

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA DO GRUPO BRUSQUE NA REGIÃO DE VIDAL RAMOS (SC):
PROVENIÊNCIA E TECTÔNICA**

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-19/23)

Assinatura do estudante
Marina Quaresma Fernandes

Assinatura do orientador
Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

SÃO PAULO
2019

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha família e amigos pelo apoio incondicional ao longo de todos os anos de graduação, por todo incentivo e empolgação ao “*estudo das rochas todas*”. Mãe, Pai, Igor, vocês foram e serão sempre *pilares*!

Aos meus colegas de faculdade, aos da turma de Mapeamento que cederam os dados de campo usados nesta monografia. Em especial, agradeço à Débora, Lucas e Fernanda pelos momentos vividos em campo, *obrigada grupo*!

Aos meus professores, por todo conhecimento compartilhado e construído. Ao meu orientador, Prof. Dr. Miguel Basei por ter me dado oportunidade e apoio aos estudos aqui realizados e por toda a ajuda nos momentos mais difíceis.

RESUMO

A presente monografia apresenta a comparação das características tecto-metamórficas e de proveniência sedimentar pelo método U-Pb em zircões detríticos de dois domínios litológicos definidos para o Grupo Brusque na região entre Vidal Ramos e Aguti, SC. O Grupo Brusque corresponde às sequências metavulcanossedimentares do Cinturão Dom Feliciano (porção sul da Província Mantiqueira). A motivação para o estudo consiste na diferença de disposição que a superfície principal de foliação metamórfica, caracterizada como S_2 , apresenta em escala de mapa geológico, bem como nas diferenças de grau metamórfico que os domínios possuem. As datações feitas pelo método U-Pb em zircões detríticos resultou em diferentes fontes de proveniência sedimentar e de idades máximas de deposição. O Domínio Norte compreende metassedimentos psamo-pelíticos associados às rochas metacarbonáticas em *facies* xisto-verde inferior (Zona da Biotita), onde a superfície principal de foliação metamórfica das rochas apresenta estruturação na direção NE-SW com vergência tectônica para NW, devido à fase de dobramentos D_3 . As idades obtidas resultaram em contribuições do Paleoproterozoico ao Mesoproterozoico, mas também idades expressivas do Neoproterozoico (Toniano e Ediacarano). Por sua vez, o Domínio Sul possui registros essencialmente metapelíticos-psamíticos em *facies* xisto-verde superior (Zona da Granada), com estruturação NE-SW e vergência para NW, bem como estruturação NW-SE com vergência para NE, da fase D_3 , que é afetada por deformação posterior, definida como D_4 que registra, em escala de mapa, uma megadobra cujo plano axial está orientado aproximadamente N-S. As idades obtidas, mostram contribuições de fontes francamente Paleoproterozoicas a Mesoproterozoicas com menor contribuição do Neoproterozoico, restrita ao Toniano. Tais resultados de idades U-Pb implicam em importantes diferenças para a proveniência sedimentar da paleobacia que originou o Grupo Brusque. Essas diferenças podem ainda refletir ambientes tectônicos distintos para o desenvolvimento das bacias do Domínio Norte e Sul.

ABSTRACT

This paper objects to present the comparison of the tecto-metamorphic and sedimentary provenance characteristics by the U-Pb method in detrital zircons of two lithological domains defined for the Brusque Group in the region between Vidal Ramos and Aguti, SC. The Brusque Group corresponds to the metavulcanosedimentary sequences of the Dom Feliciano Belt (southern portion of the Mantiqueira Province). The motivation for the study is given by the difference in disposition that the main surface of metamorphic foliation, characterized as S_2 , presents in a geological map scale, as well as in the differences in metamorphic degree that the domains have. U-Pb dating in detrital zircons resulted in different sources of sedimentary provenance and maximum deposition ages. The Northern Domain comprises psamo-pelitic metasediments associated with metacarbonate rocks in lower green-schist facies (Biotite zone), where the main surface of metamorphic foliation of rocks presents structure in NE-SW direction with tectonic vergence to NW, due to D_3 folds. The obtained ages resulted in contributions of Paleoproterozoic to Mesoproterozoic, but also expressive Neoproterozoic ages (Tonian and Ediacaran). The South Domain however, has essentially metapelitic-psamitic records in upper green-schist facies (Garnet zone), with NE-SW direction and NW vergence, as well as NE vergence in a NW-SE direction, by D_3 phase, which is affected by posterior deformation, defined as D_4 phase, which registers on map scale, a megafold whose axial plane is oriented approximately N-S. The obtained ages show contributions from frankly Paleoproterozoic to Mesoproterozoic sources with a smaller contribution of Neoproterozoic, restricted to Tonian. Such U-Pb ages results imply important differences in the sedimentary provenance of the paleobasin that originated the Brusque Group. These differences may also reflect distinct tectonic setting for the development of the North and South Domain basins.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. METAS E OBJETIVOS	3
3. TRABALHOS PRÉVIOS	4
3.1 Cinturão Dom Feliciano	4
3.2 Bacia do Paraná	6
4. MATERIAIS E MÉTODOS	8
4.1 Recuperação, tratamento e análise de dados estruturais	8
4.2 Geocronologia por U-Pb (LA-ICP-MS) em zircões detríticos	8
4.3 Análise estatística e teste KS para idades U-Pb em zircões detríticos	11
5. RESULTADOS OBTIDOS	12
5.1 Unidades Mapeadas	12
5.1.1 <i>Domínio Sul</i>	13
5.1.1.1 Unidade Metarítica (NPbMr)	13
5.1.1.2 Unidade Metapelítica (NPbMp)	15
5.1.1.3 Unidade Metapelítica com lentes calcissilicáticas (NPbMpc)	16
5.1.1.4 Unidade Metapelítica com lentes metapsamíticas (NPbMI)	16
5.1.1.5 Unidade Metapsamítica (NPbMs)	17
5.1.1.6 Metamorfismo e condições de formação do Domínio Sul	17
5.1.2 <i>Domínio Norte</i>	18
5.1.2.1 Unidade Metarítica (NPbMr2)	18
5.1.2.2 Unidade Metapelítica (NPbMp2):	19
5.1.2.3 Unidade Metapsamítica (NPbMs2):	19
5.1.2.4 Unidade Metavulcânica (NPbMv):	19
5.1.2.5 Unidade Metacarbonática (NPbMc):	19
5.1.2.6 Metamorfismo e condições de formação do Domínio Norte	20
5.2 Análise estrutural	21
5.2.1 <i>Bacia do Paraná</i>	21
5.2.2 <i>Grupo Brusque</i>	22
5.2.2.1 Domínio norte	24
5.2.2.2 Domínio Sul	25
5.3 U-Pb em zircões detríticos	25
5.3.1 <i>Considerações sobre a proveniência e teste KS</i>	29
6. CONCLUSÕES	31
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	32

1. INTRODUÇÃO

O Grupo Brusque corresponde às sequências metavulcanossedimentares do Cinturão Dom Feliciano (porção sul da Província Mantiqueira) em Santa Catarina e apresenta metapelitos, metarritmitos psamo-pelíticos, metapsamitos e rochas metacarbonáticas, com intercalações de rochas calcissilicáticas e metabásicas, que sofreram metamorfismo de baixo à médio grau (Basei et al., 2011). Na região entre o município de Vidal Ramos e o distrito de Aguti (no município de Nova Trento) estão recobertas a oeste - sudoeste pela Bacia do Paraná e interceptadas a leste pelos Batólitos Valsungana e Guabiruba (suítes São João Batista e Nova Trento).

A presente monografia pretende caracterizar as rochas do Grupo Brusque na região de Vidal Ramos, Santa Catarina, usando como base dados previamente coletados durante as atividades da disciplina 0440420 – Mapeamento Geológico e revisitada pela turma de 2017 no Projeto Vidal Ramos - Aguti (VRA), da qual a autora participou. Esta disciplina interdepartamental foi oferecida até o ano de 2018 para o curso de Bacharelado em Geologia pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (atualmente correspondente à disciplina GMG0401, para o mesmo curso, do Departamento de Mineralogia e Geotectônica).

A análise dos dados disponíveis, tornou evidente a existência de dois principais domínios tecto-metamórficos dividindo os litotipos da região. No Domínio Norte encontram-se rochas em *facies* metamórfica xisto-verde inferior (zona da biotita) compreendendo rochas metacarbonáticas, sericita-quartzo xisto, sericita quartzito (com rochas metavulcânicas básicas e ácidas associadas) que apresentam estruturação geral NE-SW. No Domínio Sul ocorrem rochas em *facies* xisto-verde superior (zona da granada), compreendendo granada-sericita-quartzo-muscovita xisto, granada-clorita-quartzo-muscovita xisto, muscovita quartzito e ortoquartzito. No contato destes domínios ocorre uma zona de cavalgamento que coloca o Domínio Sul sobre as unidades do Domínio Norte.

Em ambos os domínios, a superfície principal de foliação metamórfica é caracterizada como uma superfície de transposição S_2 , gerada no clímax metamórfico, dentro da qual se paralelizam as estruturas anteriores (Basei, 1985 e Basei et al., 2011). Ainda segundo os autores, esta superfície é afetada por fases de dobramentos posteriores que geram dobras assimétricas com vergência para NW associadas à fase D_3 , bem como expressivas clivagens de crenulação nos metassedimentos aflorantes, interpretados como fase D_4 ou posterior.

A área de estudo (Figura 1) localiza-se no estado de Santa Catarina a aproximadamente 150 Km a oeste da região metropolitana de Florianópolis e a aproximadamente 700 Km do município de São Paulo. Está situada entre os municípios de Vidal Ramos, Presidente Nereu, Botuverá, Nova Trento (abrangendo o Distrito de Aguti), Leoberto Leal e Major Gercino (abrangendo Boiteuxburgo). É acessada a partir do município

de São Paulo pelas Rodovias BR-116, sentido sul (Curitiba), BR-376, BR-101 e SC-486, além das estradas vicinais locais.

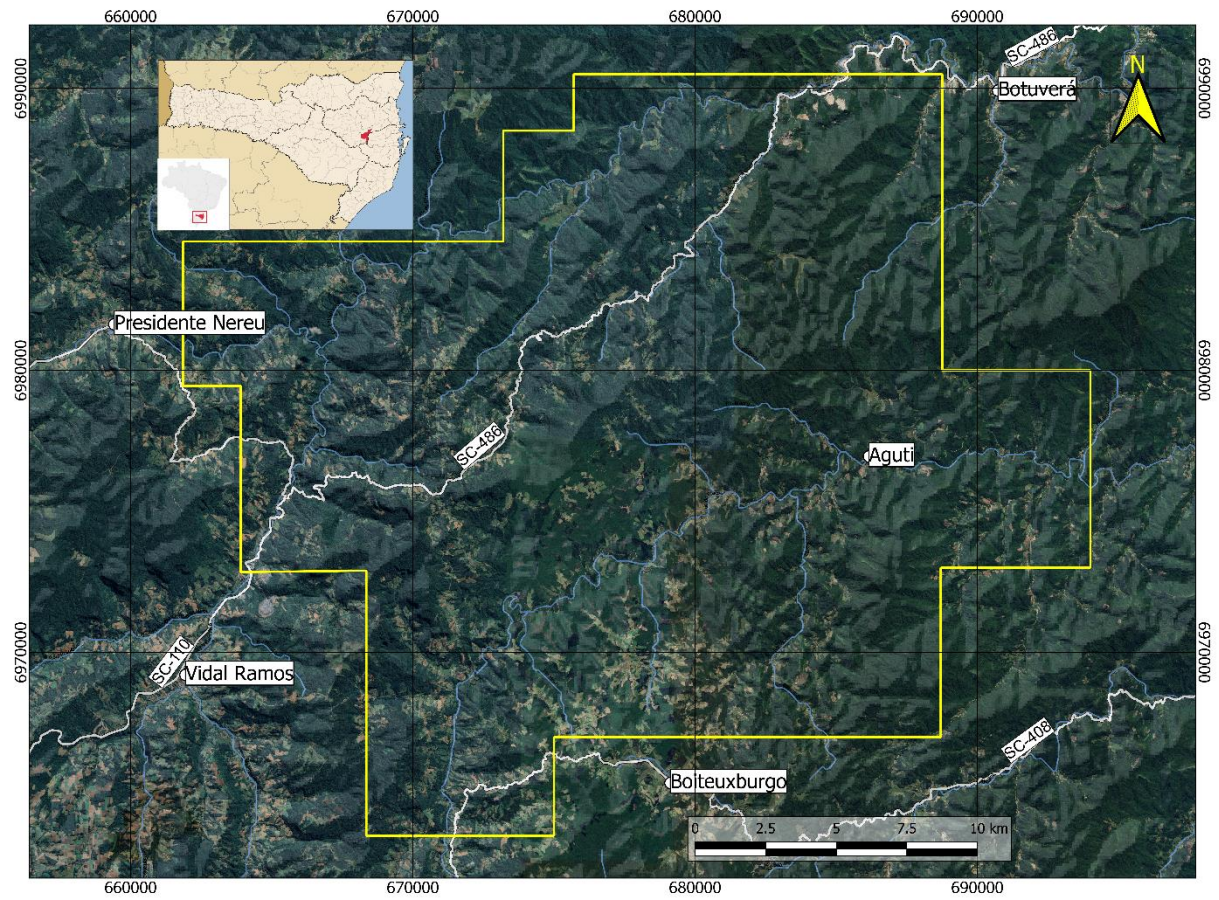


Figura 1: Localização da área de estudo com os municípios próximos e as principais rodovias de acesso.

2. METAS E OBJETIVOS

Busca-se neste trabalho, melhor compreensão das relações estruturais e estratigráficas dos domínios tecto-metamórficos definidos a partir da compilação e análise dos dados estruturais coletados em campo e dos mapas geológicos já produzidos. Também faz parte do escopo do projeto a elaboração de novo perfil geológico, visando estabelecer o empilhamento litoestratigráfico das unidades observadas.

Além disso foram mensuradas, pelo método U-Pb (utilizando LA-ICP-MS), as idades de zircões detríticos para determinação da idade máxima de deposição e as prováveis áreas fonte (proveniência) das unidades que compõem o Grupo Brusque na região de Vidal Ramos.

É intuito do presente Trabalho de Formatura, contribuir para a ampliação dos conhecimentos acerca da geologia do Grupo Brusque no contexto do Cinturão Dom Feliciano, ao qual está inserido.

3. TRABALHOS PRÉVIOS

O Grupo Brusque corresponde às unidades supracrustais do Cinturão Dom Feliciano, compreendendo uma sequência de rochas metavulcanossedimentares que ocorrem desde a costa catarinense a leste e é encoberta a oeste pelas rochas da Bacia do Paraná (Basei et al, 2011).

3.1 Cinturão Dom Feliciano

O Cinturão Dom Feliciano, conforme proposto por Fragoso-Cesar em 1980 (*apud* Fragoso-Cesar, 1991), estende-se desde o nordeste do estado de Santa Catarina até o Uruguai, compreendendo a porção meridional da Província Mantiqueira (Almeida, et al. 1981), e pode ser dividido em três domínios com orientação NE-SW, a saber: Domínio Interno ou *Granitoid Belt*, compreendendo os batólitos de Florianópolis (Santa Catarina - SC), Pelotas (Rio Grande do Sul - RS) e Aiguá (Uruguai - UY); Domínio Intermediário ou *Schist Belt*, compreendendo os complexos metamórficos Brusque (SC), Porongos (RS) e Lavalleya (UY); e Domínio Externo ou *Foreland Belt*, compreendendo a bacias do Itajaí (SC) associada com as Microplacas Luis Alves e Curitiba, e as bacias de Camaquã (RS) e El Soldado-Piriápolis (UY) (Basei, 2000 e Basei et al, 2000).

Esse cinturão foi formado pela interação dos Crátons Rio de La Plata, Paranapanema, Congo e Kalahari, durante a formação do Gondwana Ocidental e fechamento do Oceano Adamastor, possuindo vergência tectônica de E para W, em direção ao antepaís (Basei et al., 2000 e 2011). Esse evento ocorreu durante o Neoproterozoico, entre 760 e 530 Ma, durante o ciclo orogênico Brasileiro-Pan Africano (Basei et al., 2011 e Philipp et al., 2016).

Em Santa Catarina, os domínios acima descritos e ilustrados na Figura 2, são representados respectivamente pelo Batólito de Florianópolis; pelo Complexo Metamórfico Brusque (também chamado Grupo Brusque) associado ao embasamento do Complexo Camboriú e Granitoides Intrusivos Neoproterozoicos (Hueck et al, 2016); e pela Bacia do Itajaí juntamente com as exposições da Microplaca Luis Alves e do embasamento Arqueano a Paleoproterozoico (Basei et al., 2011).

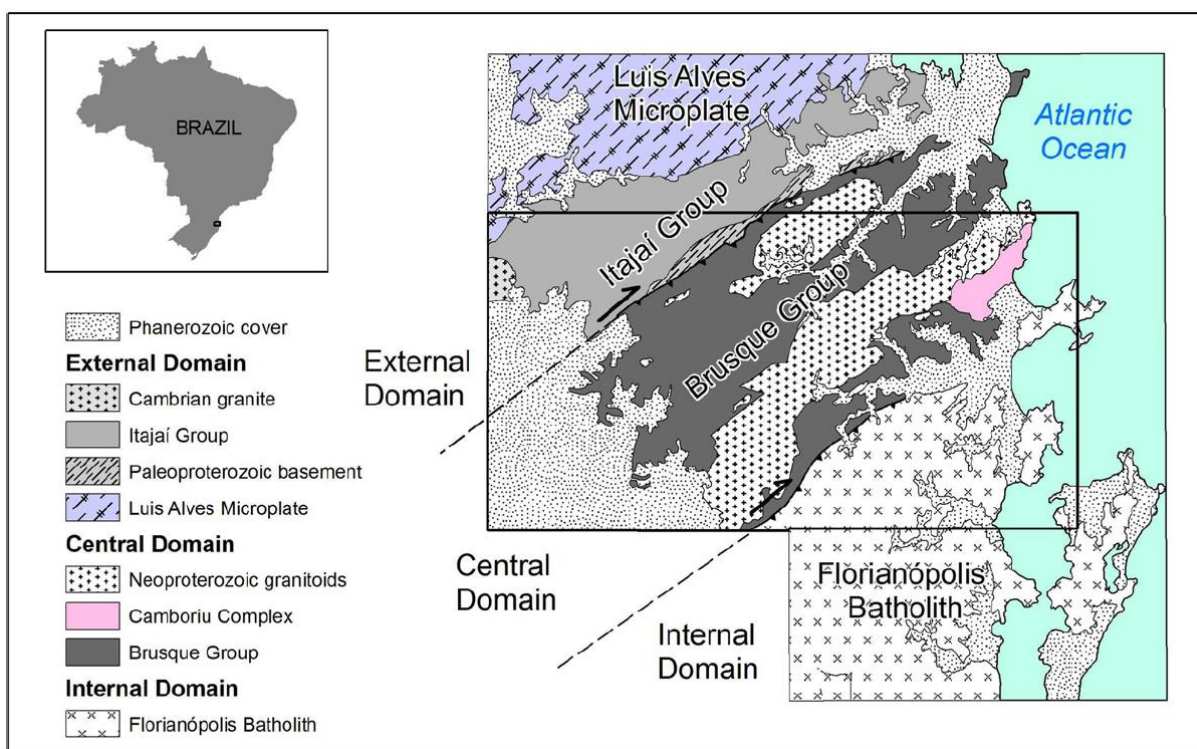


Figura 2: Esboço da compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina (figura extraída de Basei et al., 2011).

O Batólito Florianópolis – limitado ao norte pela Zona de Cisalhamento Major Gercino, que o separa dos metassedimentos do Grupo Brusque e marca o cavalgamento existente entre os dois domínios – é composto essencialmente por granitoides deformados em diferentes graus que são agrupados em três conjuntos (Suíte Águas Mornas, Suíte São Pedro de Alcântara e Suíte Pedras Grandes), com idades entre 650 e 580 Ma (Basei et al., 2000).

Basei et al. (2000) descrevem o Grupo Brusque como sequências metavulcanossedimentares que registram deformações polifásicas onde pelo menos três fases de dobramentos são reconhecíveis, apresentando um transporte de massa rumo a noroeste, evidenciado pelos eixos de dobras cujos rumos estão para NE e planos axiais mergulhando suavemente para SE. Esses eventos teriam ocorrido entre 760 e 640 Ma durante o ciclo Brasileiro-Pan Africano (Basei, 1985, Basei et al., 2011)

Ainda segundo os autores, a superfície principal de foliação metamórfica das rochas que compõe o grupo é caracterizada como uma superfície de transposição S_2 , gerada no clímax metamórfico, dentro da qual se paralelizam as estruturas anteriores. O metamorfismo regional gerou rochas em *facies* xisto verde até, localmente, anfibolito inferior (Basei, 1985 e Basei et al., 2011).

O Grupo Brusque é dividido em três formações da base para o topo: Rio da Areia, Botuverá e Rio do Oliveira (descritas em detalhe em Basei et al. 2011). Ainda segundo os autores, é limitado a norte pelo Complexo São Miguel, cuja porção noroeste marca o contato

tectônico de cavalgamento com as rochas da Bacia do Itajaí e é dividido em dois seguimentos pela Suíte Valsungana.

Em associação ao clímax metamórfico do Grupo Brusque, estão as intrusões graníticas das Suítes Valsungana e Guabiruba segundo Caldasso et al. (1995) e Castro et al. (1999) (*apud* Hueck et al., 2016), esta última foi dividida nas Suítes São João Batista e Nova Trento (Basei et al., 2011). A suíte São João Batista compreende muscovita-granitos equigranulares acinzentados com granada e turmalina em granulação fina a média; a suíte Valsungana apresenta biotita-granitos porfiríticos rosados com megacristais de feldspato alcalino e matriz de granulação grossa; e a suíte Nova Trento com biotita-granitos com turmalina e hornblenda, equigranulares a seriadados com matriz de granulação média.

No domínio intermediário, ocorrem também rochas do embasamento do Grupo Brusque, compreendendo gneisses bandados e migmatitos tonalíticos a granodioríticos poli-deformados do Complexo Camboriú entrecortados por injeções graníticas, com idades de 2250 a 2000 Ma (U-Pb em zircões, SHRIMP), relativas ao evento Trans-Amazônico (Hartmann et al., 2003).

Separadas pela Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbó (Campos, 2007), ocorrem as rochas vulcano-sedimentares anquimetamórficas da Bacia do Itajaí, ao longo do vale do Rio Itajaí. Estão deformadas pelo cavalgamento que coloca as rochas do Grupo Brusque acima do terreno chamado de Domínio Externo (Basei et al., 2011).

Também fazem parte do Domínio Externo os terrenos cristalinos das Microplacas Luis Alves e Curitiba (ao norte, entre os estados do Paraná e Santa Catarina) e do Craton Rio de la Plata (ao sul) entendidos como fragmentos continentais (*foreland*) envolvidos no processo de formação do Supercontinente Gondwana (Basei et al., 2000).

As Microplacas Luis Alves e Curitiba, constituem o embasamento para as Faixas Ribeira (Apiaí) e Dom Feliciano (Brusque) e são separadas pela Sutura de Pien com direção NE (Basei et al., 2000).

O complexo Granulítico de Santa Catarina (parte da Microplaca Luis Alves), conforme Hartmann et al. 1979 (*apud* Basei et al., 2000), possui rochas de alto grau metamórfico que não foram envolvidas nos processos Neoproterozoicos, tendo seu desenvolvimento restrito ao começo do Paleoproterozoico e cujas idades foram definidas em 2,35 Ga e 2,1 Ga (U-Pb em duas populações distintas de zircões) representativas do pico metamórfico de alto grau (Basei et al. 2000).

3.2 Bacia do Paraná

Na área de estudo, ocorrem registros dos Grupos Itararé (Formação Rio do Sul) e Guatá (Formação Rio Bonito), que estão compreendidos no contexto da Supersequência Gondwana I (Milani et al., 2007) da Bacia do Paraná, descritas brevemente a seguir.

A Bacia do Paraná é uma região sedimentar sul-americana que abrange o centro-sul do Brasil, o oeste do Uruguai, o leste do Paraguai e parte da Argentina, perfazendo um total de 1,5 milhão de quilômetros quadrados (Milani et al., 2007). Corresponde a uma vasta área de sedimentação paleozoica-mesozoica e é dividida em seis Supersequências (Milani, 1997): Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru. As três primeiras se relacionam aos grandes ciclos transgressivos paleozoicos (deposição de sedimentos em ambientes marinhos) e as outras se relacionam aos pacotes sedimentares continentais com rochas ígneas associadas (Milani et al., 1998).

A Supersequência Gondwana I, cujo desenvolvimento ocorreu entre o neocarbonífero e o mesozoico (Milani, 1997). Engloba o maior volume sedimentar da Bacia do Paraná e retrata uma grande variedade de condições deposicionais evoluindo de sedimentações marinhas com influência glacial até um amplo cenário de sedimentações de clima árido em contexto continental com domínio de campos de dunas eólicas. Esta Supersequência engloba também a Formação Aquidua (correlata ao Grupo Itararé), o Grupo Passa Dois e as Formações Pirambóia e Sanga do Cabral (Milani et al., 2007).

O Grupo Itararé corresponde à porção inferior da Supersequência Gondwana I e é representado por diamictitos maciços ou estratificados, com seixos e blocos de múltiplas litologias e áreas-fonte, sendo interpretado como depósitos marinhos relacionados à fase de degelo de glaciares de elevadas altitudes (Milani, et al., 2007). Dentro do regime glacial também são descritos ciclos de sedimentação granulo-decrescente (de areia a argila), associados a variações climáticas que refletem a subida relativa do nível do mar (França e Potter, 1988). Ritimitos e tilitos são característicos desse pacote embora ocorram de modo subordinado (Milani, et al., 2007).

Sobre o Grupo Itararé ocorre o Grupo Guatá, que corresponde a um pacote pós-glacial em ambiente marinho onde ocorreu, primeiramente, uma subida do nível do mar causada pela deglaciação (Milani et al., 2007) – ou cunha transgressiva – iniciada pela deposição alternada de pacotes arenosos (deltaicos) frequentemente retrabalhados pela ação de marés e alternados com a deposição de pacotes pelíticos em diferentes espessuras.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Recuperação, tratamento e análise de dados estruturais

Os dados estruturais compilados para a elaboração dos tratamentos no presente trabalho foram registrados em planilhas de Excel com medidas de atitudes das feições observadas em campo como, por exemplo, acamamentos sedimentares, foliações metamórficas, entre outras estruturas.

Essas planilhas foram organizadas de modo a apresentar, para cada ponto, dados de coordenadas (*datum* horizontal, zona, latitude, longitude e cota topográfica), descrições sucintas das litologias aflorantes e unidades geológicas correspondentes, além dos valores das medidas estruturais.

Adicionalmente, utilizou-se mapas integrados produzidos também no escopo da disciplina supracitada (em escala 1:50.000), que consistem em mapas de pontos com atitudes de superfícies principais observadas em campo (tanto de acamamento sedimentar, quanto de superfícies de foliação metamórfica) das áreas mapeadas e que, *a priori*, contêm dados de todos os afloramentos visitados onde foi possível coletar medidas estruturais.

Essa recuperação resultou em aproximadamente 1.270 pontos de afloramentos, reunidos em uma planilha Excel unificada. Destes, cerca de 370 pontos são representativos da Bacia do Paraná, 780 representativos do Grupo Brusque, 115 fazem parte das suítes intrusivas no Grupo Brusque e 10 são pertencentes ao embasamento do Grupo Brusque, associado ao Complexo São Miguel.

Na sequência, os dados do Grupo Brusque e da Bacia do Paraná foram tratados com o auxílio de software de geoprocessamento QGIS, com a finalidade de separação espacial por domínio tecto-metamórfico.

As análises estruturais foram feitas a partir de projeções estereográficas com o objetivo de entender e definir as características geométricas da superfície principal de foliação e os padrões de interferência que eventos deformacionais superpostos causaram nessa superfície.

Para tanto, os dados relativos aos afloramentos do Grupo Brusque foram separados em subdomínios, denominados de *A* e *B* (Domínio Norte) e *C* e *D* (Domínio Sul), visando a comparação dos dados estruturais em maior detalhe. A localização dos subdomínios está representada na Figura 13 do item 5.2.2.

4.2 Geocronologia por U-Pb (LA-ICP-MS) em zircões detríticos

O zircão (ZrSiO_4) é um silicato de zircônio comumente encontrado como mineral acessório em rochas ígneas e metamórficas félsicas a intermediárias, bem como em rochas sedimentares derivadas destas. Por ser altamente refratário, pode resistir a ambientes geológicos diversos, inclusive ambientes metamórficos de elevada temperatura. É comum a

incorporação de urânio (U) em seu retículo cristalino (em concentrações mensuráveis, superiores a 10 ppm), porém a incorporação de chumbo (Pb) durante a cristalização é baixa, pois trata-se de um elemento incompatível durante a formação desse mineral (Sato et al., 2008).

O método de datação U-Pb em zircões detríticos se baseia no decaimento de urânio para isótopos estáveis de chumbo, passando por etapas de transição intermediárias. O urânio possui três isótopos naturais radioativos: ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U . Os dois primeiros originam séries de desintegração gerando isótopos estáveis de chumbo ^{206}Pb e ^{207}Pb , respectivamente. O isótopo ^{234}U é gerado na série de decaimento do ^{238}U (Faure e Mensing, 2005). A tabela da Figura 3 mostra as abundâncias relativas, tempos de meia-vida e constantes de decaimento para os isótopos de U.

Isótopo	Abundância Relativa (%)	Tempo de Meia-Vida (bilhões de anos)	Constante de Decaimento (anos ⁻¹) - λ
^{238}U	99,2743	4,468	$1,551 \times 10^{-10}$
^{235}U	0,7200	0,704	$9,849 \times 10^{-10}$
^{234}U	0,0055	2,450	$2,829 \times 10^{-6}$

Figura 3: Abundância relativa, tempos de meia-vida e constantes de decaimento (λ) para os isótopos de urânio (retirado de Faure e Mensing, 2005).

As idades radiométricas podem ser calculadas a partir da equação:

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda t} - 1)$$

onde ^{204}Pb corresponde ao isótopo estável não radiogênico de chumbo, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ é a razão isotópica de chumbo, $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ corresponde a razão isotópica incorporada no tempo de formação mineral, $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ é a razão isotópica atual no mineral, λ é a constante de decaimento do elemento radioativo (^{238}U) e t é o tempo decorrido desde o fechamento do sistema U-Pb no mineral. Equação similar é usada para o par isotópico ^{235}U - ^{207}Pb , com a substituição das razões isotópicas e constante de decaimento (Canile, 2015).

Uma particularidade envolvendo este método de datação é a capacidade de o mineral analisado manter seu sistema fechado para U e Pb (bem como para os elementos intermediários) durante sua história, pois o U é um elemento móvel em ambientes oxidantes e muito suscetível ao processo de intemperismo químico (Faure e Mensing, 2005).

Se o sistema se manteve fechado desde a formação da rocha, as idades obtidas pela equação acima para os pares isotópicos ^{235}U - ^{207}Pb e ^{238}U - ^{206}Pb , serão concordantes e cairão, quando comparadas, sobre a curva denominada *concordia*. Caso o sistema se abra, devido a algum evento pontual ou contínuo, as idades podem formar uma reta denominada *discordia* (Sato et al., 2008). A Figura 4 mostra um exemplo de diagrama das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ por $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, exemplificando as curvas concordia e discordia.

Ainda segundo o autor, a intersecção superior entre as curvas concórdia e discórdia, pode ser interpretada como a idade de cristalização do cristal de zircão. Já o intercepto inferior pode significar a idade onde ocorreu abertura do sistema devido a algum evento tectônico. Porém, se identificado que o cristal de zircão teve perdas de Pb contínuas durante sua história, o intercepto inferior não terá significado geológico.

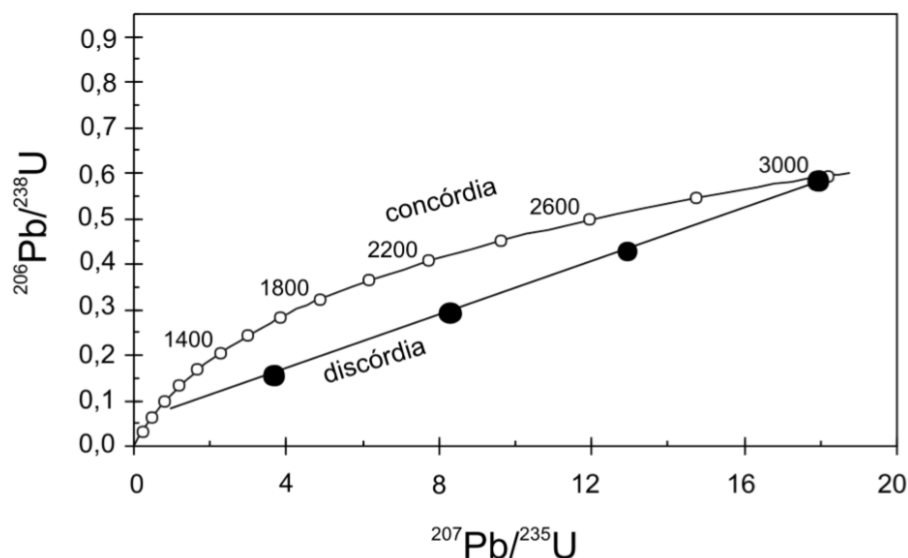


Figura 4: Diagrama concórdia U-Pb (retirado de Sato et al., 2008)

As análises em zircões detríticos pelo método U-Pb foram realizadas em 04 (quatro) amostras por LA-ICP-MS (*Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* ou Espectrometria de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente e Abrasão à Laser) no laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) IGc-USP.

Para tanto, os cristais de zircão foram concentrados a partir de amostras selecionadas, submetidas a: fracionamento (britagem e moagem), separação granulométrica (peneiras), separação eletromagnética (visando remoção de minerais magnéticos como magnetita e pirrotita), separação por densidade (passagem em líquidos com diferentes densidades) e seleção manual (catação sob lupa binocular) (Sato e Kawashita, 2002).

Os grãos de zircão foram então fixados em um disco de resina Epoxi (aproximadamente 100 grãos por amostra), que após desbaste e polimento expôs a parte interna dos cristais. O disco foi então analisado no Microscópio de Varredura Eletrônica (MEV) para o imageamento por catodoluminescência (CL – adquiridas pelo espectroscópio Monto CL3 acoplado ao microscópio eletrônico Quanta 250 FEG, CPGeo-USP). Essas imagens revelam a complexidade interna dos cristais, mostrando zoneamento ígneo, núcleos herdados, sobrecrecimentos metamórficos o que permite que o spot (do *laser*) seja posicionado em diferentes porções do grão permitindo que seja atribuído o significado das diferentes idades obtidas (cristalização ígnea, crescimento metamórfico, heranças, entre outros).

Para calibração do equipamento, intercalou-se a cada sete análises de zircões detríticos a análise do zircão padrão GJ-1 de idade ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ por IDTIMS) conhecida de $608,5 \pm 0,4$ Ma (Jackson et al., 2004).

4.3 Análise estatística e teste KS para idades U-Pb em zircões detríticos

Os resultados obtidos por LA-ICP-MS para as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, bem como os erros de medição associados (nível de confiança de $\pm 1\sigma$ – um desvio padrão), foram exportados em planilhas Excel e analisados com *software* Isoplot 3.6 (Ludwig, 2008) e *macros* Microsoft Excel do Arizona LaserChron Center (George Gehrels - <https://www.laserchron.org>).

Para a plotagem dos histogramas, curvas de frequência acumulada e gráficos $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (concordia), foram removidos os dados com valores acima de 10% de discordância. Além disso, utilizou-se as idades de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para grãos com mais de 1,3 Ga e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para grãos com idades menores que 1,3 Ga (Gehrels, 2014).

O Teste KS determina a probabilidade de diferença entre populações de dados, testando a hipótese nula de que os dados são iguais. Para tanto, as distâncias máximas entre duas curvas de frequência acumuladas são calculadas e comparadas a uma distância crítica determinada pelo número de dados de cada amostra (espaço amostral).

A aplicação desse teste para a análise de zircões detríticos implica na probabilidade de as amostras não terem a mesma fonte comum (mesma proveniência), para os casos onde o valor de distância das curvas em análise for maior que o valor de distância crítico e, caso contrário, não se pode afirmar que as populações são diferentes.

Para a melhor interpretação desses resultados, foi utilizado o valor-P que consiste em um parâmetro de confiabilidade relacionado ao erro analítico aceitável, cuja determinação é feita conforme o nível de precisão desejado. Neste estudo o valor P adotado foi de 95%, ou seja, as amostras que apresentaram valor-P menores que 0,05 foram interpretadas como provenientes de fontes distintas.

5. RESULTADOS OBTIDOS

5.1 Unidades Mapeadas

A seguir, é apresentada uma descrição sucinta das unidades litoestratigráficas estabelecidas na região de estudo, da unidade basal em direção ao topo das sequências, com enfoque nas litologias do Grupo Brusque. A separação em domínios foi mantida pois é congruente com o empilhamento litoestratigráfico proposto. O esboço do mapa geológico, contendo as disposições das unidades descritas, pode ser visto na Figura 5. A versão completa do mapa geológico encontra-se no Anexo II

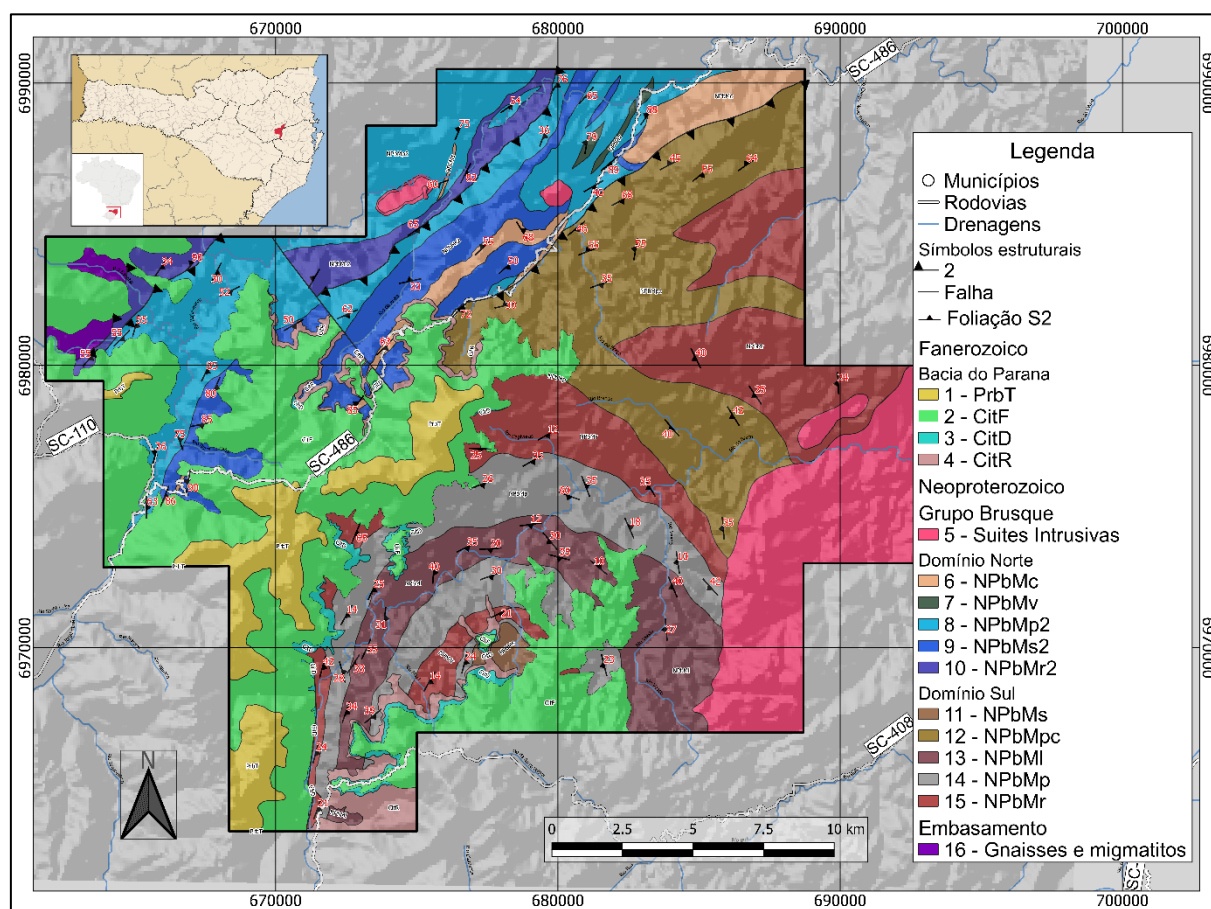


Figura 5: Mapa geológico da região de estudo. *Bacia do Paraná:* 1-Membro Triunfo, Supergrupo Itararé: 2-Folhelho; 3-Diamictito, 4-Ritmito; *Grupo Brusque:* 5-Suítes Intrusivas (diorito, granito porfirítico acinzentado, granito porfirítico rosado, hornfels e granito equigranular fino); *Domínio Norte:* 6-Metacarbonáticas, 7-Metavulcânicas, 8-Metapelíticas, 9-Metapsamíticas, 10-Metarritmicas (psamopelíticas); *Domínio Sul:* 11-Metapsamíticas, 12-Metapelíticas com lentes calcissilicáticas, 13-Metapelíticas com lentes metapsamíticas, 14-Metapelíticas, 15-Metarritmicas; *Embasamento (Paleoproterozoico):* 15: Gnaisses e migmatitos

A individualização das unidades litoestratigráficas levou em consideração a similaridade composicional entre litotipos aflorantes, especialmente para as unidades Metacarbonática (NPbMc) e Metavulcânica (NPbMv). As demais unidades apresentam

alternâncias entre litotipos metapelíticos e metapsamíticos em proporções variadas e foram separadas a partir das relações de predominância de um litotipo sobre o outro.

5.1.1 Domínio Sul

De modo geral, as rochas do Domínio Sul apresentam uma foliação metamórfica principal (xistosidade fina a média) e uma clivagem de crenulação posterior, mais evidente nas rochas ricas em biotita e muscovita (metapelitos). Os afloramentos possuem alto grau de alteração em cores avermelhadas.

É frequente a presença de veios anastomosados de quartzo leitoso de espessuras variadas (milimétrica a centimétrica), que ocorrem tanto concordantes quanto discordantes em relação à superfície de foliação metamórfica principal (Figura 6).

Foram individualizadas cinco unidades pertencentes ao Domínio Sul, descritas a seguir.



Figura 6: Veio anastomosado de quartzo concordante com a foliação principal no ponto VRA-V-014.

5.1.1.1 Unidade Metaritmica (NPbMr)

Nas exposições dessa unidade, ocorrem alternâncias rítmicas (camadas intercaladas de poucos centímetros até 1m de espessura) de (granada)-biotita-muscovita xistos e muscovita-quartzo xistos, localmente muscovita quartzidos, com foliação metamórfica principal marcada por cristais micáceos e texturas, respectivamente, lepidoblástica, lepidogranoblástica e granoblástica. Nas camadas metapelíticas, encontram-se porfiroblastos de granada de até 2mm de diâmetro.

Na Figura 7, observa-se rocha com bandamento composicional sub-horizontal (de origem sedimentar, S_0) bem marcado, onde intercalam-se camadas metapsamíticas (coloração bege) e camadas metapelíticas (coloração cinza). Observa-se também, o paralelismo entre os planos de foliação metamórfica principal e de bandamento

composicional, mostrando o caráter transposicional atribuído à superfície principal. Outra feição estrutural presente, são as clivagens de crenulação, associadas a eventos posteriores que afetaram a superfície principal.



Figura 7: Afloramento de metarritmito psamo-pelítico do ponto VRA-VI-116, onde a superfície principal de foliação ocorre crenulada e apresenta paralelismo com o plano de acamamento marcado pelo bandamento composicional (S_0).

Em lâmina (Figura 8), observa-se nas camadas metapelíticas, dobras intrafoliais e padrões S-C que registram foliação pretérita à foliação metamórfica principal. Tal feição, associada com as características descritas anteriormente, indica que a superfície de foliação metamórfica principal é, no mínimo, S_2 contendo S_1 preservada.

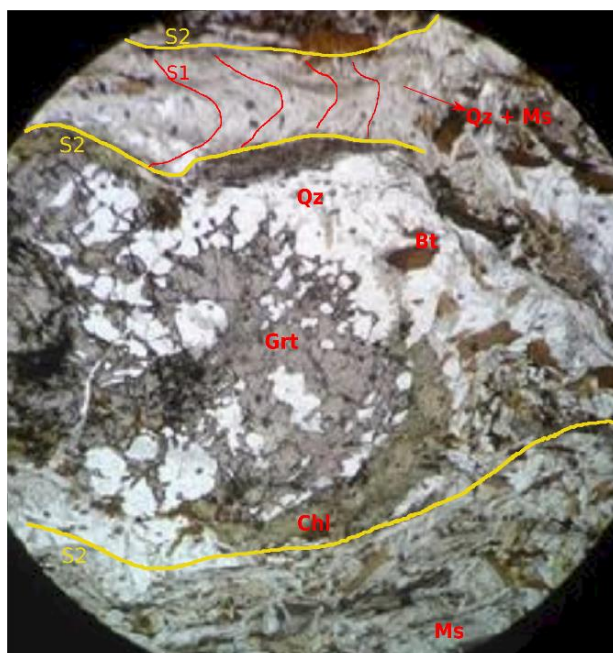


Figura 8: Exemplo de microlitons preservando S_1 dobrada (parte superior da imagem) e também porfiroblasto de granada (1,5mm) rotacionado com sombra de pressão de quartzo e clorita, S_2 se amolda ao porfiroblasto (ponto VRA-VI-009A).

A assembleia mineralógica contém, além de quartzo, muscovita e granada, cristais de biotita e clorita concordantes a foliação principal em sua maioria e uma segunda população de cristais de granada em menor tamanho e sem inclusões.

Parte dos cristais de clorita observados estão associados à biotita e granada em relação de substituição, evidenciando retrometamorfismo (Figura 8).

De maneira pontual, são observados cristais de plagioclásio saussoritizado e microclínio (em menor proporção). Estas ocorrências podem indicar um protólito sedimentar imaturo com deposição próxima a fonte.

5.1.1.2 Unidade Metapelítica (NPbMp)

Compreendem esta unidade granada-quartzo-muscovita xistos, granada-biotita-quartzo-muscovita xisto e quartzo-muscovita xisto com presença subordinada de muscovita-quartzo xistos dispostos em lentes delgadas e descontínuas de até 20 cm de espessura.

A foliação metamórfica principal é marcada pelo crescimento de minerais micáceos, principalmente muscovita, com granulação fina a média. Também fazem parte da associação mineralógica cristais de biotita (na matriz e como porfiroblastos de até 3mm) e clorita, granada em porfiroblastos de até 5mm, além de quartzo em proporção reduzida. A textura da matriz das rochas é lepidoblástica a grano-lepidoblástica.

Microscopicamente, observa-se que a foliação principal se amolda aos porfiroblastos de granada e biotita, que apresentam inclusões de quartzo, clorita e muscovita muitas vezes em continuidade com a foliação externa (Figura 9), evidenciando caráter sin-cinemático de uma parcela desses minerais.

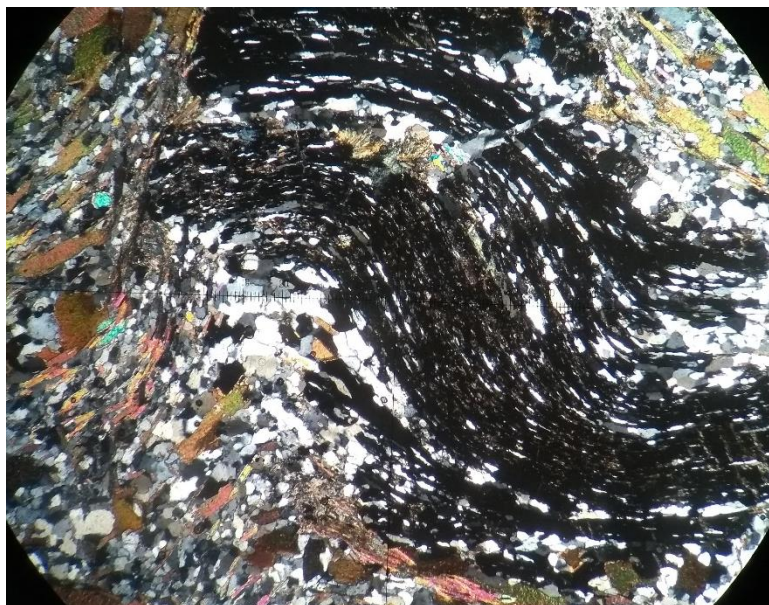


Figura 9: Cristal de granada (1,5 mm) sin-cinemática à nicois cruzados do ponto VRA-VI-042, caráter contínuo da foliação principal dentro e fora do cristal rotacionado. Associação entre granada, biotita, muscovita e quartzo.

Cristais de quartzo ocorrem em pequenas lentes delgadas subordinadas às porções pelíticas. Muitas vezes essas lentes preservam indícios de foliação metamórfica anterior (S_1), como *microlithons* em quartzo e biotita, implicando que a superfície de foliação metamórfica principal é, no mínimo, uma superfície S_2 .

Em particular, algumas das lâminas analisadas (por exemplo, VRA-V-117 e VRA-V-118) contém proporções elevadas de plagioclásio, que chegam a ultrapassar a quantidade de quartzo. Os grãos são subarredondados, apresentando geminação polissintética e forte saussoritização.

Também foram observados, de maneira pontual, cristais euédricos de allanita, apatita, epidoto e turmalina como acessório nessas rochas, além de zircões. Esses minerais em associação à presença de plagioclásio podem indicar que o protólito sedimentar com caráter imaturo.

5.1.1.3 Unidade Metapelítica com lentes calcissilicáticas (NPbMpc)

Nessa unidade, bem como na unidade descrita a seguir (NPbMI), os registros metapelíticos possuem características semelhantes aos descritos na unidade anterior (NPbMp). Diferenças sutis são observadas com relação a proporção e tamanho de porfiroblastos de granada, em geral menores; e aumento sutil na quantidade de quartzo (sem ultrapassar 50%, não sendo classificáveis como metapsamitos).

As lentes calcissilicáticas apresentam, em lâmina, intercalações de lentes granoblásticas com lentes nematoblásticas marcadas, respectivamente, por cristais de quartzo e plagioclásio (saussoritizado) e cristais aciculares de actinolita associada a epidoto, zoisita e clinozoisita, possivelmente em reações de substituição entre si. Essas rochas possuem pouco conteúdo de carbonatos nas seções delgadas analisadas.

Os contatos entre grãos de quartzo são poligonalizados a interlobados, evidenciando migração de borda de grãos e temperaturas superiores a 500°C para a formação dessas rochas.

5.1.1.4 Unidade Metapelítica com lentes metapsamíticas (NPbMI)

Em algumas amostras de metapelitos desta unidade, cristais de granada ocorrem em tamanho similar à granulação dos demais cristais (média a grossa), não possuindo características porfiroblásticas.

Ocorrem muscovita-quartzo xisto e muscovita-quartzito expressos em lentes com variação grande de espessura, de modo que os afloramentos de metapsamito aparecem, em escala de mapa, como pontos isolados onde a maioria dos litotipos do entorno são de

metapelitos. Ocorre também a presença de ambos os litotipos no mesmo afloramento, mas a colocação deles não é de forma rítmica, sem um padrão sistemático de ocorrência de modo a individualizá-los como unidade distinta.

São rochas de estrutura foliada, onde aparece bem marcada a foliação principal S_2 e a textura lepidogranoblástica e granoblástica. Em lâmina e de maneira pontual, foram observados cristais de carbonato presentes como inclusão em granada ou em associação com quartzo, disseminados pela foliação principal S_2 . Ocorrem ainda cristais de plagioclásio saussoritizados.

5.1.1.5 Unidade Metapsamítica (NPbMs)

Esta unidade inclui granada-biotita-muscovita-quartzo-xisto, quartzito micáceo e ortoquartzito. Os quartzitos são majoritariamente micáceos, de coloração branca a levemente amarelada, e possuem estrutura xistosa, com textura granoblástica e níveis lepidogranoblásticos relativamente mais ricos em muscovita e biotita. Sua granulação varia de fina a média. O granada-biotita-muscovita-quartzo-xisto tem porfiroblastos de granada milimétricos (pré a sin-cinemáticos) e coloração acinzentada.

5.1.1.6 Metamorfismo e condições de formação do Domínio Sul

As paragêneses observadas no Domínio Sul possuem características similares em todas as unidades descritas, com a principal assembleia mineralógica compreendendo cristais de granada, quartzo, muscovita, biotita e clorita, além de minerais opacos e acessórios como zircão.

As interações observadas em lâmina permitem interpretar que a reação mínima ultrapassada é $Chl + Ms = Grt + Bt + Qtz + H_2O$ e a reação máxima, dada a ausência de estauroilitas, corresponde a $Grt + Chl + Ms = St + Bt + H_2O$, sugerindo que essas rochas estão em *fácies* xisto verde superior, na Zona da Granada. As microestruturas observadas em cristais de quartzo, como migração de borda de grãos, permitem inferir que os litotipos estiveram a temperaturas superiores a 500°.

O campo de pressão e temperatura está limitado, conforme a Figura 10, por estas duas reações, bem como pelos campos de pressão e temperatura da andaluzita e sillimanita (conforme Basei *et al.* 2011).

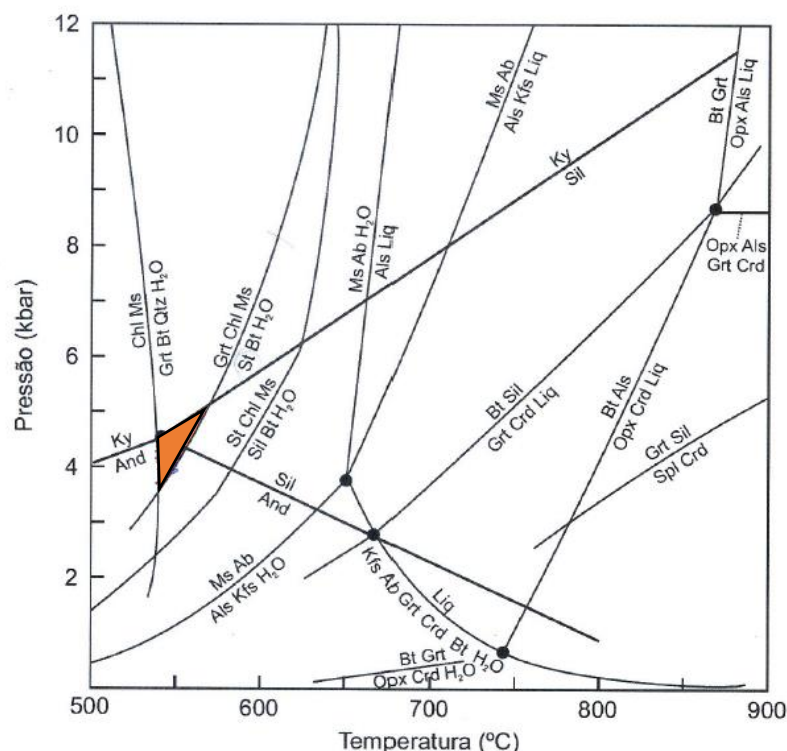


Figura 10: Diagrama P vs. T compilado a partir de Spear & Cheney (2000) e Spear *et al* (1999). Região destacada (laranja) mostra o campo de pressão e temperatura (entre 3,5 e 5,0 Kbar, por volta de 550°C) limitado pelas associações mineralógicas observadas, correspondente a *facies* xisto-verde, Zona da Granada.

Ocorrem também importantes relações entre cristais de biotita, granada e clorita, onde a clorita, frequentemente, substitui de maneira parcial e/ou total os cristais de biotita e granada, em situação de retrometamorfismo na zona da clorita, em *facies* xisto verde inferior. Todos os cristais de quartzo observados em lâminas dessa região, apresentam extinção ondulante, interpretada como resultado de eventos deformacionais superpostos ao evento principal e de temperaturas mais brandas que podem estar relacionados ao retrometamorfismo.

5.1.2 Domínio Norte

5.1.2.1 Unidade Metaritmica (NPbMr2)

Esta unidade compreende alternância centimétrica ardósias e filitos quartzosos, finamente foliados, porém apresentando dobras intrafoliais, além de clivagem de crenulação. Também ocorre sericita xisto, muscovita xisto associado a muscovita quartzito com proporções de clorita variantes. Essas características sugerem que a foliação metamórfica principal é, no mínimo S_2 , afetada por, pelo menos, um evento deformacional posterior.

5.1.2.2 Unidade Metapelítica (NPbMp2):

Fazem parte dessa unidade os litotipos como ardósia, sericita filito e clorita-sericita filito de coloração cinza-esverdeada, estrutura foliada com xistosidade fina a muito fina e textura lepidoblástica, onde a foliação metamórfica principal (S_2) é marcada pela orientação de cristais de sericita, muscovita e clorita.

Em lâmina, observa-se a presença de cristais de quartzo em lentes alongadas concordantes com a foliação metamórfica principal, onde ocorrem arcos poligonais que preservam foliação metamórfica anterior, o que indica que a foliação principal é, no mínimo, S_2 . Nos quartzos, também é possível notar recristalização por rotação de subgrão. Não raro, ocorrem pseudomorfos de biotita substituídos total ou parcialmente por clorita.

5.1.2.3 Unidade Metapsamítica (NPbMs2):

Quartzito e sericita-quartzo xisto de coloração amarelada a bege, são registros presentes nesta unidade, bem como biotita-muscovita-quartzo xisto, quartzitos micáceos e muscovita-quartzo xisto. Possuem estrutura foliada com xistosidade fina à média, com mineralogia compreendendo quartzo, muscovita, clorita e plagioclásio, bem como pirita entre os minerais opacos, reconhecíveis em lâmina, pelo formato euédrico característico e em campo, também pelo brilho dourado.

É comum a presença de lentes de composição mais pelítica que possuem caráter descontínuo em grande parte e que, às vezes, formam horizontes bem definidos compreendendo sericita filito com e sem clorita.

5.1.2.4 Unidade Metavulcânica (NPbMv):

Esta unidade é composta, predominantemente, por rochas máficas e ultramáficas compreendendo metabasaltos variolíticos ou amigdaloidais, clorita xistos e tremolita xistos. Há predomínio de rochas finas a muito finas foliadas de coloração cinza a cinza-esverdeado. Em lâmina, a textura nematolepidoblástica dessas rochas contém porções granoblásticas de recristalização de quartzo, a foliação principal é marcada pela actinolita e quartzo estirado. Essas rochas são compostas de anfibólio (actinolita), quartzo, feldspato (albita), clorita, e minerais de argila. Também ocorrem cristais de tremolita, titanita e rutilo em algumas amostras.

5.1.2.5 Unidade Metacarbonática (NPbMc):

Foram agrupadas nessa unidade rochas metacalcárias, metamargas e calcissilicáticas, de coloração escura cinza-azulada, que apresentam estrutura bandada com

intercalação de camadas carbonáticas ricas em calcita e camadas pelíticas e/ou dolomíticas, ocorrendo lentes metamáficas associadas.

O bandamento das rochas é composicional, e também reflete o acamamento sedimentar S_0 . A Figura 11 compara a disposição da litologia em campo e em lâmina.

A mineralogia destas rochas compreende cristais de calcita/dolomita, quartzo, epidoto, talco, tremolita, clorita, biotita, sericita e muscovita. As bandas carbonáticas apresentam textura granoblástica fina e são compostas principalmente por: tremolita, calcita/dolomita, epidoto e quartzo associado a talco, caracterizando uma paragênese de baixo grau metamórfico. As bandas pelíticas são intensamente foliadas, de granulação fina a média, compostas principalmente por clorita, biotita, muscovita e quartzo, paragênese típica da zona da biotita, *facies* xisto verde. As paragêneses, tanto das bandas pelíticas quanto das bandas carbonáticas, indicam metamorfismo em fácies xisto verde (zona da biotita, até 550 °C).

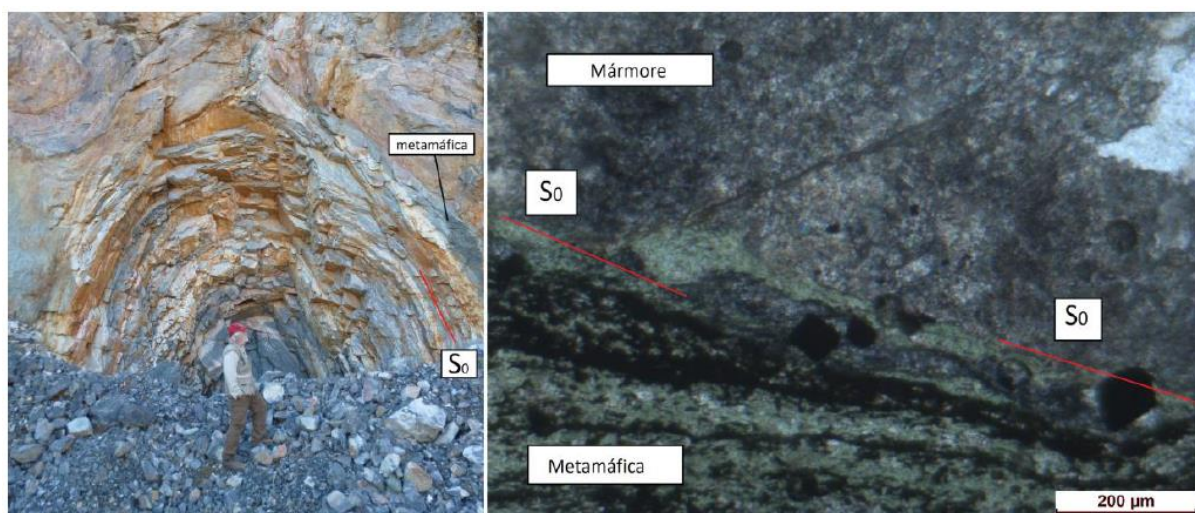


Figura 11: À esquerda, afloramento (VRA-IV-075) de uma macrodobra, indicando metacarbonatos e lente associada de rocha metamáfica e, à direita, contato entre as duas litologias evidenciando paralelismo entre S_0 e S_2 .

5.1.2.6 Metamorfismo e condições de formação do Domínio Norte

Apesar de distintas, as paragêneses existentes nos litotipos desse domínio indicam fácies xisto verde inferior, na Zona da Biotita. Os grãos de quartzo apresentam microestruturas de rotação de subgrão, indicando temperaturas inferiores a 550°C. Regionalmente, o Grupo Brusque apresenta evolução com pressões limitadas ao campo da andalusita e sillimanita (Basei *et al.* 2011), o que permite inferir o limite superior de pressão em torno de 4,5 Kbar.

Assim como no domínio sul, é comum a presença de cloritas retrometamórficas substituindo outros minerais, principalmente biotitas.

5.2 Análise estrutural

5.2.1 Bacia do Paraná

É característico deste pacote litológico baixos valores de mergulho para o acamamento sedimentar, onde muitas das litologias apresentam comportamento sub-horizontal, com exceção de algumas medidas que mostram ângulos de mergulho mais acentuados, associados à presença de perturbações como falhas, fraturas, intrusões e, pontualmente, podem ser associados às irregularidades topográficas do embasamento (Grupo Brusque) durante a deposição.

Na Figura 12, foram plotados os polos dos planos de acamamento do conjunto de dados relativos à Bacia do Paraná. Estes dados resultam em um plano máximo com atitude horizontal (N90°W/00°W). Entretanto, quando analisados separadamente, verifica-se que o Domínio Norte possui leve desvio de mergulho para oeste com plano máximo de atitude aproximada N30°E/06°NW, representado pelo grande círculo em azul na Figura 12, enquanto o Domínio Sul apresenta comportamento horizontal.

Apesar de existir, a diferença entre comportamentos estruturais dos domínios é sutil, e pode ser creditada à variação topográfica do embasamento. Esta ressalva é feita pois entende-se que os eventos que causaram as deformações observadas no Grupo Brusque, que mostram comportamentos estruturais distintos entre os domínios, são pretéritos à formação e consolidação da Bacia do Paraná.

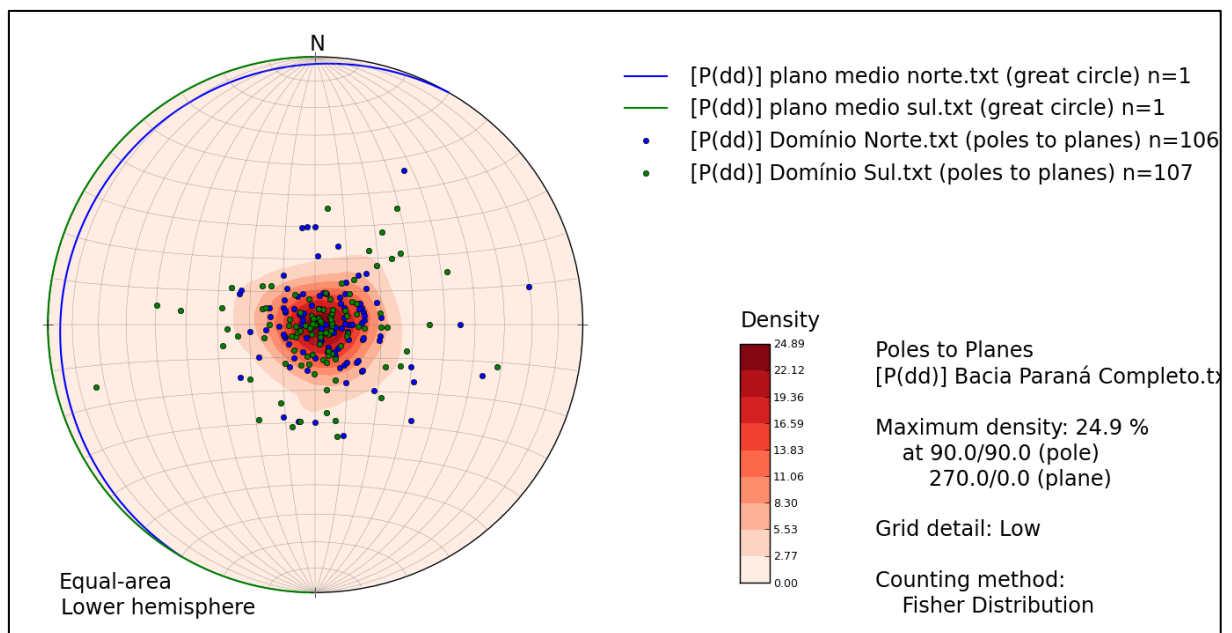


Figura 12: Polos dos planos de acamamento sedimentar e planos médios dos afloramentos da Bacia do Paraná. Em azul o Domínio Norte e em verde o Domínio Sul.

5.2.2 Grupo Brusque

Para a realização do tratamento de dados estruturais, os dados compilados foram divididos em subdomínios conforme a Figura 13. Desta forma, a análise foi feita em maior detalhe, principalmente no que se refere a macroestrutura cartografada no Domínio Sul

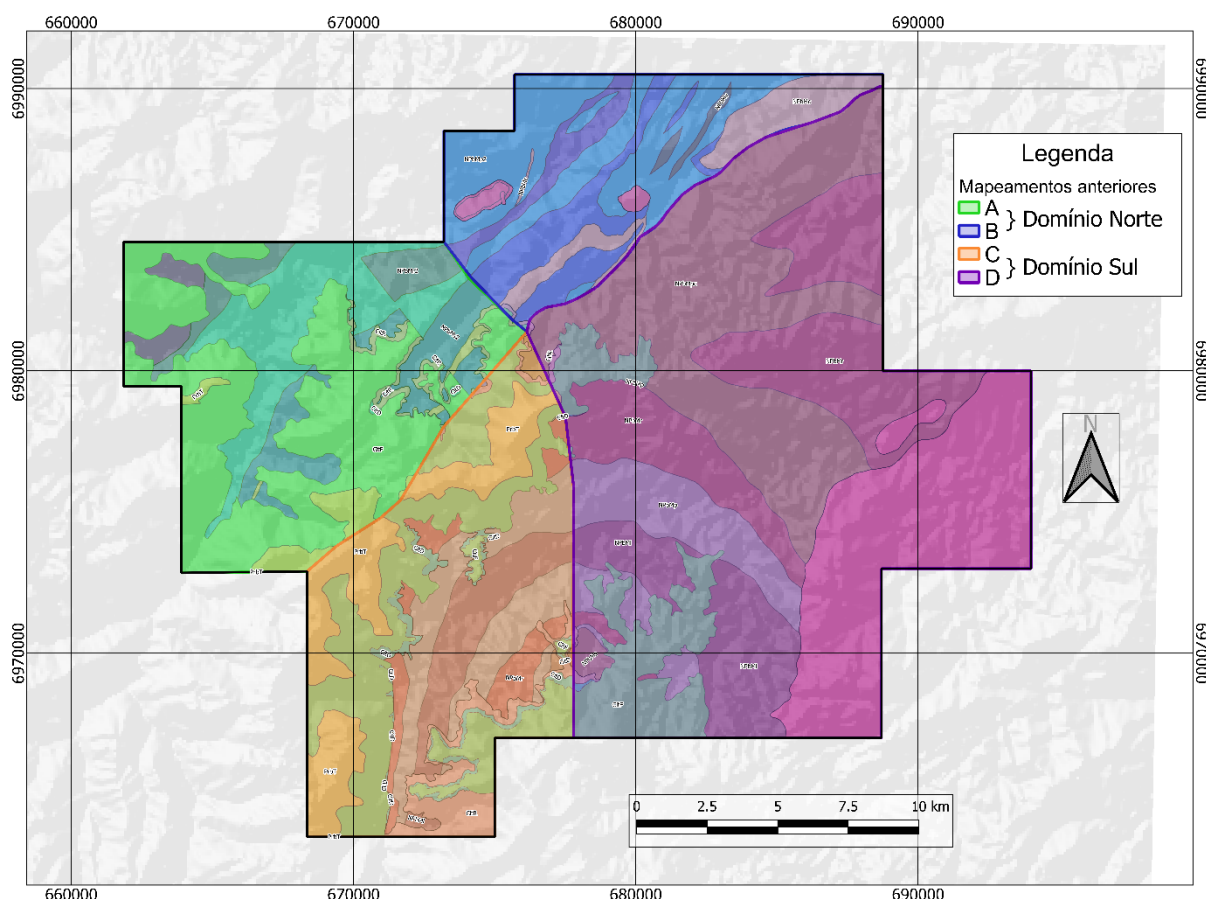


Figura 13: Divisão dos subdomínios usados para análise estrutural de detalhe.

A superfície principal observada em todos os afloramentos do Grupo Brusque é uma foliação metamórfica S_2 que está afetada por deformações posteriores observadas na área de estudo. Para melhor exemplificar a geometria dessa superfície, o perfil geológico esquemático da Figura 14 foi construído, com base nas atitudes aparentes de S_2 e na disposição litoestratigráfica proposta no presente trabalho. Observa-se que as unidades litoestratigráficas estão dispostas em dobras assimétricas com vergência NW que foram associadas a uma fase de dobramentos no mínimo D_3 . Essa fase de dobramentos é melhor analisada nos itens seguintes.

A localização do perfil pode ser vista no mapa geológico do Anexo II

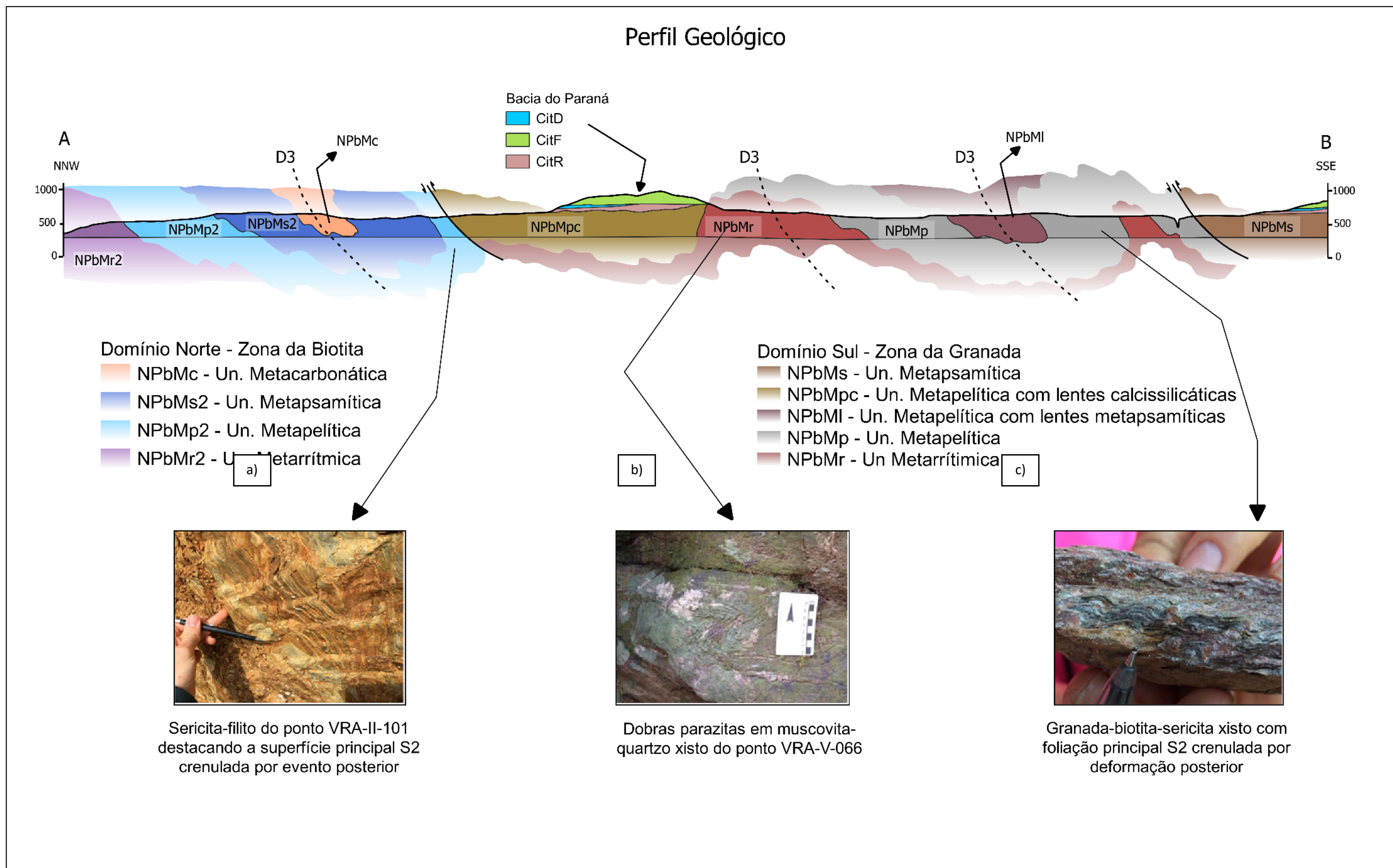


Figura 14: Perfil geológico esquemático ilustrando comportamento da superfície principal de foliação metamórfica S2, bem como evento posterior D3 expresso em dobras assimétricas com vergência para NW. As imagens a e c mostram a superfície principal afetada por clivagens de crenulação. A imagem b mostra dobras assimétricas parazitas afetando a superfície principal. *Bacia do Paraná:* CitR – ritmitos; CitD – diamictitos; CitF – folhelhos.

5.2.2.1 Domínio norte

Os estereogramas da Figura 15 mostram as atitudes da superfície de foliação principal S_2 para o Domínio Norte como um todo (Figura 15A), bem como para os subdomínios A e B (Figuras 15B e 15C, respectivamente). Observa-se maior concentração dos polos de planos no quadrante NW, indicando que a superfície S_2 possui, de maneira geral, direção NE-SW com ângulos de mergulho moderados a altos para SE. O subdomínio C apresenta plano máximo de atitude aproximada $N21^\circ E/82^\circ SE$. Já o subdomínio D possui plano máximo com atitude $N36^\circ E/56^\circ SE$.

Com a dispersão dos polos, é possível identificar guirlandas com orientações axiais NE-SW (Figura 15A) de uma fase de dobramento, que deve corresponder à deformação pós o clímax metamórfico, uma vez que interfere em S_2 sem formar nova superfície de foliação metamórfica. Esta deformação pode estar relacionada à fase D_3 à qual se credita a distribuição em mapa das unidades cartografadas. A partir dessa análise, sugere-se que o plano axial de D_3 tenha atitude aproximada $N33^\circ E/74^\circ SE$ e que, devido ao pequeno número de dados com caimento para NW, esse dobramento corresponda a dobras inversas com vergência NW. A partir da dispersão dos polos de planos também é possível classificar as dobras como apertadas a isoclinais.

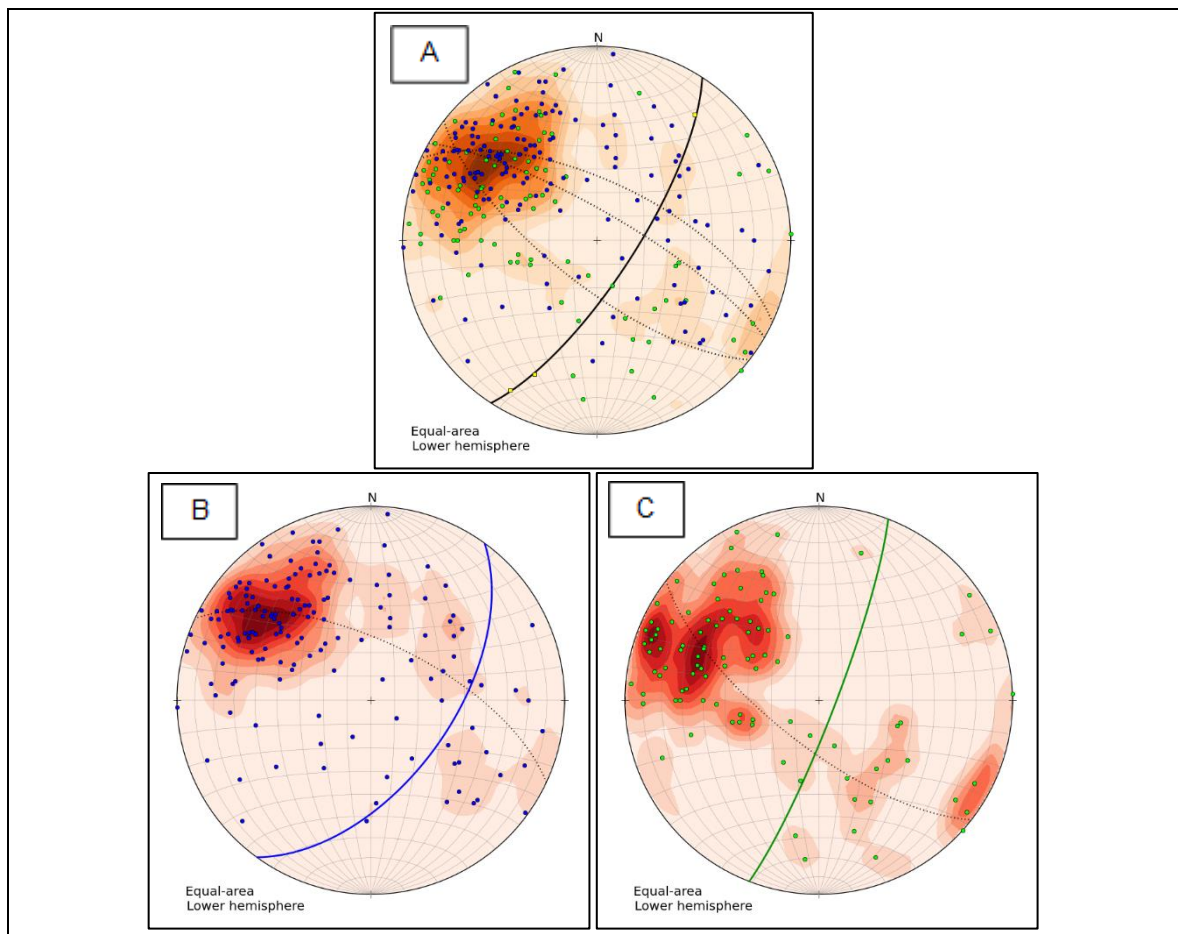


Figura 15: polos dos planos de S_2 . a): dados do Domínio Norte com guirlandas ajustadas para os subdomínios e para os dados totais (pontilhado) e plano axial D_3 inferido; b): dados do subdomínio A com plano máximo (azul); c): dados do subdomínio B com plano máximo (verde).

5.2.2.2 Domínio Sul

A Figura 16 contém estereogramas para o Domínio Sul e os subdomínios C e D, com as atitudes de superfície principal de foliação S_2 . Neste domínio, a superfície S_2 possui mergulhos moderados a baixos para as direções SW e SE, onde os dados do subdomínio C apresentam plano máximo com atitude $N15^\circ E/22^\circ SE$, aproximadamente e, em contraste, os dados do subdomínio D resultam em um plano máximo de $N30^\circ W/33^\circ SW$.

O ajuste de guirlandas para esse domínio resultou em duas principais direções axiais: o subdomínio C (Figura 16b) possui direção axial NE-SW e o subdomínio D (Figura 16c) com direção axial NW-SE. Tais atitudes foram interpretadas como relacionadas à fase de deformação D_3 que se encontra afetada por dobramento mais tardio, possivelmente D_4 ou superior, expresso em escala de mapa pela megaestrutura que ocorre apenas no Domínio Sul.

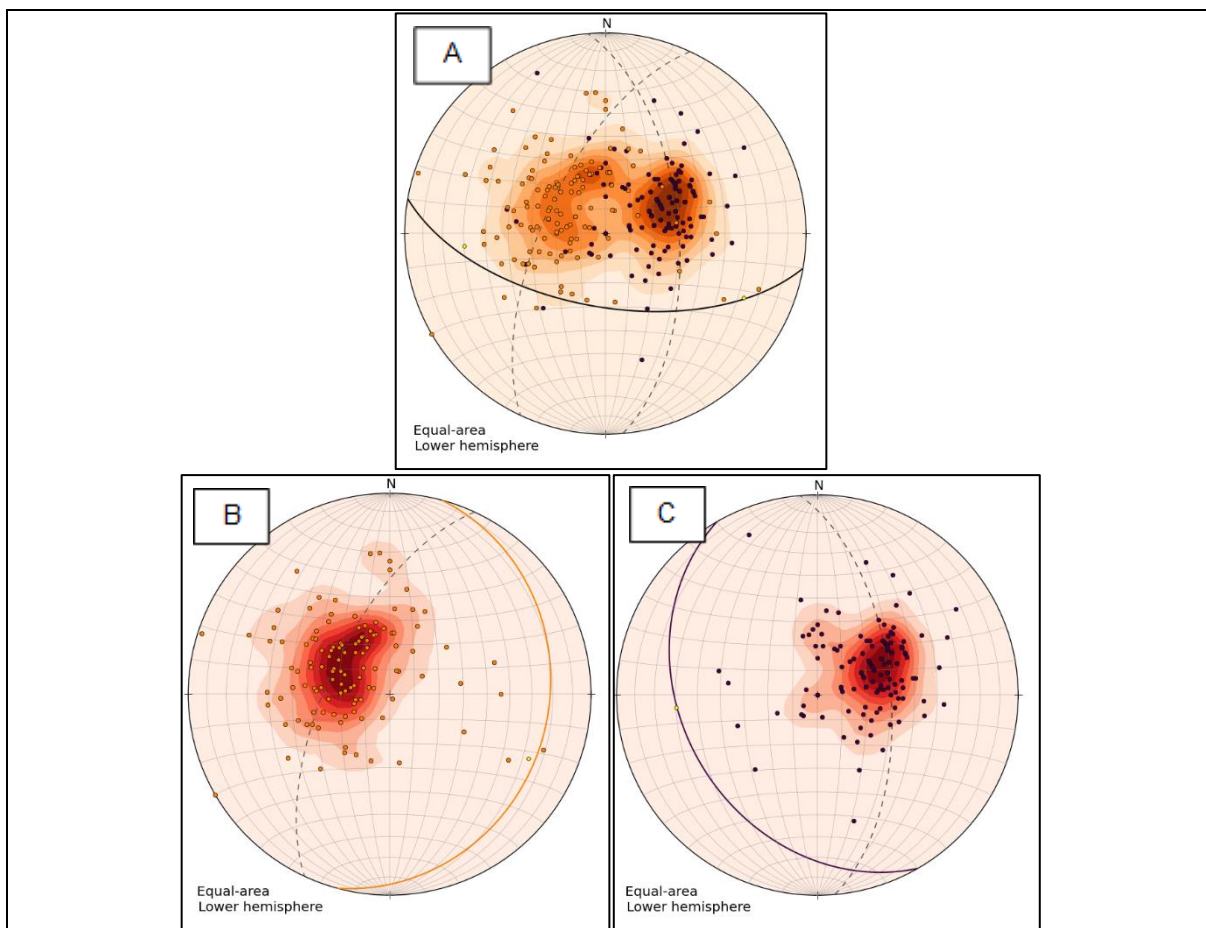


Figura 16: polos dos planos de S_2 . a): dados do Domínio Sul com guirlandas ajustadas para os subdomínios C e D; b): dados subdomínio C com plano máximo (vermelho); c): dados do subdomínio D com plano máximo (roxo).

5.3 U-Pb em zircões detríticos

Para as análises de idade pelo método U-Pb em zircões detríticos, foram preparadas quatro amostras, sendo três do Domínio Sul (VRA-VI-017, VRA-VII-024 e VRA-VIII-056) e

uma do Domínio Norte (VRA-II-058). A localização das amostras está destacada na Figura 17.

Inicialmente, pretendeu-se analisar o mesmo número de amostras para os dois domínios (duas para cada). Porém, devido às características composicionais das rochas do Domínio Norte, apenas a amostra VRA-II-058 resultou em uma quantidade aceitável de zircões detríticos para análise. Desta forma, optou-se neste trabalho pela utilização das amostras disponíveis e, com os resultados obtidos, verificou-se uma resposta excelente para as comparações pretendidas no presente trabalho.

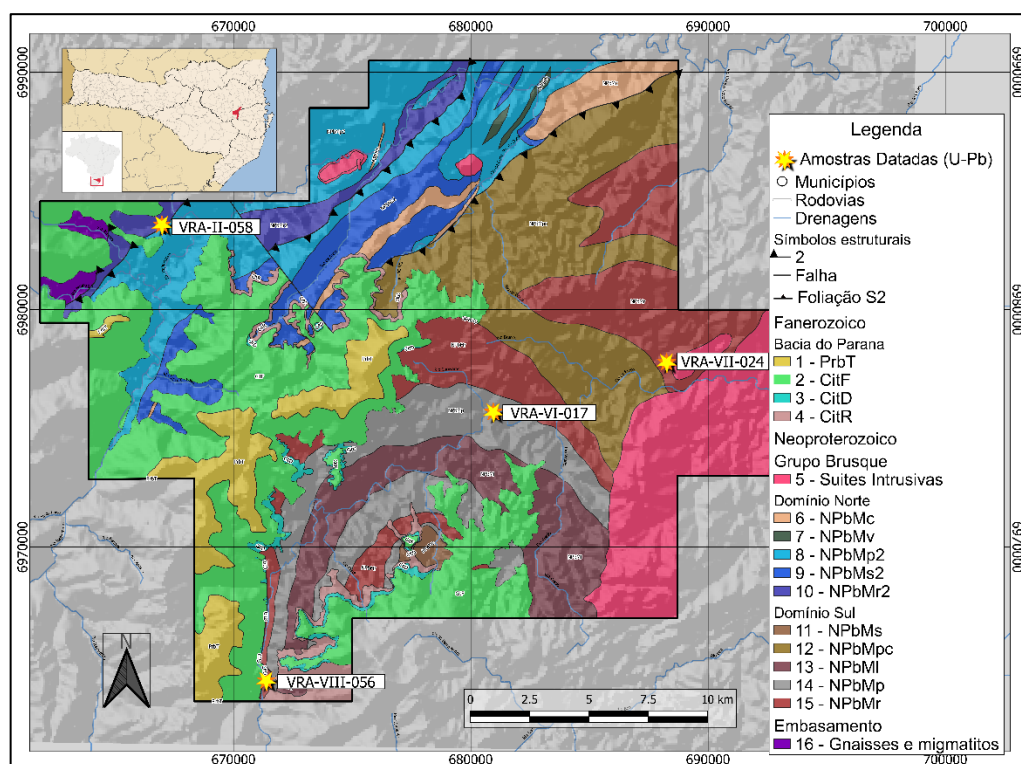


Figura 17: Mapa com a localização das amostras usadas na datação por U-Pb em zircões detríticos

A amostra VRA-VI-017 pertencente à Unidade Metapelítica (NPbMp), foi classificada como granada-clorita-biotita-muscovita xisto com textura porfiroblástica e matriz lepidoblástica, granulação fina. Os cristais de granada estão rotacionados, possuindo inclusões de quartzo e crescimento de clorita associada com quartzo em sombras de pressão. A maioria dos cristais de granada, nesta amostra, podem ser classificados como pré-cinemáticos à foliação metamórfica principal S_2 .

As amostras VRA-VII-24 e VRA-VIII-056 pertencem à Unidade Metarítica (NPbMr) sendo a primeira classificada como granada-biotita-quartzo-muscovita xisto e está localizada na porção leste, próximo à região de Aguti e compreende um registro metapelítico da unidade. Já a segunda amostra, classificada como granada-clorita quartzito com biotita e muscovita, está localizada no extremo sul da área de estudos, próxima ao Rio do Braço e da rodovia SC-408 e corresponde a registro metapsamítico da unidade.

A amostra VRA-II-058 pertence a Unidade Matarítmica do Domínio Norte (NPbMr2) e está localizada próximo ao Rio Itajaí-Mirim a nordeste de Presidente Nereu. A rocha não foi laminada, porém foi classificada em campo como sericita-quartzo filito silicificado.

A Figura 18 contém imagens de catodoluminescência (CL) selecionadas de cada amostra para exemplificar as variedades de grãos de zircão mais representativos amostrados. Estão presentes estruturas de zoneamento ígneo, núcleos herdados e sobrecrecimento metamórfico. As imagens completas de CL para as amostras encontram-se no Anexo I.

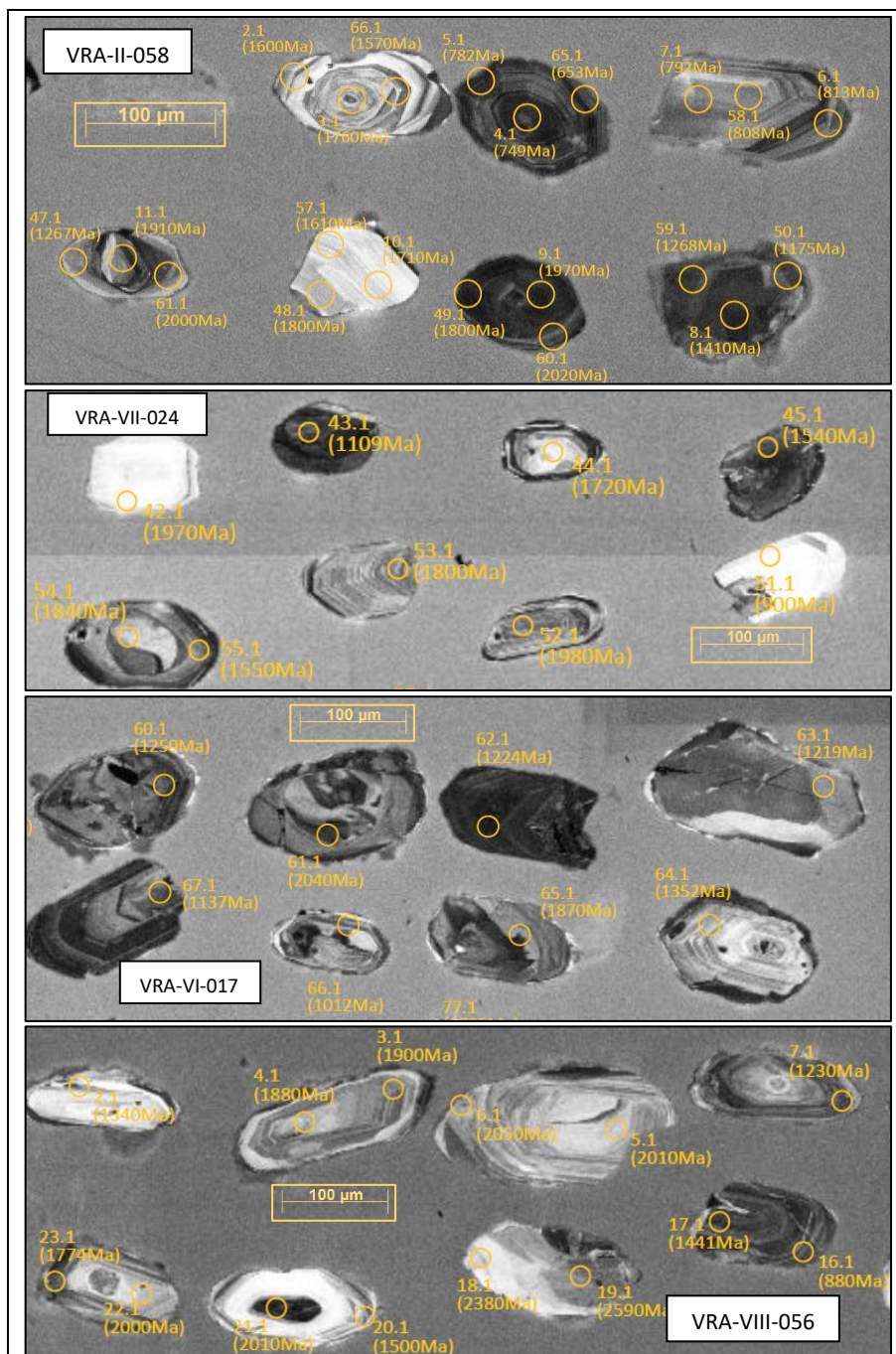


Figura 18: Imagens de catodoluminescência de zircões representativos de cada amostra. Em amarelo os *spots* de análise e idades associadas.

De maneira geral, os grãos de zircão amostrados possuem até 150 μm , são translúcidos e possuem proporções de comprimento-largura de 2:1 com arestas arredondadas. Em menor frequência, ocorrem grão de proporção 3:1, de característica mais prismática. Boa parte dos grãos possui micro fraturas que foram evitadas. A Figura 19 contém gráficos de frequência (histogramas), curvas de probabilidade de densidade e também os gráficos concórdia para cada amostra analisada.

Na amostra VRA-II-058 foram amostrados 83 *spots* (sítios) em 30 grãos de zircão, dos quais 40 *spots* possuem discordância inferior a 10%. As idades obtidas variam de $634,2 \pm 7,1$ Ma até $2208,1 \pm 30,6$ Ma onde a curva de probabilidade de densidade (CPD) mostra padrão poli-modal com pico mais expressivo entre 815 e 780 Ma (Figura 19 A), aproximadamente, e picos menores em 680, 1200 e 1900 Ma, mostrando contribuições do Paleoproterozoico (Orosiriano) ao Mesoproterozoico (Ectasiano) e do Neoproterozoico (Toniano médio ao Ediacarano inferior).

A amostra VRA-VI-017 possui 100 *spots* amostrados em 78 grãos de zircão, dos quais 78 *spots* possuem idades concordantes. As razões Th/U variam entre 0,08 e 2,37, sugerindo origem ígnea para os grãos. As idades resultantes variam entre 846 ± 7 Ma e 1952 ± 22 Ma (Figura 19 B). A CPD, também poli-modal, mostra pico em aproximadamente 1210 Ma (Ectasiano-Steniano), com picos menos expressivos em 1500 e 1850 Ma. Essas idades representam contribuições do Paleoproterozoico (Orosiriano) ao Mesoproterozoico (Steniano). A contribuição Neoproterozoica ocorre em dois *spots* cujas idades são 846 ± 7 e 902 ± 13 Ma, restritas ao Período Toniano.

Foram feitos 100 *spots* em 98 grãos de zircão para a amostra VRA-VII-024, sendo que 79 *spots* resultaram em idades concordantes. A Figura 19 C, mostra as idades obtidas que variam de 993 ± 10 até 1943 ± 19 , correspondendo a contribuições do Paleoproterozoico (Orosiriano) ao Mesoproterozoico (Steniano). Dentro do grau de incerteza da medida mais jovem, pode-se afirmar que não há contribuições Neoproterozoicas entre os grãos analisados. A curva de probabilidade de densidade (poli-modal) mostra pico mas expressivo em 1230 Ma (Ectasiano), com picos menores em 1010 Ma e entre 1850 e 1900 Ma.

Em 74 grãos de zircão da amostra VRA-VIII-056 foram feitos 100 *spots* dos quais 79 mostraram discordância inferior a 10%. As idades resultantes variam de 800 ± 6 a 2476 ± 25 Ma (Figura 19 D). O maior pico da curva de probabilidade de densidade, com expressão bimodal, ocorre em 1960 Ma, aproximadamente, mas também apresentam contribuições expressivas entre 1220 e 1000 Ma e um pico menor em 1550 Ma. As idades mostram contribuições Paleoproterozoicas (Riaciano) a Mesoproterozoicas (Steniano). Apenas um *spot* resultou em idade Neoproterozoica, bem como um *spot* de idade Sideriana, representando os limites citados acima.

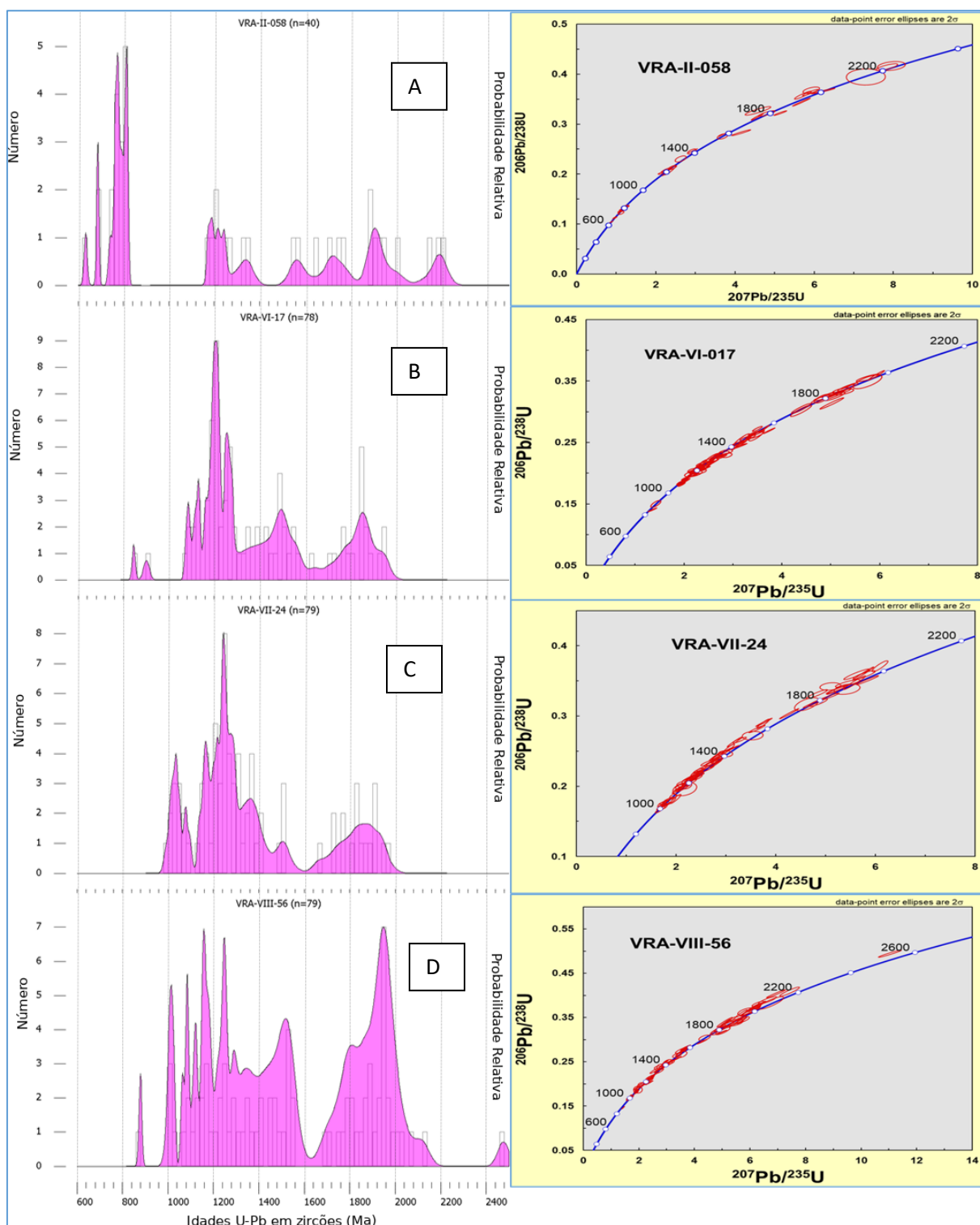


Figura 19: Histogramas, curvas de probabilidade de densidade e gráficos concórdia para as amostras datadas. A: VRA-II-058 (n=40), B: VRA-VI-017 (n=78), C: VRA-VII-024 (n=79) e D: VRA-VIII-056 (n=79).

5.3.1 Considerações sobre a proveniência e teste KS

A partir das idades obtidas, observa-se que zircões com idades próximas a 1200 Ma ocorrem com maior frequência e idades em torno de 1980 Ma ocorrem como segundo maior pico, característica compartilhada entre as rochas dos Domínios Sul e Norte. No entanto, a

amostra VRA-II-058 apresenta o maior volume de zircões com idades próximas a 800 Ma e mais jovens.

Portanto, verifica-se que o Domínio Norte possui idade máxima de deposição mais jovem (Ediacarano) do que o Domínio Sul (Toniano). E, apesar do número reduzido *spots* com idades concordantes para a amostra do Domínio Norte, os resultados indicam que os domínios tecto-metamórficos possuem distinção no que se refere à geocronologia, além das diferenças estruturais e de grau metamórfico já conhecidas.

A Figura 20 contém a curva de probabilidade acumulada das amostras analisadas, representando outra maneira de visualização para as diferenças entre as amostras analisadas, onde a mostra do Domínio Norte se destaca por possuir idades menores. As amostras do Domínio Sul, possuem comportamento similar entre si, que pode indicar que possuem as mesmas fontes de proveniência.

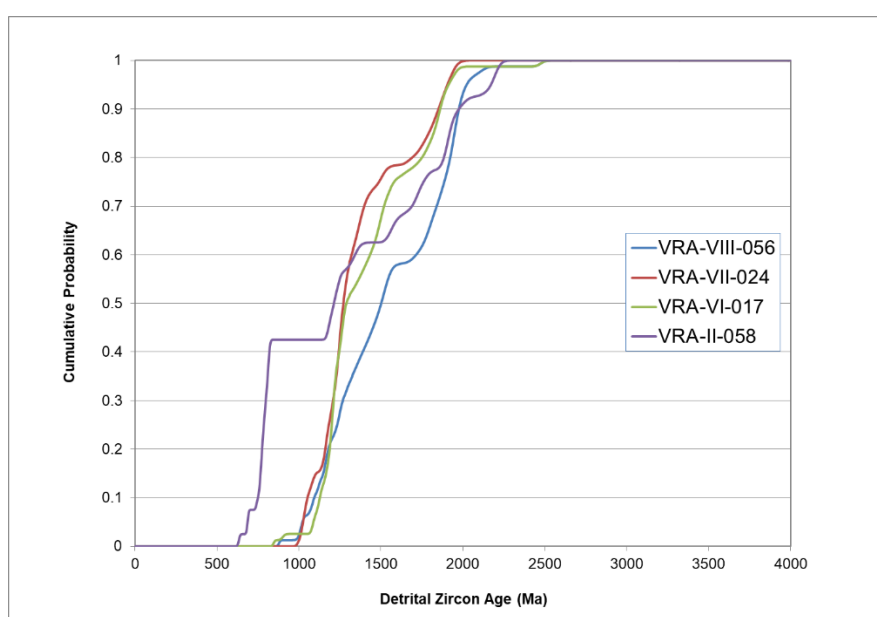


Figura 20: Curva de probabilidade acumulada mostrando as diferenças de idade das amostras. Notar o comportamento similar das amostras VRA-VI-17 e VRA-VII-024.

Corroborando esta interpretação, os resultados do teste KS (Figura 21), mostram que as amostras do Domínio Sul possuem chance de terem fontes em comum, dados os valores-P superiores a 0,05. Apesar das amostras VRA-VII-024 e VRA-VIII-056 possuírem valor-P menor que 0,05, dentro do contexto analisado do domínio há probabilidade de possuírem fontes em comum.

K-S P-values using error in the CDF			
	VRA-VI-017	VRA-VII-024	VRA-VIII-056
VRA-VI-017	1	0.564	0.093
VRA-VII-024	0.564	1	0.002
VRA-VIII-056	0.093	0.002	1

Figura 21: resultados comparativos do teste-KS para as amostras analisadas. Os valores em negrito estão acima do nível de confiança de 95%.

6. CONCLUSÕES

A partir de todas as análises realizadas, foram observadas diferenças significativas nos contextos tecto-metamórficos de cada domínio, bem como no que se refere à geocronologia.

O Domínio Norte compreende metassedimentos psamo-pelíticos associados a rochas metacarbonáticas em *facies* xisto verde inferior (Zona da Biotita) onde a superfície principal de foliação metamórfica das rochas apresenta estruturação na direção NE-SW com vergência para NW da fase de dobramentos D₃. As idades obtidas resultaram em contribuições do Paleoproterozoico (Orosiriano) ao Mesoproterozoico (Ectasiano), mas também contribuição expressivas do Neoproterozoico (Toniano e Ediacarano).

Por sua vez, o Domínio Sul possui registros essencialmente metapelíticos-psamíticos em *facies* xisto verde superior (Zona da Granada), com estruturação NE-SW, mostrando vergência para NW e também estruturação NW-SE com vergência para NE, da fase D₃, que está afetada por fase de deformação posterior, definida como D₄, que registra em escala de mapa, uma megadobra cujo plano axial está orientado aproximadamente N-S. As idades obtidas mostram contribuições de fontes mais antigas, francamente Paleoproterozoicas (Sideriano) e Mesoproterozoicas (Steniano a Ectasiano), com uma contribuição menor Neoproterozoica, restrita ao Toniano.

Os domínios são separados por zona de cavalgamento que justapõe as sequências metassedimentares observadas. Entende-se que esse cavalgamento é posterior à fase D₃, dado que esta ocorre em ambos os domínios e, apenas no subdomínio D, a fase D₃ apresenta vergência local para NE, reflexo da fase D₄. O cavalgamento pode ser concomitante a fase D₄, ou até mesmo, decorrido desse evento deformacional.

Os resultados das idades U-Pb em zircões detríticos para os domínios estudados, implica em importantes diferenças para a proveniência sedimentar da paleobacia que originou o Grupo Brusque. Essas diferenças podem ainda refletir ambientes tectônicos distintos para o desenvolvimento das bacias do Domínio Norte e Sul. Para confirmar tal hipótese, sugere-se um estudo mais detalhado das idades U-Pb em zircões detríticos, procurando diferenciar o comportamento das distribuições das idades de cristalização dos grãos de zircão e idades de deposição sedimentar, bem como outros métodos capazes de investigar tais diferenças relacionadas a ambientes tectônicos.

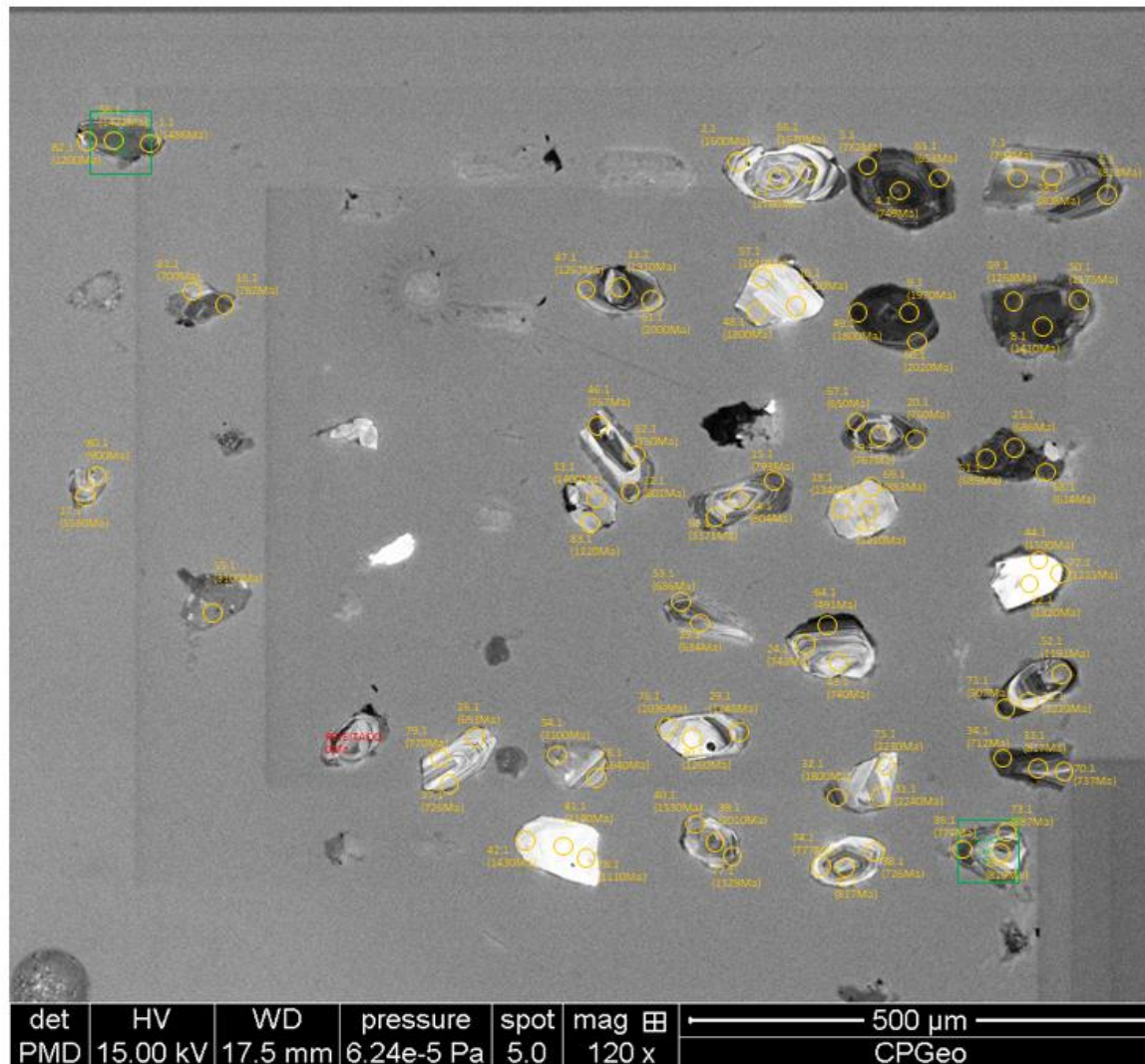
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: na introduction. *Earth-Science Reviews*, v.17, p. 1-29. Amsterdam.
- Basei, M. A. S. (1985). *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Basei, M. A. S. (2000). *Geologia e modelagem geotectônica dos terrenos pré-cambrianos das regiões sul-oriental brasileira e uruguaia: possíveis correlações com províncias similares do sudoeste africano*. Tese (Livre Docência em Geologia isotópica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Basei, M. A. S.; Siga Jr., O.; Masquelin, H.; Harara, O. M.; Reis Neto, J. M.; Preciozzi, F. P. (2000). The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain the Rio de la Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho & D. A. Campos, eds. *Tectonic Evolution of South America*. s.l.:s.n., pp. 311-334.
- Basei, M. A. S.; Campos Neto, M.C.; Castro, N.A.; Nutman, A.P.; Wemmer, M.T.; Yamamoto, M.T.; Hueck, M.; Osako, L.; Siga Jr., O.; Passarelli, C.R. (2011). Tectonic evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, p. 324-350.
- Campos, R.S. (2007). *Petrografia e geoquímica das rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas do Complexo Metamórfico Brusque, região da Serra da Miséria, Itapema, SC*. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Canile, F.M. (2015). *Geologia isotópica em zircões detríticos (U-Pb, Hf e O) e em rocha total (Sm-Nd e Pb-Pb) das rochas da Bacia do Paraná em Santa Catarina*. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Faure, G.; Mensing, T. M. (2005). *Isotopes: principles and applications*. 3ª edição, John Wiley & Sons, New Jersey – EUA, 897 p.
- Fragoso-Cesar, A. R. S. (1991). *Tectônica de placas no ciclo brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- França, A. B.; Potter, P. E. (1988). Estratigrafia, ambiente deposicional e análise do reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, v. 2, n. 2-4, p. 147 – 191, abr./dez. 1988.
- Gehrels, G. (2014) Detrital zircon U=PB geochronology applied to tectonics. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v. 42, p. 127-149.

- Hartmann, L. A.; Bitencourt, M. F.; Santos, J. O. S.; McNaughton, N. J.; Rivera, C. B.; Betiollo, L. (2003) Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U–Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 477-492.
- Hueck, M.; Basei, M. A. S.; de Castro, N. A. (2016). Origin and evolution of the granitic intrusions in the Brusque Group of the Dom Feliciano Belt, south Brazil: Petrostructural analysis and whole-rock/isotope geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 69, p. 131-151.
- Jackson, S. E.; Pearson, N. J.; Griffin, W. L.; Belousova, E. A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, v. 211, p. 47-69.
- Ludwig, K. R. (2008). User's manual for Isoplot 3.6: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronologic Center, Special publication nº 4, Berkeley, USA.
- Milani, E. J. (1997). *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Porto Alegre, 2v. Tese (Doutorado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Milani, E. J.; Faccini, U. F.; Scherer, C. M.; Araújo, L. M.; Cupertino, J. A. (1998). Sequences and Stratigraphic Hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim IG-USP. Série Científica*. v. 29 p. 125 – 173.
- Milani, E. J.; Melo, J. H. G.; Souza, P. A.; Fernandes, L. A.; França, A. B. (2007). Bacias Sedimentares Brasileiras. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, maio/nov. 2007.
- Philipp, R. P.; Pimentel, M. M.; Chemale Jr, F. (2016) Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 46, p. 83-104.
- Rubatto, D. (2002) Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, v. 184, p. 123-138.
- Sato, K.; Kawashita, K. (2002) Espectrometria de massas em geologia isotópica. *Geologia USP-Série Científica*, v. 2, 57-77. DOI: 10.5327/S1519-874X2002000100007
- Sato, K.; Basei, M. A. S.; Siga Jr., Sproesser, W. M.; Passarelli, C. R. (2008). Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CPGeo – IgC/USP: avanços na digestão química, espectrometria de massa (TIMS) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP. *Geologia-USP Série Científica*, v. 8, n.2, p. 77-99. São Paulo.

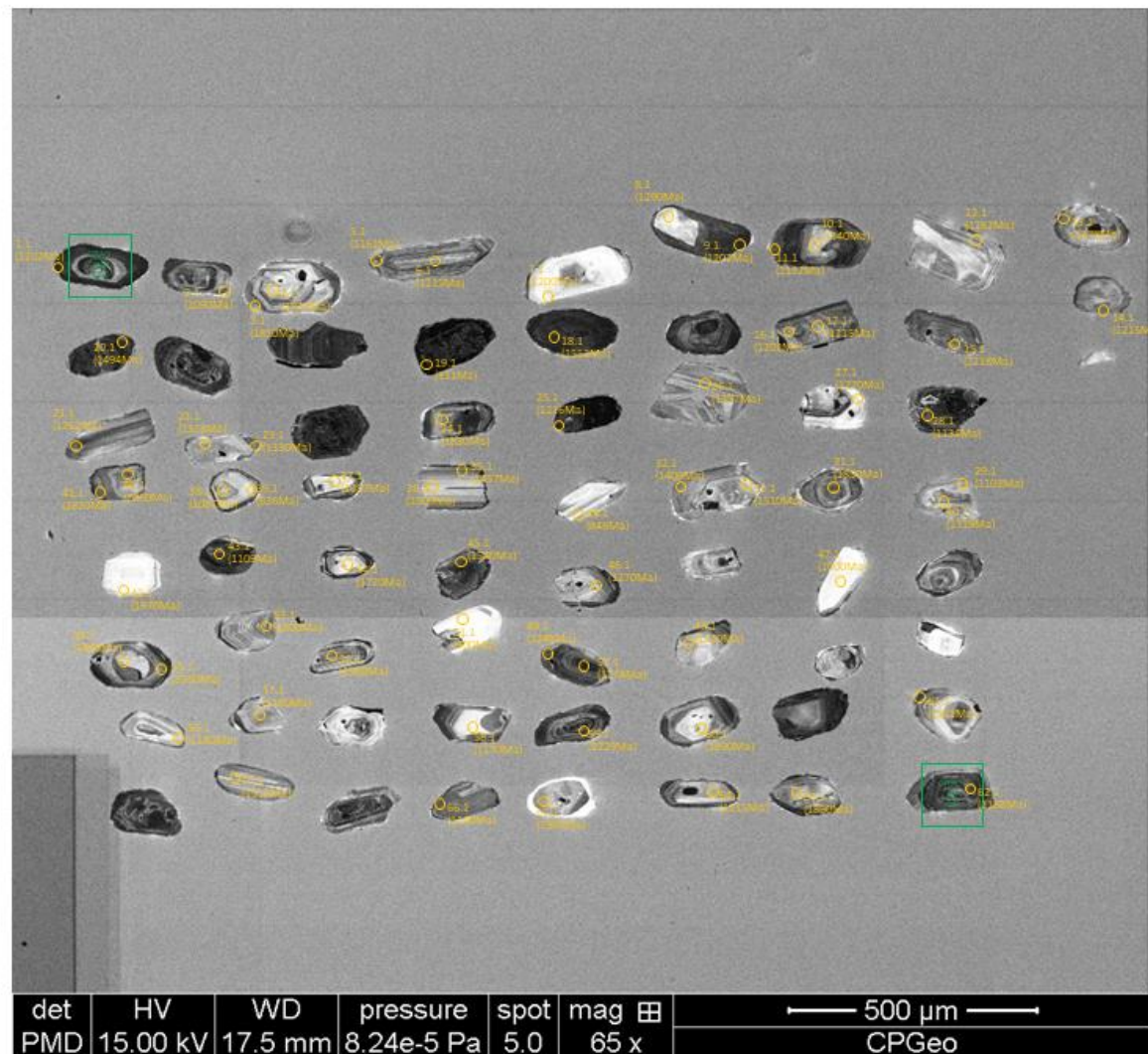
ANEXO I – Imagens de Catodoluminescência

FRATURADO



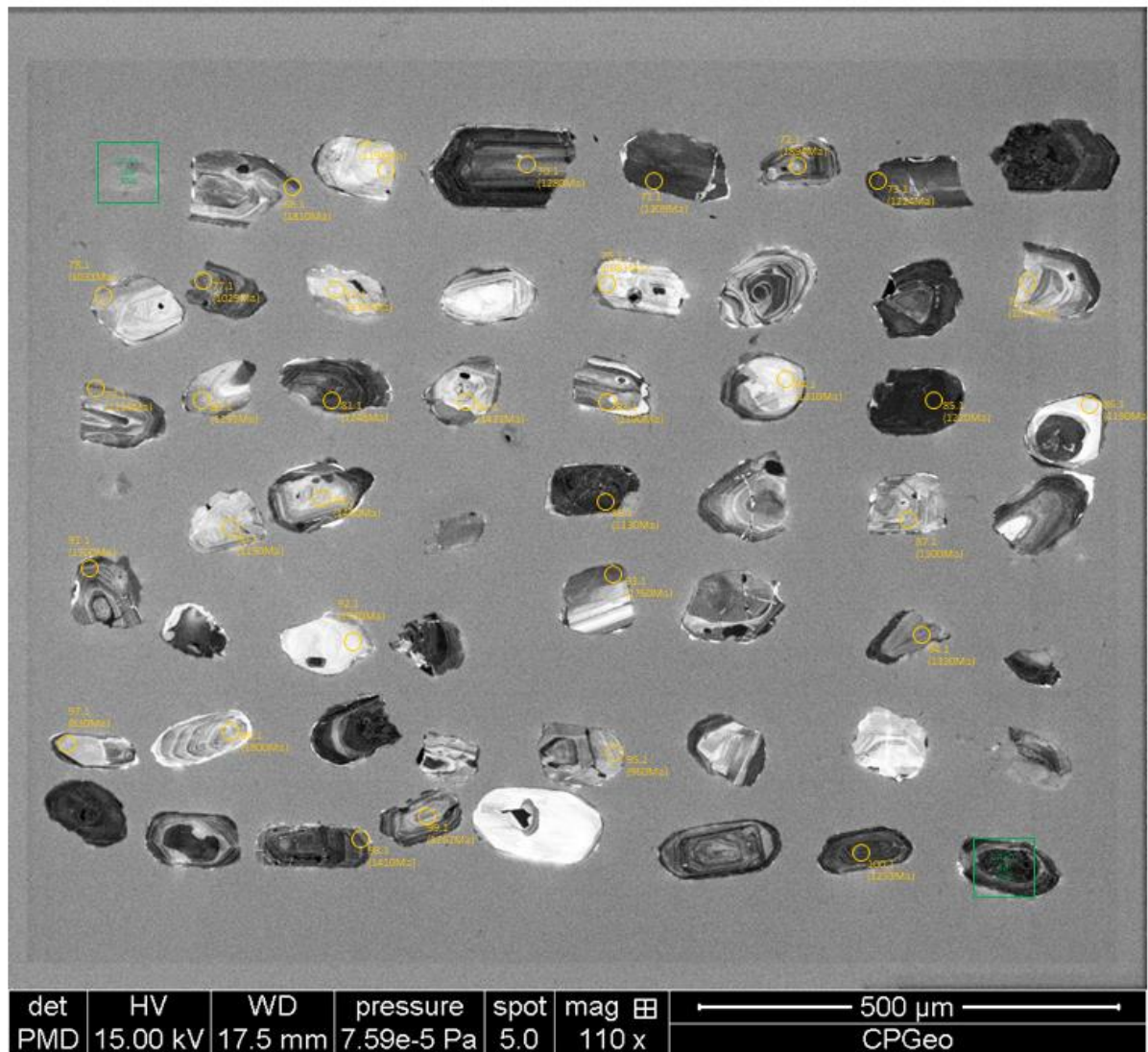
Amostra VRA-II-058

FRATURADO



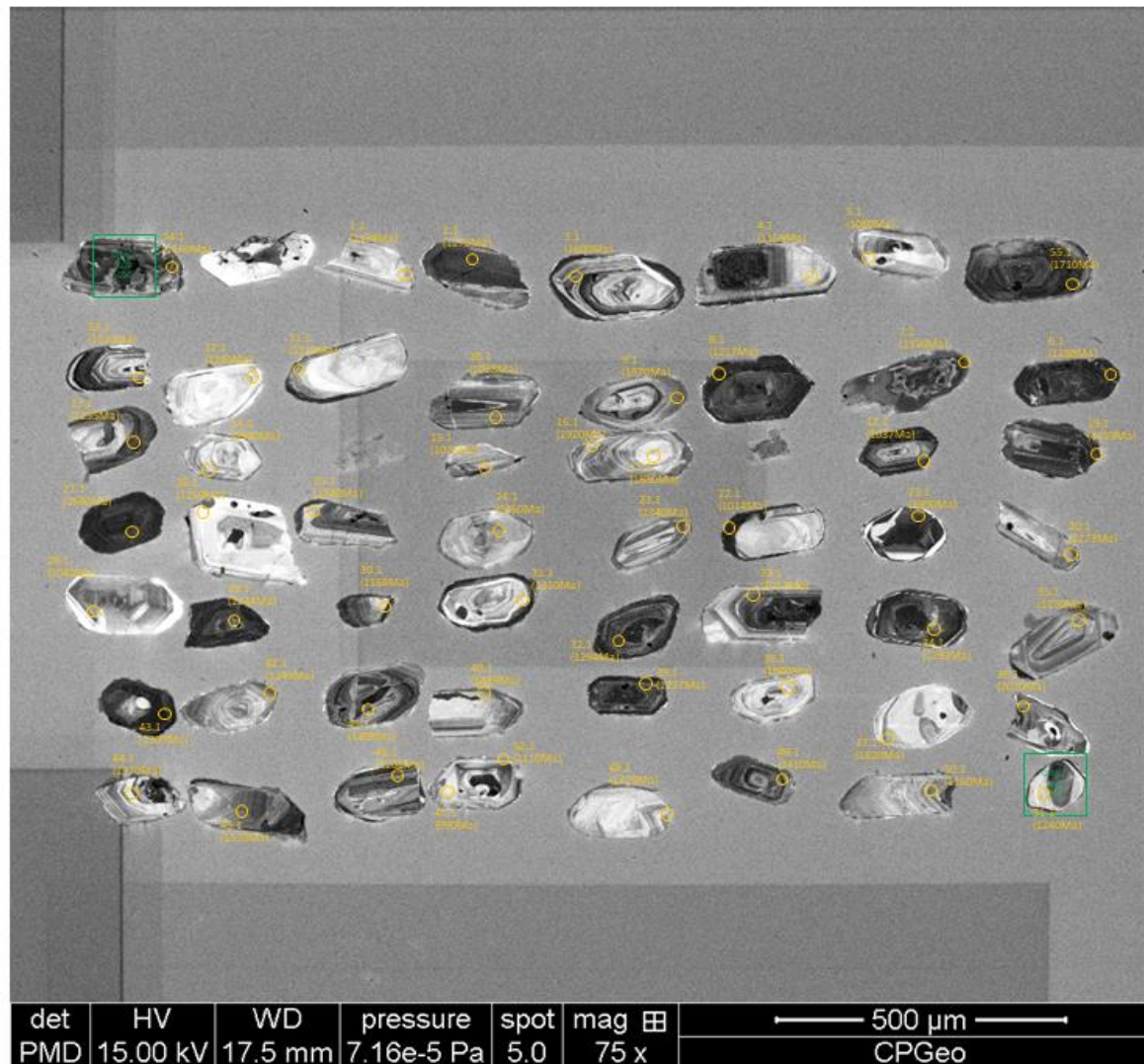
Amostra VRA-VII-017 I

FRATURADO



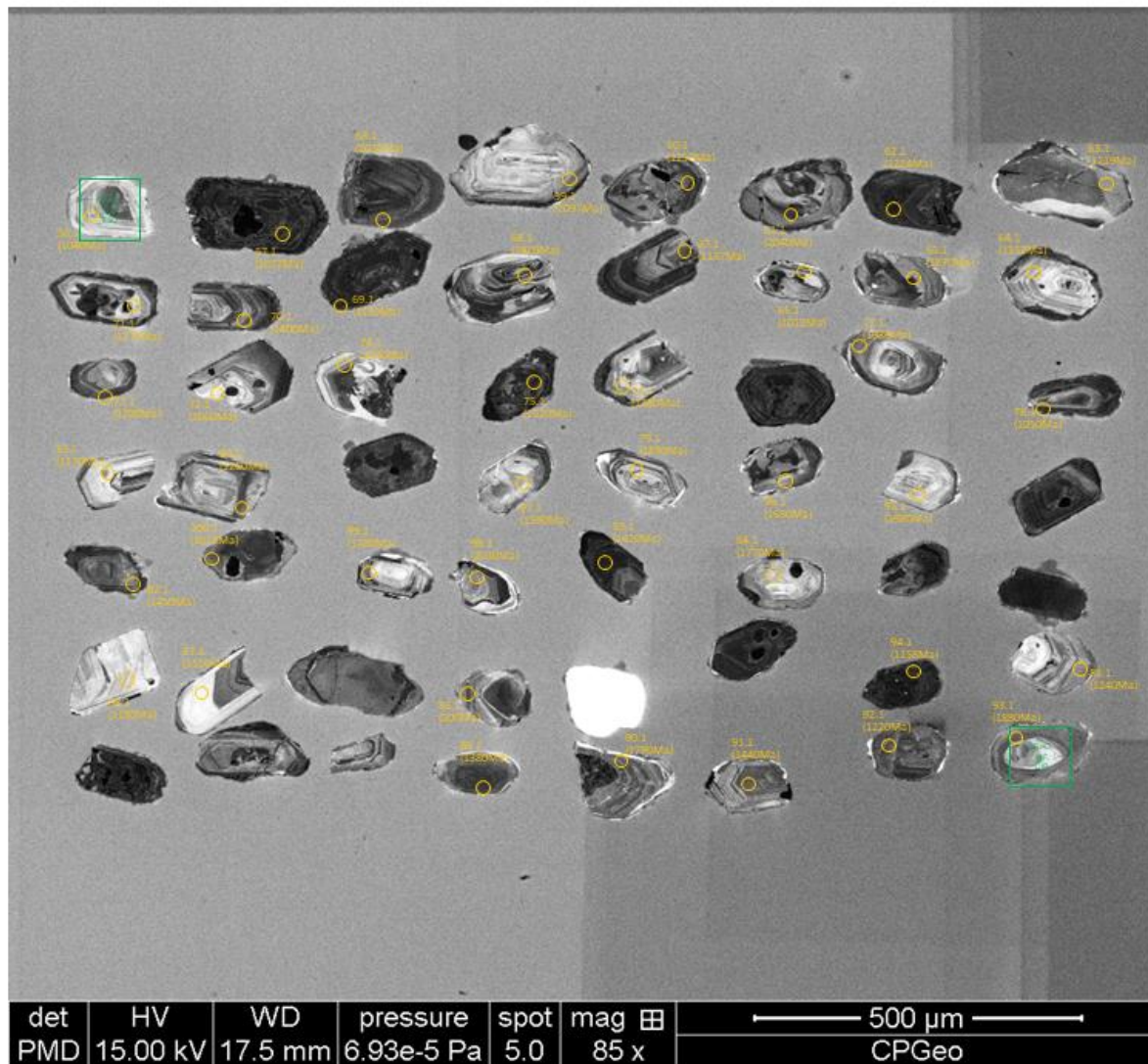
VRA-VI-017 II

FRATURADO



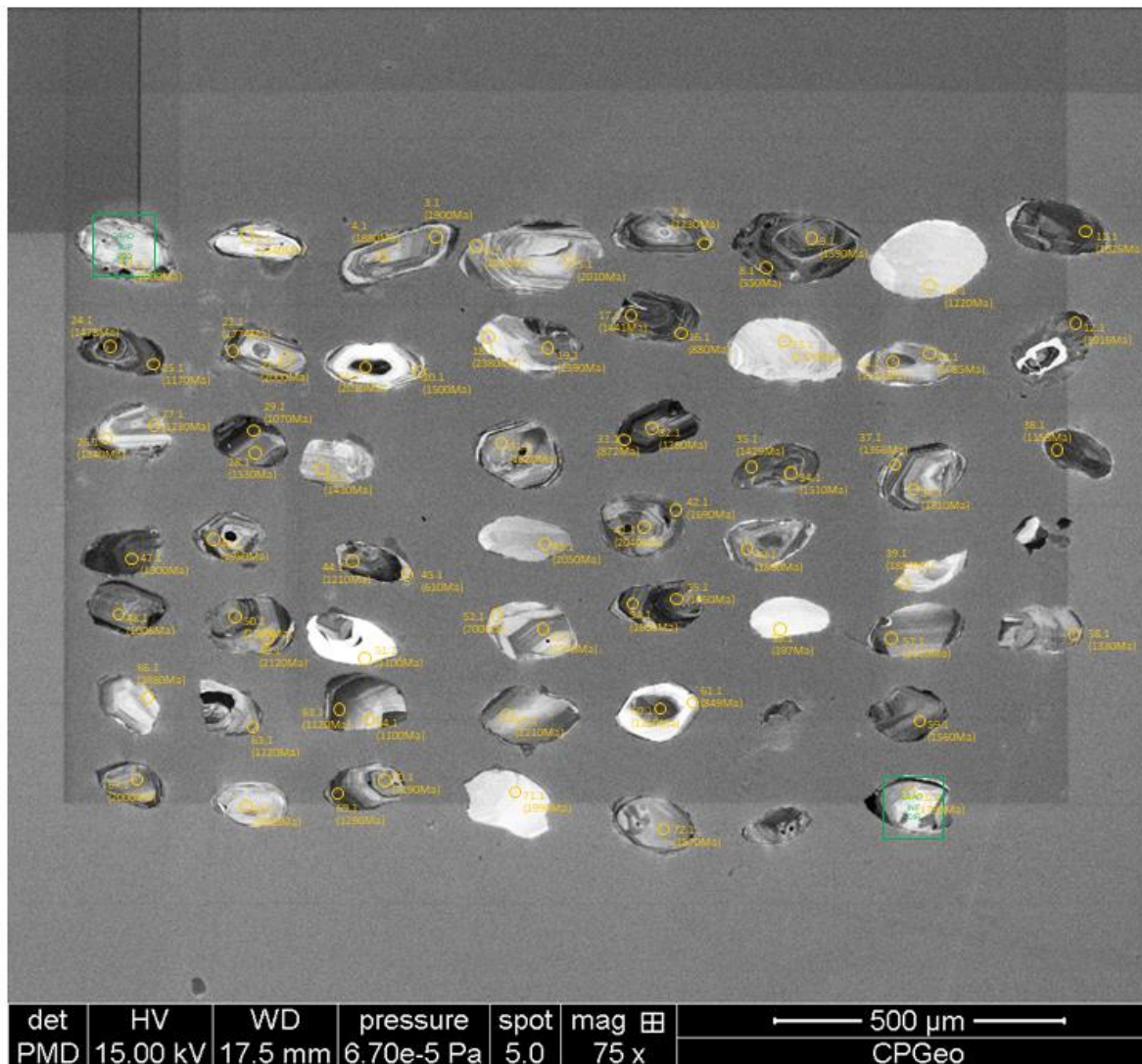
VRA-VII-024 I

FRATURADO



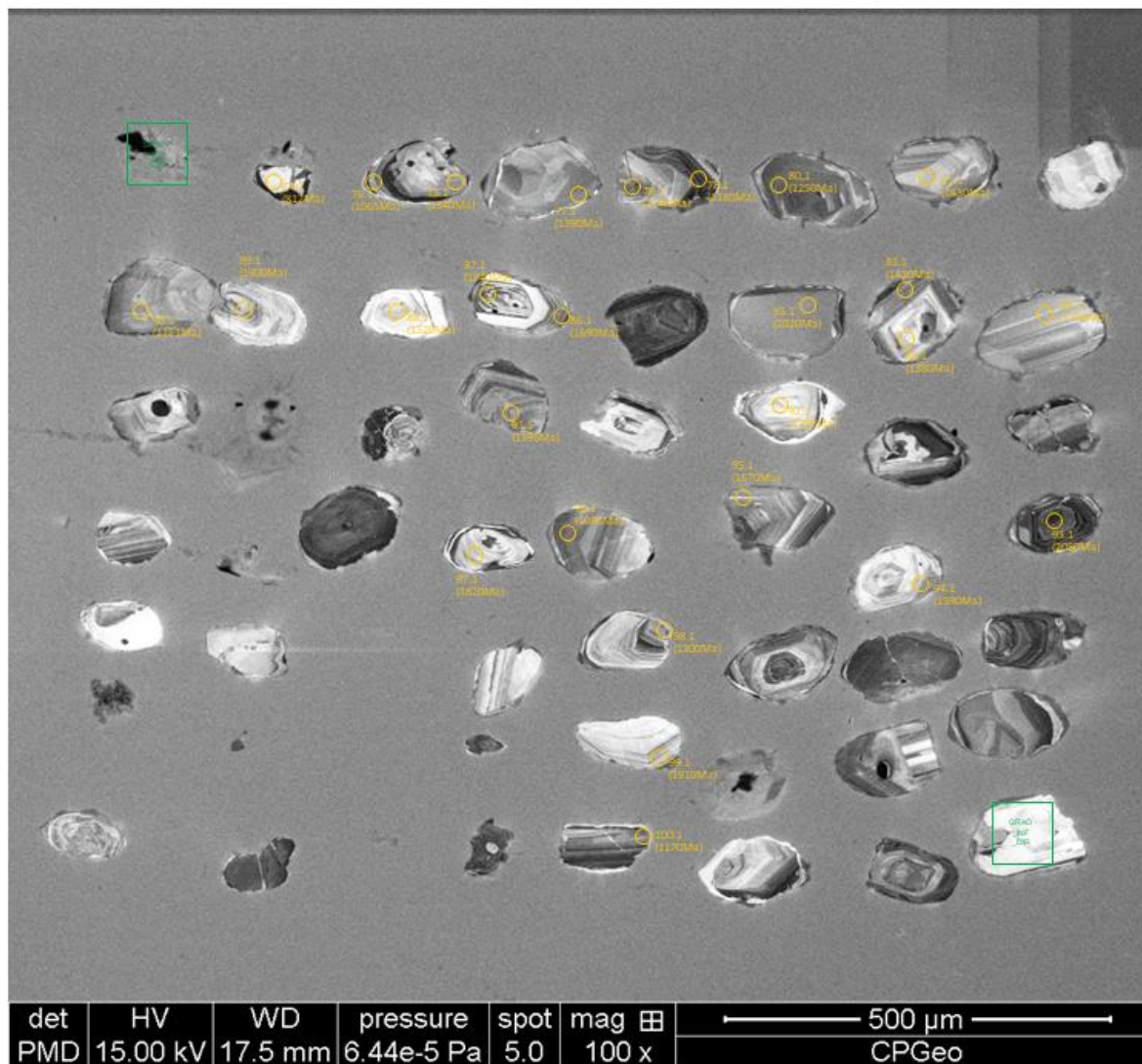
VRA-VII-024 II

FRATURADO



VRA-VIII-056 I

FRATURADO



VRA-VIII-056 II

ANEXO II – Mapa Geológico

Unidades

Domínio Norte – Zona da Biotita

NPbMc – Unidade Metacarbonática: ocorrem rochas metacalcárias, metamargas e calcissilicáticas, de coloração escura cinza-azulada, que apresentam estrutura bandada com intercalação de camadas carbonáticas ricas em calcita e camadas pelíticas e/ou dolomíticas, ocorrendo lentes metamáficas associadas. A mineralogia destas rochas compreende cristais de calcita/dolomita, quartzo, epidoto, talco, tremolita, clorita, biotita, sericita e muscovita. As bandas carbonáticas apresentam textura granoblástica fina e são compostas principalmente por: tremolita, calcita/dolomita, epidoto e quartzo associado a talco, caracterizando uma paragénese de baixo grau metamórfico. As bandas pelíticas são intensamente foliadas, de granulação fina a média, compostas principalmente por clorita, biotita, muscovita e quartzo, paragénese típica da zona da biotita, facies xisto verde.

NPbMr - Unidade Metavulcânica: Esta unidade é composta, predominantemente, por rochas máficas e ultramáficas compreendendo metabasaltos variolíticos ou amigdaloidais, clorita xistos e tremolita xistos. Há predomínio de rochas finas a muito finas foliadas de coloração cinza a cinza-esverdeado. Em lâmina, a textura nematolepidoblástica dessas rochas contém porções granoblásticas de recristalização de quartzo, a foliação principal é marcada pela actinolita e quartzo estrado. Essas rochas são compostas de anfibólio (actinolita), quartzo, feldspato (albita), clorita, e minerais de argila. Também ocorrem cristais de tremolita, titanita e rutilo em algumas amostras.

NPbMs2 - Unidade Metapsamítica: ocorrem quartzo e sericita-quartzo xisto, biotita-muscovita-quartzo xisto, quartzitos micáceos e muscovita-quartzo xisto. Possuem estrutura foliada com xistosidade fina à média, com mineralogia compreendendo quartzo, muscovita, clorita e plagioclásio, bem como pirita entre os minerais opacos. É comum a presença de lentes de composição mais pelítica que possuem caráter descontínuo em grande parte e que, às vezes, formam horizontes bem definidos compreendendo sericita filito com e sem clorita.

NPbMp2 – Unidade Metapelítica: ocorrem ardósia, sericita filito e clorita-sericita filito de coloração cinza-esverdeada, estrutura foliada com xistosidade fina a muito fina e textura lepidoblástica, onde a foliação metamórfica principal (S2) é marcada pela orientação de cristais de sericita, muscovita e clorita. Em lâmina, observa-se cristais de quartzo em lentes alongadas concordantes com a foliação metamórfica principal, onde ocorrem arcos poligonais que preservam foliação metamórfica anterior. Nos quartzos, também é possível notar recristalização por rotação de subgrão. Não raro, ocorrem pseudomorfos de biotita substituídos total ou parcialmente por clorita.

NPbMr2 – Unidade Metarrítica: Esta unidade compreende alternância centimétrica ardósias e filitos quartzosos, finamente foliados, porém apresentando dobras intrafoliais, além de clivagem de crenulação. Também ocorre sericita xisto, muscovita xisto associado a muscovita quartzito com proporções de clorita variantes. Essas características sugerem que a foliação metamórfica principal é, no mínimo S2, afetada por, pelo menos, um evento deformacional posterior.

Domínio Sul – Zona da Granada

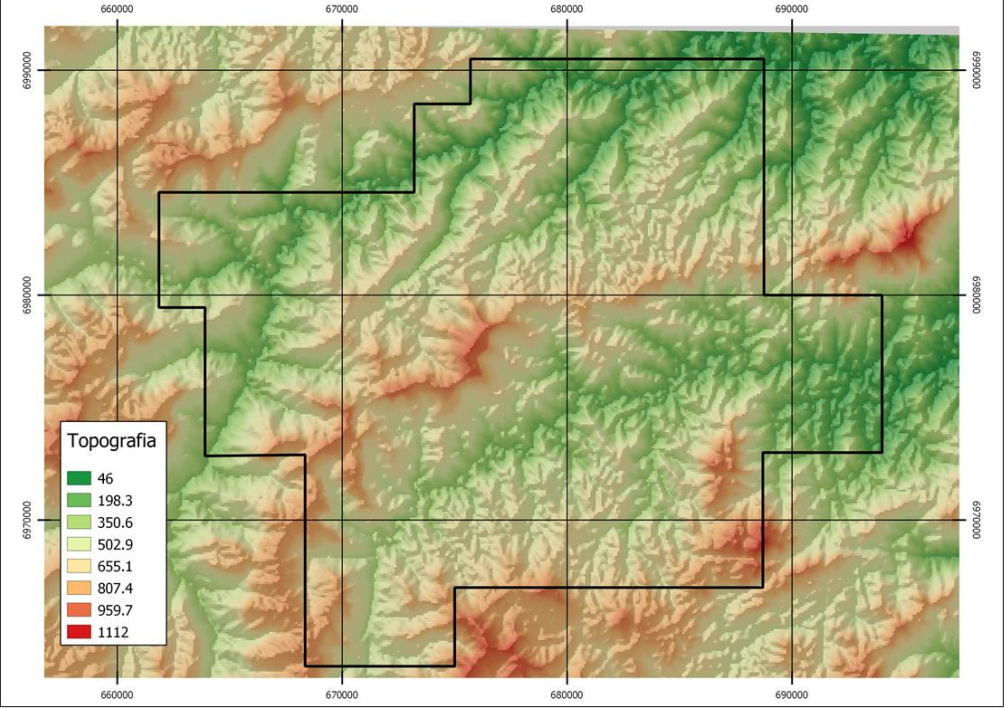
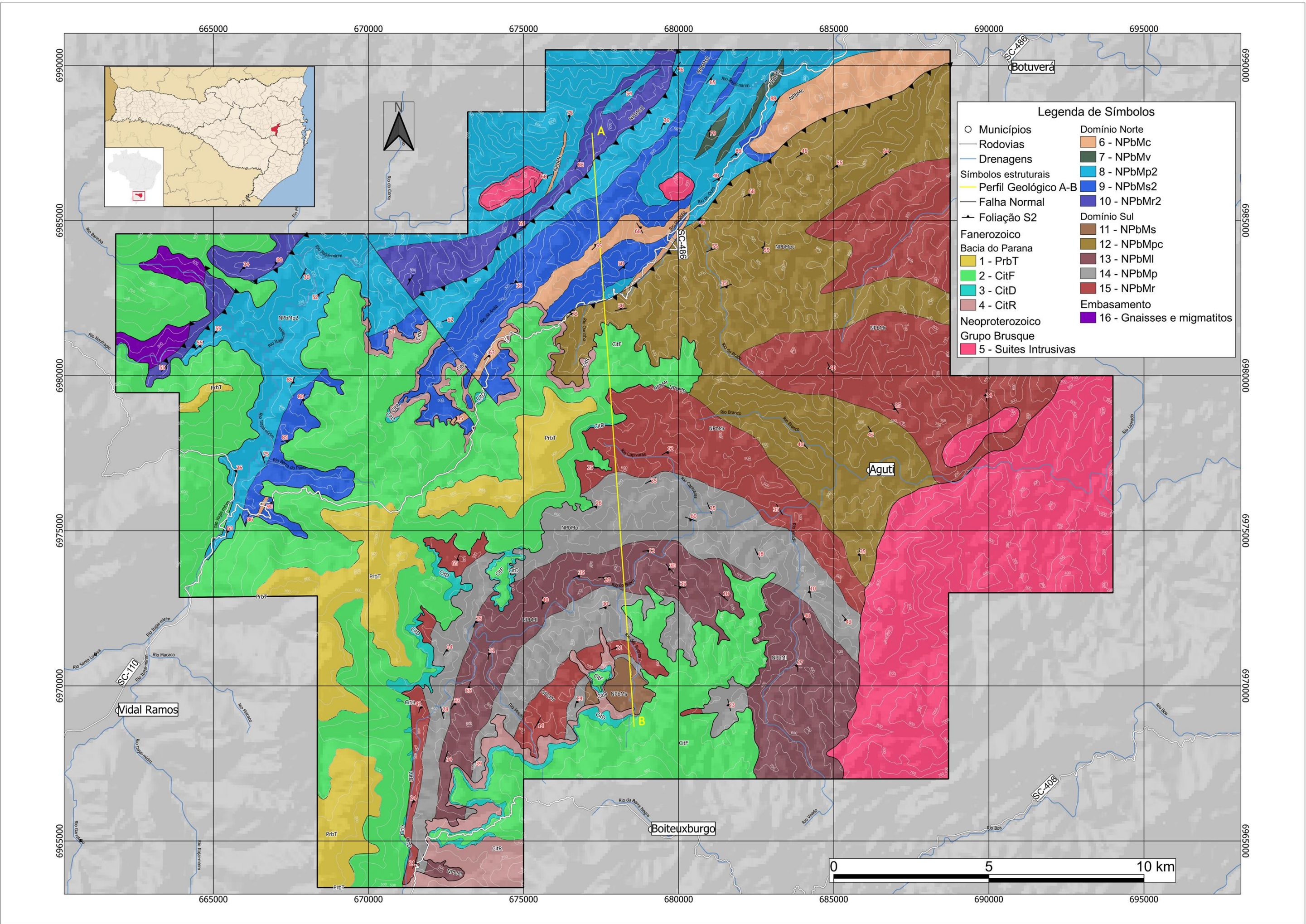
NPbMs – Unidade Metapsamítica: Esta unidade inclui granada-biotita-muscovita-quartzo-xisto, quartzo micáceo e ortoquartzito. Os quartzos são majoritariamente micáceos, de coloração branca a levemente amarelada, e possuem estrutura xistosa, com textura granoblástica e níveis lepidogranoblásticos relativamente mais ricos em muscovita e biotita. Sua granulação varia de fina a média. O granada-biotita-muscovita-quartzo-xisto tem porfiroblastos de granada milimétricos (pré a sin-cinemáticos) e coloração acinzentada.

NPbMI – Unidade Metapelítica com lentes metapsamíticas: nos metapelitos, são comuns cristais de granada não possuindo características porfiroblásticas. Ocorrem muscovita-quartzo xisto e muscovita-quartzo expressos em lentes com variação grande de espessura, de modo que os afloramentos de metapsamito aparecem, em escala de mapa, como pontos isolados onde a maioria dos litótipos do entorno são de metapelitos. Ocorre também a presença de ambos os litótipos no mesmo afloramento, mas a colocação deles não é de forma rítmica. São rochas de estrutura foliada, onde aparece bem marcada a foliação principal S2 e a textura lepidogranoblástica e granoblástica. Em lâmina e de maneira pontual, foram observados cristais de carbonato presentes como inclusão em granada ou em associação com quartzo, disseminados pela foliação principal S2. Ocorrem ainda cristais de plagioclásio saussuritizados.

NPbMpc – Unidade Metapelítica com lentes Calcissilicáticas: os registros metapelíticos são semelhantes aos descritos na unidade NPbMp. As lentes calcissilicáticas apresentam, em lâmina, intercalações de lentes granoblásticas com lentes nematoblásticas marcadas, respectivamente, por cristais de quartzo e plagioclásio (saussuritizado) e cristais aciculares de actinolita associada a epidoto, zoisita e clinzoisita, possivelmente em reações de substituição entre si. Essas rochas possuem pouco conteúdo de carbonatos nas seções delgadas analisadas. Os contatos entre grãos de quartzo são polygonalizados a interlobados, evidenciando migração de borda de grãos e temperaturas superiores a 500°C para a formação dessas rochas.

NPbMp – Unidade Metapsamítica: ocorrem granada-quartzo-muscovita xistos, granada-biotita-quartzo-muscovita xisto e quartzo-muscovita xisto com presença subordinada de muscovita-quartzo xistos dispostos em lentes delgadas e descontínuas de até 20 cm de espessura. A associação mineralógica inclui cristais de biotita (na matriz e como porfiroblastos de até 3mm) e clorita, granada em porfiroblastos de até 5mm, além de quartzo em proporção reduzida. A textura da matriz das rochas é lepidoblástica a grano-lepidoblástica. Microscopicamente, observa-se que a foliação principal se amolda aos porfiroblastos de granada e biotita sin-cinemáticos, que apresentam inclusões de quartzo, clorita e muscovita muitas vezes em continuidade com a foliação externa.

NPbMr – Unidade Metarrítica: alternâncias rítmicas entre (granada)-biotita-muscovita xistos e muscovita-quartzo xistos, localmente muscovita quartzoides, com texturas, respectivamente, lepidoblástica, lepidogranoblástica e granoblástica. Nas camadas metapelíticas, encontram-se porfiroblastos de granada de até 2mm de diâmetro. A assembleia mineralógica contém, além de quartzo, muscovita e granada, cristais de biotita e clorita concordantes a foliação principal em sua maioria e uma segunda população de cristais de granada em menor tamanho e sem inclusões. Parte dos cristais de clorita observados estão associados à biotita e granada em relação de substituição, evidenciando retrometamorfismo.



Mapa Geológico
Escala 1:50000
Datum horizontal WGS84
Autora: Marina Quaresma Fernandes
Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei
TF-19/23

