



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

VINICIUS GERMANO HILGERT

**GEOLOGIA E ANÁLISE PETROGRÁFICA DAS UNIDADES DO COMPLEXO
CAMBAÍ NA SEÇÃO ENTRE SANTA MARGARIDA DO SUL E VILA NOVA DO
SUL, TERRENO SÃO GABRIEL, RS, BRASIL**

Porto Alegre

2024

VINICIUS GERMANO HILGERT

**GEOLOGIA E ANÁLISE PETROGRÁFICA DAS UNIDADES DO COMPLEXO
CAMBAÍ NA SEÇÃO ENTRE SANTA MARGARIDA DO SUL E VILA NOVA DO
SUL, TERRENO SÃO GABRIEL, RS, BRASIL**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores:

Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp (IGeo-UFRGS)
Prof. Dr. Edinei Koester (IGeo-UFRGS)

Porto Alegre, 2024

CIP - Catalogação na Publicação

Hilgert, Vinicius Germano
GEOLOGIA E ANÁLISE PETROGRÁFICA DAS UNIDADES DO
COMPLEXO CAMBAÍ NA SEÇÃO ENTRE SANTA MARGARIDA DO SUL
E VILA NOVA DO SUL, TERRENO SÃO GABRIEL, RS, BRASIL /
Vinicius Germano Hilgert. -- 2024.
136 f.
Orientador: Ruy Paulo Philipp.

Coorientador: Edinei Koester.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto
de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre,
BR-RS, 2024.

1. Petrografia. 2. Estratigrafia. 3. Complexo
Cambaí. 4. Magmatismo sintectônico. 5. Cinturão Dom
Feliciano. I. Philipp, Ruy Paulo, orient. II.
Koester, Edinei, coorient. III. Título.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso "GEOLOGIA E ANÁLISE PETROGRÁFICA DAS UNIDADES DO COMPLEXO CAMBAÍ NA SEÇÃO ENTRE SANTA MARGARIDA DO SUL E VILA NOVA DO SUL, TERRENO SÃO GABRIEL, RS, BRASIL" elaborado por "VINICIUS GERMANO HILGERT", como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dra. Carla Cristine Porcher (UFRGS)

Prof. Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus (UFRGS)

Dr. Daniel Triboli Vieira (UFRGS)

AGRADECIMENTOS

À UFRGS pela ótima qualidade de ensino e pelas boas condições para a realização do curso, especialmente dos trabalhos de campo tão indispensáveis para o aprendizado do geólogo.

Ao CNPq, pelo auxílio financeiro, através da bolsa de iniciação científica durante a graduação, que possibilitou o meu primeiro contato com a área de pesquisa geológica, contribuindo na minha formação profissional.

Ao orientador e pai Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp pelos grandes ensinamentos em geologia, pelo incansável apoio e incentivo em todas as etapas do curso, incluindo este trabalho de conclusão. Também pelos maravilhosos trabalhos de campo, onde a geologia foi passada de uma maneira incrivelmente didática, descontraída e divertida.

Ao orientador Prof. Dr. Edinei Koester pelos ensinamentos durante este trabalho e nas disciplinas de mapeamento ocorridas numa época pós-pandêmica em que as tarefas sobrecarregavam a todos. Como ele dizia: “Ajustes, turma!”.

À Prof. Dra. Carla Porcher pelo grandes ensinamentos e paciência durante os sete trabalhos de campo realizados durante a graduação. Como ela dizia: “Vocês de novo?!”.

Ao Prof. Dr. Heinrich Frank pelos ensinamentos em mineralogia e pelo apoio durante a análise petrográfica deste trabalho, emprestando um de seus microscópios para que a análise pudesse ser realizada em casa, evitando o deslocamento diário até o Campus do Vale.

À Prof. Dra. Amanda Goulart Rodrigues e à Prof. Dra. Cassiana Michelin pelo carinho e pela orientação durante muitas etapas do curso e o estágio obrigatório.

Aos colegas de curso, em especial aos amigos Lorenzo Sampaio Mexias, Michelle Cardoso e Gabriel Brose pela amizade e parceria nos trabalhos de campo!

À minha namorada e colega Melissa Franciso Dorneles pelo apoio fundamental em todas as etapas de realização deste trabalho e pelo apoio e parceria ao longo do curso e da vida.

À minha amada família Eduardo Augusto Hilgert, Jacira Anton Vargas, Ruy Paulo Philipp e Felipe Anton Philipp pelo incansável incentivo e apoio.

*“A tarefa não é tanto ver aquilo que ninguém viu, mas pensar o que ninguém
ainda pensou sobre aquilo que todo mundo vê.”*

(Arthur Schopenhauer)

RESUMO

Este projeto avaliou a estratigrafia dos ortognaisses e metagranitoides do Complexo Cambaí a partir da integração das informações disponíveis em mapas geológicos (escala 1:25.000) com as relações de contato observadas em campo, suportadas pela análise petrográfica voltada para o reconhecimento da mineralogia ígnea e da trama metamórfica a partir da identificação de microestruturas. A área de estudo incluiu a seção entre Santa Margarida do Sul e Vila Nova do Sul. O Complexo Cambaí é constituído por duas associações metaplutônicas: (1) gnaisses tonalíticos, trondhjemíticos e dioríticos e (2) metatonalitos, metagranodioritos e metadioritos intrusivos. Ambas as associações contêm xenólitos de rochas metamárfico-ultramárficas (xistos magnesianos e serpentinitos) e de paragnaisses (gnaisses quartzo-feldspáticos, pelíticos, calci-silicáticos, mármore e quartzitos). A metodologia incluiu a análise petrográfica, e enfatizou a identificação de estruturas e texturas ígneas reliquias, estruturas metamórficas e deformacionais, e a classificação petrográfica (QAP) e avaliação da série magmática com base na contagem modal da proporção de quartzo, plagioclásio e K-feldspato. As microestruturas e as texturas metamórficas permitiram a determinação das condições metamórficas e o reconhecimento da cronologia relativa entre uma trama mais antiga relacionada ao metamorfismo orogênico e uma trama mais nova associada ao metamorfismo cataclástico.

Palavras-Chave: Petrografia; Estratigrafia; Magmatismo sintectônico; Complexo Cambaí; Cinturão Dom Feliciano.

ABSTRACT

This project evaluated the stratigraphy of orthogneisses and metagranitoids in the Cambaí Complex based on the integration of information available on geological maps (scale 1:25,000) with contact relationships observed in the field, supported by petrographic analysis aimed at recognizing igneous mineralogy and metamorphic fabric based on the identification of microstructures. The study area included the section between Santa Margarida do Sul and Vila Nova do Sul. The Cambaí Complex is made up of two metaplutonic associations: (1) tonalitic, trondhjemitic and dioritic gneisses and (2) metatonalites, metagranodiorites and intrusive metadiorites. Both associations contain xenoliths of metamafic-ultramafic rocks (magnesian schists and serpentinites) and paragneisses (quartz-feldspathic, pelitic, calc-silicate gneisses, marble and quartzite). The methodology included petrographic analysis, and emphasized the identification of relict igneous structures and textures, metamorphic and deformational structures, and the petrographic classification (QAP) and evaluation of the magmatic series based on the modal count of the proportion of quartz, plagioclase and K-feldspar. The microstructures and metamorphic textures allowed the determination of metamorphic conditions and the recognition of the relative chronology between an older fabric related to orogenic metamorphism and a younger fabric associated with cataclastic metamorphism.

Keywords: Petrography; Stratigraphy; Syntectonic Magmatism; Cambaí Complex; Dom Feliciano Belt.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** Mapa tectônico da porção Sul do Brasil e Uruguai destacando as principais unidades tectônicas do Cinturão Dom Feliciano e as unidades mais antigas do embasamento. A área de estudo está situada no retângulo em vermelho. (Zonas de cisalhamento - 1: Itajaí-Perimbó, 2: Major Gercino, 3: Santana da Boa Vista, 4: Dorsal de Canguçu, 5: Passo do Marinheiro, 6: Ibaré, 7: Sarandi Del Y, 8: Sierra Ballena, 9: Cerro Amaro e 10: Arroio Grande) Fonte: Philipp *et al.* (2021). 13
- Figura 2:** (a) Localização da área de estudo na América do Sul, (b) no Rio Grande do Sul, (c) Localização e principal via de acesso à área de estudo (retângulo vermelho) (imagens extraídas do *Google Earth Pro*). 14
- Figura 3:** Mapa geológico do Terreno São Gabriel e da parte norte do Terreno Taquarembó (Philipp *et al.*, 2023). Legenda: Granitos: CC= Cerro da Cria, CS= Caçapava do Sul, J= Jaguari, LS= Lavras do Sul, R= Ramada, SR= Santa Rita, SS= São Sepé. Orogêneses: DF= Dom Feliciano, EMBAS.= embasamento, O.= orogênese. Zonas de Cisalhamento: ZCCS: Caçapava do Sul, ZCI: Ibaré, ZCPVN: Palma-Vila Nova do Sul. 18
- Figura 4:** Diagrama TAS destacando a linha de separação dos campos das rochas alcalinas e subalcalinas (modificado de Le Bas *et al.*, 1986). 27
- Figura 5:** Diagrama AFM com os trends toleíticos (círculo vermelho) e cálcio-alcalinos (triângulo rosa) (modificado de Irvine & Baragar, 1971). 29
- Figura 6:** Representação dos trend cálcio-alcalinos trondhjemítico ou baixo-K (a), granodiorítico ou médio-K (b) e monzonítico ou alto-K (c) (modificado de Lameyre & Bowden, 1982). 32
- Figura 7:** Representação esquemáticas das séries toleíticas (a), alcalinas (b) e dos granitos de fusão crustal (c) no diagrama QAP (modificado de Lameyre & Bowden, 1982). 33
- Figura 8:** Tabela comparativa dos ambientes tectônicos geradores de granitoides e suas características petrológicas (modificado de Pitcher, 1987). 41
- Figura 9:** Ilustração esquemática mostrando o desenvolvimento de uma zona MASH acima de uma zona de subducção. Modificado de Li *et al.* (2014). MLSC = manto litosférico subcontinental. 43
- Figura 10:** Representação esquemática dos defeitos intracristalinos: (a) pontuais, (b) lineares de borda e (c) lineares helicoidais (modificado de Passchier & Trouw, 2005 e Klein & Dutrow, 2008). 45
- Figura 11:** Representação esquemática da recuperação liberando os defeitos intracristalinos dos emaranhados e a formação de limites de subgrão pela migração dos defeitos intracristalinos. No detalhe observa-se o alinhamento dos defeitos lineares de borda no limite de subgrão (modificado de Vernon, 2018). 47
- Figura 12:** Mecanismos de recristalização dinâmica (modificado de Passchier & Trouw, 2005). 49
- Figura 13:** Mecanismos de recristalização dinâmica em relação a temperatura e a taxa de deformação (modificado de Passchier & Trouw, 2005). 50
- Figura 14:** Processo de redução da área dos limites de grãos (RALG) através do ajuste dos limites e do crescimento dos grãos, resultando em uma diminuição da energia dos limites de grãos. Durante a poligonização alguns grãos pequenos são eliminados (modificado de Passchier & Trouw, 2005). 51
- Figura 15:** Mapa com a localização dos pontos descritos no do trabalho de campo (imagem extraída do *Google Earth Pro*). 56
- Figura 16:** Microscópio óptico Meiji utilizado para a análise petrográfica. 57

Figura 17: Mapa geológico integrado das unidades do Terreno São Gabriel e parte NE do Terreno Taquarembó.....	64
Figura 18: Afloramentos dos ORF ao longo do Arroio Cambaizinho: A) Ponto VH-04, onde se observa a disposição sub-horizontal do bandamento metamórfico; B) Ponto VH-05; C) Ponto VH-06.....	67
Figura 19: A) Bandamento de segregação metamórfica em gnaiss tonalítico, VH-04; B) Detalhe do bandamento gnáissico destacando a textura granoblástica poligonal, e os agregados de biotita marcando a textura lepidoblástica; C) Bandamento do gnaiss tonalítico no afloramento VH-05; D) Detalhe do bandamento gnáissico com texturas granoblástica e lepidoblástica; E) Zona de cisalhamento sinistral no gnaiss tonalítico (com limites marcados pela linha vermelha) sendo cortada por leucogranito tardio pertencente a SLML (demarcado por linha preta); F) Zona de cisalhamento dextral afetando o gnaiss tonalítico.....	68
Figura 20: A) Intrusões discordantes de leucogranitos indeformados da SLML cortando gnaisses tonalíticos (VH-04); B) Intrusões de leucogranitos cortando gnaisses tonalíticos (VH-06); C) Textura equigranular hipidiomórfica grossa do leucogranito; D) Xenólitos de gnaisses tonalíticos com formas angulosas e limites definidos em intrusão de leucogranito; E) Gnaiss diorítico (parte superior) e na parte inferior, um gnaiss diorítico fino (enclave microdiorítico deformado); F) Xenólito de gnaiss tonalítico polideformado no interior de metagranodiorito porfirítico (VH-02).	69
Figura 21: Afloramentos do tipo lajeado dos MVN: A) Na Sanga do Velocindo (VH-01); B) No Arroio das Capivaras (VH-02); C) Na BR-290 (VH-03); D) No Arroio Cambaí (PVS-1103).....	72
Figura 22: A) Metatonalito protomilonítico com o traço da foliação marcado no lajeado; B) Detalhe da foliação de forma no metatonalito protomilonítico; C) Metagranodiorito porfirítico (mp) intercalado com corpo tabular de metatonalito fino (mtf) no afloramento VH-02; D) Textura equigranular grossa em metagranodiorito porfirítico; E) Metadioritos (md) intercalados com metatonalito fino (mtf); F) Detalhe do contato interlobado entre metatonalito (mtg) e metadiorito (md).	75
Figura 23: Ponto VH-01. A) Blastomilonitos bandados em zona de alta deformação com intercalação de metatonalito (mt) e metadiorito (md); B) Detalhe do contato interlobado entre metatonalito e metadiorito; C) Blastomilonito tonalítico bandado em zona de máxima deformação; D) Detalhe do blastomilonito destacando a textura granoblástica poligonal bem desenvolvida e a ausência de profiroclastos de plagioclásio, com de injeções deformadas de leucogranitos; E) Blastomilonito e injeção de leucogranito dobrados; F) Dobras em bainha no blastomilonito do ponto VH-01.	76
Figura 24: A) Xenólito de gnaiss tonalítico (Gn tn) no interior de metagranodiorito porfirítico (mp) no afloramento VH-02; B) Xenólito de paragnaisse quartzo-feldspático (pg) bandado envolto por metatonalito (mt) no afloramento VH-03 (porção inferior); C) Injeções discordantes de leucogranitos transpostos pela foliação milonítica e deformados com a formação de dobras isoclinais intrafoliais; D) Metatonalito fino (mtf) com injeção tardia de leucomonzogranito (lgm) tabular deformado pela foliação milonítica formando dobras fechadas em forma de M; E) Contato reto e discordante entre metatonalito fino (mtf) cortando metatonalito milonítico (mtm) bandado com dobras isoclinais, cortado por leucomonzogranito equigranular médio (lgm) com contatos interlobados e gradacionais; F) leucogranito com textura equigranular hipidiomórfica média.	77

Figura 25: Ortognaisses Rufino Farias (gnaisses tonalíticos). A) Bandamento gnáissico descontínuo e regular, destacando a textura granoblástica poligonal inequigranular média (ND); B) Mesma imagem anterior a NC; C) Detalhe da banda félsica com fragmento reliquiar de quartzo (ND); D) Mesma imagem anterior a ND. O quartzo apresenta subgrãos alongados com bandas de extinção; E) Detalhe da textura granoblástica inequigranular poligonal e textura lepidoblástica; F) Detalhe da textura granoblástica equigranular poligonal média bem desenvolvida, com grãos com limites retos e maclas polissintéticas metamórficas. Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.....81

Figura 26: Ortognaisses Rufino Farias (gnaisses tonalíticos). A) Detalhe de uma banda máfica e da textura nematoblástica com limites poligonais na hornblenda (ND); B) Agregados de biotita fina, epidoto e titanita ao longo da foliação a ND; C) Muscovita com textura decussada associada a metamorfismo termal tardio; D) Lamelas de deformação no quartzo e limites lobados indicando a recristalização por MLG; E) Plagioclásio reliquiar com forma prismática e zonação normal. Nos bordos observa-se pequenos grãos recristalizados por BLG; F) Plagioclásio com macla deformacional lenticular parcialmente preservada e recristalização por MLG, indicada pelos limites interlobados. Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.82

Figura 27: Ortognaisses Rufino Farias (gnaisses dioríticos). A) Bandamento gnáissico descontínuo e irregular marcado por agregados nematoblásticos de hornblenda (ND); B) Mesma imagem anterior a NC; C) Bandamento gnáissico marcado por bandas máficas constituídas por agregados de hb com textura nematoblástica e diopsídio com textura granoblástica poligonal; D) Detalhe da banda félsica mostrando agregados de plagioclásio com textura granoblástica poligonal a interlobada inequigranular; E) Detalhe dos agregados de diopsídio com textura granoblástica poligonal a ND; F) Mesma imagem anterior a NC. Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados84

Figura 28: A) Ortognaisses Rufino Farias (gnaisses dioríticos). A) Detalhe das maclas de deformação no plagioclásio (NC); B) Plagioclásio reliquiar na parte superior da imagem com recristalização por BLG nas bordas (NC); C) Detalhe da banda félsica destacando a textura granoblástica poligonal equigranular média envolvendo dois subgrãos deformados de plagioclásio; D) Pl com recristalização por MLG evidenciada pelos limites interlobados destacados por linha amarela tracejada. Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.....85

Figura 29: Metagranitoides Vila Nova (metatonalito protomilonítico). A) Foliação de forma no biotita tonalito foliado (ND); B) Mesma imagem anterior a NC; C) Trilhas finas de recristalização ao redor de relictos de plagioclásio (ND); D) Mesma imagem anterior a NC; E) Textura granoblástica poligonal com recristalização de quartzo e plagioclásio; F) Textura lepidoblástica com recristalização parcial da biotita por um agregado fino de muscovita, titanita e minerais opacos anédricos (ND). Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.89

Figura 30: Metagranitoides Vila Nova (metatonalito blastomilonítico). A) Textura mirmequítica associada com trilhas de recristalização que envolvem os porfiroclastos de K-feldspato em tonalitos miloníticos; B) Muscovita com textura decussada crescendo sobre a biotita; C) Bandamento de segregação metamórfica em tonalito blastomilonítico a ND. Notar injeção de trondhjemitos na porção superior da imagem; D) Mesma imagem anterior em NC; E) Detalhe da imagem anterior destacando a injeção de trondhjemitos com quartzo alongado. Grãos de plagioclásio e quartzo estirados em tonalito blastomilonítico a ND; F) Mesma imagem anterior em NC. Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.....90

Figura 31: Metagranitoides Vila Nova (metatonalito milonítico). A) Quartzo estirado e recristalizado em tonalito blastomilonítico (NC); B) Quartzo ígneo alongado dividido em subgrãos em tonalito protomilonítico (NC); C) Quartzo com recristalização por MLG em tonalito milonítico; D) Plagioclásio com macla deformacional em tonalito blastomilonítico; E) Plagioclásio com recristalização por BLG em tonalito milonítico, em que diminutos grãos com tamanho entre 0,05 e 0,1 mm ocorrem ao longo das bordas suturadas; F) Antigo subgrão de plagioclásio recristalizado por RSG iniciando o processo de MLG. Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.91

Figura 32: Metagranitoides Vila Nova (metagranodiorito protomilonítico). A) Granodiorito porfirítico protomilonítico com foliação de forma paralela a foliação milonítica (ND); B) Mesma imagem anterior a NC; C) Trilhas de recristalização ao longo dos limites de cristais de plagioclásio e K-feldspato em granodiorito porfirítico protomilonítico (ND), D) Mesma imagem anterior a NC; E) Detalhe da trama ígnea composta por megacristais prismáticos de K-feldspato, quartzo anédrico e cristais prismáticos de plagioclásio com zonação composicional, F) Mesma imagem anterior a NC. Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.....93

Figura 33: Metagranitoides Vila Nova (metagranodiorito protomilonítico). A) Textura granoblástica poligonal equigranular fina composta por trilhas de recristalização de plagioclásio e quartzo dos limites dos porfiroclastos (NC); B) Detalhe da textura granoblástica poligonal média composta por plagioclásio e quartzo; C) Biotita ígnea com agregados metamórficos finos de biotita e de opacos anédricos com porfiroblasto idiomórfico de epidoto (NC); D) Mesma imagem anterior em ND; E) Textura mirmequítica ao longo da foliação milonítica, no contato entre plagioclásio e K-feldspato (NC); F) Textura decussada em muscovita (NC). Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.94

Figura 34: Metagranitoides Vila Nova (metagranodiorito protomilonítico). A) Quartzo estirado com antigos subgrãos recristalizados por RSG (NC); B) Cristais reliquias de plagioclásio com recristalização por bulging (NC); C) Plagioclásio reliquiar com zonação composicional e limites suturados; D) Plagioclásio com estrutura manto/núcleo com limites suturados e pequenos grãos ao longo das bordas, típico da recristalização por BLG; E) Plagioclásio com recristalização por bulging (NC); F) Plagioclásio reliquiar com deformação das maclas e com limites interlobados devido a recristalização incipiente por MLG e maclas deformacionais no pl (NC). Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.....95

Figura 35: Metagranitoides Vila Nova (metadioritos protomiloníticos). A) Foliação de forma marcada por orientação dos minerais máficos (ND); B) Mesma imagem anterior a NC; C) Detalhe da imagem anterior destacando a foliação de forma subparalela a foliação milonítica observada pela biotita *fish* e pelo quartzo estirado (ND); D) Mesma imagem anterior a NC; E) Plagioclásio com zonação composicional, indicada por núcleos sericitizados (NC); F) Biotita *fish* incipiente com recristalização parcial para epidoto e biotita fina. Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.....97

Figura 36: Metagranitoides Vila Nova (metadioritos protomiloníticos). A) Biotita e hornblenda *fish* envoltas por agregados finos de biotita fina, muscovita e clorita marcando a foliação protomilonítica (NC); B) Cristais de plagioclásio com formas prismáticas e com inclusão de biotita e zonação composicional (NC); C) Biotita com bandas de torção (*kink bands*) e recristalização nos bordos para muscovita (NC); D) Textura equigranular hipidiomórfica. O plagioclásio mostra incipiente recristalização por BLG evidenciada por pequenas protuberâncias nas bordas dos grãos (NC); E) Grão de plagioclásio estirado com subgrãos (NC); F) Plagioclásio com recristalização por RSG (NC). Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.98

Figura 37: Metagranitoides Vila Nova (metaquartzo dioritos protomiloníticos). A) Foliação de forma com orientação dos minerais máficos (ND); B) Mesma imagem anterior em NC; C) Foliação de forma em metaquartzo diorito com injeção de microdiorito muito fino na porção central (linha tracejada amarela) (ND); D) Mesma imagem anterior em NC; E) Foliação de forma marcada por cristais ripiformes de plagioclásio com macla polissintética e zonação composicional; F) Foliação de forma marcada por orientação de biotita e hornblenda e por quartzo alongado (NC). Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.....	100
Figura 38: Metagranitoides Vila Nova (metaquartzo dioritos protomiloníticos). A) Textura equigranular hipidiomórfica média (ND); B) Agregados de cristais de hornblenda subédricos com inclusões de apatita e minerais opacos (ND); C) Detalhe da textura equigranular com formação incipiente de epidoto sobre biotita e recristalização parcial do quartzo intersticial (NC); D) Quartzo com subgrãos e limites interlobados (MLG) e plagioclásio com subgrãos e grãos recristalizados (RSG e MLG) (NC); E) Plagioclásio deformado com encurvamento de maclas e subgrãos e localmente recristalizados em novos grãos muito finos (RSG e MLG) (NC); F) Plagioclásio ripiforme com recristalização incipiente por BLG (NC). Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.....	101
Figura 39: Metagranitoides Vila Nova (metamonzogranitos protomiloníticos). A) Textura equigranular hipidiomórfica média (ND); B) Mesma imagem em NC; C) Foliação de forma paralela a foliação milonítica marcada pelo estiramento de quartzo e K-feldspato e por biotita <i>fish</i> (ND); D) Mesma imagem em NC; E) Foliação de forma com orientação de agregados de biotita e hornblenda (NC); F) Detalhe de K-feldspato em contato com o plagioclásio formando a textura mirmequítica por deformação (NC). Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.....	103
Figura 40: Metagranitoides Vila Nova (metamonzogranitos protomiloníticos). A) Textura equigranular hipidiomórfica média com plagioclásio, biotita, hornblenda e quartzo, e titanita euédrica (NC); B) Mesma imagem em ND; C) Recristalização nas bordas de biotita ígnea, textura decussada da muscovita e textura mirmequítica; D) Textura equigranular hipidiomórfica média com K-feldspato e plagioclásio alterados (NC); E) Quartzo e K-feldspato formando mirmequitos e pertitas finas do tipo filmes (NC); F) Detalhe da textura mirmequítica em bordo de K-feldspato, com subgrão de K-feldspato iniciando o processo de rotação, sem limite nítido (NC). Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.....	104
Figura 41: Diagrama QAP com a classificação dos ORF e MVN e os trends cálcio-alcalinos trondhjemítico (ORF) e granodiorítico (MVN).	106
Figura 42: Comparação entre os ORF (localizados à esquerda) e os MVN (localizados à direita). A) Bandamento gnáissico em gnaiss tonalítico dos ORF, note que a trama se encontra significativamente recristalizada com poucos relictos ígneos preservados; B) Foliação de forma em biotita metatonalito dos MVN, note a forma prismática e as maclas polissintéticas preservadas; C,E) Detalhe da textura granoblástica poligonal em ganisses tonalíticos dos ORF. D,F) Detalhe da textura granoblástica interlobada envolvendo os plagioclásio prismáticos com maclas polissintéticas e zonação preservada em biotita metatonalitos dos MVN.	114

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Relação das análises modais em lâmina petrográfica. Legenda: Pl- plagioclásio; Kfs- K-feldspato; Qtz- quartzo; Bt- biotita; Hbl- hornblenda; Di- diopsídio; Ep- epidoto; Ms- muscovita; Chl- clorita; All- allanita; Ap- apatita; Tnt- titanita; Op- opacos..... 105

LISTA DE ABREVIÇÕES

All – allanita
Ap – apatita
BLG – *bulging*
Bt – biotita
Cb – carbonato
Chl – clorita
Di – diopsídio
Ep – epidoto
Fm. – formação
Hbl – hornblenda
Kfs – K-feldspato
LILE – *large ion lithophile element*
MLG – migração do limite de grão
Ms – muscovita
ORF – Ortognaisses Rufino Farias
MVN – Metagranitoides Vila Nova
NC – nicóis cruzados
ND – nicóis descruzados
Op – opacos
Pl – plagioclásio
Qtz – quartzo
RALG – redução da área de limite de grão
RSG – rotação de subgrão
SiO₂ – sílica
SOI – Suíte Ortometamórfica Imbicuí
Tnt – titanita
Tr – tremolita
TSG – Terreno São Gabriel

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	12
1.1 Localização.....	13
1.2 Caracterização do problema e justificativa	14
1.3 Objetivos.....	15
2. ESTADO DA ARTE	17
2.1 Contexto geológico e estratigráfico.....	17
2.2 Séries magmáticas	26
2.2.1 Séries Subalcalinas	27
2.2.1.1 Séries toleítica e cálcio-alcálica.....	27
2.2.1.2 Série Komatiítica.....	29
2.2.2 Série alcalina	29
2.3 Granitoides.....	30
2.3.1 Composição mineral dos granitoides.....	31
2.3.2 Geoquímica e ambientes tectônicos dos granitoides.....	34
2.3.2.1 Séries magmáticas	34
Série toleítica.....	34
Série cálcio-alcálica	35
Séries alcalinas	35
2.3.2.2 Ambientes tectônicos de geração de granitoides	36
Dorsais meso-oceânicas	36
Arcos vulcânicos	37
Ambientes intraplaca.....	38
Ambientes colisionais e pós-colisionais	39
2.3.3 Fonte dos granitoides: manto e crosta.....	41
2.4 Deformação e metamorfismo das rochas quartzo-feldspáticas	43
2.4.1 Mecanismos de deformação.....	44
2.4.1.1 Defeitos (deslocamentos) da rede cristalina.....	44
2.4.1.2 Plasticidade cristalina (deformação dúctil).....	45
2.4.1.3 <i>Strain hardening</i> e <i>strain softening</i>	46
2.4.2 Recuperação e recristalização dinâmica	46
2.4.3 Redução da área dos limites de grãos (RALG)	50
2.4.4 Recristalização estática	51
2.4.5 Deformação de quartzo, feldspatos, micas e anfibólios.....	51
2.4.5.1 Quartzo.....	51
2.4.5.2 Feldspatos	52
2.4.5.3 Micas	53

2.4.5.4 Hornblenda	53
2.4.6 Deformação de rochas quartzo-feldspáticas.....	54
3. METODOLOGIA	55
3.1 Revisão bibliográfica e compilação de dados	55
3.2 Mapa Geológico	55
3.3 Etapa de campo.....	55
3.4 Análise petrográfica e análise modal	56
4. RESULTADOS	58
4.1 Geologia e estratigrafia do Complexo Cambaí	58
4.2 Análise petrográfica	65
4.2.1 Ortognaisses Rufino Farias (ORF)	65
4.2.2 Metagranitoides Vila Nova (MVN).....	69
4.2.3 Suíte Lagoa da Meia Lua.....	78
4.2.4 Texturas e microestruturas ígneas e metamórfico-deformacionais	78
4.2.4.1 Ortognaisses Rufino Farias	78
Gnaiss tonalítico.....	78
Gnaiss diorítico.....	82
4.2.4.2 Metagranitoides Vila Nova.....	85
Metatonalito e metatrandhemito	85
Metagranodiorito	91
Metadiorito.....	95
Metaquartzo dioritos.....	98
Metamonzogranitos.....	101
4.3 Análise modal	104
5. DISCUSSÕES	107
5.1 Estratigrafia.....	107
5.2 Disposição espacial e tipos de trama metamórfica	111
5.3 Cronologia relativa e significado tectônico	114
6. CONCLUSÃO	117
REFERÊNCIAS.....	119

1. INTRODUÇÃO

O Terreno São Gabriel ocupa a porção NW do Escudo Sul-Rio-Grandense, constituindo uma das unidades do Cinturão Dom Feliciano no Estado do Rio Grande do Sul (Figura 1). A região situada entre as cidades de São Gabriel, Vila Nova do Sul e Lavras do Sul representa uma área pioneira nos levantamentos estratigráficos das unidades do embasamento no Rio Grande do Sul. Desde as primeiras informações obtidas por Carvalho (1932) e, posteriormente, com os trabalhos de Goñi *et al.* (1962), Jost & Villwock (1966) e Jost (1966, 1970), entre outros, essa região tem sido estudada por representar uma área chave para o entendimento da estratigrafia do embasamento pré-cambriano. Em meados da década de 1970 e durante os anos de 1980 a estratigrafia das rochas do embasamento começou a ser suportada por dados geoquímicos e geocronológicos. Desse modo, nas décadas seguintes essa região passou a ser avaliada também pelo seu contexto geotectônico, focado no entendimento do Ciclo Brasileiro, e do seu papel na formação do supercontinente Gondwana.

Os ortognaisses e metagranitoides do Complexo Cambaí (CC) foram interpretados inicialmente como gnaisses do embasamento arqueano, e incluídos na Formação Cambaí (Goñi *et al.*, 1962), e posteriormente, no Grupo Cambaí (Jost & Villwock, 1966). Atualmente, os gnaisses e metagranitoides do complexo são interpretados como representantes da porção plutônica e juvenil do Arco São Gabriel (750-720 Ma) (Saalman *et al.*, 2005a,b, 2010; Hartmann *et al.*, 2011; Philipp *et al.*, 2016, 2018). As rochas do complexo que foram investigadas, expostas nas regiões de Santa Margarida do Sul e Vila Nova do Sul, compreendem duas associações magmáticas do tipo TTG que incluem gnaisses tonalíticos e dioríticos, com corpos menores de metatrandhjemitos, e metagranitoides intrusivos compostos por metatonalitos, metagranodioritos e metadioritos, com corpos subordinados de metatrandhjemitos e metamonzogranitos.

A hipótese inicial do projeto é a de que os granitoides do Complexo Cambaí representem associações plutônicas evoluídas a partir de magmas gerados em um ambiente de convergência de placas caracterizando uma zona de subducção de litosfera oceânica. Esta zona de idade toniana tem sido relacionada a fase sin-orogênica da Orogênese São Gabriel.

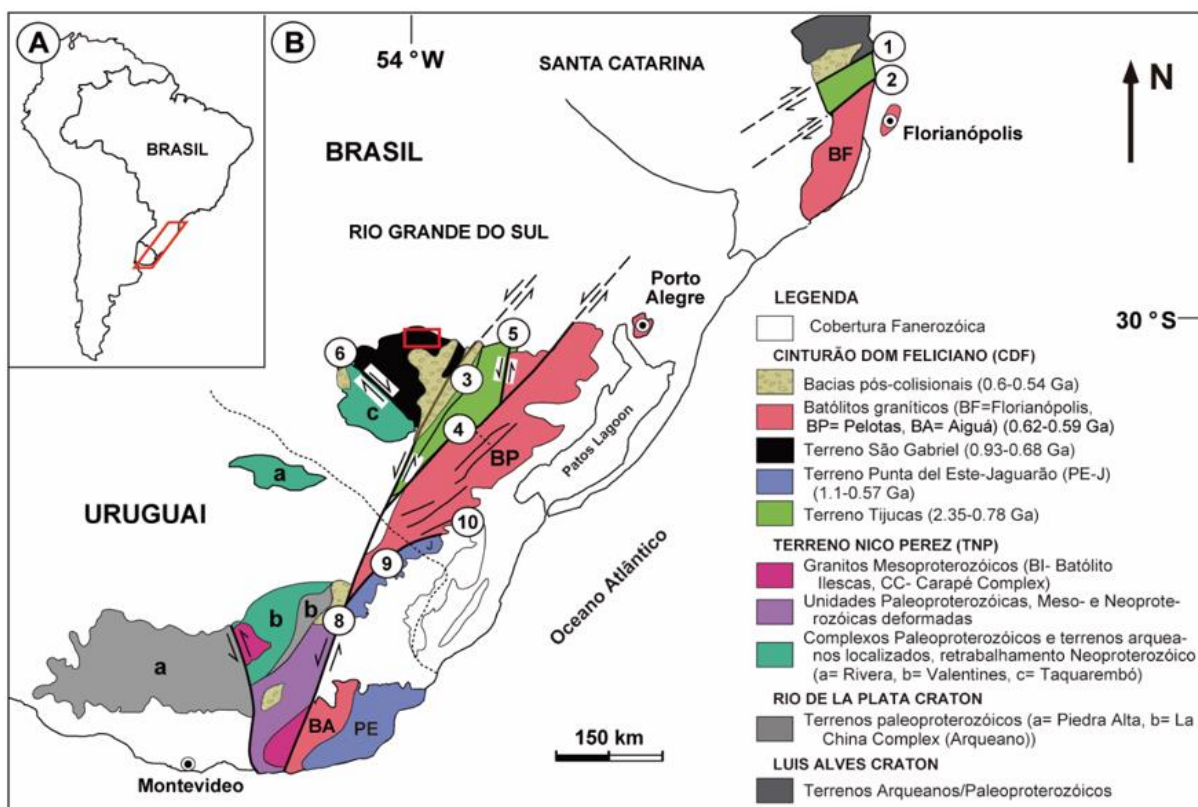


Figura 1: Mapa tectônico da porção Sul do Brasil e Uruguai destacando as principais unidades tectônicas do Cinturão Dom Feliciano e as unidades mais antigas do embasamento. A área de estudo está situada no retângulo em vermelho. (Zonas de cisalhamento - 1: Itajaí-Perimbo, 2: Major Gercino, 3: Santana da Boa Vista, 4: Dorsal de Canguçu, 5: Passo do Marinheiro, 6: Ibaré, 7: Sarandi Del Y, 8: Sierra Ballena, 9: Cerro Amaro e 10: Arroio Grande) Fonte: Philipp *et al.* (2021).

1.1 Localização

A área de estudo está localizada no Estado do Rio Grande do Sul, em uma seção localizada entre os municípios de Santa Margarida do Sul e Vila Nova do Sul (Figura 2). Essa região abrange as folhas Vila Nova (SH.22-Y-A-I-3) e Rufino Farias (SH.21-Z-B-III-4). A área está localizada a aproximadamente 284 km de Porto Alegre, com acesso, partindo da capital, pela BR-290 no sentido oeste. Na região de Santa Margarida do Sul os pontos VH-04 e VH-05 foram acessados por vias secundárias ao sul e ao norte da BR-290.

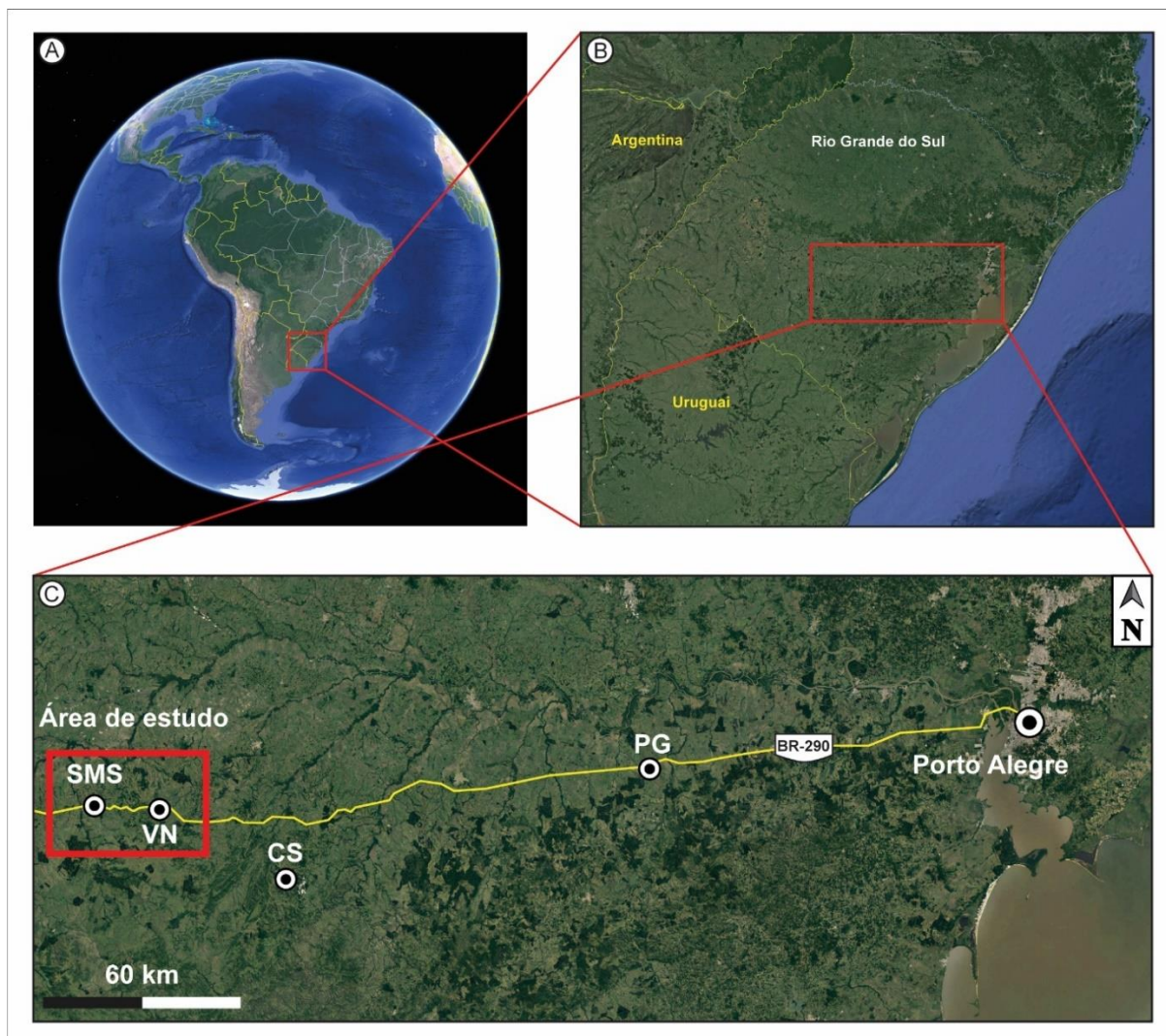


Figura 2: (a) Localização da área de estudo na América do Sul, (b) no Rio Grande do Sul, (c) Localização e principal via de acesso à área de estudo (retângulo vermelho) (imagens extraídas do *Google Earth Pro*). Abreviações: SMS - Santa Margarida do Sul; VN - Vila Nova do Sul; CS - Caçapava do Sul; PG - Pantano Grande.

1.2 Caracterização do problema e justificativa

O Complexo Cambaí representa uma das unidades mais clássicas do embasamento do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul e, apesar de ter sido definido por Goñi *et al.* (1962), poucos estudos sobre este magmatismo foram realizados. Investigações petrológicas relevantes foram apresentadas nas teses de doutorado de Silva Filho (1984) e Soliani Jr. (1986), bem como no mestrado de Remus (1990). Estes autores produziram os primeiros dados estruturais, geoquímicos, isotópicos e geocronológicos destas unidades magmáticas, corroborando em parte os resultados obtidos por Cordani *et al.* (1974) e Teixeira (1982), que obtiveram idades de cristalização ígnea pelos métodos K-Ar e Rb-Sr do período Toniano, entre 920 e 720

Ma. Apesar dos dados geocronológicos e isotópicos, a ausência de uma caracterização geológica sistemática limita o entendimento dos processos de diferenciação magmática e as condições de colocação dos magmas.

Durante as últimas décadas, entre 1996 e 2023, as disciplinas de Mapeamento Geológico Básico I e II do Curso de Geologia da UFRGS realizaram o mapeamento geológico em escala 1:50.000 e 1:25.000 de uma ampla área do Terreno São Gabriel, cobrindo as seguintes folhas do exército: Lagoa da Meia Lua, Vila Nova do Sul, Rufino Farias, Suspiro, Ibaré, Arroio América, Passo do Salsinho e Lavras do Sul (Escala 1:50.000). As unidades do Complexo Cambaí foram mapeadas em escala de semidetalhe, e estão acompanhadas de dados estruturais e de um conjunto representativo de lâminas delgadas. A cartografia geológica destes mapas não foi integrada, nem foram tratados os dados estruturais e petrográficos. Os dados estruturais disponíveis e os dados coletados anteriormente pelos orientadores e pelo proponente, agregados de informações obtidas pela análise petrográfica, permitiram um incremento no entendimento das relações estratigráficas e na evolução geológica das unidades magmáticas do complexo. Por fim, deve-se destacar a importância desse complexo para o entendimento do Terreno São Gabriel, uma vez que suas unidades representam o magmatismo plutônico do Arco de São Gabriel (760-700 Ma), um dos principais períodos de acreção juvenil do Ciclo Orogênico Brasileiro representados no Cinturão Dom Feliciano.

1.3 Objetivos

A proposta deste trabalho envolve avaliar a estratigrafia do Complexo Cambaí a partir das relações de contato observadas em campo e da análise petrográfica das suas unidades, incluindo gnaisses tonalíticos, trondhjemiticos, granodioríticos e dioríticos, e metagranitoides intrusivos (metatonalitos, metatrondhjemitos, granodioritos, dioritos, enclaves máficos e granitoides híbridos). Para alcançar o objetivo foram realizadas as seguintes etapas:

- Confecção do mapa geológico integrado do Complexo Cambaí em escala 1:50.000 nas regiões de São Gabriel, Santa Margarida do Sul e Vila Nova do Sul. A Integração cartográfica teve como base os mapas geológicos produzidos pelas disciplinas de Mapeamento Geológico Básico I e II do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da UFRGS, incluindo os mapas dos Projetos Lagoa da

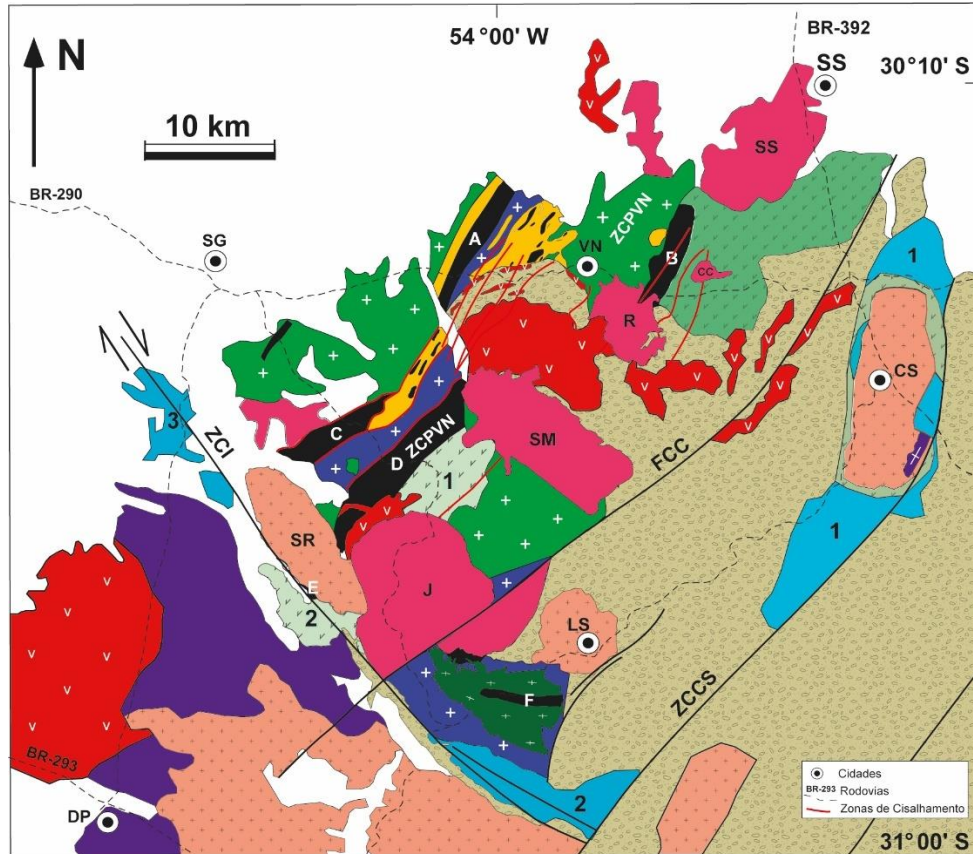
Meia Lua-Rufino Farias (1996), Vila Nova do Sul (1997), Ibaré-Suspiro (2017), Suspiro-Lagoa da Meia Lua (2018), Lagoa da Meia Lua (2019), Rufino Farias Norte (2021) e Vila Nova do Sul (2022), e os mapas geológicos do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), destacando a Geologia e Recursos Minerais da Folha Passo do Salsinho (Porcher *et al.*, 1995) e Geologia e Recursos Minerais da Folha Lagoa da Meia Lua (Laux *et al.*, 2017);

- Análise petrográfica de 80 lâminas delgadas dos ortognaisses e metagranitoides do Complexo Cambaí, com a descrição das estruturas e texturas principais e subordinadas com os minerais que as caracterizam, reconhecendo as de natureza primária e tectônica;
- Classificação de 54 mostras das unidades do Complexo Cambaí com base na contagem modal dos minerais essenciais dos granitoides (quartzo, plagioclásio e K-feldspato) em lâmina delgada e classificação no diagrama QAP de Streckeisen (1976; revisado por Le Maitre, 1989);
- Integração dos dados geológicos, petrográficos e estruturais e análise petrológica.

2. ESTADO DA ARTE

2.1 Contexto geológico e estratigráfico

As rochas do Complexo Cambaí ocupam a porção Central e Sul do Terreno São Gabriel, constituindo dois corpos alongados segundo as direções NE-SW e E-W (Figura 3). Suas unidades caracterizam parte da Orogênese São Gabriel e são representativas da evolução de um ambiente de convergência de placas oceânicas e formação de arcos magmáticos associados a um orógeno acrescionário (Leite *et al.*, 1998; Saalman *et al.*, 2005a,b,c, 2010; Hartmann *et al.*, 2011; Philipp *et al.*, 2016, 2018, 2020; Siviero *et al.*, 2021).



	<ul style="list-style-type: none"> Coertura Fanerozoica
OR. D. FELICIANO	<p>Bacia do Camaquã</p> <ul style="list-style-type: none"> 540 Ma Derrames, rochas piroclásticas e enxames de diques de composição riolítica Rochas sedimentares dos grupos Maricá, Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas
	<p>Granitos tardi-orogênicos</p> <ul style="list-style-type: none"> 560 Ma 580 Ma 600 Ma 635 Ma <p>Pertita granitos, sieno- e monzogranitos equigranulares, bt (<3%) macicos, qz globular a facetado (CC: Cerro da Cria, J: Jaguarí, R: Ramada, SM: São Manoel, SS: São Sepé)</p> <p>Grandioritos a sienogranitos equigranulares, bt e hb (CS: Caçapava do Sul, LS: Lavras do Sul, SA: Santo Afonso, SR: Santa Rita)</p>
OR. SÃO GABRIEL	<p>Suíte Lagoa da Meia Lua (705-680 Ma)</p> <ul style="list-style-type: none"> Bt tonalitos, bt granodioritos, monzogranitos, hb dioritos e gabros com foliação magmática, bandados em zonas de cisalhamento dúcteis (blastomilonitos)
	<p>Complexos Pontas do Salso (1) e Ibaré (2) (Zrd: 900-680 Ma)</p> <ul style="list-style-type: none"> Meta-arenitos, metasiltilos, meta-arenitos conglomeráticos, com níveis de rochas metavulcanoclásticas ácidas a intermediárias e corpos restritos de metadacitos
	<p>Complexo Cambai (750-720 Ma)</p> <ul style="list-style-type: none"> Metatonalitos, metagranodioritos equigranulares, com bt e hb, foliados a bandados, com textura granoblástica md. (0.3-0.6 mm) e xenólitos de gn. quartzo-feldspáticos, mármores, xistos magnesianos e serpentinitos
	<p>Complexo Cambaizinho (Zrd: 900-700 Ma)</p> <ul style="list-style-type: none"> Paragneisses qz-feldspáticos bandados, quartzitos, anfíbolitos (metamargas), ol-di mármores e gn. pelíticos, metam. orogênico de fácies Anfíbolito Médio a Superior
	<p>Complexo Bossoroca (vulcanismo: 780-760 Ma) (Zrd: 900-760 Ma)</p> <ul style="list-style-type: none"> Metadacitos, meta-andesitos e metatufo de composição ácida a intermediária, e metassedimentos epiclásticos de composição cálcico-alcalina mdo-K
OR. PASSINHO	<p>Complexo Imbicuí (900-850 Ma)</p> <ul style="list-style-type: none"> Gnaisses dioríticos a tonalíticos cálcico-alcalinos baixo-K (TTG)
	<p>Complexo Metamáfico-ultramáfico (Ofiolitos) (Zrd: 900-760 Ma)</p> <ul style="list-style-type: none"> Xistos magnesianos, serpentinitos, metaperidotitos, metagabros, metapiroxenitos (A-Serrinha, B-Aroio Lajeado, C-Passo do Ivo, D-Palma, E-Ibaré, F-Cerro Mantequeiras)
EMBASAMENTO	<p>Complexo Passo Feio (1), Ar. Marmeleiro (2), Coxilha do Batovi (3) (Zrd: 3.0-1.57 Ga)</p> <ul style="list-style-type: none"> Quartzitos, meta-arenitos, metapelitos, mármores e xistos cálcico-silicáticos com níveis de metavulcânicas e metavulcanoclásticas básicas
	<p>Complexo Granulítico Santa Maria Chico (2.5-2.2 Ga)</p> <ul style="list-style-type: none"> Metagabros, metaultramafitos, meta-anortositos, gn. calci-silicáticos, pelíticos e qz-feldspáticos
	<p>Gnaisse Neto Rodrigues (2.6 Ga)</p>

Figura 3: Mapa geológico do Terreno São Gabriel e da parte norte do Terreno Taquarém (Philipp et al., 2023). Legenda: Granitos: CC= Cerro da Cria, CS= Caçapava do Sul, J= Jaguarí, LS= Lavras do Sul, R= Ramada, SR= Santa Rita, SS= São Sepé. Orogêneses: DF= Dom Feliciano, EMBAS.= embasamento, O.= orogênese. Zonas de Cisalhamento: ZCCS: Caçapava do Sul, ZCI: Ibaré, ZCPVN: Palma-Vila Nova do Sul.

A origem e o significado das rochas do Complexo Cambaí ao longo da história da geologia do RS, tem sido motivo de debates científicos. Goñi *et al.* (1962) descreveram e nomearam as rochas do complexo, cuja seção tipo se localiza no Arroio Cambaí, na região de Vila Nova do Sul. Neste contexto, denominaram as rochas de alto grau metamórfico como Formação Cambaí, constituída por migmatitos homogêneos, de composição básica, e migmatitos heterogêneos, de composição ácida, afetadas por distintas fases de metamorfismo de fácies anfibolito. A coluna estratigráfica estabelecida com base no grau metamórfico era constituída desde a base até o topo, pela Fm. Cambaí (Pré-Cambriano Inferior), seguida pelas rochas metaultramáficas da Fm. Cerro Mantiqueiras (Pré-Cambriano Médio), finalizando com os metassedimentos do Grupo Porongos (Pré-Cambriano Superior). Jost & Villwock (1966), em trabalhos na região de São Gabriel, propuseram a denominação Grupo Cambaí devido às complexidades e variedades litológicas encontradas, classificando essas rochas como migmatitos, homogêneos e heterogêneos, e granitos, relacionados a uma primeira fase orogênica do Escudo Sul-Rio-Grandense. Destacaram um padrão estrutural regional composto por anticlinais e sinclinais alternadas, e mencionaram uma discordância angular entre as sequências de alto e baixo grau metamórfico. Na região de Caçapava do Sul, Ribeiro *et al.* (1966) e Tessari & Picada (1966) incluíram os gnaisses migmatíticos, anfibolitos e mármore da Fm. Cambaí no Grupo Porongos. Descreveram ainda a Formação Encantadas, constituída por gnaisses tonalíticos e anfibolitos.

Durante a década de 1970, Willig *et al.* (1974) e Knijnik (1974) subdividiram o Grupo Porongos nos subgrupos Cambaí, na porção inferior, e Vacacaí, na porção superior. No primeiro foram reconhecidas as sequências metassedimentares, na porção basal, e rochas metaultramáficas da Fm. Cerro Mantiqueiras, no topo. A Fm. Encantadas, como originalmente proposta por Ribeiro *et al.* (1966) e Tessari & Picada (1966), continuou sendo a unidade mais antiga. Os primeiros dados geocronológicos através do método K-Ar apresentados por Cordani *et al.* (1974) para os Gnaisses Cambaí indicaram idades entre 700 ± 21 Ma e 755 ± 23 Ma. Ribeiro & Fantinel (1978) descreveram a Fm. Cambaí como uma associação “granito-gnaiss-anfibolito-peridotito-mármore”, em que os anfibolitos foram transformados em migmatitos através de processos anatéticos brasileiros, produzindo bandas de segregação trondhjemíticas.

Na década de 1980, o mapeamento geológico do projeto RADAMBRASIL obteve idades pelo método K-Ar de 694 ± 23 Ma para anfibolitos aflorantes na porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense (Teixeira, 1982). Além disso, nessa mesma época, as litologias metamórficas começaram a ser reunidas na designação de complexos, devido a reinterpretação da estratigrafia segundo o Guia Brasileiro de Nomenclatura Estratigrafia (Petri *et al.* 1986), uma adaptação do *International Stratigraphic Guide* da *International Union of Geological Sciences (IUGS)*. Dessa maneira, a Fm. e/ou Grupo Cambaí foram denominados como Complexo Cambaí (Issler, 1983; Fragozo Cesar & Soliani Jr., 1984; Naumann *et al.*, 1984; Horbach *et al.*, 1986) ou Complexo Vila Nova (Silva Filho, 1984). Os gnaisses associados aos granitoides nas proximidades de Encruzilhada do Sul, que originalmente foram descritos como Grupo Cambaí, passaram a ser denominados de Suíte Granítica Arroio Chanã (Jost, 1984) ou foram inseridos no Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita (Frantz *et al.*, 1984), ou ainda separados como Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos por Fernandes *et al.* (1990, 1992).

O Complexo Vila Nova proposto por Silva Filho (1984) foi caracterizado como uma associação constituída por ortognaisses dioríticos, tonalíticos e trondhjemiticos, paragnaisses quartzo-feldspáticos, quartzitos, mármore, anfibolitos, corpos básicos-ultrabásicos e diques riolíticos polideformados. Silva Filho & Soliani (1987) reconheceram para a região de Vila Nova do Sul duas suítes principais: (a) trondhjemitica, caracterizada por produtos finais ricos em Na e (b) granítica, com afinidade K. A primeira suíte foi interpretada como resultado da cristalização fracionada de um magma basáltico, ao passo que a segunda suíte, de idade mais jovem, teria sua origem vinculada com a fusão parcial da porção basal da sequência supracrustal. Para os autores, os gnaisses quartzo-feldspáticos foram originados através do metamorfismo de tonalitos, trondhjemitos e granitoides intercalados com elementos de uma sequência supracrustal metassedimentar e com corpos intrusivos básicos e ácidos. Os anfibolitos foram caracterizados como para- e ortoanfibolitos. A associação de gnaisses dioríticos (derivados de margas dolomíticas), mármore, quartzitos e granada-biotita xistos foi interpretada como uma associação sedimentar plataformal depositada na porção cratônica ensialica de uma bacia de *back-arc* (Silva Filho, 1984). Com base em dados geoquímicos os granitoides do Complexo Cambaí foram caracterizados como rochas cálcio-alcálicas de ambiente de arco magmático. Os autores reconheceram que as unidades do Complexo Vila Nova foram afetadas

por três fases principais de deformação. Os gnaisses dioríticos e graníticos foram gerados na fase D₁, formando dobras isoclinais, intrafoliais e intrafoliais sem raiz (F₂). Posteriormente, na fase D₂, corpos de tonalitos e trondhjemitos cortam os ortognaisses, formando em perfil dobras apertadas a isoclinais (F₃), que normalmente são encontradas como dobras intrafoliais limitadas por zonas de cisalhamento. Por fim, na fase D₃ houve a intrusão de corpos de granodioritos, quartzo monzonitos, riolitos e pegmatitos pouco ou indeformados. Foram obtidas idades Rb-Sr em rocha total de 703 ± 41 Ma para os gnaisses dioríticos, 673 ± 65 Ma para tonalitos e trondhjemitos intrusivos, e 643 ± 28 Ma para os granodioritos e quartzo monzonitos tardios, demonstrando que os protólitos dos Gnaisses Cambaí foram gerados durante o Ciclo Brasileiro (Soliani Jr., 1986; Silva Filho & Soliani Jr., 1987).

Em estudos na região de Rufino Farias, município de Santa Margarida do Sul, Remus (1990) separou e redefiniu a porção parametamórfica do Complexo Vila Nova (Silva Filho, 1984) como Complexo Cambaizinho, constituído por paragnaisses quartzo-feldspáticos, mármore, anfibolitos e rochas metamárfico-ultramáficas, cortados por granitoides de composição granodiorítica a tonalítica. O Granodiorito Sanga do Jobim apresentou uma idade de 664 ± 22 Ma pelo método Rb-Sr em rocha total, sustentando a colocação do granito como uma fase tardi-tectônica do Complexo Cambaí.

Fernandes *et al.* (1995) e Kraemer (1995) caracterizaram a Suíte Ortometamórfica Imbicuí (SOI) como uma intercalação de tonalitos, trondhjemitos e dioritos exposta ao Sul do Granito Lavras do Sul. Interpretados como uma suíte de granitoides orogênicos, denominada de Associação de Arco Magmático II, foi considerada intrusiva em rochas metamáficas e metaultramáficas, tectonicamente intercaladas com uma sequência de metassedimentos. Na SOI incluíram também os Gnaisses Cambaí do Complexo Vila Nova de Silva Filho (1984) e os granitoides metamorfisados do Complexo Cambaí de Fernandes *et al.* (1992). Segundo os autores, os granitoides da suíte apresentam afinidade cálcio-alkalina e registraram o magmatismo originado pela subducção em um arco de margem continental ativa. As rochas máficas e ultramáficas foram interpretadas como fragmentos ofiolíticos enquanto, as rochas supracrustais foram interpretadas como uma sequência sedimentar de assoalho oceânico (Fernandes *et al.*, 1992). A deformação e o metamorfismo de fácies xisto verde e anfibolito que afetou as rochas da suíte geraram estruturas de alta temperatura e intensidade de deformação que envolveram a foliação

magmática de direção E-W em lentes de baixa deformação, enquanto nas zonas de alta deformação, essa trama é transformada em um bandamento composicional com dobras em bainha intrafoliais.

Babinski *et al.* (1996, 1997) obtiveram as primeiras idades U-Pb em zircão de 704 ± 13 Ma para um gnaiss Diorítico do Complexo Cambaí da região da Vila Nova do Sul, com idades próximas de 700 Ma para um tonalito foliado e um pegmatito dobrado, ambos no mesmo afloramento. Todas as amostras mostraram valores de $\epsilon Nd_{(700)}$ entre +2,8 e +4,5, com idades modelo (T_{DM} ; DePaolo, 1981) entre 860 e 1030 Ma. O Metagranito Sanga do Jobim apresentou $\epsilon Nd_{(700)}$ de +1,5 e idade modelo de 820 Ma. Os autores interpretaram estas unidades como pertencentes a uma associação de arco de ilha de idade neoproterozoica, afinidade cálcio-alcálica e composição isotópica juvenil, considerando as rochas do Complexo Cambaí como a porção plutônica, e as rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Vacacaí como a porção superior do arco.

Nos mapeamentos em escala 1:50.000 dos projetos Lagoa da Meia Lua-Rufino Farias (UFRGS, 1996) e Vila Nova do Sul (UFRGS, 1997) foi definido o Supergrupo Cambaí, constituído pelo Complexo Vila Nova (Silva Filho, 1984) e pela Suíte Intrusiva Lagoa da Meia Lua, composta pelos Diorito Capivaras e Tonalito Cerca de Pedra.

Durante a caracterização do Complexo Ofiolítico Cerro Mantiqueiras, Leite *et al.* (1998) obtiveram idades U-Pb SHIRIMP em zircão entre 923 Ma para as rochas metamáficas do complexo. Os metatonalitos e metatrandhjemitos intrusivos do Complexo Cambaí apresentaram idades de 750 ± 16 Ma e 735 ± 10 Ma.

Garavaglia *et al.* (2002) caracterizaram os dioritos da região de Vila Nova do Sul como Diorito Capivaras, interpretando como intrusivo nas sequências gnáissicas e representando uma atividade magmática tardia referente a construção do Terreno São Gabriel.

Saalmann *et al.* (2005a,b,c) realizaram análises geoquímicas e isotópicas dos granitoides do Complexo Cambaí e da sucessão metavulcano-sedimentar do Grupo Palma. Os granitoides do complexo apresentaram composição cálcio-alcálica baixo a médio-K, com características geoquímicas de magmas gerados em zona de subducção como o enriquecimento relativo em LILE e em elementos terras raras leves (LREE), baixos teores de elementos HFS (Y, Hf, Zr, Ti, Nb, Ta) e anomalias negativas de Nb. Para os autores, as unidades do Grupo Palma Inferior representavam um arco oceânico com algumas amostras sugerindo ilhas oceânicas intraplaca, enquanto o

Complexo Cambaí e o Grupo Palma Superior representavam um arco de margem continental ativa. Os autores reconheceram quatro eventos deformacionais, em que os três primeiros ocorreram em regime dúctil. D₁ e D₂ foram registrados nos metassedimentos e rochas metavulcânicas máficas e metaultramáficas do Grupo Palma Inferior. A terceira fase D₃ afetou os gnaisses do Complexo Cambaí, o Grupo Palma Superior e os granitos sincinemáticos Sanga do Jobim e Santa Zélia. Os granitoides deformados do Complexo Cambaí intrudiram rochas encaixantes do Grupo Palma Inferior, indicando um posicionamento sin-D₃ ocorrido sob um regime de cisalhamento dextral de direção NE-SW. As zonas de cisalhamento alongadas e de direção NE-SW do Complexo Cambaí foram descritas como representantes de uma trama de fluxo magmático que posteriormente sofreu deformação *subsólida* e deformação de alta e baixa temperatura no estado sólido. Saalman *et al.* (2010), trabalhando na região de Vila Nova do Sul, datou uma amostra de trondhjemitos do Complexo Cambaí pelo método U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) obtendo idade de 701 ±9,7 Ma.

Hartmann *et al.* (2011) obtiveram idades geocronológicas pelo método U-Pb SHRIMP em zircão de unidades do Complexo Cambaí e granitoides intrusivos expostos entre Santa Margarida do Sul e Vila Nova do Sul. No Complexo Cambaí foram reconhecidos os ortognaisses Vila Nova, os corpos intrusivos de dioritos, tonalitos e trondhjemitos da Suíte Lagoa da Meia Lua, e os tonalitos e granodioritos tardios da Suíte Sanga do Jobim. Nos gnaisses foi identificado um metamorfismo orogênico de fácies anfíbolito médio a superior, acompanhado por duas fases de deformação dúctil progressivas, e uma fase rúptil-dúctil transcorrente tardia. Os corpos dos granitoides da Suíte Lagoa da Meia Lua tem formas alongadas e concordantes com a estruturação regional de direção NE-SW, mas em geral tem estrutura interna maciça e/ou zonas com foliação ígnea bem preservada, ocorrendo zonas pouco deformadas e zonas de cisalhamento discretas restritas as bordas dos corpos. Os gnaisses tonalíticos e dioríticos (Ortognaisses Vila Nova) apresentaram idades de 718 ±2 Ma e 725 Ma, enquanto nos corpos da Suíte Lagoa da Meia Lua foram obtidas idades de 703 ±7 Ma (metatonalito), 694 ±5 Ma (metatrondhjemitos BR-290), 690 ±2 Ma (metatonalito BR-290) e 704 ±3 Ma (Granito Santa Zélia). Os granitoides intrusivos da Suíte Sanga do Jobim mostraram idades de 682 ±1 Ma e 680 ±2 Ma. Investigações da composição dos isótopos de Nd obtidos por Saalman *et al.* (2005 a,b,c) em unidades do Complexo Cambaí e em paragnaisses do Grupo Palma,

indicaram que o início da formação crustal ocorreu em 1,3 Ga. Segundo os autores a orogenia São Gabriel inicia com o vulcanismo andesítico da Formação Campestre em 753 Ma, seguido da intrusão dos protólitos dos Ortognaisses Vila Nova (Complexo Cambaí) e da deformação destas unidades com os metassedimentos da margem passiva (Complexo Cambaizinho) entre 730 e 720 Ma, até o pico de um evento colisional em 719 Ma. Uma fase tardia de intrusões graníticas juvenis de natureza pós-colisional foi caracterizada pelos corpos de tonalitos, trondhjemitos e dioritos da Suíte Lagoa da Meia Lua, com idades entre 705 e 690 Ma. O final do magmatismo está representado pela colocação dos granodioritos da Suíte Sanga do Jobim ao redor de 680 Ma.

Em artigo de revisão da estratigrafia do Cinturão Dom Feliciano, Philipp *et al.* (2016), caracterizam o Complexo Cambaí como sendo constituído por duas associações magmáticas: (1) gnaisses tonalíticos, trondhjemiticos e dioríticos, e (2) metatonalitos, metagranodioritos e metadioritos intrusivos. Os autores relataram que os paragnaisses do Complexo Cambaizinho estão intercalados pela tectônica transcorrente ou ocorrem como xenólitos nas unidades do Complexo Cambaí.

No mapa geológico da Folha Lagoa da Meia Lua em escala 1:100.000, Laux (2017) incluiu todos os ortognaisses, metagranitoides e granitoides expostos ao Sul de São Gabriel e de Vila Nova do Sul em uma mesma unidade denominada Grupo Cambaí. As rochas granitoides foram separadas em duas associações e relacionadas aos regimes de arco de 890-700 Ma e de 760-640 Ma. O Grupo Cambaí é descrito como constituído por metatonalitos, metatrondhjemitos e por rochas parametamórficas, cortados por tonalitos, dioritos e monzogranitos foliados e por gabros e granitos. Os granitoides do complexo mostraram uma composição química cálcio-alcálica e padrões de elementos traços comparáveis aos de granitoides de arco. Entre os novos resultados U-Pb em zircão obtidos destacam-se as idades de 720 ± 8 Ma (granito) e de 722 ± 32 Ma (diorito), e as idades de 729 ± 30 Ma (Granito Santa Zélia), 714 ± 19 Ma (Granito Passo da Areia). Os gabros da Suíte Lagoa da Meia Lua apresentaram idades de 719 ± 11 Ma e 723 ± 30 Ma e 693 ± 18 Ma.

Em trabalhos na região de Lavras do Sul, Siviero *et al.* (2021), caracterizaram gabros, dioritos e quartzo dioritos metaluminosos e com afinidade cálcio-alcálica baixo a médio-K pertencentes ao Complexo Cambaí. A geoquímica dos elementos maiores e traços mostraram trends de diferenciação controlados pela cristalização fracionada de plagioclásio, hornblenda e biotita. Os padrões dos diagramas multi-elementares

(normalizado para o manto primitivo, McDonough *et al.*, 1992) mostraram enriquecimento em LILE (Rb e Ba) em relação aos elementos HFSE (Zr e Y), e a anomalias negativas de Nb-Ta e de Ti, características de granitoides gerados em regimes de arcos. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ entre 0,7042 e 0,7064, e valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ positivos, entre +3,9 e +4,2, atestam que o magmatismo é juvenil, compatível com as idades modelo Nd_{TDM} entre 820 e 852 Ma. Três amostras de dioritos datadas pelo método U-Pb em zircão (LA-ICP-MS), apresentaram idades de 745 ± 4 Ma, 748 ± 5 Ma e 752 ± 4 Ma. Uma idade de 878 ± 18 Ma foi obtida a partir de núcleos de zircão herdados, interpretados como remanescentes de uma crosta mais antiga. Essa idade é similar à obtida no Metadiorito Passinho (869 Ma), sugerindo que essa unidade pode representar a crosta continental assimilada ou fundida sobre a qual granitoides do Complexo Cambaí foram colocadas durante os estágios iniciais da evolução do Arco Passinho no início do Toniano. Os autores interpretaram o magmatismo do Complexo Cambaí como derivado do manto, com menor participação crustal em um ambiente de arco intra-oceânico imaturo.

Philipp *et al.* (2021) avaliaram a proveniência dos complexos metamórficos supracrustais do Terreno São Gabriel através de análises U-Pb em zircão detrítico por LA-ICPMS de seis amostras dos complexos Coxilha do Batovi, Arroio Marmeleiro, Ibaré e Bossoroca. Essas análises foram comparadas com cerca de 800 idades de U-Pb em zircão obtidas por Remus *et al.* (1999, 2000), Hartmann *et al.* (2011), Lena *et al.* (2014), Lopes *et al.* (2015), Gubert *et al.* (2016), Vedana *et al.* (2017), Arena *et al.* (2016, 2017) e Laux (2017). Os resultados do zircão detríticos foram integrados com dados petrográficos, estruturais, geoquímicos e isotópicos de Sr e Nd, objetivando avaliar a estratigrafia, as fontes, os possíveis tipo de bacia e as configurações tectônicas da formação de complexos metamórficos supracrustais. Os complexos Cambaizinho, Bossoroca, Ibaré e Pontas do Salso apresentaram dados de proveniência detrítica restritos ao Neoproterozoico (0,96-0,68 Ga) e foram considerados complexos relacionados a arcos. Os complexos Passo Feio, Arroio Marmeleiro e Coxilha do Batovi mostraram uma proveniência mista e muito ampla, com idades entre 3,6 e 1,2 Ga. O intervalo de idades e a sucessão sedimentar clástica com características maduras e composição rica em quartzo indicaram protólitos comuns a uma sucessão sedimentar de uma margem passiva.

A retomada do mapeamento geológico, através das disciplinas de Mapeamento Geológico Básico I e II, proporcionou novas informações associadas aos mapas de

maior detalhe (em escala 1:25.000) obtidos na região de Santa Margarida do Sul e Vila Nova do Sul. Os mapas do Projeto Rufino Farias Norte (UFRGS, 2021), do Projeto Vila Nova do Sul (UFRGS, 2022) e do Projeto Vila Nova do Sul Leste (UFRGS, 2023) reconheceram a ocorrência dos complexos Cambaizinho e Cambaí. O primeiro ocorre como xenólitos no Complexo Cambaí, sendo constituído por paragneisses quartzo-feldspáticos, mármore, gnaisses pelíticos e quartzitos. O Complexo Cambaí foi caracterizado como constituído por metatonalitos, metadioritos, metatrandhjemitos, biotita tonalitos, biotita granodioritos, hornblenda-biotita tonalitos. Estas unidades ainda foram cortadas por corpos tardios de granodioritos e dioritos da Suíte Lagoa da Meia Lua.

2.2 Séries magmáticas

As séries magmáticas são representadas por diferentes conjuntos de rochas que apresentam propriedades químicas e mineralógicas similares no tempo e no espaço, sugerindo uma relação genética. Em cada série é possível observar um padrão evolutivo consistente em diagramas geoquímicos. O conceito de que muitas rochas ígneas se enquadram em diferentes séries foi proposto originalmente por Iddings (1895), que distinguiu as rochas alcalinas e subalcalinas com base no modo de ocorrência em campo e nas características mineralógicas. Além das similaridades em campo e mineralógicas, características químicas como a alcalinidade e o teor de sílica foram fundamentais para o avanço e o reconhecimento das séries magmáticas. Tilley (1936), subdividiu a série subalcalina em uma série toleítica (baixo-K) e uma série cálcio-alcalina (médio e alto-K). MacDonald & Katsura (1964) elaboraram o diagrama TAS (*total álcalis versus sílica*) onde foram separadas as séries alcalina e subalcalina. McDonald (1968) ampliou a linha divisória que separa os campos no diagrama TAS em um maior espectro de sílica. Irvine & Baragar (1971) dividiram a série alcalina em uma série sódica e uma série potássica e determinaram uma nova posição para a linha divisória no TAS. Posteriormente, Middlemost (1975) sugeriu a existência de uma série alcalina de alto-K. Peccerillo & Taylor (1976) subdividiram as rochas subalcalinas segundo o teor de potássio em: alto-K, médio-K e baixo-K. Le Maitre (1984), correlacionou o diagrama TAS com o diagrama mineralógico QAPF. Após pequenas modificações de Le Bas *et al.* (1986) o diagrama TAS foi aceito pela IUGS (*International Union of Geological Sciences*) (Figura 4).

Atualmente, são reconhecidas sete séries magmáticas: séries subalcalinas (toleítica, komatiítica e cálcio-alcálica) e séries alcalinas (subsaturada em sílica, sódica saturada em sílica, série shoshonítica ou alcalina potássica e ultrapotássica saturada em sílica). As rochas alcalinas são mais ricas em álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) e são saturadas a subsaturadas em sílica (SiO_2), enquanto as rochas subalcalinas apresentam menor teor de álcalis e são saturadas a supersaturadas em sílica. Ou seja, conforme aumenta o conteúdo de sílica as rochas alcalinas apresentam um maior enriquecimento em álcalis se comparado com as rochas subalcalinas (Figura 4).

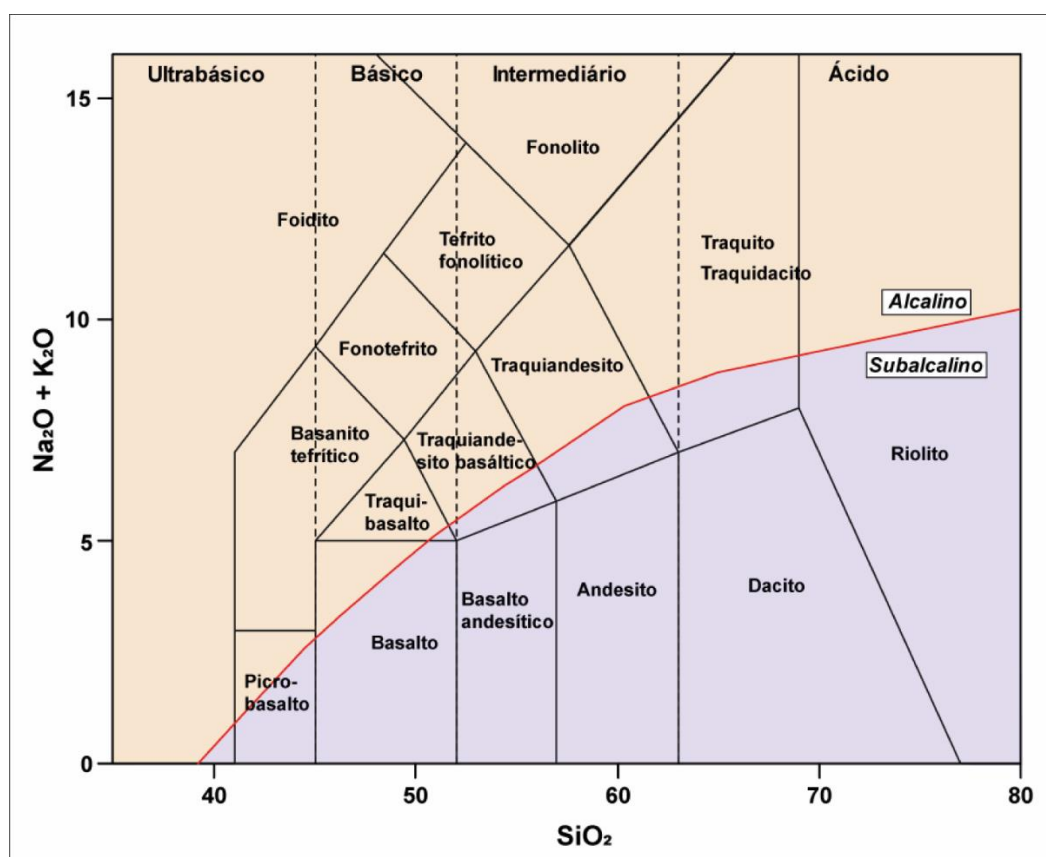


Figura 4: Diagrama TAS destacando a linha de separação dos campos das rochas alcalinas e subalcalinas (modificado de Le Bas *et al.*, 1986).

2.2.1 Séries Subalcalinas

2.2.1.1 Séries toleítica e cálcio-alcálica

A série toleítica é composta por gabros, quartzo-gabros, tonalitos e trondhjemitos, bem como por seus correspondentes vulcânicos. Essa associação

ocorre em assoalhos e cadeias meso-oceânicas e em ambientes anorogênicos intraplaca continentais (magmatismo de rifte ou platôs continentais). No diagrama modal QAP é definida pelo *trend* toleítico (Lameyre & Bowden, 1982). A série cálcio-alcalina é representada por dioritos, quartzo monzodioritos, granodioritos e granitos, e pelos membros extrusivos basaltos cálcio-alcalinos, andesitos, dacitos e riolitos. Essa série é típica de ambientes de arco magmático. No diagrama modal QAP essa série é representada pelos *trends* cálcio-alcalinos trondhjemítico (baixo-K), granodiorítico (médio-K) e monzoníticos (alto-K) (Lameyre & Bowden, 1982).

A distinção entre as duas séries pode ser observada através do diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) (Figura 5). Os magmas básicos e intermediários da série toleítica apresentam um enriquecimento em ferro relacionado a cristalização de olivinas e piroxênios, promovendo um *trend* que inicialmente se desloca para o vértice F. Devido ao maior conteúdo de água da série cálcio-alcalina, que promove um aumento da fugacidade de O₂, ocorre a oxidação do ferro, levando a cristalização de magnetita, a diminuição do campo de estabilidade do plagioclásio e a cristalização de anfibólio magnésiano. Portanto, o *trend* se desloca diretamente para o vértice A sem haver um enriquecimento em ferro. No entanto, a distinção de ambas as séries no diagrama AFM apresenta restrições nos termos mais evoluídos.

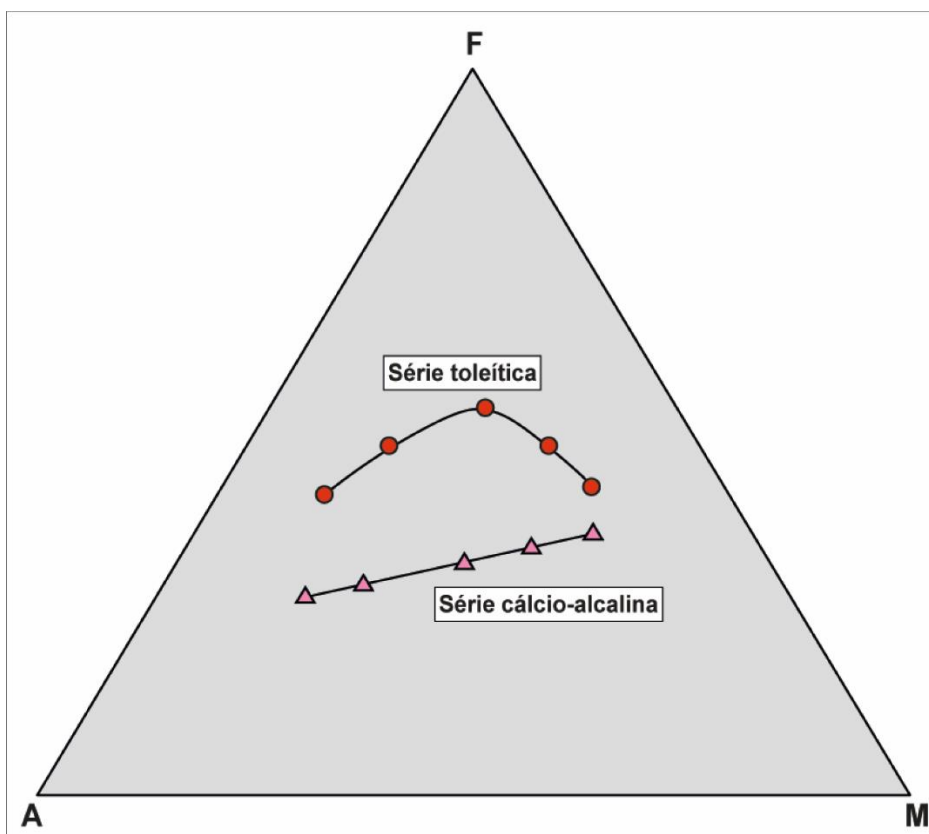


Figura 5: Diagrama AFM com os trends toleíticos (círculo vermelho) e cálcio-alcálicos (triângulo rosa) (modificado de Irvine & Baragar, 1971).

2.2.1.2 Série Komatiítica

A série komatiítica é representada por komatiítos e boninitos, podendo evoluir para termos ricos em sílica como dacitos e seus correspondentes intrusivos. Os komatiítos são rochas ultramáficas ricas em magnésio derivadas do manto e se diferenciam dos boninitos (rochas ultramáficas intermediárias com alto teor MgO) por serem rochas ultrabásicas e básicas. A série komatiítica é, em geral, vinculada ao Arqueano e Paleoproterozóico gerada por altas taxas de fusão do manto empobrecido.

2.2.2 Série alcalina

A série alcalina é típica de ambientes anorogênicos intraplaca (rifes), ocorrendo também nos ambientes pós-colisionais e de arco magmático continental maturo, num contexto composicional marcado pela contribuição crustal. A série alcalina subsaturada em sílica é caracterizada por feldspatoides e pela ausência de

quartzo. No diagrama TAS (Figura 4) essa série é representada pelos membros vulcânicos foiditos, basaltos picríticos, fonotefritos, tefritos fonolíticos e fonolitos.

A série alcalina saturada em sílica é subdivida conforme o seu conteúdo de Na_2O e K_2O . A série alcalina sódica saturada em sílica apresenta como membros vulcânicos os hawaiitos, mugearitos, benmoreítos e riolitos (Le Maitre, 2002). A série alcalina potássica saturada em sílica ou shoshonítica são predominantemente traquibasaltos potássicos, shoshonitos, latitos, tranquitos e riolitos. Os granitoides da série alcalina saturada em sílica são granitos, quartzo sienitos e rochas básicas alcalinas saturadas em sílica, constituindo associações bimodais. Finalmente, a série alcalina ultrapotássica é caracterizada por gabros-dioritos-quartzo sienitos-feldspato alcalino sienitos-feldspato alcalino granitos-granitos e por lamproítos, kimberlitos e lamprófiros. Juntamente com as alcalinas saturadas em sílica (associação bimodal) ocorrem em ambientes anorogênicos ou pós-colisionais.

2.3 Granitoides

Os granitoides são rochas plutônicas com conteúdo modal de quartzo entre 20% e 60% no diagrama QAP (Streckeisen, 1976; revisado por Le Maitre, 1989), em que se distinguem álcalis feldspato granitos, granitos *sensu strictu* (sieno e monzogranitos), granodioritos, tonalitos e trondhjemitos. Os granitoides, juntamente com dioritos e gabros, são as rochas mais abundantes da crosta continental o que implica uma ampla gama de fontes e processos genéticos.

Os granitoides têm sido motivo de extenso debate devido as controvérsias sobre a sua geração. Essa complexidade ocorre devido a diversidade de suas origens, fontes e processos subsequentes (*fusão, mixing e mingling*, diferenciação, contaminação e assimilação) e de sua localização alóctone (intrusiva) ou autóctone em distintos ambientes tectônicos. A ideia original era que um magma basáltico ao esfriar lentamente geraria um magma diferenciado através da cristalização fracionada, o que ocorre, mas gera somente 1% de volume de rocha ácida. Além disso, estudos de cristalização fracionada demonstraram que cristais de olivina dificilmente atravessam o magma denso e viscoso e chegam ao assoalho da câmara magmática, sendo por si só um processo inviável para a geração do volume de granitoides distribuídos na crosta continental (Grotzinger, 2014). Grande parte dos investigadores aceitam que a interação entre o magma e o calor advindos do manto e

a crosta são responsáveis pela geração de granitoides (Didier & Lameyre, 1969; Kistler *et al.*, 1971; Brown, 1977; Leake *et al.*, 1980; DePaolo, 1981; Didier *et al.*, 1982; Pitcher, 1983; Gill, 2014; Rollinson *et al.*, 2021).

2.3.1 Composição mineral dos granitoides

Os granitoides geralmente apresentam estrutura maciça e textura hipidiomórfica com granulometria média a grossa como consequência do resfriamento lento em profundidades da crosta, e da presença de voláteis que facilitam o crescimento mineral. A mineralogia predominante envolve o quartzo, K-feldspato e plagioclásio. No entanto, em variedades sieníticas pode haver a ausência de plagioclásio, assim como, é normal a ausência de K-feldspato em alguns tonalitos. As fases máficas dominantes são a hornblenda (verde e marrom segundo a concentração de Ti) e a biotita, o que evidencia a elevada pressão de H₂O nos magmas. A muscovita é comum em granitos aluminosos. O clinopiroxênio normalmente é subordinado e frequentemente é substituído devido a entrada de H₂O no sistema para fases hidratadas de hornblenda e biotita. Ortopiroxênio e olivina são raros e ocorrem em granitoides alcalinos e charnockitos, respectivamente. Na mineralogia acessória se destacam apatita, zircão, magnetita, ilmenita, monazita, titanita, allanita, turmalina, pirita e fluorita. Geralmente, a ordem de cristalização dos minerais segue esta linha: minerais acessórios → plagioclásio e fases máficas → K-feldspato e quartzo. O K-feldspato pode apresentar taxa de crescimento que excede a nucleação gerando grandes cristais tardios com inclusões de fases precoces, denominados de megacristais.

Uma classificação petrográfica dos granitoides, puramente descritiva, foi sugerida por Streckeisen (1976; revisado por Le Maitre, 1989), que considerou a proporção modal de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino em um diagrama denominado QAP. Lameyre & Bowden (1982) discriminaram quatro magmáticas para granitoides no diagrama modal QAP: cálcio-alcalinas, toleíticas, alcalinas e granitos de fusão crustal. Na série cálcio-alcalina a cristalização dos minerais ferromagnesianos, plagioclásio, K-feldspato e dos óxidos de ferro e titânio controla o *trend* evolutivo que caracteriza cada série no diagrama QAP. Desse modo, Lameyre & Bowden (1982) definiram três *trends* cálcio-alcalinos: trondhjemítico, granodiorítico ou normal e monzonítico (Figura 6). O *trend* cálcio-alcalino granodiorítico ou normal

apresenta como seqüência de rochas os termos gabros, dioritos, quartzo dioritos, quartzo monzodioritos, granodiorito e granito. O *trend* cálcio-alcálico trondhjémítico foi descrito por Arth *et al.* (1978) como uma seqüência de rochas, composta por gabros, dioritos, tonalitos e trondhjemitos, controlada pela cristalização fracionada inicial de hornblenda, seguida por biotita e plagioclásio. O K_2O dessa série não excede 2% em peso, podendo também ser denominado “baixo-K”. O *trend* cálcio-alcálico monzonítico apresenta maior concentração de álcalis, principalmente o potássio (alto-K). Ele pode ser representado pela seqüência: gabros, monzogabros, monzodioritos, monzonitos, quartzo monzonitos e monzogranitos. Nessa seqüência, o enriquecimento em quartzo ocorre no estágio do monzonito, sugerindo o fracionamento de minerais como piroxênio salítico e anfibólio rico em sílica (Giret *et al.*, 1980).

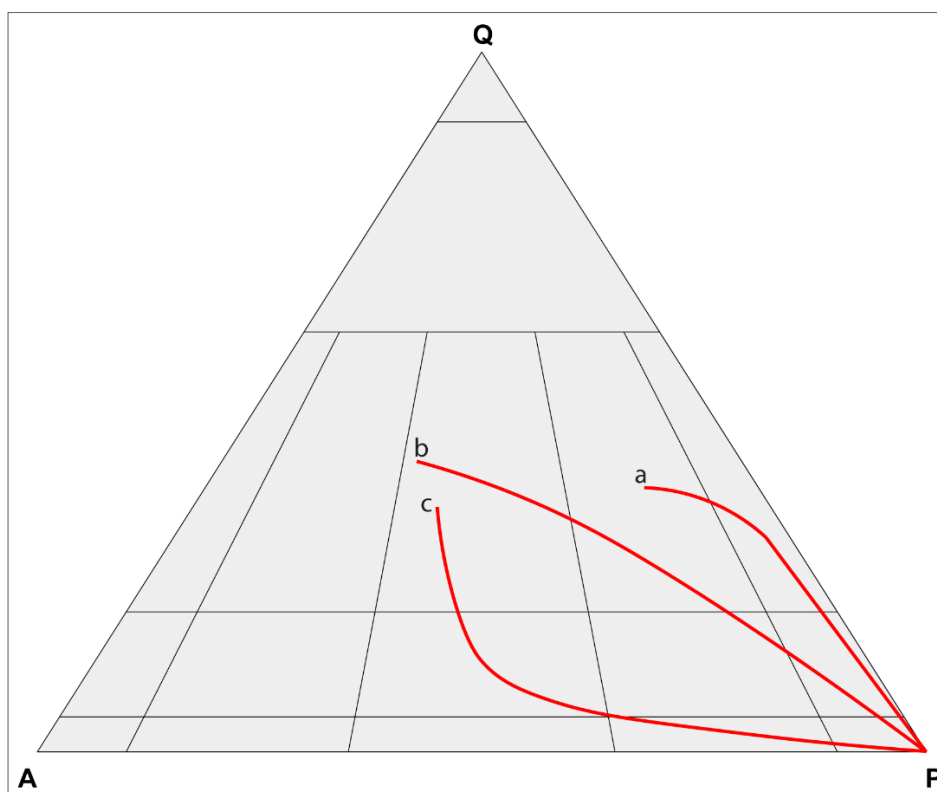


Figura 6: Representação dos *trend* cálcio-alcálicos trondhjémítico ou baixo-K (a), granodiorítico ou médio-K (b) e monzonítico ou alto-K (c) (modificado de Lameyre & Bowden, 1982). Abreviações: Q - quartzo; A - feldspato alcalino; P - plagioclásio.

A série toleítica não apresenta K-feldspato e, portanto, segue o limite QP do diagrama QAP. Essa série apresenta um membro final albítico, acima de 40% do volume de quartzo modal. Nesse ponto, portanto, a série toleítica cruza a fronteira QP chegando à linha QA (Figura 7). A série alcalina é representada por gabros,

monzonitos, sienitos, feldspato alcalino, sienito, feldspato alcalino granitos e no diagrama QAP situa-se próximo da linha de saturação de sílica AP (Figura 7). Finalmente, a série de granitoides de fusão crustal é caracterizada por granitoides leucocráticos e peraluminosos, marcados pela presença de muscovita e/ou biotita, acompanhados por granada, e em termos muito aluminosos, por cordierita, silimanita e, mais raramente, de andaluzita, todos ígneos. Comum também são os xenólitos de gnaisses pelíticos e quartzo-feldspáticos de alto grau e pela ausência de enclaves ígneos básicos. Esses granitoides são classificados como leucogranitos e leucogranodioritos, com termos finais denominados alasquitos representando os aplitos ricos em albita. Esses são ricos em K-feldspato e plagioclásio sódico e são pobres em minerais ferromagnesianos e em cálcio. Geralmente são acompanhados por pegmatitos e por intensa atividade hidrotermal. A série dos granitos de fusão crustal ocupa, no diagrama QAP, um campo entre 35 e 50% de quartzo alinhado com a linha AP, nos campos dos sienogranitos e monzogranitos. Esse campo se encontra destacado em amarelo no diagrama da Figura 7.

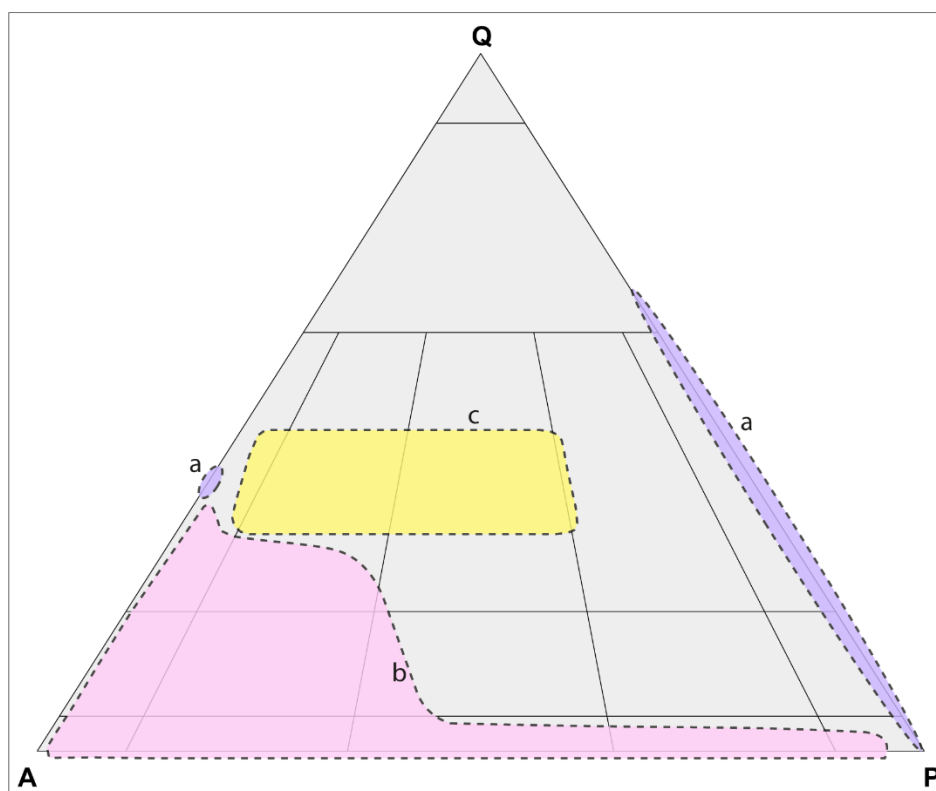


Figura 7: Representação esquemática das séries toleíticas (a), alcalinas (b) e dos granitos de fusão crustal (c) no diagrama QAP (modificado de Lameyre & Bowden, 1982).

2.3.2 Geoquímica e ambientes tectônicos dos granitoides

Alguns pesquisadores classificaram os granitoides em relação as fontes da fusão e aos tipos de restito (Chappell & White, 1974; Pitcher, 1983; Collins *et al.*, 1982), enquanto outros classificaram os granitoides com base na associação magmática (Tauson & Koslov, 1972; Bonin, 1982; Lameyre & Bowden, 1982; Nardi & Bonin, 1991; Gill, 2014; Winter, 2014), ou seja, nas características geoquímicas e mineralógicas das associações de rochas. Outros investigadores (Pearce *et al.* 1984; Batchelor & Bowden, 1985; Barbarin, 1990; Pearce, 1996, Bonin, 2020; entre outros) enfatizaram a importância de classificar os granitoides segundo os critérios composicionais e genéticos (ambiente tectônico).

Vários investigadores tentaram determinar o ambiente tectônico de formação dos granitoides com base na composição dos seus elementos maiores e elementos traços. No entanto, as fontes mistas, as fases secundárias, a interação de voláteis, o grau variável de fusão parcial e a acumulação dos restitos podem interferir na geoquímica dos elementos traços (Winter, 2014). Investigadores produziram diagramas geoquímicos com base em elementos maiores (De la Roche *et al.*, 1980; Batchelor & Bowden, 1985; Maniar & Piccoli; 1989; Bonin *et al.* 2020) e em elementos menores (Pearce *et al.*, 1984; Harris *et al.*, 1986; Pearce, 1996) na tentativa de discriminar os ambientes tectônicos dos granitoides. Winter (2014) relata que nenhum diagrama foi plenamente sucedido, mas que usados em conjunto podem restringir a origem dos granitoides.

2.3.2.1 Séries magmáticas

Série toleítica

Os granitoides da série toleítica baixo-K ocorrem em cadeias meso-oceânicas (dorsais meso-oceânicas *sensu strictu*, dorsais relacionadas a plumas e dorsais em zonas de subducção) e são representados pela seguinte associação de rochas no QAP: gabros, quartzo gabros e tonalitos (Figura 7). Esses granitoides são os plagiogranitos toleíticos (Tauson, 1983) e os granitoides tipo M (Pitcher, 1983) cuja fase máfica predominante é hornblenda e clinopiroxênio (Figura 8).

Os granitoides toleíticos médio a alto-K podem ser gerados em ambientes transcorrente pós-colisionais onde os magmas máficos mantélicos interagem com a base da crosta continental originando fusões crustais formando granitos do tipo A (Bitencourt & Nardi, 1993, 2000; Cottin *et al.*, 1998; Eby, 2006; Nardi & Bitencourt, 2007; Florisbal *et al.*, 2012; Fontana *et al.*, 2012;). Nessas zonas, os granitoides toleíticos podem sofrer intensa assimilação crustal, assumindo características cálcio-alcalinas (Nardi, 2016).

Série cálcio-alcalina

A série cálcio-alcalina foi subdividida por Le Maitre (1979) com base nos teores de K_2O em baixo-K, médio-K e alto-K. Os granitoides da série cálcio-alcalina baixo-K incluem dioritos, tonalitos, trondhjemitos e granodioritos (TTG ou adakitos) típicos de arcos magmáticos jovens que possuem como fase máfica predominante o clinopiroxênio, anfibólio cálcico e biotita (Figura 8). Subordinadamente, ocorrem monzogranitos e gabros. São os granitoides tipo I e tipo S de Chappell & White (1977). Exemplos de granitoides de zonas de arco magmático foram descritos em diversas localidades como os batólitos da porção W dos EUA, como Sierra Nevada, Peninsular Ranges, Idaho, Southern e Baja Califórnia, os batólitos andinos Cordilheira Branca (Peru) e Costeiro (Perú e Chile), da Patagônia (Argentina e Chile) e os batólitos Trans-Himalaiano e Karakorum (Himalaias) (Figura 8).

Os granitoides da série cálcio-alcalina médio a alto-K também foram descritos em ambientes tardi- a pós-colisionais (Harris *et al.*, 1986). Essa série é caracterizada por leucogranitos compostos por biotita, hornblenda, muscovita, granada, aluminossilicatos e cordierita. São os granitoides tipo S peraluminosos. A assimilação crustal produz um aumento no conteúdo de Al e K, enquanto os teores de Ca, Fe e Mg diminuem. Como exemplo é possível citar os granitoides do Maciço Central e do Maciço Armoricano na França.

Séries alcalinas

Os granitoides alcalinos, geralmente são descritos em ambientes anorogênicos como os riftes intraplaca continentais. No entanto, outros ambientes tectônicos foram descritos na literatura. Esses granitoides são classificados como tipo A peralcalinos

(Winter, 2014) e de forma geral são descritos como uma associação de gabros, dioritos, sienitos, quartzo sienitos e granitos. A mineralogia máfica consiste em aegirina, arfvedsonita, biotita do tipo annita, faialita, riebeckita e Fe-Winchita e Winchita. Os granitos alcalinos da Nigéria e da Córsega (França) são exemplos desses granitoides (Figura 8).

Especificamente a série alcalina sódica é caracterizada por gabros, sienitos-quartzo sienitos, feldspato alcalino granitos e granitos cuja mineralogia máfica é constituída por anfibólios sódicos e biotitas ricas em Fe. Os granitoides dessa série são metaluminosos e peralcalinos, ocorrendo principalmente em ambiente anorogênicos e pós-colisionais associados a arco continental maturo. A série alcalina potássica ou shoshonítica se destaca por apresentar os termos gabros, dioritos, monzodioritos, monzonitos, quartzo monzonitos e granitos, destacando-se os quartzo monzonitos e os granitos. A mineralogia máfica consiste em biotita rica em Fe e anfibólio cálcico (Hornblenda) e férrico (Winchita, Fe Winchita). Finalmente, a série alcalina ultrapotássica é caracterizada pela seguinte associação de rochas: gabros, dioritos, quartzo sienitos, feldspato alcalino sienitos, feldspato alcalino granitos e granitos. Os granitoides dessa série associados com os outros granitoides da série alcalina (sódica e potássica) constituem associações bimodais frequentes em ambientes anorogênicos e pós-colisionais (Nardi, 2016).

2.3.2.2 Ambientes tectônicos de geração de granitoides

Dorsais meso-oceânicas

As dorsais meso-oceânicas podem ser subdividas em dorsais meso-oceânicas *sensu strictu*, dorsais relacionadas a plumas e dorsais de zonas de subducção. Na primeira, o manto superior empobrecido é a fonte do magmatismo, enquanto nas dorsais relacionadas a plumas o manto enriquecido trazido de fontes mais profundas está envolvido. Nas dorsais de zonas de subducção o manto superior é metassomatizado por fluidos liberados da placa subductante. Em algumas dorsais de zonas de subducção as fontes mantélicas são ultra-empobrecidas associadas a magmas boniníticos. Como exemplo de dorsais meso-oceânicas é possível destacar a Islândia, porção emersa da Dorsal Meso-Atlântica.

Os granitoides das dorsais oceânicas ocorrem em pequeno volume e são representados por tonalitos e plagiogranitos metaluminosos. As fases máficas consistem em anfibólio e clinopiroxênio (Figura 8). Esses granitoides estão relacionados a diferenciação de um magma basáltico parental pelo fracionamento de olivina, clinopiroxênio e plagioclásio ou a refusão de crosta máfica profunda. O seu pequeno volume é relacionado a baixa participação crustal e ao sistema aberto das câmaras magmáticas que permite a manutenção das composições básicas do magma (Pearce, 1996). O caráter sódico reflete a baixa concentração de potássio relacionado ao manto empobrecido e a ausência da crosta nos processos magmáticos. Os elementos traços dependem da natureza mantélica envolvida em cada ambiente da dorsal (zona normal, relacionada à pluma, ou de zona de subducção). Um exemplo desses granitoides ocorre no topo da sequência ofiolítica de Omã onde gabros estão associados a pequenos corpos descontínuos de tonalitos e dioritos toleíticos (plagiogranitos).

Arcos vulcânicos

Os arcos vulcânicos ou arcos magmáticos são divididos em arcos oceânicos e continentais. Os arcos de ilhas são gerados pela subducção de uma placa oceânica mais antiga e mais densa sob outra placa oceânica mais jovem. Nos arcos de margem continental a placa oceânica subducta sob a placa continental. A subducção de placas oceânicas, em ambos os casos, promove a liberação de fluidos ricos em LILE para o manto astenosférico sobrejacente, produzindo a diminuição do ponto de fusão e a consequente fusão parcial do manto. Esse material mantélico é então colocado na base da crosta (*underplated*) onde os processos MASH e AFC estão envolvidos na geração de magmas graníticos que ascendem na crosta contribuindo para o espessamento crustal. Exemplos clássicos de arcos de ilha e arcos continentais ocorrem no Japão e na costa oeste das américas (Andes e Montanhas Rochosas) (Pearce, 1996).

Os granitoides de arco oceânico consistem em plutons, zonados, enquanto os granitoides de margem continental ativa formam batólitos. Os granitoides de arco variam entre tonalitos, trondhjemitos e granodioritos (TTG), com assembleia máfica constituída de clinopiroxênio (augita), anfibólio cálcico (hornblenda) e biotita (Figura 9). Os granitoides gerados em arcos oceânicos apresentam assinaturas geoquímicas

com enriquecimento em LILE em relação ao HFSE. Nos granitoides de arcos continentais essa assinatura pode estar mascarada pela intensa participação da crosta continental na composição do magma granítico (Pearce, 1996).

Arcos magmáticos em que ocorre a subducção de dorsais meso-oceânicas podem ter a geração substancial de granitos do tipo MORB. Hill *et al.* (1981) e Maeda & Kagmi (1996) encontraram complexos graníticos do tipo I com assinatura MORB em prismas acrescionários, no Alasca e no Japão, respectivamente. Os adakitos, rochas vulcânicas e plutônicas ricas em sílica, também foram originalmente relacionados com a fusão de basaltos em zonas da subducção de dorsais.

Ambientes intraplaca

Os ambientes intraplaca incluem as ilhas oceânicas e os riftes continentais. Nesses ambientes, uma pluma mantélica ascendente impacta a base da litosfera. Geralmente, na etapa inicial, grandes volumes de magma são produzidos no manto litosférico e/ou astenosférico pela descompressão e pelo calor da própria pluma, na forma de platôs basálticos. As províncias de Columbia River (EUA) e Paraná-Etendeka (Brasil-SW África) são exemplos deste magmatismo. Nas ilhas oceânicas o magmatismo produz cadeias de ilhas e montes submarinos, conforme a placa se movimenta. Nos riftes continentais o impacto da pluma gera o afinamento da litosfera e a formação de estruturas extensionais (como *grabens* e *horsts*).

A fonte do magmatismo está associada a astenosfera relacionada a pluma e a litosfera enriquecida, e o grau de fusão está associado a temperatura e composição da litosfera e da pluma. Os granitoides intraplaca ocorrem como pequenas intrusões em riftes continentais e em ilhas oceânicas e apresentam composição alcalina, contendo piroxênio e/ou anfibólio sódico. Um dos exemplos mais estudados são os granitos alcalinos do complexo anelar da Nigéria, onde o magmatismo mostra enriquecimento em LILE e em HFSE. Nas porções vulcânicas das margens dos riftes na Província Terciária Britânica, o manto enriquecido gera um magma basáltico ou picrítico que, por AFC em distintos níveis crustais, permite o posicionamento dos termos finais de composição granítica na parte superior da crosta. Os granitos do tipo A são peralcalinos ou metaluminosos, e entre os minerais máficos ocorrem olivina rica em Fe (faialita) e piroxênio sódico (aegerina), refletindo as condições anidras (Figura 8) (Pearce, 1996; Gil, 2014; Winter, 2014).

Ambientes colisionais e pós-colisionais

Na caracterização do magmatismo neoproterozoico do Cinturão de Lachlan, na parte Leste da Austrália, Harris *et al.* (1986) subdividiram o ambiente colisional em sin- e pós-colisional. O magmatismo sin-colisional está relacionado ao metamorfismo orogênico e ao espessamento crustal e começa a se desenvolver quando a crosta oceânica deixa de ser subductada. Ao atingir o máximo espessamento crustal, a base do cinturão orogênico está sendo afetada pelo pico do metamorfismo colisional, sendo submetida a condições de fácies granulito com temperaturas entre 700 e 900°C. O magmatismo pós-colisional está relacionado ao rápido soerguimento que ocorre após a colisão e durante o colapso do orógeno quando as forças compressivas cessam. Neste período, comumente a partição da deformação conduz a uma fase de escape tectônico, onde são desenvolvidas zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo de escala continental e cinemática transcorrente, paralela ao alongamento do cinturão. Estas zonas de transcorrência possibilitam o acesso a base da crosta e ao topo do manto litosférico ocasionando em condições de fusão e fontes muito diversificadas, em geral associadas com algum tipo de magmatismo máfico, diorítico e/ou gabroico. A interação entre os magmas máficos e os magmas félsicos gerados pela fusão parcial da litosfera, em parte catalisada por esta associação magmática, resulta em um magmatismo granítico caracterizado por ampla variação composicional.

A colisão pode envolver arco-contidente e continente-contidente. No primeiro caso, como na colisão entre o núcleo cratônico da Austrália e o arco oriental da Indonésia, os sedimentos terrígenos sofrem subducção e posteriormente são fundidos junto com o manto para gerar um magmatismo enriquecido em LILE. Exemplos de colisão continental incluem o norte da Índia e os Himalaias onde a placa Euro-Asiática cavalga sobre placa continental da Índia gerando um dos maiores cinturões colisionais do planeta com geração de fundidos puramente crustais. Le Fort (1988) demonstrou que existem cinco faixas de intrusões de granitoides paralelas ao eixo dos Himalaias, em que cada uma apresenta relações composicionais, temporais e genéticas próprias. A gênese desses magmas está relacionada com a fusão anatética dos gnaisses migmatíticos do Alto Himalaia. France-Lanord & Le Fort (1988) sugeriram que a fusão ocorreu pela introdução de fluidos oriundos de rochas hidratadas da crosta superior da placa indiana. No entanto, Nabelek & Liu (2004) encontraram evidências de que a

fusão parcial não era saturada em água e sugeriram que deformação nas zonas de cisalhamento forneceu o calor necessário para a fusão parcial. Os granitoides sincisionais relacionados a colisão arco-continente são granitos *sensu strictu*, com afinidade metaluminosa e do tipo I, com mineralogia máfica constituída por biotita. Os granitoides envolvidos na colisão continente-continente são leucogranitos peraluminosos do tipo S, com muscovita e biotita (Figura 8). O envolvimento de gnaisses pelíticos nas fontes ocasiona a formação de magmas muito peraluminosos, resultando em leucogranitos a muscovita e granada acompanhados por cordierita e/ou sillimanita magmática.

O ambiente pós-colisional envolve o desenvolvimento de zonas de transtensão associadas a zonas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo, ocorrendo a fragmentação do orógeno em grandes blocos crustais separados por zonas de cisalhamento regionais. As condições do magmatismo pós-colisional favorecem a delaminação da litosfera subcontinental, onde a litosfera mantélica é removida por convecção permitindo a ascensão da astenosfera que sofre fusão por decompressão gerando magmas ricos em elementos incompatíveis. Processos MASH e AFC entre manto e crosta estão envolvidos e geram magmas evoluídos. Os granitoides pós-colisionais variam entre granitos *sensu strictu* do tipo A e I. Estes granitoides estão muito bem expostos em orógenos do Neoproterozoico e Paleozoico como no Cinturão Caledoniano, no Reino Unido, e no Cinturão Herciniano, na França, bem como na região Sul do Brasil, no Cinturão Dom Feliciano (Philipp *et al.*, 2000; Philipp & Machado, 2005).

	OROGÊNICO			TRANSICIONAL	ANOROGÊNICO	
	Arco Oceânico	Arco Continental	Colisão Continental	Soerguimento/colapso pós-orogênico	Rifteamento continental	Dorsal meso-oceânica, Ilha oceânica
Exemplos	Bougainville, Papua Nova Guiné, Ilhas Salomão	Costa oeste da América do Sul (Andes)	Cordilheira Himalaiana, Maciço Americano da Britânia	Plutons da Britânia do Caledoniano Tardio, Basin e Range	Complexos de anéis nigerianos, Grande Rift do Leste Africano, Rift Oslo	Ofiolitos Omã e Troodos, Ilhas Havaianas
Geoquímica	Cálcio-alkalino > toleítico Tipo M e híbrido I-M Metaluminoso	Cálcio-alkalino Tipo I > Tipo S Metalum. a Peralum.	Cálcio-alkalino Tipo S Peraluminoso	Cálcio-alkalino Tipo I, Tipo S e (tipo A) Metalum. a Peralum.	Alcalino Tipo A Peralcalino	Toleítico Tipo M Peralcalino
Rochas	Quartzo-dioritos	Tonalitos e granodioritos > granitos ou gabros	Migmatitos e leucogranitos	Granodioritos + diorito-gabro	Granito, sienito + diorito-gabro	Plagiogranito
Minerais associados	Px; Hbl > Bt	Px, Hbl, Bt	Bt, Ms, Hbl, Grt, Als, Crd	Hbl > Bt	Hbl, Bt, aegirina, faialita, Rbk, arfved.	Hbl, Cpx.

Figura 8: Tabela comparativa dos ambientes tectônicos geradores de granitoides e suas características petrológicas (modificado de Pitcher, 1987).

2.3.3 Fonte dos granitoides: manto e crosta

O manto e a crosta são as fontes para a geração de magmas graníticos. Alguns granitoides se originam dessas fontes puras ou pela interação entre elas através de processos de fusão e cristalização fracionada (Pearce, 1996; Gill, 2014; Winter, 2014; Rollinson *et al.*, 2021). Dessa forma, existem uma ampla variedade de granitoides entres os dois membros finais.

A composição da crosta, em comparação ao manto, é rica em alumínio, sódio e potássio e pobre em ferro e magnésio. A crosta superior apresenta rochas sedimentares, rochas intrusivas félsicas, intermediárias e máficas e rochas de baixo a médio grau metamórfico, enquanto a crosta inferior é composta por rochas metamórficas de alto grau (granulitos e eclogitos). Chappell & White (1974), classificaram os granitos através de seus protólitos em granitos tipo S (protólitos sedimentares) e granitos tipo I (protólitos ígneos). Pearce (1996) argumentou a importância dos sedimentos vulcanogênicos para a geração de granitos tipo I. O grau de fusão da crosta é controlado pela presença de fluidos, mineralogia do protólito, temperatura e pressão. Em baixas taxas de fusão crustal o líquido silicoso resultante apresenta pequena quantidade de elementos solúveis em fases acessórias (como zircão, monazita e titanita). Em elevadas taxas de fusão crustal a subsequente

cristalização de fases minerais produz uma pasta de cristais, reduzindo o escoamento e permitindo a mobilização magma-restito (Arzi, 1978).

O manto astenosférico é empobrecido em elementos traços incompatíveis devido a extração desses elementos ao longo do tempo geológico. No entanto, pode se tornar enriquecido nas proximidades de plumas mantélicas ou em processos de delaminação da litosfera subcontinental. O manto litosférico pode apresentar composição similar ao manto astenosférico ou pode ser ultra-empobrecido em elementos traços se representar um resíduo de fusão. A interação entre os magmas ascendentes com o manto litosférico pode modificar a composição original do magma. A quantidade de água, a temperatura e a pressão influem nas condições do grau de fusão mantélica. Em condições anidras, de baixa temperatura e de decompressão mínima ocorre baixas taxas de fusão. No entanto, o grau de fusão pode ser elevado (cerca de 30%) em condições mais hidratadas, de elevada temperatura e decompressão significativa (Pearce, 1996). Os granitos puramente mantélicos foram classificados por White (1979) como granitos tipo M. Os plagiogranitos oceânicos (Coleman & Peterman, 1975; Coleman & Donato, 1979) e os granitos alcalinos (Lameyre *et al.*, 1976) são exemplos desses granitoides puramente mantélicos.

A interação manto e crosta é um processo fundamental para a geração de granitoides. Nas zonas de subducção, fluidos ricos em LILE liberados pela placa subductante atingem a cunha do manto sobrejacente, promovendo a diminuição do ponto de fusão e a geração de magmas mantélicos que ascendem e se colocam na base da crosta. Em ambientes colisionais e pós-orogênicos o processo de delaminação da base da litosfera (Bird, 1978, 1979), entre os quais os processos de *slab-break off* (Davis e von Blanckenburg, 1995), promovem a ascensão da astenosfera e a sua fusão por decompressão, gerando magmas máficos que ascendem na crosta por falhas normais. Nesse ambientes o calor e os magmas mantélicos podem estar envolvidos na fusão crustal. Um modelo realista para a geração de granitoides através da interação manto e crosta, denominado MASH (*Mixing, Assimilation, Storage, Homogenization*), foi apresentado por Hildreth & Moorbath (1988) (Figura 6). O modelo propõe que magmas máficos acumulados na base da crosta sofram solidificação parcial. A refusão desses materiais, juntamente com a assimilação da base da crosta, pode produzir líquidos de composição tonalítica menos densos e com maior mobilidade e capacidade de ascensão. A ascensão desses magmas tonalíticos gera grandes plutons tonalíticos que através da

diferenciação magmática e da assimilação crustal produzem magmas granodioríticos e graníticos. O processo de assimilação crustal e cristalização fracionada (AFC) foi descrito por De Paolo (1981).

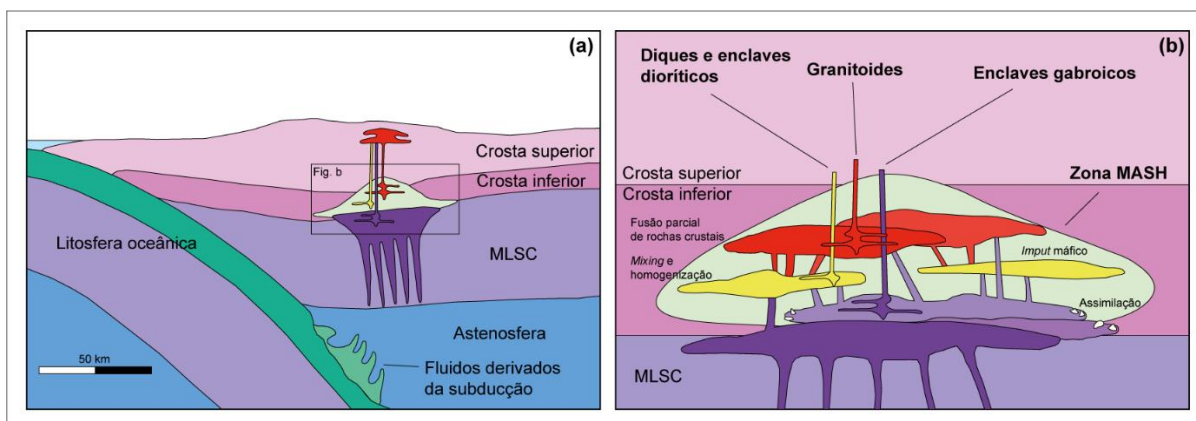


Figura 9: Ilustração esquemática mostrando o desenvolvimento de uma zona MASH acima de uma zona de subducção. Modificado de Li *et al.* (2014). MLSC = manto litosférico subcontinental.

2.4 Deformação e metamorfismo das rochas quartzo-feldspáticas

A falta de uma abordagem sistemática sobre o metamorfismo das rochas quartzo-feldspáticas em livros didáticos de petrologia metamórfica dificulta o conhecimento e o entendimento dos processos envolvidos nesse metamorfismo pelos alunos de graduação. O conhecimento deste tema está em parte nos livros de ou com foco na geologia estrutural, em atlas de rochas deformadas, e compartmentado em diversos artigos científicos. A ausência de uma mineralogia índice e a diferença de reologia entre os principais minerais constituintes, além do acesso a H_2O , são os fatores que limitam a identificação do grau e da fácies metamórfica. As condições metamórficas deste grupo composicional são estabelecidas através da integração de informações microestruturais que envolvem o comportamento do quartzo, do K-feldspato e do plagioclásio. Os minerais máficos podem auxiliar, entretanto, o principal máfico é a biotita, que tem condições de estabilidade muito amplas, entre 400 e 900°C. As condições e baixo grau e saturadas em H_2O promovem o aparecimento de clorita e epidoto sobre os minerais máficos, e sericita e epidoto sobre o plagioclásio. Quando a temperatura aumenta, os diferentes mecanismos de cristalização começam a operar, inicialmente no quartzo, passando gradualmente para o K-feldspato e o plagioclásio. Distintos conjuntos de feições microestruturais sobre o quartzo, K-

feldspato e plagioclásio permitem reconhecer de modo razoável as condições de fácies anfíbolito e granulito. A revisão a seguir foi baseada nos livros *Microtectonics* (Passchier & Trouw, 2005) e *A Practical Guide to Rock Microstructure* (Vernon, 2018).

2.4.1 Mecanismos de deformação

A deformação nas rochas ocorre através de inúmeros processos que dependem de fatores internos da estrutura cristalina (mineralogia, composição do fluido intergranular, tamanho do grão, orientação preferencial da rede, porosidade e permeabilidade), e de fatores externos, como a temperatura, pressão litostática, tensão diferencial, pressão de fluidos e taxa de deformação. Em baixas temperaturas ou em altas taxas de deformação, as rochas mudam de forma através de processos de deformação rúptil. No regime rúptil a rocha se deforma por fraturamento quando a resistência à ruptura for excedida. As fraturas ocorrem através dos grãos e/ou entre eles, e os fragmentos resultantes movem-se uns em relação aos outros através do fluxo cataclástico. Por outro lado, em elevadas temperaturas ou em baixas taxas de deformação, as rochas mudam de forma ao exceder o ponto do limite elástico. Diferentemente do regime rúptil, as ligações químicas rompidas dos cristais são reformadas por novas ligações desenvolvidas no estado sólido e que resultam na plasticidade cristalina. A plasticidade cristalina ocorre por movimentos dos defeitos intracristalinos que permitem que a deformação continue sem romper o cristal.

2.4.1.1 Defeitos (deslocamentos) da rede cristalina

Os defeitos da rede cristalina podem ser subdivididos em defeitos pontuais, lineares e planares (Klein & Dutrow, 2008). Os defeitos pontuais ocorrem quando átomos ou moléculas estão ausentes ou em excesso na rede cristalina (Figura 10a). Os defeitos lineares se formam em planos de deslizamento da rede cristalina e podem ser subdivididos em defeitos lineares de borda e em discordância helicoidal. Os defeitos lineares de borda ocorrem quando metade de um plano “extra” é encontrado dentro da estrutura cristalina (Figura 10b), enquanto as discordâncias helicoidais ocorrem quando parte da rede cristalina é deslocada e torcida (Figura 10c). Finalmente, os defeitos planares ou de empilhamento, resultam quando uma pilha de planos dentro do cristal apresentam leves diferenças de orientações de um plano para

outro (Passchier & Trouw, 2005). Os defeitos cristalinos não podem ser observados em seções delgadas. No entanto, uma evidência dos defeitos cristalinos dispersos em um cristal é a extinção ondulante.

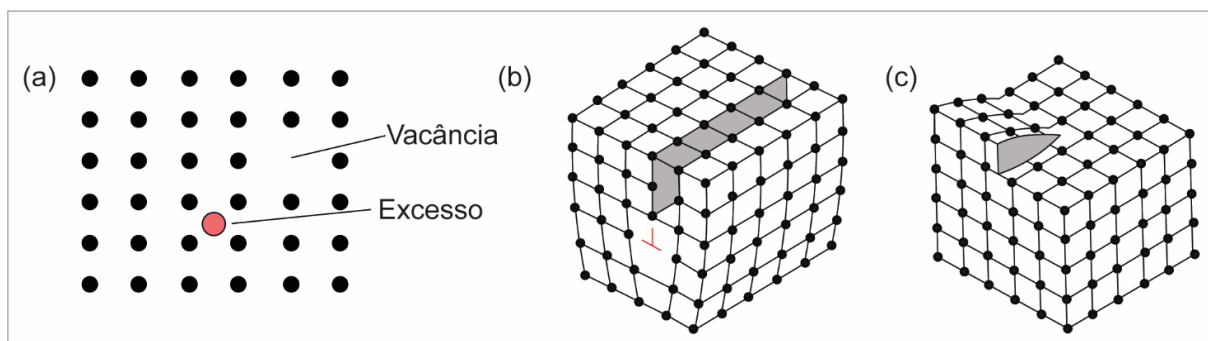


Figura 10: Representação esquemática dos defeitos intracristalinos: (a) pontuais, (b) lineares de borda e (c) lineares helicoidais (modificado de Passchier & Trouw, 2005 e Klein & Dutrow, 2008).

2.4.1.2 Plasticidade cristalina (deformação dúctil)

A plasticidade cristalina ou fluxo plástico cristalino é a deformação permanente por fluxo dúctil (Vernon, 2018). Através do deslizamento intracristalino, principal mecanismo primário de deformação, camadas de grãos deslizam umas sobre as outras sem alterar a orientação cristalina em ambos os lados do deslizamento, o que impede o reconhecimento em seção delgada. Durante o deslizamento não há perda de coesão em escala de grão. Minerais com elevada simetria cristalográfica, como o quartzo, a olivina e a calcita, possuem vários sistemas de deslizamento e deformam-se com relativa facilidade. Em contraste, minerais de simetria inferior como a mica, o plagioclásio, a hornblenda e o piroxênio podem ter apenas um sistema de deslizamento.

As evidências microestruturais da deformação plástica cristalina possíveis de serem observadas em seções delgadas incluem *kink bands*, lamelas de deformação e maclas de deformação (Vernon, 2018). Durante a deformação, um único plano de deslizamento inadequado pode impedir a deformação homogênea, resultando em uma torção local da rede cristalina. Dessa forma, o grão sofre um dobramento acentuado e a deformação se localiza em faixas de torção (*kink bands*), permitindo que o encurtamento do grão continue. As lamelas de deformação são zonas estreitas (0,5-10 μ) e orientadas com pequenas variações nos índices de refração. Elas são geradas pelo deslizamento intracristalino e muitas vezes estão orientadas

perpendicularmente as bandas de extinção (subgrãos alongados). As lamelas de deformação são comuns no quartzo (Vernon, 2018). Alguns minerais, como o plagioclásio e a calcita, sofrem geminação secundária em resposta à deformação produzindo maclas múltiplas de deformação. A distribuição dessas maclas deformacionais nos grãos é heterogênea e ocorrem, em escala do grão, por cisalhamentos simples em um sistema de geminação. A geminação é favorecida por temperaturas mais baixas e maiores taxas de deformação. As maclas de deformação, ao contrário das maclas primárias, possuem formas lenticulares. Além dessas microestruturas, um efeito importante da plasticidade cristalina é o desenvolvimento de uma orientação preferencial de rede (LPO), em que os defeitos cristalinos se deslocam em planos específicos da rede desenvolvendo zonas de fraqueza orientadas nos cristais em deformação que constituem a rocha.

2.4.1.3 *Strain hardening e strain softening*

A plasticidade dos cristais em temperaturas baixas (menos da metade da temperatura de fusão dos minerais) é dominada por deslizamento dos defeitos cristalinos, levando ao emaranhamento dos defeitos e a consequente imobilização. Esse processo gera uma resistência mineral à deformação, e é conhecido como *strain hardening*, ocorrendo nas partes rasas da crosta terrestre. Por outro lado, em temperaturas mais elevadas, os processos promovidos pela recuperação e pela recristalização, permitem que o mineral continue a se deformar (fluência por deslocamento de defeitos cristalinos). Esse processo é denominado *strain softening* e ocorre em partes profundas da crosta. A quantidade de acumulação dos defeitos cristalinos depende da competição entre a geração de defeitos e o seu emaranhamento e a razão de recuperação/cristalização dinâmica (Vernon, 2018).

2.4.2 Recuperação e recristalização dinâmica

A recuperação inclui todos os processos que tentam retornar o cristal ao seu estado não deformado sem a geração de limites de elevada energia (alto ângulo) (Hobbs *et al.*, 1976). Durante esse processo, nenhum grão novo é formado e os defeitos cristalinos são capazes de se libertar dos emaranhados, diminuindo a energia

de deformação armazenada e aumentando a estabilidade do cristal. Existem alguns processos pelos quais a recuperação liberta os defeitos cristalinos dos emaranhados. A subida de defeitos de borda pela adição ou perda de defeitos pontuais permite o deslizamento do defeito de borda (fluência por deslocamento de defeitos intracristalinos). Além disso, defeitos helicoidais podem migrar de um plano de deslizamento para outro e defeitos deslocando-se em sentido opostos podem se encontrar aniquilando-se mutuamente (Winter, 2014; Vernon, 2018). Os defeitos liberados migram para formar limites de subgrãos (Figura 5), que são paredes de discordâncias organizadas (Kingery, 1960; Spry, 1969; Hobbs *et al.*, 1976). A extinção ondulante fica mais nítida, se comparada com a extinção ondulante gerada pela dispersão aleatória dos defeitos intracristalinos, devido a maior diferenças dos ângulos das orientações cristalográficas dos subgrãos. No entanto, o limite de subgrão é menos nítido que o limite de grão.

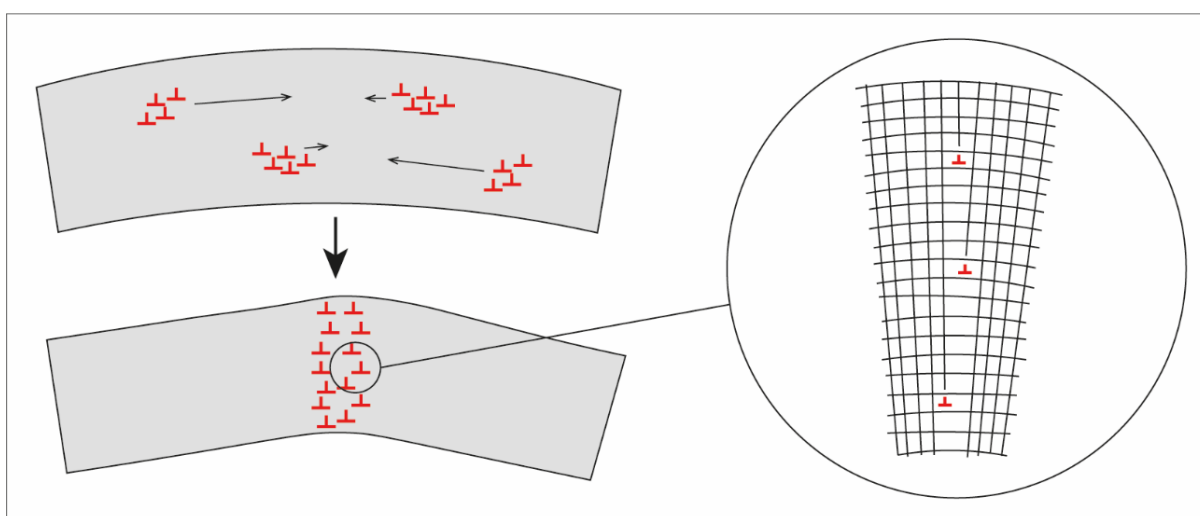


Figura 11: Representação esquemática da recuperação liberando os defeitos intracristalinos dos emaranhados e a formação de limites de subgrão pela migração dos defeitos intracristalinos. No detalhe observa-se o alinhamento dos defeitos lineares de borda no limite de subgrão (modificado de Vernon, 2018).

A recristalização dinâmica é o outro processo capaz de reduzir a energia de deformação armazenada na rede cristalina. Esse mecanismo envolve o movimento e/ou a geração de limites dos grãos resultando em grãos com diferença de orientação cristalográfica (Winter, 2014) ou geração de novas faces cristalinas (Vernon, 2018). Os novos grãos diferem dos subgrãos por apresentarem limites mais nítidos e maior diferença de orientação cristalográfica. A recristalização pode ocorrer pelo processo

de rotação de subgrãos (RSG), de *bulging* (BLG, migração lenta do limite de grão), e de migração (rápida) do limite de grãos (MLG). Na RSG os defeitos cristalinos migram de subgrãos para outros, promovendo no subgrão receptor uma rotação suficiente para que a sua rede seja distinta da rede dos subgrãos que se encontram ao redor (Figura 12). Na recristalização por migração do limite de grãos (lenta e rápida) os átomos de um cristal com maior densidade de defeitos cristalinos, ao longo do limite dos cristais, se orientam ajustando-se a rede do cristal com menor densidade de defeitos. Em escala de grão, esse processo resulta na migração do limite de grão menos deformado enquanto o cristal mais deformado é consumido (Figura 12). No BLG o resultado microestrutural é um limite de grão suturado com novos grãos significativamente menores, enquanto o limite na MLG apresenta-se extremamente lobado (Figura 13). Tanto no BLG como na RSG é possível gerar uma estrutura denominada núcleo-manto, em que cristais reliquiares são envolvidos por um manto de grãos recristalizados (Figura 13). Experimentos em quartzo indicam que em baixas temperaturas o processo de recristalização ocorre por BLG, e com o aumento da temperatura passa para RSG. Por fim, se a temperatura continuar aumentando, a recristalização passa a ser combinada pelos processo de RSG e MLG (Figura 13).

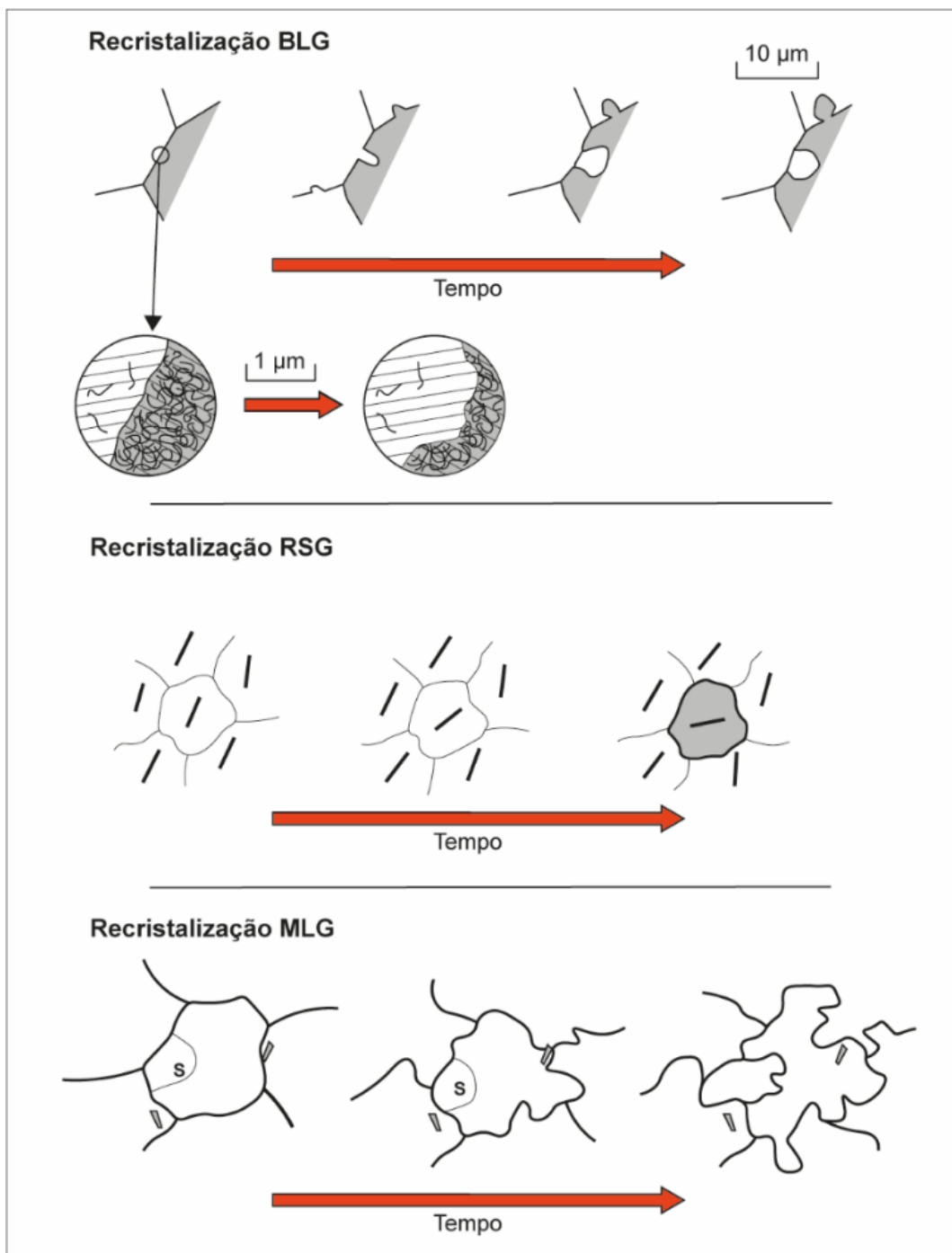


Figura 12: Mecanismos de recristalização dinâmica (modificado de Passchier & Trouw, 2005).

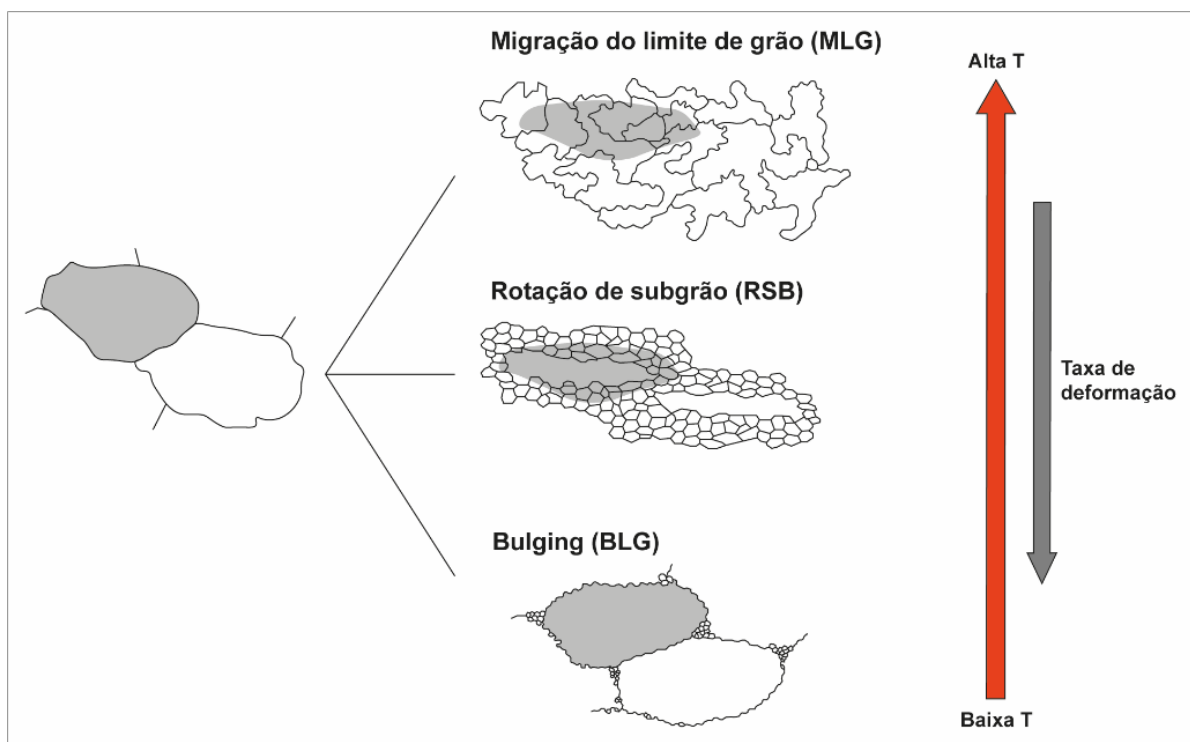


Figura 13: Mecanismos de recristalização dinâmica em relação a temperatura e a taxa de deformação (modificado de Passchier & Trouw, 2005).

2.4.3 Redução da área dos limites de grãos (RALG)

Além dos defeitos cristalinos, os limites de grãos (defeitos planares) contribuem para o aumento da energia livre interna da rocha. Um processo denominando redução da área dos limites de grãos (RALG), diminui essa energia livre, reduzindo a superficial total dos grãos através do aumento do tamanho do grão (volume) e da geração de contatos retos entre os grãos (poligonais). No entanto, grãos muito pequenos eventualmente desaparecem no processo. A redução da energia livre interna pelo RALG é muito menor que as obtidas pela recristalização dinâmica (BLG, RSG e MLG), mas se torna dominante quando a deformação cessa, desde que, as temperaturas se mantenham elevadas. A evidência microestrutural é a textura granoblástica poligonal, em que os grãos tendem a formar junções tríplices com ângulo de aproximadamente 120° . O ângulo interfacial é controlado pela anisotropia mineral. Dessa forma, minerais como quartzo e os feldspatos geralmente formam contatos a 120° . Em agregados poliminerálicos o ângulo entre as faces cristalinas tende a ser definido pelos minerais mais anisotrópicos, como micas e hornblendas (Passchier & Trouw, 2005).

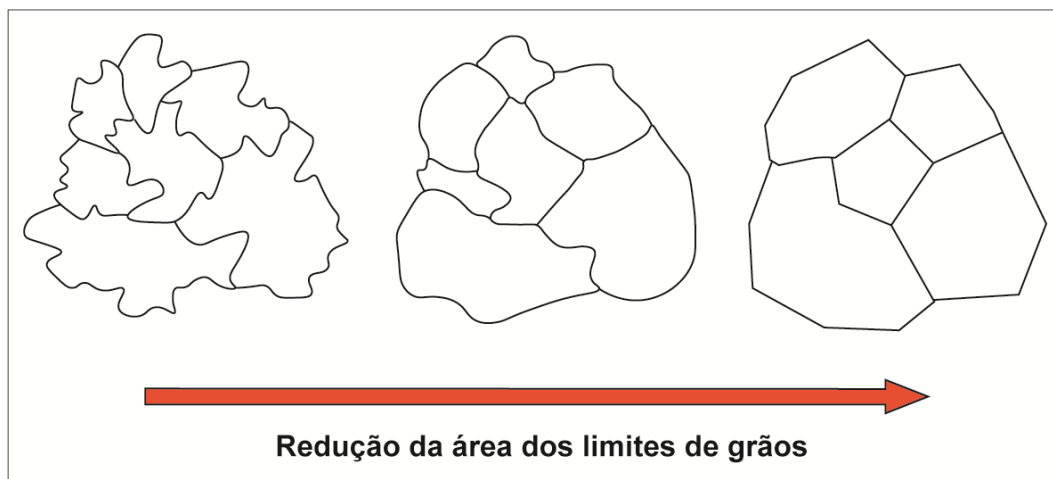


Figura 14: Processo de redução da área dos limites de grãos (RALG) através do ajuste dos limites e do crescimento dos grãos, resultando em uma diminuição da energia dos limites de grãos. Durante a poligonização alguns grãos pequenos são eliminados (modificado de Passchier & Trouw, 2005).

2.4.4 Recristalização estática

Quando a deformação diminui ou cessa, os cristais apresentam defeitos cristalinos, emaranhados e defeitos planares, mesmo que a recuperação e a recristalização dinâmica tenham sido processos relevantes. Se a deformação ocorreu em baixas temperaturas ou em condições pouco hidratadas, a trama deformacional, geralmente, é preservada durante o soerguimento. Por outro lado, em altas temperaturas ou em condições hidratadas, a recuperação, a recristalização e o RALG podem continuar depois que a deformação cessa em uma configuração de menor energia interna, denominada recristalização estática. Dessa forma, minerais estáveis substituem minerais instáveis, defeitos e emaranhados são removidos, os grãos aumentam de volume e seus limites tornam-se retos. Nesse processo a orientação cristalográfica preferencial pode ser destruída. No entanto, alguns núcleos, que não foram varridos por esses processos, podem reter a informação que precede a recristalização estática. O termo *annealing* é utilizado para os processos de recuperação e recristalização estática (Passchier & Trouw, 2005).

2.4.5 Deformação de quartzo, feldspatos, micas e anfibólios

2.4.5.1 Quartzo

Em condições de grau metamórfico muito baixo ($< 300^{\circ}\text{C}$), o quartzo deforma-se em regime rúptil, apresentando microestruturas como microfraturas, extinção ondulante e *kink bands*. A recristalização localizada pode ocorrer por BLG. Em condições de baixo grau ($300\text{-}400^{\circ}\text{C}$), o deslizamento e a fluência dos defeitos cristalinos tornam-se importantes, ocorrendo extinção ondulante e lamelas de deformação. A recristalização BLG é dominante. Em condições de fácies xistos verdes superior ($400\text{-}500^{\circ}\text{C}$) os grãos encontram-se achatados e as estruturas de recuperação e recristalização são abundantes. A recristalização ocorre pela RSG e os grãos antigos são completamente substituídos. Em grau médio ($500\text{-}700^{\circ}\text{C}$) a recristalização ocorre por MLG e os limites são fortemente lobados. Em condições de alto grau ($>700^{\circ}\text{C}$), os processos de recuperação e recristalização tornam a aparência dos grãos livre de deformação (*annealing*). Uma microestrutura especial de alta temperatura ($\sim 680^{\circ}\text{C}$) é a extinção do tipo tabuleiro de xadrez (macla *chessboard*) (Passchier & Trouw, 2005).

2.4.5.2 Feldspatos

O K-feldspato e o plagioclásio deformam-se de maneira semelhante, mas em intervalos de temperaturas um tanto distintos. Em baixo grau metamórfico ($<400^{\circ}\text{C}$) os feldspatos deformam-se em regime rúptil e as estruturas resultantes são fragmentos de grãos angulares e uma variedade de tamanho de grãos. Em condições de fácies xistos verdes superior ($400\text{-}500^{\circ}\text{C}$), a deformação predominante ainda é o microfraturamento, mas agora auxiliado por deslizamento de defeitos cristalinos. As microestruturas são maclas deformacionais lenticulares, dobramento de maclas, extinção ondulante e *kink bands*. Porfiroclastos de feldspatos do tipo *augen* (olhos em alemão) e matriz ou estruturas núcleo e manto estão ausentes. A recristalização localizada ocorre por BLG. Em condições de grau médio ($450\text{-}600^{\circ}\text{C}$), a fluência de defeitos cristalinos torna-se possível, especialmente nas bordas dos grãos. A recristalização ocorre por BLG e estruturas núcleo-manto são geradas. As maclas de deformação são menos abundantes e as microestruturas comuns podem ser o crescimento de pertitas em chama e a formação de mirmequitas ao longo dos limites do K-feldspato. Em condições acima da fácies anfíbolito médio ($>600^{\circ}\text{C}$) a fluência dos defeitos cristalinos torna-se generalizada possibilitando a formação de subgrãos. A recristalização ocorre por BLG e por RSG e estruturas núcleo-manto ainda ocorrem,

porém menos pronunciadas. Muitas mirmequitas ocorrem ao longo da face que caracteriza os planos de foliação. Em baixas e médias pressões, os feldspatos encontram-se livres de deformação. No entanto, em altas pressões Altenberger & Wilhelm (2000) relatam microfraturas, pertita em chama em K-feldspato, *kink bands*, lamelas de deformação e extinção ondulante. Em condições de grau ultra-alto (>850°C), a recristalização GBM em plagioclásio foi relatada na presença de uma fase fundida, indicado por grãos livres de deformação com limites interlobados (Passchier & Trouw, 2005).

2.4.5.3 Micas

Em temperaturas inferiores a 250°C as micas se deformam em regime rúptil mostrando como evidências fraturas, dissolução por pressão, extinção ondulante e *kink bands*. O deslizamento paralelo as lamelas produz micas *fish*. Acima de 250°C a deformação das micas ocorre no regime dúctil e a recristalização por MLG ocorre predominantemente em graus médios a altos (Passchier & Trouw, 2005).

2.4.5.4 Hornblenda

Em temperaturas abaixo de 650-700°C o anfibólio se deforma em regime rúptil. A dissolução por pressão é equilibrada por fases como epidoto, albita e biotita. As estruturas de núcleo-manto ocorrem devido ao fraturamento da hornblenda. As microestruturas possíveis são *kink bands* e maclas de deformação. Em condições de grau alto (>700°C), a hornblenda se deforma em regime dúctil e apresenta recristalização dinâmica impulsionada pela deformação. Subgrãos alongados evidenciam essa deformação. Em hornblenda xistos é possível encontrar uma estrutura denominada *garben*, que se caracteriza por feixes de cristais alongados em forma de leque paralelos a foliação. Essa estrutura pode ser gerada pelo crescimento de subgrãos na direção do eixo *c* de cristais de hornblenda previamente deformados (Biermann, 1979) (Passchier & Trouw, 2005).

2.4.6 Deformação de rochas quartzo-feldspáticas

O estudo da deformação de rochas quartzo-feldspáticas, como granitoides, é uma ferramenta importante para a determinação do grau metamórfico através das microestruturas. Em grau metamórfico muito baixo (200-300°C), tanto os feldspatos como o quartzo deformam-se em regime rúptil. Nessas condições os feldspatos são menos resistentes que o quartzo, possivelmente pela presença dos planos de clivagem (Chester & Logan, 1987; Evans, 1988). Nesse processo, o feldspato fragmenta-se e geralmente é transformado em caulinita e sericita (principalmente o K-feldspato). A geração de uma foliação com fragmentos de grãos, grãos fraturados e orientação de filossilicatos é comum (Evans, 1988).

Em grau metamórfico baixo (300-450°C), o quartzo se deforma em regime dúctil enquanto os feldspatos continuam no regime rúptil e, portanto, os feldspatos se tornam mais resistentes. Os porfiroclastos de feldspato se deformam por fraturamento, podendo gerar estruturas do tipo núcleo-manto por neocristalização (formação de novos minerais durante a deformação). Os agregados de quartzo são alongados (*ribbon*), podendo apresentar limites de subgrãos e de grãos recristalizados paralelos ao eixo de alongamento dos grãos. Em altas pressões ocorrem *augen* (olho, em alemão) de feldspatos envolvidos por quartzo laminados e recristalizados.

Em condições de grau médio a alto (500-800°C) o quartzo e os feldspatos deformam-se por fluência de defeitos cristalinos e recristalizam. Portanto, a rocha pode apresentar fitas monominerálicas e poliminerálicas formadas quartzo e feldspatos, na forma de grãos estirados e agregados de grãos estirados. Essas fitas também podem ser geradas pela coalescência de grãos. Os *augen* de feldspatos são raros, e as fitas apresentam núcleos de subgrãos que transicionam para um manto de grãos cristalizado. Os limites de grãos e subgrãos presentes nas fitas tendem a ser oblíquos ao eixo das fitas. Em condições de alto grau (>700°C), os limites dos grãos entre o quartzo e os feldspatos são comumente fortemente curvados, com formas lobadas e cúspides e até mesmo ameboides (Passchier, 1982a).

Em baixas e altas temperaturas e em altas taxas de deformação, uma diferença importante entre o quartzo e o feldspato é a relativa homogeneidade na deformação do quartzo. Enquanto os feldspatos geram estruturas núcleo-manto, o quartzo gera novos grãos com a mesma densidade de defeitos cristalinos dos antigos subgrãos. Consequentemente, nenhuma estrutura núcleo-manto se desenvolve.

3. METODOLOGIA

3.1 Revisão bibliográfica e compilação de dados

Nesta etapa foi realizada a revisão histórica das principais bibliografias da região de estudo, desde 1962 até 2023, contemplando artigos científicos, teses e relatórios técnicos da UFRGS e da CPRM. Foi revisada a evolução da estratigrafia proposta para a região e reunidos os dados petrográficos, estruturais, geoquímicos e geocronológicos disponíveis na literatura, e que foram organizados em tabelas através do *software* Microsoft Excel.

3.2 Mapa geológico

Foi gerado o mapa geológico 1:50.000 da região de estudo através da integração dos mapas geológicos gerados nas disciplinas de Mapeamento Básico I e II da UFRGS (projetos Lagoa/Rufino (1996), Vila Nova (1997), Ibaré-Suspiro (2017), Suspiro-Lagoa da Meia Lua (2018), Lagoa da Meia Lua (2019), Rufino Farias (2020), Rufino Farias Norte (2021), Vila Nova do Sul (2022) e Vila Nova do Sul Leste (2023). Também foram utilizadas as Cartas Geológicas Lagoa da Meia Lua (Laux *et al.*, 2012) e Lavras do Sul (Cruz *et al.*, 2020). Para o georreferenciamento dos mapas foi utilizado o *software* ArcGIS 10.3.1 e para o *design* foi utilizado o *software* Adobe Illustrator 2021.

3.3 Etapa de campo

O trabalho de campo foi realizado durante os dias 07 a 13 de agosto de 2023 nos municípios de Vila Nova do Sul e Santa Margarida do Sul. Foi coordenado pelo Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp e realizado em conjunto com a colega Melissa Francisco Dorneles. O trabalho consistiu em uma seção geológica entre as cidades de Santa Margarida do Sul e Vila Nova do Sul (Figura 15). Foram visitados afloramentos chave, onde foram realizados a descrição geológica, croquis esquemáticos e coleta de dados estruturais e amostras de rocha para a confecção de lâminas delgadas (tabelas 1, 3 e 4). Também foram registradas as estruturas e texturas principais através de fotografias gerais e de detalhe dos afloramentos. As amostras foram identificadas com

as iniciais VH (VH-01, VH-02 etc.). Um afloramento chave (PVS-1103), localizado no Arroio Cambaí, foi visitado durante o mapeamento do Projeto Vila Nova do Sul (UFRGS, 2022).



Figura 15: Mapa com a localização dos pontos descritos no do trabalho de campo (imagem extraída do Google Earth Pro).

3.4 Análise petrográfica e análise modal

A análise petrográfica foi realizada a partir da observação de um total de 34 lâminas do Complexo Cambaí, 58 lâminas da Suíte Lagoa da Meia Lua e 30 do embasamento do complexo, incluindo 18 lâminas de paragneisses quartzofeldspáticos, quartzitos e mármores do Complexo Cambaizinho e 12 lâminas de xistos magnesianos e serpentinitos. Das amostras do Complexo Cambaí, 18 lâminas delgadas vieram das disciplinas de Mapeamento Geológico Básico da UFRGS dos anos de 2021, 2022 e 2023, 11 lâminas foram disponibilizadas pelo orientador e 5 lâminas provenientes de amostras coletadas na etapa de campo foram confeccionadas pelo Laboratório de Preparação de Amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do IGEO-UFRGS.

As descrições das lâminas foram realizadas no microscópio binocular da marca Meiji, modelo ML 9720 (Figura 16), pertencente ao Departamento de Mineralogia e Petrologia da UFRGS. Foram descritas as principais estruturas e texturas ígneas reliquias e metamórficas, e as subordinadas, com a mineralogia que as caracterizam. Foram avaliados os minerais ígneos essenciais, subessenciais e acessórios, bem como os minerais metamórficos formados. Para definir as condições

de cristalização dos granitoides, foram integradas as principais texturas e a composição mineral, sustentada pela definição da ordem de cristalização e pela identificação de texturas associadas a mistura química e física entre magmas diorítico-gabróicos e tonalíticos. Para avaliar a estratigrafia e a evolução dos processos deformacionais foram detalhados os mecanismos de cristalização associadas aos processos deformacionais dos minerais essenciais do magmatismo granítico. A caracterização das microestruturas de recuperação e de recristalização dos minerais registradas no quartzo, no K-feldspato e no plagioclásio dos granitoides afetados por deformação, permitiu estabelecer as condições metamórficas e, quando associados os dados de campo, a definição do tipo de metamorfismo que afetou as unidades do Complexo Cambaí. Dessa forma, foi possível definir e quantificar o metamorfismo. Para classificar as litologias do Complexo Cambaí e para avaliar a série magmática foram realizadas a contagem modal de 300 pontos por lâmina em 29 lâminas delgadas. A classificação das rochas foi obtida a partir da representação das amostras no diagrama QAP de Streckeisen (1967, 1976; revisado por Le Maitre, 1989) e no diagrama QAP de Streckeisen com os campos das séries magmáticas propostos por Lameyre & Bowden (1985).



Figura 16: Microscópio óptico Meiji utilizado para a análise petrográfica.

4. RESULTADOS

4.1 Geologia e estratigrafia do Complexo Cambaí

As informações sobre a geologia do Terreno São Gabriel (TSG) caracterizam este terreno como uma sucessão de grandes corpos alongados segundo as direções N15-20°E e N40-50°E, constituídos por complexos metavulcano-sedimentares e metaplutônicos associados a arcos magmáticos gerados no Toniano (900-720 Ma), complexos metamáfico-ultramáficos interpretados como ofiolitos, e complexos metassedimentares que caracterizam uma antiga margem continental passiva (Chemale Jr. 2000; Saalman *et al.*, 2005, 2010; Philipp *et al.*, 2016a, 2018, 2021). Os complexos estão polideformados e registram dois grandes eventos de metamorfismo orogênico associado ao desenvolvimento de dois orógenos acrescionários (800-720 Ma) e um orógeno colisional (720-700 Ma) com magmatismo pós-colisional se estendendo entre 700 e 670 Ma. Os complexos mostram uma foliação regional de orientação geral N20-50°E, com mergulhos para NW e vergência para leste. A disposição espacial dos corpos é o resultado do imbricamento tectônico que ocasionou o desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis com cinemática oblíqua e movimento de topo para leste (Saalman *et al.*, 2005; Philipp *et al.*, 2018). Uma fase de deformação dúctil mais tardia promove o redobramento das estruturas tectônicas anteriores (S_1, S_2) e a formação das dobras regionais que controlam o atual relevo da região. Estas dobras têm formas abertas a fechadas e são do tipo normais com baixo caimento dos eixos (entre 5-20° de mergulho) e superfícies axiais subverticais orientadas segundo NE-SW, concordantes com a foliação regional. Em zonas de alta deformação desenvolvem zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo com cinemática transcorrente. A mais expressiva destas zonas foi denominada Zona de Cisalhamento Palma-Vila Nova do Sul (UFRGS, 1996,1997).

O mapa da Figura 17 mostra as estruturas e as principais unidades do Terreno São Gabriel, englobando as associações litológicas geradas durante a Orogênese São Gabriel com idades entre o Toniano e o Criogeniano (760-680 Ma). Unidades tardias que recobrem os complexos metamórficos incluem as rochas vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã (620-540 Ma) e dois conjuntos de granitos com afinidades cálcio-alcálica alto-K e alcálica correlatos a bacia e com idades U-Pb em zircão, respectivamente, entre 600-590 Ma e 580-560 Ma. Essas unidades

representam o magmatismo e a sedimentação do período pós-colisional da Orogênese Dom Feliciano (650-540 Ma) (Chemale Jr. 2000). A definição da estratigrafia do Terreno São Gabriel teve como parâmetros básicos as relações de intrusão e/ou inclusão e os contatos tectônicos entre as unidades litoestratigráficas observadas nos mapas geológicos disponíveis, as relações de contato observadas em campo e as informações obtidas com a análise petrográfica. A geocronologia é uma ferramenta importante no suporte da definição da estratigrafia dos terrenos do Pré-Cambriano, e na região do terreno São Gabriel foi utilizada inicialmente para a obtenção de idades absolutas pelos métodos K-Ar e Rb-Sr (Cordani *et al.*, 1974; Teixeira, 1982; Silva Filho, 1984; Soliani Jr., 1986; Silva Filho *et al.*, 1990; Remus 1990). Posteriormente, o aprimoramento das condições analíticas resultou em idades precisas obtidas com a datação de zircão pelo método U-Pb (TIMS, SHRIMP e LA-ICPMS) obtidas por Machado (1990), Remus *et al.* (1999), Hartmann *et al.* (2011); Saalman *et al.* (2010), Philipp *et al.* (2014); Gubert *et al.* (2016), Laux (2017); Siviero *et al.* (2021, 2023) em rochas ígneas; e por Lena *et al.* (2014), Lopes *et al.* (2016); Vedana *et al.* (2017) e Philipp *et al.* (2021) em zircão detrítico de rochas metavulcano-sedimentares do TSG.

As unidades litoestratigráficas mais antigas e que caracterizam o embasamento na área de estudo estão representadas pelas rochas metamáfico-ultramáficas do Complexo Palma (CP), e pelos paragnaisses do Complexo Cambaizinho (CCz). Litologias de ambos os complexos metamórficos são cortadas por metagranitoides do Complexo Cambaí (CC) e/ou são encontradas como xenólitos e pendentes de teto de dimensões métricas a decamétricas. A deformação deste pacote durante um evento de metamorfismo orogênico associado ao desenvolvimento de um orógeno acrescionário durante o Toniano (Orogênese São Gabriel), e posteriormente, com o evento de metamorfismo colisional que marcou a passagem para o Criogeniano, resultou na alteração das relações estratigráficas originais e na concordância estrutural de foliação metamórficas e estruturas primárias. As rochas metamáfico-ultramáficas constituem um corpo alongado de direção N20°E interpretado como Ofiolito Cambaizinho ou Ofiolito Serrinha (Saalman *et al.*, 2010; Philipp *et al.*, 2016a, 2021). Este complexo é composto por serpentinitos e xistos magnesianos, com a identificação subordinada em áreas muito restritas de protólitos como metaperidotitos, metadunitos, metagabros e metapiroxenitos. Mais ao Sul, na região de Ibaré, cristais de zircão de plagiogranito associados ao Ofiolito Ibaré resultaram em idade de $892 \pm$

3 Ma (Arena *et al.*, 2016), enquanto no Ofiolito Cerro Mantiqueiras foram obtidas idades de $892,4 \pm 2,8$ Ma nos núcleos dos cristais ígneos de zircão, e de $786,5 \pm 13$ Ma, em bordos metamórficos que marcam a idade de colocação do ofiolito.

As rochas do Complexo Palma foram afetadas por duas fases de deformação dúcteis relacionadas a orogenia São Gabriel. O primeiro evento de deformação ocorreu em condições metamórficas de fácies anfibolito médio a superior associado ao desenvolvimento das foliações S_1 e S_2 sob condições de pressão litostática baixa (Philipp *et al.*, 2016a, 2018, 2020). O segundo evento de deformação ocorreu sob condições de fácies xisto verde superior a anfibolito inferior a médio (Remus, 1990; Hartmann & Chemale, 2003; Philipp *et al.*, 2016a, 2018).

O Complexo Cambaizinho (CCz) ocorre de modo quase contínuo entre a região de Santa Margarida do Sul e Vila Nova do Sul. Corpos alongados de rochas deste complexo constituem cristas alongadas intercaladas tectonicamente com xistos magnesianos e serpentinitos do Complexo Palma na região do Cerrito do Ouro. O CCz é constituído de modo dominante por paragneisses quartzo-feldspáticos, intercalados com níveis subordinados de gnaisses pelíticos e calci-silicáticos, e lentes de quartzitos e mármore. Os grãos de zircão detrítico dos paragneisses quartzo-feldspáticos e calci-silicáticos do CCz foram investigados por Lena *et al.* (2014) que obtiveram idades entre 860 e 680 Ma. O CCz foi afetado por um evento de metamorfismo orogênico e duas fases de deformação, geradoras das foliações S_1 e S_2 (Saalman *et al.*, 2005; Philipp *et al.* 2016a, 2018, 2021). As condições metamórficas observadas indicaram fácies anfibolito médio a superior (Philipp *et al.*, 2016a, 2018). Os limites entre estes complexos do embasamento são definidos por zonas de cisalhamento dúcteis de ângulo médio e com lineação de estiramento oblíqua. Estes complexos estão limitados através de falhas ao sul pelos grupos Maricá e Santa Bárbara da Bacia do Camaquã e ao norte são cobertas pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

Na região entre Santa Margarida do Sul e Vila Nova do Sul, o Complexo Cambaí (CC) ocorre na forma de três corpos alongados orientados a partir do oeste para leste, nas direções $N20-30^\circ E$ e $N50-60^\circ E$, com dimensões de 5-17 km de comprimento e 3-8 km de largura. Os contatos com os complexos Cambaizinho e Palma são concordantes e caracterizados por zonas de cisalhamento dúcteis de médio a alto ângulo (Figura 17). Mais ao Sul, na região de São Gabriel, entre as vilas Suspiro e Palma, os metagranitoides do Complexo Cambaí constituem um corpo alongado segundo a direção $N50-60^\circ E$, constituído por corpos de metatonalitos,

metatrandhjemitos e metadioritos com dimensões de dezenas a algumas centenas de metros, com orientação concordante as estruturas regionais. Corpos menores ocorrem como intrusões no CP e no CCz (Figura 17).

Como destacado por Petri *et al.* (1986) na publicação do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica, “*A quase ausência de fósseis com valor estratigráfico, as incertezas nas determinações geocronológicas, a abundância de fenômenos magmáticos, as variações no grau metamórfico e a complexidade no arranjo estrutural tornam as tentativas de classificação estratigráfica de rochas pré-cambrianas tarefas altamente problemáticas*”. No caso da área abrangida por este TCC, as relações estratigráficas entre os granitoides estudados são muito complexas, envolvendo sucessivas fases de intrusões magmáticas, que foram afetadas por mais de um evento de metamorfismo regional e de deformação. Esta complexidade ainda inclui outro elemento determinante, que é a mapeabilidade dos corpos. Neste ponto, Petri *et al.* (1986) salientam: “*A viabilidade de mapeamento em superfície e/ou subsuperfície na escala de 1:25.000 é característica recomendável para estabelecimento de uma formação*”.

Com base nas recomendações do código brasileiro e nas limitações impostas pelas dimensões e pela complexidade estrutural do arranjo entre os corpos, optou-se pela inclusão da denominação metagranitoides, para designar a variação dos tipos litológicos, e depois as denominações Rufino Farias e Vila Nova do Sul, como designações geográficas de localização da unidade. Na região estudada o Complexo Cambaí foi dividido em duas unidades litoestratigráficas denominadas Ortognaisses Rufino Farias (ORF) e Metagranitoides Vila Nova (MVN). A separação das unidades considerou as relações de contato, as pequenas variações composicionais, as estruturas desenvolvidas e a cronologia relativa obtida a partir da caracterização petrográfica das microestruturas e texturas metamórficas, e o tipo de metamorfismo que afetou as unidades. Estas relações foram suportadas por algumas poucas idades U-Pb em zircão disponíveis na literatura. O uso da denominação metagranitoides foi a alternativa encontrada para tentar caracterizar a unidade litoestratigráfica, uma vez que esta denominação não está definida no Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.*, 1986). O termo proposto tem como objetivo representar a intensa variação composicional dos granitoides associada ao contexto de um magmatismo sin-tectônico, onde a maioria dos corpos tem formas tabulares e subconcordantes, e dimensões de algumas dezenas a centenas de metros. Estas

relações espaciais restringem a cartografia dos corpos, que não consegue ser abordada na escala 1:25.000.

Os Ortognaisses Rufino Farias (ORF) ocorrem na região de Santa Margarida do Sul e são constituídos por gnaisses tonalíticos e dioríticos caracterizados por um bandamento fino e descontínuo marcado por agregados de biotita e/ou hornblenda. Os ortognaisses constituem um corpo de forma alongada na direção N45°E, com cerca de 9 km de extensão e 2 km de largura, (Figura 17). Essa unidade constitui a porção mais antiga do CC, com idades U-Pb em zircão de 735 ± 7 Ma para um gnaisse diorítico e 718 ± 2 Ma para um gnaisse tonalítico (Hartmann *et al.*, 2011) e de 724 ± 3 Ma (Vedana *et al.*, 2017b).

Os Metagranitoides Vila Nova constituem um corpo maior, situado sobre a cidade de Vila Nova do Sul, apresenta 17 km de extensão e 7 km de largura, e um corpo menor, situado a oeste, com 6 km de extensão e 3 km de largura. Os MVN são constituídos por corpos distintos de biotita granodioritos, biotita tonalitos e biotita-hornblenda tonalitos, com corpos subordinados de dioritos e quartzo-dioritos, cortados por corpos tabulares tardios de monzogranitos. A estrutura dominante é magmática e está caracterizada por um bandamento ígneo e composicional que alterna corpos decamétricos de granodioritos e tonalitos com corpos menores de dioritos e quartzo dioritos. Internamente, estes corpos mostram uma foliação de forma definida pela orientação de biotita, hornblenda e plagioclásio, e por quartzo ígneo com forma alongada. Os corpos de tonalitos/granodioritos e dioritos/quartzo dioritos mostram relações mútuas de intrusão e inclusão, e contatos interlobados. Em regiões ricas em corpos de dioritos, observa-se um bandamento de injeção magmática entre corpos concordantes dos termos félsicos e máficos com dezenas a centenas de metros de largura. Ao longo de toda a área observa-se uma superposição tectônica do metamorfismo cataclástico sobre a foliação ígnea, ocorrendo em geral granitoides com uma foliação protomilonítica caracterizada principalmente por feições de deformação, recuperação e recristalização do quartzo, formação de epidoto, mica branca, titanita e minerais opacos sobre a biotita. Nas proximidades da Zona de Cisalhamento Palma-Vila Nova do Sul, entre o arroio Capivaras e a Sanga do Velocindo, ocorrem biotita tonalitos, biotita-hornblenda tonalitos, biotita granodioritos e dioritos protomiloníticos e miloníticos. De modo muito restrito, ocorrem termos tonalíticos bandados caracterizados como blastomilonitos. Os MVN apresentam idades U-Pb em zircão de 704 ± 13 Ma para um metadiorito (Babinski *et al.*, 1996), de

701 \pm 9 Ma em um metatrondhjemito (Saalman *et al.* 2010), de 694 \pm 5 Ma para um metatrondhjemito e 690 \pm 2 Ma para um metatonalito (Hartmann *et al.*, 2011).

A Suíte Lagoa da Meia Lua, na área de estudo, compreende o Diorito Capivaras, o Granodiorito Cerca de Pedra e o Granodiorito Sanga do Jobim. Essas unidades se dispõem como corpos alongados na direção N45-60°E, com dimensões quilométricas (6-10 km de extensão e 2-6 km de largura) . Esses corpos são intrusivos nas unidades dos complexos metamórficos no CP, no CCz e no CC, e apresentam ainda xenólitos de dimensões métricas a centenas de metros destas unidades no interior dos seus corpos.

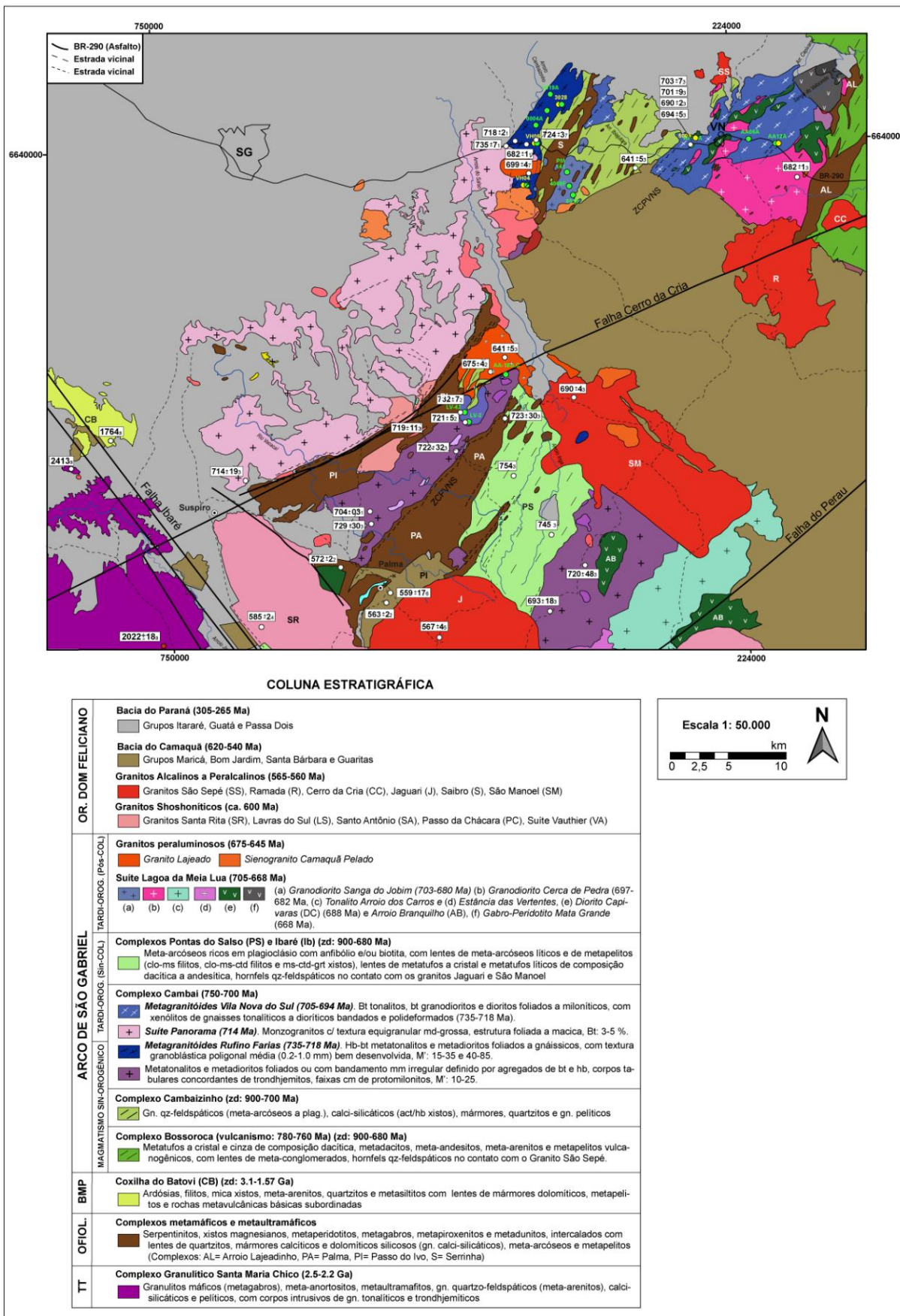


Figura 17: Mapa geológico integrado das unidades do Terreno São Gabriel e parte NE do Terreno Taquarembó.

4.2 Análise petrográfica

4.2.1 Ortognaisses Rufino Farias (ORF)

Os ORF são constituídos predominantemente por gnaisses tonalíticos e, subordinadamente, gnaisses dioríticos e corpos menores de metatrandhjemitos. Os afloramentos chave ocorrem como lajeados de dimensões métricas ao longo do Arroio Cambaizinho (Figura 18; pontos VH-04, VH-05 e VH-06 da Figura 15). A principal estrutura dos gnaisses tonalíticos é um bandamento de segregação metamórfica que ocorre de maneira penetrativa ao longo da unidade em toda a área mapeada. O bandamento contínuo e a textura granoblástica poligonal muito bem desenvolvida são feições metamórficas que indicam a intensa transformação gerada pelo metamorfismo orogênico e as condições de grau médio a alto que afetaram os granitoides. O grau elevado de recristalização e a ampla organização da textura granoblástica poligonal apagaram as características ígneas originais, ocorrendo muito poucos cristais reliquiais de plagioclásio. Estes cristais conservam em parte a suas formas prismáticas, e os tamanhos originais, normalmente, entre 1,5 e 2,5 mm, ou mais, notadamente com tamanhos de grão e formas muito distintos dos novos grãos metamórficos.

Os gnaisses tonalíticos apresentam cor cinza claro e bandamento submilimétrico a milimétrico descontínuo e irregular marcado pela alternância de bandas máficas e félsicas (Figuras 19A,C). As bandas félsicas são dominantes e contínuas, com espessuras entre 5 e 10 mm, sendo constituídas por plagioclásio e quartzo com textura granoblástica poligonal inequigranular média a grossa (0,2-1,2 mm) (Figura 19B,D). As bandas máficas tem espessura entre 1 e 3 mm, são descontínuas e compostas por agregados orientados de biotita e, subordinadamente, hornblenda, constituindo uma textura lepidoblástica e nematoblástica média a grossa (0,2-1,0 mm) (Figura 19B,D). Zonas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo com cinemática dextral e sinistral com espessuras centimétricas a métricas cortam os gnaisses tonalíticos (Figuras 19E,F).

Intrusões de leucogranitos centimétricas a métricas, associadas a SLML, cortam os gnaisses tonalíticos e as zonas de cisalhamento (Figuras 19E, 20A,B). Os leucogranitos apresentam textura equigranular hipidiomórfica média constituída por K-

feldspato, plagioclásio e quartzo (Figura 20C). Alguns xenólitos centimétricos de gnaisses tonalíticos foram encontrados no seu interior (Figura 20D).

Os gnaisses dioríticos são subordinados e ocorrem como corpos como formas tabulares subparalelas a foliação regional e com espessuras centimétricas a métricas. Os gnaisses dioríticos tem cor cinza escuro a verde escuro e estrutura foliada marcada pela orientação de agregados de hornblenda. Em termos mais ricos em plagioclásio um bandamento incipiente, descontínuo e irregular de espessura milimétrica está definido pela alternância de bandas máficas ricas em hornblenda, com bandas félsicas subordinadas. As bandas máficas são dominantes e tem espessura entre 1 e 2 mm, sendo compostas por agregados orientados de hornblenda constituindo uma textura nematoblástica média (0,2-1,0 mm). As bandas félsicas são subordinadas e tem distribuição irregular, com espessuras entre 1 e 3 mm. São constituídas por plagioclásio, com rara ocorrência de quartzo, e mostram textura granoblástica poligonal equigranular média (0,2-0,6 mm).

Também são comuns as ocorrências de enclaves microdioríticos, em geral deformados e com formas elípticas de 20 a 50 cm de comprimento e 10 a 25 cm de largura. A cor é preta a cinza escura e a estrutura é foliada marcada pela orientação de agregados de hornblenda em arranjo nematoblástico fino.

No interior dos Metagranitoides Vila Nova e nos granodioritos e dioritos da Suíte Lagoa da Meia Lua foram identificados xenólitos de gnaisses dioríticos e tonalíticos bandados e com um complexo padrão de dobramentos. Os xenólitos têm tamanhos cm a métricos e formas subangulosas a subarredondadas apresentando discordância estrutural com relação a foliação magmática dos metagranodioritos e metatonalitos dos MVN que comumente os envolve. Os xenólitos de gnaisses dioríticos apresentam cor cinza escuro a preta e um bandamento milimétrico descontínuo marcado pela alternância de bandas máficas dominantes e constituídas por hornblenda, e bandas félsicas descontínuas compostas por plagioclásio (Figura 20E). Os xenólitos de gnaisses tonalíticos, encontrados no afloramento VH-02 (Figura 20F), apresentam dimensão de dezenas de metros (20-40 m) e distintas fases de dobramentos. O bandamento de segregação metamórfica de espessura mm, regular e contínuo, e a textura granoblástica poligonal equigranular média bem desenvolvida, os distingue dos metagranodioritos e metatonalitos do MVN que comumente apresentam foliação de forma parcialmente preservada, e superposição de uma foliação protomilonítica com menor grau de metamorfismo.



Figura 18: Afloramentos dos ORF ao longo do Arroio Cambaizinho: A) Ponto VH-04, onde se observa a disposição de baixo ângulo do bandamento metamórfico; B) Ponto VH-05; C) Ponto VH-06.

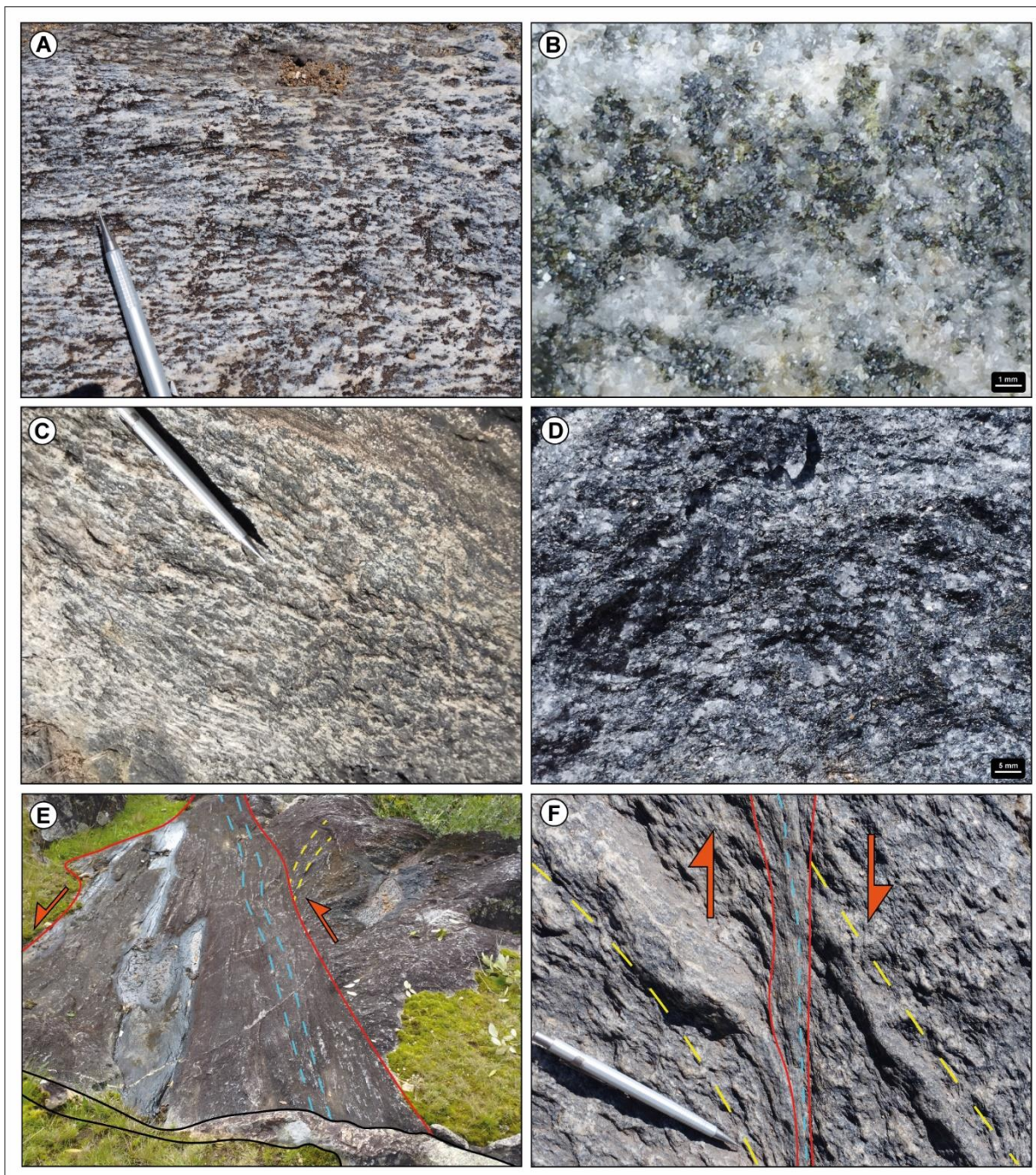


Figura 19: A) Bandamento de segregação metamórfica em gnaiss tonalítico, VH-04; B) Detalhe do bandamento gnáissico destacando a textura granoblástica poligonal, e os agregados de biotita marcando a textura lepidoblástica; C) Bandamento do gnaiss tonalítico no afloramento VH-05; D) Detalhe do bandamento gnáissico com texturas granoblástica e lepidoblástica; E) Zona de cisalhamento sinistral no gnaiss tonalítico (com limites marcados pela linha vermelha) sendo cortada por leucogranito tardio pertencente a SLML (demarcado por linha preta); F) Zona de cisalhamento dextral afetando o gnaiss tonalítico.

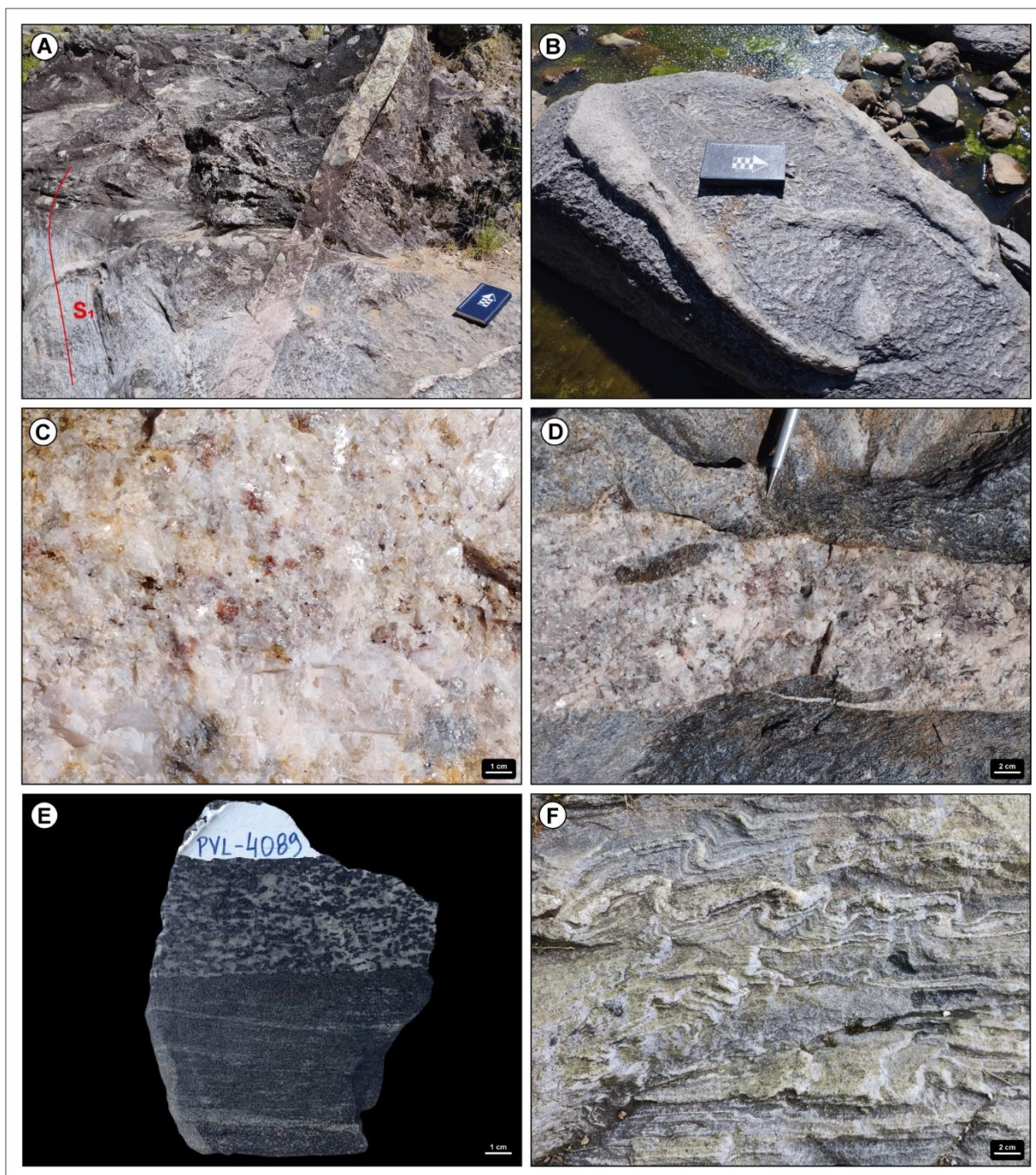


Figura 20: A) Intrusões discordantes de leucogranitos indeformados da SLML cortando gnaisses tonalíticos (VH-04); B) Intrusões de leucogranitos cortando gnaisses tonalíticos (VH-06); C) Textura equigranular hipidiomórfica grossa do leucogranito; D) Xenólitos de gnaisses tonalíticos com formas angulosas e limites definidos em intrusão de leucogranito; E) Gnaisse diorítico (parte superior) e na parte inferior, um gnaisse diorítico fino (enclave microdiorítico deformado); F) Xenólito de gnaisse tonalítico polideformado no interior de metagranodiorito porfirítico (VH-02).

4.2.2 Metagranitoides Vila Nova (MVN)

Os MVN são constituídos predominantemente por metatonalitos, metagranodioritos e metadioritos, com corpos muito subordinados de metaquartzito

dioritos, e metatrandhjemitos. Os principais afloramentos ocorrem como lajeados métricos ao longo do Arroio Cambaí (PVS-1103, UFRGS, 2022), da Sanga do Velocindo (VH-01), do Arroio Capivaras (VH-02) e como cortes de estrada na BR-290 (VH-03) (Figura 21). A principal estrutura em escala de afloramento é um bandamento composicional de injeção magmática caracterizado pela alternância de corpos de tonalitos-granodioritos e de dioritos. Os termos félsicos são dominantes, com biotita tonalitos e biotita granodioritos de cor cinza clara e estrutura foliada, com orientação de minerais máficos. A textura é equigranular média-grossa (2-8 mm) caracterizada por uma trama dominada por cristais ripiformes de plagioclásio, quartzo alongado, K-feldspato subédrico, e espaços intersticiais ocupados por agregados de biotita, por vezes acompanhada por hornblenda. Os dioritos são escuros, tem estrutura foliada e orientação de hornblenda e biotita. A textura equigranular é fina a média (0,5-1,5 mm) e o teor de máficos é alto (M' : 60-85).

Os contatos entre estes dois extremos composicionais são caracterizados por relações de intrusão e inclusão mútuas, reforçadas por limites interlobados e gradacionais. Estas feições são indicativas da mistura física entre o magma intermediário e o ácido (*magma mingling*). Os corpos de dioritos, em geral, com formas tabulares subconcordantes a foliação regional, variam na espessura desde 10-20 cm até corpos maiores com algumas dezenas de metros (20-70 metros). Entre os corpos máficos observa-se grande variação de composição, com dioritos máficos ricos em hornblenda e biotita, passando por quartzo dioritos com teores de máficos muito variáveis. Por vezes, observa-se grande variação de M' no mesmo corpo, acompanhado por uma variação textural sistemática, com diminuição do tamanho de grão e aumento do teor de máficos dos corpos dioríticos e variações do teor de biotita, ou de biotita e hornblenda nos termos tonalíticos e granodioríticos. Estas variações de escala centimétrica podem ser indicativas de variações localizadas relacionadas as fases precoces de cristalização, onde a pequena diferença de T e viscosidade permitiu uma mistura química (*magma mixing*) e a formação de tipos híbridos. Diversas fases mais tardias, desde veios e vênulas até corpos tabulares de 1 a 7 metros, de termos leucocráticos mais diferenciados são observadas cortando as unidades principais. Estas injeções têm composições mais ricas em K-feldspato, variando de granodioritos a monzogranitos com biotita. Estas relações entre sucessivas fases magmáticas, acrescidas do bandamento composicional que marca os corpos de tonalitos e dioritos

principais, gera nestes granitoides um aspecto bandado, ainda mais acentuado pelas injeções de escala centimétrica.

Este cenário de fases magmáticas distintas em composição e tamanhos dos corpos foram sendo construídos a partir da colocação de corpos tabulares com posicionamento controlado estruturalmente, e deste modo os corpos são em parte subparalelos. De modo concordante, os tonalitos e dioritos apresentam uma foliação de forma bem desenvolvida e marcada por agregados de minerais máficos e por cristais ripiformes de plagioclásio orientados. A foliação é paralela aos corpos, e deste modo é uma foliação magmática contemporânea ao posicionamento dos corpos. Em zonas ricas em corpos de dioritos, os granitoides desenvolvem um bandamento de injeção caracterizado pela alternância de corpos de tonalitos e dioritos foliados aproximadamente tabulares e concordantes, com espessuras centimétricas a métricas. Estas estruturas de natureza magmática são afetadas pela deformação dos corpos ígneos associadas ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo.

Nas proximidades das zonas de alta deformação, os granitoides adquirem foliação milonítica, ocorrendo a superposição da foliação tectônica sobre a foliação ígnea. Ao longo de todo o corpo, as foliações ígneas e metamórficas são aproximadamente subparalelas, ocorrendo o dobramento e transposição da foliação milonítica Sm_1 e a formação da Sm_2 nas faixas de blastomilonitos da Zona de Cisalhamento Palma-Vila Nova do Sul, cujo maior ramo desta zona passa entre o arroio das Capivaras (ponto VH-02) até a Sanga do Velocindo (ponto VH-01), apresenta uma faixa de cerca de 3,5 km de largura onde os granitoides estão muito deformados e transformados para metatonalitos, metagranodioritos e metadioritos protomiloníticos a miloníticos. No afloramento VH-01, situado na Sanga do Velocindo, ocorrem faixas de espessuras métricas (3-5 m) de gnaisses tonalíticos e dioríticos blastomiloníticos. Nestas faixas observam-se dobras em bainha com formas isoclinais e intrafoliais (Fig. 23F).



Figura 21: Afloramentos do tipo lajeado dos MVN: A) Na Sanga do Velocindo (VH-01); B) No Arroio das Capivaras (VH-02); C) Na BR-290 (VH-03); D) No Arroio Cambaí (PVS-1103).

Os metatonalitos e metagranodioritos são dominantes e subordinadamente ocorrem corpos de metadioritos e de metatrondhjemitos. Os termos ácidos apresentam cor cinza claro a médio e uma foliação de forma milimétrica (1-4 mm) marcada pela orientação de cristais prismáticos, euédricos a subédricos, de plagioclásio, e subordinadamente, de K-feldspato, acompanhado pela orientação de agregados de biotita e/ou hornblenda e por quartzo alongado (Figura 22A,B,C,D). A trama ígnea dominante apresenta textura equigranular hipidiomórfica média (1-1,5 mm), com preservação quase total dos cristais de plagioclásio e K-feldspato, e parcial do quartzo, que em geral mostra conjuntos de subgrãos alongados envolvidos por mosaicos de novos grãos com textura granoblástica interlobada a poligonal fina a média (0,05 a 0,2 mm). Estes novos grãos são acompanhados por trilhas finas de textura lepidoblástica constituídos por agregados de biotita fina, epidoto, titanita e minerais opacos anédricos (Figura 22B,D). A ordem de cristalização do protólito tonalítico é caracterizada pela cristalização inicial dos minerais acessórios como

zircão, apatita e allanita seguida pela cristalização de hornblenda, titanita, biotita, e plagioclásio, finalizando com a cristalização do K-feldspato e do quartzo.

Os metadioritos e os metaquartzos dioritos apresentam cor cinza escuro a preto e uma foliação de forma submilimétrica, caracterizada pela orientação de plagioclásio e hornblenda prismáticos e subédricos e biotita subédrica lamelar (Figura 22E). A trama ígnea dominante apresenta textura equigranular hipidiomórfica fina (0,1-0,8 mm) a média (1-2,5 mm) (Figura 22F). A ordem de cristalização observada inicia com minerais acessórios como zircão, apatita, magnetita euédrica, e allanita. Posteriormente, cristalizam hornblenda e plagioclásio, e por fim, a titanita, a biotita, e o quartzo.

Os termos intermediários da série ocorrem principalmente como corpos tabulares subparalelos e paralelos com a foliação de forma dos metatonalitos, metatondhjemitos e metagranodioritos (Figura 22E). Estes corpos variam em espessura, desde corpos finos com 10-20 cm, até corpos com 3-25 metros ou mais. Também foram observados enclaves máficos microdioríticos com formas elípticas a circulares de tamanhos cm (5-20 cm), por vezes na forma de lentes alongadas centimétricas a métricas concordantes. O contato dos metatonalitos e metagranodioritos com os metadioritos é variável, desde formas curvilíneas e interlobadas com limites definidos, indicativas de relações de mistura física (*mingling*), com as diferenças de viscosidade conservando os limites de cada magma, até limites gradacionais e mal definidos em zonas híbridas marcadas pela variação significativa da textura (diminuição do tamanho de grão) e aumento do teor de minerais máficos no granitoide. Na Figura 23A e B observa-se zonas híbridas entre metatonalitos e metadioritos.

Em quase toda a extensão da seção que expõe os Metagranitoides Vila Nova, observa-se uma foliação metamórfica com disposição paralela à foliação de forma dos granitoides. Esta foliação protomilonítica em geral está marcada por feições de deformação, recuperação e recristalização associadas com o estiramento de quartzo e de modo parcial dos feldspatos, além do crescimento nas porções de bordo dos cristais de biotita, de porfiroblastos de epidoto, acompanhados por agregados finos de biotita, mica branca, e titanita e magnetita anédricas e alongadas segundo a foliação. Em direção às zonas de alta deformação ocorre um aumento progressivo no desenvolvimento da foliação milonítica, marcada pelo aumento da matriz metamórfica e por uma foliação mais definida e menos espaçada. Em lâmina, a foliação milonítica

é marcada pela formação de trilhas finas com mosaicos de cristais de quartzo com textura granoblástica poligonal a interlobada fina a média (0,2-0,4 mm), envolvendo os subgrãos irregulares deformados, acompanhados pela orientação e estiramento da biotita (*fish*) e pelo início da deformação do plagioclásio e do K-feldspato. Estes últimos mostram progressivamente o aumento da extinção ondulante, encurvamento de maclas, geração de maclas deformacionais lenticulares, formação incipiente de subgrãos e de estruturas manto-núcleo com recristalização localizada. Em zonas de espessuras métricas os metagranitoides mostram o desenvolvimento de um bandamento gnáissico bem definido e contínuo, alternando bandas félsicas de composição quartzo-feldspáticas e níveis mais máficos com teores elevados de biotita. Os termos com estrutura gnáissica bem desenvolvida e restritos as zonas de máxima deformação foram interpretados como blastomiloníticos (Figura 23C,D). Nos blastomilonitos ocorrem dobras em bainha com formas apertadas (Figura 23E), marcando a formação de uma nova superfície axial (S_2) (Figura 23F).

Nos pontos VH-02 e PVL-4089 os metatonalitos e metagranodioritos miloníticos apresentam xenólitos de tamanhos métricos de gnaisses tonalíticos com bandamento de segregação metamórfica regular, contínuo e bem desenvolvido, com mais de uma fase de dobramento, incluindo dobras isoclinais intrafoliais, e com níveis quartzo-feldspáticos com textura granoblástica poligonal média bem desenvolvida. Estas características, suportadas pelo envolvimento dos xenólitos pela foliação de forma dos metagranitoides e pelo alto grau de desenvolvimento e da temperatura da textura granoblástica, foram os principais critérios para interpretar estes xenólitos como relacionados ao ORF (Figuras 20F e 24A). No afloramento VH-03 foi identificado um xenólito de cerca de 2,5 metros de paragnaisse quartzo-feldspático com estrutura bandada bem desenvolvida, de espessura milimétrica (5-20 mm) contínua e regular, alternando bandas quartzo-feldspáticas ricas em quartzo e níveis máficos a base de biotita. Este xenólito foi interpretado como relacionado ao Complexo Cambaizinho (Figura 24B).

Intrusões de leucomonzogranitos tardios, se dispõem de modo concordante a subconcordante com a foliação de forma e com a foliação milonítica. Estes corpos estão pouco deformados mas registram a formação da foliação milonítica, além de apresentar feições de estiramento e boudinagem. Nas zonas de alta deformação do ponto VH-01, nas exposições da Sanga do Velocindo, foi observado o dobramento das injeções leucograníticas com a formação de dobras isoclinais a fechadas com

superfície axial Sm_2 (Figuras 24C,D). Quando as intrusões são concordantes à estrutura, o contato entre as litologias é irregular (Figura 24C) e quando as intrusões são oblíquas o contato, geralmente, é retilíneo e bem definido (Figura 24E). Os leucogranitos apresentam textura equigranular hipidiomórfica média a grossa (1-3.5 mm) e uma foliação de forma marcada pela orientação da biotita e alongamento do quartzo. A foliação milonítica é subparalela (Figura 24F).

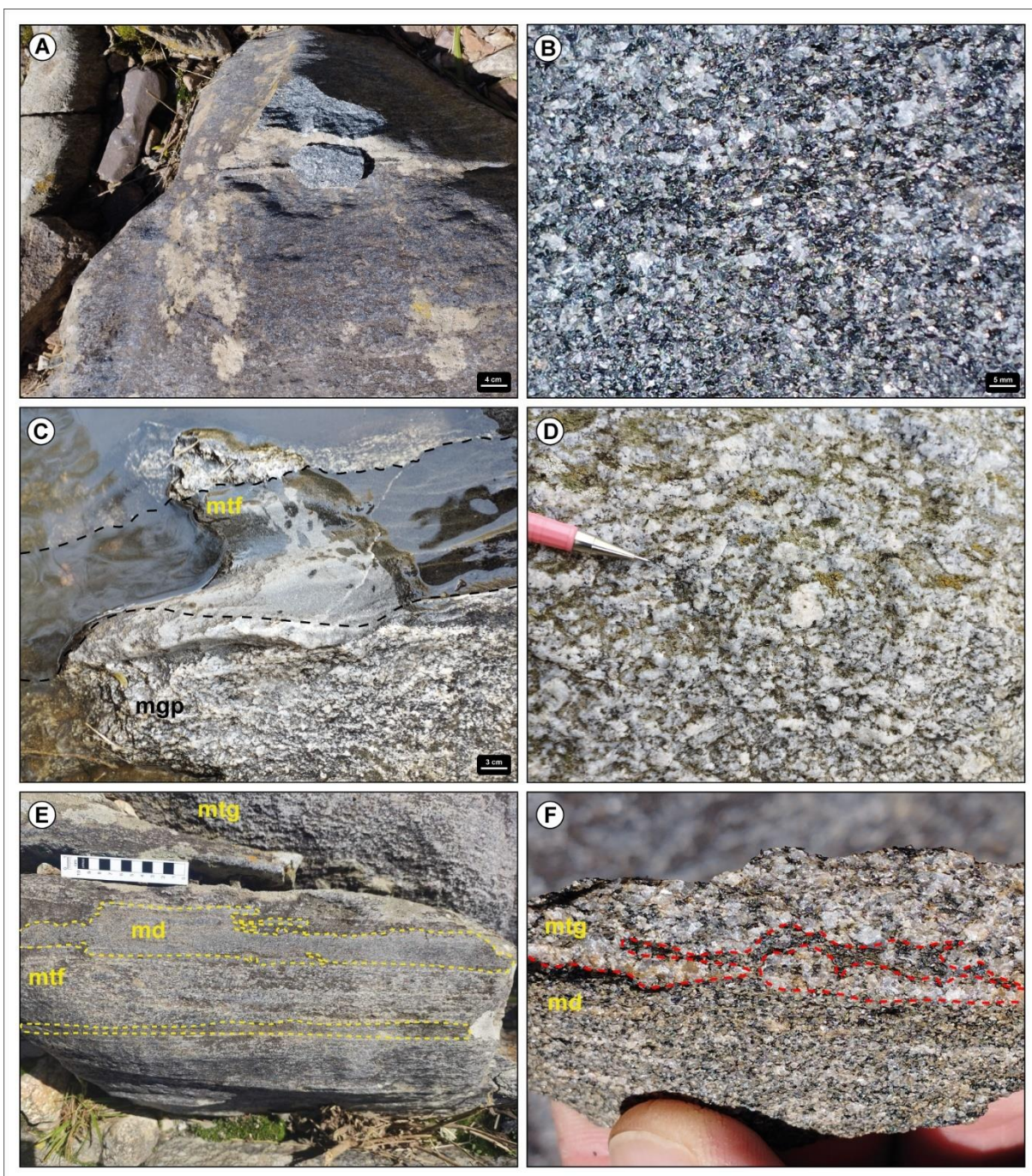


Figura 22: A) Metatonalito protomilonítico com o traço da foliação marcado no lajeado; B) Detalhe da foliação de forma no metatonalito protomilonítico; C) Metagranodiorito porfirítico (mp) intercalado com corpo tabular de metatonalito fino (mtf) no afloramento VH-02; D) Textura equigranular grossa em

metagranodiorito porfirítico; E) Metadioritos (md) intercalados com metatonalito fino (mtf); F) Detalhe do contato interlobado entre metatonalito (mtg) e metadiorito (md).

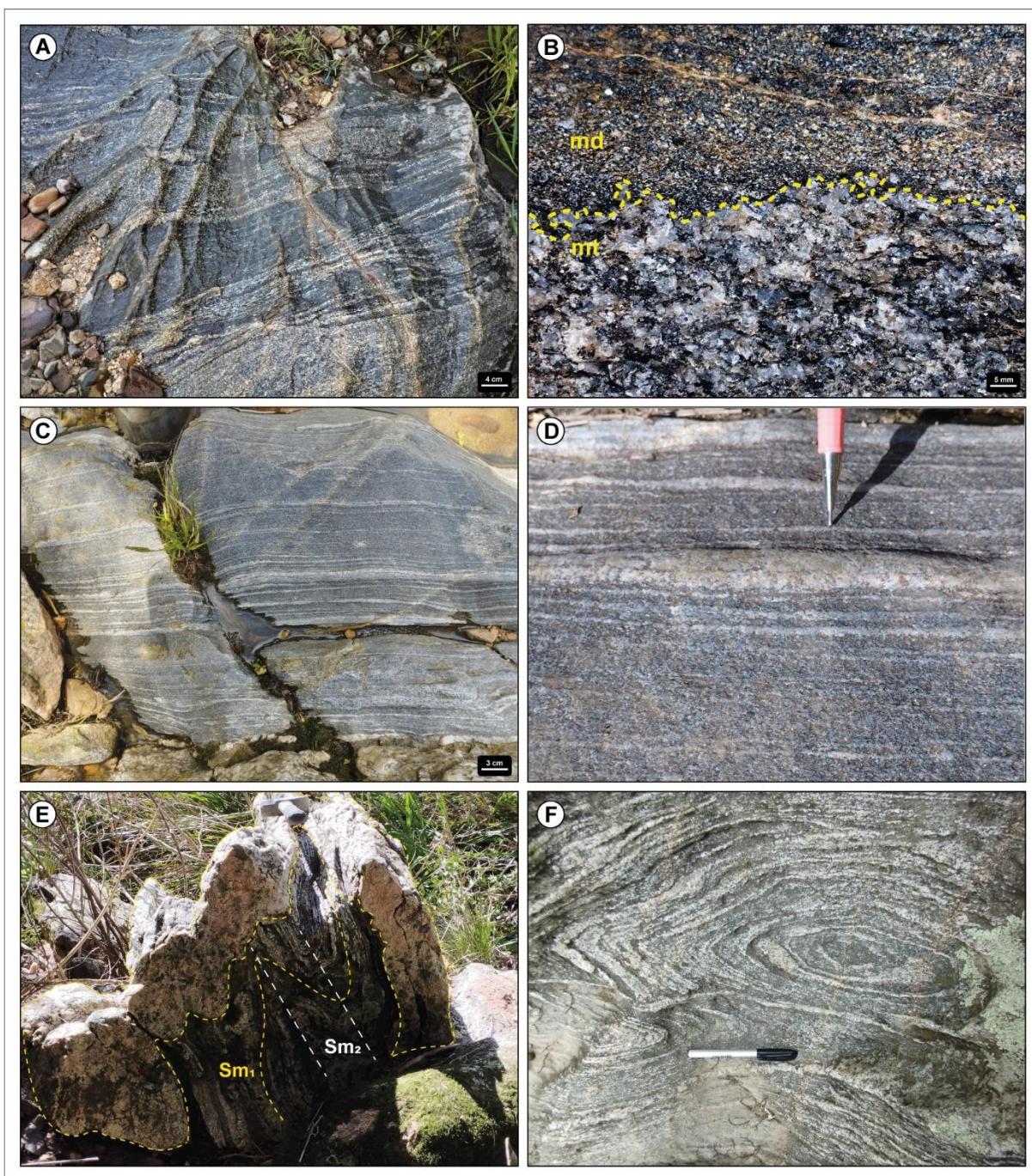


Figura 23: Ponto VH-01. A) Blastomilonitos bandados em zona de alta deformação com intercalação de metatonalito (mt) e metadiorito (md); B) Detalhe do contato interlobado entre metatonalito e metadiorito; C) Blastomilonito tonalítico bandado em zona de máxima deformação; D) Detalhe do blastomilonito destacando a textura granoblástica poligonal bem desenvolvida e a ausência de profiroclastos de plagioclásio, com de injeções deformadas de leucogranitos; E) Blastomilonito e injeção de leucogranito dobrados; F) Dobras em bainha no blastomilonito do ponto VH-01.

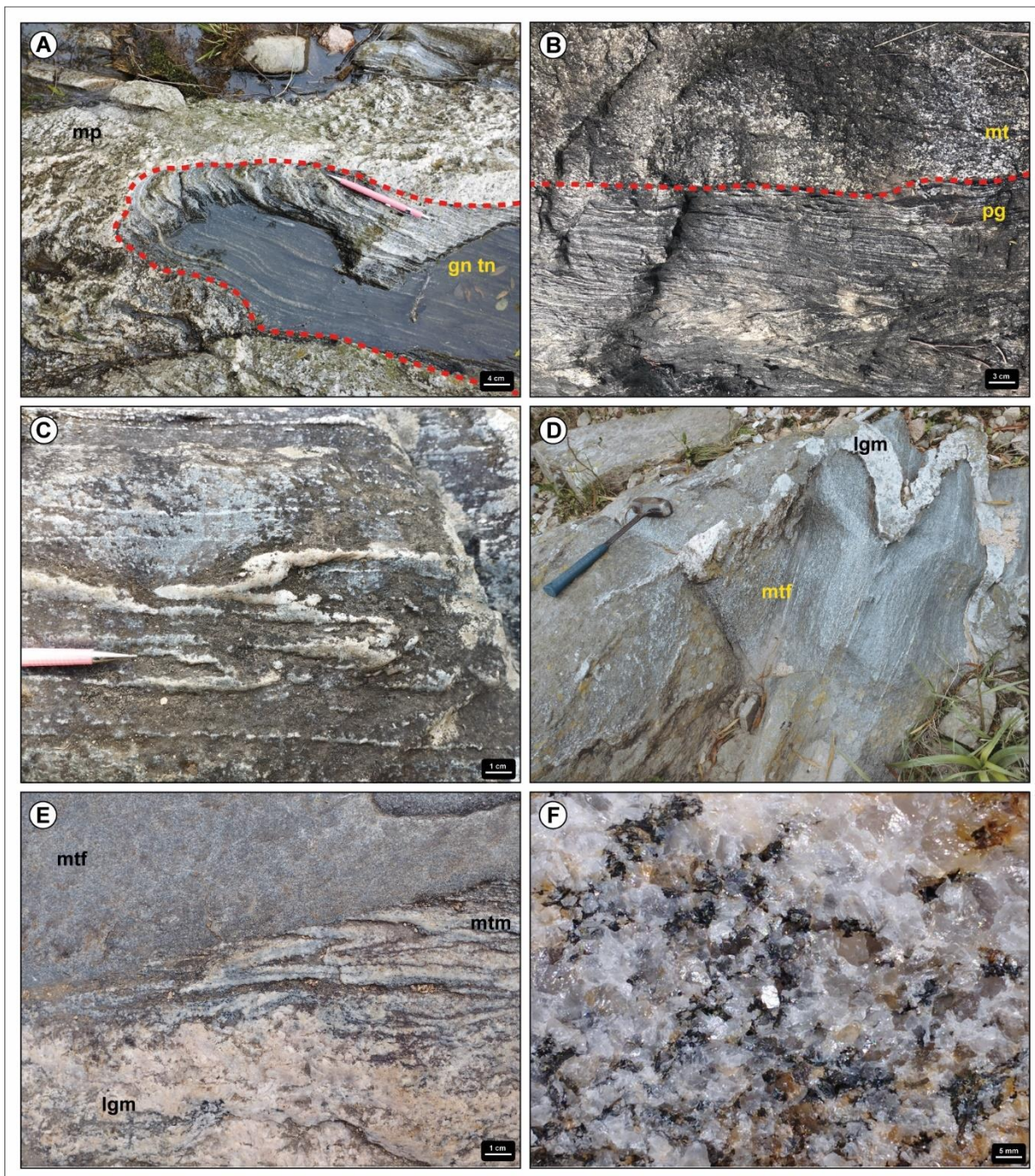


Figura 24: A) Xenólito de gnaiss tonalítico (Gn tn) no interior de metagranodiorito porfirítico (mp) no afloramento VH-02; B) Xenólito de paragnaiss quartzo-feldspático (pg) bandado envolto por metatonalito (mt) no afloramento VH-03 (porção inferior); C) Injeções discordantes de leucogranitos transpostos pela foliação milonítica e deformados com a formação de dobras isoclinais intrafoliais; D) Metatonalito fino (mtf) com injeção tardia de leucomonzogranito (lgm) tabular deformado pela foliação milonítica formando dobras fechadas em forma de M; E) Contato reto e discordante entre metatonalito fino (mtf) cortando metatonalito milonítico (mtm) bandado com dobras isoclinais, cortado por leucomonzogranito equigranular médio (lgm) com contatos interlobados e gradacionais; F) leucogranito com textura equigranular hipidiomórfica média.

4.2.3 Suíte Lagoa da Meia Lua

A SLML na área de estudo compreende o Diorito Capivaras, o Granodiorito Cerca de Pedra e o Granodiorito Sanga do Jobim. Além dessas ocorrências, intrusões de corpos tabulares de leucogranitos centimétricas a métricas ocorrem nas rochas encaixantes dos complexos Palma, Cambaizinho e Cambaí.

Os corpos desta suíte têm formas alongadas concordantes com as estruturas regionais. Entretanto, suas litologias praticamente não apresentam feições de deformação pós-cristalização. Os corpos são homogêneos com composições dominadas por biotita granodioritos e biotita tonalitos subordinados, e por corpos de hb dioritos, com porções restritas de hornblenditos e corpos subordinados de gabros. Estes corpos têm estrutura maciça ou nas porções de bordo desenvolve uma foliação de forma definida pela orientação dos cristais prismáticos de plagioclásio e/ou K-feldspato, da biotita e alongamento incipiente do quartzo.

Os dioritos, hb dioritos e termos gabróicos que constituem o Diorito Capivaras (Garavaglia *et al.*, 2002) possuem foliação magmática bem desenvolvida e também camadas segregadas de hornblenditos, que são rochas ultramáficas geradas pela acumulação de cristais de hb. Nos termos gabróicos são observadas camadas restritas de clinopiroxenitos associadas. Nos bordos do Granodiorito Cerca de Pedra são observadas zonas de cisalhamento discretas com espessuras centimétricas e constituídas por granodioritos protomiloníticos.

4.2.4 Texturas e microestruturas ígneas e metamórfico-deformacionais

4.2.4.1 Ortognaisses Rufino Farias

Gnaisse tonalítico

Os gnaisses tonalíticos apresentam bandamento milimétrico descontínuo e regular, relativamente bem definido e marcado pela alternância de bandas máficas e félsicas (Figura 25A,B,C,D). As bandas félsicas são dominantes e contínuas, apresentam espessuras entre 2 e 25 mm (Figura 25C,D). A textura principal é granoblástica poligonal a interlobada inequigranular média a grossa (0,2-0,8 mm) sendo caracterizada por agregados de cristais de plagioclásio e quartzo, com rara

ocorrência de K-feldspato (Figura 25E,F). Devido ao comportamento reológico do quartzo em relação ao plagioclásio, e da variação da intensidade da deformação, a textura granoblástica varia em termos de organização e tamanho de grão. Em áreas um menos deformadas, a textura granoblástica é interlobada e inequigranular, mostrando maior variação de tamanho de grão associada com uma quantidade mais elevada de subgrãos menores em vias de recristalização. Nas áreas mais deformadas, a textura granoblástica adquire caráter poligonal e mostra um tamanho de grão mais regular e com faces retas. De forma localizada, são identificados cristais reliquias de plagioclásio e quartzo deformados. O plagioclásio ainda mantém a forma prismática subédrica a euédrica, parte da zonação magmática e das macla polissintéticas, com tamanhos entre 1,0 e 2,5 mm. O quartzo tem forma ameboide, com tamanhos de 0,4 a 1,5 mm, extinção ondulante e, em geral, dividido em subgrãos de formas irregulares. Antigos subgrãos alongados recristalizados com bandas de extinção indicam uma recristalização dinâmica.

As bandas máficas são subordinadas e descontínuas e tem espessura entre 0,5 e 1,5 mm (Figura 25C,D). Estão constituídas por agregados orientados de biotita e/ou hornblenda constituindo as texturas lepidoblástica e nematoblástica média a grossa (0,3-1,2 mm) (Figura 25C,D,E) De forma restrita, foi observada a textura granoblástica fina a média (0,08-0,15 mm) em agregados de hornblenda (Figura 26A). A recristalização da biotita forma também agregados finos compostos por biotita fina, epidoto, titanita e magnetita alongadas ao longo da foliação (Figura 26B).

A orientação parcial de agregados de cristais reliquias ígneos de plagioclásio, hornblenda e biotita *fish*, sugere a preservação parcial de uma foliação de forma pretérita. A mineralogia ígnea acessória é constituída por zircão, allanita, titanita e apatita. A ordem de cristalização observada em cristais reliquias é caracterizada pela cristalização inicial de zircão, titanita e apatita, seguida pela formação do plagioclásio cálcico e dos minerais máficos (hornblenda e biotita), acompanhados pela formação da allanita. O K-feldspato e o quartzo são os últimos minerais a se formarem. O aparecimento localizado de textura decussada com o crescimento desorientado de muscovita foi associado aos efeitos do metamorfismo de contato dos granitos dos granitos alcalinos relacionados a Bacia do Camaquã (Figura 26C).

As microestruturas de deformação foram observadas em detalhe nos minerais essenciais da rocha, indicando pelas feições identificadas, que os cristais ígneos foram deformados e intensamente recristalizados para uma trama dominante com

textura granoblástica e lepidoblástica. As condições metamórficas observadas indicam temperaturas médias, entre 550 e 650-700°C. O quartzo foi estirado durante a deformação e, de maneira subordinada, preserva sua forma original anédrica (0,4-1,0 mm). A deformação plástica ocorre, de maneira restrita, na forma de lamelas de deformação perpendiculares ao estiramento dos grãos (Figura 26 D). As feições de deformação ainda incluem a extinção ondulante generalizada. O quartzo estirado (0,5-1,5 mm) é constituído de antigos subgrãos recristalizados, alguns dos quais apresentam bandas de extinção, indicando uma recristalização dinâmica (Figura 25D). Os limites lobados indicam que o mecanismo de recristalização dinâmica foi migração rápida do limite de grão (MLG), sugerindo temperaturas entre 500 e 600 (Figuras 25D e 26D).

Devido as diferenças nas condições reológicas entre o quartzo e os feldspatos, o plagioclásio apresenta maior quantidade de relictos (1,0-2,5 mm), observados pelo hábito prismático, pela macla primária e pela zonação. A deformação plástica cristalina no plagioclásio está marcada por maclas de deformação (Figura 26F). Nas zonas de menor temperatura e maior taxa de deformação a recristalização do plagioclásio se encontra nos bordos dos grãos reliquiares através do mecanismo *bulging* (BLG) (550-600°C) (Figura 26E). Por outro lado, nas condições de temperatura mais elevada (600-700°C) e menor taxa de deformação, dominantes na área, o plagioclásio recristaliza predominantemente pela rotação de subgrão (RSG), o que é indicado pelo mosaico de grãos com textura granoblástica poligonal e interlobada inequigranular média a grossa. De maneira restrita, o plagioclásio recristaliza pela migração do limite de grão (MLG), observada pelos limites interlobados entre os subgrãos e os novos grãos recristalizados (Figura 26F). O processo de redução da área dos limites de grãos (RALG) é evidenciado pelo limites retos poligonais na textura granoblástica, indicando que a temperatura permaneceu elevada após a diminuição ou término da deformação.

A biotita, por sua vez, apresenta estabilidade em um amplo intervalo de temperatura nas condições menos hidratadas. Dessa forma, a feição de deformação durante a deformação rúptil-dúctil, como o hábito *fish* é preservado em maiores temperaturas.

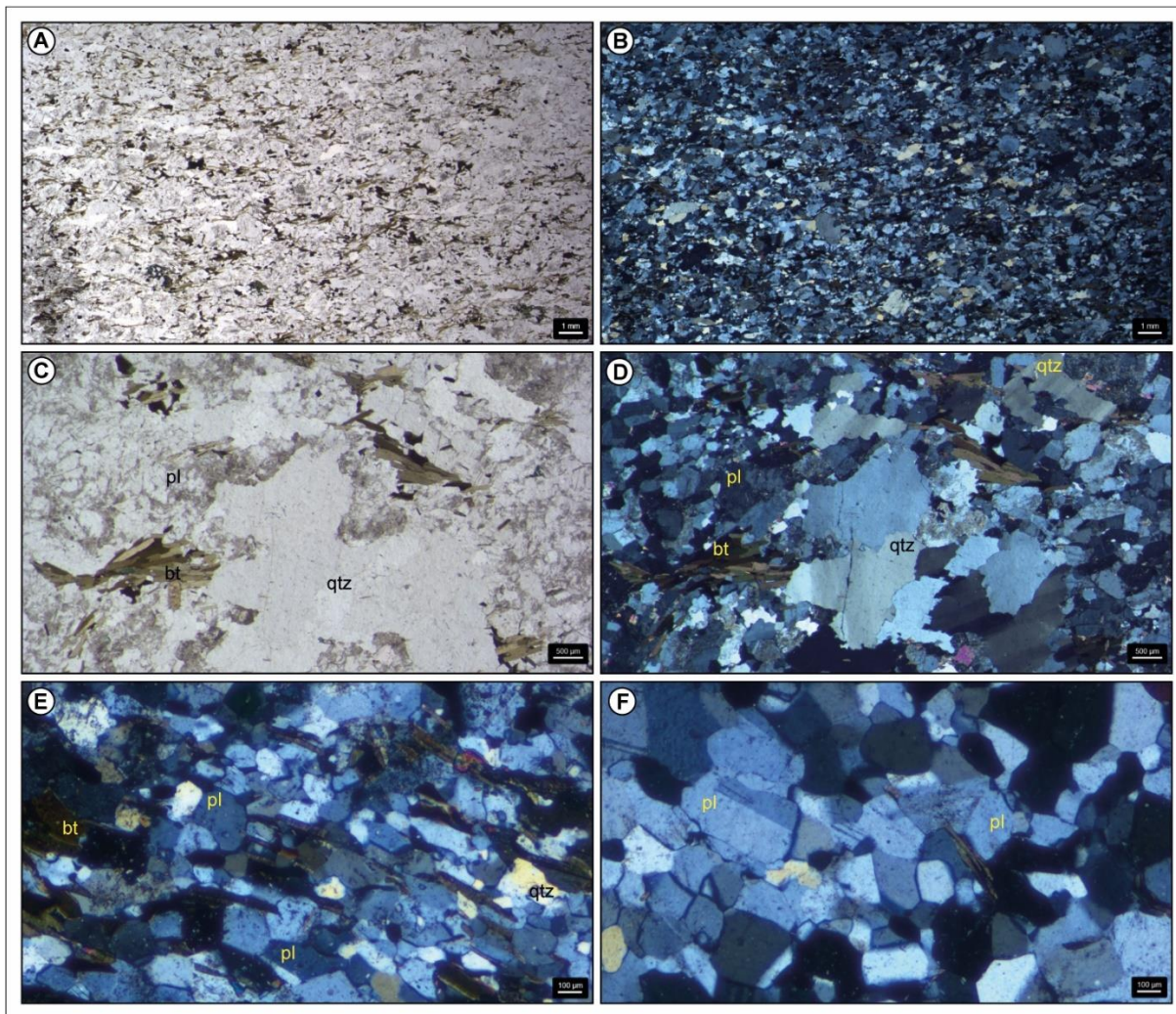


Figura 25: Ortognaisses Rufino Farias (gnaisses tonalíticos). A) Bandamento gnáissico descontínuo e regular, destacando a textura granoblástica poligonal inequigranular média (ND); B) Mesma imagem anterior a NC; C) Detalhe da banda félsica com fragmento reliquiar de quartzo (ND); D) Mesma imagem anterior a ND. O quartzo apresenta subgrãos alongados com bandas de extinção; E) Detalhe da textura granoblástica inequigranular poligonal e textura lepidoblástica; F) Detalhe da textura granoblástica equigranular poligonal média bem desenvolvida, com grãos com limites retos e maclas polissintéticas metamórficas. Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.

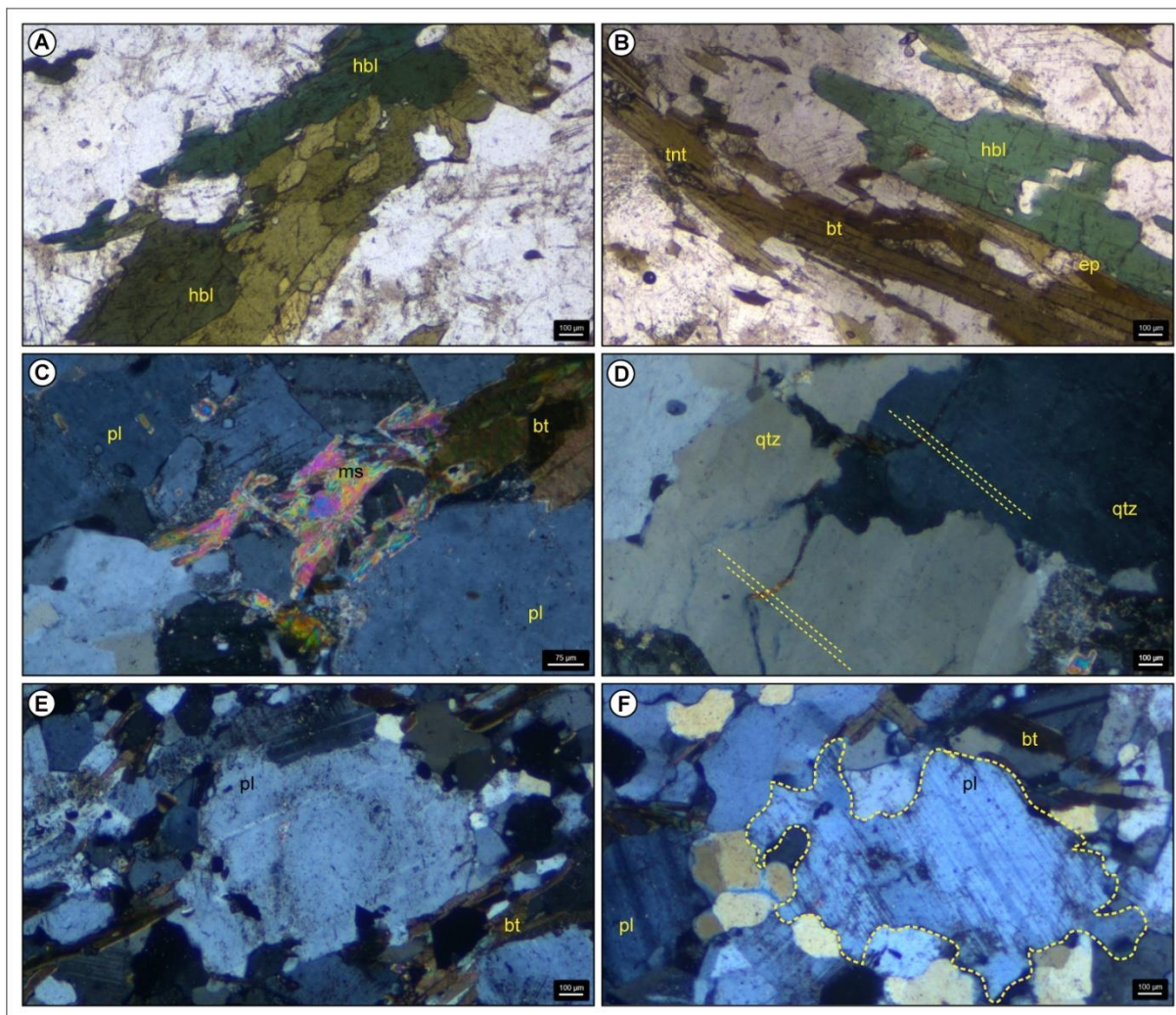


Figura 26: Ortognaisses Rufino Farias (gnaisses tonalíticos). A) Detalhe de uma banda máfica e da textura nematoblástica com limites poligonais na hornblenda (ND); B) Agregados de biotita fina, epidoto e titanita ao longo da foliação a ND; C) Muscovita com textura decussada associada a metamorfismo termal tardio; D) Lamelas de deformação no quartzo e limites lobados indicando a recristalização por MLG; E) Plagioclásio reliquiar com forma prismática e zonação normal. Nos bordos observa-se pequenos grãos recristalizados por BLG; F) Plagioclásio com macla deformacional lenticular parcialmente preservada e recristalização por MLG, indicada pelos limites interlobados. Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.

Gnaisse diorítico

Os gnaisses dioríticos apresentam bandamento submilimétrico a milimétrico descontínuo e irregular marcado pela alternância de bandas máficas compostas por hornblenda, que são dominantes e contínuas, e bandas félsicas, que são irregulares e descontínuas, constituídas predominantemente por plagioclásio (Figura 27A,B). As bandas máficas se caracterizam pela textura nematoblástica média (0,2-0,5 mm) (Figura 27C). Nas bandas félsicas a principal textura é granoblástica inequigranular poligonal a interlobada fina a média (0,05-0,5 mm), caracterizada por agregados de

cristais poligonais de plagioclásio (Figura 27D). Em uma amostra de gnaiss Diorítico fino, correspondente a um enclave máfico microgranular metamorfozado, foi identificado o crescimento de diopsídio nas bordas da hornblenda, caracterizando uma feição textural de metamorfismo orogênico progressivo. Os agregados de novos grãos de diopsídio mostram textura granoblástica poligonal equigranular média (0,2-1,0 mm) (Figura 27E,F). O desequilíbrio da hornblenda por evento retrometamórfico ocasiona a formação de minerais opacos anédricos sobre os grãos (Figuras 27C e 28A).

De modo subordinado, observam-se cristais de plagioclásio prismático e com zonação preservada (0,8-1,5 mm) e de hornblenda prismática (1,2-3,5 mm), interpretados como reliquiares (Figura 27A,B). A ordem de cristalização estabelecida a partir dos minerais reliquiares, foi definida pela cristalização inicial dos minerais acessórios como zircão e apatita, seguido pela formação do plagioclásio e da hornblenda.

As microestruturas de deformação observadas nos minerais indicam que os cristais ígneos foram intensamente recristalizados para uma trama dominante com texturas metamórficas de temperatura elevada, com as feições indicando condições entre 600° e 650-700°C. O encurvamento da macla polissintética e as maclas deformacionais no plagioclásio indicam as condições de deformação plástica (Figuras 27D e 28A). A fluência dos defeitos cristalinos operadas durante a recuperação é diagnosticada pela presença de subgrãos no plagioclásio (Figura 27D e 28A). A recristalização nas bordas dos relictos de plagioclásio ocorre pelo mecanismo BLG (Figura 28B), enquanto os subgrãos recristalizados, de tamanho 10 vezes menor que os relictos, com textura granoblástica poligonal a interlobada inequigranular, representam o mecanismo de RSG (Figura 28C). Esse mecanismo sugere uma temperatura maior que 600°C. De maneira restrita, ocorrem plagioclásio com limites de grãos interlobados indicando a recristalização por MLG, indicativa de temperaturas acima de 700°C (Figura 28D). Os limites retos entre os grãos de plagioclásio indicam que o processo RALG atuou de maneira incipiente durante os estágios finais da deformação. Isso sugere que as temperaturas se mantiveram elevadas por um curto período após a deformação. Os cristais prismáticos de hornblenda e diopsídio metamórficos, indicam uma condição de temperatura elevada (>700°C).

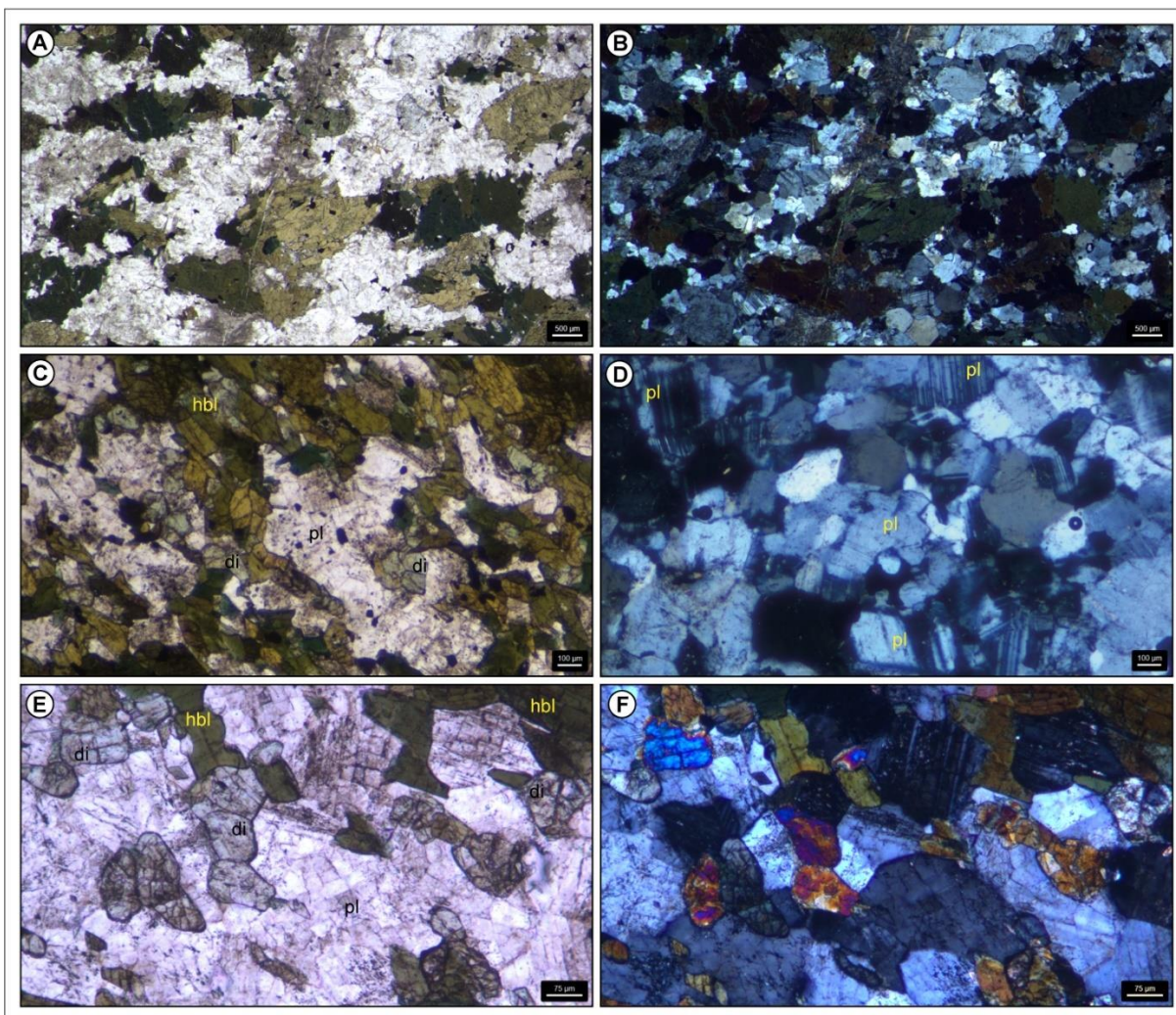


Figura 27: Ortognaisses Rufino Farias (gnaisses dioríticos). A) Bandamento gnáissico descontínuo e irregular marcado por agregados nematoblásticos de hornblenda (ND); B) Mesma imagem anterior a NC; C) Bandamento gnáissico marcado por bandas máficas constituídas por agregados de hb com textura nematoblástica e diopsídio com textura granoblástica poligonal; D) Detalhe da banda félsica mostrando agregados de plagioclásio com textura granoblástica poligonal a interlobada inequigranular; E) Detalhe dos agregados de diopsídio com textura granoblástica poligonal a ND; F) Mesma imagem anterior a NC. Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados

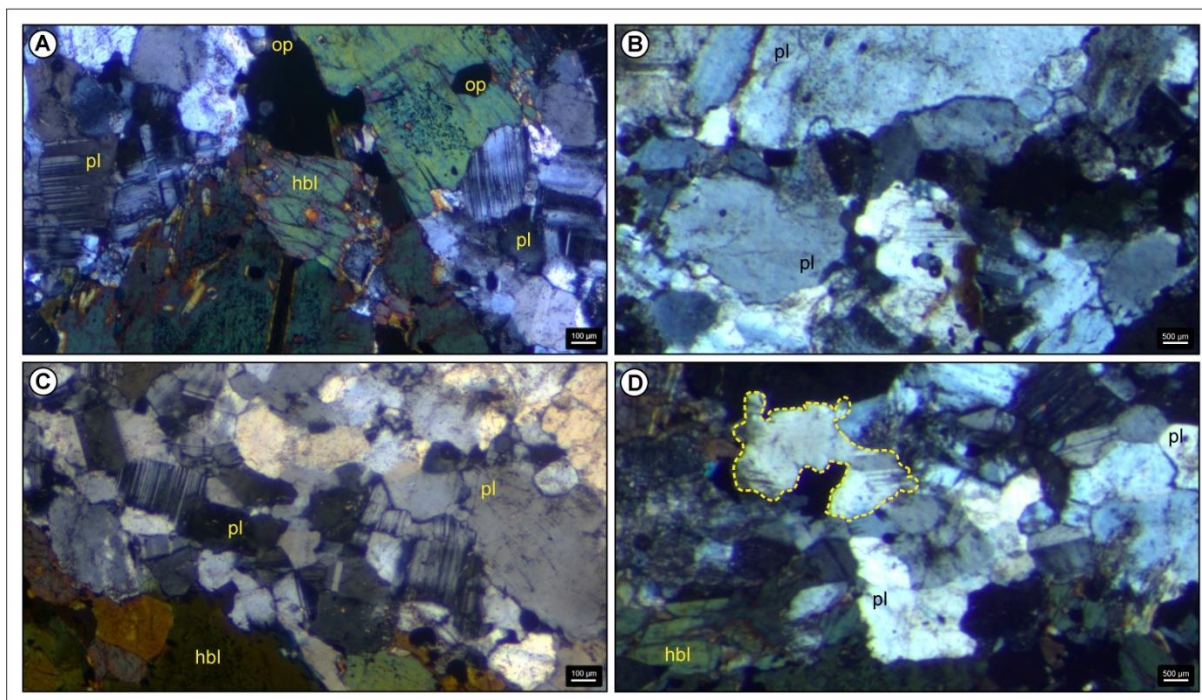


Figura 28: A) Ortogneisses Rufino Farias (gneisses dioríticos). A) Detalhe das maclas de deformação no plagioclásio (NC); B) Plagioclásio reliquiar na parte superior da imagem com recristalização por BLG nas bordas (NC); C) Detalhe da banda félsica destacando a textura granoblástica poligonal equigranular média envolvendo dois subgrãos deformados de plagioclásio; D) Pl com recristalização por MLG evidenciada pelos limites interlobados destacados por linha amarela tracejada. Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.

4.2.4.2 Metagranitoides Vila Nova

Metatonalito e metatrandjemito

Os metatonalitos apresentam foliação de forma dominante marcada pela orientação de cristais prismáticos de plagioclásio, de agregados de biotita e/ou hornblenda, e por quartzo alongado (Figura 29A,B). A trama ígnea é dominante e apresenta textura equigranular hipidiomórfica fina (<1 mm) a média (1,0-1,5 mm). Os cristais reliquiares de plagioclásio tem forma prismática subédrica a euédrica, com tamanhos entre 0,3 e 1,5 mm. Mostram zonação composicional e macla polissintética parcialmente preservada. Os relictos de quartzo ocorrem tanto alongados como equidimensionais e anédricos, com tamanhos de 0,1 a 1,5 mm, apresentando extinção ondulante, subgrãos equidimensionais e alongados e alguns antigos subgrãos recristalizados. A biotita reliquiar, de tamanho de 0,4 a 1,5 mm, apresenta as extremidades angulosas se caracterizando como biotita *fish*. Alguns cristais de biotita ígnea não apresentam feições de deformação ocorrendo com hábito lamelar. Os

relictos de hornblenda apresentam forma prismática subédrica e macla lamelar subordinada, com tamanho entre 0,3 e 1,2 mm. A ordem de cristalização, observada a partir dos minerais reliquiares, é caracterizada pela cristalização inicial dos minerais acessórios como zircão, titanita, apatita e allanita seguida pela cristalização de hornblenda, plagioclásio e biotita, e por fim, o K-feldspato e o quartzo.

Paralela a foliação de forma ocorre uma foliação protomilonítica caracterizada pelo estiramento do quartzo e, de forma restrita, de plagioclásio, pela biotita *fish* e por matriz metamórfica fina em forma de trilhas que envolvem os porfiroclastos, composta por um mosaico de cristais recristalizados de quartzo e plagioclásio. Na figura 29C e D é possível observar as trilhas recristalizadas ao redor dos relictos de plagioclásio, quartzo e biotita. A trama metamórfica é caracterizada pela formação de trilhas finas com textura granoblástica poligonal e interlobada inequigranular fina a média (0,06-0,4mm) no quartzo e no plagioclásio (Figura 29E) e pelas texturas lepidoblástica e nematoblástica fina a grossa (0,08-0,2 mm) marcada pela orientação agregados de biotita e hornblenda (Figura 29 E,F). A recristalização da biotita e da hornblenda também gera agregados finos compostos por epidoto, titanita alongada e magnetita anédrica ao longo da foliação (Figura 29F). A textura mirmequítica, típica de temperaturas entre 450 e 700°C, ocorre de maneira consistente ao longo da foliação milonítica (Figura 30A). A textura decussada em muscovita indica o metamorfismo de contato do Granito São Sepé (Figura 30B). Em zonas de máxima deformação, como a Zona de Cisalhamento Palma-Vila Nova do Sul, os metatonalitos adquirem uma foliação por segregação metamórfica mais definida e contínua e menos espaçada, bem como feições de recristalização mais expressiva o que lhes confere um aspecto gnáissico, passando a ser denominados gnaisses tonalíticos blastomiloníticos (Figura 30C,D). Nos blastomilonitos características ígneas estão parcialmente preservadas como quartzo anédrico equante, plagioclásio prismático com zonação, biotita *fish* e hornblenda prismática. Alguns grãos de quartzo ocorrem parcialmente estirados formados por antigos subgrãos recristalizados. As maclas do plagioclásio são principalmente deformacionais, ocorrendo de maneira localizada nos grãos e com forma lenticular típica. Nas bandas félsicas, o quartzo se encontra estirado e recristalizado e o plagioclásio apresenta estiramento e maclas deformacionais lenticulares (Figura 30E,F).

As microestruturas deformacionais e de recristalização, que afetam a trama ígnea dominante, geradas no metamorfismo cataclástico indicam temperaturas entre

400 e 700°C. As evidências de defeitos cristalinos dispersos ocorre nos grãos de quartzo na forma de extinção ondulante, ao passo que nas zonas de maior temperatura a fluência dos defeitos cristalinos gerada pela recuperação é evidenciada pela presença de subgrãos. Os grãos de quartzo estirados nos gnaisses tonalíticos blastomiloníticos (1-3 mm) apresentam em seu interior antigos subgrãos recristalizados (Figura 31A), diferenciando-se dos grãos reliquiares de quartzo alongado que apresentam extinção ondulante e poucos subgrãos e antigos subgrãos recristalizados (Figura 31B). A recristalização do quartzo ocorre tanto por RSG (Figura 31B), indicado pelos subgrãos recristalizados dentro do quartzo estirado (Figura 31A), com por MLG (500-700°C), onde os limites se encontram significativamente lobados (Figura 31C). Esses processos de recristalização indicam temperaturas entre 400 e 700°C. O plagioclásio por sua vez, apresenta extinção ondulante, maclas polissintéticas dobrada e maclas deformacionais, que indica a deformação plástica cristalina (Figura 31B). A recristalização é evidenciada por limites suturados e diminutos grãos nos bordos do relictos, produto do mecanismo de migração lenta do limite de grãos (BLG), que ocorre entre 450 e 600°C (Figura 31C). Nessas regiões estruturas núcleo e manto (*augen* envolvidos por matriz de grãos recristalizados) são comuns. Em zonas restritas de temperatura mais elevada (>600°C) e menor taxa de deformação, a fluência dos defeitos cristalinos torna-se generalizada no interior dos grãos permitindo a geração de subgrãos pelo processo de recuperação. Nessas zonas ocorre a recristalização por RSG (Figura 31F). Nas zonas de maior temperatura em que a taxa de deformação foi menor (quantidade de deformação em um dado tempo) ocorre, maneira muito restrita, a migração rápida do limite de grão (MLG). Na figura 31 observa-se dois antigos subgrãos de antigos subgrãos recristalizados por RSG e o início do processo de migração rápida de limites de grão (MLG) promovendo protuberâncias acentuadas. Os restritos limites retos evidenciam o processo de redução da área de limite de grão (RALG).

As microestruturas deformacionais e de recristalização, que afetam a trama ígnea dominante, geradas no metamorfismo cataclástico indicam temperaturas entre 400 e 700°C. As evidências de defeitos cristalinos dispersos ocorre nos grãos de quartzo na forma de extinção ondulante, ao passo que nas zonas de maior temperatura a fluência dos defeitos cristalinos gerada pela recuperação é evidenciada pela presença de subgrãos. Os grãos de quartzo estirados nos gnaisses tonalíticos blastomiloníticos (1-3 mm) apresentam em seu interior antigos subgrãos

recristalizados (Figura 31A), diferenciando-se dos grãos reliquiares de quartzo alongado que apresentam extinção ondulante e poucos subgrãos e antigos subgrãos recristalizados (Figura 31B). A recristalização do quartzo ocorre tanto por RSG (Figura 31B), indicado pelos subgrãos recristalizados dentro do quartzo estirado (Figura 31A), com por MLG (500-700°C), onde os limites se encontram significativamente lobados (Figura 31C). Esses processos de recristalização indicam temperaturas entre 400 e 700°C. O plagioclásio por sua vez, apresenta extinção ondulante, maclas polissintéticas dobrada e maclas deformacionais, que indica a deformação plástica cristalina (Figura 31B). A recristalização é evidenciada por limites suturados e diminutos grãos nos bordos do relictos, produto do mecanismo de migração lenta do limite de grãos (BLG), que ocorre entre 450 e 600°C (Figura 31C). Nessas regiões estruturas núcleo e manto (*augen* envolvidos por matriz de grãos recristalizados) são comuns. Em zonas restritas de temperatura mais elevada (>600°C) e menor taxa de deformação, a fluência dos defeitos cristalinos torna-se generalizada no interior dos grãos permitindo a geração de subgrãos pelo processo de recuperação. Nessas zonas ocorre a recristalização por RSG (Figura 31F). Nas zonas de maior temperatura em que a taxa de deformação foi menor (quantidade de deformação em um dado tempo) ocorre, maneira muito restrita, a migração rápida do limite de grão (MLG). Na figura 31 observa-se dois antigos subgrãos de antigos subgrãos recristalizados por RSG e o início do processo de migração rápida de limites de grão (MLG) promovendo protuberâncias acentuadas. Os restritos limites retos evidenciam o processo de redução da área de limite de grão (RALG).

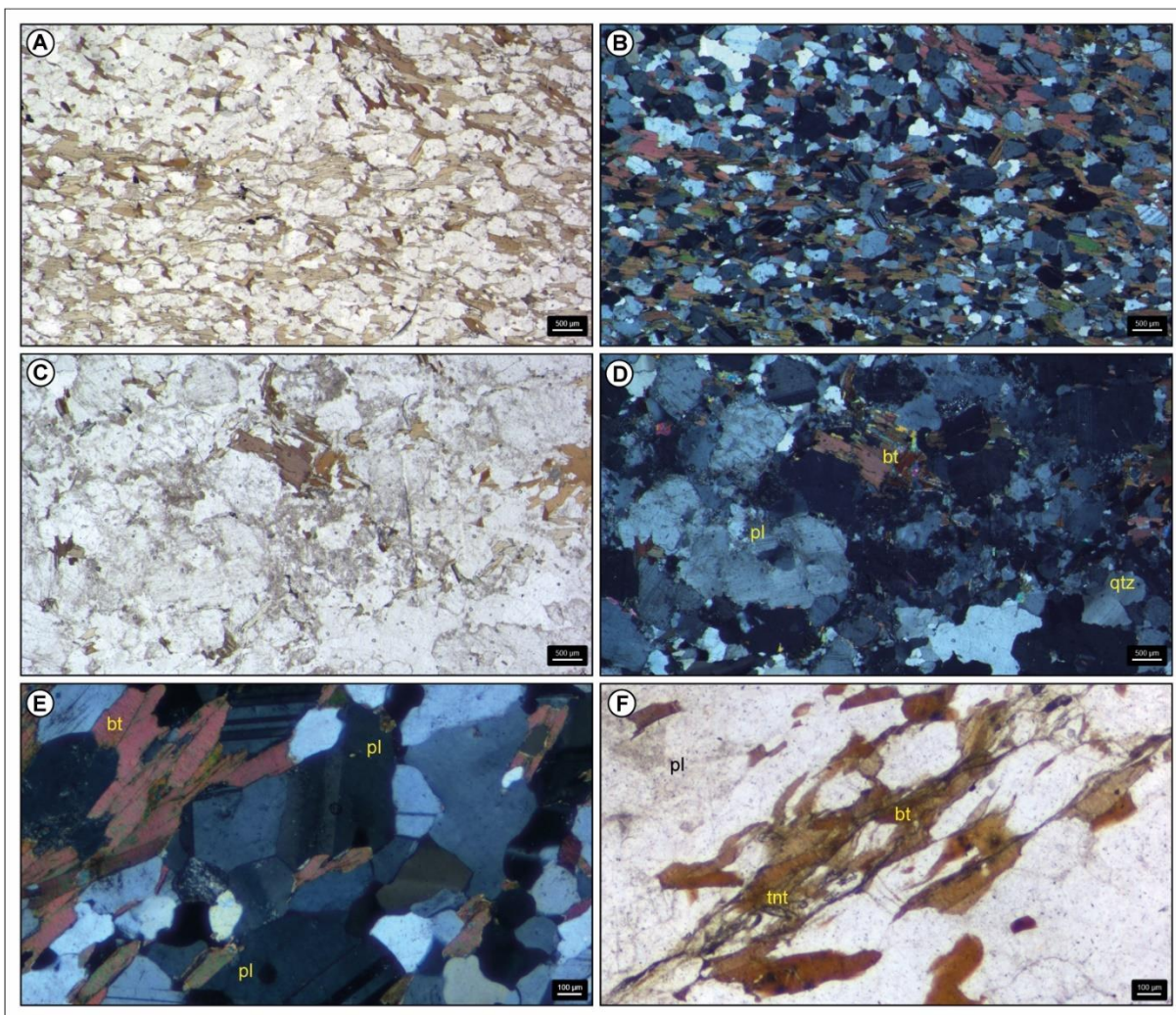


Figura 29: Metagranitoides Vila Nova (metatonalito protomilonítico). A) Foliação de forma no biotita tonalito foliado (ND); B) Mesma imagem anterior a NC; C) Trilhas finas de recristalização ao redor de relictos de plagioclásio (ND); D) Mesma imagem anterior a NC; E) Textura granoblástica poligonal com recristalização de quartzo e plagioclásio; F) Textura lepidoblástica com recristalização parcial da biotita por um agregado fino de muscovita, titanita e minerais opacos anédricos (ND). Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.

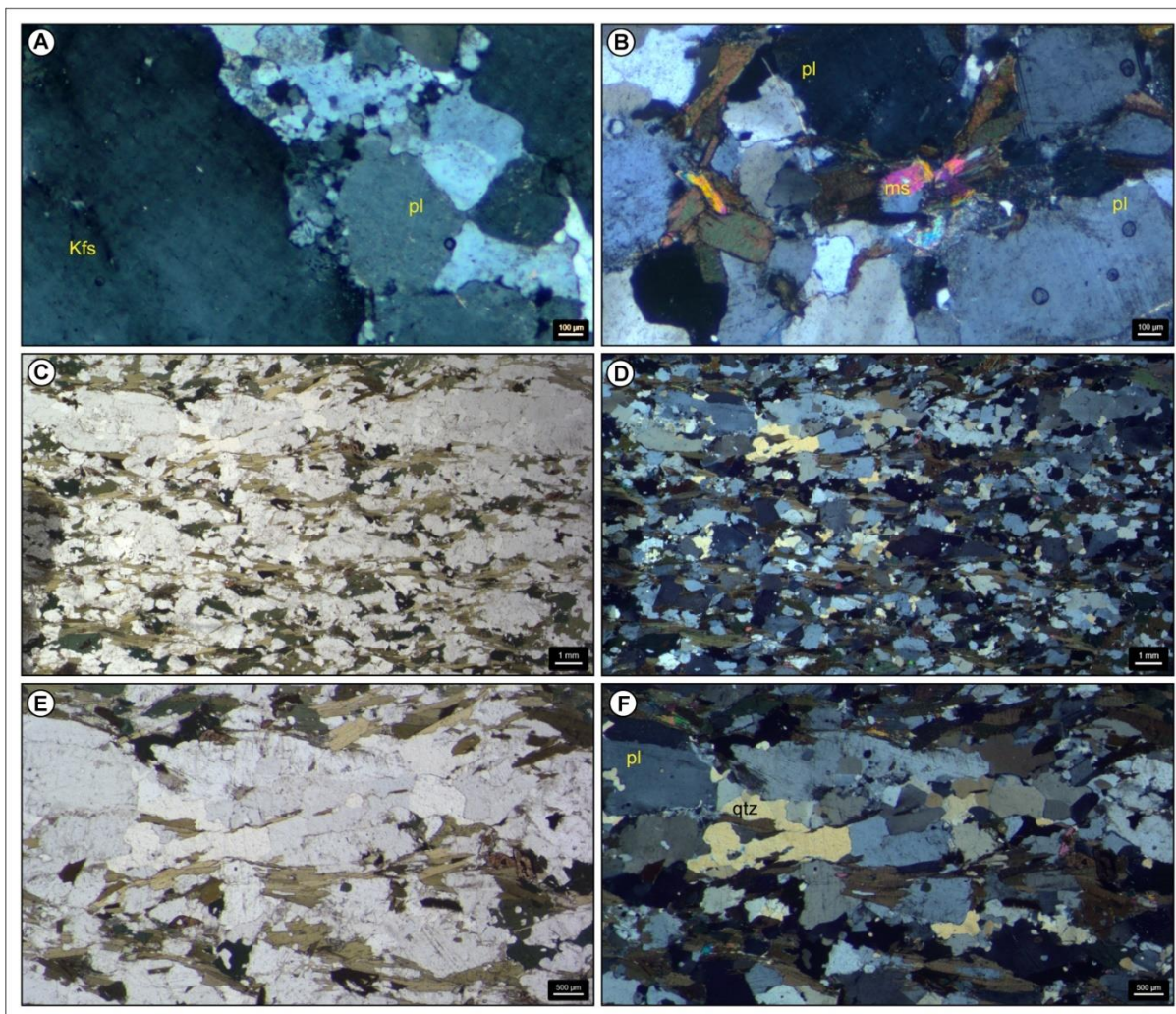


Figura 30: Metagranitoides Vila Nova (metatonalito blastomilonítico). A) Textura mirmequítica associada com trilhas de recristalização que envolvem os porfiroclastos de K-feldspato em tonalitos miloníticos; B) Muscovita com textura decussada crescendo sobre a biotita; C) Bandamento de segregação metamórfica em tonalito blastomilonítico a ND. Notar injeção de trondhjemito na porção superior da imagem; D) Mesma imagem anterior em NC; E) Detalhe da imagem anterior destacando a injeção de trondhjemito com quartzo alongado. Grãos de plagioclásio e quartzo estirados em tonalito blastomilonítico a ND; F) Mesma imagem anterior em NC. Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.

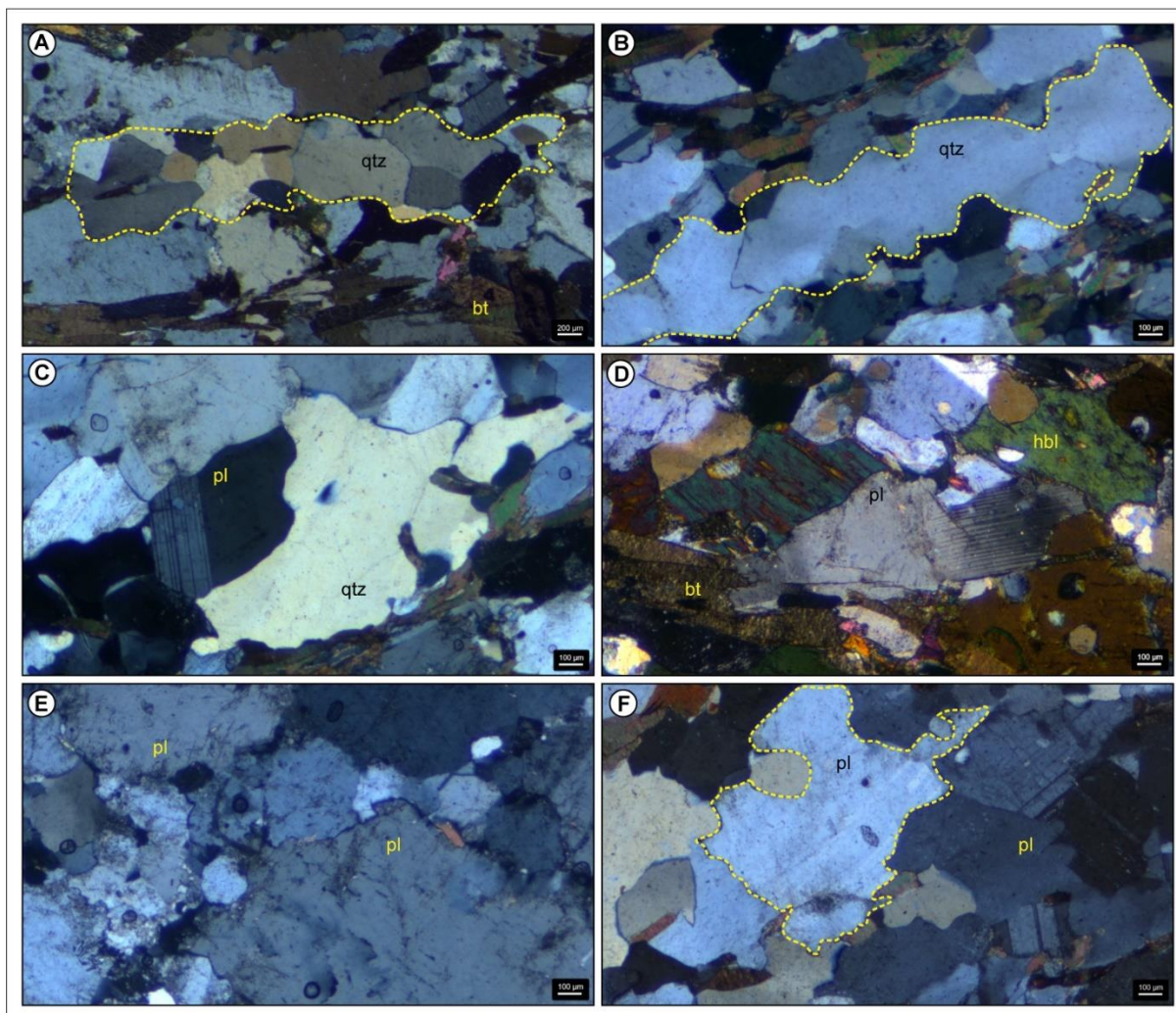


Figura 31: Metagranitoides Vila Nova (metatonalito milonítico). A) Quartzo estirado e recristalizado em tonalito blastomilonítico (NC); B) Quartzo ígneo alongado dividido em subgrãos em tonalito protomilonítico (NC); C) Quartzo com recristalização por MLG em tonalito milonítico; D) Plagioclásio com macla deformacional em tonalito blastomilonítico; E) Plagioclásio com recristalização por BLG em tonalito milonítico, em que diminutos grãos com tamanho entre 0,05 e 0,1 mm ocorrem ao longo das bordas suturadas; F) Antigo subgrão de plagioclásio recristalizado por RSG iniciando o processo de MLG. Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.

Metagranodiorito

Os metagranodioritos apresentam foliação de forma dominante marcada pela orientação de biotita e de cristais prismáticos de plagioclásio e K-feldspato, e do quartzo alongado (Figura 32A,B). A trama ígnea é dominante e a principal textura é porfírica caracterizada por megacristais de K-feldspato (2 a 6 mm) envolvidos por uma matriz com textura equigranular hipidiomórfica média constituída por quartzo (0,5-2 mm), plagioclásio, K-feldspato e biotita (0,3-1,2 mm) (Figura 32E,F). Os plagioclásio tem forma prismática euédrica a subédrica e tamanhos entre 0,5 e 1,5 mm. Apresentam zonação composicional e macla polissintética (Figura 32F). O K-feldspato

apresenta forma prismática e tamanhos 0,4 e 1,0 mm, com macla xadrez e inclusões de plagioclásio e biotita (Figura 32F). O quartzo tem forma alongada e comumente está deformado com formação de subgrãos e extinção ondulante. A biotita apresenta cristais lamelares ígneos sem feições de deformação e cristais estirados constituindo a biotita *fish*. A ordem de cristalização, observada a partir dos minerais ígneos, é caracterizada pela cristalização inicial dos minerais acessórios como zircão, apatita, magnetita euédrica, seguida pela cristalização do plagioclásio, da titanita, da biotita e da allanita, finalizando com a formação do K-feldspato e do quartzo.

Paralela a foliação de forma ocorre uma foliação milonítica caracterizada pela deformação e estiramento do quartzo e da biotita *fish*, e pela matriz recristalizada fina que envolve os porfiroclastos de feldspatos (Figura 32C,D). Essa trama é caracterizada pela recristalização do quartzo e formação da textura granoblástica poligonal e interlobada inequigranular fina a média (0,06-0,3 mm), que também se forma, de modo mais subordinado, ao longo dos limites do plagioclásio e do K-feldspato (Figura 33A,B). Os agregados de biotita são substituídos parcialmente por uma trilha fina marcada por agregados de novos cristais diminutos de biotita com textura lepidoblástica fina a média (0,05-0,08 mm), acompanhados por epidoto, muscovita, titanita e minerais opacos anédricos (Figura 33C,D). A recristalização da biotita também gera porfiroblastos de epidoto prismático idioblástico (Figura 33C). A textura mirmequítica ocorre ao longo das faces de cristais reliquiares de K-feldspato, como trilhas de recristalização, indicando temperaturas entre 450 e 600°C (Figura 33E). Muscovita com textura decussada (Figura 33F) pode indicar o metamorfismo de contato do Granito São Sepé (Figura 30C).

As microestruturas deformacionais e de recristalização que afetam a trama ígnea, foram geradas por metamorfismo cataclástico e indicam temperaturas entre 400 e 600°C. As evidências deformacionais no quartzo compreendem a extinção ondulante e formação de lamelas de deformação. Os subgrãos de quartzo evidenciam o processo de recuperação. A presença de extinção ondulante, poucos subgrãos e raros subgrãos antigos recristalizados evidenciam que o quartzo alongado é de origem ígnea, diferenciando do quartzo estirado que é formado por subgrãos antigos recristalizados por rotação de subgrãos durante o estiramento (400-500°C) (Figura 34A). Nas zonas de maior temperatura observa-se que a migração do limite de grãos (MLG) ocorreu no limite dos antigos subgrãos recristalizados, sugerindo temperaturas entre 500 e 600°C (Figura 34B). A feição de deformação mais expressiva no

plagioclásio é a macla deformacional (Figura 34C). Em temperaturas entre 550°C a recrystalização no plagioclásio ocorre localizada nas bordas dos grãos pelo processo de *bulging* (Figura 34C,D). Nessas situações grãos de plagioclásio e quartzo ao redor dos porfiroclastos, geram a estrutura núcleo-manto (Figura 34D). Em temperaturas mais elevadas (600°C) as fluências dos defeitos cristalinos adentram para o interior dos cristais possibilitando a formação de subgrãos, que conforme o aumento da temperatura e a continuação da deformação recrystalizam pelo processo de rotação de subgrão (Figura 34E). Esses antigos subgrãos, com o aumento da temperatura (>600°C), em zonas muito restritas, recrystalizam por migração do limite de grãos (Figura 34F). Note que nessa situação de elevada temperatura, a deformação continua operando, observada pela formação de maclas deformacionais lenticulares nos grãos de plagioclásio (Figura 34F).

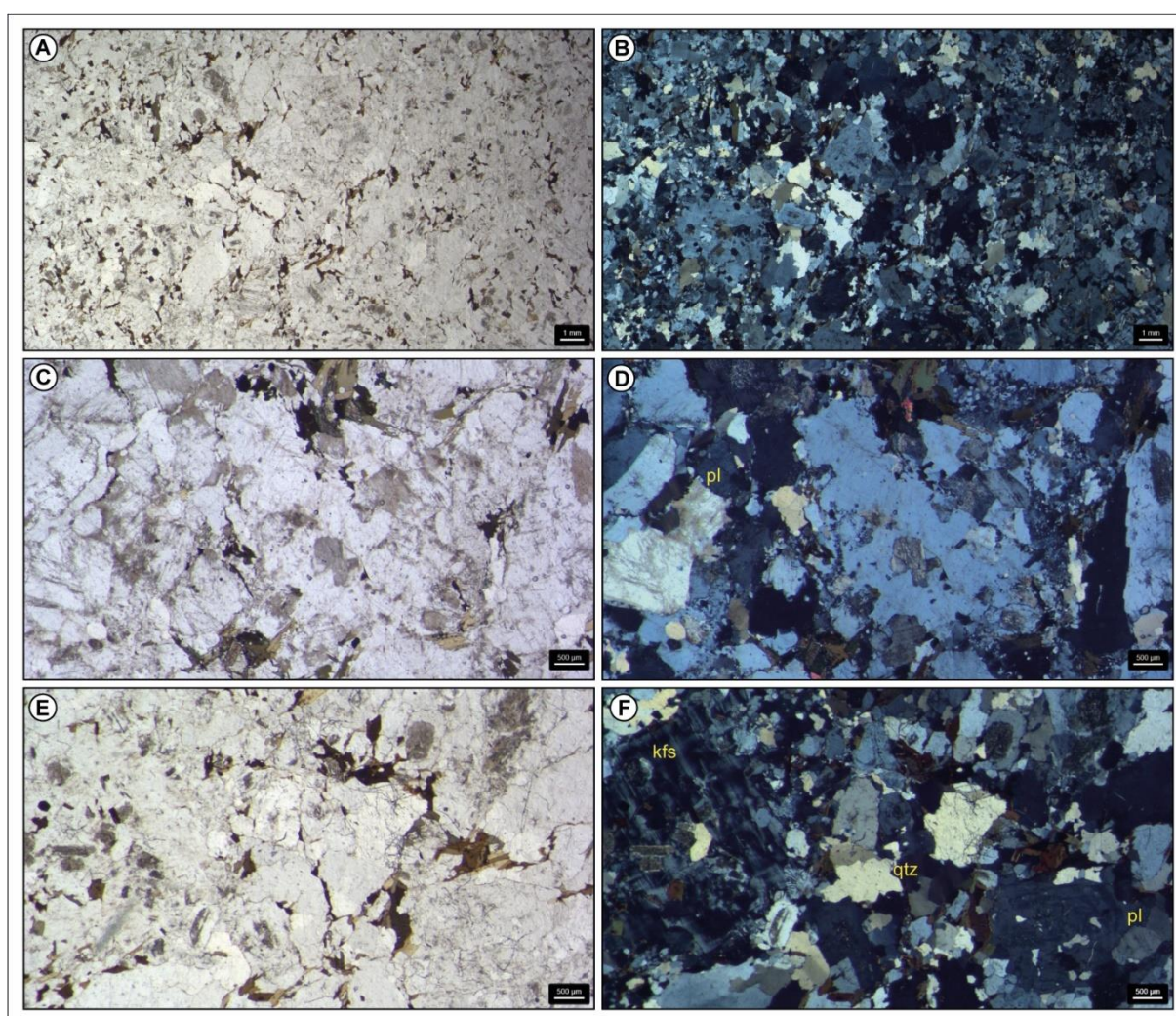


Figura 32: Metagranitoides Vila Nova (metagranodiorito protomilonítico). A) Granodiorito porfírico protomilonítico com foliação de forma paralela a foliação milonítica (ND); B) Mesma imagem anterior a NC; C) Trilhas de recrystalização ao longo dos limites de cristais de plagioclásio e K-feldspato em

granodiorito porfírico protomilonítico (ND), D) Mesma imagem anterior a NC; E) Detalhe da trama ígnea composta por megacristais prismáticos de K-feldspato, quartzo anédrico e cristais prismáticos de plagioclásio com zonação composicional, F) Mesma imagem anterior a NC. Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.

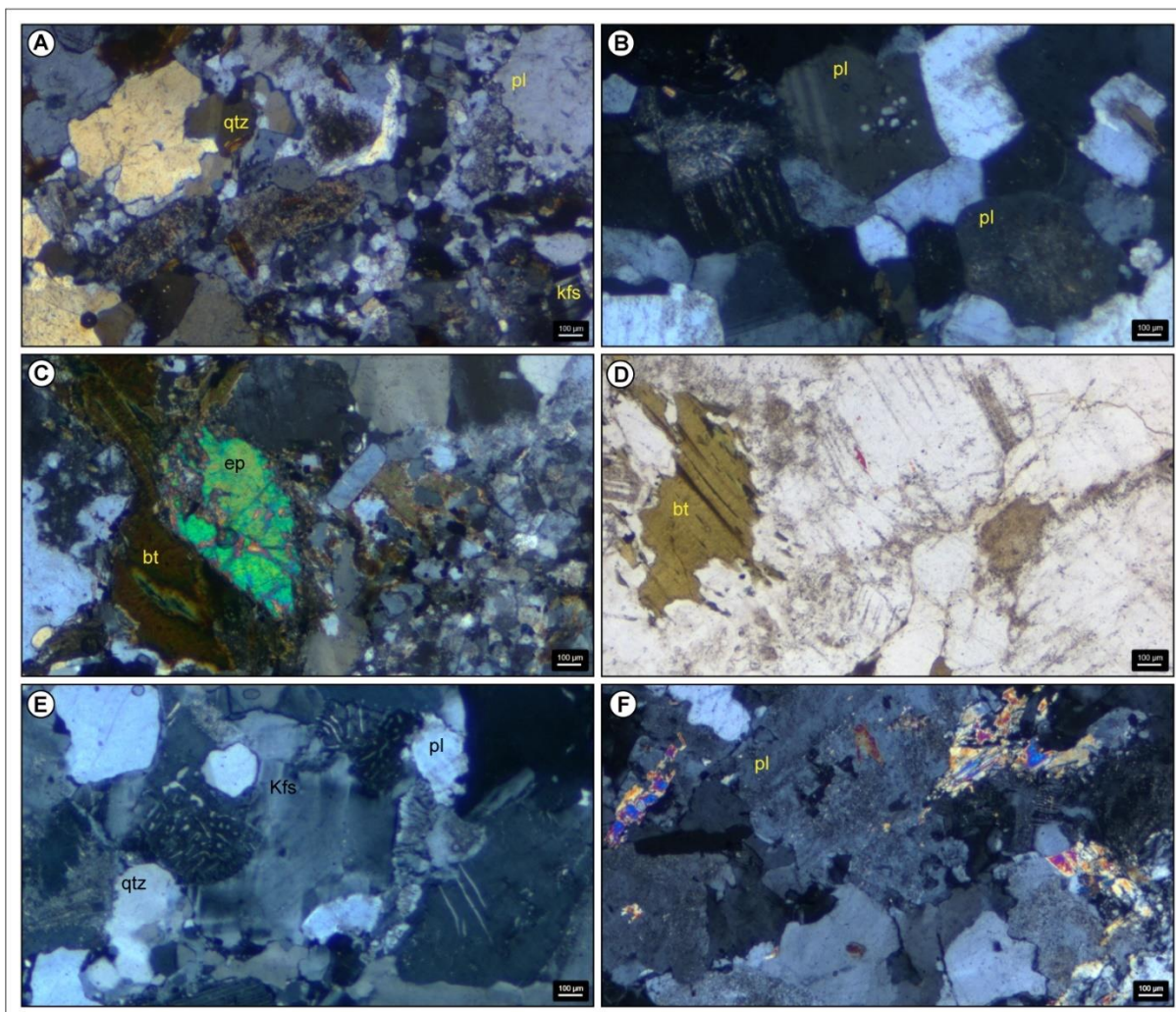


Figura 33: Metagranitoides Vila Nova (metagranodiorito protomilonítico). A) Textura granoblástica poligonal equigranular fina composta por trilhas de recristalização de plagioclásio e quartzo dos limites dos porfiroclastos (NC); B) Detalhe da textura granoblástica poligonal média composta por plagioclásio e quartzo; C) Biotita ígnea com agregados metamórficos finos de biotita e de opacos anédricos com porfiroblasto idiomórfico de epidoto (NC); D) Mesma imagem anterior em ND; E) Textura mirrequeítica ao longo da foliação milonítica, no contato entre plagioclásio e K-feldspato (NC); F) Textura decussada em muscovita (NC). Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.

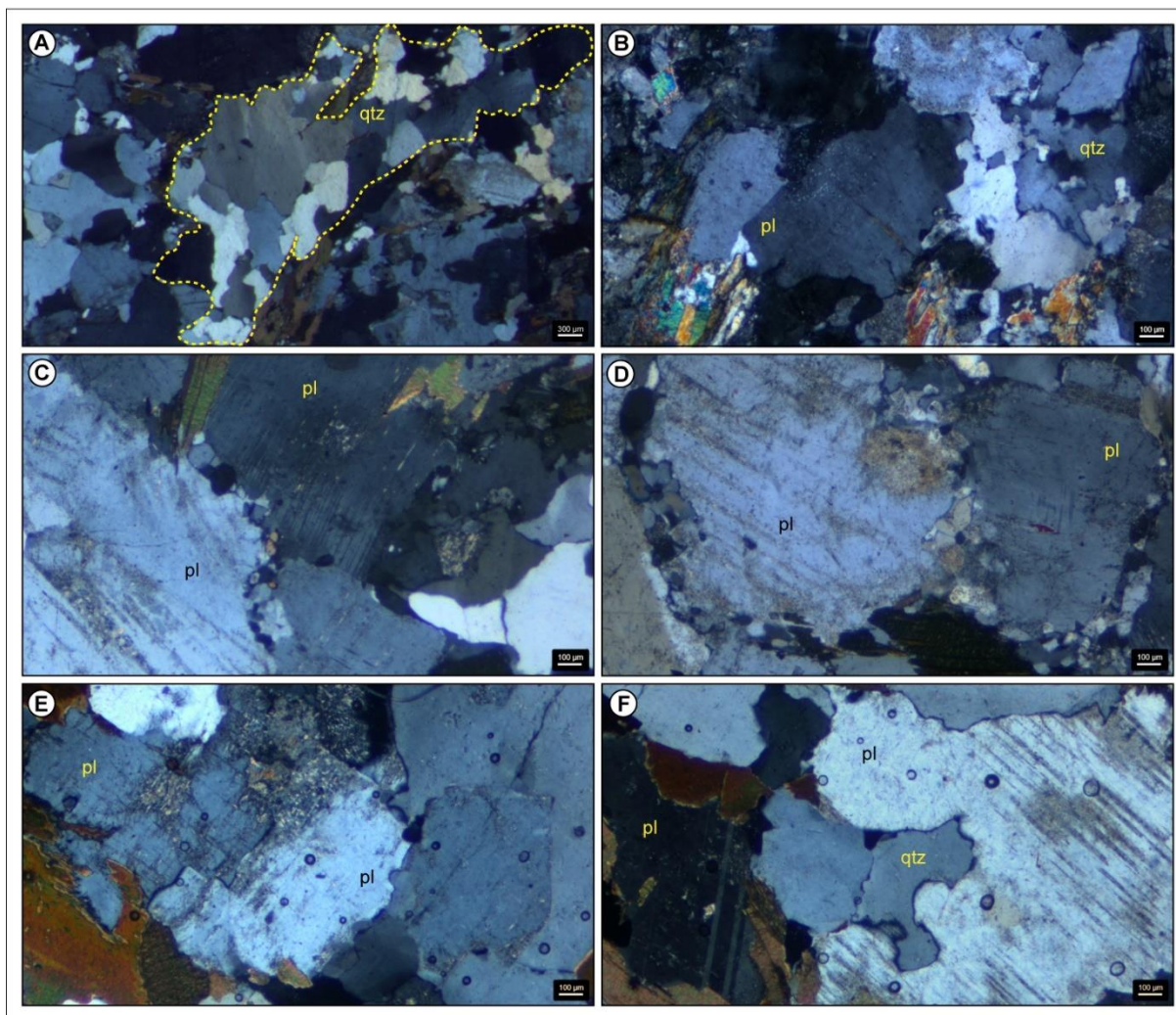


Figura 34: Metagranitoides Vila Nova (metagranodiorito protomilonítico). A) Quartzo estirado com antigos subgrãos recrystalizados por RSG (NC); B) Cristais reliquiares de plagioclásio com recrystalização por *bulging* (NC); C) Plagioclásio reliquiar com zonação composicional e limites suturados; D) Plagioclásio com estrutura manto/núcleo com limites suturados e pequenos grãos ao longo das bordas, típico da recrystalização por BLG; E) Plagioclásio com recrystalização por *bulging* (NC); F) Plagioclásio reliquiar com deformação das maclas e com limites interlobados devido a recrystalização incipiente por MLG e maclas deformacionais no pl (NC). Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.

Metadiorito

A principal estrutura dos metadioritos é uma foliação de forma marcada pela orientação de agregados de hornblenda e biotita e de cristais de plagioclásio prismáticos (Figura 35A,B). A principal textura é equigranular hipidiomórfica fina (0,1-0,8 mm) caracterizada por uma trama dominada por agregados orientados de hornblenda e biotita (M' 40-85) com espaços intersticiais ocupados por cristais de plagioclásio em forma de prismas curtos e subédricos (0,2-0,7 mm) com zonação composicional normal e macla polissintética (Figura 35D,E). A biotita tem forma

lamelar subédrica e tamanhos entre 0,2 a 0,7 mm, ocorre como cristais intersticiais e em agregados. (Figura 35F). A hornblenda tem forma de prismas alongados e macla lamelar, ocorrendo em agregados associada a biotita, e como cristais intersticiais (Figura 35F). A ordem de cristalização indicada pelas relações de inclusão e euedria indicam a formação inicial dos minerais acessórios como zircão e apatita, seguidos com a cristalização da hornblenda e biotita, acompanhados pela cristalização de allanita, e simultâneas com o plagioclásio (Figura 36A).

A biotita e a hornblenda apresentam recristalização para agregados finos com textura lepidoblástica e nematoblástica fina (0,02-0,04 mm), constituídos respectivamente, por agregados de biotita fina com muscovita, titanita e minerais opacos anédricos, e de hornblenda fina com prismas de epidoto e magnetita anédrica (Figura 36A).

A foliação de forma é concordante com a forma dos corpos de metadioritos. Disposta de modo paralelo ou subparalelo a foliação magmática foi identificada uma foliação milonítica marcada pelo estiramento incipiente do plagioclásio e pela formação de hornblenda (Fig. 36A) e biotita *fish* (Figura 35C,D).

As microestruturas deformacionais e de recristalização que afetaram a trama ígnea dominante foram geradas pelo metamorfismo cataclástico em condições de temperatura entre 500 e 600-650°C. A deformação plástica do plagioclásio é marcada pelo encurvamento da geminação polissintética (Figura 36B), e da biotita pelas bandas de torção (*kink bands*) e, junto com a hornblenda, pela formação da feição *fish* (Figura 36A,C). Os relictos de plagioclásio apresentam, de forma dominante, limites com pequenas protuberâncias e com diminutos grãos recristalizados, indicando temperaturas entre 400 e 500°C e mecanismos de recristalização do tipo *bulging* (Figura 36D). Não há geração de estrutura núcleo-manto como nos termos graníticos dos MVN. De maneira localizada, ocorrem subgrãos de plagioclásio, indicando a formação de subgrãos e as condições dúcteis da deformação. O alinhamento dos defeitos cristalinos gerado pelo processo de recuperação subdivide os grãos, como observado no grão de plagioclásio estirado da Figura 36E e no grão localizado na porção direita superior da Figura 36F. A recristalização por rotação de subgrão ocorre de maneira localizada como observado na Figura 36F, sugerindo temperaturas acima de 600°C. A migração rápida do limite de grão (MLG) ocorre de maneira muito incipiente, indicado nas protuberâncias acentuadas do plagioclásio estirado (Figura 36E).

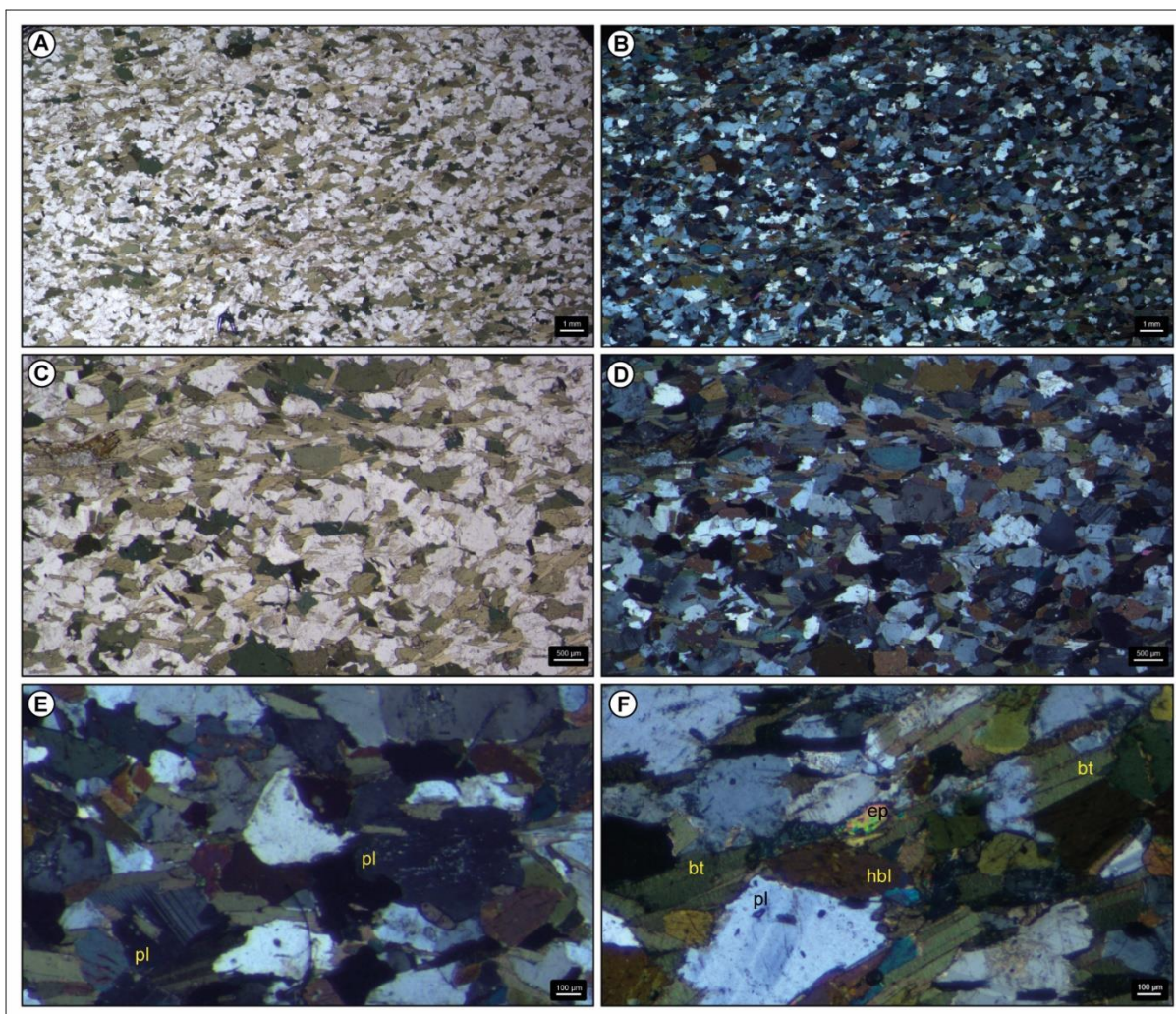


Figura 35: Metagranitoides Vila Nova (metadioritos protomiloníticos). A) Foliação de forma marcada por orientação dos minerais máficos (ND); B) Mesma imagem anterior a NC; C) Detalhe da imagem anterior destacando a foliação de forma subparalela a foliação milonítica observada pela biotita *fish* e pelo quartzo estirado (ND); D) Mesma imagem anterior a NC; E) Plagioclásio com zonação composicional, indicada por núcleos sericitizados (NC); F) Biotita *fish* incipiente com recristalização parcial para epidoto e biotita fina. Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.

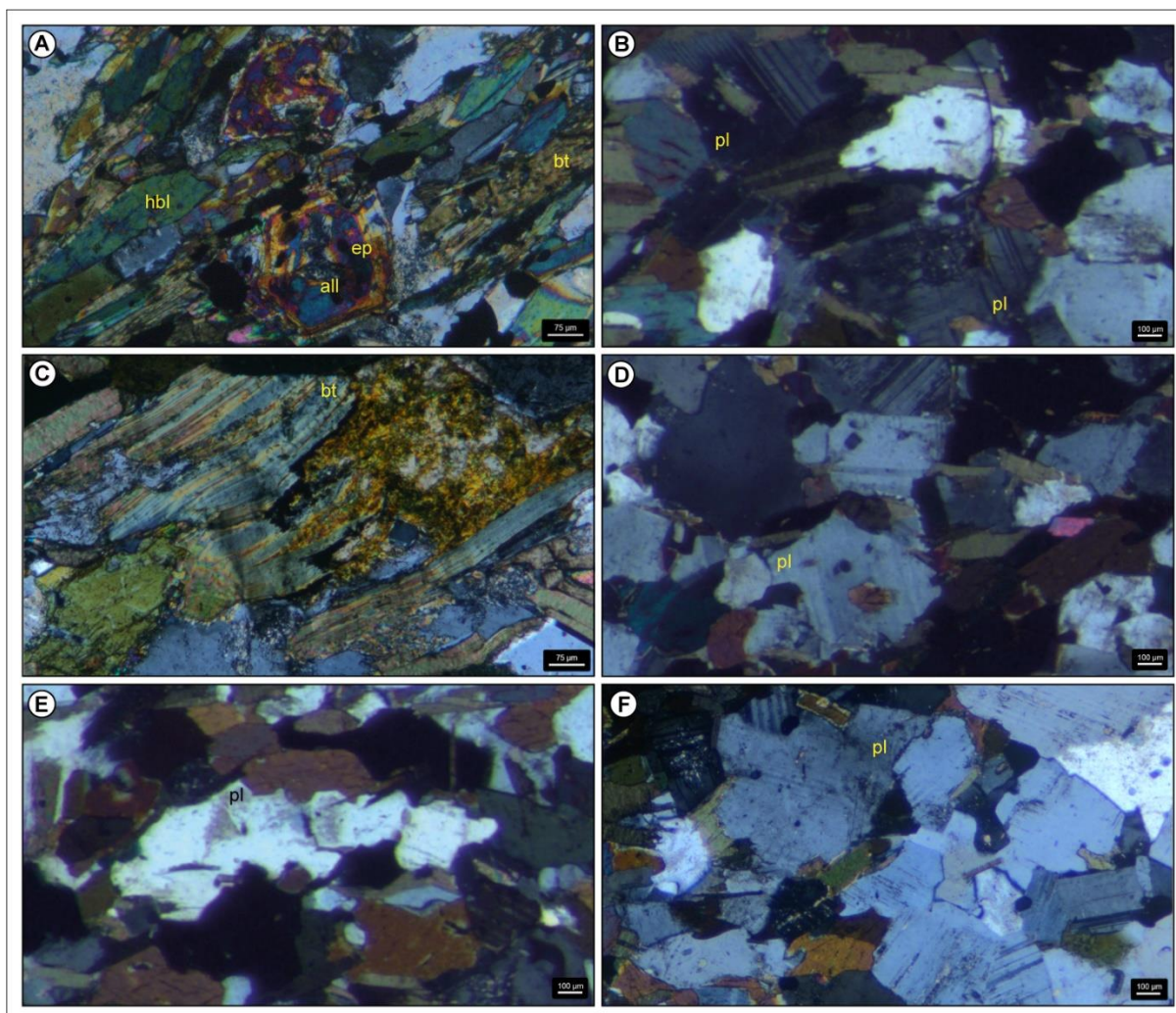


Figura 36: Metagranitoides Vila Nova (metadioritos protomiloníticos). A) Biotita e hornblenda *fish* envoltas por agregados finos de biotita fina, muscovita e clorita marcando a foliação protomilonítica (NC); B) Cristais de plagioclásio com formas prismáticas e com inclusão de biotita e zonação composicional (NC); C) Biotita com bandas de torção (*kink bands*) e recristalização nos bordos para muscovita (NC); D) Textura equigranular hipidiomórfica. O plagioclásio mostra incipiente recristalização por BLG evidenciada por pequenas protuberâncias nas bordas dos grãos (NC); E) Grão de plagioclásio estirado com subgrãos (NC); F) Plagioclásio com recristalização por RSG (NC). Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.

Metaquartzo dioritos

Os metaquartzo dioritos apresentam foliação de forma marcada pela orientação de biotita, hornblenda e plagioclásio (Figura 37A,B,C,D). Uma foliação milonítica, marcada pelo estiramento de biotita (*fish*) e hornblenda de plagioclásio e presença, ocorre paralela a foliação ígnea. A textura principal é equigranular hipidiomórfica fina a média (0,7-1,5 mm), definida por cristais de plagioclásio, biotita e hornblenda com formas prismáticas subédricas a euédricas. Os cristais de plagioclásio (0,3-1,5 mm) têm formas ripiformes e euédricas, com macla polissintética e zonação composicional

normal marcada por núcleos sericitizados (Figura 37E,F). O quartzo é subordinado e ocorre de modo intersticial, com forma anédrica (0,2-0,5 mm) (Figura 37E,F). A biotita é o principal mineral máfico, com tamanhos entre 0,2 e 0,5 mm, ocorre na forma de agregados orientados junto com a hornblenda. Quando deformada adquire forma de biotita *fish* (Figura 38A). Os cristais de hornblenda são prismáticos e euédricos, variando de 0,2 a 0,8 mm, ocorrendo associados com a biotita em agregados marcando a foliação principal (Figura 38B). A ordem de cristalização observada a partir das relações de inclusão, indica a cristalização inicial de minerais acessórios como zircão, apatita, seguida pela cristalização da titanita, da hornblenda e da biotita, acompanhados pela allanita e do plagioclásio. Por fim, ocorre a cristalização do quartzo intersticial e anédrico. A trama metamórfica é caracterizada pela recristalização de agregados de biotita e hornblenda, constituindo uma textura lepidoblástica e nematoblástica fina (0,04-0,08 mm), compostas por agregados de biotita e muscovita fina, acompanhadas por epidoto, titanita e minerais opacos alongados e anédricos (Figura 38 B,C).

As microestruturas deformacionais e de recristalização que afetaram a trama ígnea foram afetadas por um evento de metamorfismo cataclástico, indicam temperaturas entre 500 e 650°C. O quartzo apresenta subgrãos evidenciando o processo de recuperação durante a deformação. Os limites interlobados indicam recristalização por migração rápida do limite de grãos que ocorre em temperaturas de 500 a 700°C (Figura 38D). As evidências de deformação dúctil no plagioclásio são o encurvamento da macla polissintética e a formação de subgrãos com limites interlobados (Figura 38E). De modo dominante, a recristalização é incipiente ocorre nas bordas dos cristais pelo processo de BLG (Figura 38F), sugerindo temperaturas entre 550-600°C. No entanto, em maiores temperaturas ocorre o surgimento de subgrãos que posteriormente recristalizam pela rotação de subgrãos (Figura 38C,D,E).

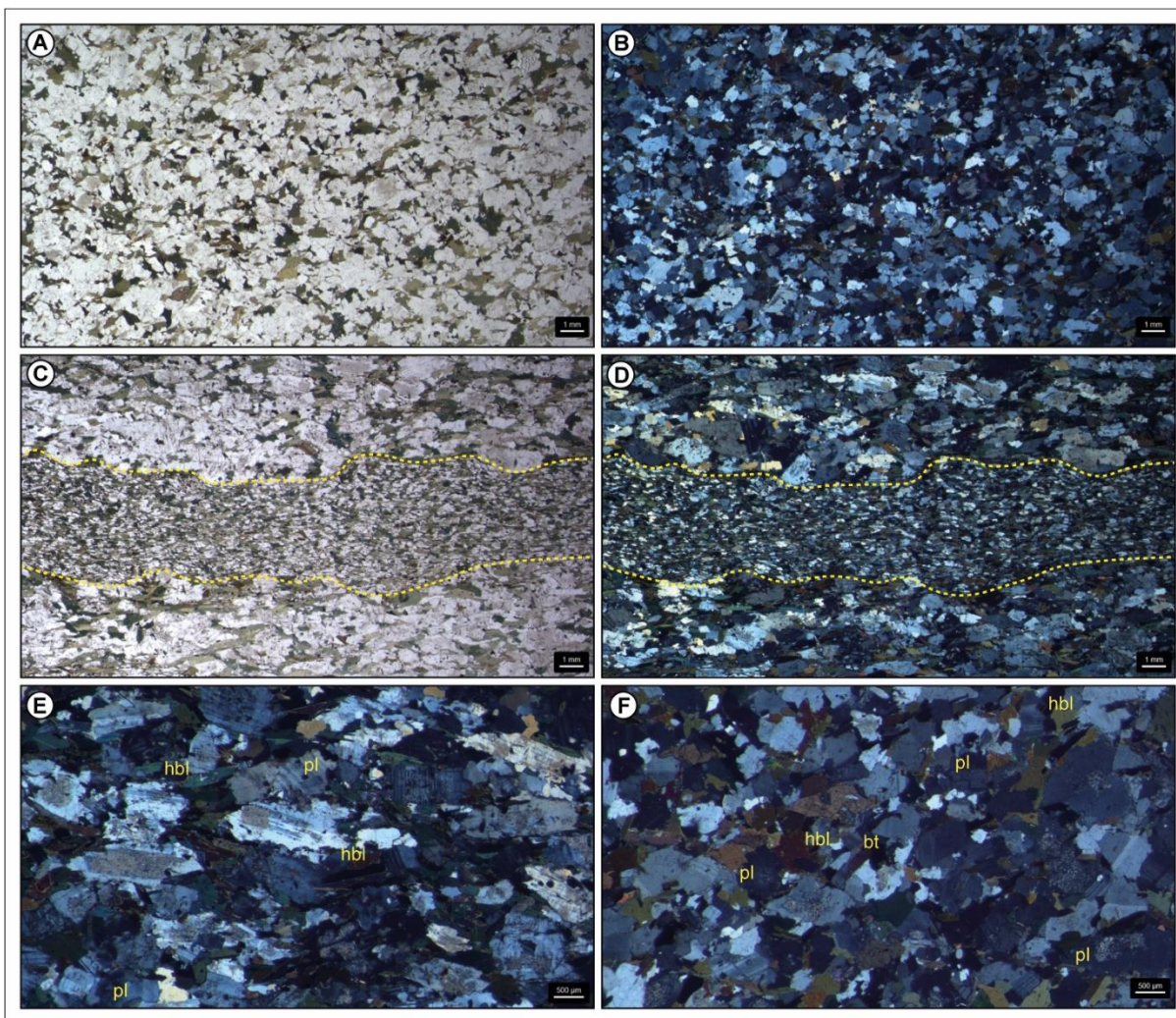


Figura 37: Metagranitoides Vila Nova (metaquartzo dioritos protomiloníticos). A) Foliação de forma com orientação dos minerais máficos (ND); B) Mesma imagem anterior em NC; C) Foliação de forma em metaquartzo diorito com injeção de microdiorito muito fino na porção central (linha tracejada amarela) (ND); D) Mesma imagem anterior em NC; E) Foliação de forma marcada por cristais ripiformes de plagioclásio com macla polissintética e zonação composicional; F) Foliação de forma marcada por orientação de biotita e hornblenda e por quartzo alongado (NC). Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.

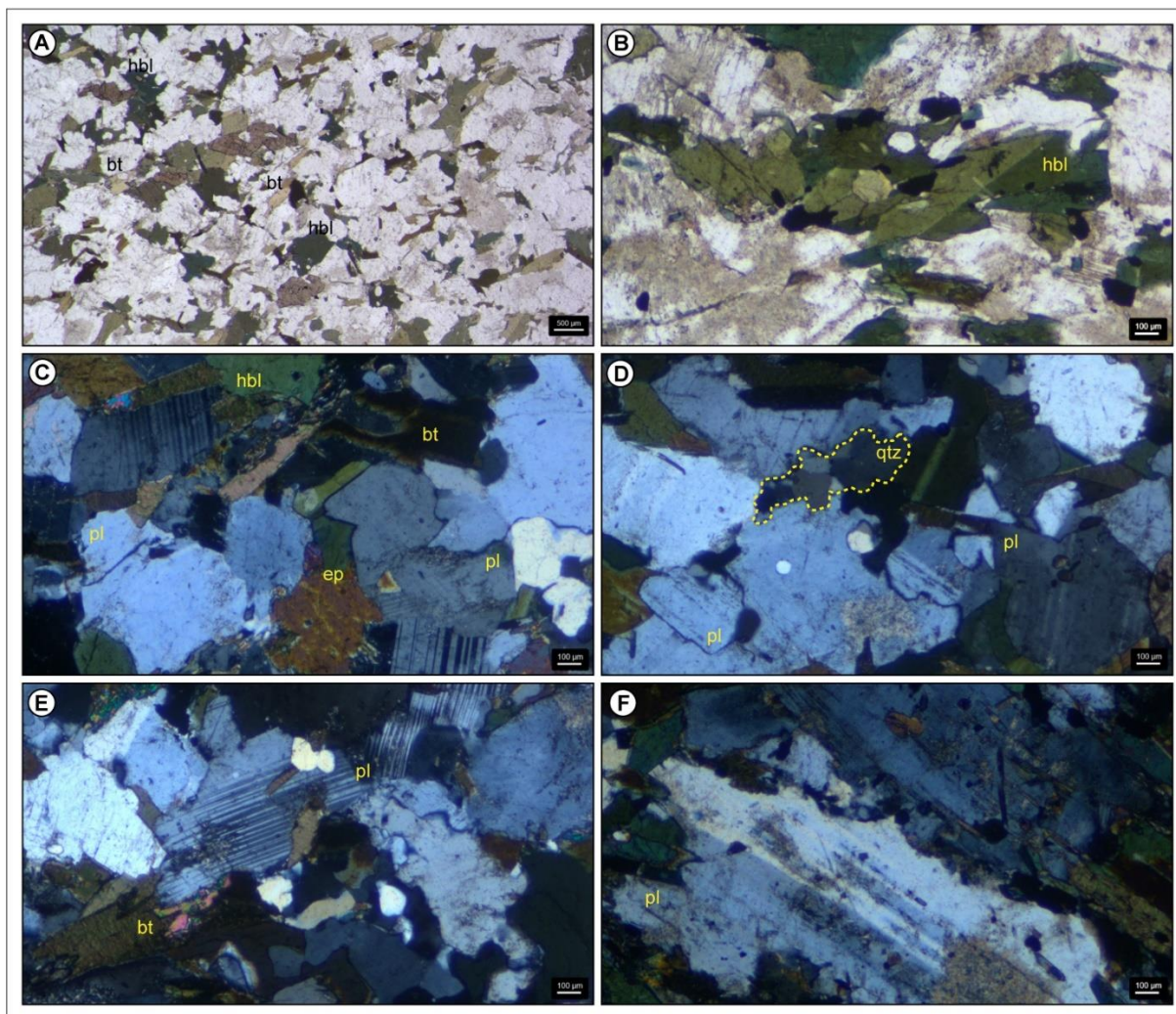


Figura 38: Metagranitoides Vila Nova (metaquartzo dioritos protomiloníticos). A) Textura equigranular hipidiomórfica média (ND); B) Agregados de cristais de hornblenda subédricos com inclusões de apatita e minerais opacos (ND); C) Detalhe da textura equigranular com formação incipiente de epidoto sobre biotita e recristalização parcial do quartzo intersticial (NC); D) Quartzo com subgrãos e limites interlobados (MLG) e plagioclásio com subgrãos e grãos recristalizados (RSG e MLG) (NC); E) Plagioclásio deformado com encurvamento de maclas e subgrãos e localmente recristalizados em novos grãos muito finos (RSG e MLG) (NC); F) Plagioclásio ripiforme com recristalização incipiente por BLG (NC). Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.

Metamonzogranitos

Os metamonzogranitos apresentam foliação de forma marcada pela orientação da biotita e de megacristais de K-feldspato, e pelo alongamento do quartzo (Figura 39A,B). A textura principal é porfírica com megacristais de K-feldspato subédricos e prismáticos com tamanhos entre 1 e 2 cm, envoltos por uma matriz com textura equigranular hipidiomórfica média com plagioclásio, biotita e quartzo. O K-feldspato têm forma prismática e tamanhos entre 2 e 7 mm, com inclusões de plagioclásio e biotita (Figura 39E,F). O plagioclásio tem forma prismática com (0,7- 2,5 mm), macla

polissintética e zonação composicional (Figura 39E,F). A biotita variando de 0,4 a 1,3 mm e ocorre na forma de agregados de cristais subédricos e intersticiais (Figuras 39E e 40A). A hornblenda é rara, tem forma prismática e subédrica com tamanhos entre 0,5 e 1,5 mm, ocorrendo associada com os agregados de biotita marcando a foliação de forma (Figura 39E). A ordem de cristalização definida pelas relações de inclusão é caracterizada pela cristalização inicial de zircão e apatita, seguida pela cristalização de plagioclásio, biotita, acompanhados pela formação da allanita e da titanita, finalizando com a cristalização do K-feldspato e do quartzo.

Subparalela a foliação magmática foi observada uma foliação milonítica caracterizada pelo estiramento de grãos de quartzo e pela deformação da biotita (*fish*) (Figura 39A,B,C,D). A trama metamórfica é caracterizada pela textura lepidoblástica fina a média (0,05-0,08 mm) marcada pela recristalização de agregados finos de biotita (Figura 40B) acompanhada por titanita, epidoto e minerais opacos anédricos. A textura granoblástica é gerada de modo muito incipiente nas bordas dos cristais de K-feldspato gerando diminutos e esparsos grãos (0,02-0,04 mm). A textura mirmequítica é abundante ocorrendo ao longo da foliação milonítica (Figuras 39D,F e 40C). Muscovita com textura decussada indicam uma cristalização posterior sobre efeito do metamorfismo de contato do Granito Ramada.

As microestruturas deformacionais e de recristalização, que afetam a trama ígnea dominante, geradas no metamorfismo cataclástico, indicam temperaturas entre 450 e 600°C. O quartzo ocorre deformado com extinção ondulante e lamelas de deformação e formação de subgrãos (Figura 40D). O quartzo recristaliza por migração rápida do limite de grãos (MLG), indicando temperaturas entre 500 e 600°C. O K-feldspato apresenta pequenas protuberâncias e diminutos grãos recristalizados limitados aos bordos dos grãos, sugerindo o processo de recristalização por *bulging* (450-600°C). O processo de rotação de subgrãos ocorre de maneira muito restrita, indicando temperatura próxima a 600°C.

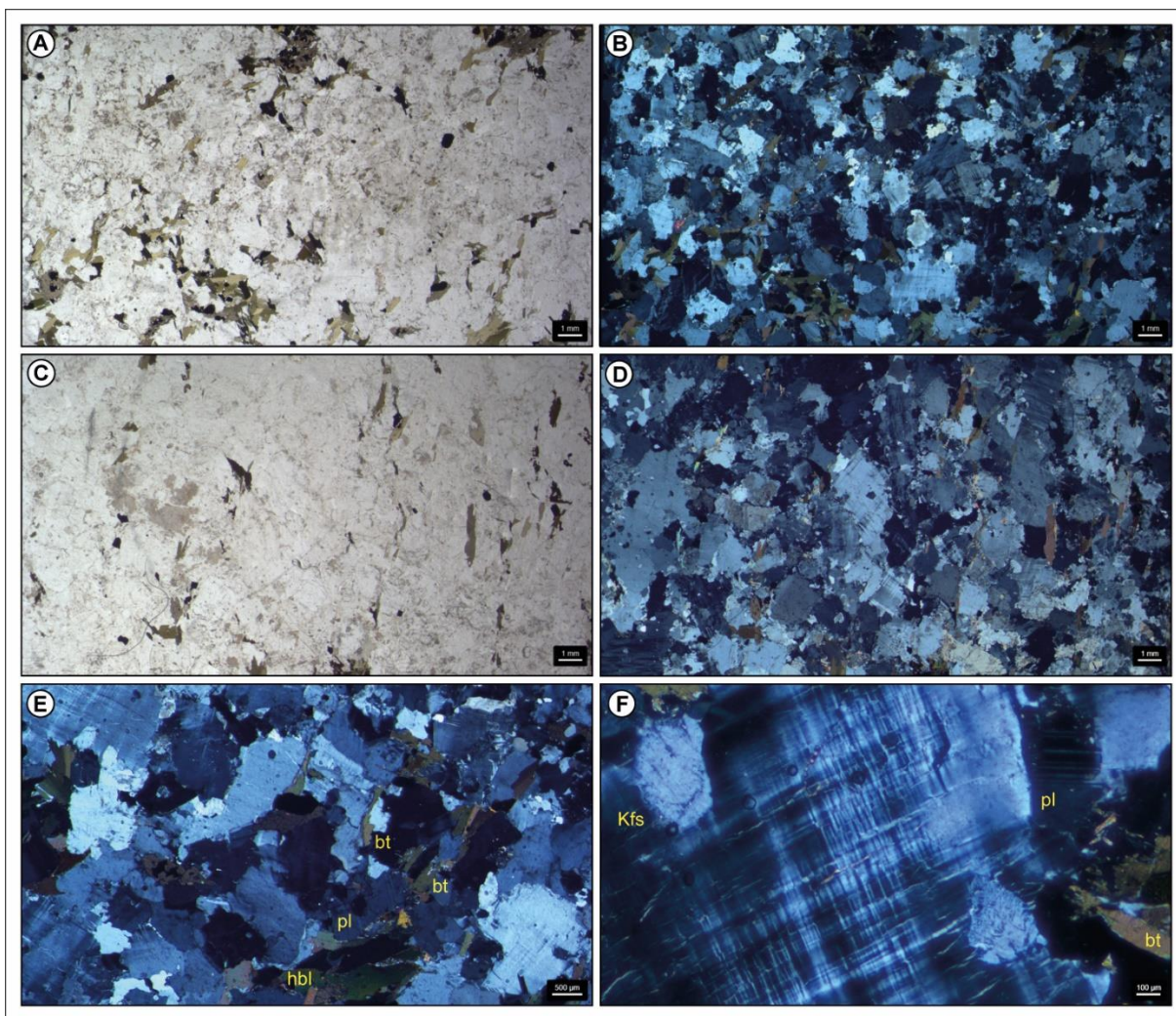


Figura 39: Metagranitoides Vila Nova (metamonzogranitos protomiloníticos). A) Textura equigranular hipidiomórfica média (ND); B) Mesma imagem em NC; C) Foliação de forma paralela a foliação milonítica marcada pelo estiramento de quartzo e K-feldspato e por biotita *fish* (ND); D) Mesma imagem em NC; E) Foliação de forma com orientação de agregados de biotita e hornblenda (NC); F) Detalhe de K-feldspato em contato com o plagioclásio formando a textura mirmequítica por deformação (NC). Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.

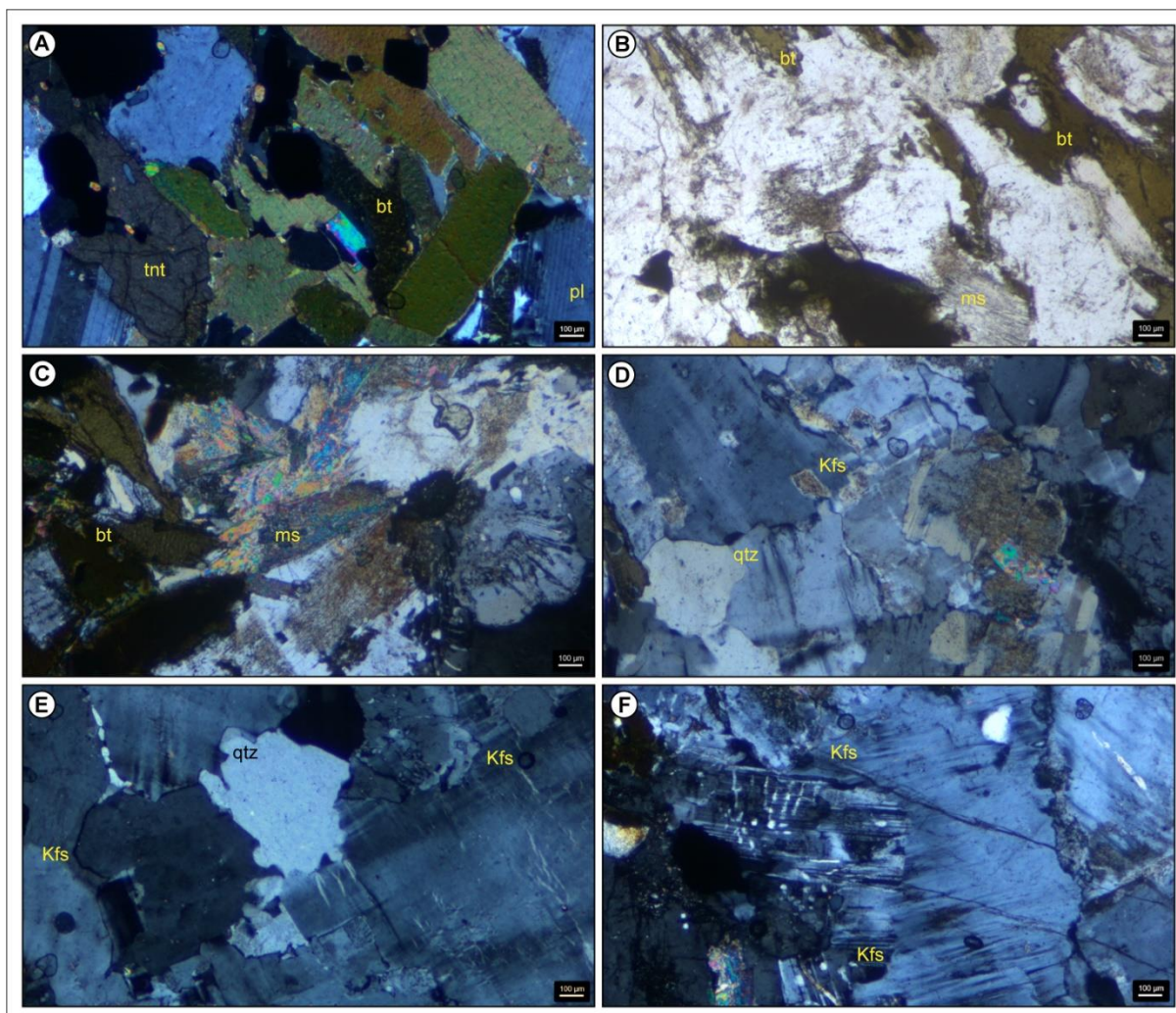


Figura 40: Metagranitoides Vila Nova (metamonzogranitos protomiloníticos). A) Textura equigranular hipidiomórfica média com plagioclásio, biotita, hornblenda e quartzo, e titanita euédrica (NC); B) Mesma imagem em ND; C) Recristalização nas bordas de biotita ígnea, textura decussada da muscovita e textura mirmequítica; D) Textura equigranular hipidiomórfica média com K-feldspato e plagioclásio alterados (NC); E) Quartzo e K-feldspato formando mirmequitos e pertitas finas do tipo filmes (NC); F) Detalhe da textura mirmequítica em bordo de K-feldspato, com subgrão de K-feldspato iniciando o processo de rotação, sem limite nítido (NC). Legenda: ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados.

4.3 Análise modal

A contagem modal dos constituintes dos granitoides em lâmina delgada e amostra de mão foi utilizada para representar a variação composicional e classificar de forma precisa, as amostras de cada grupo de granitoides estudado no diagrama QAP de Streckeisen (1976) (Tabela 1). Estes resultados também foram usados para avaliar a série magmática de cada grupo, com base na disposição das tendências (*trends*) dos dados modais apresentados por Lameyre & Bowden (1982) para conjuntos de amostras representativas dos principais ambientes tectônicos da crosta

terrestre no diagrama QAP. A representação dos resultados recalculados no diagrama QAP permitiu a classificação dos metagranitoides do CC.

Tabela 1: Relação das análises modais em lâmina petrográfica. Legenda: Pl- plagioclásio; Kfs- K-feldspato; Qtz- quartzo; Bt- biotita; Hbl- hornblenda; Di- diopsídio; Ep- epidoto; Ms- muscovita; Chl- clorita; All- allanita; Ap- apatita; Tnt- titanita; Op- opacos.

Unidade	Lâmina	Pl	Kfs	Qtz	Bt	Hbl	Di	Ep	Ms	Chl	All	Ap	Tnt	Op
ORF	AA-06A	0,50	0,02	0,26	0,10	0,02		0,01		0,08		0,00	0,00	
	PRN-2064A	0,51	0,05	0,32	0,10				0,02	0,00				
	PRN-3019A	0,46	0,09	0,36	0,08			0,00					0,00	
	PRN-3028	0,49		0,24	0,24	0,01		0,01				0,00		0,00
	PRN-3036A	0,52	0,00	0,34	0,11				0,03	0,00				
	PVL-4089A	0,48	0,02	0,02		0,47								0,01
	PVL-4089B	0,29		0,01		0,63	0,05	0,00						0,01
	VH-04	0,56	0,01	0,27	0,05	0,06		0,04				0,00		0,01
	VH-05 (PRN-0004B)	0,48	0,05	0,37	0,08				0,02				0,00	
	VH-06	0,47		0,24	0,13	0,15							0,01	
MVN	AA-06B	0,50	0,12	0,24	0,14									
	AA-06C	0,41	0,19	0,37	0,03					0,01				
	AA-06D	0,45		0,05		0,36		0,02		0,13				
	AA-11	0,46	0,14	0,33	0,06			0,00						0,00
	AA-12B	0,32	0,47	0,08	0,10								0,01	0,01
	AA-12C	0,36	0,45	0,11	0,05				0,01				0,02	0,01
	AA-12D	0,48	0,01	0,04	0,16	0,25		0,00					0,04	
	AA-12E	0,64	0,03	0,06	0,09	0,16					0,00		0,01	
	AA-14B	0,46		0,22	0,31								0,01	
	AA-14E	0,62	0,02	0,30	0,04				0,01	0,00				
	PRN-4009A	0,42	0,01	0,22	0,18	0,14				0,01				0,01
	PRN-4009F	0,46	0,21	0,26	0,07								0,01	
	PVS-5009A	0,56	0,01	0,12	0,06	0,23		0,00						0,02
	PVS-5009B	0,39			0,17	0,36					0,01	0,00		0,06
	RL-2	0,53		0,24	0,21	0,01		0,01					0,00	
	RL-3	0,47	0,16	0,29	0,04				0,03	0,01				
	RL-5	0,41	0,01	0,34	0,22			0,01					0,01	
	VH-01	0,44		0,12	0,25	0,13		0,03					0,02	

Os protólitos dos Ortognaisses Rufino Farias foram classificados como dioritos e tonalitos, e as 10 amostras analisadas se dispuseram ao longo do *trend* cálcio-alcalino trondhjemítico no diagrama QAP (Lameyre & Bowden, 1982). Os protólitos das 18 amostras analisadas dos Metagranitoides Vila Nova foram classificadas como dioritos, quartzo dioritos, tonalitos, trondhjemitos granodioritos, apresentando um

maior enriquecimento em K_2O , se dispendo ao longo do *trend* cálcio-alcálico granodiorítico (Lameyre & Bowden, 1982).

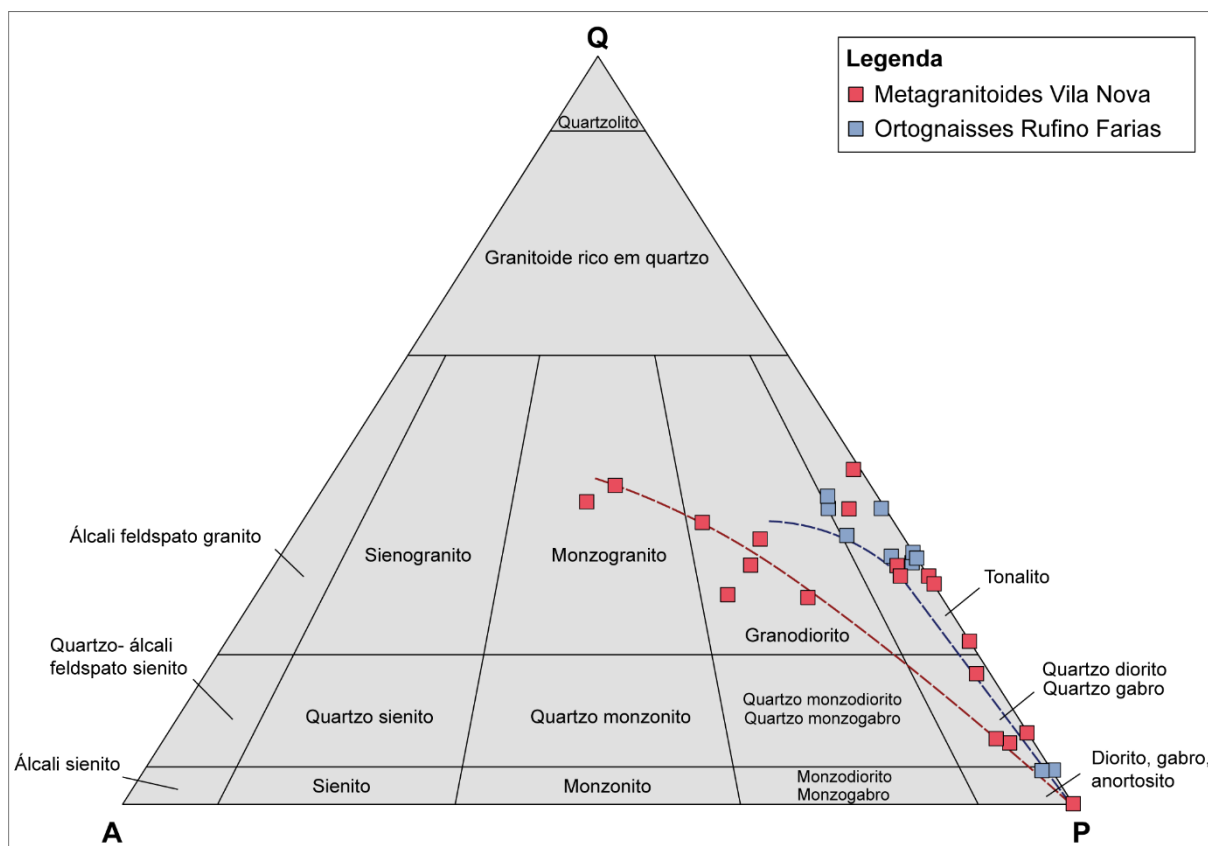


Figura 41: Diagrama QAP com a classificação dos ORF e MVN e os *trends* cálcio-alcálicos trondjemítico (ORF) e granodiorítico (MVN).

5. DISCUSSÕES

5.1 Estratigrafia

O Terreno São Gabriel, porção NW do Cinturão Dom Feliciano, é constituído por associações de rochas que caracterizam a evolução de ambientes de convergência de placas durante o Toniano (900 a 720 Ma) (Silva Filho, 1991; Babinski *et al.*, 1996; Saalman *et al.*, 2005, 2011; Hartmann *et al.*, 2011; Lena *et al.*, 2014; Gubert *et al.*, 2016; Laux, 2017; Philipp *et al.*, 2016a, 2018, 2020, 2021; Siviero *et al.*, 2021). Os complexos metavulcano-sedimentares e metaplutônicos são associados a dois eventos de formação de arcos magmáticos, que foram denominados Passinho (900-860 Ma) e São Gabriel (760-680 Ma) (Silva Filho, 1991; Leite *et al.*, 1998; Chemale Jr., 2000; Saalman *et al.* 2005; Philipp *et al.*, 2018). Os complexos metamáfico-ultramáficos, interpretados como ofiolitos, e os complexos metassedimentares que caracterizam uma margem continental passiva, são as unidades mais antigas e consideradas encaixantes das unidades que constituem o TSG (Chemale Jr., 2000; Saalman *et al.*, 2005, 2010; Philipp *et al.*, 2016a, 2018, 2021).

Durante a fase colisional da orogênese São Gabriel (720-700 Ma), as associações metavulcano-sedimentares e metaplutônicas são deformadas durante o processo de cavalgamento das unidades contra as unidades do Cráton Rio de La Plata, representadas no RS pelos terrenos Taquarembó e Tijucas. Ao fim do processo as unidades do TSG mostram-se dispostas como corpos alongados na direção N20-50°E limitadas por zonas de cisalhamento dúcteis e oblíquas de médio ângulo, apresentando mergulhos para NW e vergência para leste (Saalman *et al.* 2005, 2006). A estratigrafia do Terreno São Gabriel tem como base as relações de contato observadas em campo, suportadas por análises petrográficas e estruturais e por idades geocronológicas obtidas pelos métodos K-Ar e Rb-Sr desde a década de 1970 (Cordani *et al.*, 1974; Teixeira, 1982; Silva Filho, 1984; Soliani Jr., 1986; Silva Filho *et al.*, 1990 e Remus 1990). Posteriormente, a entrada do método U-Pb em zircão por TIMS, SHRIMP e LA-ICPMS incrementou a qualidade das idades e confirmou os resultados prévios (Machado, 1990; Remus *et al.* 1999; Hartmann *et al.*, 2011; Saalman *et al.*, 2011, Philipp *et al.*, 2014; Lena *et al.*, 2014; Gubert *et al.*, 2016; Lopes

et al., 2016, Vedana *et al.*, 2017; Laux, 2017; Philipp *et al.*, 2021; Siviero *et al.*, 2021, 2023)

O Complexo Cambaí (CC) é constituído por associações plutônicas de ortognaisses e metagranitoides do tipo TTG evoluídas a partir de magmas gerados no Arco São Gabriel (750-720 Ma) (Saalman *et al.*, 2005a,b, 2010; Hartmann *et al.*, 2011; Philipp *et al.*, 2016, 2018, 2021). Inicialmente, essas rochas foram interpretadas como gnaisses do embasamento arqueano e incluídas na Formação Cambaí (Goñi *et al.*, 1962), e posteriormente, no Grupo Cambaí (Jost & Villwock, 1966). Na década de 1980, essas rochas foram designadas de Complexo Cambaí (Issler, 1983; Fragozo Cesar & Soliani Jr., 1984; Naumann *et al.*, (1984); Horbach *et al.*, 1986) ou de Complexo Vila Nova (Silva Filho, 1984). Nos mapeamentos dos projetos Lagoa da Meia Lua-Rufino Farias (UFRGS, 1996) e Vila Nova do Sul (UFRGS, 1997) foi definido o Supergrupo Cambaí, constituído pelo Complexo Vila Nova (Silva Filho, 1984) e pela Suíte Intrusiva Lagoa da Meia Lua, composta pelos Diorito Capivaras e Tonalito Cerca de Pedra. Durante as investigações, principalmente a partir de 1990, dados geoquímicos e geocronológicos contribuíram para o entendimento litoestratigráfico do Complexo Cambaí (Silva Filho, 1986; Leite *et al.*, 1995,1998; Babinski *et al.*, 1996; Saalman *et al.*, 2005,2010; Hartmann *et al.*, 2011; Vedana *et al.*, 2017; Laux, 2017).

Na área de estudo, situada entre Santa Margarida do Sul e Vila Nova do Sul, as unidades mais antigas, que representam o embasamento, são representadas pelos ofiolitos do Complexo Ibaré (892 Ma, Arena *et al.*, 2016) e pela associação metassedimentar do Complexo Cambaizinho (860 e 700 Ma, Lena *et al.*, 2014). O CP foi afetado por duas fases de deformação com condições metamórficas de fácies anfibolito médio a superior (Philipp *et al.*, 2016a, 2018, 2020) e de fácies xisto verde superior a anfibolito inferior a médio (Remus, 1990; Hartmann & Chemale, 2003; Philipp *et al.*, 2016a, 2018). O CCz foi afetado por duas fases de deformação (Saalman *et al.*, 2005; Philipp *et al.*, 2016a, 2018, 2021) de condições metamórficas de fácies anfibolito médio a superior (Philipp *et al.*, 2016a, 2018). O Complexo Cambaí ocorre como três corpos alongados nas direções N20-30°E e N50-60°E, e apresentam contatos intrusivos e concordantes com as rochas dos complexos Palma e Cambaizinho caracterizados por zonas de cisalhamento dúcteis de médio a alto ângulo (Figura 17). Xenólitos e pendente de teto métricos a decamétricos do CP e do CCz ocorrem no interior dos metagranitoides do Complexo Cambaí. A Suíte Lagoa da Meia Lua, na área de estudo, compreende o Diorito Capivaras, o Granodiorito Cerca

de Pedra e o Granodiorito Sanga do Jobim que se encontram dispostos como corpos quilométricos alongados na direção N45-60°E (Figura 17). A SLML é intrusiva no embasamento (CP e CCz) e nos metagranitoides do Complexo Cambaí, apresentando xenólitos de dimensões métricas a centenas de metros destas unidades no interior dos seus corpos.

Neste trabalho o Complexo Cambaí foi dividido em Ortognaisses Rufino Farias (ORF) e Metagranitoides Vila Nova (MVN) com base nas diferenças composicionais e no tipo de trama metamórfica que afetam as unidades. Essas diferenças composicionais e do tipo de metamorfismo são suportadas pelas idades geocronológicas obtidas por distintos pesquisadores na área. Os Ortognaisses Rufino Farias ocorrem na região de Santa Margarida do Sul e compreendem gnaisses tonalíticos e dioríticos, enquanto os Metagranitoides Vila Nova ocorrem na região de Vila Nova do Sul e mostram uma composição mais expandida, sendo constituídos de modo dominante por termos ácidos, como biotita metatonalitos, biotita-hornblenda metatonalitos, metatrandhjemitos, metagranodioritos e monzogranitos, com corpos subordinados de rochas máficas que incluem metadioritos e metaquartzo dioritos (Figura 17). A designação metagranitoide foi utilizada porque não foi possível separar os corpos ígneos do complexo na escala de mapeamento 1:25.000, uma vez que estes corpos representam múltiplos processos de injeção de magmas ácidos e intermediários. Além da complexidade primária, distintas fases de deformação e metamorfismo afetaram os granitoides, gerando uma complexidade estrutural, que dificulta ainda mais o reconhecimento dos corpos ígneos.

Os protólitos dos Ortognaisses Rufino Farias e dos Metagranitoides Vila Nova foram definidos no diagrama QAP (Lameyre & Bowden, 1982) através da contagem modal como sendo magmas da série cálcio-alcálica. No entanto, a primeira diferença entre as duas associações de metagranitoides, ocorre no enriquecimento em K₂O nos protólitos dos MVN, caracterizando estes magmas como pertencentes a série cálcio-alcálica granodiorítica, enquanto os protólitos dos magmas dos Ortognaisses Rufino Farias caracterizam magmas da série cálcio-alcálica trondhjemítica.

Além da diferença composicional, a trama metamórfica distingue as duas associações magmáticas. Nos Ortognaisses Rufino Farias a trama metamórfica ocorre de maneira penetrativa (60-85% do total da rocha), e domina o aspecto textural da rocha, superpondo a textura equigranular hipidiomórfica média original por uma textura granoblástica poligonal a interlobada inequigranular-média a grossa muito bem

desenvolvida no arranjo entre o plagioclásio e quartzo (0,2-1,2 mm), acompanhada pela intensa orientação dos agregados de minerais máficos marcados por texturas lepidoblástica e nematoblástica bem desenvolvidas. A proporção da trama metamórfica e a organização da textura granoblástica necessitam um amplo intervalo de tempo e com temperaturas elevadas, condições típicas do metamorfismo orogênico.

Por outro lado, os Metagranitoides Vila Nova apresentam uma trama ígnea dominante, afetada por zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo, resultando em faixas de rochas miloníticas geradas pelo metamorfismo cataclástico. Ao longo de toda a área de ocorrência a distribuição da deformação é heterogênea, e de um modo geral, predominam estruturas magmáticas caracterizadas por um bandamento de injeção magmática com alternância de corpos de tonalitos/granodioritos e corpos de dioritos/quartzo dioritos. Internamente, estes corpos possuem uma foliação de forma muito bem desenvolvida e marcada pela orientação dos cristais de plagioclásio ripiformes, dos agregados de biotita e hornblenda e por quartzo alongado. Sobre esta foliação magmática foi superposta uma foliação protomilonítica, que de modo geral ocasiona a transformação de 15 a 25% dos minerais da rocha em termos de volume. A foliação milonítica gera o estiramento parcial dos grãos de quartzo e de feldspatos, a deformação da biotita e da hornblenda, com feições do tipo *fish*, e trilhas de grãos recristalizados constituindo uma matriz fina com mosaicos de quartzo com textura granoblástica poligonal a interlobada, porfiroclastos de estirados de K-feldspato e plagioclásio com estrutura manto/núcleo, e agregados de biotita fina associados com epidoto, muscovita, titanita e minerais opacos alongados. A trama metamórfica é composta principalmente pela textura granoblástica poligonal e interlobada fina a média (0,02-0,4 mm).

Apesar das condições de temperatura apresentarem uma pequena diferença entre os dois metagranitoides, observadas pelas microestruturas de recristalização do quartzo e dos feldspatos, a maior diferença entre as condições deformacionais e de metamorfismo se encontra no tempo em que as temperaturas se mantiveram elevadas e na distribuição espacial da intensidade da deformação. Desse modo, nos Ortognaisses Rufino Farias o metamorfismo orogênico proporcionou elevadas temperaturas que foram mantidas durante um longo intervalo de tempo permitindo a generalizada recristalização no estado sólido durante o lento e longo processo de deformação. Com a amenização ou o cessamento da deformação, as temperaturas

se mantiveram elevadas permitindo a redução da área de limite de grãos e um aumento do volume de grãos (RALG), observado pela textura granoblástica poligonal média a grossa bem desenvolvida e com contatos retos.

Uma terceira diferença entre as associações de metagranitoides se encontra nas idades de cristalização magmática disponíveis na literatura regional. Os ORF apresentam idades U-Pb em zircão de 735 ± 7 Ma para um gnaiss Diorítico e 718 ± 2 Ma para um gnaiss tonalítico (Hartmann *et al.*, 2011) e de 724 ± 3 Ma (Vedana *et al.*, 2017b), enquanto os MVN apresentam idades U-Pb em zircão de 704 ± 13 Ma para um metadiorito (Babinski *et al.*, 1996), de 701 ± 9 Ma em um metatrandhjemito (Saalman *et al.*, 2010), de 694 ± 5 Ma para um metatrandhjemito e 690 ± 2 Ma para um metatonalito (Hartmann *et al.*, 2011).

A nova proposta estratigráfica deste trabalho consiste em subdividir o Complexo Cambaí, em dois conjuntos distintos de metagranitoides para permitir um avanço nas discussões estratigráficas e petrológicas de evolução dos metagranitoides. Os MVN se distinguem dos corpos homogêneos da SLML pela mistura gerada pelas injeções de magmas básicos e ácidos e pelo metamorfismo cataclástico originado pela Zona de Cisalhamento Palma-Vila Nova do Sul. Por outro lado, os Ortognaisses Rufino Farias apresentam as características típicas de complexos plutônicos gerados em ambiente de arco magmático e afetados pelo metamorfismo regional orogênico.

5.2 Disposição espacial e tipos de trama metamórfica

A análise petrográfica microscópica das tramas deformacionais e metamórficas foram fundamentais para a distinção das duas associações de metagranitoides. Durante a deformação, os defeitos cristalinos em diferentes planos de deslizamento podem interferir uns com os outros, formando emaranhados de defeitos cristalinos que bloqueiam o deslizamento de novos defeitos cristalinos. Esse bloqueio promove o endurecimento do mineral dificultando ou impedindo a deformação (*strain hardening*). Em temperaturas elevadas os processos de recuperação e de recristalização libertam os defeitos cristalinos dos emaranhados, permitindo que a deformação dúctil continue (*strain softening*). Portanto, a deformação dúctil pode ser visualizada como uma competição entre a formação de emaranhados de defeitos cristalinos e os processos de recuperação e de recristalização.

Nas rochas quartzo-feldspáticas a diferença de reologia entre o quartzo, o K-feldspato e o plagioclásio indicam, através da observação microestrutural da deformação e do reconhecimento dos diferentes tipos de mecanismos de recristalização, o intervalo de temperatura em que a rocha foi submetida aos processos de deformação e de metamorfismo. Além de indicar as condições aproximadas da temperatura, a proporção e o grau de desenvolvimento e organização espacial das microestruturas na trama da rocha, proporcionam uma avaliação mais adequada do intervalo de tempo em que as condições de temperatura atuaram na transformação da fábrica original da rocha, neste caso, rochas ígneas plutônicas.

Nos Ortognaisses Rufino Farias, as microestruturas de deformação e de recristalização indicam que os cristais ígneos foram deformados e intensamente recristalizados para uma trama metamórfica com textura granoblástica poligonal e lepidoblástica muito bem desenvolvidas e penetrativas, disseminada ao longo de toda a área de ocorrência da unidade, ocupando cerca de 60 a 85% do volume de minerais da rocha. A textura granoblástica poligonal desenvolvida entre quartzo e o plagioclásio, localizada nas bandas félsicas, possui um arranjo microestrutural que indica condições de reequilíbrio da trama metamórfica durante os processos deformacionais. A granulometria homogênea e predominante média, e a poligonização dos grãos pela retificação das faces indicam que as condições de temperatura se mantiveram elevadas durante e após a deformação. As condições metamórficas observadas pelas microestruturas de recristalização dominantes, migração rápida do limite de grão (MLG) no quartzo e rotação de subgrão (RSG) e MLG no plagioclásio, indicam temperaturas elevadas entre 650 e 700°C. Essa temperatura se manteve elevada durante um significativo período de tempo, permitindo que os processos de redução da área de limite de grão e aumento do volume de grão (RALG) produzissem uma trama de reequilíbrio granoblástica poligonal média a grossa (Figura 42A,C,E).

Nos Metagranitoides Vila Nova, a trama dominante é marcada pelo bandamento de injeção com a intercalação de corpos félsicos e máficos. Com disposição subparalela ao bandamento primário ocorre uma foliação de forma marcada pela orientação de cristais prismáticos de plagioclásio, de agregados de biotita e/ou hornblenda e pelo alongamento do quartzo. Na maioria das exposições a trama metamórfica subordinada (5 a 15%) é marcada por uma foliação milonítica, caracterizada pelo estiramento de quartzo e mais incipiente dos porfiroclastos de

plagioclásio e K-feldspato, pela biotita *fish* e por uma matriz metamórfica constituindo trilhas finas recristalizadas que envolvem os porfiroclastos. A textura dominante da trama metamórfica que envolve os relictos é a granoblástica interlobada inequigranular de granulometria fina (Figura 43B,D,F). Nas zonas de máxima deformação, ocorrem faixas de 3 a 6 metros de largura, como as localizadas no ponto VH-01, na Sanga do Velocindo, onde um bandamento de segregação metamórfica bem desenvolvido, contínuos e regular caracteriza uma zona muito recristalizada, produzindo gnaisses tonalíticos blastomiloníticos. No entanto, mesmo nessas condições os relictos de plagioclásio apresentam recristalização predominante nas bordas, indicadas pela forma prismática, macla polissintética e zonação ígneas preservadas.

As microestruturas de recristalização dominantes, MLG no quartzo e BLG no plagioclásio, sugerem condições metamórficas de 450 a 600°C. De modo subordinado, nas zonas de maior temperatura, a recristalização por RSG e, de maneira mais limitada, por MLG, indicam temperaturas acima de 600°C. Os incipientes contatos retos na textura granoblástica sugerem que a temperatura rapidamente se dissipou após o término da deformação.

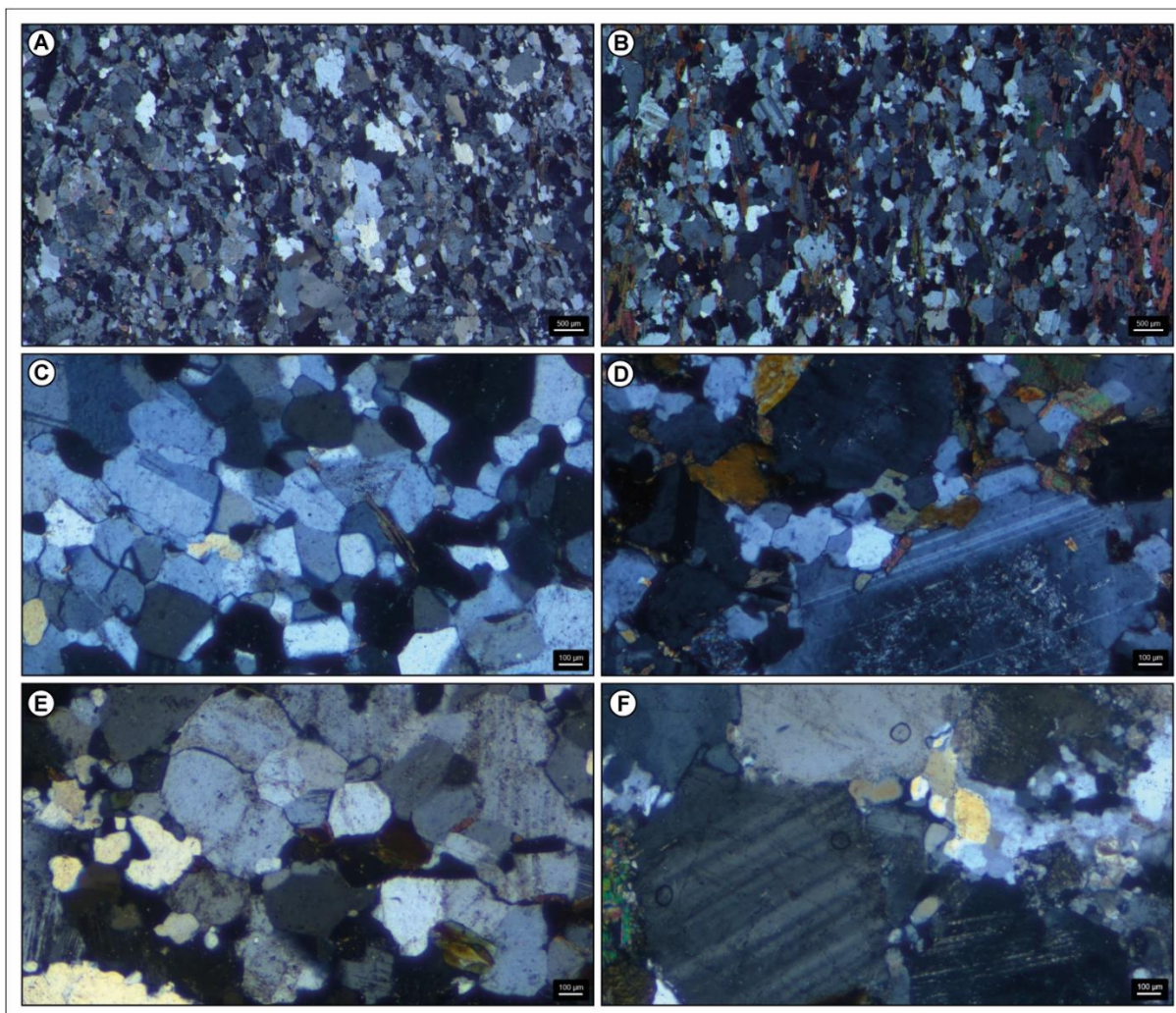


Figura 42: Comparação entre os ORF (localizados à esquerda) e os MVN (localizados à direita). A) Bandamento gnáissico em gnaiss tonalítico dos ORF, note que a trama se encontra significativamente recristalizada com poucos relictos ígneos preservados; B) Foliação de forma em biotita metatonalito dos MVN, note a forma prismática e as maclas polissintéticas preservadas; C,E) Detalhe da textura granoblástica poligonal em ganisses tonalíticos dos ORF. D,F) Detalhe da textura granoblástica interlobada envolvendo os plagioclásio prismáticos com maclas polissintéticas e zonação preservada em biotita metatonalitos dos MVN.

5.3 Cronologia relativa e significado tectônico

A trama metamórfica dos ORF indica um reequilíbrio durante os processos deformacionais ocorrido em temperaturas relativamente elevadas e que foram mantidas após o término do evento deformacional. Esta manutenção durante um período de tempo suficiente sugere que o fluxo térmico da região era elevado, o que levou a poligonização da malha granoblástica pela retificação dos limites poligonais e pelo aumento do volume de grãos. A temperatura entre 550 e 700°C, sugerida a partir das microestruturas, indica que a recristalização ocorreu em condições de fácies anfibolito médio a superior. Estas condições foram confirmadas pela assembleia

plagioclásio cálcico + hornblenda + diopsídio, identificada em gnaisses dioríticos (amostra PVL-4089). A ampla recristalização e a textura granoblástica poligonal bem desenvolvida e homogênea sugerem que a temperatura se manteve elevada por um longo período e/ou que o fluxo térmico regional era elevado. Estas condições são atendidas no metamorfismo regional orogênico. Os metagranitoides gerados em ambientes de arco continental são classificados como cálcio-alcálico do tipo I com afinidade metaluminosa a fracamente peraluminosa (Pitcher, 1987). A classificação da série magmática dos ORF a partir do QAP (Lameyre & Bowden, 1982) classificou esses granitoides como cálcio-alcálicos trondhjemíticos, consistente com a classificação dos granitoides TTG de arco continental. Desse modo, os ORF do Complexo Cambaí atendem a classificação sugerida pelos autores, com base em dados geoquímicos, de que os ortognaisses e metagranitoides representam a porção plutônica do Arco São Gabriel (750-720 Ma) (Saalman *et al.*, 2005a,b, 2010; Hartmann *et al.*, 2011; Philipp *et al.*, 2016a, 2018, 2021; Laux, 2017; Siviero *et al.*, 2021).

A trama metamórfica dos MVN apresenta microestruturas de recristalização dominantes, como a migração do limite de grãos em quartzo e a recristalização *bulging* no plagioclásio, que indicam temperaturas entre 450 e 600°C, condições de fácies xisto verde superior a anfíbolito inferior. A temperatura rapidamente se dissipa, como indicado pela textura granoblástica inequigranular interlobada fina nas bordas dos grãos ígneos. O estiramento dos grãos, a biotita *fish* e as trilhas de recristalização, juntamente com as evidências microestruturais de que a temperatura não se manteve elevada por um longo período, somadas as evidências de campo da milonitização progressiva em direção à zona de máxima deformação, sugerem um metamorfismo do tipo cataclástico. A Zona de Cisalhamento Palma-Vila Nova do Sul afeta os granitoides em uma faixa de 3.5 km de largura desde o ponto VH-02, no Arroio das Capivaras até o ponto VH-01 na Sanga do Velocindo. A classificação da série magmática dos MVN a partir do QAP (Lameyre & Bowden, 1982) classificou esses granitoides como cálcio-alcálicos granodioríticos. No entanto, as idades mais jovens desse magmatismo (704 ±13 Ma para um metadiorito, Babinski *et al.*, 1996; 701 ±9 Ma para um metatondhjemito, Saalman *et al.*, 2010; 694 ±5 Ma para um metatondhjemito e de 690 ±2 Ma para um metatonalito, Hartmann *et al.*, 2011) e os dados estruturais analisados, mas não apresentados nesse trabalho, indicam um magmatismo gerado durante uma cinemática transcorrente em ambiente tardi- a pós-

colisional. Esse magmatismo tem idade correlata ao magmatismo da Suíte Lagoa da Meia Lua, sugerindo que foi gerado logo após a colisão dos sistemas de arcos do TSG contra as unidades do Cráton Rio de La Plata e do Terreno Nico Perez, representadas no RS pelo Terreno Taquarembó e pelo Terreno Tijucas (700 a 680 Ma, Philipp *et al.*, 2021).

6. CONCLUSÃO

A partir dos resultados obtidos neste trabalho, foi possível concluir que o Complexo Cambaí na região situada entre Santa Margarida do Sul e Vila Nova do Sul compreende duas associações de metagranitoides, Ortognaisses Rufino Farias (ORF) e Metagranitoides Vila Nova (MVN). As principais características que levaram a separação do Complexo Cambaí foram:

- Ambas as subunidades, pela contagem modal, foram classificadas como representantes das séries de magmas cálcio-alcálinos no diagrama QAP (Lameyre & Bowden, 1982). A variação composicional observada indicou que os Ortognaisses Rufino Farias e Metagranitoides Vila Nova do Sul mostraram *trends* evolutivos distintos, pelo enriquecimento maior em K₂O nos MVN, que se dispõem ao longo do *trend* da série cálcio-alcálica granodiorítica, enquanto os ORF apresentam um *trend* cálcio-alcálico trondhjemítico.
- Estes *trends* distintos sugerem que os ORF são menos evoluídos que os MVN, que mostram uma influência da crosta continental na composição dos granitoides. Estas variações podem representar uma distinção nos processos e no tempo de geração dos magmas.
- Os ORF e os MVN apresentam trama metamórfica distinta, como indicado pelo conjunto de microestruturas metamórfico-deformacionais observadas no quartzo, no K-feldspato e no plagioclásio. Nos ORF a trama é penetrativa e representa 60-85% do total da rocha, destacando a textura granoblástica poligonal bem desenvolvida, acompanhada pelas texturas lepidoblástica e nematoblástica. Nos MVN a trama ígnea é dominante, e a trama metamórfica representa 15 a 25%, sendo caracterizada pelo estiramento dos quartzo e dos feldspatos, pela deformação da biotita e da hornblenda (*fish*) e por trilhas que constituem uma matriz fina com mosaicos de quartzo poligonais a interlobados que envolvem os porfiroclastos de feldspato produzindo uma estrutura núcleo-manto, e por agregados de biotita fina associados com epidoto, muscovita, titanita e minerais opacos alongados.
- A trama metamórfica predominante nos ORF é gerada no metamorfismo regional orogênico em condições de fácies anfíbolito médio a superior, gerada em ambiente de arco magmático continental (Arco São Gabriel).

- Nos MVN, a trama metamórfica é resultado do metamorfismo cataclástico de fácies xisto verde superior a anfibolito inferior gerado pela Zona de Cisalhamento Palma-Vila Nova do Sul, em ambiente tardi a pós colisional (Orogênese São Gabriel).
- Apresentam idades de cristalização magmática U-Pb em zircão um tanto distintas, disponíveis na literatura regional. Os ORF apresentam idades de 735 ± 7 Ma , 724 ± 3 Ma e de 718 ± 2 Ma. Os MVN apresentam idades de 704 ± 13 Ma, 701 ± 9 Ma, 694 ± 5 Ma e de 690 ± 2 Ma.

Espera-se que esse trabalho permita um avanço nas discussões estratigráficas e petrológicas de evolução dos metagranitoides, proporcionando um melhor entendimento dos eventos geocronológicos do Terreno São Gabriel.

REFERÊNCIAS

- Arth, J.G., Barker, F., Peterman, Z.E. & Friedman, I. 1978. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. *Journal of Petrology*, 19: 289-316.
- Arena, K.R., Hartmann, L.A., Lana, C., 2016. Evolution of Neoproterozoic ophiolites from the southern Brasiliano Orogen revealed by zircon U–Pb–Hf isotopes and geochemistry. *Precambrian Research*, 285, 299–314.
- Arzi, A. A. 1978. Critical phenomena in the rheology of partially molten rocks: *Tectonophysics*, v. 44, 173-184.
- Babinski, M. 1996. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24: 439–442.
- Babinski, M.; Chemale JR., F.; Van Schmus, W. R.; Hartmann, L. A.; SILVA, L. C. 1997. U-Pb and SmNd geochronology of the Neoproterozoic GraniticGneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 10, n. 3-4, p. 263-274.
- Barbarin, B. 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, 25, 227–238.
- Barbarin, B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology*, 24, 295–298.
- Barbarin, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46, 605–626.
- Batchelor, R.A. & Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43–55.
- Biermann C. 1979. *Investigations into the development of Microstructures in amphibole-bearing rocks from the Seve Kõli nappe complex*. PhD Thesis, Leiden State Univ.
- Bird, P. 1978. Finite element modeling of lithosphere deformation: The Zagros collision orogeny. *Tectonophysics*, 50: 307-336.
- Bird, P. 1979. Continental Delamination and the Colorado Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 84: 7562-7570.
- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 1993. Late to Post-collisional Brasiliano granitic magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, 65(1): 3-16.
- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 184-187.
- Bonin, B. 1982. Les granites des complexes annulaires. Paris, *BRGM, Manuels et Methodes*, 182.

Bonin, B.; Janoušek, V.; Moyen, J.F. 2019. Chemical variation, modal composition and classification of granitoids. Geological Society, London, Special Publications, SP491-2019-138. DOI: 10.1144/SP491-2019-138.

Brown, E. H. 1977. Ophiolite on Fidalgo Island, Washington. *In: Coleman, R. G. and Irwin, W. P. (Ed.). North American Ophiolites: State of Oregon Dept. of Geol. and Miner. Ind. Bull*, p. 67-73.

Carvalho, P.F. 1932. Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 66, 1-72, Rio de Janeiro.

Chappell, B.W. & White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174

Chemale Jr., F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense. *In: De Ros, L. F. & Holz, M. (Eds.). Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: CIGO/UFRGS. p.13-52.*

Chemale, F., Jr., Hartmann, L.A., Silva, L.C. 1995. Stratigraphy and tectonism of Precambrian to early Paleozoic units in southern Brazil and Uruguay: *Acta Geológica Leopoldensia*, v. 44, p. 1–111.

Chester, F.M. & Logan, J.M. 1987. Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California. *J Struct Geol* 9:621–634.

Coleman, R.G. & Donato, M. M. 1979. Oceanic plagiogranite revisited. *In: F Barker (ed) Trondhjemites, dacites, and related rocks. Amsterdam-Oxford-New York. Elsevier Publ. Co.,149-167*

Coleman, R.G. & Peterman, U.Z.E., 1975. Oceanic plagiogranite. *Journal of Geophysical Research*, 80: 1099-1108.

Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J. & Chappell, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80: 189-200.

Cordani, U.G., Halpern, M., Berenholc, M. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha de Porto Alegre. *In: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, texto explicativo da Folha de Porto Alegre e Lagoa Mirim. Brasília, DNPM. p. 70-84.*

Cordani, U.G., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., Sato, K. 1988. *The Growth of the Brazilian Shield. Episodes*, Vol. 11, No. 3.

Cottin J.Y., Lorand, J.P., Agrinier, P., Bodinier, J.L. & Liégeois, J.P. 1998. Isotopic O, Sr, Nd and trace element geochemistry of the Laouni layered intrusions in Pan-African belt, Hoggar, Algeria: evidence for post-collisional continental tholeiitic magmas variably contaminated by continental crust. *Lithos*, 45: 197–222.

Cruz, R.F. 2020. Geologia e recursos minerais da Folha Lavras do Sul – SH.22-Y-A-IV, escala 1:100.000, estado do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, CPRM, 95 p.

- Davies, J.H.; von Blanckenburg, F. 1995. Slab breakoff: a model of lithospheredetachment and its test in the magmatism and deformation of collisionalorogens. *Earth Planet Science Letter*, 129:85–102.
- De la Roche, H; Leterrier, J; Grand Claude, P & Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analysis-ots relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- DePaolo, D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *J. Geophys. Res.* 86: 10470-10488.
- Didier, J. & Lameyre, J. 1969. Lés granites du Massif Central Français. Etude cornparle des leicogranites et granodiorites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 24: 219-238.
- Didier, J., Duthou, J.L. & Lameyre, J. 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14: 169-186.
- Eby, G. N. 2006. From carbonatites to alkali granites - Petrogenetic insights from the Chilwa and Montereian Hills - White Mountain igneous provinces. *Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Montreal 2006, Program with Abstracts*, 31, p. 45.
- Evans, J.P. 1988. Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. *Journal of Structural Geology*, 10:437–443.
- Fernandes, L. A.; Tommasi, A.; Porcher, C. C. 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas, região de Quitéria–Capivarita. *Acta Geológica Leopoldensia*, v. 30, p. 117-138.
- Fernandes, L.A., Tommasi, A., Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt, a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1):77-96.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E., Camozzato, E. 1995a. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano do Escudo Sul-Rio-Grandese: Parte I – Uma contribuição a partir do Registro Geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25 (4): 351-374.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E., Camozzato, E. 1995b. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano do Escudo Sul-Rio-Grandese: Parte II – Uma contribuição a partir das Assinaturas Geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25 (4): 375-384.
- Florisbal, L.M., Janasi, V., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S. & Heaman, L. 2012. Contrasted crustal sources as defined by whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic early post-collisional granitic magmatism within the Southern Brazilian Shear Belt, Camboriú, Brazil. *Journal of South America Earth Science*, 39: 24-43.
- Fontana, E., Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2012. Caracterização Geoquímica e Petrogenética dos Granitoides Arroio Divisa, Região de Quitéria, Rio Grande do Sul. *Geologia USP, Série Científica*, 12(3): 56.

Fragoso-Cesar, A.R.S., 1980. O cráton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*. Camboriú: Anais, p. 2879-2882.

Fragoso-Cesar, A.R.S., Soliani Jr., E. Compartimentação Tectônica do Cráton Rio de La Plata. 1984. *In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*. v. 5, p. 2426-2434.

France-Lanord C. & Le Fort, P. 1988. Crustal melting and granite genesis during the Himalayan collision orogenesis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 79: 183-195.

Frantz, J.C., Lima, E.F., Pinheiro-Machado, R., Naumann, M.P. 1984. Contribuição à geologia da região de Encruzilhada do Sul, RS. *In: S.B.G., Cong. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, Anais, 5: 2407-2416.

Garavaglia, L., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S. Cumulatic Diorites Related to Post-Collisional, Brasiliano/Pan-African Mafic Magmatism in the Vila Nova Belt, Southern Brazil. 2002. *Gondwana Research*, v. 5, n.2, p. 519-534.

Garavaglia, L., Koester, E., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S. Isotopic Signature of Late-Magmatic Arc to Post-Collisional Magmatism in the Vila Nova Belt, Southern Brazil. *In: V SSAGI - V South American Symposium on Isotope Geology*, 2006, Punta del Este. Anais do V SSAGI - Short Paper, 2006. v. 1. p. 101-104.

Gill. R. 2014. *Rochas e Processos Ígneos*. 1st ed. Bookman, 502 p.

Giret, A. & Lameyre, J., 1980. Mise en place et evolution magmatique des complexes plutoniques de la caldera de Courbet Ile Kerguelen (T.A.A.F.). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3: 437-445.

Goñi J.C., Goso, H., Issler, R.S., 1962. Estratigrafia e Geologia Econômica do Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico Uruguaio-Sul-Riograndense. *Esc. Geol. UFRGS*, 3, 1-105.

Grotzinger, J. & Jordan, T. 2013. *Para Entender a Terra*. New York, W.H. Freeman and Company, 337p.

Gubert, M., Philipp, R.P., Basei, M.A.S., 2016. Geochronology of the Bossoroca Complex, São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: tectonic implications for a Neoproterozoic São Gabriel Arc. *Journal of South American Earth Science*, 70, 1-17.

Hartmann, L.A. & Chemale, Jr. F. 2003. Mid-amphibolite facies metamorphism of harzburgites in the Neoproterozoic Cerro Mantiqueiras Ophiolite, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 75: 109-128.

Hartmann, L.A., Philipp, R.P. , Santos, J.O.S. , McNaughton, N.J. 2011. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. 2011. *Gondwana Research*, v. 19, p. 84-99.

Hartmann, L.A., Werle, M., Michelin, C R L., Lana, C., Queiroga, G.N., Castro, M., Arena, K.R. 2019. Proto-Adamastor Ocean crust (920 Ma) described in Brasiliano Orogen from coetaneous zircon and tourmaline. *Geoscience Frontiers*, 10: 1623-1633.

- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. & Tendle, A.G. 1986. Geochemical Characteristics of Collision-Zone Magmatism. *In: Coward, M.P. and Ries, A.C. (Ed.). London, Collision Tectonics, Geological Society Special Publication, 19, p. 67-81.*
- Hildreth, W. & Moorbath, S. 1988. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Southern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 98: 455-89.*
- Hill, M., Morris, J. & Whelan, J. 1981. Hybrid granodiorites intruding the accretionary prism, Kodiak, Shumagin and Sanak Islands, southwest Alaska. *Journal of Geophysical Research, v. 86, 10569-10590.*
- Hobbs, B.E.; Means, W.D.; Williams, P.F. 1976. *An outline of structural geology.* Wiley, New York.
- Horbach, R. 1986. Geologia. *In: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro: IBGE, 1986. Cap. 1, p.29-294.*
- Hueck, M., Oyhantçabal, P., Philipp, R.P., Basei, M.A.S., Siegesmund, S. 2018. The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay. *Geology of Southwest Gondwana, Regional Geology Reviews.*
- Iddings, J.P. 1895a. Absarokite–shoshonite–banakite series. *Journal of Geology, v.3, 935-959.*
- Issler, R.S. 1983. Evolução crustal da faixa Arco-Fossa Tijucas e Faixa magmática Pedras Grandes: Cráton Dom Feliciano. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1., 1983, Porto Alegre. Atlas Porto Alegre: SBG, 1983. p. 19-36.*
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences, v.8, 523–548.*
- Jost, H. 1966. Complexos básico-ultrabásicos do alto Rio Vacacaí, São Gabriel, Rio Grande do Sul. *Notas Estudos Escola Geologia, UFRGS, 1(2), 51-61.*
- Jost, H., Villwock, J.A. 1966. Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. *Notas e Estudos da Escola de Geologia UFRGS, Porto Alegre, 1, 13-26.*
- Jost, H. 1970. Esboço Geológico da Folha “Cabeceiras do Rio Vacacaí”, São Gabriel, Rio Grande do Sul, Brasil. *Bol. Esc. Geol. UFRGS, Porto Alegre, v. 16, p. 1-4.*
- Jost, H., Hartmann, L.A. 1984. Província Mantiqueira: setor meridional. *In: ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y. (Coord.). O Pré-Cambriano no Brasil. São Paulo: Edgard Blücher, p. 345-367.*
- Kingery, W. D. 1960. *Introduction to Ceramics*, New York: J. Wiley and Sons, Inc. 191–216; 353–80; 402–17.
- Kistler, R W., Evernden, J.F. & Shaw, H.R. 1971. Sierra Nevada plutonic cycle' part I, origin of composite granitic batholiths. *Geological Society of America Bulletin, 82, 853-868.*

- Klein, C. & Dutrow, B. 2012. *Manual de ciência dos minerais*. 23 ed. John Willey & Sons. 706p.
- Knijnik, P.R. 1974. Carta geológica do Brasil ao Milionésimo. Texto Explicativo da Folha Uruguaiana, DNPM, 34p., Brasília.
- Kraemer, G. 1995. Evolução magmática e tectônica da Suíte Ortometamórfica Imbicuí, região de Lavras do Sul (RS). Porto Alegre. 99p. (Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul).
- Laux, J.H., 2017. Geologia e recursos minerais da Folha Lagoa da Meia Lua -SH.21-Z-B-VI, Escala 1:100.000, estado do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 255 p.
- Lameyre, J. & Bowden, P. 1982. Plutonic rock type series: discriminations of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 169-186.
- Lameyre, J., Marot, A., Zimine, S., Cantagrel, J.M., Dosso, L. & Vidal, Ph. 1976. Chronological evolution of the Kerguelen Islands syenite-granite ring complex. *Nature*, 263: 306-307.
- Leake, B.E., Brown, G.C. & Halliday, A.N. 1980. The origin of granite magmas: a discussion. *Journal of Geological Society of London*, 137: 93-97.
- Le Bas, M.J, Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A classification of volcanic rocks based on the total alkalis-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27 (3): 745-750.
- Le Maitre, R. W. 1979. A new generalised petrological mixing model: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.71, no. 2, p. 133-137.
- Le Maitre, R.W., 1984. A proposal by the IUGS Sub commission on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Australian Journal of Earth Science*, v .31, 243-255.
- Le Maitre, R.W. 2002. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Sub commission on the Systematic of Igneous Rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, 252 p.
- Lena, L.O.F., Pimentel, M., Philipp, R.P., Armstrong, R., Sato, K., 2014. The evolution of the Neoproterozoic São Gabriel Juvenile terrane, southern Brazil based on high spatial resolution U- Pb ages and 18O data from detritals zircon. *Precambrian Research*, 247, 126-138.
- Leite, J.A.D., Hartman, L.A., Mcnaughton, N.J., Chemale Jr., F. 1998. SHRIMP U/Pb Zircon Geochronology of Neoproterozoic Juvenile and Crustal-Reworked Terranes in Southernmost Brazil, *International Geology Review*, 40:8, 688-705.
- Lopes, C.G., Pimentel, M.M., Philipp, R.P., Gruber, L., Armstrong, R., Junges, S.L., 2015. Provenance of the Passo Feio complex, Dom Feliciano belt: implications for the age of supracrustal rocks of the Sao Gabriel arc, Southern Brazil. *South America Earth Science*, 58, 9-17.

- Li, S.M., Zhu, D.C., Wang, Q., Zhao, Z.D., Sui, Q.L., Liu, S.A., Liu, D. & Mo, X.X. 2014. Northward subduction of Bangong–Nujiang Tethys: Insight from Late Jurassic intrusive rocks from Bangong Tso in western Tibet. *Lithos*, 205: 284-297.
- Macdonald, G. A. 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas. *Geological Society of America Memoirs*. 116: 477–522.
- MacDonald, G.A. & Katsura, I. 1964. Chemical Composition of Hawaiian Lavas. *Journal of Petrology*, 5: 82-133.
- Maeda, J. & Kagami, H. 1996. Interaction of a spreading ridge and an accretionary prism: implications from MORB magmatism in the Hikada magmatic zone, Hokkaido, Japan: *Geology*, v. 24, pp. 31-34.
- Machado, N., Koppe, J.C., Hartmann, L.A., (1990). A Late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, (2-3), 87-90.
- McDonough, W.F., Sun, S.-S., Ringwood, A.E., Jagoutz, E. and Hofmann, A.W., 1992. Potassium, rubidium and cesium in the Earth and moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 1001-1012.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P. (1989) Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- Middlemost, E.A.K. 1975. The Basalt Clan. *Earth-Science Reviews*, 11: 337-564.
- Nabelek, P.I. & Liu, M. 2004. Petrologic and thermal constraints on the origin of leucogranites in collisional orogens. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 95: 73–85.
- Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2007. Magmatismo granítico e evolução crustal do sul do Brasil. In: (Eds.) Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. Editora Comunicação e Identidade, CIGO e IG-UFRGS, Porto Alegre, p. 125-141.
- Nardi, L.V.S. & Bonin, B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro Intrusive Suite, Southern Brazil. A case study. *Chemical Geology*, 92(1/3): 197-212.
- Nardi, L.V.S. 2016. Granitoides e séries magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. *Pesquisas em Geociências*, 43 (1): 85-99.
- Naumann, M.P., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Chemale Jr., F. 1984. Sequências supracrustais, gnaisses graníticos, granulitos e granitos intrusivos da região de Ibaré-Palma, RS: geologia, aspectos estratigráficos e considerações geotectônicas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: SBG, 1984. p. 2417- 2424.
- Passchier, C.W. 1982a. Mylonitic deformation in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramyylonite and pseudotachylite. *GUA Pap Geol Ser*, 1, 16:1–173.

Passchier, C.W & Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. 2nd edition. Berlin, Springer Verlag. 366p.

Patiño Douce, A.E., Humphreys, E.D. & Johnston, A.D. 1990. Anatexis and metamorphism in tectonically thickened continental crust exemplified by the Siever hinterland, western North America. *Earth Planetary Science Letters*, 97: 290-315.

Pearce, J. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4): 120-125.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.

Peccerillo, A. & Taylor, R.S. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.

Petri, S., Coimbra, A.M., Amaral, G., Ponçano, W.L. 1986. Guia Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica, *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4), 370-415.

Philipp, R. P.; Nardi, L. V. S. ; Bitencourt, Maria de Fatima. 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *In: Michel Holz; Luis Fernando de Ros. (Org.). Geologia do Rio Grande do Sul*. 1ed.Porto Alegre: Editora da UFRGS, v. 1, p. 133-160.

Philipp, R.P., Hartmann, L.A., Lusa, M., Basei, M.A.S., Santos, J.O.S., 2014. Oldest age of magmatism in the Passinho Arc in the southwestern portion of Gondwana, Rio Grande do sul, Brazil. *In: 9 South American Symposium on Isotope Geology, 2014, São Paulo. Abstracts. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2014. v. 1. p. 186-186.*

Philipp, R. P.; Machado, R. 2005. The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Londres, v. 19, p. 461-478.

Philipp, R.P., Pimentel, M.M. & Chemale Jr., F. 2016a. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1), 83-104.

Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Basei, M.A.S. 2018. The Tectonic Evolution of the São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belts, Southern Brazil: The Closure of the Charrua Ocean. *Geology of Southwest Gondwana, Regional Geology Reviews*.

Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Basei, M.A.S. 2021. O Magmatismo Toniano do Terreno São Gabriel e a evolução do Cinturão Dom Feliciano. *Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina*: 43-59.

Pitcher, W.S. 1983. Granite: Typology, geological environment and melting relationships. *In: Atherton, M.P. & Gribble, C.D. (Eds.), Migmatites, melting and metamorphism*. Chechire, Shiva Publishing Limited, p. 277-287.

Porcher, C.A. 1995. Folha Passo do Salsinho – SH.22-Y-A-I-4 (CPRM). Estado do Rio Grande do Sul. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB - Projeto Mapeamento Geológico Metalogenético. Brasília, CPRM, 359 p.

Remus, M.V.D., 1990. Geologia e geoquímica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel-RS. Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica, Instituto de Geociências, UFRGS, 267 p.

Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Fletcher, I.R., Groves, D. I., Pinto, V.M., 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca volcanic arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South America Earth Sciences*, 12, 349–366.

Ribeiro, M., Bocchi, P.A., Figueiredo, F.P.M., Tessari, R.I. 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS. Bol. Div. Fom. Prod. Min., DNPM, 127: 1-232, Rio de Janeiro.

Ribeiro, M., Fantinel, L.M. 1978. Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I tabulação de distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia*, 5:19-54.

Rollinson, H. & Pease, V. 2021. *Using Geochemical Data: To Understand Geological Processes*. 2nd ed. Cambridge University Press, 358 p.

Saalmann, K. 2004. Deformation of the Neoproterozoic juvenile Cambaí magmatic arc complex and syntectonic granites during the Brasiliano orogenic cycle in southernmost Brazil. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, v. 154, n. 4, p. 557-577.

Saalmann, K., Remus, M.V.D., Hartmann, L.A. 2005a. Geochemistry and crustal evolution of volcano-sedimentary successions and orthogneisses in the São Gabriel Block, Southernmost Brazil - Relics of Neoproterozoic Magmatic Arcs. *Gondwana Research*, v. 8, n.2, p.143-161.

Saalmann, K., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Koester, E., Conceição, R.V., 2005b. Sm-Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel belt, southernmost Brazil: Evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the La Plata Craton. *Precambrian Research*, 136, 159-175.

Saalmann, K., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D. 2005c. Tectonic evolution of two contrasting schist belts in southernmost Brazil: A plate tectonic model for the Brasiliano orogeny. *International Geology Review*, 47, 1234-1259.

Saalmann, K., Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., 2006. Tectonic evolution of the Neoproterozoic São Gabriel block, southern Brazil: Constraints on Brasiliano orogenic evolution of the Rio de la Plata cratonic margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 204-227.

Saalmann K., Gerdes A., Lahaye Y., Hartmann L.A., Remus M.V.D., Laufer A. 2010. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de La Plata craton, the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal Earth Sciences*, 100:355-378.

Sato, K., Tassinari, C.G.C., Kawashita, K., Petronilho, L. 1995. O Método Geocronológico Sm-Nd no IG/UPS e suas Aplicações. Centro de Pesquisas Geocronológicas, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 67 (3).

Silva Filho, B.C. 1984a. Structural sequence and the petrogenesis of the polyphase deformed Precambrian terrane of the Vila Nova region. State of Rio Grande do Sul, southern Brazil. Ph. D. Thesis. University of Glasgow, Scotland.

Silva Filho, B.C. 1984b. Geology of the polyphase deformed Precambrian Terrane of the Vila Nova Region, Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Acta Geológica Leopoldensia*, 17, 35-152.

Silva Filho, B.C. 1994. Geology the polyphase deformed precambrian terrane of the vila nova region, state of Rio Grande do Sul, Southern Brazil: Part II: Structural sequence. *Acta Geológica Leopoldensia*, 14(34):5-94.

Silva Filho, B.C., Soliani Jr., E. 1987. Origem e evolução dos Gnaisses Cambaí: exemplo de estudo integrado de análise estrutural, petroquímica e geocronologia. Atas, II, Simpósio Sul- Brasileiro de Geologia, 1, p 127–146.

Siviero, R.S., Bruguier, O., Fernandes, L.A.D., Koester, E., Porcher, C.C., Kraemer, G. 2021. Age and geochemistry of Cambaí Complex, São Gabriel Terrane, Brazil: Arc-related TTG-like rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103-165.

Siviero, R.S.; Koester, E.; Fernandes, L.A.D.; Bosch, D.; Bruguier, O.; Vieira, D.T.; Ramos, R.C.; Kraemer, G. 2023. Geochemistry and geochronology of the Imbicuí Complex, Western Dom Feliciano Belt, Brazil: Tonian adakite-like subduction-related rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 130, 104-545.

Soliani Jr., E. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica. São Paulo, 267p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociência, Universidade São Paulo.

Spry, A. 1969. *Metamorphic Textures*. Oxford: Pergamon Press.

Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12, 1–33.

Tauson, L. V. 1983. Geochemistry and metallogeny of the latitic series. *International Geology Review*, 25: 125-135.

Tauson, L.V. & Kozlov, V.D. 1972. Distributions Function and ratios of trace-elements concentrations as estimators of the Ore-Bearing Potential Granites. In: Jones, M. J. (Ed.) *Geochemical Exploration*. Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 37-44.

Teixeira, W. 1982. Folhas SH.22-Porto Alegre, SI.22-Lagoa Mirim e SH.21-Uruguaiana. Interpretação dos Dados Radiométricos e Evolução Geocronológica. Projeto RADAMBRASIL. Florianópolis.

Tessari, R.I., Picada, R.S. 1966. Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, RS. Bol. Div. Fom. Prod. Min. DNPM, 124: 1-147, Rio de Janeiro.

Tilley, C.E., 1936. Enderbite, a new member of the charnockite series. *Geological Magazine*, v.73, 312–316.

Tomasi, A., Fernandes, L.A.D, Pinheiro-Machado, R., Kraemer, G., Koester, E. 1994a. Incorporação de Lascas do Manto à Crosta Continental nas porções externas do

Cinturão Dom Feliciano-evidências de uma zona de cisalhamento de escala litosférica. *Pesquisas*, 21(2):79-84.

Tomasi, A., Fernandes, L.A.D, Pinheiro-Machado, R., Kraemer, G., Koester, E. 1994b. Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics*, 132, 421-437.

UFRGS. 1996. Projeto Lagoa da Meia Lua-Rufino Farias. Mapeamento Geológico Escala 1:25.000. Porto Alegre. Trabalho de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 140 p.

UFRGS. 1997. Projeto Vila Nova. Mapeamento Geológico Escala 1:25.000. Porto Alegre. Trabalho de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 268 p.

UFRGS. 2016. Projeto Ibaré. Mapeamento Geológico Escala 1:25.000. Porto Alegre. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS. 2017. Projeto Ibaré-Suspiro. Mapeamento Geológico Escala 1:25.000. Porto Alegre. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS. 2018. Projeto Suspiro-Lagoa da Meia Lua. Mapeamento Geológico Escala 1:25.000. Porto Alegre. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS. 2019. Projeto Lagoa da Meia Lua. Mapeamento Geológico Escala 1:25.000. Porto Alegre. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS. 2021. Projeto Rufino Farias Norte. Mapeamento Geológico Escala 1:25.000. Porto Alegre. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS. 2022. Projeto Vila Nova do Sul. Mapeamento Geológico Escala 1:25.000. Porto Alegre. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS. 2023. Projeto Vila Nova do Sul Leste. Mapeamento Geológico Escala 1:25.000. Porto Alegre. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Vedana, L.A., Philipp, R.P. 2016. Análise petrográfica e proveniência dos metassedimentos do Complexo Pontas do Salso, Terreno São Gabriel, Cinturão Dom Feliciano, RS programa Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, 43 (3): 229-248.

Vedana, L.A., Philipp, R.P. & Sommer, C.A. 2017. Post-collisional basalts of the Acampamento Velho Formation, Camaquã Basin, São Gabriel Terrane, southernmost Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 47(3): 467-489.

Vernon, R.H. 2018. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. 2nd ed. Chicago, Cambridge University Press.

White, A. J. R. 1979. Sources of granite magmas. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 11-539.

Wildner, W. 2007. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul, Escala 1:750.000. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Sul, PRM, Serviço Geológico do Brasil.

Willig, C.D., Valentini, N., Conte, C.N., Zanir Filho, J.A, Monaco, O.A. 1974. Carta geológica do Brasil ao Milionésimo. Texto Explicativo das folhas Porto Alegre e Lagoa Mirim, DNPM, 99p., Brasília.

Winter, J.D. 2001. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd ed. Harlow, Pearson Prentice Hall, 745 p.