

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

DOUGLAS HEINECK LEÃES

ANÁLISE PETROGRÁFICA DO METAMORFISMO DE CONTATO NA PORÇÃO
NORTE DO GRANITO JAGUARI, SÃO GABRIEL, RS

Porto Alegre

2021

DOUGLAS HEINECK LEÃES

ANÁLISE PETROGRÁFICA DO METAMORFISMO DE CONTATO NA PORÇÃO
NORTE DO GRANITO JAGUARI, SÃO GABRIEL, RS

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

Orientador: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Orientadora: Profa. Dra. Carla Cristine Porcher

Porto Alegre

2021

CIP - Catalogação na Publicação

Leães, Douglas Heineck
ANÁLISE PETROGRÁFICA DO METAMORFISMO DE CONTATO NA
PORÇÃO NORTE DO GRANITO JAGUARI, SÃO GABRIEL, RS /
Douglas Heineck Leães. -- 2021.
68 f.
Orientador: Ruy Paulo Philipp.

Coorientadora: Carla Cristine Porcher.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto
de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre,
BR-RS, 2021.

1. Escudo Sul-rio-grandense. 2. Terreno São
Gabriel. 3. Metassedimentos. 4. Zonação Metamórfica.
I. Philipp, Ruy Paulo, orient. II. Porcher, Carla
Cristine, coorient. III. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os
dados fornecidos pelo(a) autor(a).

DOUGLAS HEINECK LEÃES

ANÁLISE PETROGRÁFICA DO METAMORFISMO DE CONTATO NA PORÇÃO
NORTE DO GRANITO JAGUARI, SÃO GABRIEL, RS

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

Porto Alegre, 14 de julho de 2021

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Edinei Koester

Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Msc. Guilherme Sonntag Hoerlle

Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Marcus Vinícius Remus

Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dedico esta monografia ao Ravi.

Agradecimentos

Para mim só há uma forma de começar os agradecimentos e é pela origem, pelas raízes.

Dessa forma, agradeço a visão e o apoio contínuo de meus pais Luciane e Elton, pois sem a perspectiva e o incentivo deles nada teria sido conquistado. Essa é para vocês.

À Flora e Ravi, dedico todo o meu coração e saibam que enquanto eu respirar irei me lembrar e amar vocês. No outro plano os mantereí comigo.

Aos professores e professoras que cruzaram meu caminho, saibam que carrego comigo palavras e ensinamentos seus, muitos deles aplicados nesta monografia, e esse é o maior poder e alegria para quem ensina e tem como compromisso formar pessoas.

Àqueles companheiros que estiveram junto nessa jornada um agradecimento especial, por incontáveis horas de conversas e, principalmente, por mostrarem em seus olhos o amor pela Geologia.

Agradeço ao Prof. Dr. Mexias Sampaio que em seu tempo de Diretor do Instituto de Geociências sempre estendeu a mão, e ao corpo técnico da COMGRAD pela ajuda e paciência.

“A cada etapa um novo muro para se pular.

À primeira vista todos os muros são altos, após o pulo percebe-se que não.

O pulo é o que te cabe.

Entre cicatrizes e marcas, há algumas que não se vê e outras que não se sabe.”

Resumo

O metamorfismo de contato do *Granito Jaguarí* foi avaliado a partir da análise petrográfica das unidades litoestratigráficas encaixantes, incluindo as rochas metaultramáficas e metassedimentares do Complexo Palma, os metassedimentos vulcanogênicos do Complexo Pontas do Salso e dos andesitos da *Formação Acampamento Velho*. Estas unidades estão dispostas ao norte do granito como corpos alongados segundo a direção NE-SE, separados por zonas de cisalhamento dúcteis. A descrição de 85 amostras macro e microscópicas de todas estas unidades registrou o efeito termal da colocação do *Granito Jaguarí* apresentando modificações estruturais, texturais e mineralógicas. Os quartzitos e mármore do Complexo Palma, e os metassedimentos do Complexo Pontas do Salso mostram uma grande coesão e o desenvolvimento de textura granoblástica poligonal com limites retos e cristais com extinção normal. Os xistos magnesianos e os serpentinitos registram a perda da foliação metamórfica, e os esteatitos, clorititos e tremolititos adquirem estrutura maciça. No aspecto textural, observa-se a formação de texturas decussada, acicular e bow-tie, com o crescimento de porfiroblastos desorientados de clorita, biotita e talco, e de actinolita e hornblenda. O grau metamórfico dominante é equivalente a fácies hornblenda hornfels, com áreas restritas e mais externas com condições de fácies ab-ep hornfels. A extensão da auréola de contato, com cerca de 12 a 15 km, e a sua forma, sugerem a interferência de outros corpos intrusivos ou a atuação de eventos tectônicos mais recentes, com o deslocamento de parte das rochas do Complexo Pontas do Salso por falhas rúpteis. Os efeitos termais observados indicam que o *Granito Jaguarí* foi a última unidade magmática a se posicionar na região, confirmando os dados geocronológicos existentes. O posicionamento do corpo foi controlado pela Zona de Cisalhamento Ibaré, estrutura profunda e de direção NW-SE que delimita o Terreno São Gabriel na sua extremidade Sul.

Abstract

The contact metamorphism of the Jaguari Granite was evaluated based on petrographic analysis of the enclosing lithostratigraphical units, including the metaultramafic and metasedimentary rocks of the Palma Complex, the volcanogenic metasediments of the Pontas do Salso Complex and the andesites of the Acampamento Velho Formation. These units are exposed at North of the granite as elongated bodies in the NE-SE direction, separated by ductile shear zones. The description of 85 macroscopic and microscopic samples from these units registered the thermal effects of the Jaguari Granite emplacement through structural, textural and mineralogical modifications. Quartzites and marbles from the Palma Complex, and the metasediments from the Pontas do Salso Complex show the increase of the cohesion and the development of a polygonal granoblastic texture with straight boundaries and crystals with normal extinction. Magnesian schists and serpentinites record the loss of metamorphic foliation, and steatites, chloritites and tremolithites acquire a massive structure. In the textural aspect, the formation of decussed, acicular and bow-tie textures can be observed, with the growth of disoriented porphyroblasts of chlorite, biotite and talc, and of actinolite and hornblende. The dominant metamorphic grade is equivalent to hornblende hornfels facies, with restricted and outermost areas with ab-ep hornfels facies conditions. The extension of the contact aureole, about 12 to 15 km, and its shape suggest the interference of other intrusive bodies or the action of more recent tectonic events, with the displacement of part of the Pontas do Salso Complex rocks by brittle faults movements. The thermal effects observed indicate that the Jaguari Granite was the last magmatic unit to be positioned in the region, confirming the previous geochronological data. The positioning of the granite was controlled by the Ibaré Shear Zone, a deep NW-SE structure that delimits the São Gabriel Terrane at its southern end.

Lista de Figuras

Figura 1 – Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e Uruguai.....	18
Figura 2 – Mapa geológico do Terreno São Gabriel com principais unidades.....	20
Figura 3 - Idade de concórdia de U-Pb da amostra LV-53 de basalto andesítico da Formação Acampamento Velho. Extraído de Vedana <i>et al</i> (2017b)	23
Figura 4 - (A) Idade de concórdia de U-Pb em zircão para a amostra LV-70 de basalto da <i>Formação Acampamento Velho</i> . (B) Disposição dos cristais de zircão na curva de concórdia de para a amostra LV-70 com xenocristais herdados. Extraído de Vedana <i>et al</i> (2017b)	24
Figura 5 – Mapa Geológico com principais unidades e sub-unidades da Região Palma-Suspiro.....	30
Figura 6 – Plate de fotografias macroscópicas das unidades afetadas pelo metamorfismo de contato.....	31
Figura 7 - Mapa Geológico da Região Palma-Suspiro com minerais índices do metamorfismo de contato, causados pelo <i>Granito Jaguari</i>	37
Figura 8 - Características microscópicas do Metamorfismo Regional Orogênico nos Complexos Palma e Pontas do Salso.....	41
Figura 9 - Plate fotomicroscopia sobre feições reliquiares no Complexo Pontas do Salso.....	46
Figura 10 - Plate de fotomicroscopia com principais texturas do CPS e correlação com as fácies do metamorfismo de contato	47
Figura 11 - Plate de fomicropia com feições de metamorfismo de contato da <i>Formação Acampamento Velho</i>	50
Figura 12 - Grade Petrogenética para protólitos pelíticos.....	56
Figura 13 – Grade Petrogenética sistema MSH para metaultramafitos.....	56
Figura 14 - Grade Petrogenética para protólitos básicos.....	58
Figura 15 - Mapa Geológico com determinação da localização e extensão das fácies do metamorfismo de contato identificado.....	59

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Lâminas selecionadas para análise petrográfica e caracterização do metamorfismo de contato do <i>Granito Jaguari</i> divididas por projeto e unidade geológica. Unidades: AV - Acampamento Velho; CP(u) - <i>Complexo Palma</i> Ultrabásicas; CP (ms) – <i>Complexo Palma</i> Metassedimentares; CPS – <i>Complexo Pontas do Salso</i> . Projetos: PLR – Projeto Lagoa da Meia Lua-Rufino Farias (MGB-UFRGS 1996); LV – Tese Luiz A. Vedana (PPGGEO-IGEO UFRGS 2017); PLM – Projeto Lagoa da Meia Lua (MGB-UFRGS 2019).....	36
Tabela 2 – Análise petrográfica da unidade CP(u) - <i>Complexo Palma</i> Ultramáficas.....	39
Tabela 3 - Análise petrográfica da unidade CP(ms)- <i>Complexo Palma</i> Metassedimentares.....	40
Tabela 4 - Análise petrográfica da unidade CPS - <i>Complexo Pontas do Salso</i>	44
Tabela 5 - Análise petrográfica da unidade AV- <i>Formação Acampamento Velho</i>	49

Sumário

1	INTRODUÇÃO	13
2	OBJETIVOS E METAS	14
3	METODOLOGIA E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO	15
	15
	Compilação de Dados	15
	Análise Petrográfica	16
	Trabalho de Campo	16
4	ESTADO DA ARTE	18
4.1	História da Estratigrafia das unidades da Região da Vila Palma	20
4.2	Unidades Encaixantes do <i>Granito Jaguari</i>	24
4.2.1	<i>Complexo Palma</i>	24
4.2.2	<i>Complexo Pontas do Salso</i>	26
4.2.3	<i>Suíte Lagoa da Meia Lua</i>	27
4.2.4	<i>Formação Acampamento Velho</i>	28
4.3	<i>Granito Jaguari</i>	29
5	REVISÃO CONCEITUAL – Metamorfismo de Contato.....	32
5.1	Texturas Metamórficas	33
6	RESULTADOS	34
6.1	Geologia das unidades encaixantes do <i>Granito Jaguari</i>	37
6.1.1	<i>Complexo Palma</i>	38
6.1.2	<i>Complexo Pontas do Salso</i>	41
6.1.3	<i>Formação Acampamento Velho</i>	48
6.2	Metamorfismo de Contato	50
6.2.1	Minerais Índices, Zonas de Metamorfismo e Fácies	51
7	DISCUSSÕES	53
7.1	Evidências do metamorfismo de contato	53
7.2	Zonas de Metamorfismo e Fácies	55
7.3	Idade do Metamorfismo	59
7.4	Condições de Posicionamento e forma do corpo.....	60
7.5	Extensão do Metamorfismo de Contato (Evidências).....	62
8	CONCLUSÕES.....	62
9	REFERÊNCIAS	63

1 INTRODUÇÃO

A região das vilas da Palma, Passo do Ivo e Ibaré, situadas ao sul da cidade de São Gabriel, representa uma das áreas clássicas da geologia do embasamento Pré-cambriano do Escudo Sul-rio-grandense (Goñi *et al.* 1962; Jost e Vilwoock, 1966). Apesar de estar inserida em um dos contextos mais antigos da estratigrafia do RS, esta região foi pouco estudada do ponto de vista da petrografia metamórfica, levando em conta texturas, estruturas e seus paralelos com o contexto de formação na história do Escudo. Os levantamentos geológicos nesta área tiveram destaque na década de 60 e 70, com muitas atividades de prospecção para ouro e cobre e a instalação da mina de calcáreo da Vila da Palma pela empresa Cimbagé S.A. A exploração de mármore calcítico para a produção de cimento nesta mina ainda está em atividade, atualmente coordenada pela empresa Votorantim S.A.

As rochas que constituem o Terreno São Gabriel (TSG), unidade tectônica que compõe a porção noroeste do Escudo do RS, foram objeto de estudo de teses e dissertações, registrando com o crescente número de trabalhos, o aumento de dados estruturais, petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos. A compreensão da geologia desta região torna-se importante no detalhamento dos processos que envolvem a evolução crustal do Cinturão Dom Feliciano.

A contínua geração de dados petrológicos e estruturais em unidades do Terreno São Gabriel ao longo dos últimos 60 anos proporcionou o incremento contínuo do entendimento geológico de suas unidades e permitiu a evolução de diferentes modelos tectônicos (Fragoso Cesar, 1980; Chemale Jr., 1982; Silva Filho, 1984; Saalman *et al.*, 2005, 2006; Hartmann *et al.*, 2007; Philipp *et al.*, 2016, 2018, 2021; Hueck *et al.*, 2018). Importantes avanços na geocronologia destas unidades podem ser observados nos trabalhos (Machado *et al.* 1990; Babinski *et al.*, 1996; Saalman *et al.* 2010; Hartmann *et al.*, 2011; Remus *et al.* 1999, 2000; Lena *et al.* 2014; Gubert *et al.*, 2016; Vedana *et al.* 2017a,b; Laux, 2017; Siviero *et al.* 2020; Philipp *et al.*, 2021).

Apesar de todos estes avanços, o metamorfismo de contato identificado na área foi objeto de apenas um estudo específico desenvolvido por Mattos et al. (2004) para o Granito São Sepé. O objetivo desta monografia foi integrar dados geológicos e petrográficos obtidos nas disciplinas de Mapeamento Geológico Básico do curso de Geologia da UFRGS (MGB-UFRGS) dos anos de 1996, 2018 e 2019, e da tese do Dr. Luiz Alberto Vedana (PPGGEO, IG-UFRGS).

A área de estudo está situada na porção sul do Terreno São Gabriel envolvendo a porção norte do *Granito Jaguari* e as rochas metamórficas encaixantes dos complexos Palma, Cambaí Pontas do Salso, bem como as rochas vulcânicas de composição andesítica da *Formação Acampamento Velho* (Vedana et al. 2017b). O projeto deste TCC procurou caracterizar o metamorfismo de contato do *Granito Jaguari* a partir da identificação de texturas indicativas do metamorfismo termal, bem como das assembléias minerais relacionadas a transferência de calor do *Granito Jaguari*, definindo a área de desenvolvimento da auréola de contato, a zonation mineral e as fácies metamórficas desenvolvidas.

2 OBJETIVOS E METAS

O objetivo principal desta monografia foi a análise petrográfica das unidades encaixantes ao norte do Granito Jaguari e visou caracterizar: (i) estruturas e texturas primárias e tectônicas, (ii) assembléias minerais em equilíbrio do metamorfismo orogênico e do metamorfismo termal, (iii) texturas de metamorfismo termal, (iv) cronologia relativa entre os eventos de metamorfismo e deformação e (v) influência do metamorfismo termal com a definição da auréola de contato associada ao *Granito Jaguari*.

A meta principal foi integrar os dados disponíveis nos projetos de MGB-UFRGS (1996, 2018, 2019) e da tese do Dr. Luiz A. Vedana (PPGGEO, IG-UFRGS, 2017) com os dados gerados neste trabalho, buscando contribuir para o entendimento dos processos de metamorfismo de contato do *Granito Jaguari* nas unidades encaixantes.

Foi realizada uma análise petrográfica com base na caracterização da mineralogia e das texturas metamórficas. Para tal contribuição se fez necessário:

- (i) Compilar os dados petrográficos, e descrever as lâminas delgadas disponíveis, das rochas encaixantes do *Granito Jaguari* afetadas pelo metamorfismo de contato,

- (ii) Realizar uma análise petrográfica e obter a zonação do metamorfismo com a caracterização dos minerais índices para a delimitação da auréola de contato e definição das fácies do metamorfismo termal.

3 METODOLOGIA E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO

Compilação de Dados

Nesta primeira etapa foi realizada a revisão bibliográfica e compilação de informações para geração de um banco de dados estratigráficos, geológicos e petrográficos, que agregou o histórico de definição das unidades, as principais características litológicas (estruturas, texturas e mineralogia) pertinentes para o estudo do metamorfismo de contato. A revisão bibliográfica foi composta por levantamentos geológicos sobre a porção sul do TSG, e considerando as mudanças na classificação estratigráfica e no contexto tectônico dos complexos Palma, Cambaí e Pontas do Salso, e da *Formação Acampamento Velho* ao longo das últimas décadas.

Foram consultados desde os trabalhos pioneiros dos anos 60 até as produções mais recentes. Para a melhor compreensão do contexto geral das unidades, diferentes classificações e interpretações foram dispostas em tabelas comparativas.

As informações sobre petrografia metamórfica foram organizadas a partir da integração dos dados contidos nos mapas geológicos e relatórios disponíveis do MGB-UFRGS dos anos de 1996, 2018 e 2019, da tese do Dr. Luis A. Vedana (PPGGEO, IG-UFRGS, 2017) e nos artigos Vedana *et al.* (2016, 2017a, b). Os dados petrográficos principais foram obtidos por meio da análise de 85 lâminas petrográficas do professor orientador, dos MGB-UFRGS e da tese do Dr. Luiz A. Vedana, com localização em base georreferenciada.

Os mapas geológicos do MGB-UFRGS foram integrados e associados com outras informações disponíveis em Vedana *et al.* (2017a,b) e Laux (2017). Posteriormente, as principais informações petrográficas (texturas, estruturas, minerais índices) foram agrupados em tabelas comparativas permitindo a avaliação do metamorfismo orogênico e do metamorfismo de contato.

Análise Petrográfica

Esta etapa envolveu a descrição das principais estruturas e texturas primárias e tectônicas, e outros aspectos subordinados. Foram identificados os minerais que as caracterizam, as assembleias minerais do metamorfismo de contato, zonas de metamorfismo e as fácies metamórficas. Todas as descrições foram realizadas no microscópio binocular da marca Meiji, modelo ML 9720, pertencente ao Departamento de Mineralogia e Petrologia (DEMIPE) da UFRGS. Os dados foram colocados em tabelas comparativas possibilitando o melhor entendimento da distribuição das texturas, estruturas e minerais índices na área.

Os minerais índices do metamorfismo termal, identificados a partir da descrição das lâminas delgadas, foram dispostos a partir dos pontos identificados no mapa geológico da área de estudo para definir as zonas de metamorfismo de contato. A grande quantidade de lâminas disponíveis e a possibilidade de correlacionar as texturas observadas em escala de afloramento e amostras de mão, juntamente com a identificação de microestruturas e texturas foram a principal estratégia de ação.

Trabalho de Campo

Participei ao longo do ano de 2019 do mapeamento geológico da Folha Lagoa da Meia Lua em escala 1:25.000, na disciplina de Mapeamento Geológico Básico I e II do curso de Geologia da UFRGS, no denominado Projeto Lagoa da Meia Lua (PLM). Esta folha está situada ao sul da cidade de São Gabriel próximo da divisa com o município de Lavras do Sul. Foram realizados, 20 dias de campo, com o detalhamento e aprimoramento dos contatos entre distintas unidades litoestratigráficas, caracterização dos litologias com coleta de dados estratigráficos, estruturais e petrográficos, incluindo a, descrições de amostras de rocha e lâminas delgadas. As atividades incluíram a integração regional de dados com as demais faixas de mapeamento, discussão sobre a estratigrafia da região, além da produção do mapa da disciplina e discussões acerca da evolução tectônica e estrutural das unidades mapeadas.

A área mapeada incluiu o *Granito Jaguari*, os complexos metamórficos encaixantes (Palma e Pontas do Salso) os granitóides e dioritos da *Suíte Lagoa da Meia Lua* e as rochas vulcânicas da *Formação Acampamento Velho*. Em virtude da situação sanitária desencadeada no ano de 2020, esse foi a única atividade, de campo na área de estudo. A experiência de campo mostra-se fundamental para o entendimento das relações entre o *Granito Jaguari* e as rochas encaixantes, e reconhecimento macroscópico das feições de metamorfismo de contato.

Mapa Geológico Integrado da Região da Vila Palma, São Gabriel

O Mapa geológico em escala 1:25.000 da área estudada foi gerado a partir da integração das informações contidas nos mapas geológicos gerado pelos MGB-UFRGS dos anos de 2018 (PSL, Projeto Suspiro-Lagoa) e de 2019 (PLM, Projeto Lagoa da Meia Lua), dos dados da tese do Dr. Luiz A. Vedana (PPGGEO, IG-UFRGS, 2017) e do mapa da Folha Lagoa da Meia Lua em escala 1:100.000 desenvolvido pela Superintendência Regional de Porto Alegre da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) (Laux, 2017). Os mapas consultados e as atividades de campo possibilitaram compreender questões fundamentais para a caracterização dos eventos metamórficos que afetaram a região, contribuindo para incrementar o conhecimento do do TSG.

A produção do Mapa Geológico da região da Palma contou com 3 etapas principais: (i) unificação dos mapas geológicos dos projetos PSL- Projeto Suspiro-Lagoa (2018) e PLM- Projeto Lagoa da Meia Lua (2019); (ii) padronização na representação das mesmas unidades geológicas. Cita-se o exemplo de mesmas unidades/complexos que foram mapeadas em diferentes anos e receberam atributos diferentes (cores no mapa, nomes etc.); (iii) compilação das colunas estratigráficas e produção de coluna de unidades e sub-unidades integrada. O mapa geológico da região da Palma, utilizado neste TCC foi produzido usando o software Adobe Illustrator 2020®.

Com esse espectro de trabalhos e banco de dados identificou-se a disposição de diferentes direções de lineamentos, denominações estratigráficas e evolução estrutural, possibilitando uma contribuição para a cartografia geológica da região. A partir disso correlacionou-se as direções dos lineamentos e estruturas com a evolução deformacional do TSG para compreender quais as principais direções responsáveis pelos mecanismos de colocação do Granitos Jaguari ocasionando o metamorfismo de contato.

Os dados petrográficos relacionados ao metamorfismo termal como minerais índices, zonas de metamorfismo e fácies metamórficos foram representados no mapa geológico integrado para a representação espacial e definição da extensão da auréola de contato.

4 ESTADO DA ARTE

O Escudo Sul-rio-grandense é dividido em duas grandes unidades geotectônicas, Figura 1, de acordo com diferentes características estruturais, geofísicas e geocronológicas: (1) Cráton Rio de La Plata, representado como um fragmento de idade Arqueana-Paleoproterozoica, (2) Cinturão Dom Feliciano (CDF), um orógeno Brasileiro (930-540 Ma), que se estende do Uruguai até Santa Catarina, orientado em linhas gerais segundo a direção NE-SW (Fragoso Cesar, 1980; Chemale Jr. 2000; Hartmann et al. 2007; Philipp *et al.*, 2016).

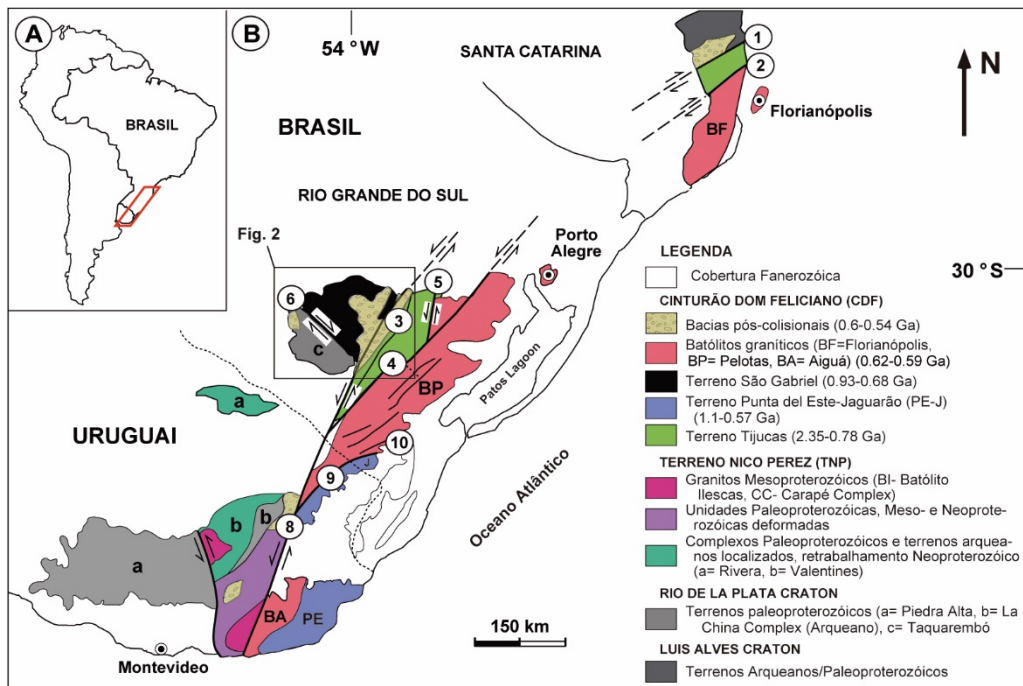


Figura 1 - Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e Uruguai. Zonas de cisalhamento: 1- Itajaí-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Santana da Boa Vista, 4- Dorsal de Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Ibaré, 7- Sarandi Del Yi, 8- Sierra Ballena, 9- Cerro Amaro, 10- Arroio Grande. Localização da área de estudo no quadrado vermelho. Retirado de Philipp *et al.* (2016).

No Rio Grande do Sul o CRLP está representado pelo Terreno Taquarembó (TTb). As unidades mais antigas do ESrg estão inseridas no *Terreno Taquarembó*, representado pelo Complexo Santa Maria Chico (2.5-2.3 Ga), composto por metagabros, metaperidotitos, metadunitos, metapiroxenitos e ortognaisses, sendo cortados por granitoides Neoproterozoicos (0.63-0.57 Ma) e parcialmente coberto por seqüências vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã e sedimentos da Bacia do Paraná (Philipp *et al.*, 2016; Hueck *et al.* 2018).

O Cinturão Dom Feliciano é constituído, de oeste para leste, pelos terrenos São Gabriel e Tijuca e pelo Batólito Pelotas (BP) e pelo Terreno Jaguarão-Punta del Este (Philipp *et al.*, 2016; Hueck *et al.*, 2018). Em conjunto com os Cinturão Araçuaí e Ribeira, o CDF faz parte do Sistema Orogênico Mantiqueira, que se estende do Uruguai até o sul da Bahia e é

caracterizada como um dos principais orógenos Neoproterozóicos relacionados à aglutinação do Gondwana Oeste (Silva *et al.*, 2005).

O *Terreno São Gabriel*, área de estudo, é constituído por associações ofiolíticas, complexos metavulcano-sedimentares e ortognáissicos e suítes graníticas e dioríticas. Estas unidades estão dispostas como corpos alongados na direção NE-SW, separados por zonas de cisalhamento dúcteis, que definem rampas de cavalgamento com vergência para Leste e mergulhos intermediários (entre 30 e 60°) para noroeste (Philipp *et al.* 2021). O mapa geológico do terreno São Gabriel está representado na Figura 2. O *Granito Jaguari* constitui um corpo intrusivo situado na porção sul do Terreno São Gabriel, posicionado ao longo da Zona de Cisalhamento Ibaré, estrutura profunda de direção NW-SE que delimita o terreno (Philipp *et al.* 2018; Hueck *et al.* 2020). Os diversos modelos geotectônicos disponíveis para o TSG reconhecem a geração de um arco intra-oceânico (Arco Passinho), representado pelos ortognaisses do Complexo Imbicuí, e um arco continental (Arco de São Gabriel), representado pelas rochas metavulcano-sedimentares do Complexo Bossoroca e pelos ortognaisses do Complexo Cambaí (Babinski *et al.*, 1996; Saalman *et al.*, 2005; Hartmann *et al.*, 2011; Gubert *et al.*, 2016; Philipp *et al.*, 2018, 2021).

O *Terreno Tijucas* (TTj) é constituído por um embasamento granito-gnáissico Paleoproterozóico, representado pelos complexos Encantadas e Vigia (Philipp *et al.*, 2016), sobre o qual foi depositado as unidades do Complexo Porongos, representando uma bacia vulcano-sedimentar metamorfizada, intercalando por processos tectônicos uma sequência de metassedimentos gerados em um ambiente de margem passiva com uma associação metavulcano-sedimentar (Jost & Bitencourt, 1980; Gruber *et al.* 2011). Estas unidades foram deformadas e metamorfizadas em sucessivas fases compressãois compondo uma série de dobramentos e cavalgamentos durante o final do Ciclo Brasileiro (Fernandes *et al.* 1992).

O *Batólito Pelotas*, porção mais à leste do CDF, é composto por uma diversidade de associações graníticas com idades entre 650-550 M.a, correlacionados à sucessivos episódios de fusão parcial da crosta, e com participação mantélica, rochas básicas gabróicas e dioríticas.

A maioria das suítes foram posicionadas através da atuação zonas de cisalhamento, em diferentes escalas, durante o período pós-colisional da orogenia Dom Feliciano (Bitencourt & Nardi., 2000; Philipp *et al.*, 2000, 2007). O Terreno Jaguarão é constituído por complexos metassedimentares de baixo a médio grau, *inliers* do ortognaisses do embasamento e

fragmentos de complexos ofiolíticos (Ramos et al. 2015, 2018) intrudidos por granitos peraluminosos e metaluminosos com idades entre 620 e 570 Ma (Cruz et. al. 2019).

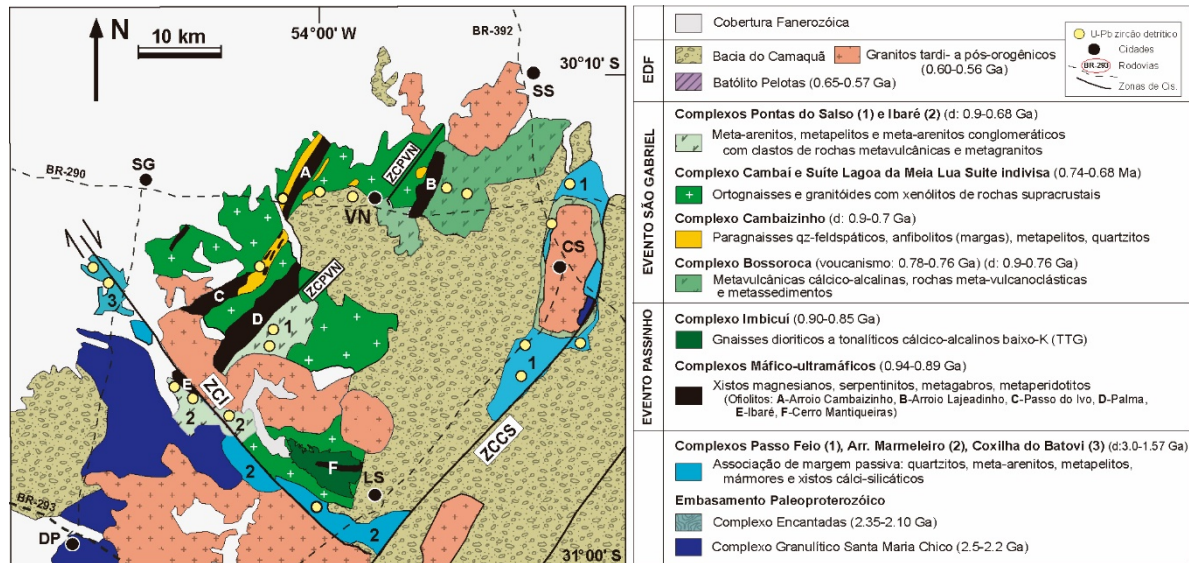


Figura 2 – Mapa Geológico do Terreno São Gabriel, representando principais unidades. Legenda: EDF: Evento Dom Feliciano (0,65-0,57 Ga). Zonas de Cisalhamento: ZCCS- Caçapava do Sul, ZCI-Ibaré, ZCPVN- Palma-Vila Nova do Sul. Cidades: CS- Caçapava do Sul, DP-Dom Pedrito, LS-Lavras do Sul, SG-São Gabriel, VN-Vila Nova.

4.1 História da Estratigrafia das unidades da Região da Vila Palma

As pioneiras investigações sobre a estratigrafia da porção oeste do ESrg (TSG) foram realizadas por Goñi *et al.* (1962), Jost (1966), Jost & Villwock (1966) e Jost (1970), que definiram as primeiras unidades lito-estratigráficas desta região. A proposição estratigráfica de Goñi *et al.* (1962), para as unidades basais da porção oeste do ESrg é composta por migmatitos homogêneos e heterogêneos, denominados de Formação Cambaí, e pelo Grupo Porongos que foi dividido nas Formações Cerro do Ouro, Mantiqueira e Vacacaí, compostas por xistos magnesianos, rochas ultrabásicas e meta-sedimentares de baixo grau, respectivamente. No trabalho de Jost & Villwock (1966), propõe-se a mudança de Formação para Grupo Cambaí, devido à complexidade da cronologia relativa e relações de campo, o que possibilitaria divisões futuras à sequência “migmatítica”. Novas proposições para a estratigrafia dessa porção do ESrg são feitas por Jost (1970), destacando-se a fusão da Formação Cerro do Ouro e Cerro Mantiqueira, adotando-se o nome de Formação Cerro Mantiqueira. Dessa forma, o Grupo

Porongos passou a ser composto pela Formação Vacacaí (sericita-xistos, quartzitos, clorita-xistos, meta-conglomerados e mármore) e Cerro Mantiqueira (serpentinitos, talco-xistos, meta-andesitos, piroxenitos e listvanitos).

Szubert *et al.* (1977), *apud* Chemale Jr. (1982), propõe a divisão em unidades petrotectônicas em detrimento da divisão lito-estratigráfica, e definem a Associação Ofiolítica de Palma (AOP), como uma faixa de direção NE-SW com comprimento de 26 km e uma largura variável de 1 km a 7,5 km, composta por meta-sedimentares de uma sequência flysch, meta-ígneas vulcânicas ácidas-intermediárias à básicas e ultramafitos, apresentando como encaixantes à oeste os migmatitos homogêneos e heterogêneos, que em conjunto com AOP, são inseridos no Grupo Cambaí.

Na região da Vila da Palma, no extremo sul do TSG, Garcia e Hartmann (1981) propõe o nome *Complexo Palma* (CP) para essa associação de meta-sedimentos de fácies flysch, meta-dacitos, meta-andesitos, meta-basaltos, meta-gabros, meta-peridotitos e meta-serpentinitos, sugerindo que represente um greenstone belt, denominação essa atrelada às campanhas de exploração para ouro e cobre com incentivo do DNPM (atual CPRM-SGB) para os trabalhos. Posteriormente, no mestrado desenvolvido por Chemale Jr. (1982), o CP foi subdividido nas sequências Cerro da Cruz (unidades A e B) e Pontas do Salso. Meta-ultramafitos, meta-basaltos, meta-pelitos, quartzitos, meta-vulcânicas de composição ácida a intermediária, mármore, calcosilicatadas e, mais raros, meta-arcósios compõem a unidade A, enquanto a unidade B é aquela com predominância de meta-basaltos, com intercalações subordinadas de ultramáficas e meta-sedimentares. A sequência Pontas do Salso tem predominância de rochas calcosilicatadas com intercalações frequentes de meta-pelitos e meta-arcósios, mais esparsamente, quartzitos, xistos magnesianos, serpentinitos e meta-vulcânicas.

Santos *et al.* (1990) redefinem diversas unidades lito-estratigráficas da região e, mais especificamente, os complexos Palma e Cambaizinho e o Maciço Máfico-Ultramáfico Passo do Ivo são designados como Faixas, e a Sequência Pontas do Salso passou a chamar-se de Formação. Além disso, evidências de campo, petrográficas e estruturais os levaram a considerar a Sequência Pontas do Salso, de Chemale (1982), como uma unidade estratigráfica mais jovem que a Sequência Cerro da Cruz.

O Mapeamento Geológico-UFRGS (1996) redefiniu a Formação Pontas do Salso como sendo composta pela Formação Monumento (correspondente a Formação Pontas do Salso de Santos *et al.*, 1990), incluindo rochas metassedimentares epiclásticas, metatufitos, metapelitos,

meta-arenitos e metaconglomerados, e a Formação Arroio da Palma, composta por metabasaltos, meta-andesitos e metadacitos. O *Complexo Palma* foi redefinido por UFRGS (1996), como uma associação de rochas composta por xistos magnesianos diversos, serpentinitos, metaperidotitos, metagabros, quartzitos e BIF's e excluem os mármore, metabasitos e metapelitos pertencentes ao cinturão supracrustal polideformado, caracterizado em Santos *et al* (1990).

Os trabalhos desenvolvidos por Vedana *et al.* (2016 e 2017a) apresentam pela primeira vez o nome de *Complexo Pontas do Salso* e o descrevem como sendo composto por meta-arcóseos, com ocorrência subordinada de meta-siltitos, metapelitos e meta-arenitos conglomeráticos. O reconhecimento, a partir da análise petrográfica, relações de campo e estruturas em escala de afloramento, além de reconhecimento de estruturas deposicionais, sendo elas: plano-paralelas, estratificação cruzada de baixo ângulo e acanaladas sugerem uma deposição sob um sistema fluvial, com padrão anastomosado e de baixa energia. Os autores destacam a imaturidade textural e composicional dos meta-arenitos, caracterizados por uma composição geoquímica semelhante à de rochas cálcico-alcálicas intermediárias a ácidas de ambientes associados a arcos de margem continental (Vedana *et al.* 2017a). Dados geocronológicos obtidos em cristais de zircão detríticos indicam rochas fontes com idades entre 900 e 680 Ma, sugerindo a erosão das unidades plutônicas e vulcânicas encontradas no Terreno São Gabriel, como os complexos Imbicuí, Cambaí e Bossoroca, e os granitos da *Suíte Lagoa da Meia Lua*, unidades descritas nos trabalhos de Sallmann *et al.* (2006), Hartmann *et al.* (2011), Gubert *et al.* (2016) e Philipp *et al.* (2018).

As rochas vulcânicas básicas da região Vila da Palma foram interpretadas anteriormente como sendo afetadas pelo metamorfismo orogênico (Chemale Jr., 1982; Garcia e Hartmann, 1981) e sendo geradas durante o período de subducção ativa da orogenia São Gabriel (Saalman *et al.* 2005, 2006; Arena *et al.* 2017;). As evidências de campo, como as relações de contato, obtidas por Laux (2017) e Vedana *et al.* (2017b) demonstraram, entretanto, que os basaltos são intrusivos nas unidades metamórficas encaixantes e possuem foliação ígnea de fluxo com disposição sub-horizontal. A principal textura é porfirítica, com fenocristais de plagioclásio em matriz fina composta por plagioclásio, augita e magnetita, comumente muito alterados para sericita, epidoto, actinolita, clorita e carbonato contendo amígdalas e venulações refletindo uma fase hidrotermal pervasiva relacionada ao metamorfismo termal associado à intrusão do *Granito Jaguari*. Vedana *et al.* (2017b) apresentou duas idades U-Pb (Figura 3 e 4) em zircão com idades de cristalização de 563 ± 2 Ma e 573 ± 6 Ma. Os basaltos possuem composição

cálcico-alcalina e caráter metaluminoso, com padrão de elementos traços enriquecidos em elementos tipo LILE, com anomalias negativas de Nb, P e Ti, e leve enriquecimento em elementos terras raras pesados (HREE), além do padrão horizontal de elementos terras raras leves (LREE). Com base nestes dados os autores interpretaram os basaltos da Vila da Palma como pertencentes à *Formação Acampamento Velho* da Bacia do Camaquã e relacionados aos basaltos dos platôs Ramada e Taquarembó.

Com relação aos modelos e contextualização geotectônica, também se observa uma evolução no entendimento dos eventos e fatores que afetaram a evolução crustal Brasileira do Sistema Orogênico Mantiqueira e, em última análise, do CDF. Nas primeiras propostas geotectônicas para as unidades do ESrg, os autores interpretaram a porção noroeste do escudo e a região de São Gabriel e Vila Nova do Sul como pertencentes a áreas cratônicas caracterizadas por uma geologia complexa e afetada por diversos eventos deformacionais. Outros autores, entretanto, reconheceram a evolução da região como associada a processos modernos de subducção de crosta oceânica associados a tectônica de placas (Jost e Vilwoock, 1966; Frago Cesar, 1990; Fernandes et al. 1992; Salmann et al. 2005, 2006, 2011; Philipp et al. 2016, 2018, 2021).

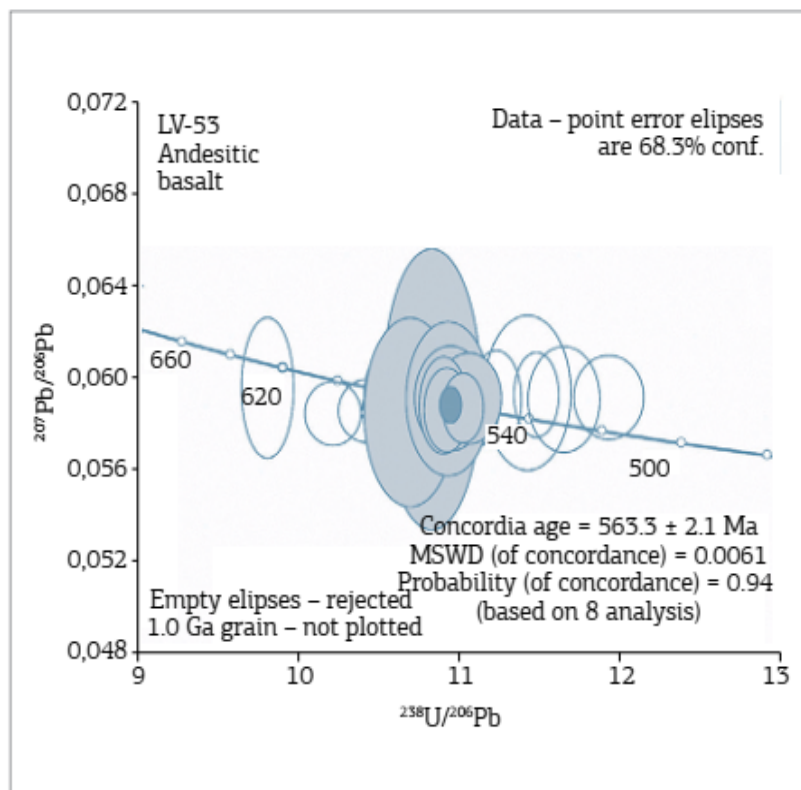


Figura 3 – Idade Concórdia de U-Pb da amostra LV-53 de basalto andesítico da *Formação Acampamento Velho*. Extraído de Vedana *et al* (2017b).

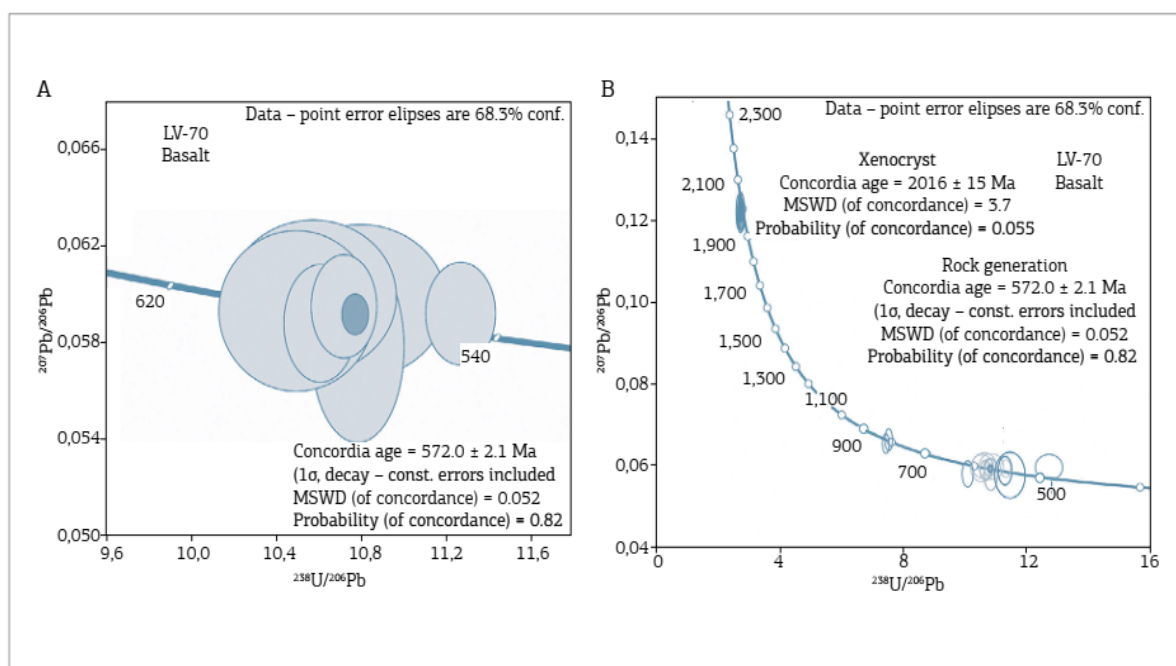


Figura 4 – (A) Idade Concórdia de U-Pb em zircão para a amostra LV-70 de basalto da *Formação Acampamento Velho*. (B) Disposição dos cristais de zircão na curva de concórdia para a amostra LV-70 com xenocristais herdados. Extraído de Vedana *et al* (2017b).

4.2 Unidades Encaixantes do *Granito Jaguari*

4.2.1 *Complexo Palma*

O *Complexo Palma* (CP) foi definido por Garcia & Hartmann (1981), como um corpo rochoso com forma alongada segundo a direção N20°-30°E, estendendo-se dos arredores da Vila da Palma até ao Sul da cidade de Vila Nova do Sul. O complexo foi subdividido em duas associações: (i) rochas metassedimentares, incluindo quartzitos, mármore, metapelitos e meta-arcóseos; (ii) rochas metaígneas, incluindo rochas meta-ultrabásicas (xistos magnesianos e serpentinitos), metabasaltos, metandesitos, metadacitos, granitos e lamproítos.

Posteriormente, Chemale Jr. (1982) divide o CP em duas sequências: (i) Cerro do Ouro, e (ii) Pontas do Salso. A primeira sequência representava, de maneira análoga a subdivisão de Garcias & Hartmann, sendo a unidade A e B composta por rochas metabasitos, quartzitos, mármore, metapelitos, mármore, rochas calco-silicáticas intercaladas com vulcânicas ácidas

à intermediárias. A segunda sequência foi composta por rochas calco-silicáticas com forte proporção de actinolita, clorita e epidoto na composição química, além de metapelitos e esparsos quartzitos associados.

No Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, Santos *et al.*, (1986) apresentaram uma importante contribuição do ponto de vista de cartografia geológica, com a individualização de diversos complexos de rochas metamórficas, incluindo a separação do *Complexo Pontas do Salso* através de “observações de campo, estruturais e petrografia”.

Em trabalhos mais recentes, como os de Saalman *et al.* (2005, 2006) o CP é descrito como uma sucessão metavulcano-sedimentar sendo constituída por rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas intercaladas com gnaisses e xistos, provavelmente, de origem metassedimentar. Os autores denominam a unidade de Grupo Palma e a partir da análise de dados estruturais regionais dividem em unidade inferior e superior ao constatarem a ausência das fases regionais de deformação D1 e D2 em certas unidades que foram, portanto, definidas como estratigráficamente mais jovens e compõe a unidade superior do Grupo. Dessa forma a unidade inferior é composta pela Formação Cerro do Ouro, constituída por anfibolitos, rochas ultramáficas, metabasaltos e serpentinitos intercalados com camadas de quartzito e chert e mármore, e Fm. Cambaizinho, que é constituída por paragnaisses, quartzitos, metapelitos intercaladas com serpentinitos, anfibolitos, xistos magnesianos. A unidade superior é constituída pela Fm. Campestre que inclui rochas meta-vulcânicas e meta-vulcanoclásticas de baixo grau, como andesitos, dacitos e tufos, além de mais restritamente metapelitos e metarenitos.

Laux (2017) propõe a uma nova divisão para o que o autor chama de Complexo Metamórfico Palma que é: Fm Cerro do Ouro; unidade pelítico-calcisilicática e metavulcânica. Para o autor a Fm Cerro do Ouro é constituída por serpentinitos, xistos magnesianos variados, anfibolitos e metagabros, enquanto a unidade pelítico-calcisilicática é composta por mármore, quartzitos, clorita xistos e BIF's e a metavulcânica por metadacitos e metandesitos.

Philipp *et al.* (2016, 2018, 2021) descreveu o CP como sendo composto por rochas metaultrabásicas: xistos magnesianos (talco-tremolita xistos, tremolita-talco xistos, magnesita-talco xisto, talco xistos, serpentina-talco xistos e pequenos corpos de clorita xistos) e serpentinitos, intercalados com metassedimentos de fundo oceânico como quartzitos puros (interpretados como chert e originados pela acumulação de carapaças silicosas de ambiente marinho profundo), metapelitos, metarenitos muito finos e lentes de mármore.

As rochas metavulcânicas descritas no complexo e interpretadas como metabasaltos e meta-andesitos (Garcia e Hartmann, 1981; Chemale Jr. 1982; Saalman *et al.* 2005, 2006; Arena *et al.*, 2016, 2017) foram reconhecidas como basaltos e andesitos pertencentes a *Formação Acampamento Velho*, com base nos dados geocronológicos de U-Pb em zircão apresentadas por Vedana *et al.* (2017b), com idades de 572 ± 2 Ma e 563 ± 2 Ma. Esta interpretação estratigráfica foi indicada anteriormente por Teixeira (1982), que apresentou uma idade K-Ar de 559 Ma para os referidos basaltos.

4.2.2 *Complexo Pontas do Salso*

Definido como Sequência Pontas do Salso por Chemale Jr. (1982) essa unidade compunha, em conjunto com a sequência Cerro da Cruz (unidades A e B) o *Complexo Palma*. Constituída por rochas calco-silicatadas foliadas, incluindo xistos com actinolita, epidoto, albita, clorita, biotita e quartzo, e subordinadamente, com metapelitos, meta-arcóseos e quartzitos intercalados. O complexo apresenta contatos tectônicos definidos por zonas de cisalhamento dúcteis com as rochas metaultramáficas e metassedimentares do CP à Oeste, e com os granitóides da *Suíte Lagoa da Meia Lua*, ao Leste. Os granitos São Manoel e Camaquã Pelado, ao Norte-Nordeste, e o *Granito Jaguari* ao Sul, são intrusivos e cortam discordantemente as rochas metamórficas do CP.

No Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, Santos *et al.*, (1986) foi redefinido como Formação Pontas do Salso, sendo constituída por uma associação de rochas vulcanoclásticas predominantes com intercalações de piroclásticas, pelitos e conglomerados metamorfizados no fácies xistos verde estando estratigráficamente superposta ao CP, não reconhecendo relações temporais entre essa Formação os metaultramafitos da Palma, com excessão de um espesso e alongado pacote na porção sul do corpo, que foi interpretado como uma janela tectônica ou um alto estrutural.

Saalman *et al* (2005, 2006) caracterizando o Grupo Palma como uma sucessão vulcano-sedimentar o dividem estratigraficamente em unidades superior e inferior. A unidade superior é a Formação Campestre, composta majoritariamente por rochas meta-vulcânicas e meta-vulcanoclásticas como andesitos, dacitos, tufos intermediários e, em menor proporção, metarenitos e metapelitos derivados de protólitos vulcânicos.

Laux (2017) inclui no denominado Cinturão Metamórfico Vacacaí (CMV), as Formações Pontas do Salso (FPS), Ibaré e o Complexo Arroio Marmeleiro, sendo o CMV uma sequência vulcano-sedimentar composta por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de composição andesítica e dacítica, tufos intermediários e rochas tufíticas, com menores proporções de xistos pelíticos, psamíticos, calcissilicáticos e margas. Mais especificamente caracterizam a FPS como uma sequência de tufos, tufos lapilíticos, aglomerados, brechas e localmente derrames de composição intermediária, além de conglomerados e arenitos conglomeráticos.

Mais recentemente, nos trabalhos de Vedana *et al.* (2016, 2017a) e Philipp (2016, 2018, 2021) esta unidade foi redefinida como *Complexo Pontas do Salso*, e caracterizado como um pacote de rochas epiclásticas de origem vulcanogênica. Predominam corpos acamadados de meta-arenitos vulcanogênicos, com porções subordinadas constituídas por lentes descontínuas de espessuras métricas de meta-arenitos conglomeráticos, metasiltitos e metapelitos. Os autores destacam a preservação de estruturas sedimentares como acamadamento plano-paralelo, e ocorrência restrita de camadas com estruturas cruzadas acanaladas.

4.2.3 *Suíte Lagoa da Meia Lua*

Originalmente denominada de Granito Lagoa da Meia Lua por Chemale Jr. (1982) foi caracterizada por monzogranitos, granodioritos, tonalitos e dioritos, de texturas equigranulares, com termos médios a grossos. Ocorre na região de estudo como dois corpos de formas alongadas segundo a direção N30°E, situados ao Oeste do CP e a Leste do CPS. Também é descrita na região de Vila Nova, onde foram caracterizados o Diorito Capivaras (Garavaglia *et al.*, 2002) e o Granodiorito Cerca de Pedra (Hartmann *et al.*, 2011). Os corpos de tonalitos, granodioritos e dioritos desta suíte são intrusivos nos ortognaisses do Complexo Cambaí.

Na região de estudo, o MGB-UFRGS (PLM, 2019), caracterizou a SLML como composta, por dioritos e tonalitos, com foliação ígnea bem definida pela orientação de

agregados de biotita e hornblenda e com disposição subvertical, concordante com as zonas de cisalhamento da região, como a Zona de Cisalhamento Palma-Vila Nova (Philipp *et al.* 2018). Os corpos possuem dimensões desde métrica a dezenas-centenas de metros, e frequentemente desenvolvem um bandamento composicional ígneo, alternando corpos concordantes de dioritos, hornblenditos e tonalitos em escala cm a m.

4.2.4 *Formação Acampamento Velho*

A evolução da nomenclatura com relação ao Acampamento Velho tem como princípio o trabalho de Leinz (1941), que é o primeiro a descrever o vulcanismo na região do Platô da Ramada, caracterizando-o como quartzo-pórfiro além de estabelecer uma relação com eventos pós-orogênicos. O trabalho de Cordani *et al.* (1974) é o primeiro a propor a nomenclatura de *Formação Acampamento Velho*.

Segundo Sommer *et al* (1999, 2005) a Fm. Acampamento velho é caracterizada com uma associação vulcano-plutônica bimodal, composta por depósitos de lavas basálticas na base (basaltos, traquibasaltos e andesitos) seguida por depósitos de ignimbritos, brechas vulcânicas e tufos recobertos por lavas ácidas (traquitos e riolitos) no topo.

A FAV possui predomínio de termos vulcânicos e está dividida em Fácies Particulada, Fácies básica e Fácies Coerente. Segundo Sommer *et al* (2005), a fácies particulada está relacionada ao vulcanismo explosivo, e reúne depósitos efusivos e piroclásticos ácidos, ignimbritos, principalmente, brechas vulcânicas e tufos, normalmente cobertos por lavas riolíticas. Estes depósitos são sucedidos por lavas riolíticas, autobrechadas, foliadas e maciças. De forma subordinada ocorrem lavas básicas intercaladas e intrusões rasas de composição diorítica a riolítica. Os depósitos ocorrem estratificados até ignimbritos maciços com alto grau de soldagem. A Fácies Coerente corresponde aos diques ácidos, lavas e diques básicos. Os diques ácidos possuem, predominantemente, composição riolítica, e, secundariamente, composição traquítica. A fácies básica corresponde às lavas porfíricas e diques básicos associados, caracterizados como basalto (Wildner *et al.*, 1999; Sommer *et al.*, 1999; 2005). Foram apresentadas idades U/Pb, para rochas hipabissais riolíticas do Platô da Ramada por Sommer *et al* (2005), de 549.3 ± 18 Ma, além de 573 ± 18 em zircões do de riolito da região do Passo

do Salsinho (Chemale, 2000; Almeida et al., 2002) e 572 ± 3 para rochas intrusivas correlatas da região do Platô do Taquarembó por Gastal e Lafon (2001).

As rochas vulcânicas da região da Vila da Palma, anteriormente interpretada (Chemale Jr., 1982; Garcia e Hartmann, 1981) como afetadas pelo metamorfismo orogênico e correlacionadas ao período de subducção ativa da orogenia São Gabriel (Saalman *et al.* 2005, 2006; Arena *et al.* 2017). Porém os trabalhos de Laux (2017) e Vedana *et al.* (2017b) corroboram com dados de campo e geocronologia que os basaltos são intrusivos nas unidades metamórficas encaixantes, além de possuir foliação ígnea de fluxo com disposição sub-horizontal. Apresentando como principal textura a porfirítica com fenocristais de plagioclásio em matriz fina composta por plagioclásio, augita e magnetita, comumente muito alterados para sericita, epidoto, actinolita, clorita e carbonato contendo amígdalas e venulações refletindo uma fase hidrotermal pervasiva relacionada ao metamorfismo termal associado à intrusão do *Granito Jaguari*. O trabalho de Vedana *et al.* (2017b) fornece, também, duas idades U/Pb para os andesitos localizados na região da Palma de 563 ± 2 Ma e 573 ± 6 Ma.

4.3 *Granito Jaguari*

Definido como *Granito Jaguari* por Jost & Villwock (1966), foi caracterizado como biotita sienogranito, subalcalino e de natureza tardi-orogênica. Posteriormente foi incluído, em conjunto com os demais granitos alcalinos pós-orogênicos do Oeste do Escudo Sul-riograndense na Suíte Intrusiva Saibro (Hartmann & Nardi, 1983; Nardi & Bonin, 1991)

O *Granito Jaguari* está localizado na porção sul do Terreno São Gabriel e constitui um corpo de forma, com aproximadamente 414 km². Seu corpo está associado ao do Monzogranito Santa Rita (Chemale Jr, 1982), como granitos posicionados ao longo da Zona de Cisalhamento Ibaré. O granito é intrusivo nas unidades dos complexos Palma e Pontas do Salso, nos granitóides da Suíte Lagoa da Meia Lua e nas lavas andesíticas a basálticas da *Formação Acampamento Velho* (Vedana *et al.* 2017b).

Gastal & Nardi (1992) reconheceram três fácies petrográficas no *Granito Jaguari* (i) sienogranitos de granulação grossa à média, que transicionam para (ii) biotita monzogranitos de granulação média a grossa, em menor escala ocorrem, também, (iii) monzogranitos

heterogranulares de granulação fina. Os autores caracterizaram o granito como um “típico representante metaluminoso da associação alcalina”. Os autores apontam a presença de brechas de *degassing* e fácies riolíticas na evolução do GJ, sugerindo que a Pressão Litostática não ultrapassou o equivalente a 1-1,5 Kbar, permitindo estimar sua profundidade de colocação como inferior a 8 km. Com base em temperaturas de saturação em Apatita (Harrjesson & Watson, 1984 *apud* Gastal & Nardi, 1992), indica os seguintes valores mínimos para a temperaturas líquidas do GJ, 880°-900°C nos monzogranitos e 770°-800°C nos sienogranitos, mostrando-se compatível com a sistemática de saturação para composições metaluminosas alta sílica (Harriso & Watson, 1984 *apud* Gastal & Nardi, 1992).

Gastal *et al.* (2006) definem com base em determinações das razões isotópicas de Pb/Pb uma idade de cristalização de 567±4 Ma para o *Granito Jaguari*. Pode se observar as relações entre as unidades e sub-unidades da Região da Vila Palma-Suspiro e do *Granito Jaguari* na Figura 5 e aspectos macroscópicos das unidades encaixantes do *Granito Jaguari* na figura 6.

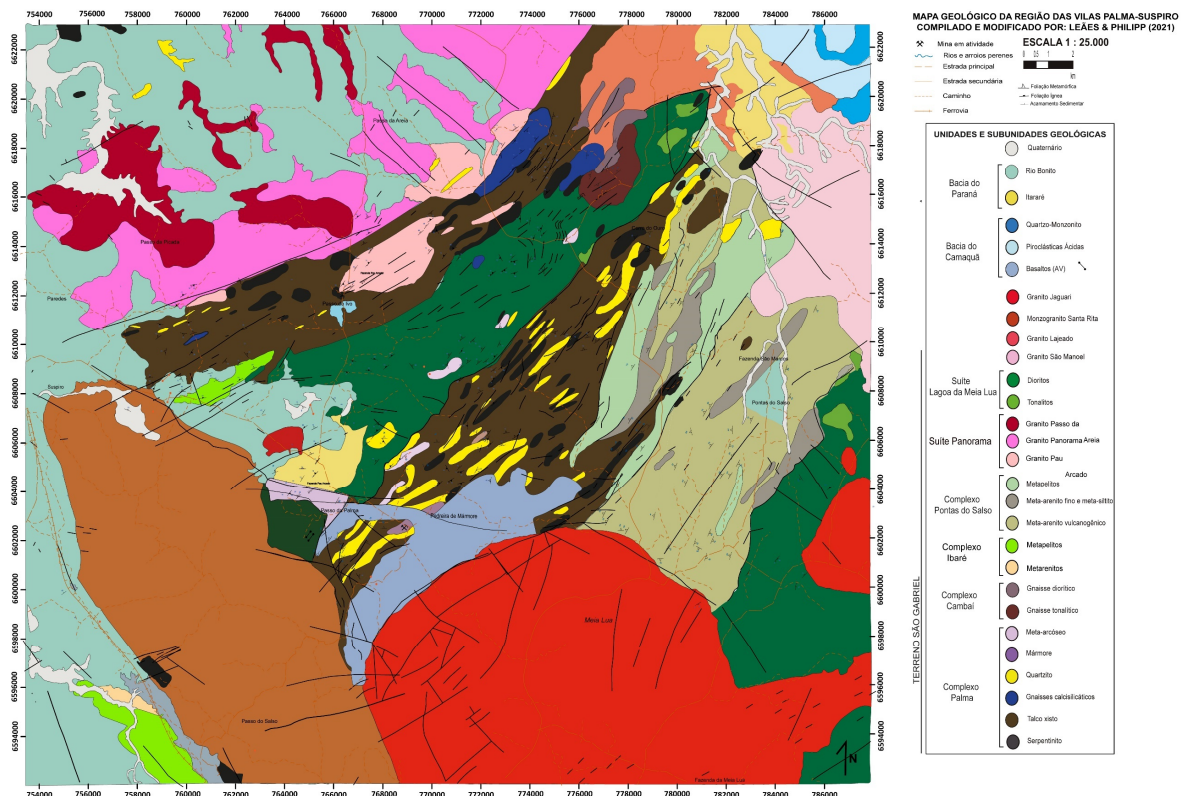


Figura 5 – Mapa Geológico com principais unidades e sub-unidades da Região Palma-Suspiro.

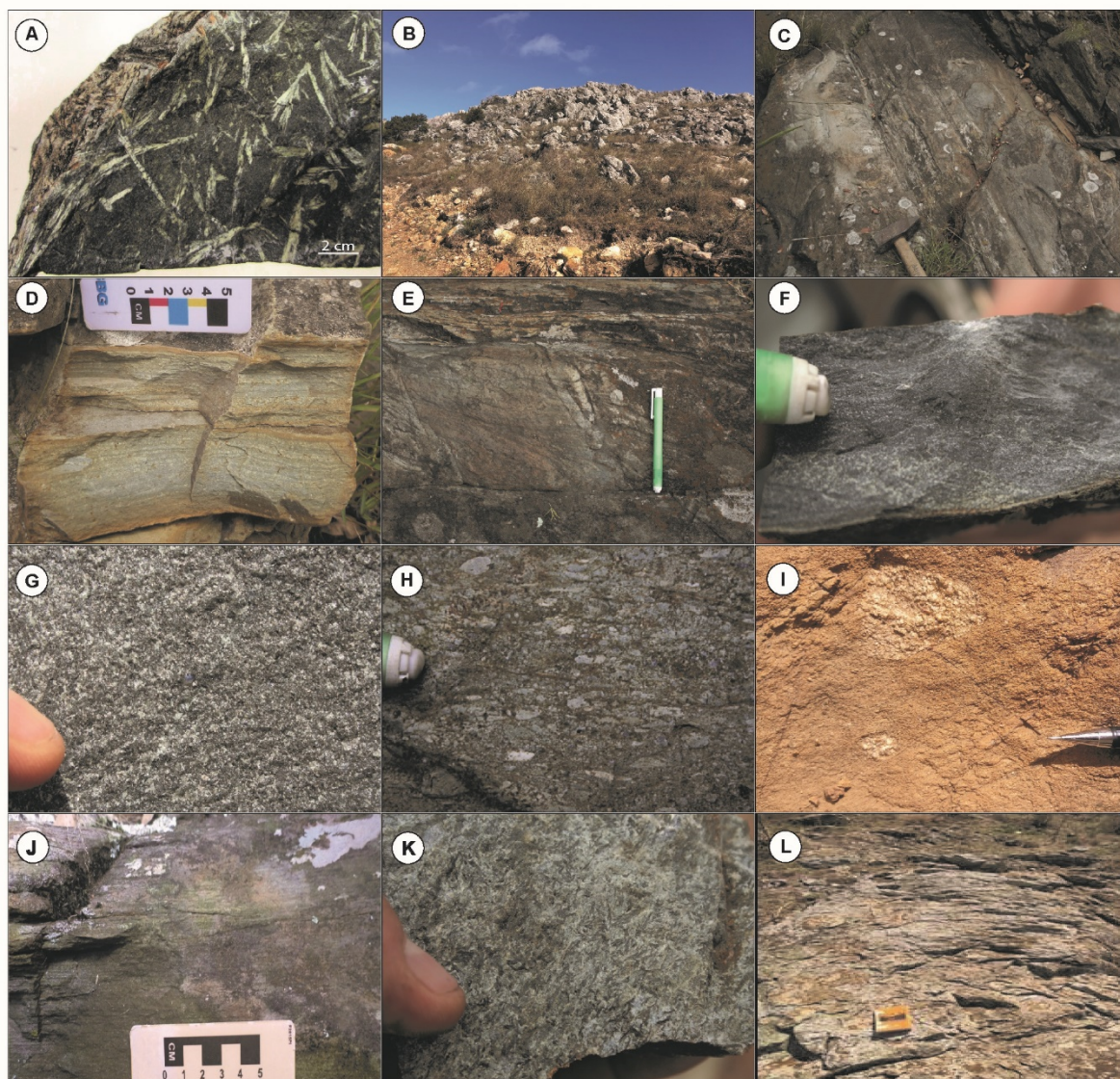


Figura 6 – Estruturas e texturas macroscópicas das unidades encaixantes do *Granito Jaguarí*. Complexo Palma: A) Textura bow-tie marcada por tremolita em tremolita-xisto; B) Cristas de Quartzito; C) Acamamento plano-paralelo em lajeado; D) Estrutura plano-paralela em metarenito vulcanogênico; E) Estrutura cruzada em metarenito vulcanogênico; F) Aspecto macroscópico do metarenito vulcanogênico; G) Textura blastopsamítica em metarenito vulcanogênico destacando porfiroclastos de tamanho areia grossa a grânulo de quartzo hexagonal (cor azul, centro da foto) e de plagioclásio (cor branca) imersos em matriz quartzo-feldspática de cor cinza claro com tom esverdeado; H) Metarenito conglomerático contituído por clastos matriz suportados de metasiltitos e metarenitos vulcanogênicos de cor esbranquiçada e formas angulosas; I) Metarenito conglomerático com clastos de tonalito e trondhjemito de textura equigranular média; J) Metapelito com estrutura plano paralela e cruzada; K) Hornfels em metarenito vulcanogênico com textura bow-tie definida pelo crescimento desorientado de porfiroblastos prismáticos e aciculares de hornblenda; L) Lajeado de andesito da *Formação Acampamento Velho* ao longo do Arroio da Palma.

5 REVISÃO CONCEITUAL – Metamorfismo de Contato

O metamorfismo termal está relacionado a transferência de calor, gases ou fluidos, de corpos plutônicos ou vulcânicos para as rochas encaixantes (Bucher & Grapes., 2011). Ocorre sob condições de baixa pressão litostática sendo observadas em intrusões que se posicionam em níveis crustais rasos (< 8 km). Os efeitos do metamorfismo termal variam de dezenas de metros até poucos quilômetros da intrusão, em geral até 5 km. Essa extensão, ou zona, do efeito termal é chamada “auréola de contato”. Os principais fatores que controlam a extensão da auréola estão relacionados ao volume do corpo ígneo, composição, profundidade da intrusão, características do protólito (*e.g.*: conteúdo de fluidos, porosidade e permeabilidade), tempo de atuação da intrusão (período de resfriamento) (Bucher & Grapes, 2011). As rochas submetidas ao metamorfismo de contato podem sofrer alterações em sua composição química, texturas e estruturas, levando-se em conta que a principal influência para alterações minerais esteja diretamente ligada às características do protólito, como reatividade química, tamanho de grão, porosidade e permeabilidade.

Uma das principais características do metamorfismo de contato está relacionada ao fato de que as transformações ocorrem sob ausência da pressão dirigida, permitindo o crescimento de fases minerais sem orientação preferencial. Esta feição, associada a rápida transmissão de calor, permite a formação de uma rocha denominada Hornfels ou Cornubianito. Quando muito afetada pelos processos termais pode modificar a estrutura da rocha original e se tornar maciça. Em condições de transformação parcial pode preservar as estruturas primárias e/ou tectônicas da rocha original.

A classificação das fácies metamórfica para o metamorfismo de contato, é parte fundamental para o entendimento do contexto do metamorfismo e correlacionar os dados metamórficos com a possível intrusão que o causou. Essa correlação é feita através dos dados indicativos da pressão litostática e da temperatura da assembléia mineral presente na rocha afetada.

Fyfe (1958) (*apud* Winter, 2001) propôs a fácies Albita-epidoto Hornfels para representar a porção mais externa em uma auréola de contato, estabelecendo-se em temperaturas (T) entre 250°-450°C. Minerais característicos desta fácies incluem clorita, biotita, epidoto, actinolita,

cloritóide e granada. Comparativamente demonstra uma assembleia mineral similar à da fácies Xistos Verde do metamorfismo regional orogênico. Com aumento de T e aproximando-se da intrusão, encontra-se a fácies Hornblenda hornfels, que indica temperaturas entre 450°-680°. Nessa fácies torna-se mais comum o desenvolvimento de porfiroblastos e a estabilização de minerais hidratados. Minerais característicos dessa fácies são: hornblenda, estaurolita, cianita, tremolita, grossulária e diopsídio. Seguindo-se, ainda, com aumento de P e T, seja exclusivamente por proximidade da intrusão ou por estabelecer um paralelo de aumento de profundidade e proximidade da intrusão ocorre as fácies Piroxênio hornfels e Sanidinito que não serão tratadas aqui pois não foram fácies reconhecidas na área de estudo.

5.1 Texturas Metamórficas

As texturas desempenharam papel diagnóstico para esse estudo, se mostrando essenciais na identificação da atuação do metamorfismo de contato. A ausência de pressão dirigida ocasiona a formação de texturas sem orientação mineral, observadas em escala macroscópica e microscópica. Destacam-se a formação da textura granoblástica poligonal e de novos minerais com extinção normal, indicando a ausência de deformação e da pressão dirigida.

Entre os arranjos caracterizados pelo crescimento desorientado de minerais destacam a textura Decussada, definida pelo crescimento de filossilicatos como muscovita, clorita, biotita, estilpnomelano e talco. Também merece destaque a textura bow-tie (gravata borboleta), constituída pelo crescimento fibro-radiado de minerais prismáticos, como actinolita, tremolita, hornblenda, cianita, entre outros. Minerais com textura acicular tem seu crescimento a partir de um único ponto de nucleação, e podem ocorrer como exemplares dispersos na rocha em grão individuais ou formando pequenos conjuntos de grãos concentrados em porções da rocha com uma melhor disposição geoquímica.

Outra característica comum nos hornfelses é a formação de porfiroblastos, denominação utilizada para minerais metamórficos que cresceram mais que os demais minerais constituintes da denominada matriz da rocha. Os principais fatores que contribuem para o maior crescimento de determinadas espécies minerais, e conseqüente formação da textura porfiroblástica, são a taxa de nucleação e velocidade de crescimento dos minerais. Os silicatos de grupos cristalinos

com estrutura mais simples, como nesosilicatos, ciclosilicatos, sorosilicatos. Em sistemas cristalinos de arranjos ou ligações mais complexas, com maiores defeitos cristalinos, vacâncias e substituições nos sítios de coordenação é favorecida a nucleação em detrimento da velocidade de crescimento. São comuns porfiroblastos de andaluzita, cloritóide, granada, cordierita, cianita, estauroлита, hornblenda, tremolita, diopsídio, grossulária, olivina, epidoto, entre outros. A estrutura cristalina mais simples acarreta baixa quantidade de defeitos cristalinos, o que favorece uma elevada velocidade de crescimento em relação aos minerais mais finos da matriz, em geral dominada por minerais do grupo dos tectossilicatos, como o quartzo, o K-feldspato e o plagioclásio.

6 RESULTADOS

Nessa seção são apresentados os resultados obtidos pelas atividades de mapeamento geológico e pela análise petrográfica das rochas encaixantes do *Granito Jaguari*. Para caracterizar os efeitos do metamorfismo de contato causado pelo granito foram observadas e descritas em escala de afloramento, de amostra de mão e de microscopia ótica as texturas, estruturas e assembléias minerais em equilíbrio, incluindo as feições relacionadas a três grandes eventos de metamorfismo. As transformações mais antigas foram impostas pelo metamorfismo regional orogênico, que desenvolveram estruturas e texturas caracterizadas pela orientação mineral. Associado a zonas de alta deformação em parte contemporâneas a estruturas anteriores, foram observadas texturas e estruturas miloníticas, com feições de estiramento mineral. O último evento a afetar a região foi o metamorfismo termal associado principalmente aos granitos pós-orogênicos, como os granitos Santa Rita e Jaguari. Um dos raros exemplos de metamorfismo de contato no RS foi apresentado por Mattos *et al.* (2004), que descreveu as transformações termais dos metassedimentos e das rochas metavulcânicas piroclásticas do Complexo Bossoroça associadas a colocação do Granito São Sepé.

Para descrever o metamorfismo de contato do *Granito Jaguari* nos complexos metamórficos e nas rochas vulcânicas encaixantes foram descritas 85 lâminas, Tabela 1, delgadas dos projetos Lagoa da Meia Lua-Rufino Farias (PLR, MGB-UFRGS-1996), Lagoa da Meia Lua (PLM, MBG-UFRGS-2019) e da tese do Dr. Luiz Alberto Vedana (PPGGEO, IG-UFRGS, 2017).

Nas lâminas analisadas foram identificadas feições texturais, estruturais e mineralógicas ocasionadas pelo metamorfismo de contato. O Projeto Suspiro-Lagoa da Meia Lua (PSL-2018) contribuiu com 4 pontos de campo, e ao todo a monografia conta com a descrição e compilação de 96 pontos de campo com descrições de afloramentos. Para melhor compreensão dos efeitos do metamorfismo de contato, os dados petrográficos foram representados no mapa geológico da região da Vila Palma na forma de minerais índices, zonas de metamorfismo e fácies metamórficas. As informações gerais sobre a origem das lâminas delgadas descritas estão divididas por Projeto e por Unidade e estão representadas na Tabela 1. As principais informações obtidas pela análise petrográfica, como assembléia mineral, mineral índice e fácies estão nas Tabelas 2, 3 e 4 após os resultados de cada unidade.

Os pontos de campo com as informações petrográficas (macro e microscopia) foram representados no mapa geológico e metamórfico integrado da região da Vila da Palma. Além da localização geográfica, as informações texturais, estruturais e mineralógicas destes pontos foram direcionadas na identificação dos minerais índices, das zonas de metamorfismo e das fácies metamórficas geradas pelo processo termal. As principais informações foram coletadas nas rochas encaixantes do *Granito Jaguari* situadas na sua porção norte, principalmente nas unidades dos complexos Palma e Pontas do Salso e sobre as rochas andesíticas da *Formação Acampamento Velho*. Para melhor representar as transformações do metamorfismo termal as unidades litoestratigráficas foram representadas sem parte das subdivisões composicionais internas, que podem ser observadas no mapa geológico de minerais índices da Figura 7.

A seleção das amostras levou em consideração a composição química e a estrutura original dos litótipos. O *Complexo Palma* é constituído por rochas metaultrabásicas (CPu), (xistos magnesianos e serpentinitos), intercalado com um pacote de metassedimentos (CPms) que é subordinado e constituído por quartzitos puros de cor branca, calcita mármores e hornblenda-grossulária mármores, metapelitos e meta-arenitos quartzosos finos.

O Complexo Pontas do Salso é composto por uma sucessão de metassedimentos epiclásticos com fontes vulcanogênicas constituindo rochas dominadas por um arcabouço de composição quartzo-feldspática, mas com uma matriz rica em epidoto, clorita e anfibólio. Esta característica composicional associada a presença comum de porfiroclastos de plagioclásio ripiforme e quartzo hexagonal, e aos níveis ricos em clastos de rochas metavulcânicas (meta-andesitos) indica que estas rochas provêm de erosão de fontes vulcânicas. A preservação da composição original e o transporte curto desta sequência foram destacados por Vedana *et al.*

(2016, 2017a). Os meta-arenitos em geral mostram seleção baixa a moderada, com a preservação de porfiroclastos euédricos de quartzo hexagonal e plagioclásio e com litoclastos de formas subangulosas a subarredondadas. A preservação da composição original e a composição semelhante à de rochas de composição intermediária, aproxima os protólitos do complexo com o comportamento das rochas básicas.

Os andesitos da *Formação Acampamento Velho* apresentam uma composição química semelhante à de protólitos básicos. Desta forma, as informações disponíveis sobre as condições metamórficas das rochas básicas e das rochas ultrabásicas foram utilizadas para caracterizar as assembléias em equilíbrio e os minerais índices (Bucher & Grapes, 2011).

Tabela 1 – Lâminas selecionadas para análise petrográfica e caracterização do metamorfismo de contato do *Granito Jaguari* divididas por projeto e unidade geológica. **Unidades:** AV - Acampamento Velho; CP(u) - *Complexo Palma* Ultrabásicas; CP (ms) – *Complexo Palma* Metassedimentares; CPS – *Complexo Pontas do Salso*. **Projetos:** PLR – Projeto Lagoa da Meia Lua-Rufino Farias (MGB-UFRGS 1996); LV – Tese Luiz A. Vedana (PPGGEO-IGEO UFRGS 2017); PLM – Projeto Lagoa da Meia Lua (MGB-UFRGS 2019).

SIGLA	Ano	CP (u)	CP (ms)	CPS	AV	Total
PLR	1996	1	-	10	6	17
LV	2017	2	-	40	3	45
PLM	2019	7	5	8	3	23
					Total:	85

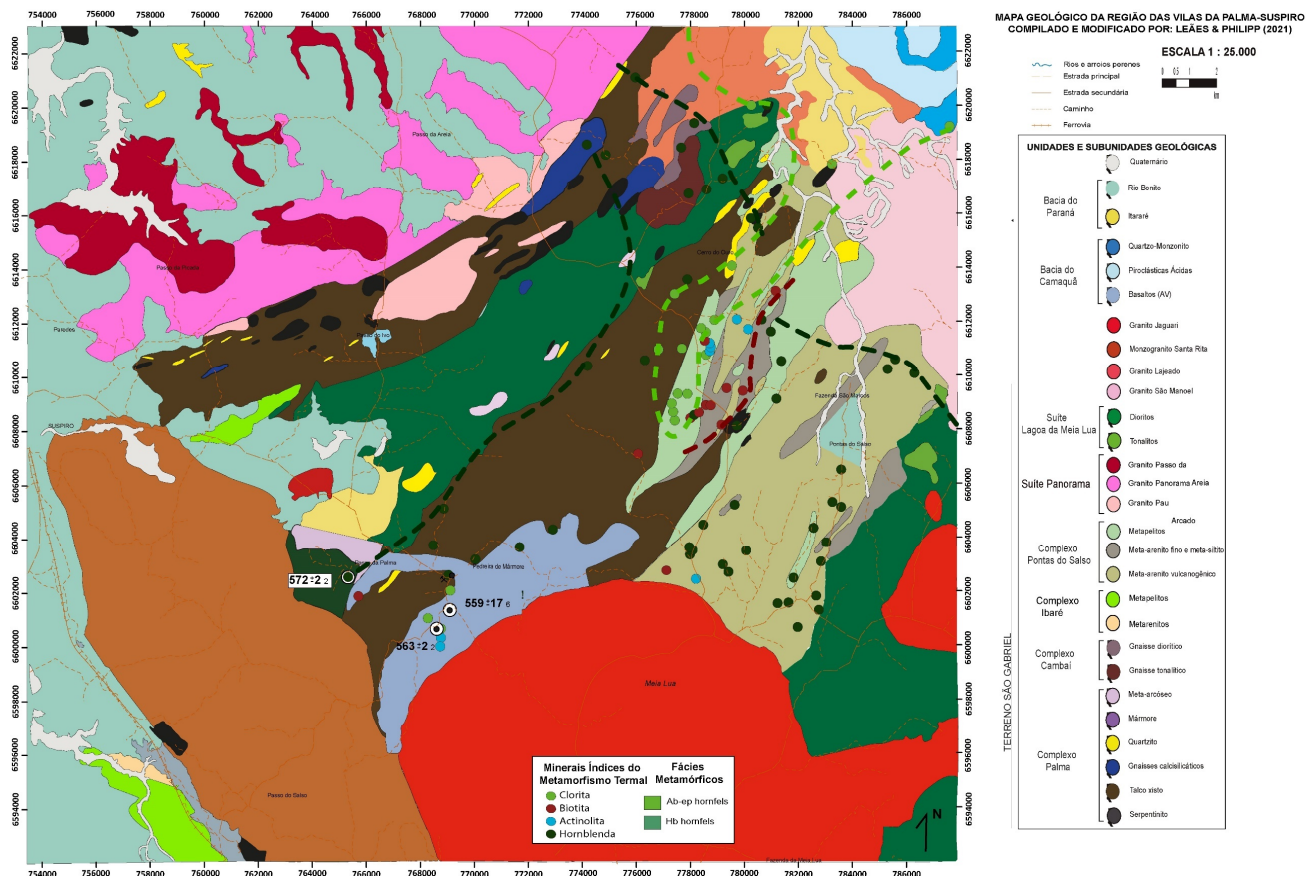


FIGURA 7 - Mapa Geológico simplificado da Região Palma-Suspiro com minerais Índices do metamorfismo de contato causado pelo *Granito Jaguari*.

6.1 Geologia das unidades encaixantes do *Granito Jaguari*

A área que é enfoque dessa monografia está localizada ao sul da cidade de São Gabriel, entre as regiões da Vila da Palma, Cerro do Ouro e Platô da Ramada. O acesso principal se dá através da BR-290, saindo de São Gabriel e indo sentido Sul pela RS-471 (Corredor de Bagé).

A base estratigráfica das rochas encaixantes do *Granito Jaguari* na área de estudo é constituída por: (i) rochas ultrabásicas (serpentinitos e xistos magnesianos) e metassedimentares (mármore, quartzitos puros, metarenitos e pequenos corpos de metapelitos) do *Complexo Palma*, (ii) Suíte Lagoa da Meia Lua (tonalitos e dioritos, com

foliação subverticalizadas de direção NE-SW e mergulho dominante para NW) (iii) rochas metavulcano-sedimentares e epiclásticas do *Complexo Pontas do Salso* (meta-arenitos vulcanogênicos, metasiltitos-metapelitos vulcanogênicos, meta-arenitos conglomeráticos vulcanogênicos e metatufos dacíticos), (iv) andesitos da *Formação Acampamento Velho* (porfiríticos e com estrutura de fluxo sub-horizontal).

6.1.1 *Complexo Palma*

As rochas do *Complexo Palma* envolvem dois grupos de protólitos distintos, incluindo rochas ígneas plutônicas de composição ultrabásica (Jost e Vilwock, 1966; Chemale Jr. 1982; Saalman *et al.* 2005) e rochas sedimentares clásticas (pelitos, pelitos biosilícicos e calcáreos) metamorfizadas (Philipp *et al.* 2021). A ocorrência de corpos de serpentinitos envoltos por xistos magnesianos indica a transformação por metamorfismo orogênico (Remus *et al.* 1993; Saalman *et al.* 2005, 2006; Hartmann *et al.* 2007).

As rochas metaultrabásicas do complexo estão expostas como corpos de serpentinitos constituindo cristas alongadas envoltas por lentes irregulares compostas por xistos magnesianos (Figura 5). Os serpentinitos mostram cor verde escuro a preta, com estrutura maciça ou, frequentemente, como serpentinitos miloníticos caracterizados por clastos variados de serpentinitos maciços envoltos por uma matriz rica em serpentina com estrutura foliada. Estes corpos deformados ocorrem em especial próximo aos contatos com os quartzitos puros e com as unidades do *Complexo Pontas do Salso*. Apresentam, também, proporções variáveis de magnesita, talco e porfiroblastos de magnetita de até 2 mm.

Os xistos magnesianos incluem talco xistos, tremolita-clorita xistos, clorita xistos e tremolita xistos ocorrem associados e como lentes de espessuras métricas compondo áreas de relevo mais dissecado nas partes baixas das cristas sustentadas pelos serpentinitos e por quartzitos ou nas drenagens e cortes de estrada. Com cores variadas, de cinza esverdeada, amarelados e até branco acinzentado, os talco xistos apresentam textura lepidoblástica média-grossa (1-2 mm) marcada por talco, e mostram teores baixos de clorita, magnetita e tremolita. Os tremolita-clorita xistos formam corpos mais restritos dentro da unidade, mostram cor verde acinzentado a verde escuro, e apresentam, textura nematoblástica média a grossa marcada por grãos de tremolita de 1 mm a 2 mm, contendo teores variáveis de clorita e/ou talco. Os clorita xistos tem cor verde escura e estrutura xistosa caracterizada por uma textura lepidoblástica

média a grossa (0.5 a 2.0 mm) definida pela orientação da clorita. Ocorrem teores variáveis de magnetita, e mesmo frequente, talco e tremolita.

Entretanto, na porção ao norte do *Granito Jaguari*, os processos do metamorfismo termal foram observados até 12 a 15 km de distância do contato do granito. Os xistos magnesianos e os corpos de serpentinitos são parcialmente substituídos por rochas ultramáficas com estrutura maciça e texturas típicas de metamorfismo termal. Estas rochas incluem serpentinitos, clorititos, esteatitos (talco hornfels) e tremolititos, gerados sobre os antigos xistos magnesianos e corpos de serpentinitos deformados. Estes corpos se caracterizam por texturas do tipo decussada, com crescimento sem orientação de agregados de clorita e talco, e/ou tipo *bow-tie*, definida pelo crescimento de agregados fibro-radiados de tremolita.

Tabela 2 – Principais feições petrográficas das rochas metaultrabásicas do *Complexo Palma* (CPu).
 Legenda: Met. Cont.–Textura característica do metamorfismo de contato; MI- Mineral Índice; Fácies– Fácies do metamorfismo de contato. Xist.– Xistosidade; Horn-Hornfels. **Texturas:** Dec-Decussada; Gran.- Granoblástica Poligonal; Lep-Lepidoblástica; Nem– Nematoblástica. **Minerais:** Clo- Clorita; Mgs- Magnesita; Mgt- Magnetita; Sp- Serpentina; Tc- Talco; Tr- Tremolita.

Nº Amostra	Rocha	Estrutura	Textura	Met. Cont.	Assembléia	MI	Fácies
PLR-10101	Mgt-clo xisto	Xist.	Nem (Clo)	-	Clo+Mgt	Clo	Ab-Ep horn
LV-39	Clo-tr Xisto	Xist.	Nem (Tr)	Bow-tie (Tr)	Tr+Clo	Tr	Hb
LV-40A	Clo-tr xisto	Xist.	Nem (Tr)	Bow-tie (Tr)	Tr+Clo	Tr	Hb
PLM-3032B	Cb-sp-tr horn.	Xist.	Nem (Tr)	Bow-tie (Tr)	Tr+Sp+Op	Tr	Hb
PLM-4027A	Tc-sp horn.	Xist..	Lep (Tc)	Bow-tie (Sp)	Tc+Sp+Op	Tc	Hb
PLM-6013A	Tc-clo horn.	Xist.	Lep (Tc)	Dec (Tc)	Tc+Clo+Mgt	Tc	Hb
PLM-6013B	Mgs-tc-clo horn.	Xist.	Lep (Clo)	Gran (Mgs)	Mgs+Tc+Clo+Op	Tc	Hb
PL M-6047	Mgs-clo-tr xisto	Xist.	Bow-tie (Tr)	Bow-tie (Tr)	Mgs+Tr+Clo	Trem	Hb
PLM-6048A	Serpentinito	Xist.	Lep (Srp)	Bow-tie (Tr)	Sp+Tr+Op	Tr	Hb
PLM-7095E	Tr xisto	Xist.	Nem (Tr)	Bow-tie (Tr)	Tr+Op	Tr	Hb

Os metassedimentos do complexo incluem principalmente corpos tabulares de quartzitos, com raras lentes de mármore e pequenas áreas de meta-arenitos finos. Os quartzitos constituem cristas contínuas com orientação NE-SW e mergulhos para NW. Mostram espessuras variáveis entre alguns metros a poucas dezenas de metros. Em geral, os quartzitos são maciços e/ou foliados, com orientação de muscovita.

Ao microscópio preservam o acamamento sedimentar (S₀) caracterizado por estruturas plano-paralelas definidas por camadas regulares com variação no tamanho de grão,

em geral muito fina (0.01 0.2 mm). O aspecto maciço de algumas camadas, contrasta com a fina xistosidade espaçada definida por uma textura lepidoblástica fina a média caracterizada pela orientação da muscovita. A principal textura é granoblástica poligonal fina a média (0.2 a 1.0 mm). Os mármore são restritos a área da Mina da Palma, ocorrendo como lentes de algumas dezenas de metros de espessura e comprimento. Os mármore são calcíticos, de cor branca e estrutura em geral maciça. Camadas de mármore dolomíticos silicosos são definidas por camadas cm a métricas de grossulária mármore e hb mármore. Apresentam textura granoblástica média a grossa (0.3 a 2.0 mm, ou maiores). Porfiroblastos sin-tectônicos de grossulária de cor verde escuro a castanho e níveis finos e contínuos ricos em hornblenda com textura nematoblástica são observados nos mármore dolomíticos silicosos.

Os efeitos do metamorfismo termal nos metassedimentos não são tão perceptíveis, principalmente devido ao caráter homogêneo e ao aspecto granular dos quartzitos, que mostram uma composição muito pura e rica em quartzo (>97-98 %), e dos mármore, que em geral são granoblásticos devido a forma dos cristais e da composição a base de calcita. Entretanto, no aspecto macroscópico a rocha apresenta coesão elevada. Ao microscópio os quartzitos apresentam uma textura granoblástica poligonal bem desenvolvida, com limites retilíneos e novos cristais metamórficos com extinção normal, sem efeitos da deformação, como a formação de extinção ondulante das rochas afetadas pelo metamorfismo orogênico.

As características petrográficas do metamorfismo regional orogênico e de contato nos complexos Palma e Pontas do Salso podem ser observadas na Figura 8.

Tabela 3 – Principais feições petrográficas dos metassedimentos do *Complexo Palma* (CPms). Estru.– Estrutura; Tex.–Textura; Met. Cont.–Textura característica do metamorfismo de contato; Assembléia–Assembléia mineral estável; MI.-Mineral Índice; Fác–Fácies do metamorfismo de contato. Horn.- Hornfels; **Estruturas:** S0-Acamamento sedimentar, variação no tamanho de grão e/ou estruturas plano-paralelas. **Texturas:** Dec-Decussada; Gran.-Granoblástica Poligonal; **Minerais:** Cb- Carbonato; Grt- Granada; Hb- Hornblenda; Qz-Quartzo; Tc- Talco; Tr- Tremolita.

Nº Amostra	Rocha	Estrutura	Textura	Met. Cont.	Assembléia	MI	Fácies
PLM-3090A	Tr-tc márm.	Maciça	Dec	Dec (Tr+Tc)	Tr+Tc+Cb	Hb	Hb Horn
PLM-4107A	Quartzito	Maciça	Gran	Gran	Qz	---	Hb Horn
PLM-6053E	Mármore	S0	Porfir(Hb)	Porfir (Hb)	Hb+Cb+Grt	Hb	Hb Horn
PLM 7079A	Quartzito	Maciça	Gran	Gran	Qz	---	Hb Horn
PLM 7115A	Quartzito	S0	Gran	Gran	Qz	---	Hb Horn

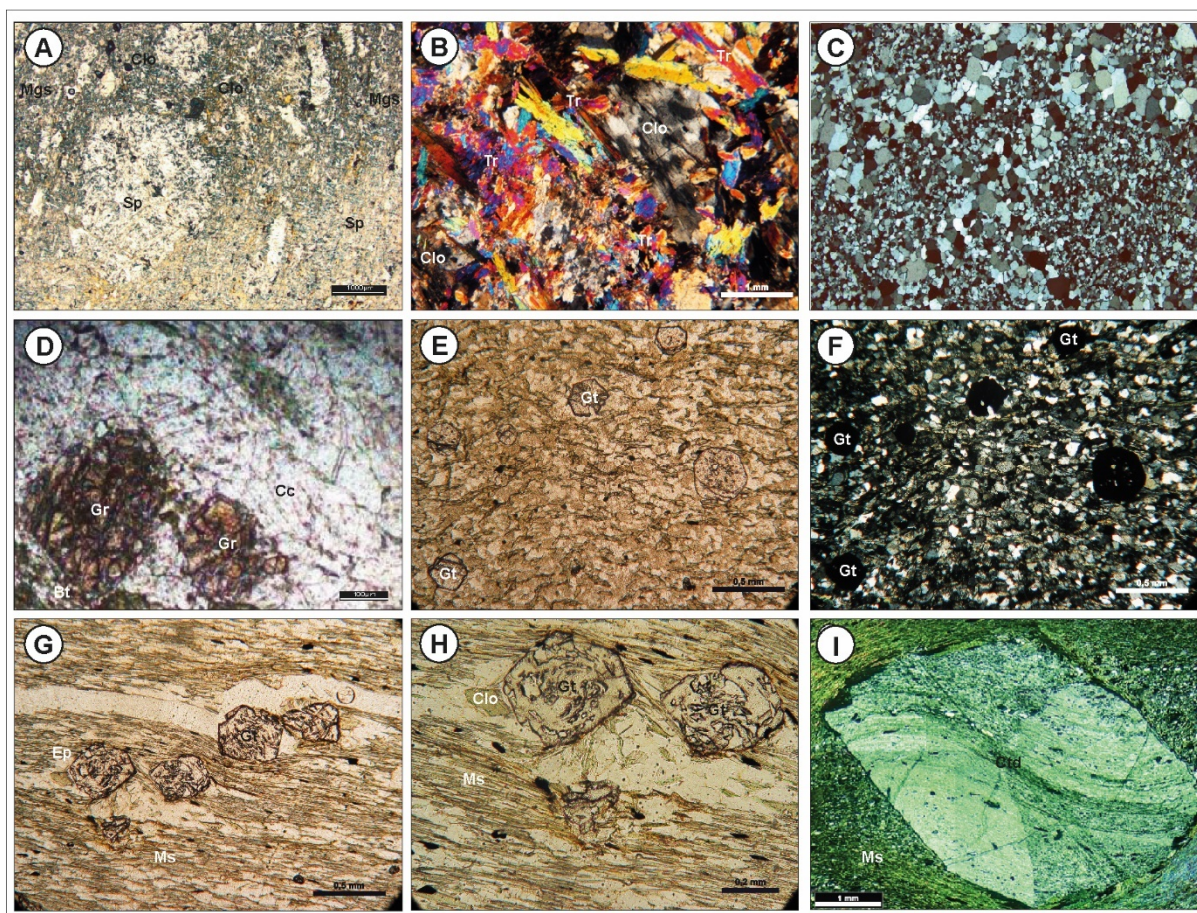


Figura 8 – Feições petrográficas das unidades do Complexo Palma. A) Serpentinito (ND), B) Tremolítico com tremolita em textura *bow-tie* e clorita (NC), C) Quartzito puro com veios irregulares de quartzo recristalizados, textura granoblástica poligonal (NC) (2,5X), D) Grossulária mármore com porfiroblastos de granada (ND). Feições petrográficas da atuação do metamorfismo orogênico no Complexo Pontas do Salso. E) Granada-clorita-muscovita xisto com textura lepidoblástica (ND), F) Mesma imagem anterior em nicóis cruzados, G) Granada-clorita-muscovita xisto com textura lepidoblástica e com porfiroblastos de granada sin-tectônicos (ND), H) Detalhe da imagem anterior, I) Porfiroblasto de cloritóide sin-tectônico em cloritóide-muscovita xisto (ND).

6.1.2 Complexo Pontas do Salso

O *Complexo Pontas do Salso* é constituído por uma sucessão de camadas plano-paralelas, de meta-arenitos vulcanogênicos, intercalados com camadas de metasiltitos e metapelitos, com lentes subordinadas de meta-arenitos conglomeráticos. A zonação de campo mostra que os termos mais finos estão situados em direção a porção NW da área. As camadas de meta-arenitos situam-se ao sul-sudeste, e os termos mais finos dispõem-se como camadas concordantes a oeste. O sufixo vulcanogênico foi utilizado pela elevada contribuição de clastos

de cristais de plagioclásio ripiforme e de quartzo hexagonal no arcabouço dos arenitos, Figura 9, associada a presença de clastos subangulosos a subarredondados de meta-andesitos, metadacitos e de metatufos a cristal de granulação fina a média, em níveis de meta-arenitos conglomeráticos. A matriz rica em clorita e epidoto e a ocorrência comum de anfibólio nestas litologias também indica uma derivação a partir da erosão de rochas metavulcânicas (Vedana et al 2016, 2017a).

Os meta-arenitos vulcanogênicos tem cor verde claro à cinza esverdeado, adquirindo tons amarelados quando alterados. Apresentam estrutura em geral maciça, e frequente, textura blastopsamítica, definida por porfiroclastos de 0.4 a 1.5 mm de cristais de plagioclásio com forma ripiforme e, quartzo com formas hexagonais a globulares. A matriz está composta por quartzo e plagioclásio, com teores variáveis de clorita, epidoto, muscovita e minerais opacos, ocorrendo ainda biotita, cloritóide e granada em termos pelíticos. A textura granoblástica poligonal varia de equigranular a heterogranular média (0.1 a 0.6 mm). A característica diagnóstica dessa unidade é a presença comum de porfiroblastos de hornblenda e actinolita. Os anfibólios têm forma prismática alongada, tamanhos entre 0.2 e 10 mm, ou mais, e podem ocorrer marcando os planos de xistosidade, que em geral é espaçada (1-5 cm a 10-30 cm). Caracterizando a textura nematoblástica média a grossa (0.3 a 2.0 mm). A preservação da xistosidade e da orientação mineral é comum, entretanto, a elevada coesão e a notável textura granoblástica poligonal marcam a superposição do metamorfismo termal. No geral, uma boa parte dos porfiroblastos de hornblenda apresentam hábito fibro-radiado definindo a textura bow-tie. A concentração de porfiroblastos de anfibólio é controlada pela composição das camadas. Em campo observa-se em um mesmo afloramento, a variação entre texturas nematoblásticas (Hb), decussada (Hb) e bow-tie (Hb). Constata-se também a presença de porfiroclastos de quartzo hexagonal de cor azul, semelhante aos relatados por Gubert et al. (2016) em metatufos dacítico do Complexo Bossoroca na sua seção tipo, a Mina da Bossoroca.

As lentes de meta-arenitos conglomeráticos são raras e estão intercaladas com os meta-arenito. Mostram espessuras entre 10 e 40 cm, e cor cinza escuro. Os meta-arenitos são matriz-suportados e apresentam baixa proporção de litoclastos e fragmentos de minerais subangulosos. Os clastos variam de 1 a 15 cm, apresentam formas subangulosas a subarredondadas, e são constituídos por meta-andesitos, metadacitos, metatufos finos, dioritos e tonalitos equigranulares e quartzo leitoso (Vedana et al. 2016, 2017a). Estes níveis mostram uma seleção baixa a moderada e uma matriz de areia grossa a média. textura granoblástica fina, matriz

composta por quartzo, plagioclásio e biotita, além de porfiroblastos de granada com tamanhos entre 0.5 e 2.0 mm. A principal estrutura é plano-paralelas, camadas definidas por variação no tamanho de grão e, subordinadamente, por variação de composição.

Camadas contínuas de metapelitos e metasiltitos formam corpos restritos a porção NW da área de exposição do complexo. Os metasiltitos tem composição quartzo-feldpática e estrutura plano paralela marcada pela alternância de tamanho de grão e composição, ocorrendo intercalação com camadas de metapelitos. Metapelitos tem cor cinza esverdeado, com clivagem ardosiana e xistosidade definidas pela textura lepidoblástica fina á média (<0.1mm a 1.0 mm), caracterizada pela orientação de muscovita, acompanhada por teores subordinados de biotita e clorita.

O *Complexo Pontas do Salso* é a unidade que mais mostra os efeitos do metamorfismo de contato do *Granito Jaguari*. A maioria de suas unidades, incluindo os meta-arenitos finos a grossos, meta-arenitos conglomeráticos e os metasiltitos apresentam texturas do tipo Decussada e Bow-tie, Figura 9 e 10, caracterizadas pelo crescimento desorientado de porfiroblastos, principalmente, clorita, biotita, actinolita e hornblenda, sendo esta última dominante. Destacam-se também a textura porfiroblástica com o crescimento de porfiroblastos euédricos de granada Almandina. Ao microscópio, além dos porfiroblastos, destaca-se a textura granoblástica poligonal equigranular da matriz. Os novos cristais metamórficos mostram limites retos e bem definidos, e extinção normal, indicando o crescimento livre de tensões dirigidas. De modo semelhante ao observado nos quartzitos do *Complexo Palma*, os meta-arenitos mostram elevada coesão e cores escuras, principalmente em termos de grão fino.

Tabela 4 – Principais feições petrográficas das unidades do *Complexo Pontas do Salso*. Legenda: Met. Cont.– Textura característica do metamorfismo de contato; MI- Mineral Índice; Fácies–Fácies do metamorfismo de contato. **Rochas:** M-tufo dac- Meta tufo dacítico; M-and- Meta Andesito; M-aren- Metarenito vulcanogênico; M-Aren cg- meta-arenito conglomerático; Fn- Fino; Md- Médio; M-silt- Metasiltito. **Estruturas:** Xist. – Xistosidade; Incip- Incipiente; Cliv. Ard-Clivagem Ardosiana; Δ tg-Variação no tamanho de grão; Qz hex-Quartzo hexagonal; Pl rip- Plagioclásio ripiforme; Litoc- Litoclastos; PP- Estrutura sedimentar Plano-paralela; Δ comp-Variação Composicional; Amgd- Amigdalas; Horn- Hornfels; EA- Estrutura sedimentar observada em escala de afloramento. **Texturas:** Acic- Acicular; Dec- Decussada; Gran- Granoblástica poligonal; Lep- Lepidoblástica; Nem– Nematoblástica. **Minerais:** Act- Actinolita; Ab- Albita; Bt- Biotita; Cb- Carbonato; Clo- Clorita; Ctd- Cloritóide; Ep- Epidoto; Gt- Granada; Hb- Hornblenda; Mgt- Magnetita; Ms- Muscovita; Pl- Plagioclásio; Qz- Quartzo.

Nº Amostra	Rocha	Estrutura	Textura	Met. Cont	Assembléia	MI.	Fácies
LV-03	M-pel	Xist.	Lep (Clo), Porf (Ctd)	-	Clo+Ctd	Clo	Ab-Ep
LV-04	M-aren fn	Xist.	Gran (Pl+Qz) Lep (Bt)	Dec (Clo+Bt) Porf (Gt)	Qz+Plg+Bt+Clo+Gt	Gt	Hb
LV-06	M-aren md	Macla	Gran (Pl+Qz) Porf (Hb)	Dec (Bt), Bow-tie Hb)	Plg+Qz+Hb+Ep	Hb	Hb
LV-07A	M-pel	Xist.	Porf (Ctd) Lep (Clo)	-	Ms+Ctd+Clo	Clo	Ab-ep
LV-07B	M-pel	Cliv.ard/ par s-c	Porf (Ctd) Lep (Clo)	-	Ms+Clo+Bt+Ctd	Clo	Ab-ep
LV-09A	M-aren cg.	Δ tg/Qz hex/Pl rip	Porf (Bt)	Dec (Bt+Cl)	Bt+Ep+Clo+Qz	Bt	Hb
LV-09B	M-tufo dac	Δ tg/Qz hex/Pl rip Intra.	Gran (Pl+Qz), Decus	Dec (Bt) Bow-tie (Hb)	Hb+Bt+Ep+Clo+Qz	Hb	Hb
LV-09C	M-tufo dac	Δ tg/Qz hex/Pl rip	Bow-tie (Hb)	Bow-tie (Hb)	Hb+Bt+Ep+Clo+Qz	Hb	Hb
LV-09D	M-tufo dac	-	Bow-tie (Hb)	Bow-tie (Hb)	Hb+Bt+Ep+Clo+Qz	Hb	Hb
LV-09E	M-aren cg	Δ tg/Litocl.tonalito	Bow-tie (Hb)	Bow-tie (Hb)	Hb+Bt+Ep+Clo+Qz	Hb	Hb
LV-10	M-aren	Δ tg/Qz hex/Pl rip	-	Bow-tie (Mc)	Clo+Ep+Ms	Clo	Ab-ep
LV-16	M-aren	Δ tg/PP(mm)	Nem (Hb), Gran (Pl,Qz)	Bow-tie (Hb)	Hb+Pl+Qz \pm Ep \pm Clo	Hb	Hb
LV-17A	M-aren cg	PP (mm)	Gran (Pl+Qz) Lep (Clo)	Porf (Hb)	Hb+Bt+Qz \pm Ep \pm Clo	Hb	Hb
LV-17B	M-aren cg	PP(mm)/Litoc..	Gran (Pl+Qz) Lep (Clo)	Bow-tie (Hb)	Hb+Bt+Qz \pm Ep \pm Clo	Hb	Hb
LV-17C	M-aren cg	PP(mm)/ Litoc.	Gran (Pl+Qz) Lep (Clo)	Porf (Hb)	Hb+Bt+Qz \pm Ep \pm Clo	Hb	Hb
LV-19	M-aren	PP(mm) Δ tg	Porf (Hb)	Porf (Hb)	Hb+Ep+Qz+Pl	Hb	Hb
LV-20	M-aren fn	PP(mm), Δ comp	Porf (Hb)	Porf (Hb)	Hb+Qz+Pl	Hb	Hb
LV-21	M-aren	PP(mm), Δ comp	Gran (Pl+Qz)	Aci (Hb)	Hb+Qz+Plg+Epi	Hb	Hb
LV-25	M-aren	PP(mm), Δ comp	Lep (Bt) Bsp (Pl+Qz)	Decuss (Bt)	Bt+Clo+Ep+Qz+Pl	Bt	Ab-ep
LV-26	M-aren	PP(mm), Δ comp	Lep (Bt) Bsp (Pl+Qz)	Decuss (Bt)	Bt+Clo+Ep+Qz+Pl	Bt	Ab-ep
LV-27A	M-aren cg	PP(mm), Litoc.	Gran (Pl+Qz) Bsp (Pl+Qz)	Porf (Bt)	Hb+Bt \pm Clo+Ep	Hb	Hb
LV-27B	M-aren cg	PP(mm)/ Litoc.	Gran (Pl+Qz) Bsp (Pl+Qz)	Decuss (Clo+Bt)	Hb+Bt+Qz+Clo \pm Epo	Hb	Hb
LV-28	M-aren fn	PP(mm)/ Δ tg	Porf (Bt+Gt) Gran (Pl+Qz)	Gran (Qz+Pl) Dec (Bt)	Hb+Gt+Bt+Clo \pm Ep	Hb	Hb
LV-29A	M-aren	PP(mm)/ Δ tg	Lep (Ms)	-	Msc+Qz+Clo	Clo	Ab-Ep
LV-29B	M-aren	PP(mm)/ Δ tg	Decus (Bt)	Decus (Bt)	Bt+Clo+Ep+Qz	Bt	Ab-Ep
LV-32	M-aren	PP(mm)/ Δ tg	Lep (Ms+Clo)	-	Clo+Ms+Qz	Clo	Ab-Ep
LV-34	M-dac	Fluxo/ amigd.	Gran (Qz)	Gran (Qz)	Clo+Ep+Ms+Qz	Clo	Ab-Ep

LV-35A	M-tufo cr	PP(mm)/Δtg	Lep (Ms)	-	Clo+Ms	Clo	Ab-Ep
LV-35B	M-tufo cr	PP(mm)/Δtg	Lep (Ms)	-	Clo+Ms	Clo	Ab-Ep
LV-35C	M-tufo cr	PP(mm)/Δtg	Lep (Ms)	-	Clo+Ms	Clo	Ab-Ep
LV-36	M-tufo	Xist.	Gran (Pl+Qz) Nem (Hb)	Decuss (Clo)	Clo+mc	Clo	Ab-Ep
LV-37	M-tufo	PP (mm)	Gran (Pl+Qz) Nem (Hb)	Bow-tie (Hb)	Clo+Ep+Qz+Cb	Clo	Ab-Ep
PLM-2027	M-aren	Xist. Incip	Nem (Hb)	Bow-tie (Hb)	Plg+Hb+Qz	Hb	Hb
PLM-2029	M-aren	Xist. Incip	Nem (Hb), Gran (Pl+Qz)	Bow-tie (Hb)	Plg+Hb+Qz	Hb	Hb
PLM-3050	M-aren	Xist.	Nem (Hb), Gran (Pl+Qz)	Bow-tie (Hb)	Plg+Hb+Qz	Hb	Hb
PLM-3054	M-aren	Xist.	Nem (Hb), Gran (Pl+Qz)	Grano (Plg+Qz)	Plg+Hb+Qz	Hb	Hb
PLM-3097A	M-aren	PP(mm)/Δtg	Gran (Pl+Qz)	Porf (Hb) + Dec (Hb)	Hb+Bt+Ep±Clo	Hb	Hb
PLM-4039A	M-silt	PP(mm)/Δtg	Gran (Qz), Porf (Bt)	Grano (Qz), Porf (Bt)	Bt+Clo+Ep+Qz	Bt	Ab-ep
PLM-4043A	M-aren	PP(mm)/Δtg	Lep (Bt)	Porf (Bt)	Bt+Clo+Qz	Bt	Ab-ep

PLM-4049A	M-aren	-	Gran (Qz+Pl) Bsp (Qz+Plg)	Dec (Bt) Porf/Bow-tie (Hb)	Hb+Bt+Qz±Ep±Clo	Hb	Hb
PLM-5023	M-pel	Xist.	Nem (Act), Lep (Bt)	Bow-tie (Act)	Hb-Bt-Plg-Qz	Hb	Hb
PLM-5025	M-aren cg	Xist.	Nem (Act), Gran (Pl+Qz)	Bow-tie (Hb), Dec (Bt)	Plg+Qz+Act	Hb	Hb
PLM-5029	M-aren	Xist.	Lep (Bt)	Dec (Bt)	Plg+Qz+Bt	Bt	Hb
PLM-5068A	M-aren	Xist.	Gran (Qz) Porf (Act+Hb)	Porf/Bow-tie (Hb)	Qz+Hb+Act+Epd	Hb	Hb
PLM 5102A	M-pel	Intraclas.	Gran (Qz+Pl) Porf (Bt+Act)	Porf (Act)	Hb+Bt+Qz±Ep±Clo	Hb	Hb
PLM 5104	M-pel	Xist.	Gran (Qz+Felds) Lep (Bt)	Porf (Gt), Dec (Bt)	Gt+Bt+Qz	Gt	Hb
PLM-7004	M-aren	EA (1-3m)	Nem (Act)	Bow-tie (Act)	Plg+Qz+Act+Ep	Act	Hb
PLM-7006	Metasilt	EA (1-2m)	Nem (Act)	Bow-tie (Act+Hb)	Plg+Act+Qz+Ep	Act	Hb
PLM-7007A	M-aren	PP(mm)/Δtg	Lep (Bt) + Nem (Hb)	Gran (Qz)	Hb+Bt+Pl+Qz±Ep	Hb	Hb
PLM-7009B	M-aren	PP(mm)/Δtg	Gran (Qz)	Porf (Hb)	Hb+Pl+Qz±Ep	Hb	Hb
PLR-7050	M-aren md	Pl rip.	Decus (Clo)	Dec (Clo)	Ep+Clo	Clo	Ab-Ep
PLR-7071	M-aren	Xist	Nem (Clo)	Dec (Bt), Bow-tie (Hb)	Hb+Bt±Clo±Ep	Hb	Hb
PLR-7078	M-aren md	Pl rip.	Decus (Clo)	Dec (Clo)	Ep+Clo	Clo	Ab-Ep
PLR-7089	M-aren	Xist.	Gran (Pl+Qz)	Bow-tie (Hb)	Qz+Plg+Hb	Hb	Hb
PLR-7090	M-aren	Xist.	Gran (Hb), Gran (Pl+Qz)	Bow-tie (Hb)	Plg+Qz+Hb+Bt	Hb	Hb
PLR-7091	M-aren	Xist.	Gran (Hb), Gran (Pl+Qz)	Bow-tie (Hb), Dec (Bt)	Qz+Bt+Plg+Hb	Hb	Hb
PLR-7110	M-pel	PP (mm), Δtg	Lep (Clo)	-	Mc+Clo	Clo	Ab-ep
PLR-10221	M-aren	Xist.	Decus (Hb) Gran (Qz)	Bow-tie (Hb) Gran (Qz)	Bt+Ep+Clo+Qz	Bt	Ab-ep
PLR-10092	M-aren	Xist.	Decus (Hb)	Bow-tie (Hb)	Hb+Ep+Clo+Qz	Hb	Hb
PLR-10147	M-aren	PP (mm), Δtg	Decus (Hb)	Bow-tie (Hb)	Hb+Ep+Bt+Clo	Hb	Hb

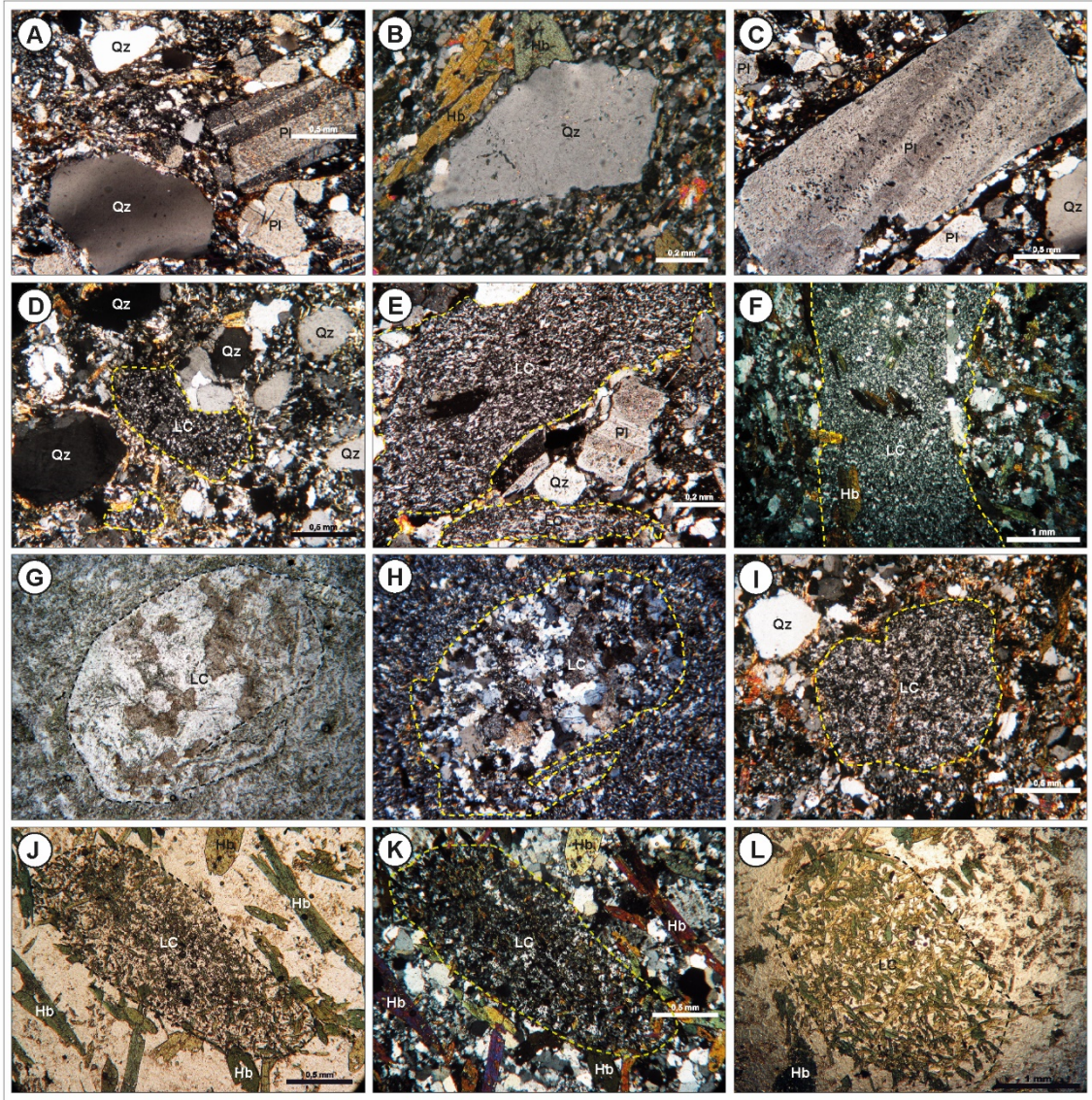


Figura 9 – Fotomicrografias de feições reliquias do CPS: A) Textura blastopsamítica com grãos grossos e angulosos de quartzo e plagioclásio preservando extinção ondulante e maclas, envoltos em matriz arenosa fina. (Meta-arenito); B) Porfiroclasto de quartzo hexagonal com faces preservadas e crescimento de hornblenda sem orientação preferencial sobre matriz com textura granoblástica poligonal fina; C) Porfiroclasto de plagioclásio ripiforme tamanho areia envolto por matriz com textura granoblástica inequigranular interlobada; D) Porfiroclastos de quartzo hexagonal tamanho areia e litoclastos de metasiltito em matriz quartzo-feldspática com textura inequigranular interlobada. E) Litoclastos de andesito com textura traquítica e porfiroclastos angulosos de plagioclásio e quartzo; F) Litoclasto de meta-arenito muito fino com forma subangulosa e porfiroblastos desorientados de hornblenda; G) Litoclasto de tonalito com forma subarredondada envolto por matriz fina rica em clorita com textura decussada e hornblenda; H) Litoclasto de meta-arenito grosso, envolto por matriz com textura granoblástica poligonal fina; I) Litoclasto de metasiltito e porfiroclasto de quartzo hexagonal tamanho areia; J) Litoclasto de meta-arenito fino em matriz com hornblenda em textura *bow-tie*; K) Mesma imagem anterior em nicóis cruzados, com matriz com textura granoblástica poligonal inequigranular; L) Litoclastos de meta-arenito sub-arredondado com textura *bow-tie* em hornblenda. Legenda: Hb= hornblenda, LC= Litoclastos, Pl= Plagioclásio, Qz= Quartzo.

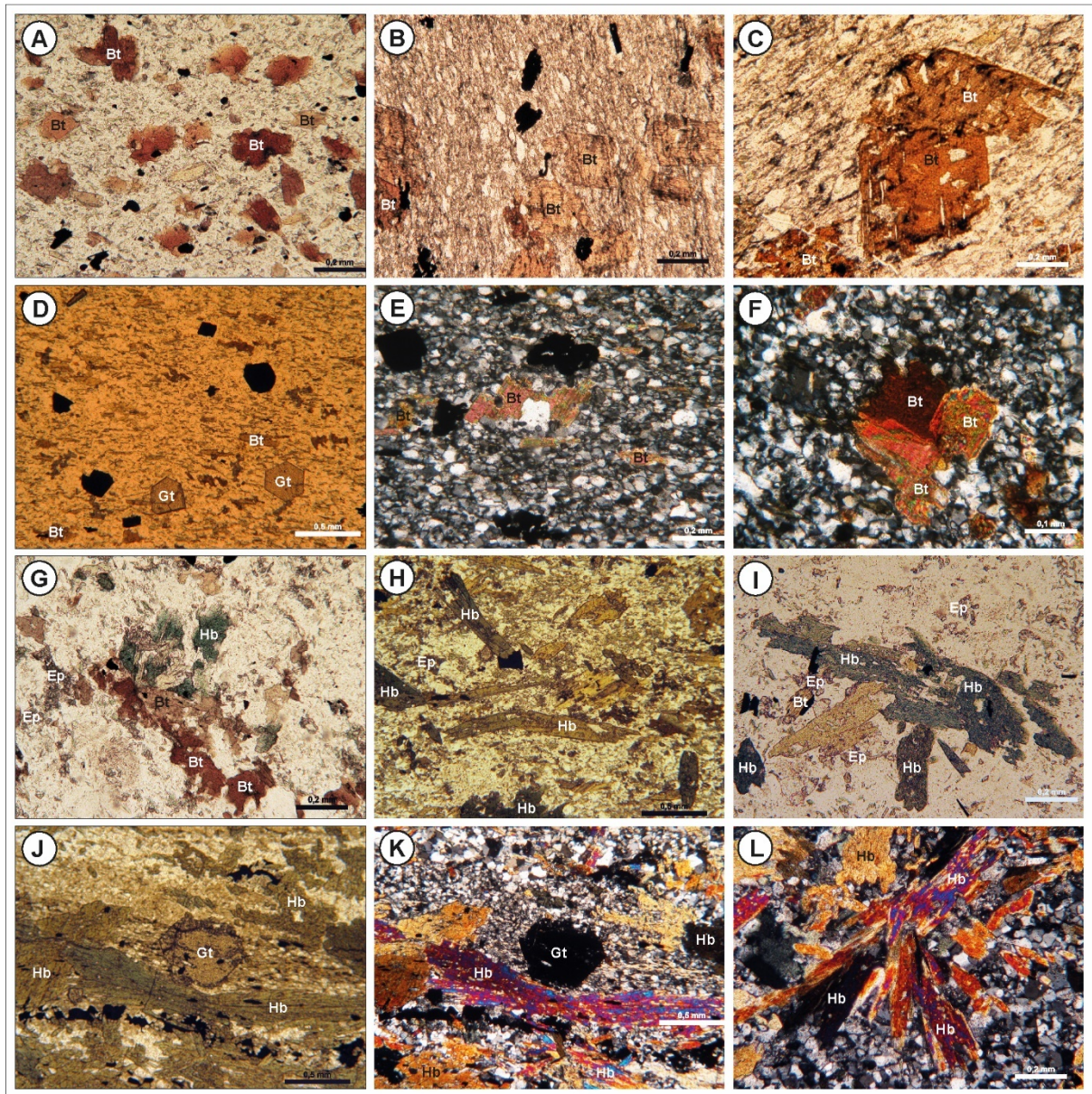


Figura 10 – Fotomicrografias dos meta-arenitos vulcanogênicos do Complexo Pontas do Salso com assembléias das fácies Ab-ep hornfels (A,B,C,D,E,F) E Hb hornfels (G,H,I,J,K,L). A) Porfiroblastos de biotita sem orientação preferencial caracterizando a textura decussada; B) Textura decussada com porfiroblastos de biotita crescendo sem orientação sobre a foliação metamórfica reliquiar do meta-arenito; C) Detalhe de porfiroblastos de biotita com textura decussada em meta-arenito com xistosidade marcada pela orientação de clorita; D) Porfiroblastos de granada relacionados ao metamorfismo de contato, discordantes da xistosidade marcada pela textura lepidoblástica da biotita; E) Porfiroblasto de biotita desorientado em meta-arenito fino. Observar a matriz com textura granoblástica poligonal equigranular; F) Textura decussada com porfiroblastos de biotita em meta-arenito fino, matriz com textura granoblástica poligonal; G) Porfiroblastos de hornblenda, biotita e epidotização na matriz; H) Porfiroblastos de hornblenda desorientados caracterizando textura *bow-tie*; I) Porfiroblastos de hornblenda e biotita desorientados caracterizando as texturas *bow-tie* e decussada; J) Granada e hornblenda como porfiroblastos, xistosidade marcada por textura lepidoblástica de biotita na matriz; K) Mesma imagem anterior em nicóis cruzados, matriz com textura granoblástica poligonal inequigranular; L) Textura *bow-tie* em hornblenda. Legenda: Bt= Biotita, Ep= Epidoto, Gt= Granada, Hb= hornblenda.

6.1.3 *Formação Acampamento Velho*

Os andesitos da Formação Acampamento constituem derrames com estrutura de fluxo de disposição sub-horizontal. O corpo tem forma alongada segundo a direção N50°E, ocorrendo em contato com o *Granito Jaguari* ao Sul, e contato concordante com as estruturas regionais do *Complexo Palma* ao norte (Figura 5). Anteriormente, foram interpretados como metabasaltos deformados e afetados por um evento de metamorfismo regional (Garcia e Hartmann, 1981; Chemale Jr., 1982; Santos et al. 1986; Saalman et al. 2005, 2006; Arena et al. 2017, 2018) entretanto, o caráter intrusivo e discordante desta unidade foi reconhecido por Laux (2017) e Vedana et al. (2017b).

As exposições são amplas e contínuas ao longo do arroio da Palma, que se estende ao longo do corpo principal da unidade. Estruturas discordantes estão situadas na porção centro-oeste e noroeste do corpo principal, com a exposição de dois diques de direção E-W (Figura 5). Também são descritos diques na porção nordeste da área, intrusivos nos granitos São Manoel e Lajeado (Laux, 2017; Vedana et al. 2017b). Os andesitos têm cor cinza escuro, cinza esverdeado e castanho escuro, e apresentam comumente, textura porfirítica definida por teores entre 5 e 25 % de fenocristais de plagioclásio de cor branca, forma ripiforme e tamanhos entre 0.5 e 2.0 mm. A matriz é afanítica ou equigranular fina, constituída por plagioclásio, clinopiroxênio e magnetita. A estrutura é fluidal, com foliação de fluxo de disposição sub-horizontal acompanhada em parte por textura traquítica. É característico dos derrames da *Formação Acampamento Velho* expostos na região da Vila da Palma, a transformação da mineralogia ígnea original para novas fases minerais metamórficas resultantes dos processos de metamorfismo termal associados a intrusão do *Granito Jaguari*. Características microscópicas podem ser observadas na Figura 11, e descrições das principais feições na Tabela 5.

Em lâmina delgada, os fenocristais de plagioclásio estão parcial ou totalmente substituídos por agregados de muscovita, epidoto e por vezes, carbonato, de granulação fina a média (0.05-0.1 a 0.2 mm). Os fenocristais de Augita e os cristais da matriz são transformados em parte, para agregados de clorita, epidoto e minerais opacos (magnetita), que envolvem porfiroblastos de Actinolita e Hornblenda com forma prismática alongada ou acicular e hábito fibro-radiado. Os anfibólios caracterizam a textura *bow-tie*, indicando o crescimento por processos termais em condições de ausência de pressão dirigida.

Tabela 5 – Principais feições petrográficas da *Formação Acampamento Velho*. Legenda: MI- Mineral Índice; Fácies– Fácies do metamorfismo de contato. **Rochas:** And-Andesito; M Dac – Metadacito. **Estruturas:** Fol Flux- Foliação de Fluxo; derrame. **Texturas:** Dec- Decussada. **Minerais:** Act-Actinolita; Bt-Biotita; Cb- Carbonato; Clo-Clorita; Ep-Epidoto; Hb-Hornblenda; Ms-Muscovita; Op-Opacos; Pl-Plagioclásio.

N°AMOSTRA	Rocha	Estrutura	Textura	Metam. Contato	Assembléia	MI	Fácies
PLR-5144	And.	Fol. Fluxo	Porf (Pl)	Dec (Ms+Clo)	Ep+Clo+Ms+Cb+Op	Clo	Ab-ep horn
PLR-5158	And.	Fol. Fluxo	Porf (Pl)	Dec (Clo)	Ep+Clo+Ms+Op	Clo	Ab-ep horn
PLR-5160	And.	Fol. Fluxo	Porf (Pl)	Dec (Clo)	Ep+Clo+Ms+Op	Clo	Ab-ep horn
PLR-8050	And.	Fol. Fluxo	Porf (Pl)	Dec (Bt)	Bt+Clo+Ms±Ep	Bt	Ab-ep horn
PLR-8158	And.	Fol. Fluxo	Porf (Pl)	Dec (Act)	Act+Ep+Clo+Ms	Act	Ab-ep horn
PLR-8160	And.	Fol. Fluxo	Porf (Pl)	Bow-tie (Act)	Act+Ep+Clo+Ms	Act	Ab-ep horn
LV-18	And	Fol. Fluxo	Porf (Pl)	Bow-tie (Act)	Act+Ep+Ms+Op	Act	Ab-ep horn
LV-53	And	Fol. Fluxo	Afir (Pl)	Dec (Clo+Ms)	Clo+Ep+Ms+Op	Clo	Ab-ep horn
LV-70	And	Fol. Fluxo	Porf (Pl)	-	Clo+Ms	Clo	Ab-ep horn
PLM-6038	And	Fol. Fluxo	Porf (Pl)	Dec (Clo)	Clo+Ep+Op	Clo	Ab-ep horn
PLM-6090	And	Fol. Fluxo	Porf (Pl)	Bow-tie (H)	Hb+Ms±Ep±Clo	Hb	Hb horn
PLM-7078	And	Plg. Rip.	Porf (Pl)	Bow-tie (Hb)	Hb±Ep+Op	Hb	Hb horn

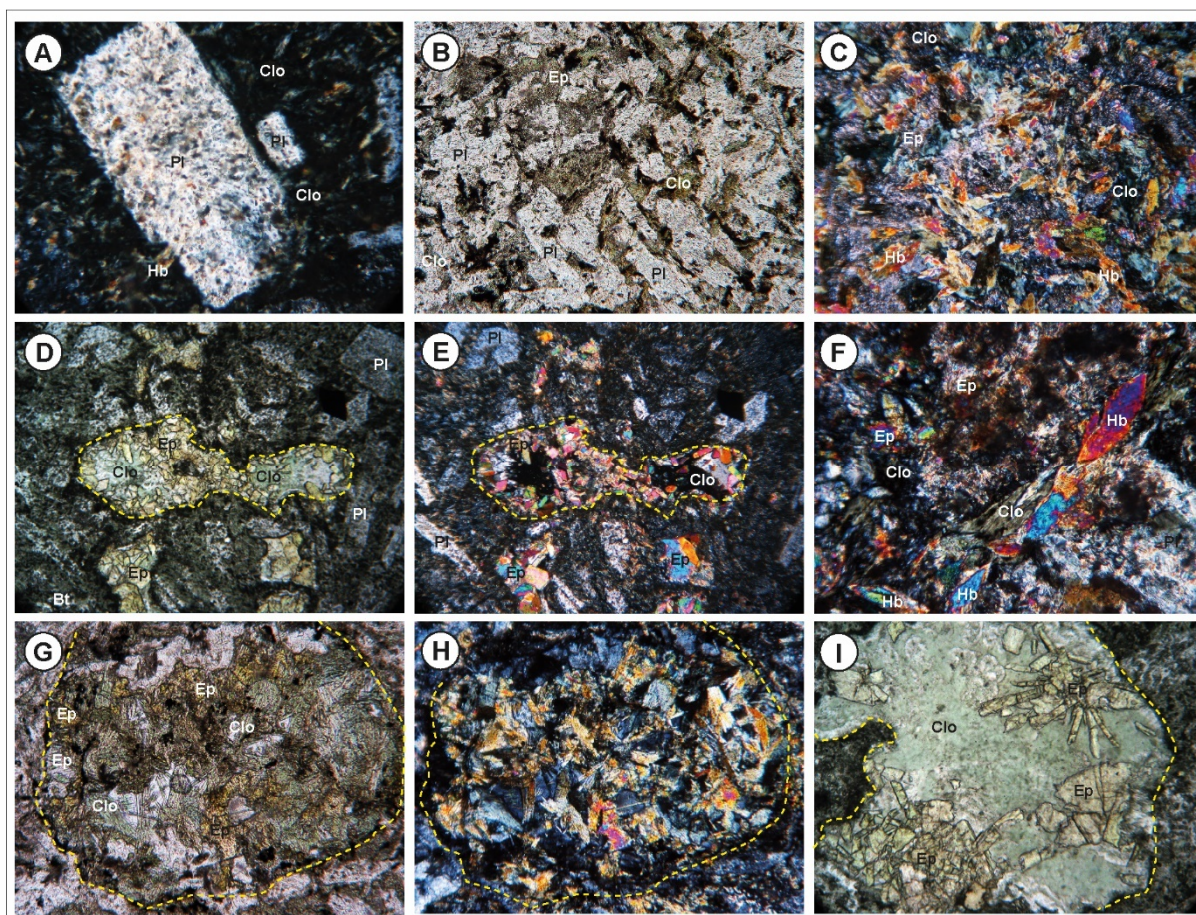


Figura 11 - Feições petrográficas reliquiárias em andesitos da *Formação Acampamento Velho* e modificações geradas pelo metamorfismo de contato. A) Textura porfírica com fenocristal de plagioclásio (NC, 2.5X), B) Detalhe da textura intergranular da matriz, destacando a trama de cristais ripiformes de plagioclásio, com espaços intersticiais ocupados por agregados de piroxênio parcialmente transformados para um agregado de epidoto, clorita e anfibólio (ND, 10X); C) Detalhe da matriz destacando a formação de agregados de cristais de hornblenda com textura *bow-tie* (NC, 10X), D) Amígdala com forma amebóide preenchida por clorita e epidoto (ND, 10X), E) Mesma imagem anterior com nicóis cruzados destacando o crescimento desorientado de epidoto, F) Detalhe da matriz dos andesitos mostrando a transformação dos piroxênios ígneos em agregados de clorita, epidoto e hornblenda (NC, 10X), G) Amígdala com forma globular preenchida por agregado de clorita e epidoto sem orientação (ND, 20X), H) Mesma imagem anterior em nicóis cruzados, I) Detalhe de amígdala destacando o crescimento fibro-radiado de agregados de epidoto. Legenda: Am- amígdala, Clo- clorita, Ep- epidoto, Pl- plagioclásio, ND- nicóis descruzados, NC- nicóis cruzados, 2,5X, 5X, 10X- aumento da objetiva.

6.2 Metamorfismo de Contato

A transferência de calor associada ao processo de resfriamento da câmara magmática que resultou no *Granito Jaguarí* foi responsável pelo aumento significativo da coesão dos meta-arenitos e quartzitos e pelo amplo desenvolvimento de texturas de metamorfismo de

contato nas unidades dos complexos Palma e Pontas do Salso e nos andesitos da Fm. Acampamento Velho situado ao norte e a oeste do granito. As principais texturas que definem o metamorfismo de contato nas rochas encaixantes do *Granito Jaguari* são: (i) granoblástica poligonal; (ii) *bow-tie* (porfiroblastos de anfibólio fibro-radiados) e (iii) decussada (porfiroblastos de filossilicatos sem orientação).

A textura granoblástica poligonal é a principal textura das rochas metassedimentares do *Complexo Palma*, sendo evidenciada em amostras de mão e em lâmina delgada. Os quartzitos puros e os mármore apresentam elevada coesão e textura granoblástica poligonal média a grossa. Nos serpentinitos é observado principalmente textura decussada em talco e clorita, e textura *bow-tie* em tremolita. Em locais restritos foi observada a textura *Jackstrow*, caracterizada por agregados desorientados de serpentina, talco e carbonatos, formando uma textura que lembra a textura *spinifex* conforme observou Remus *et al* (1993) na região de Rufino Farias. Os xistos magnesianos também apresentam textura decussada em talco e clorita e *bow-tie* em tremolita.

As rochas do Complexo Pontas do apresentam frequentemente textura *bow-tie* com crescimento fibro-radiado de actinolita e hornblenda, e textura decussada com porfiroblastos desorientados de clorita e biotita. enquadrando-se nessa classificação também as texturas decussadas, *bow-tie* e acicular. Além disso, também é evidenciada a textura granoblástica poligonal nos minerais da matriz, e a presença de porfiroblastos de granada e biotita especialmente nos metapelitos, e subordinadamente de granada em meta-arenitos.

Os indícios de metamorfismo de contato nos derrames de composição basáltica e andesítica da Fm. Acampamento Velho se manifestam pela textura *bow-tie* e porfiroblástica de hornblenda e actinolita, e textura decussada com clorita.

6.2.1 Minerais Índices, Zonas de Metamorfismo e Fácies

Foram descritas 85 lâminas delgadas, Tabela 1, com evidências de assembléias minerais em equilíbrio do metamorfismo termal divididas entre: *Complexo Palma* Ultrabásicas (CPu), *Complexo Palma* Metassedimentares (CPms), *Complexo Pontas do Salso* (CPS) e *Formação Acampamento Velho* (AV). Do CPu foram descritas nove lâminas de xistos magnesianos diversos e uma lâmina de serpentinito, e para o CPms foram descritas duas lâminas de mármore

e três de quartzito. Para o CPS foram selecionadas cinquenta e cinco lâminas de metarenitos, metarenitos conglomeráticos, metapelitos e metatufos. A análise da Fm. AV envolveu a descrição de onze lâminas de andesitos e uma de metadacito.

Entre os metassedimentos do *Complexo Palma*, os quartzitos fornecem informações limitadas para a determinação das condições metamórficas, principalmente em virtude de na maioria dos casos serem rochas monominerálicas. Foi registrada uma amostra com ocorrência de granada nos quartzitos próximos a Mina da Palma. Entretanto, os quartzitos indicam o metamorfismo termal pela coesão elevada e textura granoblástica poligonal. Em geral, os mármores não apresentam mineralogia índice, ocorrendo a assembléia Calcita + Dolomita. As camadas de mármores dolomíticos silicosos entretanto, mostram o crescimento de hornblenda e indicam zona da hornblenda e fácies Hornblenda hornfels para o metamorfismo de contato. Os metapelitos e meta-arenitos finos que ocorrem a oeste da Vila da Palma mostram o crescimento de muscovita e clorita, e indicam condições de fácies albita-epidoto (Figura 12).

As rochas ultrabásicas afetadas pelo metamorfismo termal incluem serpentinitos, clorititos, esteatitos e tremolíticos, e se distribuem de forma irregular entre os xistos magnesianos e serpentinitos foliados. As assembléias minerais identificadas apresentam informações pouco efetivas em termos de zonas de metamorfismo. A paragênese serpentina + talco em serpentinitos é indicativa da condição de fácies Albita-epidoto hornfels, enquanto a ocorrência de serpentina + tremolita é típica do início da fácies Hornblenda hornfels (Figura 13). Os tremolíticos mostram as mesmas condições, marcada pela assembléia Tremolita + Clorita + Magnetita.

Os meta-arenitos vulcanogênicos do *Complexo Pontas do Salso* apresentam de modo dominante a assembléia Hornblenda + Epidoto \pm Clorita + Plagioclásio + Quartzo. Na região do Cerro do Ouro, próximo aos limites noroeste e norte do complexo, observam-se condições de temperatura mais baixas com as assembléias Clorita + Epidoto + Muscovita + Albita + Quartzo, Biotita + Clorita + Epidoto + Albita + Muscovita + Quartzo e Biotita + Granada + Epidoto + Muscovita + Albita + Quartzo (Figura 13) Bucher & Grapes, 2011) Estas assembléias caracterizam a ampla ocorrência da zona da hornblenda, e em áreas restritas situadas no extremo norte e noroeste, a zona da clorita. A zona da biotita tem ocorrência restrita a composição pelítica, e ocupa uma área localizada, como uma extensão da zona da clorita.

A disposição das assembléias na região estudada permite reconhecer através da análise petrográfica: (i) zona da hornblenda e fácies hornblenda hornfels afetando a maior parte do pacote, principalmente a área dos meta-arenitos vulcanogênicos; (ii) zonas da clorita e biotita e fácies albita-epidoto hornfels, disposta nos limites noroeste e norte da área de exposição do complexo, registrada em metapelitos e metasiltitos.

Os derrames de andesitos da Fm. Acampamento Velho estão em contato com o *Granito Jaguari*, e mostram uma intensa alteração da mineralogia ígnea caracterizada pela formação de muscovita, clorita, epidoto, anfibólio e minerais opacos. A maior parte dos pontos está inserida na zona da Hornblenda da fácies hornblenda hornfels. Localmente, e relacionado à diques na porção NW do corpo, foi possível caracterizar a actinolita como mineral índice, acompanhada por clorita e epidoto, estabelecendo a zona da Clorita e a fácies albita-epidoto hornfels.

7 DISCUSSÕES

7.1 Evidências do metamorfismo de contato

O metamorfismo termal está amplamente distribuído na porção norte do *Granito Jaguari*, afetando principalmente as rochas do *Complexo Pontas do Salso*, mas também incide sobre as rochas ultrabásicas e metassedimentares do *Complexo Palma* e sobre os andesitos da *Formação Acampamento Velho*. A região estudada e o TSG ao longo de sua evolução crustal foi afetado por eventos de deformação e de metamorfismo orogênico e cataclástico, interpretados como anteriores ao metamorfismo de contato (Jost & Vilwoock, 1966; Garcia & Hartmann, 1981; Chemale Jr. 1982; Remus *et al.* 1993; Frago Cesar, 1990; Remus *et al.* 1999; Mattos *et al.* 2004; Saalman *et al.* 2005, 2006; Hartmann *et al.* 2007, 2011; Laux, 2017; Vedana *et al.* 2016, 2017a; Philipp *et al.* 2016, 2018)

As principais evidências do metamorfismo termal foram observadas em campo e na análise das lâminas petrográficas. O principal aspecto estrutural é o aumento de coesão das rochas, principalmente dos termos ricos em quartzo e feldspato. A principal feição textural está marcada pelo crescimento de porfiroblastos poiquiloblásticos desorientados de clorita, biotita e

talco, e de actinolita, hornblenda e tremolita, constituindo as texturas decussada e *bow-tie*. Também é diagnóstico o desenvolvimento de textura granoblástica poligonal, com limites retilíneos com a formação de novos cristais sem extinção ondulante.

Nos metassedimentos do *Complexo Palma*, os quartzitos têm na textura granoblástica poligonal, a principal evidência do metamorfismo termal. Os mármore também mostram textura granoblástica poligonal média-grossa com calcita e dolomita. De modo restrito, os níveis de mármore dolomítico silicosos mostram a formação de hornblenda em textura *bow-tie*. Os xistos magnesianos têm como diagnóstico o desenvolvimento da estrutura maciça, com a ausência parcial ou total de orientação mineral. Também é característico a textura decussada com grãos de talco e/ou clorita desorientados. Em rochas ricas em tremolita, observa-se a textura *bow-tie* com o crescimento fibro-radiado de cristais aciculares de tremolita.

O *Complexo Pontas do Salso* é a unidade que apresenta a maior variedade de texturas metamórficas, por vezes indicando mais de uma textura em camadas distintas e na escala de afloramento. Das unidades estudadas, é a que apresenta a maior variação composicional, em especial de óxidos de Ca, Na, Mg e Fe devido aos protólitos sedimentares e vulcanoclásticos de composição dacítica e andesítica (Vedana *et al.* 2017a). As texturas são principalmente marcadas pelo crescimento desorientado de porfiroblastos de hornblenda e actinolita e subordinadamente, por biotita, clorita, epidoto e granada. Os anfibólitos caracterizam a textura *bow-tie*, enquanto o crescimento desorientado de filossilicatos como clorita e biotita caracteriza a textura decussada. Os filossilicatos ocorrem como agregados de grãos intersticiais na matriz e como porfiroblastos poquiloblásticos isolados. A matriz quartzo-feldspática dos meta-arenitos apresenta textura granoblástica poligonal com cristais de quartzo e plagioclásio com faces retas e em geral, com extinção normal. A ausência de pressão dirigida permite a preservação de estruturas sedimentares primárias como o acamadamento plano-paralelo com variação composicional e de tamanho de grão. Os porfiroblastos de granada mostram formas euédricas com faces retas, tamanhos entre 0.5 e 3 mm, e ocorrem associadas a meta-arenitos com textura granoblástica poligonal

Os andesitos da Fm. Acampamento Velho, mostram uma ampla hidratação da mineralogia original, com a formação de clorita, epidoto e minerais opacos sobre o clinopiroxênio e de agregados de muscovita fina, clorita, epidoto, e por vezes carbonato, sobre o plagioclásio. Também se observa a ocorrência de agregados fibro-radiados constituídos por

porfiroblastos de hornblenda e, menos frequente, actinolita, em textura *bow-tie*. Porfiroblastos de epidoto são comuns.

7.2 Zonas de Metamorfismo e Fácies

Nas unidades do *Complexo Palma*, as rochas metaultrabásicas constituem xistos magnesianos com talco, tremolita, clorita e serpentina. Embora mais amplas, as condições de estabilidade do talco e da tremolita permitem uma correlação com parte das informações obtidas nas rochas do CPS. Tendo em vista a restrição de composição química dos quartzitos, a elevada coesão e o desenvolvimento de textura granoblástica poligonal com ausência de extinção ondulante nos minerais é diagnóstico da atuação do metamorfismo termal e do crescimento estático da mineralogia. Os mármore não apresentam muitas evidências, com desenvolvimento mais restrito de textura *bow-tie* em hornblenda.

Nas rochas metaultrabásicas do *Complexo Palma*, a formação das zonas do talco e da tremolita indicam de maneira mais ampla as condições das fácies Ab-ep hornfels e Hb hornfels, respectivamente. Na grade petrogenética do sistema MSH para as rochas ultramáficas estão representadas as principais associações minerais em equilíbrio para o metamorfismo de contato e regional (Figura 13). A associação *Serpentina + Talco* indica condições de temperatura entre 350° e 500°C. A entrada da tremolita, em equilíbrio com *Serpentina + Talco + Tremolita*, marca o limite de 520-530°C, e caracteriza a entrada na Fácies Hb hornfels (Bucher e Grapes, 2011). Para os mármore é observada a zona da hornblenda atestando a fácies Hb hornfels.

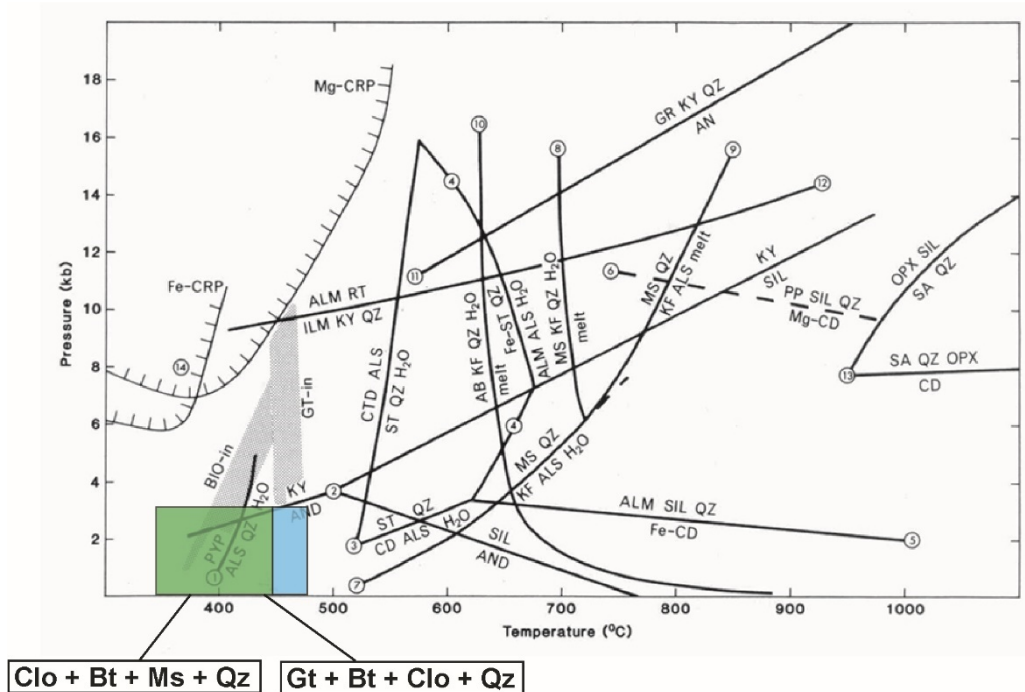


Figura 12 – Grade petrogenética para metapelitos. Fácies Ab-Ep em verde e Hb Hornfels em azul. Extraído e modificado de Bucher & Grapes (2011).

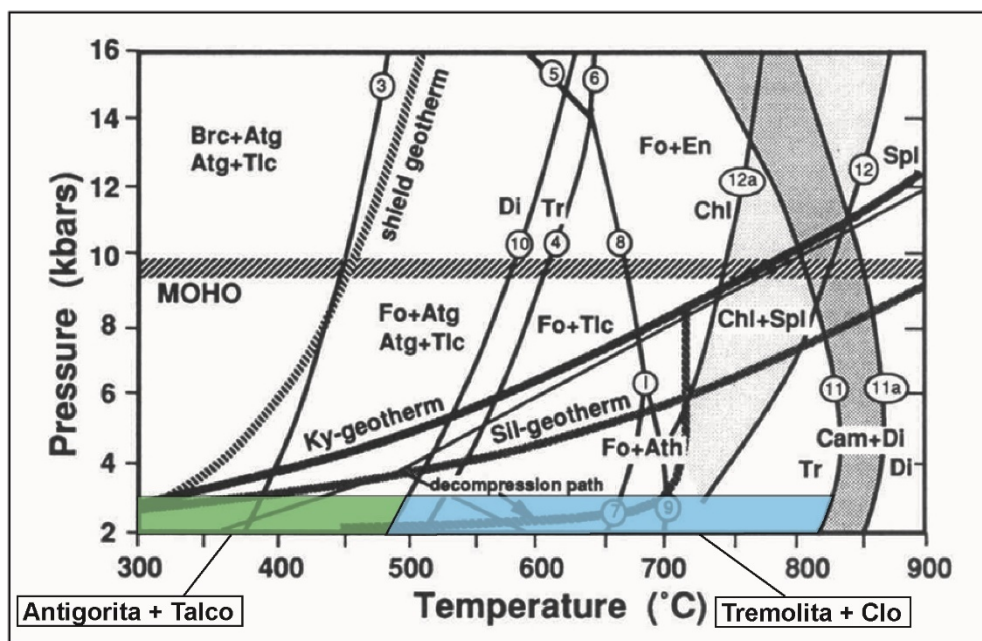


Figura 13 – Grade Petrogenética sistema MSH para metaultramafitos, destaque para zona Ab-Ep em verde e Hornblenda Hornfels em azul. Extraído e modificado de Yardley (1989).

As rochas do *Complexo Pontas do Salso* são as que mais tem evidências, principalmente em função de sua composição. Os metassedimentos são originados a partir da erosão de rochas vulcanogênicas e associação com termos piroclásticos de composição dacítica a andesítica (Vedana et al. 2016, 2017a). Estas características preservam a composição das rochas fontes e apesar de os metassedimentos apresentarem composição quartzo-feldspática, há elevados teores de CaO, FeO, MgO e Na₂O (Vedana et al. 2017a). A preservação destes componentes ocasiona a formação de anfibólios, epidoto, clorita, biotita e granada, permitindo um excelente registro das condições do metamorfismo e das variações da temperatura. A porosidade dos metassedimentos favoreceu a dissipação do calor e a composição química da matriz controlou o crescimento de porfiroblastos de anfibólios e micas e a formação das texturas bow-tie e decussada. nessas texturas. A partir destas observações os minerais mais indicativos das zonas de metamorfismo foram o anfibólio (actinolita e hornblenda), granada, biotita e clorita. A granada e a biotita, entretanto, estão mais restritas as camadas de composição pelítica e síltica.

Os andesitos da *Formação Acampamento Velho* registram intensa transformação metamórfica associada a transferência de calor do *Granito Jaguari*. Apesar de o granito ter uma composição química alcalina e apresentar indícios de baixos teores de voláteis, a ocorrência de biotita no granito atesta a importância da H₂O na sua evolução magmática. A caracterização de minerais índices na proximidade da intrusão fica restrita a hornblenda, sendo possível caracterizar a actinolita, acompanhada por clorita e epidoto em porções mais distais, a NW do corpo. Os andesitos da Fm. Acampamento Velho têm uma boa caracterização do metamorfismo, entretanto, devido a sua exposição em contato direto com a porção noroeste do *Granito Jaguari*, registra somente a zona da Hornblenda. Entretanto, a presença de diques de andesitos mais ao norte e nordeste desta exposição principal, auxilia com a caracterização das zonas da Clorita e da Actinolita.

Na grade petrogenética das rochas básicas, podemos observar as condições metamórficas, representadas pelas principais associações minerais em equilíbrio sistematizadas em diagramas ACF, Figura 14, para o metamorfismo de contato e regional. A associação *Clorita + Epidoto + Actinolita* apresenta uma ampla condição de temperatura entre 200° e 500°C. A Actinolita constitui cristais aciculares ou prismáticos alongados e muito finos, e mostra um pleocroísmo de cores verde azulado a azul esverdeado. A passagem para o aparecimento de Hornblenda

ocorre associada a diminuição dos teores de clorita, em condições de temperatura mais elevadas, do epidoto. A Hornblenda forma cristais mais prismáticos alongados, e apresenta um pleocroísmo de cores castanho, verde a verde azulada. A associação *Hornblenda + Epidoto ± Clorita* é estável entre 500° e 630° C, e define as condições da fácies Fácies Hb hornfels (Bucher e Grapes, 2011).

A interpretação dos dados pode ser observada no mapa geológico e do metamorfismo de contato do *Granito Jaguari* apresentado na Figura 15.

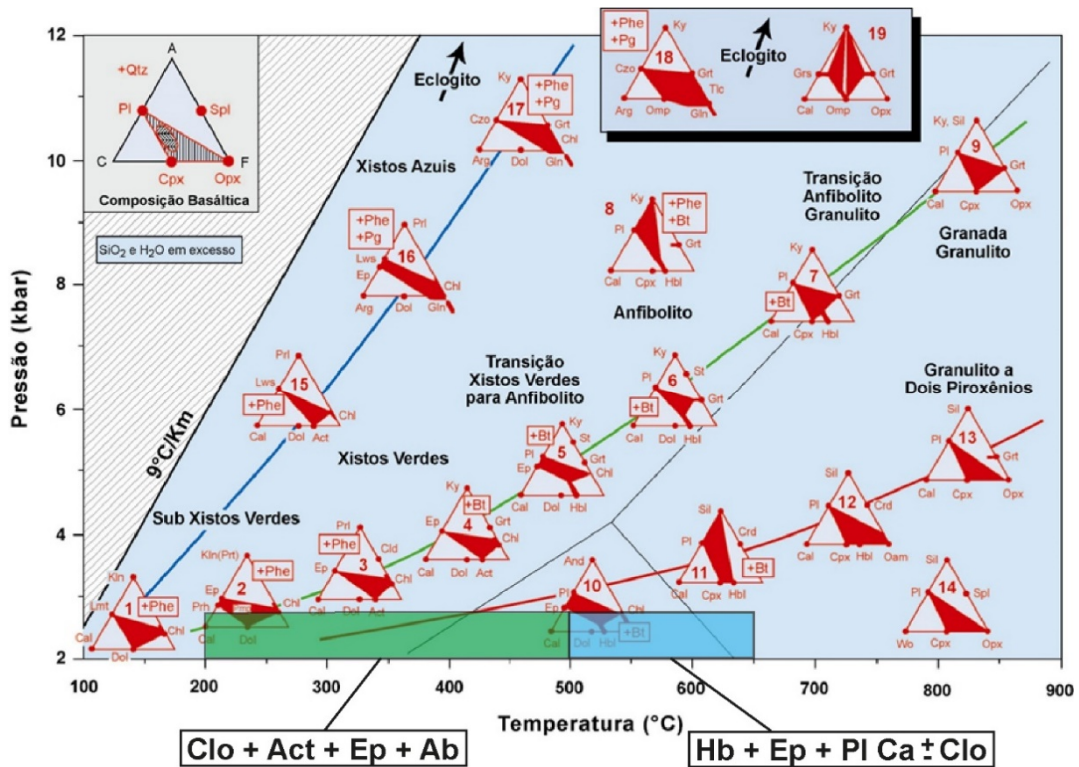


Figura 14 – Diagrama ACF para metabasitos, com destaque para as paragêneses estáveis e zonas Ab-EP e Hornblenda Hornfels.

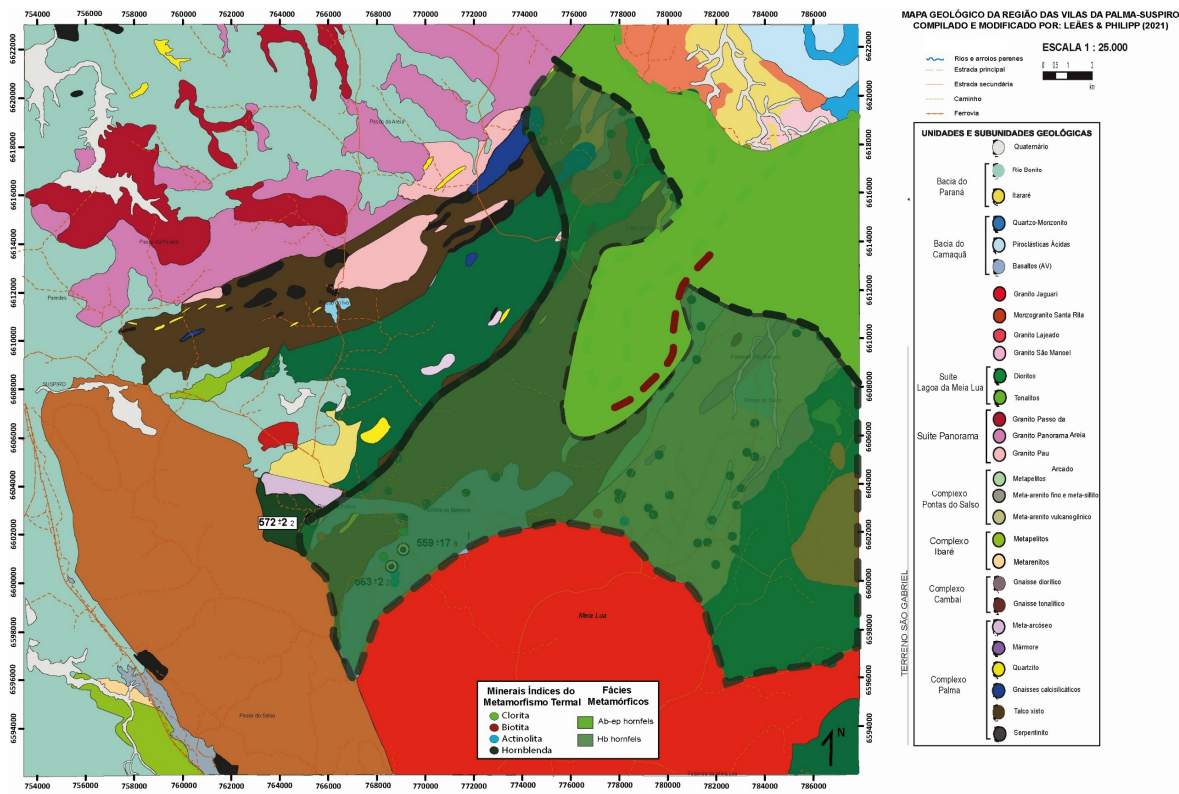


Figura 15 – Mapa Geológico simplificado das unidades estudadas com as fácies metamórficas estabelecidas para as encaixantes do *Granito Jaguari*.

7.3 Idade do Metamorfismo

A idade do metamorfismo, reflete a idade do *Granito Jaguari*. A disponibilidade de dados geocronológicos nas rochas encaixantes e as modificações impostas pelo metamorfismo termal confirmaram os dados obtidos com os diversos métodos de datação absoluta, incluindo os primeiros dados regionais de K-Ar obtidos na década de 80, por Cordani et al. (1973), Teixeira (1982) e Soliani Jr. (1986).

As rochas encaixantes do *Granito Jaguari* foram geradas principalmente durante o Neoproterozóico, conforme dados geocronológicos disponíveis. As rochas ultrabásicas do CP apresentam idades U-Pb em zircão de 722 ± 3 Ma (Arena et al. 2016). Também foi obtida uma idade de 726 ± 2 Ma para as rochas metavulcanoclásticas associadas ao Ofiolito Ibaré, situadas na região de Ibaré, muito próximas do *Granito Jaguari* (Arena et al. 2017).

O Complexo Cambaí foi investigado por Laux (2017) e Vedana et al. (2017a), que obtiveram idades de 722 ± 32 Ma, 721 ± 5 Ma e 732 ± 7 Ma, em gnaisses tonalíticos. Laux (2017) também investigou os dioritos e tonalitos da Suite Lagoa da Meia Lua, obtendo idades de 723 ± 30 Ma e 719 ± 11 Ma. Os cristais de zircão das rochas metassedimentares vulcanogênicas do *Complexo Pontas do Salso* foram avaliadas por Vedana et al. (2017a) e por Laux (2017) que determinaram um intervalo entre 900 e 700 Ma para os protólitos que constituíram as unidades do *Complexo Pontas do Salso*.

Os andesitos e andesitos basálticos da Vila da Palma foram investigados por Vedana et al. (2017b) que determinaram idades U-Pb em zircão de 563 ± 2 Ma e 572 ± 2 Ma, caracterizando estas rochas como pertencentes a *Formação Acampamento Velho* da Bacia do Camaquã. Estes dados corroboram a antiga idade K-Ar de 559 ± 17 obtida por Teixeira (1982) para estas rochas vulcânicas e se contrapõe as interpretações de Saalman et al. (2005, 2006) e Arena et al. (2017) que caracterizaram estas rochas como metabasaltos pertencentes ao Ofiolito Palma. Estes andesitos constituem a unidade mais jovem que foi afetada pelos processos termais associados a colocação do *Granito Jaguari*.

Estes dados confirmam indiretamente a idade do *Granito Jaguari*, determinada pelo método Pb-Pb em cristais de zircão por Gastal et al (2006) que obtiveram uma de idade de 567 ± 4 Ma. Deste modo, os registros texturais e mineralógicos dos processos de metamorfismo de contato confirmaram a atuação do *Granito Jaguari* e corroboram com os dados geocronológicos obtidos no granito e nos complexos metamórficos e nas suítes ígneas encaixantes. De acordo com estes dados, o metamorfismo termal deve ter ocorrido ao redor de 560 Ma.

7.4 Condições de Posicionamento e forma do corpo

As rochas dos complexos Palma e Pontas do Salso e da *Formação Acampamento Velho*, do Grupo Santa Bárbara, registram feições estruturais, texturais e mineralógicas que demonstram a influência do metamorfismo termal associado a colocação do *Granito Jaguari*. O posicionamento dos granitos Jaguari e Santa Rita foi controlado pela Zona de Cisalhamento Ibaré, estrutura de direção N45°W, que condicionou a ascensão dos corpos graníticos, com idades entre 587 Ma (Arena et al. 2017) e 567 ± 4 Ma (Gastal et al, 2006). Os registros da

atuação desta zona são mais antigos e mais profundos, e se caracterizam pela formação de milonitos sobre as rochas metassedimentares dos complexos Arroio Marmeleiro e Coxilha do Batovi, situados em ambas as extremidades da estrutura (Philipp *et al.* .2016, 2018, 2021; Laux, 2017; Hueck *et al.* 2018).

Dados geocronológicos de K-Ar em micas dos metassedimentos miloníticos do Complexo Arroio Marmeleiro indicam a movimentação desta zona em condições de crosta intermediária ao redor de 740-720 Ma (Hueck *et al.* 2020). Os dados da foliação milonítica e das lineações de estiramento apresentados por Laux (2017), Salvi & Philipp (2019) e Hueck *et al.* (2020) caracterizam a movimentação transcorrente da ZCI e confirmam a hipótese apresentada por Philipp *et al.* (2016, 2018) de que interpretaram esta zona como uma rampa lateral que delimita as várias zonas de cisalhamento de baixo a médio ângulo (thrust faults) que colocam em contato as principais unidades do Terreno São Gabriel, conforme caracterizadas por Salmaan *et al.* (2005, 2006).

Posteriormente, a reativação desta zona em condições mais superficiais está registrada pela colocação dos granitos Santa Rita e Jaguari. O Granito Santa Rita, com idade de 585 ± 2 Ma (Arena *et al.* 2017) tem forma alongada e concordante com a da ZCI, indicando a importância do controle desta zona para o processo de ascensão e posicionamento do corpo. Um novo episódio de reativação é registrado com a colocação do *Granito Jaguari*. Em ambos os casos, os granitos promoveram o desenvolvimento de processos de metamorfismo termal registrado pela formação de cornubianitos, com feições texturais associadas ao crescimento rápido e sob condições extensionais, sem atuação de deformação dirigida. Estas condições estão marcadas pela formação de texturas bow-tie, decussada e pela ampla formação de textura granoblástica poligonal nas rochas encaixantes dos complexos Palma e Pontas do Salso. A presença de cristais com formas poligonais e com extinção normal atestam o crescimento estático dos minerais e caracterizam a transmissão de calor do *Granito Jaguari* como o principal processo metamórfico.

As condições observadas na análise petrográfica permitiram o reconhecimento de associações minerais diagnósticas das fácies Ab-ep hornfels (300-500°C) e Hb hornfels (500-600°C) indicando também condições de pressão litostática inferiores a 3 kbar. Estas condições indicam que a colocação do *Granito Jaguari* ocorreu em um nível crustal superior (< 8 km), e atestam um novo episódio com a reativação da Zona de Cisalhamento Ibaré.

7.5 Extensão do Metamorfismo de Contato (Evidências)

As evidências do metamorfismo de contato são observadas em uma distância de até 15 km do limite norte do corpo. No mapa geológico e do metamorfismo de contato do *Granito Jaguari* podem ser observados corpos menores do granito à NE do corpo principal (Figura 5). É provável que parte do corpo do *Granito Jaguari* se estenda para o norte do seu limite atual e que também contribua para que a aureóla de contato se estenda por praticamente toda a extensão do *Complexo Pontas do Salso* e por uma parte significativa do *Complexo Palma*.

Deve ser levado em conta também a espacialização e extensão do granito na terceira dimensão e a possibilidade de corpos não aflorantes que estão abaixo das unidades foco do estudo, além de possíveis intrusões diacrônicas afetando os complexos. O fato de ocorrer o registro de fácies Hb hornfels no CP e CPS a uma elevada distância do GJ e, contrapondo, nas rochas do AV é determinada a zona da clorita a uma proximidade maior da intrusão o que pode estabelecer correlação com a atuação de retrometamorfismo nesta unidade.

8 CONCLUSÕES

As principais conclusões que podem ser retiradas dos estudos desenvolvidos são:

- 1) O *Granito Jaguari* causou o metamorfismo de contato registrado nas rochas dos complexos Palma e Pontas do Salso e nos andesitos da *Formação Acampamento Velho* situadas de modo adjacente ao norte do corpo;
- 2) A aureóla de contato determinada pelas análises petrográficas tem uma extensão entre 12 e 15 km;
- 3) As principais zonas de metamorfismo estabelecidas a partir de minerais índices incluem as zonas de Clorita, Biotita e Hornblenda;
- 4) A maior parte da área afetada pelo metamorfismo termal registrou transformações relacionadas a fácies Hornblenda hornfels;

- 5) A porção mais externa da auréola tem ocorrência restrita e caracteriza as transformações da fácies Ab-ep hornfels.
- 6) A idade do metamorfismo de contato é confirmada pelas transformações termais observadas nos andesitos da *Formação Acampamento Velho*, que apresentam idades entre 570-560 Ma, semelhantes a idade do *Granito Jaguari*.
- 7) A colocação do *Granito Jaguari* ocorreu em condições de epizona, em nível crustal raso e profundidades inferiores a 8 km.

9 REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., & Fuck R. A., 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, Atas. Pernambuco, SBG-Núcleo Nordeste, 1, 363-392.
- Almeida, D.P.M., Zeffass, H., Basei, M.A, Petry, J., Gomes, C.H., 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Çapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS – Brazil). *Gondwana Research*, 5 (2): 721-733.
- 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*, v. 285, p. 299-314.
- Arena, K.R., Hartmann, L.A., Lana, C., 2017. Tonian emplacement of ophiolites in the southern Brasiliano Orogen delimited by U-Pb-Hf isotopes of zircon from metasomatites. *Gondwana Research*, v. 49, p. 296-332.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., Silva, L.C., 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil: *Geology*, 24(5), 439-442.
- 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, 186–189.
- Bucher, K., & Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 8th Edition. 428 p.
- Cordani, U. G., Halpern, M. Berenholc, M., 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha Porto Alegre. In: Departamento Nacional da Produção Mineral. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folha Porto Alegre - SH-22 e Folha Lagoa Mirim - SI-22. Brasília, p. 70-77.

Chemale Jr, F., 1982. Geologia da Região de Palma, São Gabriel, Rio Grande do Sul. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Chemale Jr, F., 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.) Geologia do Rio Grande do Sul. Centro de Investigação do Gondwana, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, p. 13-52.

Fernandes, L.A.D., 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, 77-96.

Fragoso-Cesar, A.R.S., 1980. O craton 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., 1990. Tectônica de Placas no Bloco São Gabriel (RS) em Base dos Dados Geológicos, Geocronológicos e Geoquímico. In: Workshop de geoquímica isotópica, geocronologia e litogeoquímica das Regiões Sul e Sudeste do Brasil, Resumo Expandido, São Paulo, SBGq, Instituto de Geociências, USP, p. 8-16.

Garavaglia, L., Bitencourt, F., Nardi, L. V. S., 2002. Cumulatic diorites related to post-collisional, Brasiliano/Pan-African mafic magmatism in the Vila Nova Belt, southern Brazil. *Gondwana Research*, v.5, n.2, p. 519-534, 2002.

Garcia, M.A.M., Hartmann, L.A., 1981. Petrologia do *Complexo Palma*- RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, 5(9): 51-119.

Gastal, M. C. P., Nardi, L. V. S., 1992. Petrogênese e evolução do *Granito Jaguari*: um típico representante metaluminoso da Suíte Intrusiva Alcalina Saibro, RS. *Geochimica Brasiliensis*, Rio de Janeiro, v. 6, n.2, p. 169-190.

Gastal, M.C.P., & Lafon, J.M., 2001. Novas Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e Geoquímica Isotópica Nd-Sr para Granitóides Shoshoníticos e Alcalinos das Regiões de Lavras do Sul e Taquarembó, RS. In: SBGq, Congr. Bras. De Geoqu. e I Simp. de Geoqu. dos Países do Mercosul, 8, Anais: p7.

Gastal, M.C.P., Lafon, J.M., Ferreira, F.J.F., Magro, F.U.S., Remus, M.V.D., Sommer, C.A., 2006. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas Vulcano-Plutônicos de Subsidência. Parte 1: Geologia, Geofísica e Geocronologia ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). *Revista Brasileira de Geociências*, 36(1): 109-124.

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.

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.

Gruber, L., Porcher, C.C., Lenz, C., Fernandes, L.A.D., 2011. Proveniência de metassedimentos das sequências Arroio Areião, Cerro Cambará e Quartzo Milonitos no Complexo Metamórfico Porongos, Santana da Boa Vista, RS. *Pesquisa em Geociências*, 38 (3): 205-224.

Hartmann, L.A., & Nardi, L.V.S., 1983. Contribuição à geologia da Região Oeste do Escudo Sul-Rio-grandense. *In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 1, Porto Alegre, SBG, Atas, p. 9-18.

Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Philipp, R.P., 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Precambriano. *In: Ianuzzi, R.; Frantz, J.C. (Org.). 50 anos de Geologia*. Instituto de Geociências. Contribuições. 1ª ed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO. IG-UFRGS, p. 97-123.

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 Brazil. *Gondwana Research*, 19, 84-99.

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 the SW Gondwana*. *In: Siegesmund, S., Oyhantçabal, P., Basei, M.A.S. and Oriolo, S. (Eds.), Regional Geology Review*, Springer, 267-303.

Hueck, M., Wemmer, K., Basei, M.S., Philipp, R.P., Oriolo, S., Heidelbach, F., Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., 2020. Dating recurrent shear zone activity and the transition from ductile to brittle deformation: White mica geochronology Applied to the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt in South Brazil. *Journal of Structural Geology*.

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*, v.1, p. 13-26.

Jost, H., Bitencourt, M.F., 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de Dobramentos de Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldoldensia*, 4 (7): 27-60. São Leopoldo, RS, Brasil.

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.

Leinz, V., Barbosa, A. F., Teixeira, E. A. 1941. Mapa geológico Caçapava-Lavras. Porto Alegre: Secretaria de estado dos negócios da Agricultura, Indústria e Comércio, 1941. 39 p. (Boletim, nº 90).

Leite, J.A.D., Hartmann, 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, 688-705.

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.

Lopes., A.P., Hartmann, L.A., 2003. Geoquímica de rochas metabasálticas da mina da Palma, Bloco São Gabriel, escudo sul-rio-grandense: um possível platô oceânico. *Pesquisas em Geociências*. Porto Alegre, RS. Vol. 30, n. 1 (2003), p. 27-39.

Mattos, I.C., Philipp, R.P., Mexias, A.S., Gomes, M.E.B., 2004. Metamorfismo de contato no Complexo Bossoroca, porção SW do Complexo Granítico São Sepé, RS. *Revista Brasileira de Ciências*, 34(1), 1-10 pag.

Nardi, L.V.S., & Bonin, B., 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, Southern Brazil. A case study. *Chem; Geol.*, 92(1/2): 197-211.

Philipp, R.P., Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F.S., 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *Geologia do Rio Grande do Sul*, v. 1, p. 133-160.

Philipp, R.P., Chemale Jr, F., Machado, R., 2007. A geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: Evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: Ianuzzi, R.; Frantz, J.C. (Org.). 50 anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. 1ª ed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO. IG-UFRGS, p. 59-77.

Philipp R.P., Bitencourt MF., Junges SL., 2008b. Isótopos de Nd dos Complexos Neoproterozóicos Cambaí e Cambaizinho, Terreno Vila Nova: implicações para a evolução do Cinturão Dom Feliciano no RS. *Congresso Brasileiro de Geologia*, vol 46. SBG, Anais, Curitiba, p 21.

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

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. Tectonic Evolution of São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt: the closure of Charrua ocean. In: Siegesmund, S.P., Oyhantcabal., Basei, M.A.S (Eds.), *Geology of SW Gondwana, Regional Geology Review*, Springer, Cham, 243-265.

Phillipp, R.P., Pimentel, M.M., Basei, M.A.S., Salvi, M., De Lena, L.O.F., Vedana, L.A., Gubert, M.L., Lopes, C.G., Laux, J.H., Camozzato, E., 2021. U–Pb detrital zircon dating applied to metavolcano-sedimentary complexes of the São Gabriel Terrane: New constraints on the evolution of the Dom Feliciano Belt.

Ramos, R.C., Koester, E., 2015. Litho-geochemistry of the meta-igneous units from Arroio Grande Ophiolitic Complex, southernmost Brazil, *Brazilian Journal of Geology* 45 (1), 65-78.

Ramos, R.C., Koester, E., Vieira, D.T., Porcher, C.C., Gezatt, J.N., Silveira, R.L., 2018. Insights on the evolution of the Arroio Grande ophiolite (Dom Feliciano belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences* 86, 38-53.

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, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 267p.

Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., Formoso, M.L.L., 1993. Os padrões de Elementos Terras Raras (ETR) e a afinidade Geoquímica Komatiítica dos Xistos Magnesianos e rochas associadas do Complexo Cambaizinho, São Gabriel/RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(4):370-387.

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. *J. S. Am. Earth Sci.* 12, 349–366.

Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., 2000. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of Brasiliano Cycle in southern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 13, 191–216.

Saalmann, K., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Koester, E., Conceição, R.V., 2005. 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. *Precamb. Res.* 136:159–175.

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. *Int. J. Earth Sci.* 100, 355–378.

Salvi, M., Philipp, R.P., 2019. Geologia e significado tectônico das rochas metavulcano-sedimentares do Complexo Coxilha do Batovi, São Gabriel, RS, Cinturão Dom Feliciano. *Revista Pesquisas em Geociências* 46 (2), 44–66.

Santos, E.L., Ramgrab, G.E., Maciel, L.A., Mosmann, R., 1986. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. DNPM/1º Distrito Regional. Projeto Mapas Geológicos dos Estados e Territórios do Brasil.

Santos, E.L., Azevedo, G.C., Maciel, L.A.C., Mossmann, R., Remus, M.V.D., 1990. Mapeamento geológico de seqüências metavulcano-sedimentares do oeste do Escudo Sul-Riograndense, RS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, Anais... Natal: SBG, v.6, p. 2976-2990.

Silva L.C., McNaughton N.J., Armstrong R., Hartmann L.A., Fletcher I.R., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections, a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision of the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136:203-240.

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

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, vol 1, p 127–146.

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.

Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., 1999. Evolução do vulcanismo alcalino da porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito – RS. Revista Brasileira de Geociências, Porto Alegre, v. 29, n. 2, p.245-254.

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Figueiredo, A.M.G., Piosan, R., 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. Journal of South American Earth Sciences, Amsterdam, v.18, p. 237–254.

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.

UFRGS., 1996. Mapeamento Geológico 1:25.000 Projeto Lagoa da Meia Lua - Rufino Farias - Vila Nova: Geologia da Faixa X. Porto Alegre, 178 p. Monografia de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS., 2018. Mapeamento Geológico 1:25.000 Projeto Suspiro-Lagoa da Meia Lua. Relatório do Projeto, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 261 p.

UFRGS., 2019. Mapeamento Geológico 1:25.000 Projeto Lagoa da Meia Lua. Relatório do Projeto, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 228 p.

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. Pesquisas em Geociências, v. 43, n. 3, p. 229-248.

Vedana, L.A., Philipp, R.P., 2017a. Tonian to early Cryogenian synorogenic basin of the São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. International Geology Review, vol. 60, issue (1), 109-133.

Vedana, L.A., Philipp, R.P., Sommer, C.A., 2017b. Post-collisional basalts of the Acampamento Velho Formation, Camaquã Basin, São Gabriel Terrane, southernmost Brazil. Braz. J. Geol. 47, issue (03).

Wildner, W., 1990., Caracterização geológica e geoquímica das sequências ultramáfica vulcano-sedimentares da região da Bossoroca, RS. 1990. Porto Alegre, 215p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Wildner, W., Nardi, L. V. S., Lima, E. F., 1999. Post-collisional alkaline magmatism on the Taquarembó Plateau: a well preserved Neoproterozoic-Cambrian Plutono-volcanic association in southern Brazil. International Geology Review, v. 41, p. 1082-1098.

Winter, J.D., 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Pearson, 1ª edição. 699 p.

Yardley, B.W.D., 1989. An Introduction to Metamorphic Petrology. Pearson Education Limited; 1ª edição. 264p.