogênico (alta razão U/Pb), possuindo bons índices de sua idade de formação.

4.3.2 *Preparação das amostras*

O processo de preparação das amostras no Laboratório de Separação e Preparação de Materiais Geológicas do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) consiste na concentração de minerais pesados, com foco em cristais de zircão. As etapas deste processo são:

- (i) A trituração da amostra em um britador primário de mandíbulas de aço, resultando em fragmentos menores do que 1 cm;
- (ii) Moagem em um moinho de disco de tungstênio;
- (iii) Passagem em bateria de peneiras, a partir da qual separa-se as frações de granulação entre 100 e 250 μm e menores que 250 μm ;
- (iv) Concentração de minerais densos em mesa vibratória Wiffley;
- (v) Separação dos minerais magnéticos da porção densa, com imã de mão e, em seguida, separador magnético Frantz a 0,5 A;
- (vi) Capela de exaustão, na qual a fração não magnética é passada pelos líquidos densos. Primeiro a amostra é passada em bromofórmio (2,89 g/cm³) e a porção mais densa é novamente levada ao separador magnético a 0,5 A. Em seguida, a nova fração não magnética é passada de iodeto de metileno (3,32 g/cm³), com intuito de concentrar minerais como zircão, monazita e titanita. O concentrado é então tratado com ácido nítrico (HNO₃) ou ácido clorídrico (HCl) para a retirada de óxidos, sulfetos e eventuais apatitas.

Após a concentração dos minerais pesados, é realizada a catação de 150 a 200 cristais por lupa binocular de luz transmitida que são armazenados para a confecção dos *mounts*. A seleção dos cristais leva em consideração características físicas dos cristais como morfologia, transparência, fraturas e coloração.

Os *mounts* são discos de resina nos quais os cristais catados são embutidos a frio para serem imageados por catodolumnescência (CL) e analisados por LA-ICP-MS. A geração das imagens é realizada através de Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) e é relevante para a seleção dos spots a serem datados nos grãos.

5. RESULTADOS OBTIDOS

5.1 Caracterização litológico-estrutural

Este item contém a caracterização da litologia e estrutura das unidades descritas em trabalho de campo ao longo de duas seções geológicas: Piquete (Figura 7) e Marins (Figura 10). O Anexo II apresenta as descrições petrográficas e as imagens das amostras coletadas em conjunto com a petrografia de lâminas da coleção do orientador.

5.1.1 Seção Piquete

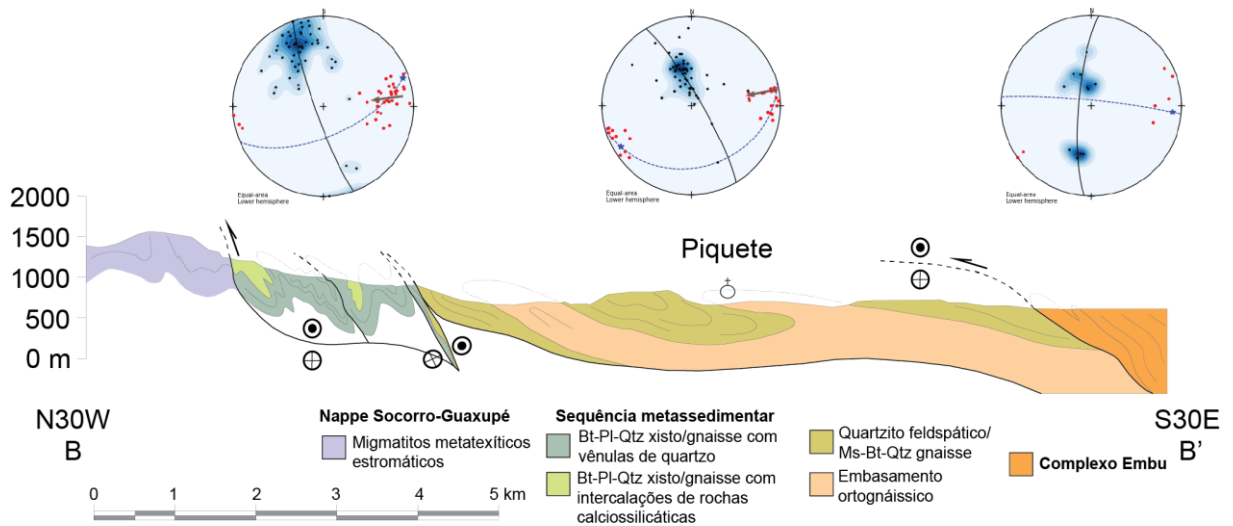


Figura 7 – Seção geológica Piquete com estereogramas (Projeção no hemisfério inferior em diagrama de igual-área. Polos da foliação em azul, e as lineações, mineral ou de estiramento, em vermelho).

5.1.1.1 Complexo Embu

O início da seção, a SE, corresponde ao Complexo Embu onde foram descritos silimanita-biotita gnaisses. Tratam-se de rochas inequigranulares de granulometria média a grossa, ricas em feldspatos, localmente porfiroblásticos, e que apresentam lâminas lepidoblásticas de biotita e, localmente, nematoblásticas de silimanita.

São rochas metatexiticas estromáticas com bandas de leucossoma hololeucocrático rico em quartzo e feldspato grosso, de até 10 cm, melanossoma lepidoblástico e *selvedge* de biotita. Por vezes, o gnaissse ocorria intercalado com níveis descontínuos de até 20 cm de um silimanita-grafita-biotita xisto feldspático e com camadas de cerca de 2 m de um anfibolito inequigranular médio a grosso com alteração ocre.

Localmente o bandamento félsico lenticular encontra-se estirado e em *boudins* de até 5 cm. Encontra-se também assimetricamente dobrado e transposto com os flancos inferiores separados por faixas S-C de cisalhamento e com porfiroclastos sigma indicando transporte de topo para W (Figura 8A).

5.1.1.2 Sequência metassedimentar

A oeste do complexo Embu, a sequência metassedimentar apresenta uma distinta composição litológica e uma associação com ortognaisses migmatíticos mais antigos.

As rochas do embasamento correspondem a um hornblenda-biotita gnaissse cinza, granoblástico, inequigranular fino a médio, laminado por intensa transposição (Figura 8B). Possui uma composição tonalito-granodiorítica e bandamento decimétrico mesocrático local (hornblenda-biotita quartzo diorito gnaissse a anfibolito), por vezes em *boudins*. Apresenta pequenos *boudins* de anfibolito isolados de até 5 cm. Dobras intrafoliais assimétricas em meio à transposição indicam transporte para W-NW.

Um quartzito feldspático/biotita-quartzo gnaissé encontra-se sobre as rochas ortognáissicas. Corresponde a uma rocha granoblástica equigranular fina intercalada com níveis psamo-pelíticos imaturos de um biotita-quartzo gnaissé fino com bandamento descontínuo.

Mais a noroeste da seção, encontra-se um domínio de *metawackes* intercalados com rochas calciossilicáticas, xistos e quartzitos.

Essas unidades estão tectonicamente justapostas a uma sequência de *metawackes* que consiste em biotita-plagioclásio-quartzo xisto e biotita quartzito feldspático/quartzo gnaissé de colorações cinza a cinza claro, equigranulares finos com laminações quartzosas paralelas à xistosidade marcada pela orientação de micas. Possuem intensa deformação e são comuns vênulas de quartzo com padrões de estiramento, de dobramento com flancos rompidos e sigmoidais que indicam movimento para W-NW (Figura 8C e D). Por vezes, apresenta espessas bandas rosadas quartzo-feldspáticas com *selvedge* de biotita. Localmente, passa a um quartzito milonítico bandado.

Foram encontrados porfiroblastos de feldspatos amoldados pela foliação, alterados, com bordas irregulares e, por vezes, substituídos a partir de recristalização seriada fina de quartzo. Alguns porfiroblastos de K-feldspato possuem grãos mais finos em suas bordas, evidência de uma recristalização dinâmica de alta temperatura. Além disso, algumas lâminas apresentam mica branca cominuída provavelmente retrometamórfica.

Foi identificada uma foliação oblíqua representada por cristais de biotita e muscovita que cortam as zonas de charneiras de microdobras e, em algumas porções, peixes de mica e uma clivagem de crenulação perpendicular à foliação principal. Além disso, algumas bandas lepidoblástica de biotita apresentaram padrões de banda de cisalhamento S/C.

Rochas calciossilicáticas ocorrem intercaladas nos *metawackes*. Possuem coloração esverdeada e são equigranulares com granulometria fina ou média e compostas essencialmente por quartzo, plagioclásio e epidoto, além de anfibólio e carbonato. Ocorrem bandas decimétricas de hornblenda-quartzo xisto com plagioclásio e de granada-biotita xisto lepidoblástico.

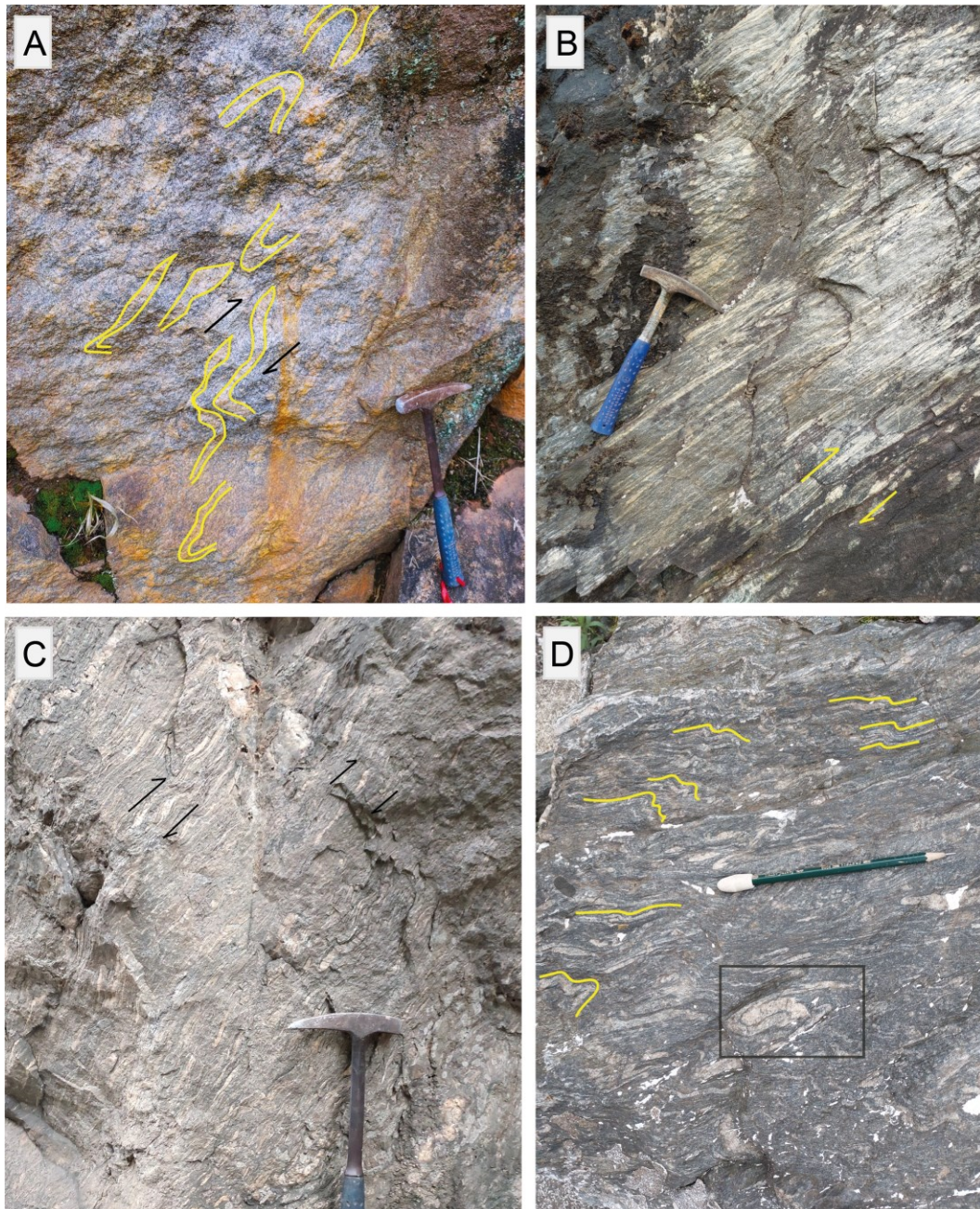


Figura 8 – (A) Lentes rompidas de leucossoma com padrão de dobras assimétricas de flanco inferior em sillimanita-biotita gnaiss metatexítico do Complexo Embu (EMB-301). Indicam transporte para W; (B) Hornblenda-biotita gnaiss cinza laminado com intensa transposição do embasamento da sequência metassedimentar (EMB-302). Porfiroclastos do tipo sigma indicando transporte para W; (C) e (D) Biotita-quartzo xisto com vênulas de quartzo (EMB-305) com padrões sigmoidais, em C, e de dobras passivas estiradas e paralelas a foliação (dobra intrafolial destacada em preto) e dobras assimétricas posteriores (em amarelo), em D.

5.1.1.3 Nappe Socorro-Guaxupé

As rochas da Nappe Socorro-Guaxupé estão expostas em grandes afloramentos e cortes de estrada e apresentam intenso dobramento. Correspondem a migmatitos metatexíticos estromáticos de coloração cinza com leuco e melanossoma. O leucossoma é granoblástico equigranular médio, de composição quartzo-feldspática, fortemente estirado, dobrado e separado por *selvedges* irregulares ricos em biotita (Figura 9).

Por vezes, possuem enclaves de um granada-hornblenda-quartzo gnaiss cinza escuro fino (possivelmente um resíduo de fusão) e domínios irregulares de até 2 m, diatexíticos, equigranulares médios, de coloração cinza claro, com presença de feldspatos brancos e rosados e *schlieren* de biotita.

Localmente, ocorrem também enclaves de anfibolito de 60 a 80 cm e enclaves máficos esparsos de até 5 cm de epidoto-hornblenda-biotita diorito com pirita de granulometria fina, matriz granoblástica de quartzo e plagioclásio (com geminação mecânica) e porfirorblastos de granada sub-idiomórficos.

Foram encontrados, ainda, um biotita-plagioclásio-quartzo gnaiss branco inequigranular médio a grosso e um biotita granito inequigranular grosso com mega cristais de 2 a 3 cm idiomórficos de K-feldspato alinhados, sugerindo fluxo ígneo.

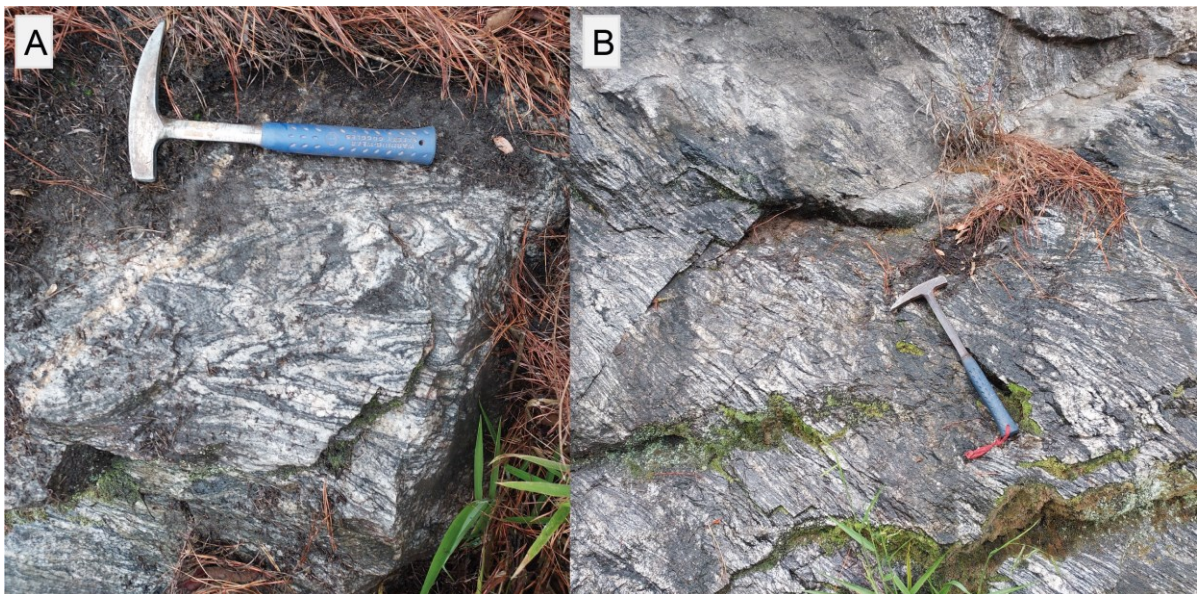


Figura 9 - Migmatitos metatexíticos estromáticos com bandamento dobrado (A) e estirado e intensamente transposto (B).

5.1.2 Seção Marins

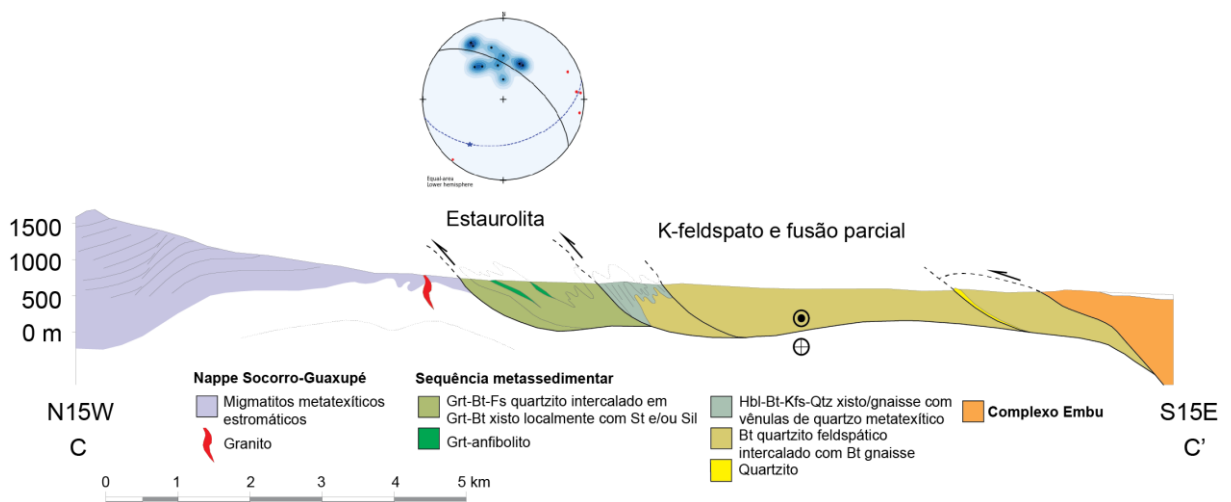


Figura 10 - Seção geológica Marins com localização dos pontos e estereograma (medidas de foliação estão representadas em azul, e as de lineação mineral ou de estiramento mineral, em vermelho).

5.1.2.1 *Metawacke*

Na Seção Marins, foi encontrado o ***metawacke*** que corresponde a um hornblenda-biotita-K-feldspato-quartzo xisto cinza equigranular fino com lâminas quartzosas que passa a um metatexito estromático com bandamento quartzo-feldspático deformado (Figura 11), com porfiroclastos de feldspato do tipo sigma que indicam transporte para WSW.

Possui bandamento composicional que alterna bandas com predominância de quartzo e microclínio, níveis com maior concentração de biotita e níveis com anfibólio, provavelmente hornblenda. Possui, ainda, titanita em cristais grossos e em peixes amoldados pela foliação e porfiroclastos de plagioclásio.

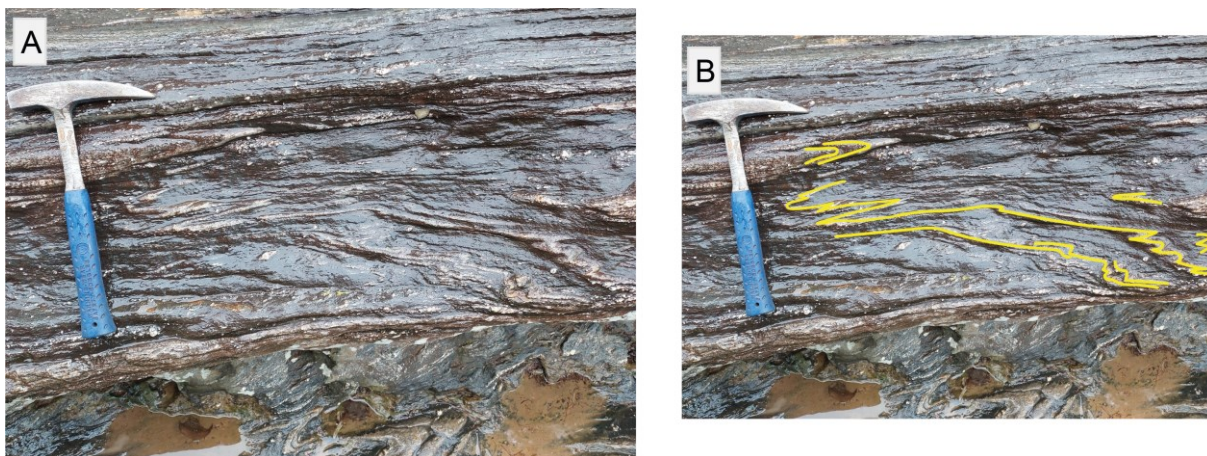


Figura 11 – Afloramento de *metawacke* do ponto EMB-309 com bandamento quartzo-feldspático dobrado em A e com destaque em amarelo em B.

5.1.2.2 Estaurolita-granada-mica xistos e lentes de anfibolito

A noroeste ocorre um estaurolita-granada-mica xisto com camadas até métricas de quartzito e de anfibolito. O anfibolito ocorre em *boudins* de 20 cm e em camadas tabulares de 2 a 7 m de rocha foliada de coloração cinza escura com textura nematoblástica fina a média. Possui domínios de granada anfibolito caracterizados por uma textura coronítica branca (3 mm) de plagioclásio parcialmente substituindo a granada (Figura 12B). A amostra da Figura 12A corresponde a EMB-228 datada por geocronologia U-Pb neste trabalho (item 5.2.1).

A textura nematoblástica é definida por duas a três fases de anfibólio, com cristais de hornblenda, cummingtonita e possivelmente actinolita. Há também a textura porfiroblástica definida por cristais de granada fraturados e em pseudomorfos substituídos parcial a totalmente por plagioclásio. Apresenta porções granoblásticas de quartzo e plagioclásio que formam coronas na granada. Representam texturas retrometamórficas, associadas a descompressão.

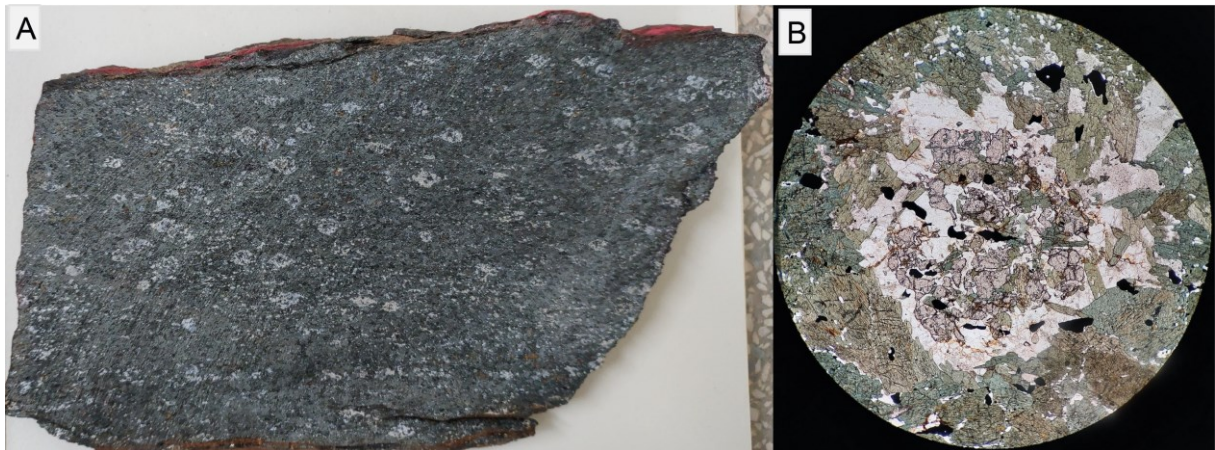


Figura 12 – Granada anfibolito do ponto EMB-311 com textura coronítica de plagioclásio nos porfiroblastos em amostra de mão (A) e em lâmina petrográfica (B).

A rocha encaixante do anfibolito é um **sillimanita-muscovita-biotita-quartzo xisto com porfiroblastos de granada e estaurólita** e lâminas quartzo-feldspáticas, com intercalações de cerca de 30 cm de um **quartzito** feldspático fino.

O xisto apresenta porfiroblastos de granada alterados, fraturados e amoldados pela foliação principal e porfiroblastos de estaurólita em cristais esqueletais e alongados em bandas micáceas limitadas por quartzo. Possui bandas nemato-lepidoblásticas de biotita, muscovita e sillimanita e quartzo com recristalização granoblástica grossa por migração de borda de grão. Apresenta evidências de retrometamorfismo como bandas de muscovita reconstruída (fina, desorientada e radial).

5.1.3 Análise estrutural

Para a seção Piquete, os estereogramas a oeste (Figura 13A e B) destacam uma dispersão dos polos da foliação controlada por um grande-círculo com eixo-B no campo das lineações medidas. Representam planos A-C de um dobramento cilíndrico, com vergência para NW e orientado ENE-WSW. O estereograma no domínio A (Figura 13A) possui eixo-B construído de 070/08 com plano axial em 165/30; o estereograma do domínio B (Figura 13B) o eixo-B está em 240/09 e o plano axial em 157/60. Indicam um dobramento de baixo caimento e fraco a moderadamente inclinado, evidenciando o dobramento de uma superfície originalmente sub-horizontal (foliação metamórfica).

As lineações medidas são, em sua maioria, de estiramento mineral que estavam contidas em uma superfície provavelmente associada à foliação metamórfica anterior ao dobramento. Como apresentado no item 5.1.1, foram encontrados diversos indicadores cinemáticos nessa foliação metamórfica principal que indicam movimento com sentido de transporte para oeste. Dessa forma, a orientação estatística preferencial das medidas de lineação (080/25 e 078/06) indica a direção desse transporte que implica que a foliação originalmente horizontal foi transportada para S80W, indicada na Figura 13.

Nota-se, ainda, que o eixo-B construído está no campo das lineações de estiramento mineral medidas, ou seja, tem grande proximidade à direção de transporte anterior. Portanto, a superfície foi dobrada paralelamente a lineação pré-existente que, por sua vez, não foi deformada, indicando um processo contínuo de deformação.

Ainda na seção Piquete, os dados para o Complexo Embu (Figura 13C) indicaram um dobramento N-S assimétrico, com medidas para o eixo-B construído e para o plano axial de 095/12 e 006/84, respectivamente. Assim, diferentemente dos outros estereogramas da Seção Piquete, sugere-se um dobramento normal (plano axial próximo a vertical), mas ainda de baixo caimento. Ressalta-se que este conjunto possui menos dados, o que pode comprometer sua representatividade. As lineações aparecem no mesmo campo das anteriores, estatisticamente orientadas em 073/12.

Os dados estruturais das unidades metassedimentares da seção Marins (Figura 13D) indicam um padrão de dobras assimétricas, vergente para NW, com eixo-B construído de 220/30 e plano axial medindo 166/45, ou seja, inclinação e caimento moderados. Os poucos dados de lineação possuem a orientação estatística preferencial de 075/07, concordantes com os anteriores.

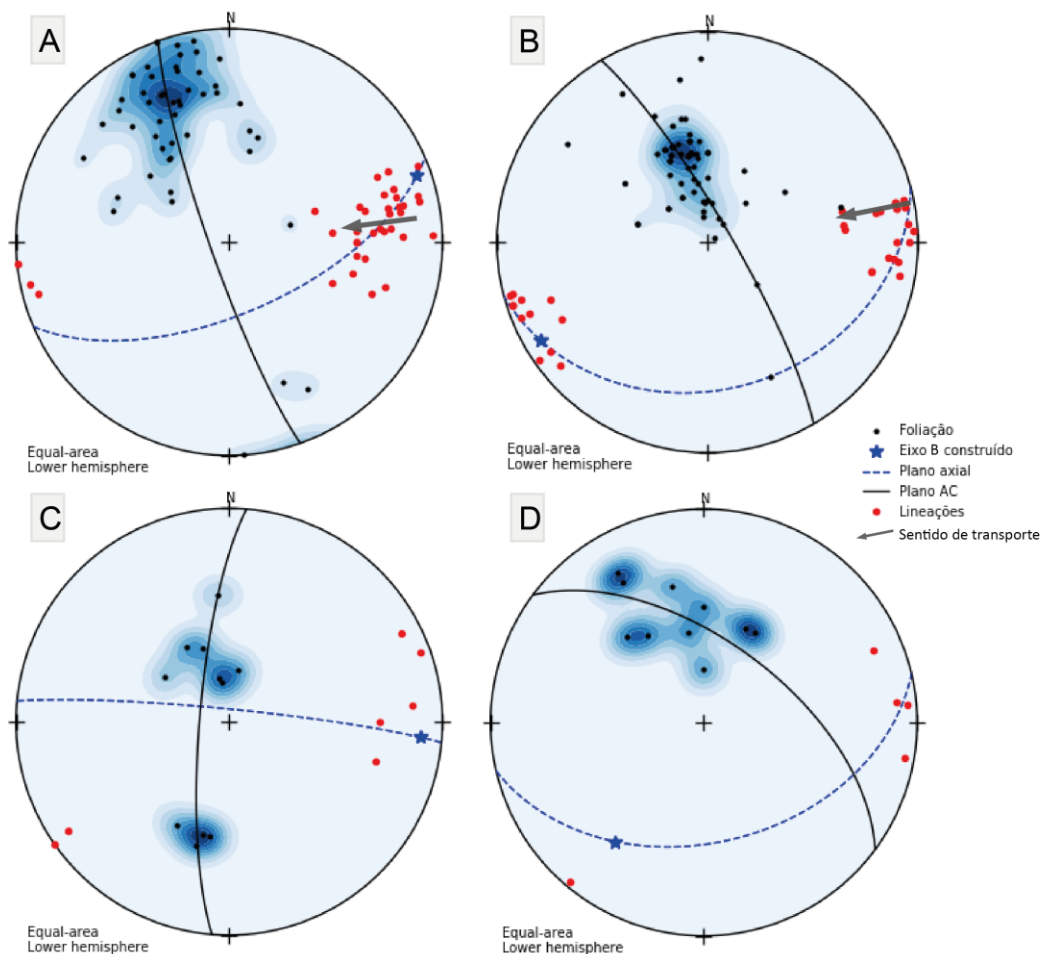


Figura 13 – Estereogramas referente à seção Piquete: (A) unidades metassedimentares, (B) domínio de embasamento e quartzito e (C) Complexo Embu, localizados na Figura 7; e seção Marins: (D) domínio de metassedimentares, localizado na Figura 10.

5.2 Análises geocronológicas

5.2.1 Datação U-Pb

No total foram realizados 100 pontos de análise em 76 cristais de zircão de uma amostra de granada anfibolito (EMB-228), dos quais 19 foram descartados por possuírem discordância acima de 10% e/ou elevada concentração de Pb comum. A tabela de resultados geocronológicos encontra-se no Anexo III.

De forma geral, os cristais apresentam grande similaridade morfológica. No entanto, algumas feições características puderam ser identificadas.

Foram elaborados gráficos de razões Th/U *versus* U (ppm) e Th/U *versus* idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, diagramas concórdia, *weighted mean* e histogramas de probabilidade. Para isso, os cristais de zircão foram separados em quatro grupos principais (Figura 14) buscando reconhecer as diferentes morfologias e as diferentes composições químicas e isotópicas. São eles:

- (i) cristais de zircão com textura *soccer-ball* ou *fir-tree*, tipicamente presente em metamorfismo de alto grau, com cristais aproximadamente equidimensionais e hábito relacionado à cristalização em arranjo granoblástico, em sistemas de elevada temperatura e ricos em fluidos (Oliver et al., 1999);
- (ii) cristais de zircão apresentando zoneamento oscilatório concêntrico de baixa luminescência, regular ou irregular, relacionados aos processos de cristalização a partir de um *melt* ou da precipitação de um fluido, em condições de anatexia, de fácies granulito ou condições hidrotermais (Rubatto, 2017);
- (iii) bordas de recristalização de luminescência distinta, podendo apresentar colorações claras ou escuras, devido a diferenças composicionais das zonas centrais. Tais bordas correspondem ao último estágio do evento geológico em questão, seja ele magmático, hidrotermal ou metamórfico;
- (iv) núcleo herdado (xenocristais) de forma e luminescência distintas dos cristais neoformados envolvente. Esses domínios apresentam forma ovalada a subarredondada e são brancos e homogêneos.

Além dos quatro grupos principais identificados, o conjunto de cristais de zircão apresenta outras texturas. Além dos cristais tipo *soccer-ball*, são comuns cristais com baixo conteúdo de U, homogeneamente claros ou com fraco zoneamento oscilatório e cristais com feições texturais de um zoneamento setorial caótico, padrões lobados e irregulares como reentrâncias que migram da borda para o núcleo do grão, truncando o zoneamento oscilatório regular e apresentando limites sinuosos entre os domínios alterados e preservados do grão.

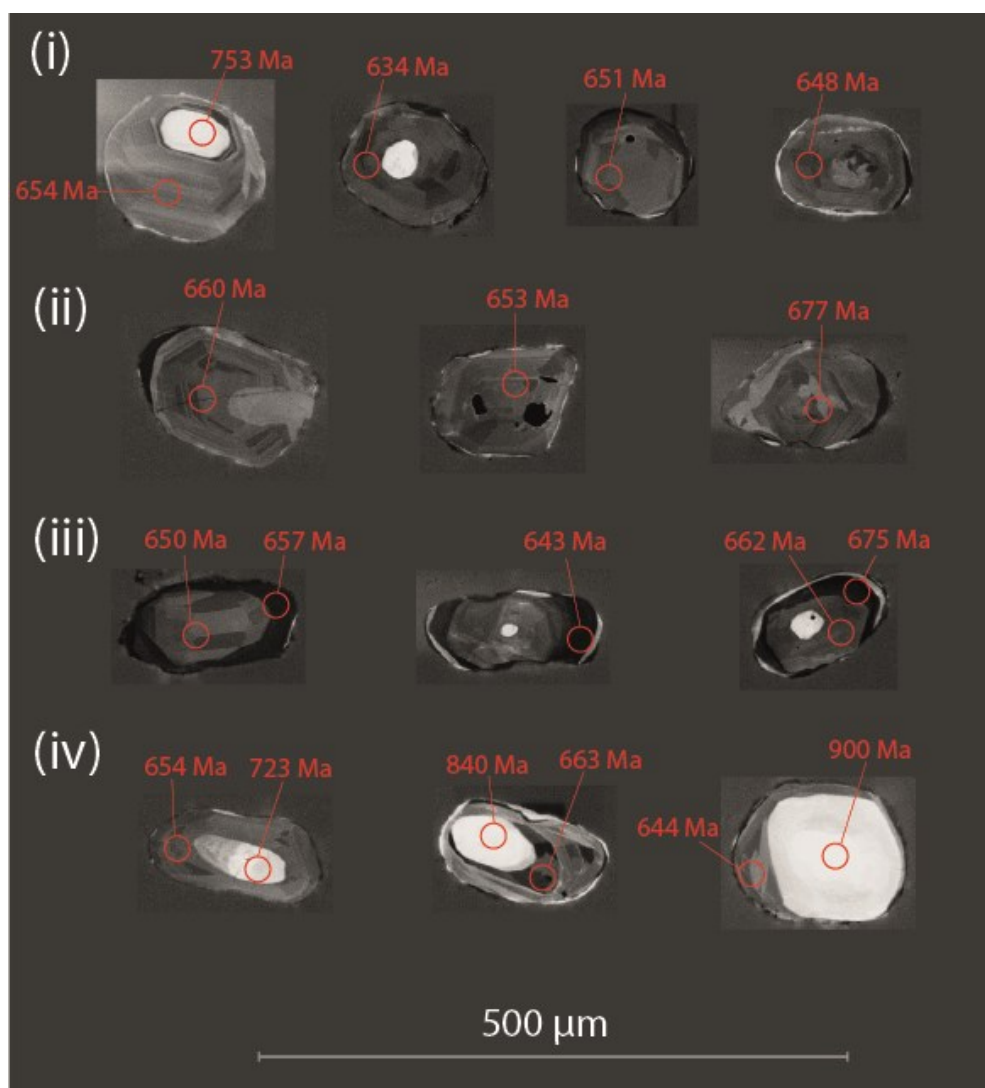


Figura 14 - Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão da amostra EMB-228 que foram morfologicamente separados nos quatro grupos exemplificados. Idades em milhões de anos (Ma) em vermelho.

5.2.1.1 Razão Th/U

Os diagramas de razões Th/U versus U (ppm) e Th/U versus idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Figura 15) ilustram a distribuição das razões Th/U para cada grupo estudado. O valor de 0,1 para a razão Th/U, representado pela linha preta, foi apresentado como um limite entre zircões ígneos e metamórficos (Rubatto e Gebauer, 2000). Esse critério foi proposto a partir do estudo de zircões de baixa temperatura e alta pressão e, apesar de ter se mostrado um bom indicativo, deve ser utilizado com ressalvas, visto que existem exceções.

Nota-se que a razão Th/U da maioria dos cristais analisados encontra-se abaixo do limite de 0,1. Todos os dados referentes às bordas recristalizadas possuem razão Th/U com um valor máximo de cerca de 0,08 e apenas um cristal com zoneamento oscilatório e um de núcleo herdado encontram-se acima do limite, com razões próximas a 0,12 e 0,13, respectivamente. O restante dos cristais com razão Th/U acima de 0,1 possuem textura *soccer-ball*, essencialmente metamórfica. É possível notar, ainda, uma concentração entre 90 e 300 ppm no conteúdo de U da amostra.

Desse modo, a partir da análise textural aliada aos baixos valores para a razão Th/U, interpretou-se uma origem metamórfica para todo o conjunto de dados de cristais de zircão estudados.

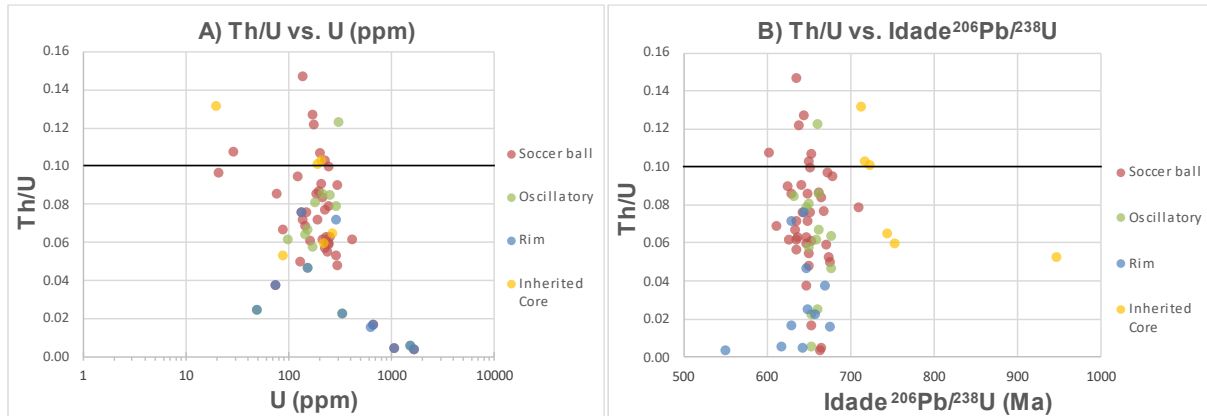


Figura 15 - Diagrama de (A) razão Th/U versus U (ppm) e (B) razão Th/U versus Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para os quatro grupos analisados na amostra EMB-228. A linha preta representa o limite de 0,1 entre zircões ígneos e metamórficos (e.g. Hoskin e Schaltegger, 2003; Rubatto, 2017).

5.2.1.2 Diagramas concórdia e *weighted mean*

Foram obtidas idades concórdia similares para os grupos i, ii e iii, de cerca de 650 Ma. Por esse motivo, e devido à interpretação de origem metamórfica para os três grupos, foram utilizados seus dados em conjunto na elaboração do diagrama concórdia da Figura 16.

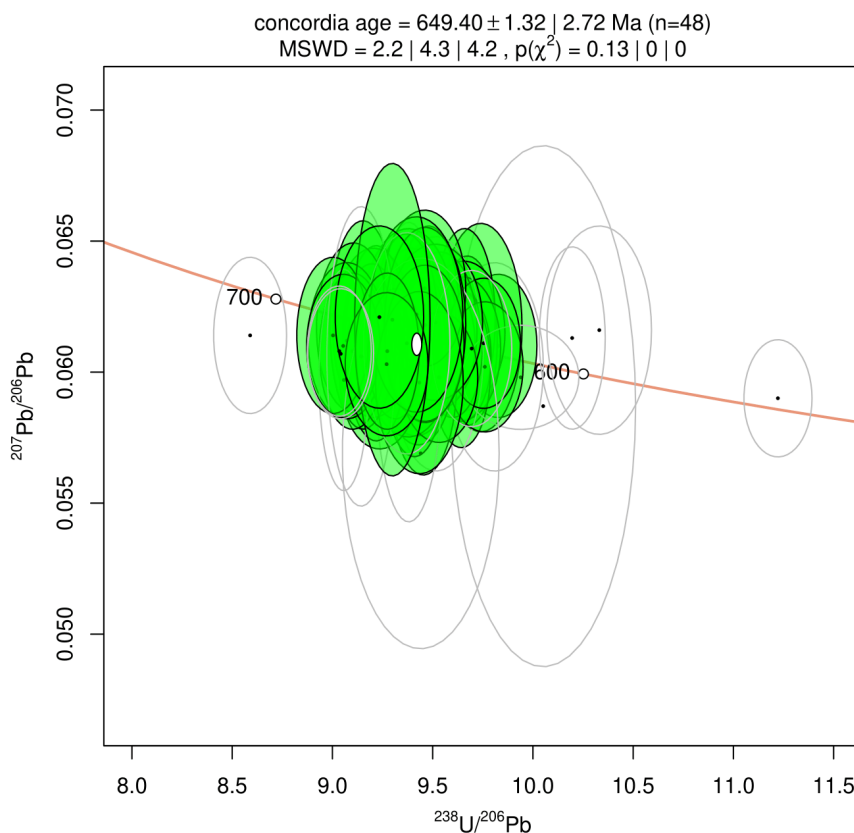


Figura 16 - Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (projeção Tera-Wasserburg) dos cristais de zircão dos grupos i, iii e iii da amostra EMB-228.

Ressalta-se, ainda, que o espalhamento das idades difere ligeiramente para cada um dos três grupos (Figura 17), com idades neoproterozoicas variando de 611 - 679 Ma para os zircões tipo *soccer-ball*, 633 - 677 Ma para cristais com zoneamento oscilatório e 618 e 675 Ma, para bordas de recristalização. Para os xenocristais de núcleos herdados as idades variam de 712 - 753 Ma, com uma idade média (*weighted mean*) de 728 Ma.

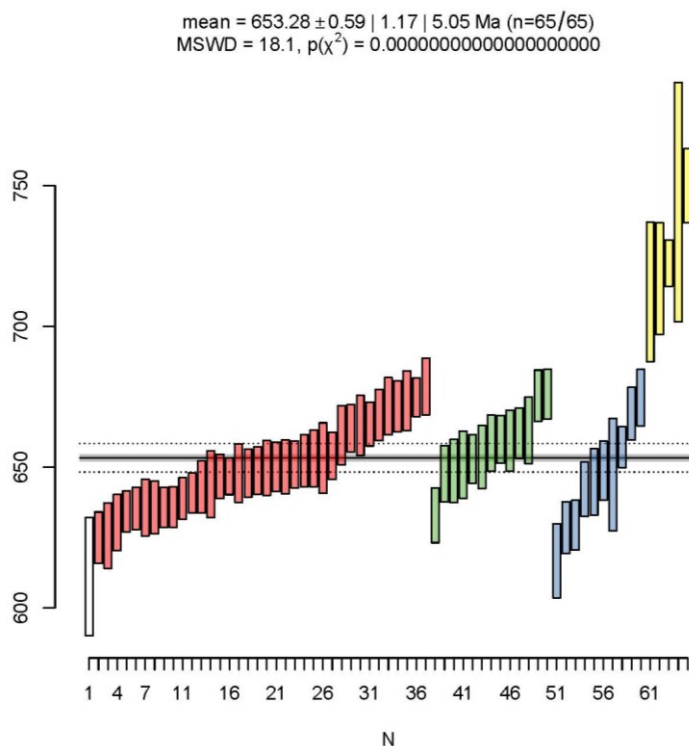


Figura 17 - Diagrama *weighted mean* para idades dos quatro grupos analisados na amostra EMB-228: (i) em vermelho, (ii) em verde, (iii) em azul e (iv) em amarelo. O eixo y corresponde a idade em Ma.

Dessa forma, infere-se que a idade concórdia de $649,40 \pm 1,32$ Ma possa representar uma idade média para um evento metamórfico de longa duração (675-620 Ma), tendo em vista o espalhamento das idades concordantes.

5.2.1.3 Histogramas e plots de densidade de probabilidade (PDPs)

Os histogramas e os PDPs foram elaborados para os dados de amostras do granada anfíbolito (Figura 18: EMB-228) e para os dados de proveniência de cristais de zircão detrítico de duas amostras de *metawackes* da sequência metassedimentar fornecidos pelo orientador: um biotita-quartzo gnaiss (Figura 19A: EMB-168C) e um biotita-quartzo xisto (Figura 19B: EMB-176).

As amostras EMB-168C e EMB-176 correspondem, respectivamente, às amostras dos pontos EMB-303 e EMB-305 deste trabalho. Seus dados de metamorfismo foram separados com base na análise textural de cristais de zircão por imagens de catodoluminescência (Corfu et al., 2003; Rubatto, 2017), similarmente ao procedimento realizado para a amostra EMB-228 no item 5.2.1.

A amostra EMB-168C apresenta poucos cristais arredondados com bordas de recristalização metamórfica. A maioria dos spots datados foram em cristais de zircão com hábito prismático e zoneamento oscilatório magmático. Suas idades mais jovens apresentam dois picos importantes no Toniano, em 750 Ma e 800 Ma. Possui contribuições mesoproterozoicas significativas concentradas entre 1000 e 1250 Ma e em 1500 Ma.

Já a amostra EMB-176, apesar de também possuir picos tonianos, apresenta maior contribuição de fontes paleoproterozoicas com idades em torno de 1950-2070 Ma. Em geral, seus cristais possuem maior quantidade de bordas metamórficas e são mais arredondados, porém possuem forte zoneamento oscilatório concêntrico, onde foram concentrados os spots para datação.

O diagrama referente ao anfibolito da amostra EMB-228 mostra predominância de idades em torno de 650 Ma, que foram interpretadas como idades metamórficas (item 5.2.1.1). As idades mais antigas correspondem aos núcleos de xenocristais provavelmente herdados da rocha encaixante.

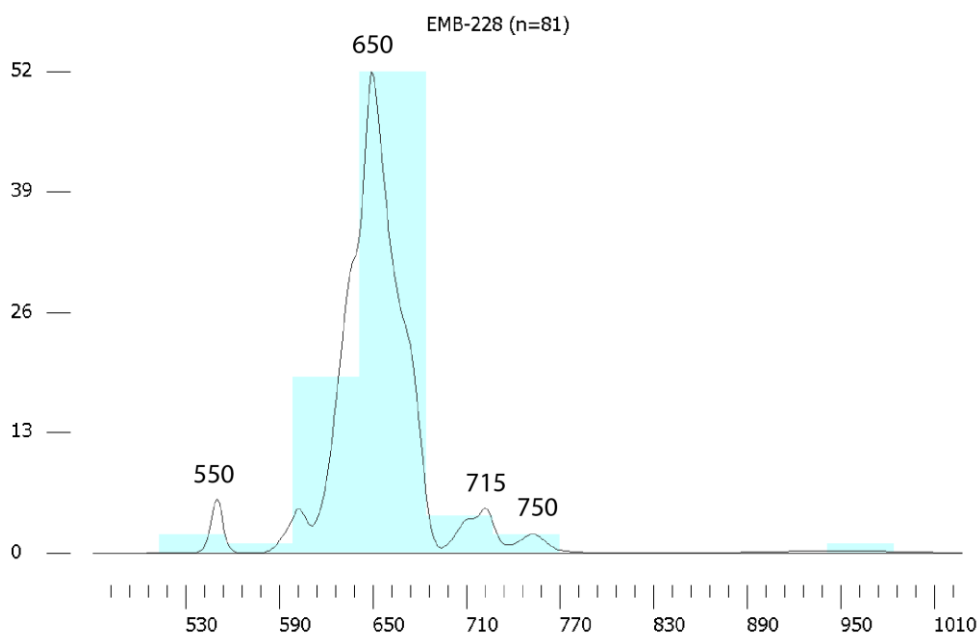


Figura 18 – Plot de densidade de probabilidade e histogramas dos dados de zircão metamórfico e de xenocristais herdados da amostra EMB-228, um granada anfibolito intrusivo na sequência metassedimentar. Os eixos x e y correspondem às idades em milhões de anos e ao número de dados, respectivamente.

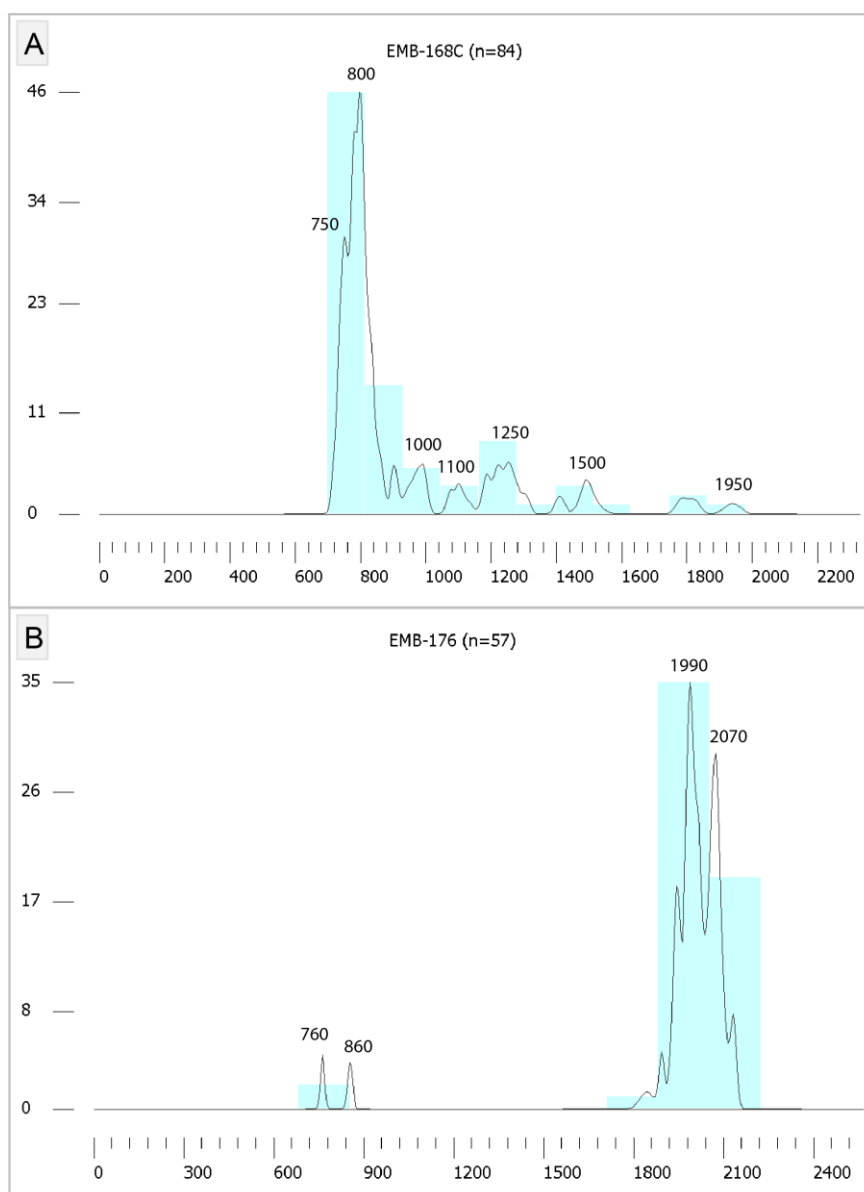


Figura 19 – Plots de densidade de probabilidade e histogramas dos dados de zircão detrítico das amostras da sequência metassedimentar: (A) EMB-168C e (B) EMB-176. Os eixos x e y correspondem às idades em milhões de anos e ao número de dados, respectivamente.

6. DISCUSSÕES

6.1 Grau de metamorfismo

No domínio das rochas metassedimentares, os granada-anfibolitos estudados apresentam cristais de zircão com textura *soccer-ball*, encontrada em rochas metamórficas de alto grau (Rubatto, 2017), sob condições de fusão parcial com temperaturas em torno de 700°C e a presença de granada implica em pressões acima de 9 kbar (Pattinson, 2003; Vielzeuf e Schmidt, 2001). Nestas rochas, tem-se a substituição da granada por coronas simplectíticas entre plagioclásio e hornblenda, resultando em texturas retrogressivas e de descompressão (Figura 12).

Nas rochas metassedimentares, encaixantes do anfibolito, foi encontrada a associação mineral St + Bt + Grt ± Sil. Notou-se que a estauroлита era mais frequente quando

havia menos silimanita, o que indica que as condições P-T deviam estar próximas à passagem da reação metamórfica $St \rightarrow Grt + Bt + Sil$, destacada em verde na Figura 20, condições de fácies anfibolito intermediário (650-700 °C e 5,5-7,75 kbar).

As texturas encontradas nos anfibolitos são incompatíveis com as condições de médio grau em presença de estauroлита e as condições báricas da silimanita das rochas metassedimentares hospedeiras. É provável que resultem de injeções forçadas durante o metamorfismo e a deformação.

Ainda na sequência metassedimentar, foi encontrado um domínio de xistos com presença de K-feldspato e muscovita retrógrada, o que sugere a passagem pela reação metamórfica de quebra da muscovita $Ms + Qtz \rightarrow Sil + Kfs + H_2O$, com condições que induzem fusão parcial em fácies anfibolito superior (700-800 °C e 5,0-8,75 kbar), em laranja na Figura 20.

As condições P-T para as rochas metassedimentares não apresentam uma trajetória metamórfica gradual entre as fácies anfibolito intermediário, na zona da estauroлита, e anfibolito superior, na segunda zona do K-feldspato com fusão parcial. Indicam um salto metamórfico importante ao longo da extensão do cavalcamento (Figura 10), configurando um contato tectônico.

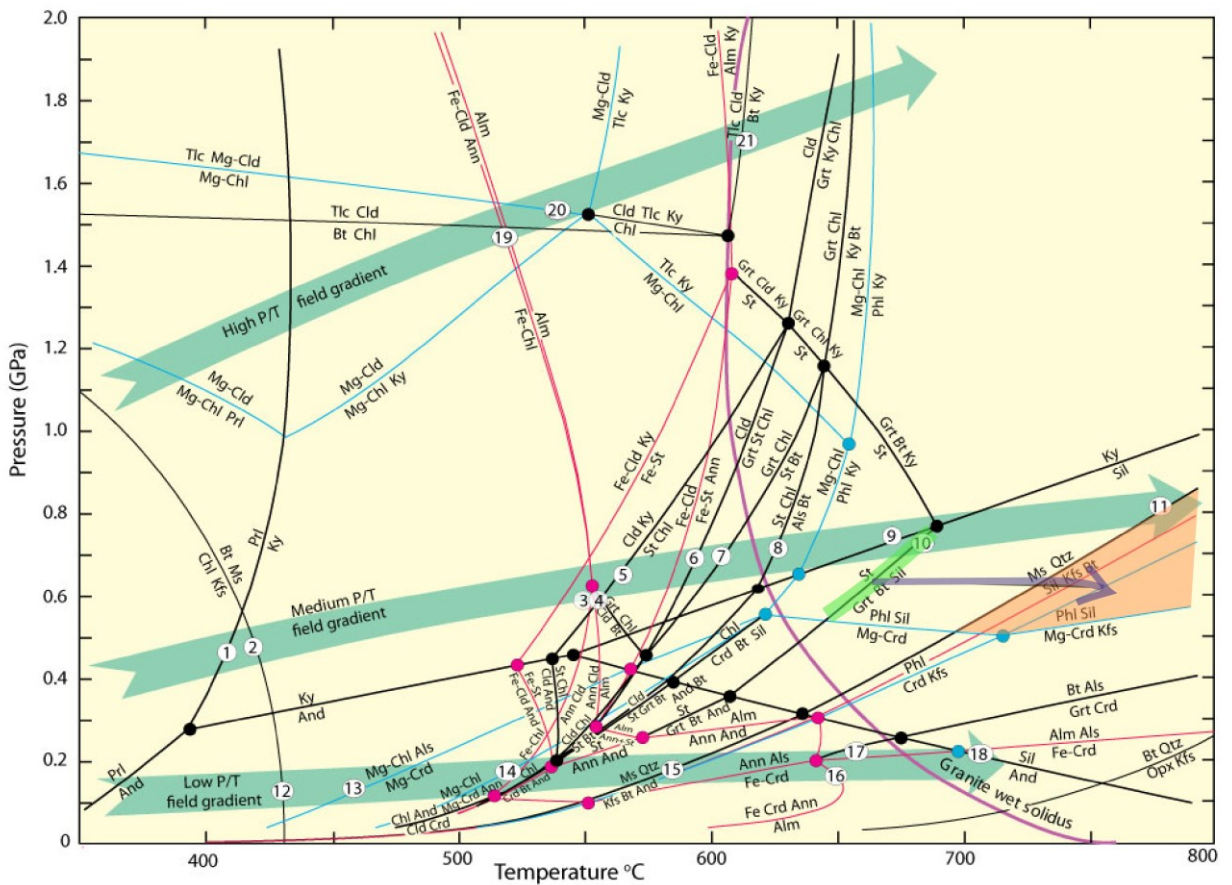


Figura 20 - Grade petrogenética dos sistemas KFMASH, KFLASH e KMASH com delimitação dos campos de estabilidade das associações minerais observadas na sequência metassedimentar (Modificado de Winter, 2010).

6.2 Integração de dados da literatura

Os plots de densidade de probabilidade (PDPs) da Figura 21 foram elaborados com os dados deste trabalho em conjunto com dados da literatura. Compreendem rochas metassedimentares e ortognaisses tonianos do Complexo Embu e das unidades que ocorrem entre o Complexo Embu e a Nappe Socorro-Guaxupé.

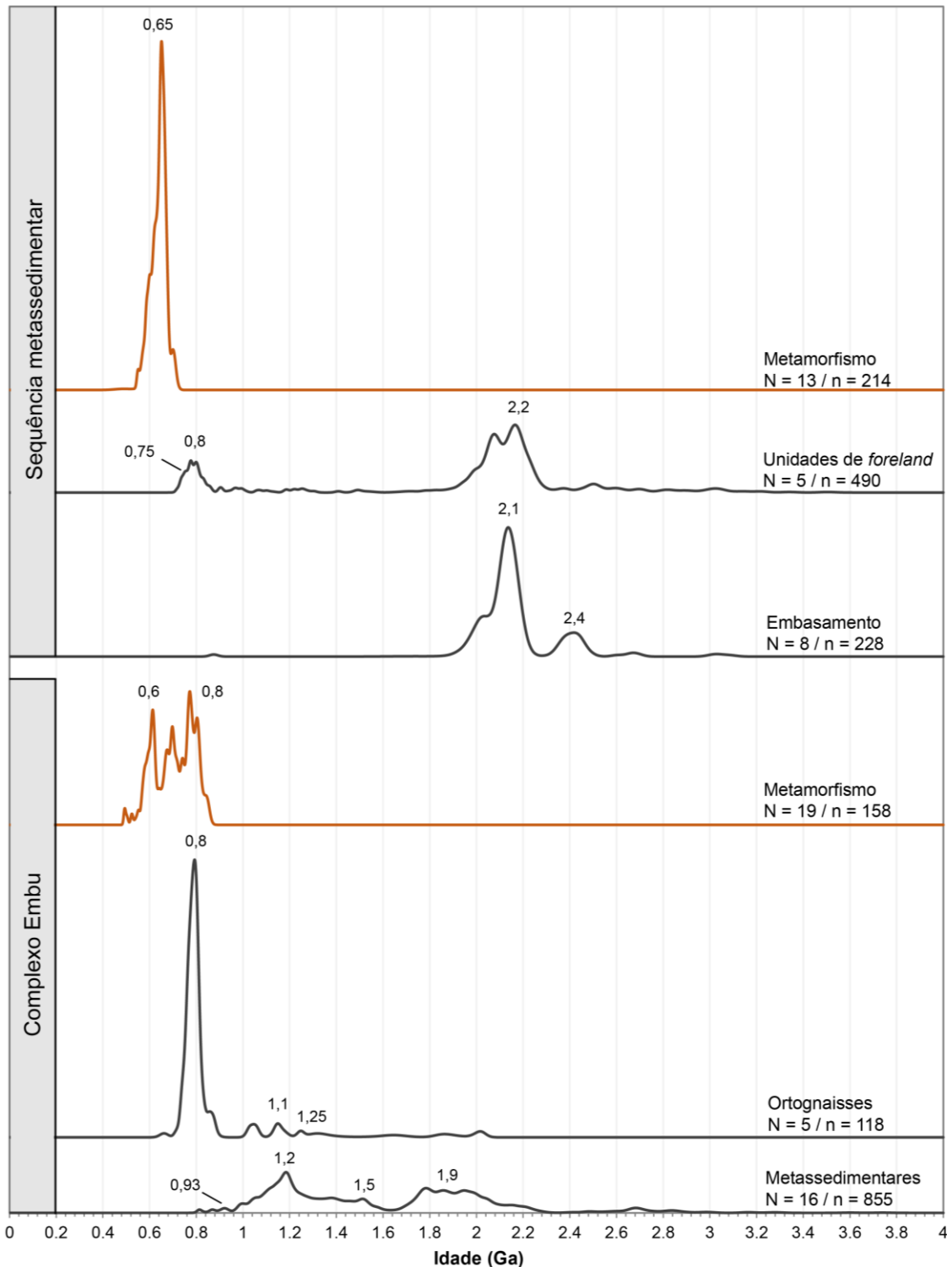


Figura 21 – Plots de densidade de probabilidade elaborados com dados da coleção do orientador em conjunto com dados de: Cabrita et al. (2021), Campanha et al. (2019), Cordani, et al. (2002), Duffles et al. (2016), Meira et al. (2015) e Silva (2017).

6.2.1 *Complexo Embu*

Para o Complexo Embu, as rochas metassedimentares apresentam uma ampla dispersão nas idades de proveniência, do Toniano ao Orosiriano com destaque a áreas-fonte de 1,2 e 1,5 Ga no Mesoproterozoico e 1,78 e 1,9 Ga no Paleoproterozoico. A idade máxima de sedimentação está em cerca de 930 Ma. A idade dos ortognaisses é toniana, em cerca de 800 Ma, com cristais meso e paleoproterozoicos de zircão herdados de rochas encaixantes do complexo Embu.

O metamorfismo ocorreu entre 580 e 800 Ma com eventos expressivos em cerca de 600 Ma, 700 Ma e 800 Ma. Este último pico metamórfico indica que a intrusão dos ortognaisses foi sin-metamórfica.

6.2.2 *Sequência metassedimentar*

Na sequência frontal ao Complexo Embu, a idade máxima de sedimentação está em cerca de 750 Ma. As principais concentrações de cristais detríticos de zircão indicam duas áreas fontes principais, diferencialmente ativadas durante a deposição. Uma área fonte no Toniano, entre 750-800 Ma e outra no Orosiriano ao Riaciono, entre 1800-2200 Ma. Idades no Mesoproterozoico também estão presentes (Figura 21).

As idades no Toniano sugerem os ortognaisses intrusivos no Complexo Embu como área-fonte, com uma contribuição subordinada no retrabalhamento das unidades metassedimentares deste Complexo, representadas pelos cristais detríticos do Mesoproterozoico (1,0 a 1,25 Ga e 1,5 Ga) e no Estateriano-Orosiriano. No entanto uma expressiva fonte no Riaciono (2,1 a 2,2 Ga) distingue-as do Complexo Embu. Essas idades sugerem a erosão dos ortognaisses paleoproterozoicos (Maurer, 2016 e Silva, 2017) do embasamento destas unidades.

A idade do metamorfismo neste domínio foi definida pelos cristais de zircão da amostra de granada anfibolito (EMB-228) com bordas de sobrecrescimento, zoneamento oscilatório de baixa luminescência, texturas *soccer-ball* e baixa razão Th/U (entre 0,01 e 0,1) (Figura 14 e Figura 15). Esses dados indicam um metamorfismo de longa duração, entre 675 e 620 Ma, com os cristais de zircão definindo um espalhamento concordante no diagrama Tera-Wasserburg e uma idade concórdia de 650 Ma (Figura 16 e Figura 17).

A idade deste evento metamórfico é comparável a idade do magmatismo granítico peraluminoso no Complexo Embu, representado pelo batólito Serra do Quebra Cangalha de 680-660 Ma (Alves et al., 2013; Trouw et al., 2013) sugerindo um processo relacionado e com espessamento da crosta.

Os cristais de zircão herdados da mesma rocha anfibolítica possuem formas fragmentadas a equidimensionais, são brancos e de luminescência homogênea (Figura 14) e possuem idades entre 700 e 750 Ma. Provavelmente representam cristais assimilados das

rochas encaixantes durante a intrusão do corpo de rocha metabásica. Sugerem uma idade de intrusão contemporânea ao evento metamórfico. Estes cristais herdados possuem uma baixa razão Th/U e são interpretados como grãos detríticos metamórficos oriundos da erosão das unidades orto e paragnáissicas do Complexo Embu.

6.3 Implicações tectônicas

As assinaturas magmáticas e metamórficas do Complexo Embu evidenciam um terreno alóctone singular dentro da Faixa Ribeira, com afinidades laurencianas e marginal ao supercontinente Rodinia (Silva, 2017; Campanha et al., 2019; Cabrita et al., 2021; Ribeiro et al., 2023). Foram interpretados dois eventos metamórficos de longa duração, um há 810-760 Ma e outro há 675-640 Ma, com longo período de resfriamento até 550 Ma (Cabrita et al., 2021).

As unidades metassedimentares abordadas neste estudo encontram-se em um domínio entre o Complexo Embu e a Nappe Socorro-Guaxupé (Anexo I). São rochas metassedimentares neoproterozoicas imaturas deformadas sob condições de alta temperatura juntamente com um embasamento ortognáissico paleoproterozoico aparentemente com afinidades cratônicas (Cráton São Francisco). Os grãos detríticos de zircão destas unidades metassedimentares e os cristais herdados na rocha intrusiva metabásica indicam o retrabalhamento do Complexo Embu, como área-fonte de detritos, sobretudo de suas rochas ortognáissicas tonianas e do metamorfismo associado. A idade máxima da sedimentação é de 750 Ma e a idade mínima balizada pelo metamorfismo da rocha metabásica sin-orogênica a partir de 675 Ma.

A composição imatura, a rápida deposição (idades máximas e mínimas de sedimentação próximas), a área-fonte no interior orogênico (Complexo Embu) com um embasamento próprio (que não é embasamento do Embu) e a deposição em um domínio frontal do orógeno favorecem a interpretação dessas unidades como de *foreland*. Além disso, a deformação e o metamorfismo associado ao fechamento da bacia são compatíveis com os do interior orogênico, o que implica na migração colisional lateralmente à borda cratônica. A direção do transporte para W-SW é compatível com o transporte da Nappe Socorro-Guaxupé, porém com cinemática oposta.

A origem desta bacia poderia estar relacionada à colisão entre o Terreno Alóctone Embu contra as margens convergentes das placas São Francisco e Paranapanema durante o Criogeniano. O domínio de *foreland* e os blocos colidentes foram submetidos a uma deformação sin-colisional, de baixo ângulo e transporte de topo para W-SW, sob condições de fácies anfíbolito médio-superior.

O período e a duração deste processo geodinâmico sugerem que o Terreno Embu (margem ativa toniana de afinidades laurencianas) tenha se separado de Rodinia e tenha se envolvido, no Criogeniano, na colisão entre as placas São Francisco e Paranapanema.

7. CONCLUSÕES

Ao longo deste trabalho, foi abordada a caracterização litológico-estrutural, o estudo do metamorfismo e a análise geocronológica (U-Pb) da unidade metassedimentar neoproterozoica imatura que ocorre na frente de colisão do Complexo Embu, do Orógeno Ribeira, contra a Nappe Socorro-Guaxupé, do Orógeno Brasília Meridional.

Trata-se de uma sequência representada por *metawackes* caracterizados como biotita-plagioclásio-quartzo xisto ou gnaiss, intercalados com estaurolita-granada-mica xistos, quartzitos micáceos, rochas calciossilicáticas e lentes de anfibolito. Contrasta com os domínios adjacentes de migmatitos metatexiticos altamente evoluídos da Nappe Socorro-Guaxupé e com as rochas metassedimentares do Complexo Embu.

A análise geocronológica destas unidades indicou que a idade máxima de sedimentação obtida pelo conjunto mais jovem de idades de cristais detríticos de zircão está em 750 Ma. As idades indicaram áreas-fonte principais no Toniano, representadas pelo magmatismo plutônico intrusivo no Complexo Embu, do retrabalhamento de rochas do Complexo Embu, e no Riaciano (2,1 a 2,2 Ga), provavelmente relacionada ao seu embasamento ortognáissico paleoproterozoico.

Os dados U-Pb de cristais metamórficos de zircão de uma rocha metabásica intrusiva, indicam um metamorfismo de longa duração, entre 675 e 620 Ma com uma idade concórdia de 650 Ma. A mesma rocha apresentou cristais de zircão com núcleos herdados metamórficos, com idades entre 700-750 Ma, que foram interpretados como cristais detríticos de rochas metassedimentares do Complexo Embu presentes nas rochas encaixantes.

As análises petrográficas e estruturais permitiram correlacionar o metamorfismo, sob condições de fácies anfibolito médio-superior (zona da estaurolita à zona do K-feldspato com fusão parcial), à uma foliação de baixo ângulo, desenvolvida sob regime de deformação não-coaxial e transporte de topo para WSW. Dobras cilíndricas, assimétricas e moderadamente inclinadas, vergentes para NW e localmente degeneradas por tranposição, possuem eixo-B de fraco caimento e orientado na direção do estiramento mineral, sugerindo um processo contínuo de deformação.

O caráter imaturo, a rápida sedimentação, o predomínio de uma área-fonte no interior orogênico e a deposição em um domínio frontal do orógeno (que não admite um embasamento Riaciano) caracteriza esses depósitos como relacionados a uma bacia de *foreland*.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F. F. M., Amaral, G., Cordani, U. G., Kawashita, K., 1973, The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River: The South Atlantic, Springer, Boston, MA., p. 411-446.

- Alves, A., Janasi, V.A., Campos Neto, M.C., Heaman, L., Simonetti, A., 2013, U-Pb geochronology of the granite magmatism in the Embu terrane: Implications for the evolution of the Central Ribeira Belt, SE Brazil: *Precambrian Research*, 230, p. 1-12, doi: 10.1016/j.precamres.2013.01.018.
- Alves, A., Janasi, V.A., Campos Neto, M. C., 2016, Sources of granite magmatism in the Embu Terrane (Ribeira Belt, Brazil): Neoproterozoic crust recycling constrained by elemental and isotope (Sr-Nd-Pb) geochemistry: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 205-223.
- Babinski, M., Tassinari, C. C., Nutman, A. P., Sato, K., Martins, P. R., Iyer, S. S., 2001, U/Pb SHRIMP zircon ages of migmatites from the basement of the Embu complex, Ribeira fold belt Brazil: Indications for {approx} 1.4-1.3 Ga Pb. Pd and Rb-Sr'isochron'ages of no geological meaning.
- Balis, M., Campos Neto, M. C., Alves, A., 2020, Serra do Barro Branco orthogneiss: An untimely record of West Gondwana amalgamation in the São Roque Domain: *Precambrian Research*, v. 350, p. 105913.
- Basei, M. A. S., Siga Júnior, O., Sato, K., 1995, A metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo: princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia brasileira de Ciências*, 67(2), 221-37.
- Beaumont, C., 1981, Foreland basins: *Geophysical Journal International*, v. 65, p. 291-329.
- Benetti Silva, B., 2017, Evolução tectônica da porção central do Terreno Embu ao norte da zona de cialhamento Taxaquara-Guararema [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, p. 1-176.
- Cabrita, D.I.G., Faleiros, F.M., Cawood, P.A., Campanha, G.A.C., Yogi, M.T.A.G., Wainwright, A.N., Raveggi, M., Almeida, V.V., 2021, Petrochronological constraints and tectonic implications of tonian metamorphism in the Embu Complex, Ribeira Belt, Brazil: *Precambrian Research*, v. 363, p. 106315, doi: 10.106/j.precamres.2021.106315.
- Campanha, G.A.C., Faleiros, F.M., Cawood, P.A., Cabrita, D.I.G., Ribeiro, B.V., Basei, M.A.S., 2019, The Tonian Embu Complex in the Ribeira Belt (Brazil): revision, depositional age and setting in Rodinia and West Gondwana: *Precambrian Research*, v. 320, p. 31-45, doi: 10.1016/j.precamres.2018.10.010.
- Campos Neto, M.C., 2000, Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano - Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil, in Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (Ed), *Tectonic Evolution of South America*, Internacional Geological Co., Rio de Janeiro, p. 335- 365.
- Campos Neto, M.C., Caby, R., 1999, Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil: *Precambrian Research*, v. 97, p. 3-26.

- Campos Neto, M.C., Caby, R., 2000, Terrane accretion and upward extrusion of highpressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. *Tectonics*, v. 19, p. 669-687.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabó, G.A.J., Vasconcelos, P., 2004, Migração de orógenos e superposição de orogêneses: Um esboço da colagem Brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE – Brasil, *Geologia USP, Série Científica*, v. 4, p. 13-40.
- Campos Neto, M.C., Janasi, V.A., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., 2007 Sistema de nappes Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica, *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37 (4 -suplemento).
- Campos Neto, M.C., Cioffi, C.R., Moraes, R., Motta, R.G., Siga Jr., O., Basei, M.A.S., 2010, Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: The Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelândia Nappe System, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil: *Precambrian Research*, v. 180, n. 3, p. 125-142.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Janasi, V.A., Moraes, R., 2011, Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: An Ediacaran western Gondwana collage, south of São Francisco craton: *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), p. 393-406.
- Cioffi, C.R., Campos Neto, M.C., Möller, A., Rocha, B.C., 2016, Paleoproterozoic continental crust generation events at 2.15 and 2.08 Ga in the basement of the southern Brasília Orogen, SE Brazil: *Precambrian Research*, v. 275, p. 176-196.
- Cordani, U.G., Coutinho, J.M.V., Nutman, A.P., 2002, Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex, São Paulo, Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14(8), p. 903-910.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W., Kinny, P., 2003, Atlas of zircon textures. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, v. 53(1), p. 469-500.
- Corrales, F.F.P., Dussin, I. A., Heilbron, M., Bruno, H., Bersan, S., Valeriano, C.M., Pedrosa-soares, A.C., Tedeschi, M., 2020, Coeval high Ba-Sr arc-related and OIB Neoproterozoic rocks linking pre-collisional magmatism of the Ribeira and Araçuaí orogenic belts, SE-Brazil: *Precambrian Research*, v. 337, p. 105476, doi: 10.1016/j.precamres.2019.105476.
- Dávila, F.M., Astini, R.A., Jordan, T.E., Gehrels, G., Ezpeleta, M., 2007, Miocene forebulge development previous to broken foreland partitioning in the southern Central Andes, west-central Argentina: *Tectonics*, v. 26, p. 1-17.
- DeCelles, P.G., 2012, Foreland basin systems revisited: variations in response to tectonic settings. in C. Busby e A. A. Pérez, *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*, Blackwell Publishing Ltd., v. 20, p. 405-426.

- DeCelles, P. G., Giles, K.A., 1996, Foreland basin systems: Basin Research, v. 8, p. 105-123.
- Dickinson, W.R., 1974, Plate tectonics and sedimentation: Spec.Publ. SEMP Society for Sedimentary Geology, v. 22, p. 1-27.
- Dickinson, W. R., Suczek, C. A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. Aapg Bulletin, v. 63(12), p. 2164-2182.
- Duffles, P., Trouw, R.A.J., Mendes, J.C., Gerdes, A., Vinagre, R., 2016, U-Pb age of detrital zircon from the Embu sequence, Ribeira Belt, SE Brazil: Precambrian Research, v. 278, p. 69-86, doi: 10.1016/j.precares.2016.03.007.
- Ebert, H. D., Chemale Jr, F., Babinski, M., Artur, A. C., Van Schmus, W. R., 1996, Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the transpressive Rio Paraíba do Sul Shear Belt, SE Brazil. Tectonics, v. 15(3), p. 688-699.
- Fernandes, A.J., Campos Neto, M.C., and Figueiredo, M.C.H., 1990, O Complexo Embú no leste do Estado de São Paulo: limites e evolução geológica, in Congresso Brasileiro de Geologia, v. 36, p. 2755-2763.
- Fernandes, A. J., 1991, Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- Fuck, R. A., Pimentel, M. M., Alvarenga, C. J., Dantas, E. L., 2017, The northern Brasília belt: São Francisco Craton, Eastern Brazil, Springer, Cham, pp. 205-220.
- Hasui, Y., 1975, Evolução polifásica do precambriano a oeste de São Paulo, Boletim IG, v. 6, p. 95-108.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.D.C., Silva, L.D., Trouw, R.A.J., Janasi, V.D.A., 2004, Província Mantiqueira, Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, p. 203-235.
- Heilbron, M., Valeriano, C.D.M., Tassinari, C.C.G., Almeida, J., Tupinambá, M., Siga, O., Trouw, R., 2008, Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions, Geological Society, London, Special Publications, v. 294(1), p. 211-237.
- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Peixoto, C., Tupinambá, M. Neubauer, F., Dussin, I., Corrales, F., Bruno, H., Lobato, M., Almeida, J.C.H., Eiraldosilva, L.G., 2020, Neoproterozoic magmatic arc systems of central Ribeira belt, SE-Brazil, in the context of the West Gondwana pre-collisional history: A review: Journal of South American Earth Sciences, v. 103, p. 102710, doi: 10.1016/j.jsames.2020.102710.
- Janasi, V. D. A., 1999, Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.

- Janasi, V. A., 2002, Elemental and Sr–Nd isotope geochemistry of two Neoproterozoic mangerite suites in SE Brazil: implications for the origin of the mangerite–charnockite–granite series: *Precambrian Research*, v. 119(1-4), p. 301-327.
- Janasi, V.A., Alves, A., Vlach, S.R.F., Leite, R.J., 2003, Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: Sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no Neoproterozoico: *Geologia USP, Série Científica*, v. 3, p.13-24.
- Janasi, V. A., Haddad, R. C., Ulbrich, H. H. G. J., 2007, Geoquímica e isotopia Sr–Nd do Batólito Pinhal–Ipuíúna, Nappe Socorro–Guaxupé, SP–MG: XI Congresso Brasileiro de Geoquímica, Sociedade Brasileira de Geoquímica, Anais.
- Konapásek, J. Cavalcante, C., Fossen, H., Janousek, V., 2020, Adamastor – An ocean that never existed? *Earth-Science Reviews*, p. 103201, doi: 10.1016/j.earscrev.2020.103201.
- Mackaman-Lofland, C., Horton, B. K., Fuentes, F., Constenius, K. N., Ketcham, R. A., Capaldi, T. N., Orozco, P., 2020, Andean Mountain Building and Foreland Basin Evolution During Thin - and Thick - Skinned Neogene Deformation (32–33° S): *Tectonics*, v. 39(3), e2019TC005838.
- Maurer, V. C., 2016, Caracterização geocronológica (U–Pb), geoquímica e isotópica (Sr, Nd, Hf) do complexo Rio Capivari no terreno Embu [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- Meira, V.T., García-Casco, A., Juliani, C., Almeida, R.P, Shorscher, J.H.D., 2015, The role of intracontinental deformation in supercontinent assembly: insights from the ribeira Belt, Southeastern Brazil (Neoproterozoic West Gondwana): *Terra Nova*, v. 27, p. 206-217, doi: 10.1111/ter.12149.
- Negri, F. A., Oliveira, M. A. F., Macambira, M. J. B., Vlach, S. R. F, 2002, Magmatismo granítico com idade Pb–Pb de 780 MA nos domínios Socorro e Embu na região de São Francisco Xavier (SP), sudeste brasileiro, *Anais*, v. 458.
- Oliver, N.H., Bodorkos, S., Nemchin, A.A., Kinny, P.D., and Watt, G.R., 1999, Relationships between zircon U–Pb SHRIMP ages and leucosome type in migmatites of the Halls Creek Orogen, Western Australia: *Journal of Petrology*, v. 40(10), p.1553-1575.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 1996, *Microtectonics*. Springer, pp. 289.
- Passarelli, C.R., Verma, S.K., McCreath, I., Basei, M.A.S., Siga Jr, O., 2019, Tracing the history from Rodinia break-up to the Gondwana amalgamation in the Embu Terrane, southern Ribeira Belt, Brazil: *Lithos*, 342-343, p. 1-17, doi: 10.1016/j.lithos.2019.05.024.
- Pattinson, D. R. M., 2003, Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet plus clinopyroxene plus plagioclase+/- quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 21, p. 21-34.

- Peternel, R., Trouw, R.A.J., Schmitt, R., 2005, Interferência entre duas faixas móveis neoproterozoicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira, no sudeste do Brasil: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, n. 3, p. 297-310.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., 1992, Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil: *Geology*, v. 20(4), p. 375-379.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Gioia, S. M. C. L., 2000, The Neoproterozoic Goiás magmatic arc, central Brazil: a review and new Sm–Nd isotopic data: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30(1), p. 35-39.
- Pimentel, M. M., 2016, The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach: *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, p. 67-82.
- Porada, H., 1979, The damara-ribeira orogen of the Pan-Africanbrasiliano cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision: *Tectonophysics*, v. 57(2-4), p. 237-265.
- Reno, B. L., 2009, Timing of orogenesis in the Southern Brasília Belt: University of Maryland, College Park.
- Ribeiro, A., Trouw, R.A.J., Andreis, R.R., Paciullo, F.V.P., Valença, J.G., 1995, Evolução das bacias proterozoicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem sul do Cráton São Francisco: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, p. 235-248.
- Ribeiro, B. V., Faleiros, F. M., Campanha, G. A., Cawood, P. A., Kirkland, C. L., Barham, M., Dantas, E. L., 2023, A Laurentian affinity for the Embu Terrane, Ribeira Belt (SE Brazil), revealed by zircon provenance statistical analysis: *Geoscience Frontiers*, v. 14(1), 101477.
- Rocha, B. C. D., Moraes, R. D., Möller, A., Cioffi, C. R., Jercinovic, M. J., 2017, Timing of anatexis and melt crystallization in the Socorro–Guaxupé Nappe, SE Brazil: Insights from trace element composition of zircon, monazite and garnet coupled to UPb geochronology: *Lithos*, v. 277, p. 337-355.
- Rubatto, D., 2017, Zircon: the metamorphic mineral: *Reviews in mineralogy and geochemistry*, v. 83(1), p. 261-295.
- Rubatto, D., Gebauer, D., 2000, Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Alps: *Cathodoluminescence in geosciences*, Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 373-400.
- Silva, M. P., 2017, Modelagem termodinâmica de fusão parcial e metamorfismo em condições de fácies granulito: exemplo do Complexo Itatins, SP [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- Stickroth, S.F., Carrapa, B., DeCelles, P.G., Gehrels, G.E., Thomson, S.N., 2019, Tracking the growth of the Himalayan fold-and-thrust belt from Lower Miocene foreland basin strata: Dumri Formation, Western Nepal: *Tectonics*, v. 38, p. 3765-3793.

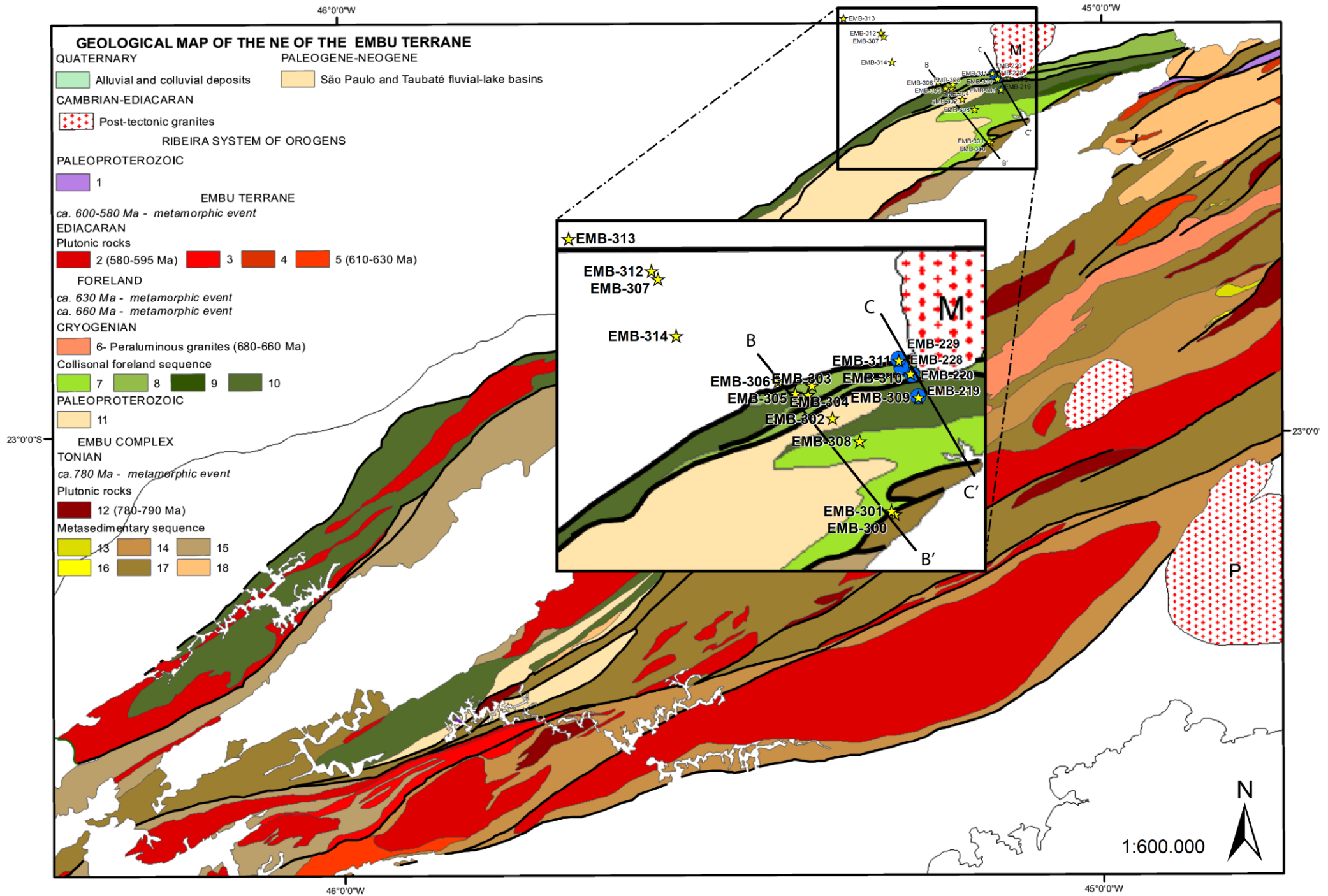
- Tedeschi, M., Novo, T., Pedrosa-Soares, A., Dussin, I., Tassinari, C., Silva, L.C., Gonçalves, L., Alkmim, F.F., Lana, C., Figueiredo, C., Dantas, E., Medeiros, S., De Campos, C., Corrales, F., Heilbron, M., 2016, The Ediacaran Rio Doce magmatic arc revisited (Araçuaí-Ribeira orogenic system, SE Brazil): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 167-186, doi: 10.1016/j.jsames.2015.11.011.
- Tedeschi, M., Pedrosa-Soares, A., Dussin, I., Lanari, P., Novo, T., Pinheiro, M. A. P., Peters, D., 2018, Protracted zircon geochronological record of UHT garnet-free granulites in the Southern Brasília orogen (SE Brazil): *Petrochronological constraints on magmatism and metamorphism: Precambrian Research*, v. 316, p. 103-126.
- Töpfer, C., 1996, Brasiliano-granitoide in den bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais, Brasilien-eine vergleichende studie: *Münchener Geologische Hefte*, v. 4, p. 1-100.
- Trouw, C.C., 2008, Mapeamento da Folha Virgínia-MG, Geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircão e interpretação geotectônica [Tese de Doutorado]: Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências.
- Trouw, R.A.J., Paciullo, F.V.P., Ribeiro, A., 1994, A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira: *Congresso Brasileiro De Geologia, 38º, Balneário Camboriú, SC. Boletim de Resumos* p. 234 – 235.
- Trouw, R.A.J., Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P., Heilbron, M., 2000a, Interference between the Neoproterozoic Brasília and Ribeira Belts, with special emphasis on high pressure granulites, pre-Congress Field Trip: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, p. 45.
- Trouw, R.A.J., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tubinambá, M., Andreis, R.R., 2000b, The central segment of the Ribeira Belt in Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (Ed.) *Tectonic Evolution of South America, International Geological Congress, Rio de Janeiro*, p. 287- 310.
- Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., Wiersma, D.J., 2010, *Atlas of Mylonites – and related microstructures*. Springer, pp.322.
- Trouw, R.A.J., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Kussama, H. H., 2013, A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 48, p. 43-57.
- Vielzeuf, D., Schmidt, M. W., 2001, Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 141(3), p. 251.
- Westin, A., Campos Neto, M. C., Cawood, P. A., Hawkesworth, C. J., Dhuime, B., Delavault, H., 2019, The Neoproterozoic southern passive margin of the São Francisco craton:

Insights on the pre-amalgamation of West Gondwana from U-Pb and Hf-Nd isotopes: Precambrian Research, v. 320, p. 454-471.

Winter, J.D., 2010, Metamorphism of Pelitic Sediments. In: Principles of Igneous and Metamorphic Petrology, 2ª Edição. (cap. 28; 635-663). Harlow: Pearson.

Zuquim, M.P.S., Trouw, R.A.J., Trouw, C.C. and Tohver, E., 2011, Structural evolution and U–Pb SHRIMP zircon ages of the Neoproterozoic Maria da Fé shear zone, central Ribeira Belt–SE Brazil: Journal of South American Earth Sciences, v. 31(2-3), p.199-213.

ANEXO I – MAPA GEOLÓGICO DO TERRENO EMBU
Destaque para localização de seções e pontos do trabalho de campo



ANEXO II – DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS

LÂMINA EMB-303A

Rocha: Hbl-Bt-Pl-Qtz xisto com lâminas quartzosas e bandas de epidoto-plagioclásio-quartzo calciossilicática

Domínio: *Foreland*



Descrição petrográfica:

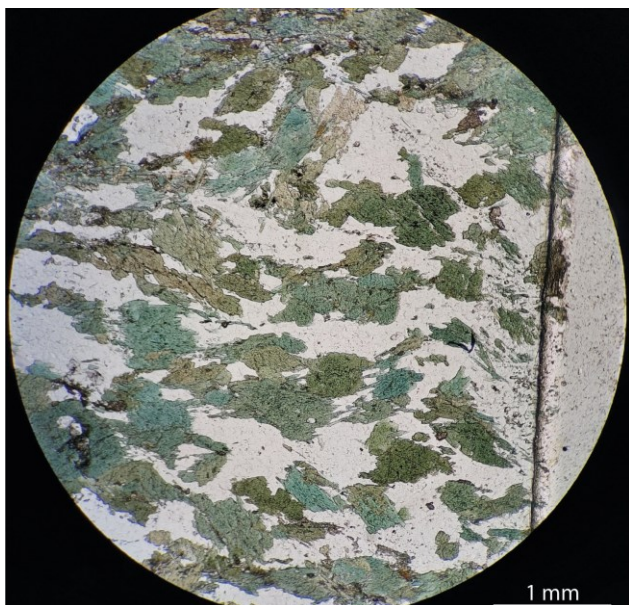
A lâmina corresponde a um anfibólio-biotita-plagioclásio-quartzo xisto com lâminas quartzosas com banda de epidoto-plagioclásio-quartzo calciossilicática fina.

O anfibólio define a textura nematoblástica, possui pleocroísmo verde típico da hornblenda e está presente em cristais de granulometria média, prismáticos, sub-idiomórficos sendo substituídos por biotita.

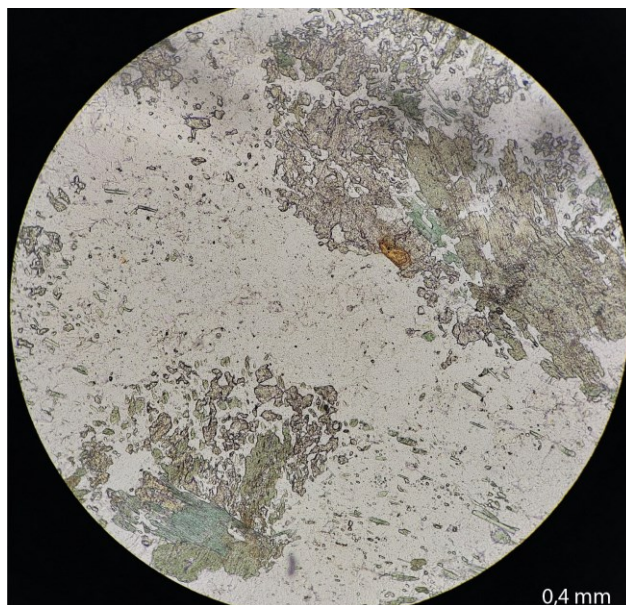
Há também epidoto (clinozoisita) esqueletal ao redor da hornblenda e por cima de crescimento simplectítico de plagioclásio e hornblenda.

O quartzo possui granulometria fina, extinção ondulante, textura de migração de borda de grão e uma textura de exsolução similar à de relíquia de fusão.

Apresenta fase de clorita tardia e fases acessórias de apatita e titanita.



Textura nematoblástica – nicóis descruzados.



Crescimento simplectítico de epidoto ao redor de cristais de hornblenda – nicóis descruzados.

LÂMINA EMB-303B

Rocha: Ep-Bt-Qtz xisto com Hbl com lâminas quartzosas

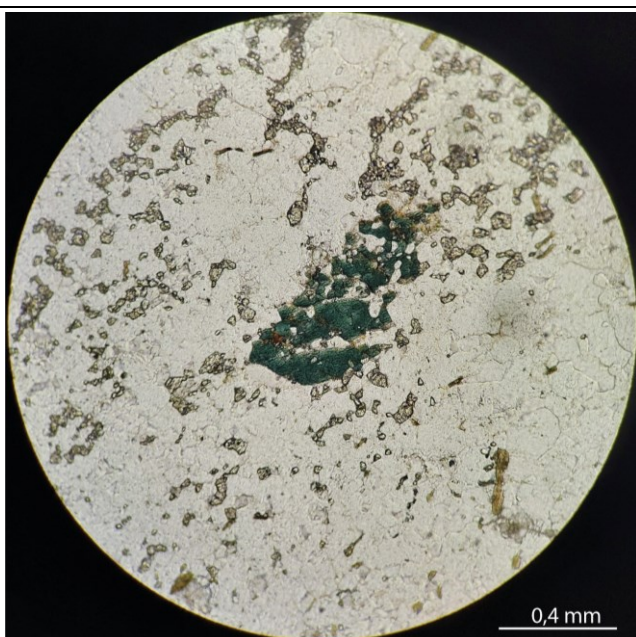
Domínio: Foreland



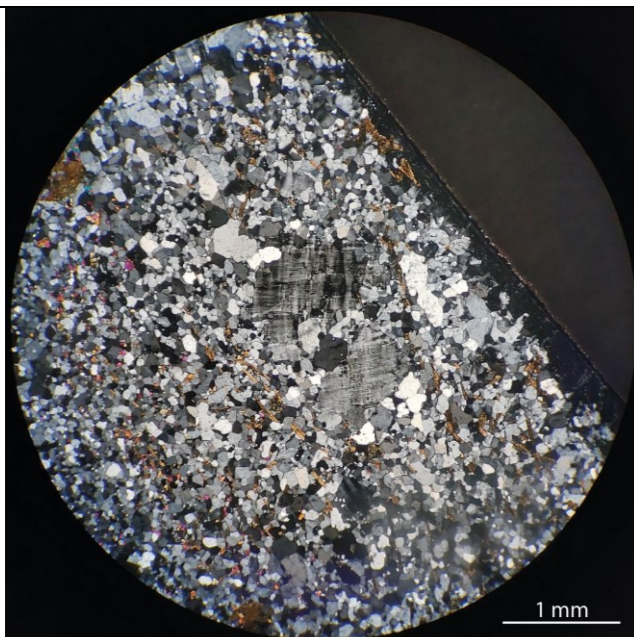
Descrição petrográfica:

Rocha equigranular fina com laminações quartzosas paralelas à xistosidade. Possui textura lépido-granoblástica com uma matriz predominantemente de quartzo com contatos poligonizados e extinção ondulante e também presente em *ribbons* lenticulares. Ocorrem alguns porfiroblastos de microclínio com bordas irregulares e em contatos lobados com a matriz. A biotita ocorre em cristais prismáticos e aciculares seguindo uma direção preferencial.

Há a presença de veio de epidoto com cristais granulares de no máximo 0,1 mm e hornblenda esquelética com pleocroísmo intenso verde a verde azulado ou marrom pálido.



Cristal de hornblenda esquelética em veio rico em epidoto – nicóis descruzados.



Porfiroblasto de microclínio com bordas irregulares por recristalização dinâmica – nicóis cruzados.

LÂMINA EMB-304

Rocha: Quartzo milonito bandado

Domínio: *Foreland*

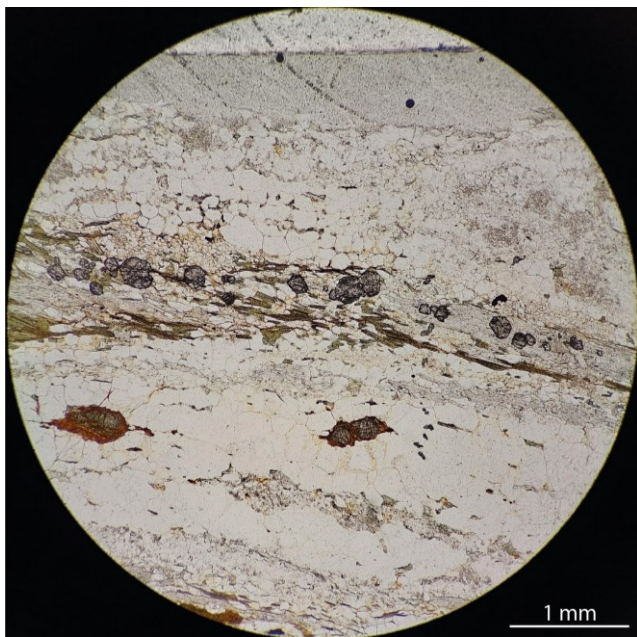


Descrição petrográfica:

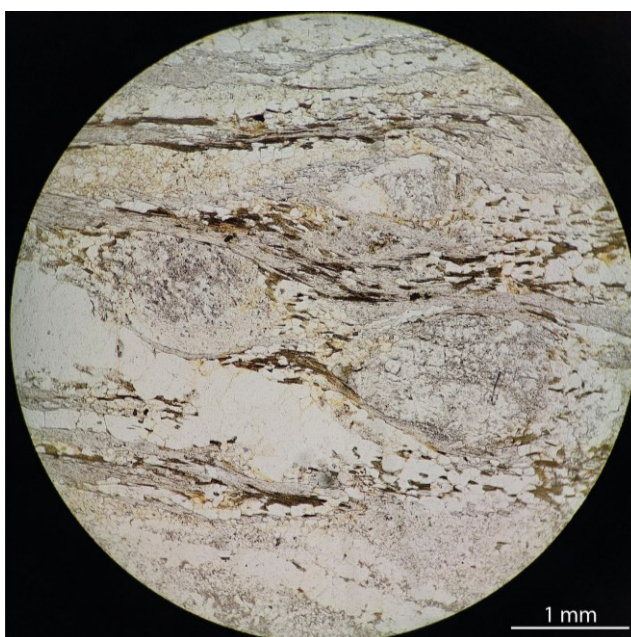
Rocha com textura milonítica. Apresenta um bandamento com níveis lepidoblásticos compostos principalmente de muscovita, com biotita nos contatos com bandas granoblásticas de granulometria fina, as quais têm predominância de quartzo com contatos poligonizados a lobados e extinção ondulante.

Ocorrem porfiroclastos reliquiaes de plagioclásio amoldados pela foliação, alterados, com mantos granoblásticos formando padrões sigmoides e fragmentos de porfiroblastos de granada com crescimento controlado pelas bandas micáceas.

O quartzo também é presente em *ribbons* ora acompanhando a foliação principal, ora cortando-a.



Porfiroblastos de granada em banda micácea – nicóis descruzados.



Textura milonítica – nicóis descruzados.

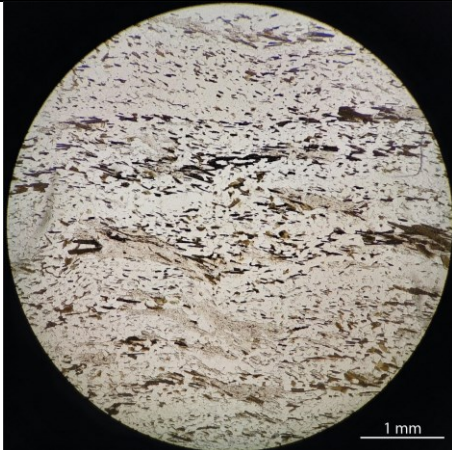
LÂMINAS EMB-305A, 305B1 e 305B2

Rocha: Bt-Qtz xisto com vênulas de Qtz

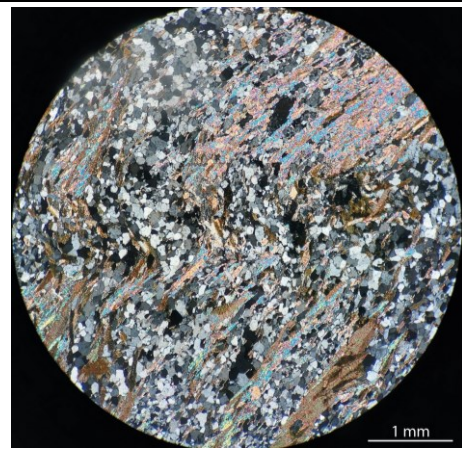
Domínio: *Foreland*



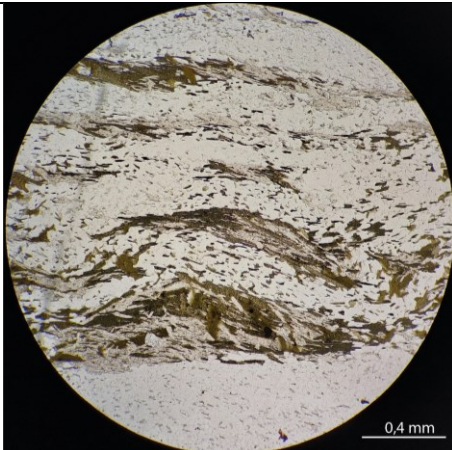
Descrição petrográfica: Rocha intensamente deformada com bandamento em lentes lepidoblásticas com predomínio de biotita e muscovita. As bandas félsicas são ricas em quartzo e em feldspato bastante alterado, sem geminação visível. O quartzo possui contatos poligonizados e extinção ondulante. Há porfiroblastos de microclínio e plagioclásio alterados, corroídos, amoldados pela foliação, bordas irregulares. Alguns porfiroblastos de K-feldspato possuem grãos menores em sua borda, evidências de uma recristalização metamórfica. Há, ainda, a presença de apatita. Rica em vênulas de quartzo, estiradas, com dobras, flancos rompidos e padrões sigmoidais. Há uma foliação oblíqua à principal visível a partir de cristais de biotita e de muscovita, os quais cortam zonas de charneiras de microdobras. Em porções das lâminas, notam-se peixes de mica, arcos poligonais plano axiais à xistosidade e, em outras, uma clivagem de crenulação com plano axial perpendicular a mesma.



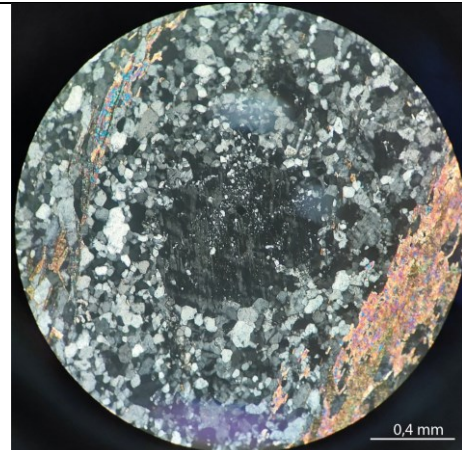
Bandamento lépido-granoblástico dobrado – nicóis descruzados.



Clivagem de crenulação perpendicular à xistosidade – nicóis cruzados.



Peixes de mica – nicóis descruzados.



Porfiroblasto de Kfs com borda recristalizada – nicóis cruzados.

LÂMINA EMB-305C

Rocha: Bt-Qtz xisto com banda quartzo-feldspática rosada

Domínio: *Foreland*



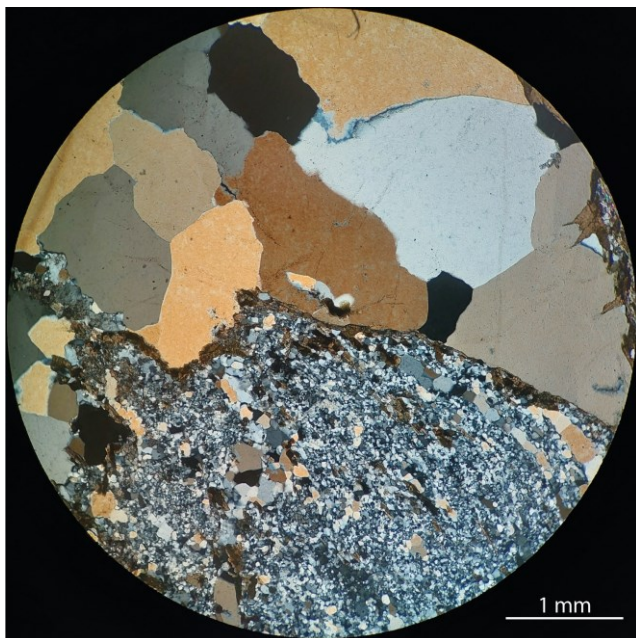
Descrição petrográfica:

Mesmo Bt-Qtz xisto das lâminas EMB-305 anteriores, mas no contato com espessa banda rosadas quartzo-feldspáticas com *selvedge* de biotita.

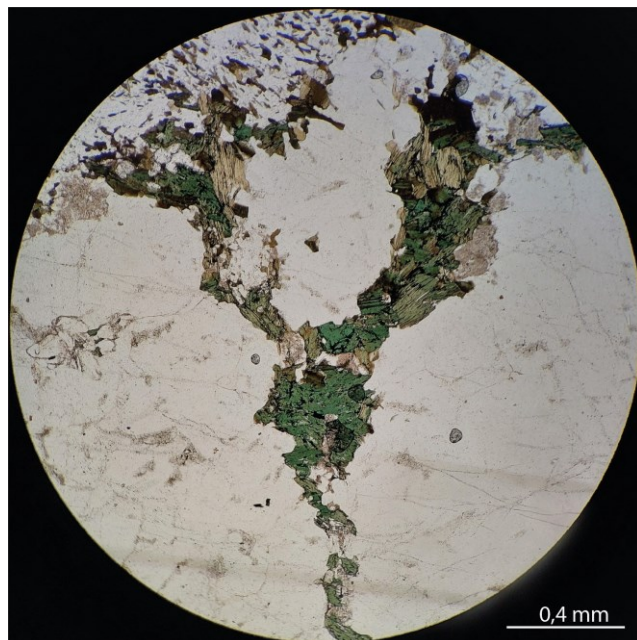
A banda contém cristais muito grossos de quartzo com extinção ondulante e contatos interlobacos e microclínio anédrico sendo substituído por quartzo.

Apresenta aglomerados de mica branca cominuída, provavelmente retrometamórfica.

Próximo ao contato, possui clorita com bastante ferro em parte substituindo a biotita.



Contato entre xisto e veio de granulometria grossa com *selvedge* de biotita – nicóis cruzados.



Contato entre xisto e banda quartzo-feldpática de granulometria grossa. Clorita substituindo a biotita – nicóis descruzados.

LÂMINA EMB-306B

Rocha: Bt-Qtz xisto

Domínio: *Foreland*

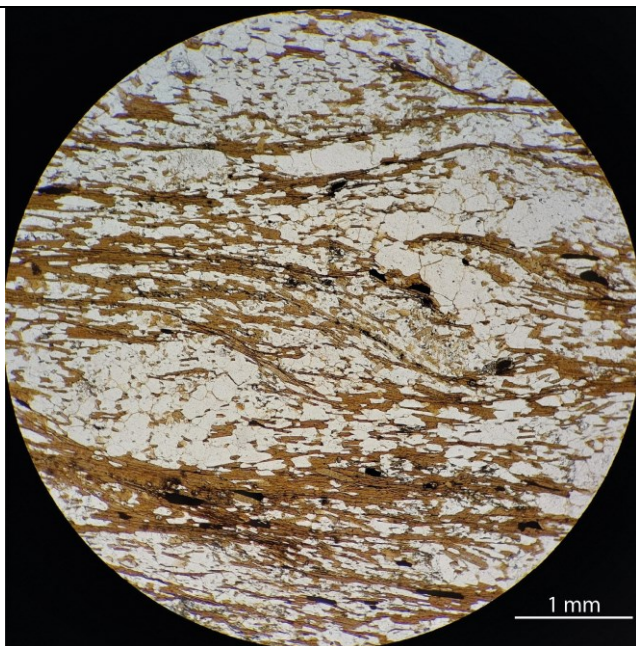


Descrição petrográfica:

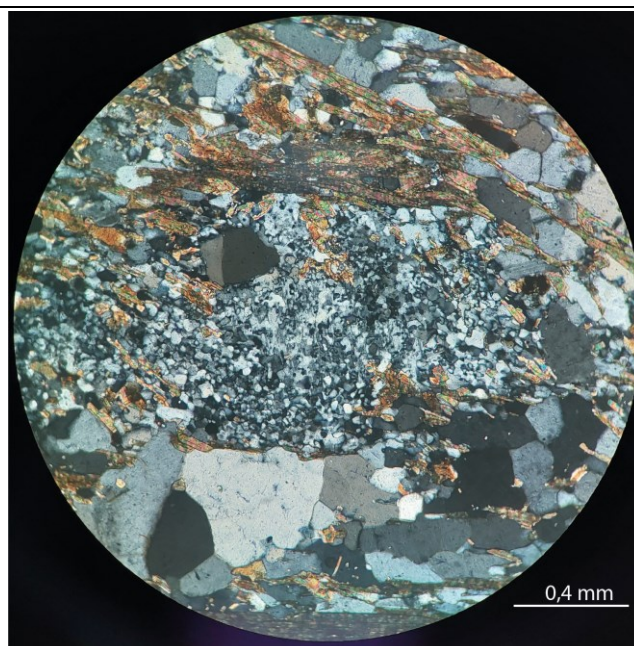
Rocha com alternância de bandas lepidoblástica de biotita e opacos e bandas de quartzo poligonizado a lobado com extinção ondulante.

Apresenta recristalização seriada fina de quartzo substituindo o plagioclásio, inclusive em pseudomorfos de porfiroblastos que são amoldados pela foliação principal.

As bandas de biotita associada a minerais opacos apresentam padrões de banda de cisalhamento S/C. Apresenta carbonato.



Banda de cisalhamento S/C de biotita – nicóis descruzados



Porfiroblasto de Pl com recristalização de Qtz – nicóis cruzados.

LÂMINA EMB-307

Rocha: Grt-Hbl gnaiss tonalítico

Domínio: Nappe Socorro-Guaxupé



Descrição petrográfica:

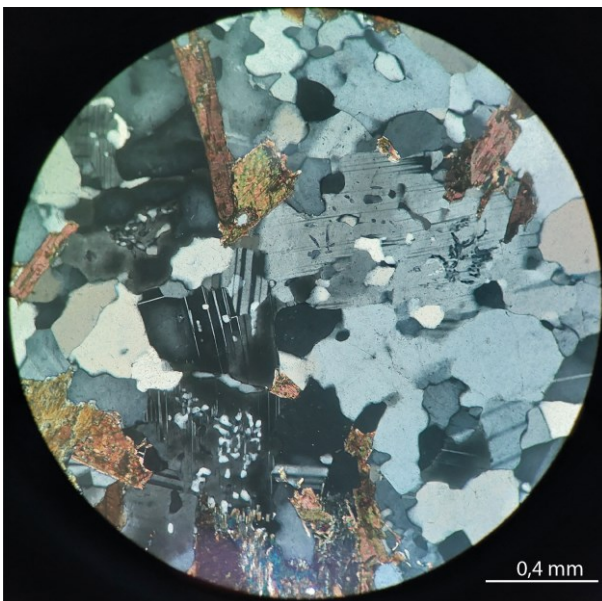
Rocha inequigranular fina a média com textura nematoblástica representada por cristais de anfibólio (Hbl) com pleocroísmo castanho a alaranjado com inclusões de minerais opacos e textura vermiforme nas bordas.

Possui outra fase de anfibólio cinza sem pleocroísmo com substituição para a hornblenda.

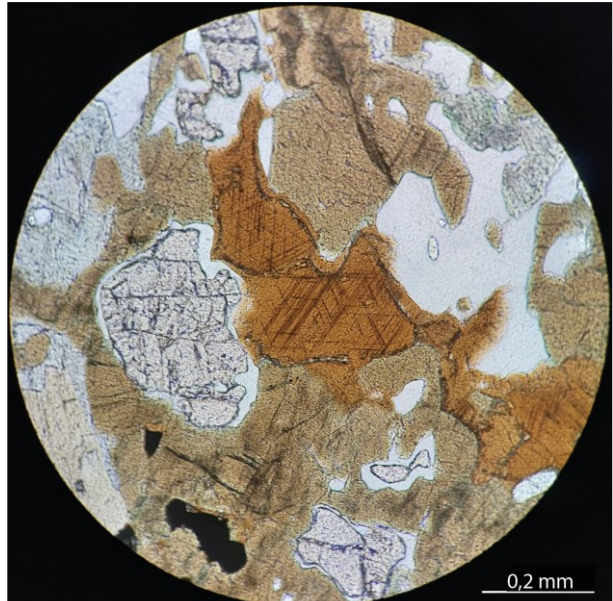
Apresenta agulhas de rutilo crescendo no anfibólio como exsoluções (indicativo de altas P e T). Possui matriz de quartzo e plagioclásio com contatos interlobados e extinção ondulante em ambos e geminação em lança no plagioclásio.

Textura porfiroblástica com cristais de granada sub-idiomórficos sem ou com poucas inclusões de quartzo, com coroa quartzo-feldspática (textura de descompressão) em meio aos cristais de anfibólio.

Biotita também é presente em cristais médios prismáticos idiomórficos associada ao anfibólio. Apresenta texturas de fusão representadas por quartzo ameboide dentro do plagioclásio e xadrez de quartzo vermiforme.



Textura de xadrez de Qtz ameboide no PI – nicóis cruzados.

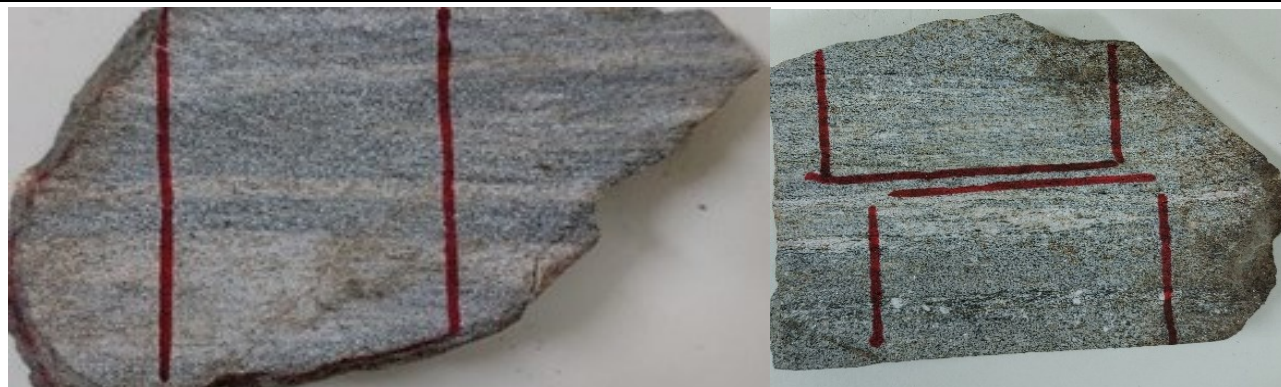


Hbl com agulhas de rutilo na clivagem, porfiroblastos de Grt com coronade Qtz-PI – nicóis descruzados.

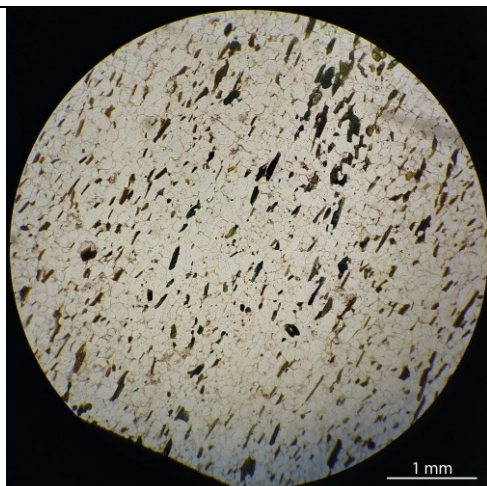
LÂMINA EMB-309A, 309B1 e 309B2

Rocha: Hbl-Bt-Qtz xisto com lâminas quartzo-feldspáticas

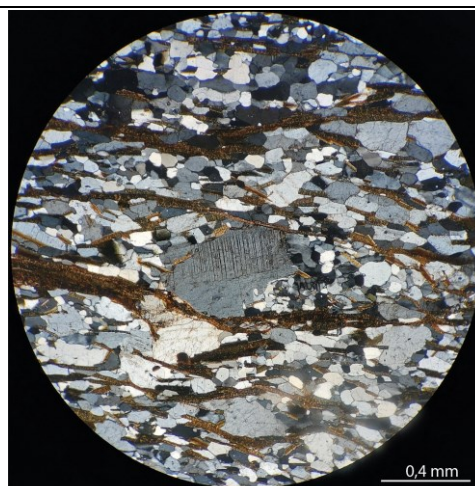
Domínio: *Foreland*



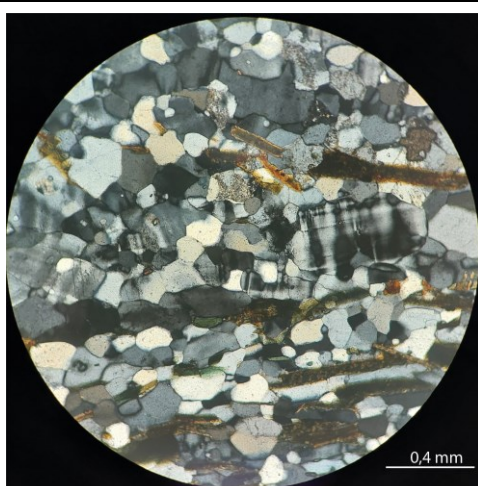
Descrição petrográfica: Rocha equigranular fina com bandamento composicional que alterna bandas félicas com predominância de quartzo com K-feldspato com níveis de maior concentração de biotita e níveis anfibólio, provavelmente hornblenda. A biotita possui pleocroísmo que tende para esverdeado. Possui titanita subédrica, localmente em grandes cristais e em peixes amoldados pela foliação. Possui lâminas quartzo-feldspáticas de granulometria mais grossa. Apresenta alguns porfiroclastos de plagioclásio com bordas irregulares que são amoldados pela foliação. A hornblenda aparece em prismas subédricos com intenso pleocroísmo em tons de verde e orientados na xistosidade, com alteração para biotita. Localmente, clórica rica em Fe substitui a biotita.



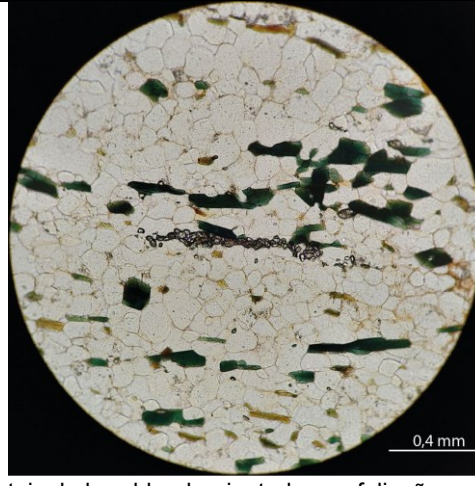
Textura lépido-granoblástica - nicóis descruzados.



Porfiroblasto de Pl com geminação mecânica – nicóis cruzados.



K-feldspato na matriz – nicóis cruzados.



Cristais de hornblenda orientados na foliação – nicóis descruzados.

LÂMINAS EMB-311A e 311B

Rocha: Grt anfibolito com textura coronítica de PI

Domínio: *Foreland*



Descrição petrográfica:

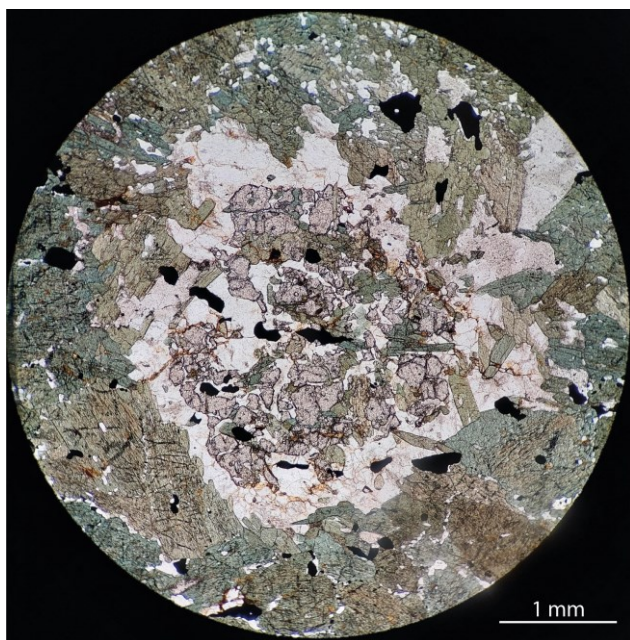
Rocha inequigranular fina a média composta predominantemente por cristais de anfibólio (Hbl) subidiomórficos e com zoneamento, que definem a textura nematoblástica.

A hornblenda possui inclusões de opacos, quartzo e plagioclásio.

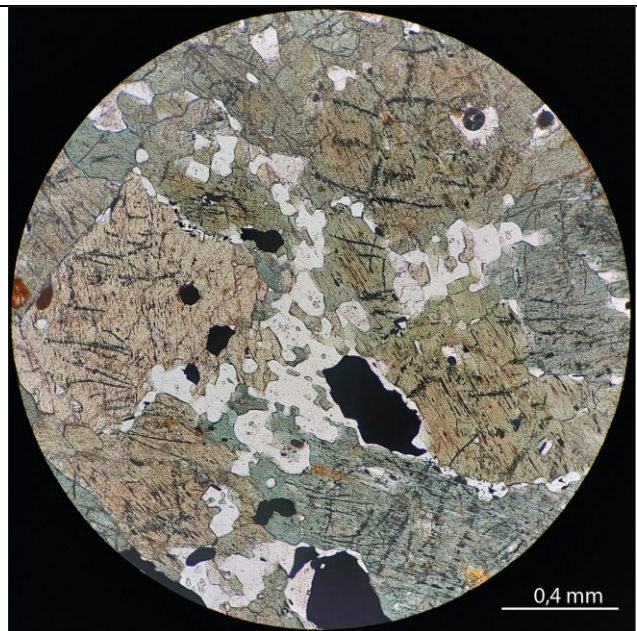
A rocha também possui a textura porfiroblástica visível a partir de pseudomorfos de granada substituídos parcial a totalmente por plagioclásio.

O plagioclásio, que se encontra alterado, e o quartzo em menor proporção são presentes nos contatos entre cristais de anfibólio e incluso nestes.

A rocha apresenta alguns *ribbons* de quartzo, grande concentração de opacos e zircão como fase acessória.



Porfiroblasto de Grt com corona de Pl – nicóis descruzados.

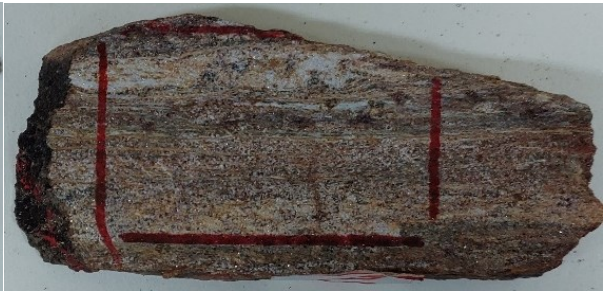


Quartzo amebóide entre cristais de Hbl – nicóis descruzados.

LÂMINA EMB-311C e D

Rocha: Sil-*Ms*-*Bt*-*Qtz* xisto com porfiroblastos de *Grt* e *St*

Domínio: *Foreland*

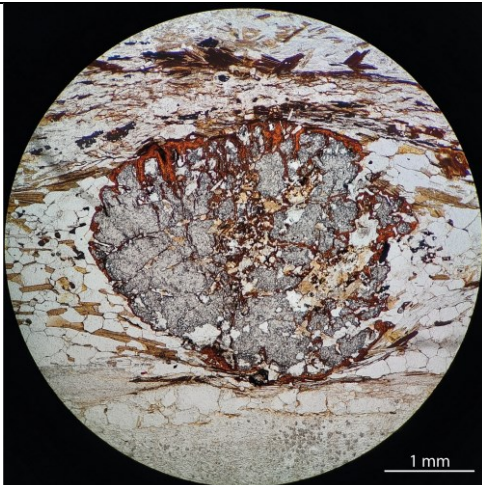


Descrição petrográfica: Rocha com alternância entre bandas granoblásticas de quartzo e bandas nematolepidoblásticas com biotita, muscovita e sillimanita, com vênulas de quartzo.

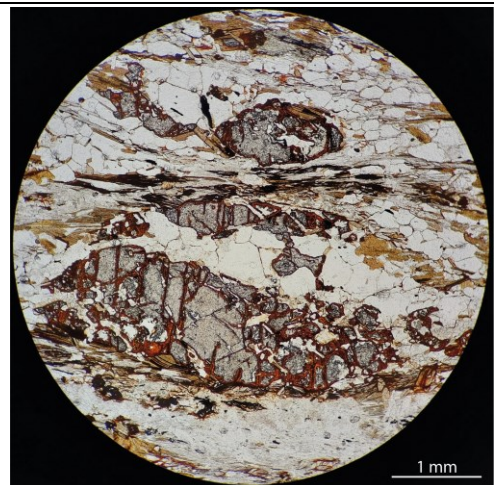
O quartzo apresenta recristalização granoblástica grossa por migração de borda de grão e as vênulas estão orientadas segundo a xistosidade. Há porfiroblastos de granada e de estaurolita.

Os cristais de granada apresentam alteração alaranjada, fraturas preenchidas por quartzo e biotita e são amoldados pela xistosidade. Os de estaurolita estão corroídos, alterados e com morfologia esquelética e alongada, crescendo em bandas lepidoblástica limitados por quartzo.

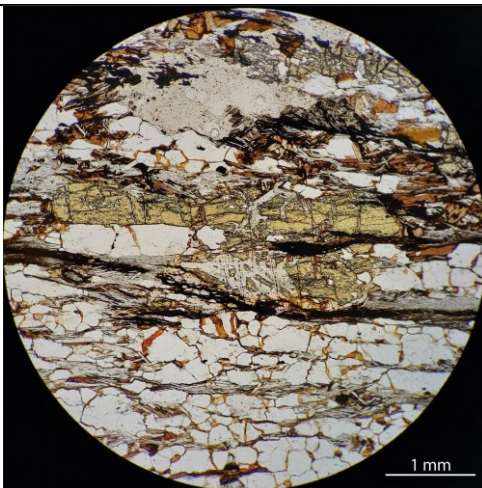
Alguns porfiroblastos foram totalmente substituídos, sendo visíveis apenas por pseudomorfos. Apresenta bandas de muscovita fina reconstruída, desorientada e também com padrão radial que são cortadas por cristais de biotita e de muscovita, indicativos de um metamorfismo posterior de grau mais baixo. As lâminas também apresentam grafita e clorita magnésiana oblíqua à foliação principal.



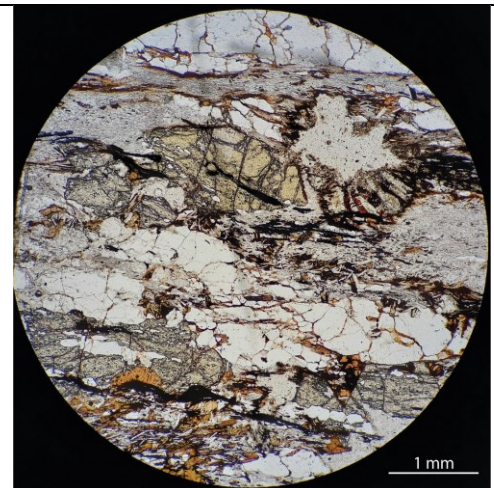
Porfiroblasto de *Grt* – nicóis descruzados



Porfiroblasto de *Grt* – nicóis descruzados



Porfiroblasto de *St* – nicóis descruzados



Porfiroblasto de *St* – nicóis descruzados

LÂMINA EMB-311E

Rocha: *boudin* de anfibolito

Domínio: *Foreland*

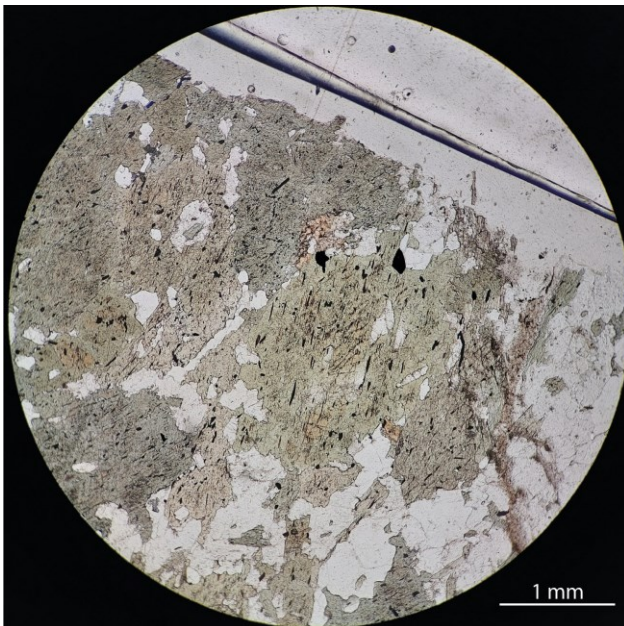


Descrição petrográfica:

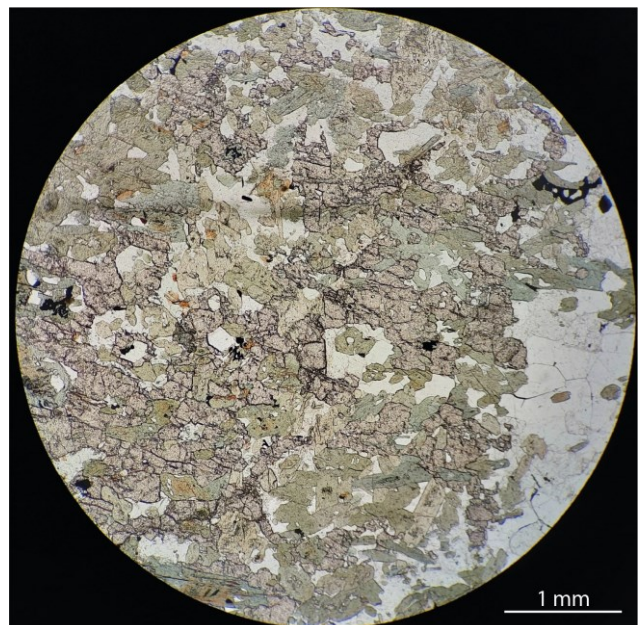
Rocha equigranular fina composta principalmente por anfibólio (provavelmente hornblenda) e plagioclásio, com baixa proporção de quartzo e alguns resquícios de porfiroblastos de granada. Possui ainda alguns cristais de K-feldspato.

A hornblenda contém muitas inclusões de opacos e quartzo e alguns cristais possuem zoneamento com núcleo mais amarronado que a borda.

O plagioclásio aparece em alguns porfiroblastos bastante alterados e distribuídos na matriz com bordas irregulares, junto ao quartzo.



Aspecto geral – nicóis descruzados.



Porfiroblasto de Grt esquelético – nicóis descruzados.

LÂMINA EMB-312

Rocha: Bt-Fs-Qtz gnaiss

Domínio: Nappe Socorro-Guaxupé

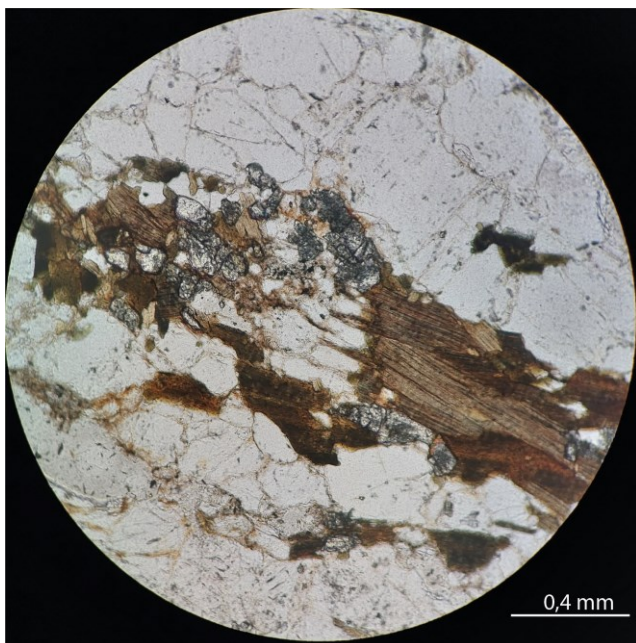


Descrição petrográfica:

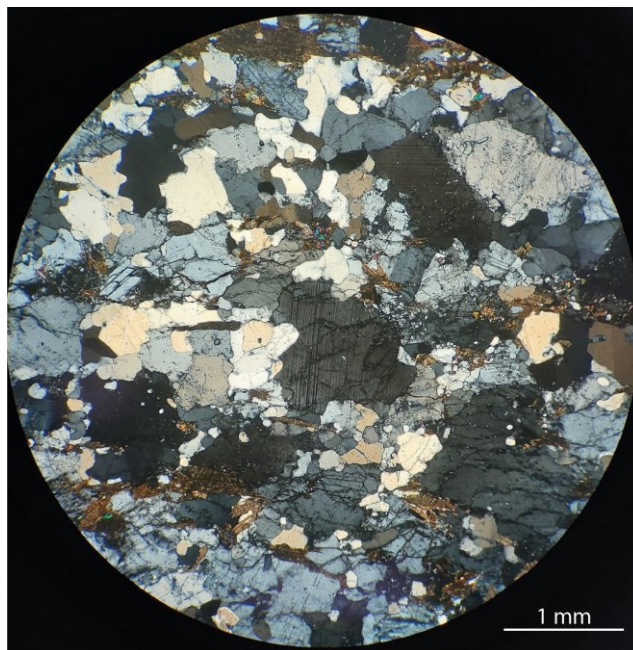
Rocha inequigranular fina a grossa com bandamento composicional com bandas de quartzo e plagioclásio que alternam finas bandas de biotita sendo substituída por epidoto.

O quartzo e o plagioclásio possuem extinção ondulante e contatos interlobados.

A biotita aparece em cristais prismáticos sub-idiomórficos e há mica branca associada.



Biotita substituída por epidoto – nicóis descruzados.

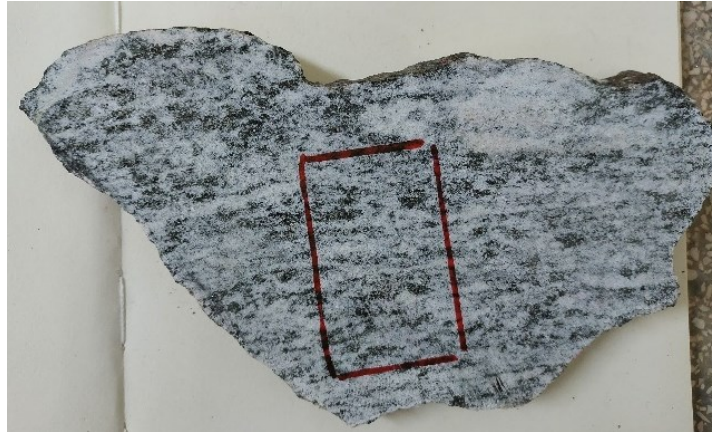


Textura granoblástica – nicóis cruzados.

LÂMINA EMB-314A

Rocha: enclave de Hbl-Bt diorito

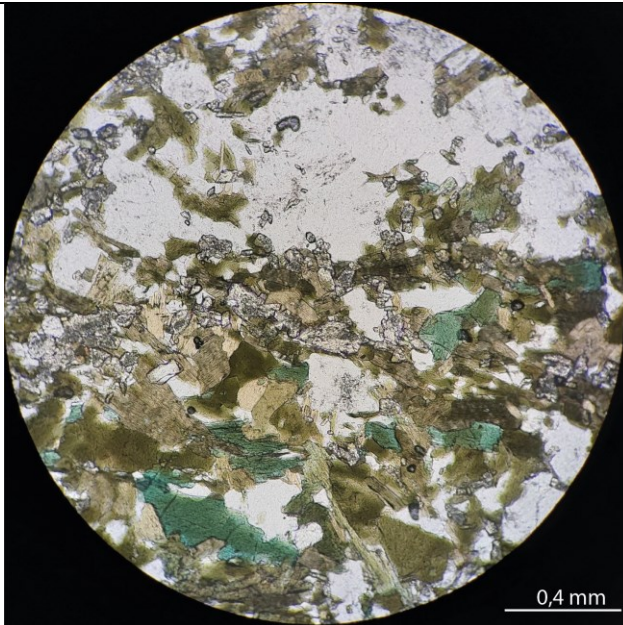
Domínio: Nappe Socorro-Guaxupé



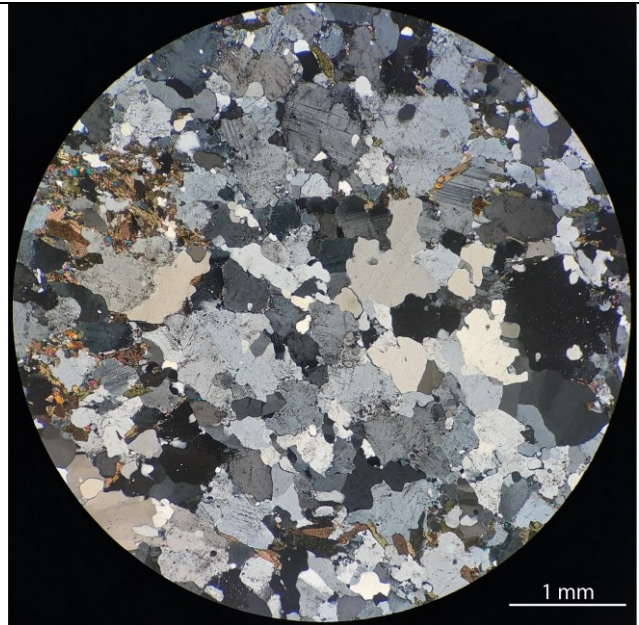
Descrição petrográfica:

Rocha inequigranular fina a grossa com bandamento composicional de máficos e félsicos, com bandas de biotita verde associada a anfibólio e epidoto em meio a uma matriz quartzo-feldspática. A biotita está em cristais prismáticos e tabulares. O plagioclásio encontra-se intensamente alterado, o quartzo possui extinção ondulante, granulometria grossa e contatos interlobados com o plagioclásio.

O epidoto aparece mais grosso aparece associado a biotita em aglomerados, mas também se encontra disperso pela matriz com uma granulometria fina.



Aglomerado de Bt+Hbl+Ep – nicóis descruzados



Matriz quartzo-feldspática com contatos interlobados – nicóis cruzados

LÂMINA EMB-314B

Rocha: enclave de anfibolito

Domínio: Nappe Socorro-Guaxupé



Descrição petrográfica:

Rocha inequigranular fina a média de estrutura maciça.

Possui textura grano-nematoblástica definida principalmente por plagioclásio e anfibólio (provavelmente hornblenda).

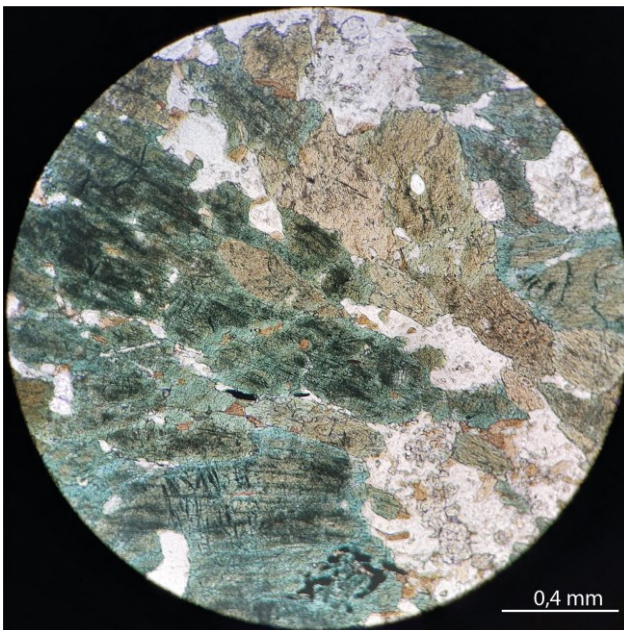
A hornblenda apresenta inclusões de quartzo, biotita, titanita e opacos em aglomerados, além de biotita nas bordas. Apresenta zoneamento texturas com porções de cores variando entre verde e marrom e alteração amarronada.

Os cristais de plagioclásio estão distribuídos em meio aos de anfibólio e possuem contornos irregulares e extinção ondulante. Apresentam muitas inclusões de biotita e epidoto.

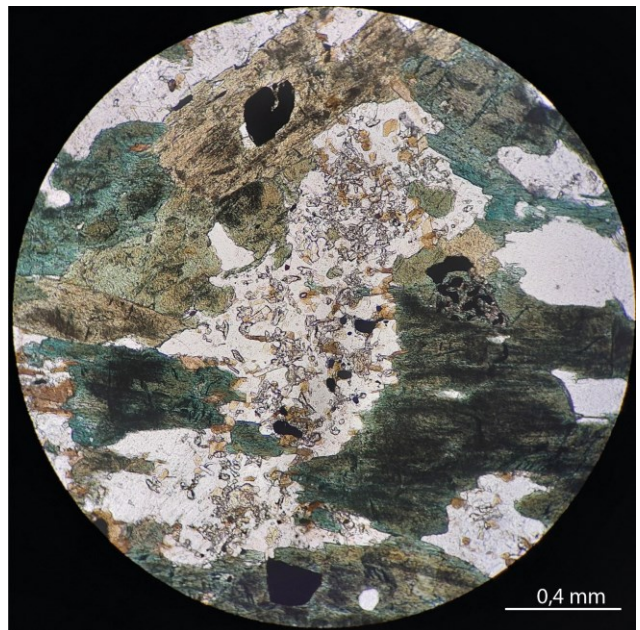
Quartzo está presente em pouca quantidade, principalmente em *ribbons*.

A biotita ocorre com hábito prismático, desorientada, em inclusões no anfibólio e plagioclásio.

A titanita apresenta uma textura globular, muitas vezes envolvendo os minerais opacos.



Cristais de hornblenda com zoneamento textural – nicóis descruzados.



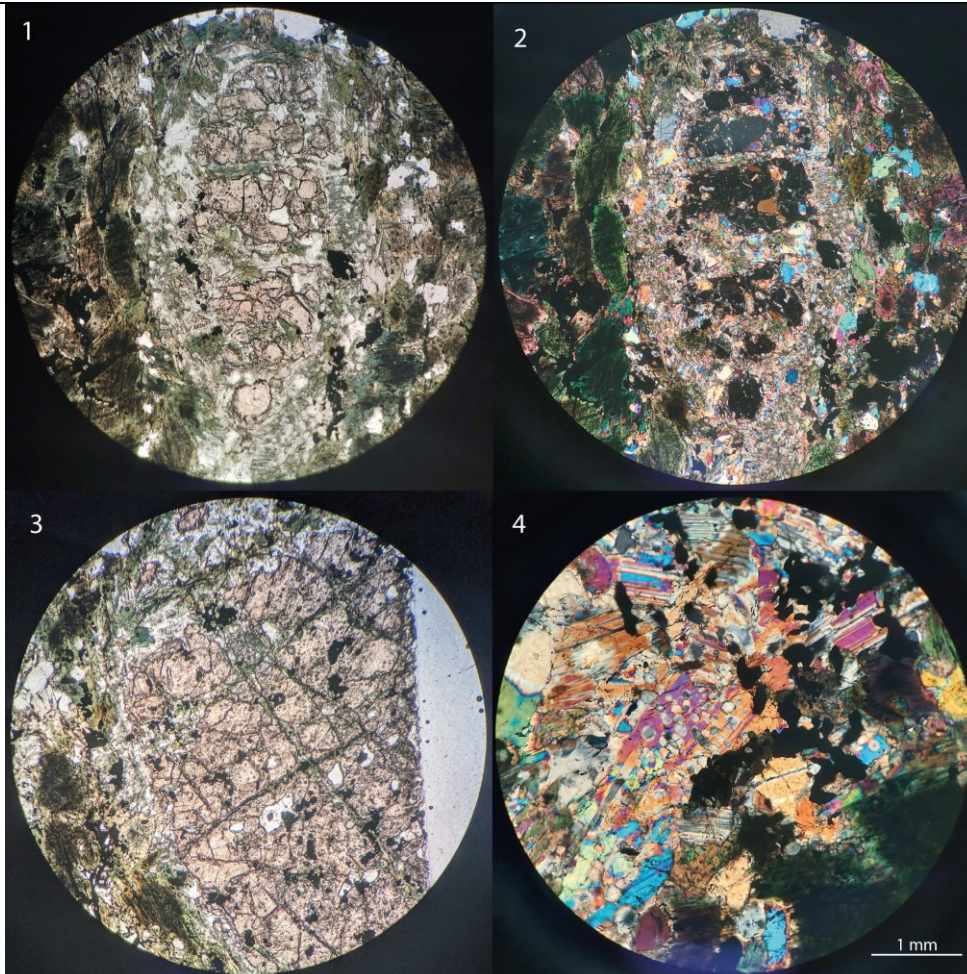
Inclusões de epidoto – nicóis descruzados.

LÂMINA EMB-228

Rocha: granada anfibolito

Domínio: *Foreland*

Descrição petrográfica: Rocha com textura predominantemente nematoblástica definida por duas a três fases de anfibólios. Nela, ocorre também a textura porfiroblástica representada por cristais de granada, os quais são rodeados por coronas granoblásticas de quartzo e plagioclásio. Apresenta grande concentração de opacos, principalmente associados ao anfibólio, e titanita e zircão como fases acessórias. A primeira geração de anfibólio está dispersa pela lâmina em grandes cristais xenoblásticos, com pleocroísmo verde a verde amarronado da hornblenda. O intercrescimento da hornblenda com minerais opacos (possivelmente ilmenita) pode resultar da substituição de uma fase anterior, como um piroxênio mais rico em ferro. Essa associação hornblenda-opacos pode ocorrer parcialmente envolvida por uma semi-corona de quartzo e plagioclásio. Uma segunda geração de anfibólio aparece como cristais prismáticos e alongados de coloração verde-azulada a incolor, mais finos que na fase anterior e límpidos. Ocorrem associados às porções quartzo-feldspáticas e caracteristicamente preenchem fraturas e invadem os porfiroblastos de granada. Essa fase possivelmente trata-se de cummingtonita (incolor) intercrescida com actinolita ou hornblenda. A granada apresenta coloração rosada, relacionada ao alto teor de cálcio. Os porfiroblastos encontram-se desestabilizados, muito fraturados e com evidência de mudança de volume (expansão). As fraturas abertas são retilíneas e abruptas, o que sugere que a temperatura não estava tão alta quando do preenchimento por anfibólio, quartzo e plagioclásio. As porções granoblásticas de quartzo e plagioclásio formam coronas nos cristais de granada e de hornblenda, com contatos poligonizados e podem representar texturas de descompressão com crescimento radial e simplectítico com o anfibólio. Ainda, exibem textura de fusão parcial como um “xadrez” de quartzo dentro de um cristal de plagioclásio.



Em 1 e 2, nota-se um porfiroblastos de Grt com corona de quartzo e plagioclásio e com concentrações externas, nematoblásticas, de hornblenda. Em 3, plagioclásio, quartzo e anfibólio verde claro invadem a granada ao longo de fraturas. Em 4, textura de fusão parcial em “xadrez” de quartzo no plagioclásio.

LÂMINA EMB-219A e 219B

Rocha: Bt-Pl gnaissse com K-feldspato

Domínio: *Foreland*

Descrição petrográfica:

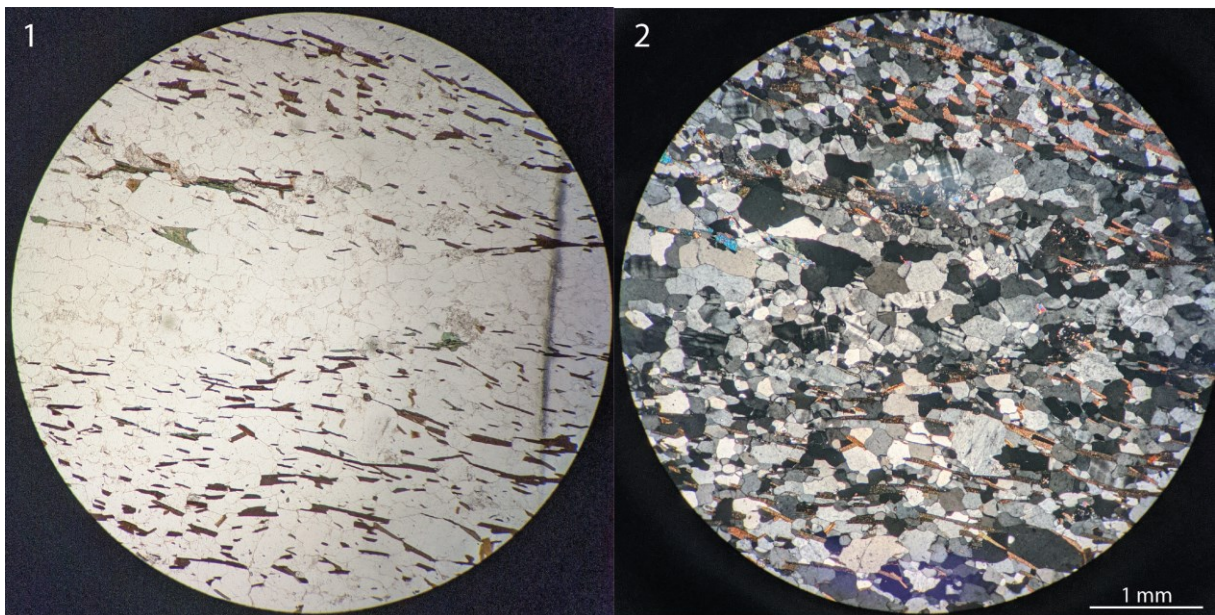
Rocha gnáissica predominantemente granoblástica, com quartzo, feldspato (plagioclásio e microclínio), biotita, clorita e fases acessórias de zircão e titanita.

A lâmina A é composta majoritariamente por quartzo com contatos poligonizados a interlobados e pouca extinção ondulante (indicativo de recristalização estática avançada) presente também em vênulas com granulação relativamente mais grossa, e plagioclásio com geminação polissintética e em alguns grãos alterados e com pertitas.

As biotitas estão orientadas segundo a foliação principal e são prismáticas e bem formadas, tal qual a clorita que aparece em menor proporção.

O microclínio é identificado em bandas de leucossoma, evidenciadas pela ausência de minerais máficos e biotita. Pode ser relacionado à reação de quebra da muscovita que, quando aparece, é retrógrada.

A lâmina B difere da A pela estrutura granítica, pela distribuição homogênea de biotita e pela maior concentração de microclínio. Apresenta ainda porfiroblastos de alanita metamítica.



Notam-se as bandas de leucossoma pela ausência de minerais máficos e concentração de microclínio, em 1 a nicóis descruzados e em 2 a nicóis cruzados.

LÂMINA EMB-220C, 220D e 220E

Rocha: Bt-Ms quartzito

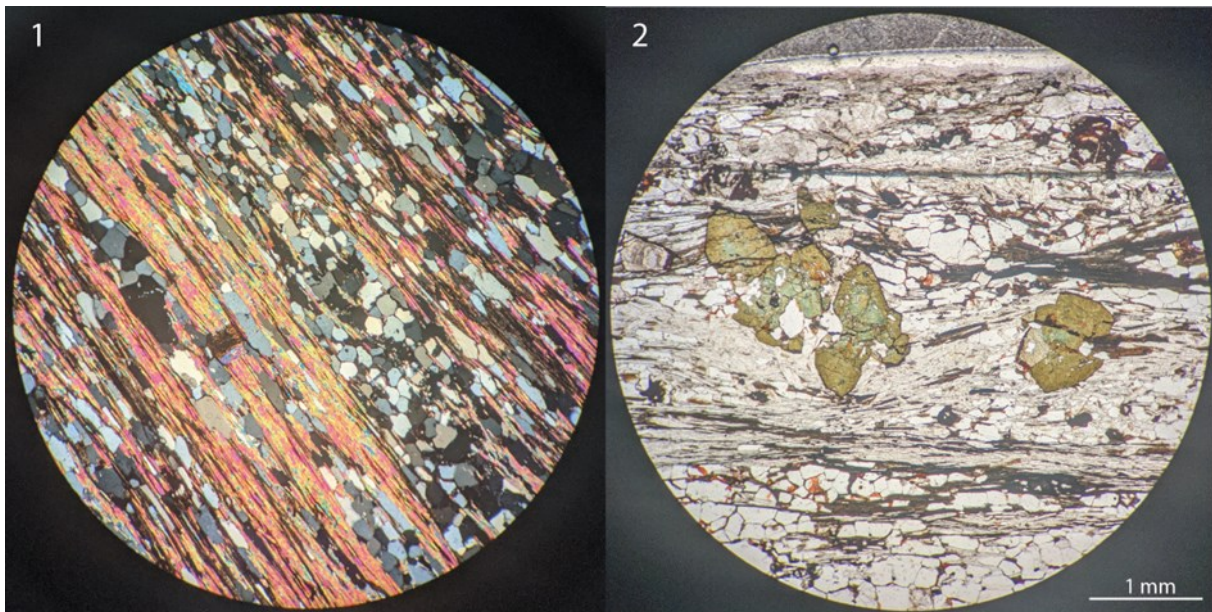
Domínio: *Foreland*

Descrição petrográfica:

A lâmina C possui cristais de quartzo com contatos poligonizados e sem extinção ondulante orientados segundo uma direção preferencial. A biotita e a muscovita estão presentes em pouca quantidade, com cristais orientados de hábito prismático a acicular.

A lâmina D possui porções granoblásticas de quartzo poligonizado e porções lepidoblástica com cristais prismáticos de biotita e muscovita, ora intercrescidos. Há também uma fase de biotita pós-cinemática quase perpendicular à foliação principal. A lâmina apresenta manchas de limonita e um porfiroblasto de mineral opaco que aparenta ser pirita.

A lâmina E apresenta bandamento diferenciado bem definido com bandas granoblásticas de quartzo poligonizado e bandas lepidoblástica, principalmente de muscovita, mas também com biotita, a qual ainda ocorre oblíqua a foliação principal. Há a presença de limonita dispersa pela lâmina e substituindo alguns poucos cristais de granada. Encontram-se porfiroblastos de turmalina amoldados pela foliação principal, conferindo um caráter sin-cinemático.



Em 1, nota-se o bandamento diferenciado com um cristal de biotita oblíquo à foliação principal. Em 2, evidenciam-se os porfiroblastos de turmalina amoldados pela foliação principal.

LÂMINA EMB-229A, 229C e 229F

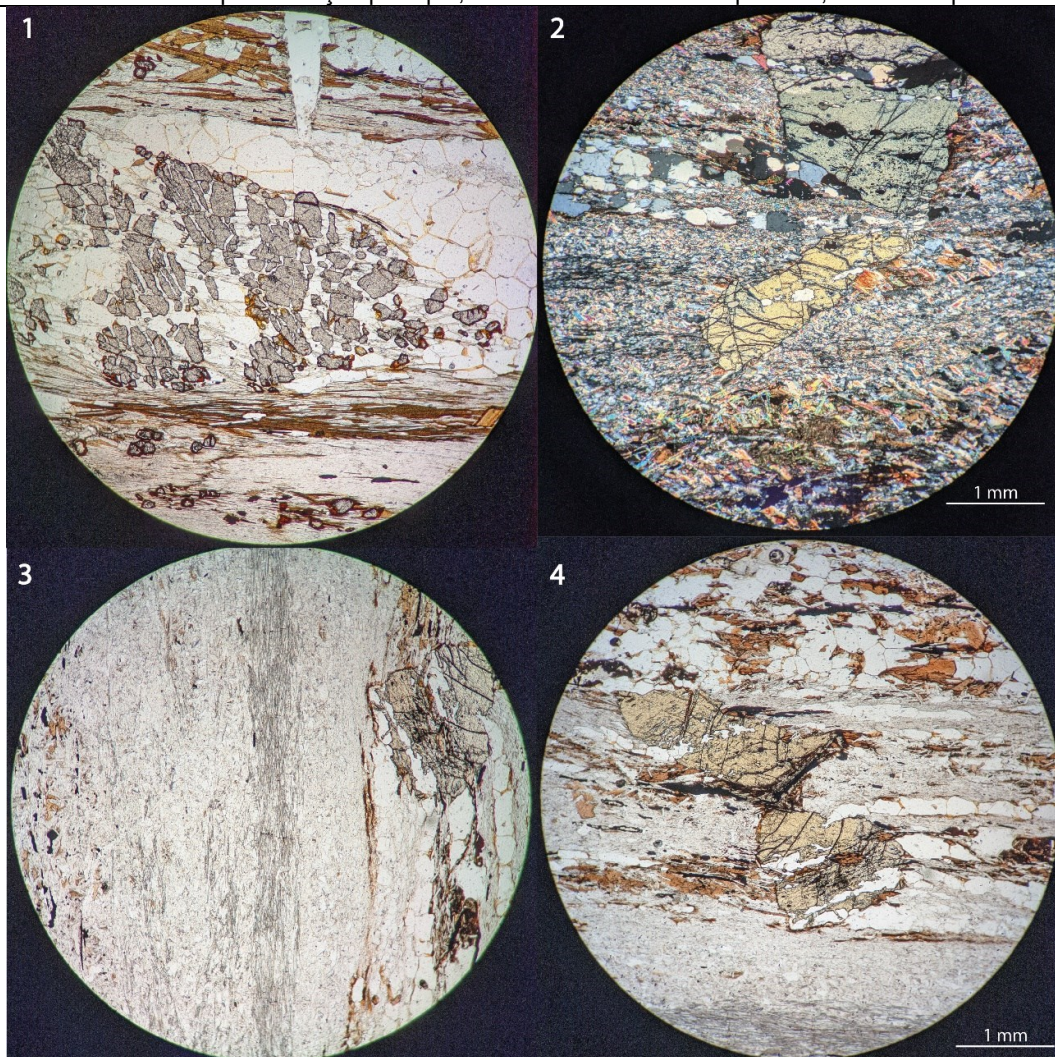
Rocha: Bt-Ms quartzito

Domínio: Foreland

Descrição petrográfica: A lâmina A é composta majoritariamente por quartzo e plagioclásio, com anfibólio esquelético subordinado substituído por quartzo, e poucos cristais de granada. Os minerais encontram-se orientados segundo uma direção preferencial. Apresenta diversos cristais de plagioclásio com resquício de geminação polissintética totalmente substituídos por quartzo não recristalizado, gerando a textura ilustrada na. Notam-se ainda, manchas de alteração hidrotermal com a presença de minerais opacos em suas bordas.

A lâmina C corresponde a um biotita-muscovita xisto com bandamento diferenciado em lentes ricas em muscovita bem formada e intercrescida com biotita, bandas granoblásticas de quartzo poligonizado e com granada em níveis preferenciais. À primeira vista, a granada parece ser pós-cinemática, visto que se encontra por cima das outras fases minerais, não apresenta sombra de pressão e não é amoldada pela foliação. No entanto, alguns de seus cristais concentram-se em porções que aparentam ter sido possíveis porfiroblastos amoldados pela xistosidade, que podem ter sido fraturados, estirados e recristalizados em um evento posterior. Apresenta clorita tardia substituindo a biotita e um cristal de estauroлита associado a granada.

A lâmina F também possui bandamento diferenciado com bandas lepidoblásticas com mica branca, biotita, silimanita e porfiroblastos de estauroлита e *ribbons* granoblásticos de quartzo de granulação mais grossa. Ocorrem também clorita magnésiana e grafita. As bandas lepidoblástica são principalmente constituídas pela mica branca fina (provavelmente muscovita), amorfa e desorientada. Aparece envolvendo os porfiroblastos de estauroлита, em zonas de sombra de pressão e substituindo cristais de biotita, texturas que indicam um caráter retrometamórfico. A muscovita também aparece em esparsos cristais bem formados que são oblíquos à foliação principal. A silimanita está presente em cristais prismáticos alongados, quase aciculares, formando uma banda nematoblástica bem marcada e envolvida pela massa de mica branca. Os porfiroblastos de estauroлита são invadidos por *ribbons* de quartzo lobados, de forma similar a uma intrusão, o que sugere que este estava líquido. No entanto, a ausência de feldspato sugere uma temperatura mais baixa. Um dos porfiroblastos encontra-se oblíquo à foliação principal, com zona de sombra de pressão, indicando que é sin-cinemático.



Em 1, nota-se o bandamento diferenciado com um cristal de biotita oblíquo à foliação principal. Em 2, evidenciam-se os porfiroblastos de turmalina amoldados pela foliação principal.

ANEXO III – TABELA DE RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS

EMB-228		RAZÕES ISOTÓPICAS											Pb total comum (%)	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	IDADES						Conc. 206/235
Spot	207/235	1sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma					T206/238	1 sigma	T207/235	1 sigma	T207/206	1 sigma	207/235		
55.1	0.7378	0.0262	0.0891	0.0009	0.8800	11.2252	0.1126	0.0601	0.0020	0.0149	0.0151	1.1	10	6	88	0.1	550.1	5.2	561.1	14.7	606	70.1	98	
3.1	0.7248	0.0117	0.0891	0.0005	0.9900	11.2222	0.0683	0.0590	0.0009	0.0051	0.0031	0.8	193	7	1644	0.0	550.3	3.2	553.5	6.6	566.9	33.2	99	
100.1	0.8222	0.0244	0.0968	0.0010	0.9000	10.3306	0.1049	0.0616	0.0016	0.0333	0.0109	1.0	19	20	149	0.1	595.6	5.7	609.3	13.4	660.3	56.5	97	
5.1	0.8283	0.0180	0.0981	0.0006	0.9400	10.1960	0.0662	0.0613	0.0014	0.0159	0.0062	0.0	28	18	227	0.1	603.1	3.7	612.7	9.9	648.2	46.7	98	
58.1	0.8056	0.0474	0.0995	0.0018	0.0500	10.0510	0.1855	0.0587	0.0040	0.0249	0.0489	0.3	4	3	29	0.1	611.4	10.8	600	25.4	556.9	133.3	101	
34.1	0.8290	0.0134	0.1006	0.0012	0.9600	9.9389	0.1168	0.0598	0.0008	0.0018	0.0009	0.0	178	9	1510	0.0	618	6.9	613.1	7.4	594.9	29.3	100	
19.1	0.8554	0.0161	0.1018	0.0008	0.9200	9.8272	0.0775	0.0610	0.0011	0.0228	0.0081	0.3	29	23	226	0.1	624.7	4.7	627.6	8.5	638.2	38.4	99	
17.1	0.8468	0.0228	0.1019	0.0010	0.5800	9.8091	0.0977	0.0602	0.0016	0.0111	0.0112	0.2	12	5	96	0.0	625.8	5.9	622.9	12.5	612.4	58.6	100	
54.1	0.8779	0.0207	0.1019	0.0010	0.6200	9.8098	0.0954	0.0625	0.0016	0.0108	0.0091	0.0	18	9	145	0.1	625.8	5.8	639.9	11.2	690	55.8	97	
44.1	0.8883	0.1145	0.1024	0.0025	0.7300	9.7616	0.2428	0.0629	0.0076	0.0147	0.0759	0.0	2	0	14	0.0	628.7	14.6	645.4	58.2	704.5	222	97	
65.1	0.8503	0.0134	0.1025	0.0008	0.9800	9.7597	0.0769	0.0602	0.0010	0.0036	0.0024	0.1	80	11	661	0.0	628.8	4.8	624.8	7.4	610.2	35.8	100	
14.1	0.8633	0.0139	0.1025	0.0008	0.7200	9.7541	0.0739	0.0611	0.0010	0.0165	0.0044	0.1	37	21	292	0.1	629.2	4.5	631.9	7.5	641.7	33.6	99	
27.1	0.8729	0.0233	0.1027	0.0009	0.3800	9.7398	0.0828	0.0617	0.0016	0.0139	0.0055	0.0	21	11	170	0.1	630	5.1	637.2	12.6	662.5	54.2	98	
89.1	0.8664	0.0170	0.1032	0.0009	0.3900	9.6941	0.0806	0.0609	0.0012	0.0186	0.0084	0.0	19	11	150	0.1	632.9	5	633.6	9.2	636.2	41.7	99	
1.1	0.8725	0.0171	0.1034	0.0006	0.4700	9.6735	0.0597	0.0612	0.0013	0.0219	0.0042	0.1	37	26	294	0.1	634.2	3.7	636.9	9.4	646.7	44.9	99	
47.1	0.8847	0.0216	0.1035	0.0007	0.3900	9.6586	0.0617	0.0620	0.0014	0.0109	0.0048	0.0	31	13	240	0.1	635.1	3.9	643.5	11.5	673.3	48.4	98	
64.1	0.8780	0.0161	0.1036	0.0009	0.9200	9.6559	0.0823	0.0615	0.0011	0.0271	0.0047	0.0	40	38	306	0.1	635.3	5.1	639.9	8.6	656.2	39.9	99	
37.1	0.8706	0.0155	0.1036	0.0008	0.9100	9.6487	0.0765	0.0609	0.0011	0.0178	0.0044	0.0	46	29	339	0.1	635.7	4.8	635.9	8.2	636.5	37.5	99	
53.1	0.8661	0.0145	0.1037	0.0006	0.6900	9.6462	0.0583	0.0606	0.0010	0.0113	0.0046	0.3	36	15	288	0.1	635.9	3.7	633.5	7.9	624.9	35.5	100	
84.1	0.8590	0.0159	0.1037	0.0006	0.9100	9.6424	0.0588	0.0601	0.0012	0.0182	0.0054	0.4	37	23	290	0.1	636.1	3.7	629.6	8.7	606.1	43.1	101	
82.1	0.8761	0.0151	0.1042	0.0007	0.8600	9.5991	0.0601	0.0610	0.0011	0.0189	0.0051	0.0	30	17	229	0.1	638.8	3.8	638.9	8	639.1	39	99	
52.1	0.8803	0.0137	0.1045	0.0006	0.1900	9.5689	0.0573	0.0611	0.0009	0.0188	0.0069	0.1	24	16	187	0.1	640.8	3.6	641.2	7.4	642.6	33	99	
70.1	0.8731	0.0151	0.1047	0.0008	0.7900	9.5490	0.0692	0.0605	0.0010	0.0197	0.0050	0.2	39	27	298	0.1	642	4.4	637.2	8.2	620.3	35.9	100	
33.1	0.8907	0.0167	0.1048	0.0008	0.7500	9.5380	0.0737	0.0616	0.0012	0.0404	0.0106	0.0	26	38	206	0.2	642.7	4.7	646.7	8.9	660.7	41.8	99	
26.1	0.8653	0.0151	0.1049	0.0009	0.9300	9.5319	0.0776	0.0598	0.0010	0.0025	0.0015	0.2	132	5	1056	0.0	643.1	5	633	8.2	597.1	35.4	101	
75.1	0.8789	0.0260	0.1051	0.0010	0.6900	9.5170	0.0946	0.0607	0.0018	0.0238	0.0091	0.2	19	14	140	0.1	644.1	6.1	640.4	14	627.3	64.4	100	
98.1	0.8964	0.0174	0.1051	0.0010	0.8600	9.5139	0.0945	0.0619	0.0012	0.0142	0.0085	0.0	17	10	134	0.1	644.3	6.1	649.8	9.3	669.1	41.1	99	
76.1	0.8619	0.0357	0.1053	0.0014	0.7000	9.4989	0.1266	0.0594	0.0025	0.0246	0.0410	0.1	8	6	56	0.1	645.3	8.1	631.2	18.5	581.1	83.7	102	
83.1	0.9028	0.0190	0.1055	0.0007	0.6100	9.4800	0.0618	0.0621	0.0014	0.0354	0.0200	0.5	18	20	138	0.1	646.5	4	653.2	10	676.5	47.5	98	
81.1	0.8868	0.0174	0.1055	0.0006	0.8400	9.4755	0.0511	0.0609	0.0012	0.0187	0.0074	0.2	33	20	248	0.1	646.8	3.3	644.7	9.1	637.2	40.5	100	
87.1	0.9011	0.0206	0.1057	0.0009	0.7900	9.4624	0.0815	0.0618	0.0015	0.0169	0.0088	0.1	17	9	136	0.1	647.6	5.3	652.3	11.1	668.6	50.5	99	
25.1	0.8910	0.0178	0.1057	0.0009	0.7600	9.4604	0.0790	0.0611	0.0012	0.0136	0.0067	0.2	29	15	243	0.1	647.7	5.2	646.9	9.7	644	43.7	100	
16.1	0.9209	0.0162	0.1057	0.0009	0.3900	9.4603	0.0823	0.0632	0.0012	0.0101	0.0073	0.0	20	7	154	0.0	647.8	5.4	662.9	8.7	714.6	39.7	97	
94.1	0.8717	0.0212	0.1058	0.0008	0.7800	9.4534	0.0674	0.0598	0.0015	0.0192	0.0074	0.2	31	25	246	0.1	648.2	4.4	636.5	11.5	595	52.9	101	
51.1	0.8915	0.0186	0.1059	0.0007	0.3800	9.4436	0.0659	0.0611	0.0013	0.0204	0.0071	0.2	21	16	165	0.1	648.8	4.3	647.2	9.9	641.3	45.4	100	
95.1	0.8304	0.0371	0.1059	0.0018	0.4600	9.4404	0.1573	0.0569	0.0030	0.0127	0.0223	3.5	6	1	49	0.0	649.1	10.3	613.9	20.9	486.1	121.2	105	
67.1	0.8713	0.0192	0.1060	0.0010	0.7900	9.4337	0.0879	0.0596	0.0014	0.0159	0.0094	0.3	17	10	137	0.1	649.5	5.8	636.3	10.4	589.7	50.8	102	
56.1	0.8883	0.0204	0.1061	0.0009	0.5700	9.4275	0.0760	0.0607	0.0014	0.0109	0.0080	0.4	21	10	164	0.1	649.9	5	645.4	11	629.9	49.8	100	
7.1	0.8986	0.0179	0.1061	0.0008	0.7800	9.4253	0.0690	0.0614	0.0012	0.0251	0.0065	0.0	26	19	190	0.1	650	4.5	651	9.4	654.2	42.4	99	
22.1	0.8915	0.0147	0.1061	0.0008	0.9200	9.4238	0.0673	0.0609	0.0010	0.0052	0.0020	0.0	74	14	568	0.0	650.1	4.4	647.2	7.8	636.8	34.2	100	
66.1	0.9110	0.0211	0.1062	0.0011	0.5900	9.4185	0.0932	0.0622	0.0015	0.0127	0.0063	0.0	25	14	190	0.1	650.5	6.1	657.6	11.1	682	52.6	98	
20.1	0.8835	0.0151	0.1062	0.0008	0.3300	9.4157	0.0753	0.0603	0.0011	0.0213	0.0052	0.1	27	19	208	0.1	650.7	5	642.9	8.1	615.6	37.5	101	
43.1	0.8873	0.0204	0.1063	0.0007	0.6200	9.4082	0.0649	0.0605	0.0015	0.0117	0.0043	0.0	29	13	224	0.1	651.2	4.3	644.9	11	623.2	51	100	
18.1	0.9023	0.0187	0.1065	0.0008	0.8600	9.3913	0.0719	0.0615	0.0013	0.0132	0.0052	0.0	27	13	214	0.1	652.3	4.7	653	10	655.3	44.9	99	
6.1	0.8822	0.0353	0.1066	0.0008	0.9600	9.3808	0.0668	0.0600	0.0023	0.0138	0.0427	0.0	12	6	89	0.1	653	4.4	642.2	18	604.3	78.1	101	
15.1	0.9032	0.0163	0.1066	0.0009	0.8500	9.3791	0.0784	0.0614	0.0011	0.0108	0.0034	0.0	39	14	297	0.0	653.1	5.2	653.5	8.6	654.7	37.6	99	
78.1	0.9038	0.0218	0.1066	0.0011	0.7600	9.3784	0.0972	0.0615	0.0016	0.0237	0.0094	0.7	16	12	122	0.1	653.1	6.5	653.8	11.8	655.9	56.3	99	

EMB-228		RAZÕES ISOTÓPICAS										Pb total comum (%)	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	IDADES						Conc. 206/238
Spot	207/235	1sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma					T206/238	1 sigma	T207/235	1 sigma	T207/206	1 sigma	207/235	
62.1	0.8989	0.0228	0.1067	0.0010	0.4700	9.3708	0.0866	0.0611	0.0017	0.0132	0.0079	0.0	19	10	146	0.1	653.6	5.8	651.1	12.1	642.5	57.2	100
48.1	0.9104	0.0218	0.1068	0.0007	0.7700	9.3665	0.0642	0.0618	0.0014	0.0193	0.0052	0.0	26	17	197	0.1	653.9	4.3	657.3	11.5	668.7	49.6	99
8.1	0.8992	0.0153	0.1074	0.0006	0.9700	9.3143	0.0553	0.0607	0.0010	0.0066	0.0050	0.4	43	8	332	0.0	657.4	3.7	651.3	8.1	630.3	35.3	100
32.1	0.8902	0.0190	0.1074	0.0008	0.6900	9.3103	0.0657	0.0601	0.0014	0.0115	0.0063	0.0	29	13	223	0.1	657.7	4.4	646.5	10.1	607.4	48.3	101
85.1	0.8970	0.0141	0.1075	0.0006	0.9500	9.2999	0.0530	0.0605	0.0010	0.0150	0.0034	0.0	55	25	411	0.1	658.4	3.6	650.1	7.6	621.6	35.8	101
86.1	0.9196	0.0354	0.1075	0.0009	0.6600	9.2989	0.0756	0.0620	0.0024	0.0193	0.0312	1.0	7	3	51	0.1	658.4	5.1	662.1	19	674.7	86.8	99
45.1	0.9039	0.0163	0.1078	0.0007	0.5000	9.2734	0.0640	0.0608	0.0012	0.0191	0.0079	0.7	24	15	181	0.1	660.2	4.3	653.8	8.7	632	40.8	100
21.1	0.8966	0.0165	0.1079	0.0010	0.7900	9.2700	0.0830	0.0603	0.0011	0.0163	0.0314	0.0	23	10	171	0.1	660.4	5.6	649.9	8.5	613.6	38.3	101
28.1	0.9189	0.0197	0.1082	0.0010	0.9500	9.2415	0.0837	0.0616	0.0012	0.0161	0.0059	0.0	31	18	215	0.1	662.3	5.7	661.8	10.2	659.8	41.6	100
73.1	0.9084	0.0140	0.1083	0.0008	0.8600	9.2354	0.0678	0.0608	0.0009	0.0150	0.0067	0.0	48	24	371	0.1	662.7	4.6	656.2	7.6	633.9	31.1	100
60.1	0.9267	0.0196	0.1083	0.0010	0.4600	9.2344	0.0887	0.0621	0.0014	0.0097	0.0105	0.0	20	10	152	0.1	662.8	6	665.9	10.4	676.3	49.4	99
72.1	0.8926	0.0169	0.1083	0.0009	0.6500	9.2351	0.0795	0.0598	0.0011	0.0181	0.0071	0.6	28	18	213	0.1	662.8	5.4	647.8	9.1	595.9	41.4	102
2.1	0.9139	0.0215	0.1085	0.0007	0.5300	9.2180	0.0631	0.0611	0.0015	0.0300	0.0086	0.1	23	22	172	0.1	663.9	4.3	659.2	11.5	642.8	52.8	100
31.1	0.9208	0.0163	0.1087	0.0010	0.7500	9.2036	0.0805	0.0615	0.0013	0.0153	0.0065	0.0	29	14	219	0.1	664.9	5.5	662.8	8.6	655.6	44.7	100
91.1	0.9213	0.0162	0.1087	0.0007	0.9100	9.1965	0.0581	0.0614	0.0011	0.0207	0.0062	0.1	26	21	200	0.1	665.4	4	663	8.6	654.9	36.4	100
4.1	0.9307	0.0223	0.1093	0.0008	0.3600	9.1520	0.0666	0.0618	0.0016	0.0128	0.0081	0.2	17	7	130	0.1	668.5	4.6	668	11.8	666.4	55	100
68.1	0.9133	0.0169	0.1093	0.0008	0.2400	9.1492	0.0643	0.0606	0.0011	0.0206	0.0061	0.0	28	21	206	0.1	668.7	4.5	658.8	9.1	625.1	39	101
39.1	0.9136	0.0340	0.1094	0.0008	0.6300	9.1428	0.0686	0.0606	0.0023	0.0183	0.0261	1.4	9	3	74	0.0	669.1	4.8	658.9	18.2	624.3	82	101
41.1	0.9338	0.0200	0.1098	0.0009	0.7800	9.1051	0.0743	0.0617	0.0013	0.0266	0.0073	0.2	24	22	177	0.1	671.8	5.2	669.6	10.6	662.4	44.8	100
92.1	0.9207	0.0183	0.1099	0.0008	0.8800	9.1003	0.0667	0.0608	0.0012	0.0118	0.0042	0.1	33	15	246	0.1	672.1	4.7	662.7	9.4	630.9	40.4	101
24.1	0.9307	0.0194	0.1102	0.0009	0.7300	9.0718	0.0774	0.0612	0.0012	0.0137	0.0049	0.1	32	15	235	0.1	674.1	5.4	668	10.2	647.5	42.8	100
79.1	0.9095	0.0232	0.1104	0.0006	0.3100	9.0568	0.0497	0.0597	0.0017	0.0177	0.0135	0.8	13	6	100	0.1	675.2	3.5	656.8	12.4	594.3	61.8	102
29.1	0.9295	0.0144	0.1104	0.0009	0.9800	9.0540	0.0735	0.0610	0.0011	0.0038	0.0024	0.0	82	10	632	0.0	675.4	5.2	667.4	7.6	640.5	39.3	101
42.1	0.9262	0.0164	0.1106	0.0008	0.7700	9.0412	0.0661	0.0607	0.0010	0.0129	0.0036	0.3	34	16	251	0.1	676.3	4.7	665.6	8.7	629.7	35.3	101
13.1	0.9273	0.0157	0.1107	0.0008	0.9500	9.0342	0.0642	0.0608	0.0010	0.0155	0.0043	0.5	33	17	264	0.1	676.8	4.6	666.2	8.5	630.6	36.4	101
57.1	0.9396	0.0177	0.1111	0.0009	0.7600	9.0025	0.0726	0.0614	0.0012	0.0174	0.0040	0.1	34	22	254	0.1	679	5.2	672.7	9.4	651.6	41.3	100
50.1	0.9427	0.0231	0.1118	0.0007	0.5300	8.9454	0.0530	0.0612	0.0015	0.0118	0.0099	0.5	12	5	89	0.1	683.1	3.8	674.3	12.3	645	53.2	101
38.1	0.9861	0.0175	0.1164	0.0010	0.8700	8.5893	0.0732	0.0614	0.0012	0.0174	0.0053	0.0	31	18	217	0.1	710	5.8	696.7	9.1	654.3	42	101
93.1	1.0023	0.0813	0.1168	0.0022	0.2100	8.5603	0.1609	0.0622	0.0061	0.0627	0.0942	4.7	3	2	21	0.1	712.2	12.7	705	36.1	682	138.5	101
80.1	0.9618	0.0713	0.1178	0.0018	0.5400	8.4917	0.1271	0.0592	0.0045	0.0248	0.0413	0.0	3	3	20	0.1	717.7	10.2	684.2	34.7	575.7	151.4	104
49.1	0.9954	0.0383	0.1186	0.0007	0.8300	8.4299	0.0516	0.0609	0.0024	0.0172	0.0135	0.4	11	7	76	0.1	722.6	4.2	701.5	20	634.3	83.1	103
88.1	1.0209	0.2425	0.1224	0.0038	0.0100	8.1687	0.2523	0.0605	0.0130	0.0516	0.1129	0.6	1	1	7	0.2	744.5	21.5	714.4	95.8	621	259.4	104
63.1	1.0217	0.0285	0.1239	0.0012	0.8200	8.0726	0.0774	0.0598	0.0016	0.0065	0.0114	0.8	15	5	92	0.1	752.8	6.8	714.8	13.8	597.1	57.6	105
90.1	1.7303	0.2020	0.1584	0.0082	0.4300	6.3148	0.3260	0.0792	0.0091	0.0756	0.1652	6.7	1	2	5	0.3	947.7	44.9	1019.9	63.7	1178.3	188.3	92