

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

SAMUEL OLIVEIRA BITENCOURT

**ANÁLISE ESTRUTURAL DO ECLOGITO TRÊS VENDAS E ROCHAS
ASSOCIADAS**

**Caçapava do Sul
2023**

SAMUEL OLIVEIRA BITENCOURT

**ANÁLISE ESTRUTURAL DO ECLOGITO TRÊS VENDAS E ROCHAS
ASSOCIADAS**

Trabalho de Conclusão de Curso II
apresentado ao Curso de Geologia da
Universidade Federal do Pampa, como
requisito parcial para obtenção do Título
de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Giuseppe Betino De
Toni

**Caçapava do Sul
2023**

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos
pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do
Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais) .

B624a Bitencourt, Samuel Oliveira
ANÁLISE ESTRUTURAL DO ECLOGITO TRÊS VENDAS E ROCHAS
ASSOCIADAS / Samuel Oliveira Bitencourt.
75 p.

Trabalho de Conclusão de Curso(Graduação)-- Universidade
Federal do Pampa, GEOLOGIA, 2023.

"Orientação: Giuseppe Betino de Toni".

1. Análise Estrutural. 2. Eclogito Três Vendas. 3. Bloco
São Gabriel. 4. Microtectônica. I. Título.

SAMUEL OLIVEIRA BITENCOURT

ANÁLISE ESTRUTURAL DO ECLOGITO TRÊS VENDAS E ROCHAS ASSOCIADAS

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em 14 de dezembro de 2023.

Banca examinadora:

Prof. Dr. Giuseppe Betino de Toni

Orientador

Universidade Federal do Pampa

Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory

Universidade Federal do Pampa

Geólogo Marcelo Lusa

Universidade Federal do Pampa



Assinado eletronicamente por **MARCELO LUSA, GEOLOGO**, em 20/12/2023, às 09:17, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por **GIUSEPPE BETINO DE TONI, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 20/12/2023, às 09:40, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por **TIAGO RAFAEL GREGORY, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 21/12/2023, às 15:17, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.unipampa.edu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **1336146** e o código CRC **14635224**.

Dedico este trabalho aos meus pais, que são o meu Norte.
Sebastião Chaves Bitencourt e Luciene Oliveira Bitencourt.

Agradecimentos

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer ao meu orientador, Giuseppe Betino De Toni, que foi proativo na tarefa de guiar a execução deste trabalho, sempre solícito e paciente, foi um privilégio trabalhar contigo.

Em segundo lugar gostaria de agradecer os técnicos e alunos que prepararam minhas lâminas Lenon Ilha, Ariely e Jordana (que com certeza irá aparecer neste texto mais de uma vez). Também agradeço a Sissa Kumaira e Hiago que me ensinaram a tirar as fotos do microscópio óptico.

Aos membros da banca avaliadora, Tiago Rafael Gregory e Marcelo Lusa, cujo os apontamentos estou ansioso para ouvir.

A partir deste ponto do texto, peço licença para ser menos profissional no tom, porque existem pessoas na minha vida que merecem ser mencionadas. A minha companheira, Jordana de Abreu Leme da Costa que me acompanhou nos meus campos e me motivou a progredir no trabalho e na vida, a me movimentar até romper minhas correntes, é um prazer dividir meu riso, aspirações e abraços com você.

Aos amigos que fiz até aqui, com certeza vou ter que pedir desculpas por não incluir todos que me tocaram, pois tenho sorte de ter mais gente querida do que espaço no papel. Dito isso Alex, Amyr, Daniel, Ramon e Victoria, vocês são os irmãos que a vida me deu.

Por fim, Alexandra Elbakyan, Aaron Swartz (R.I.P.) e outros hacktivistas que sonham em um mundo onde o fluxo de conhecimento seja livre.

**“Na caverna que você tem medo de entrar
está o tesouro que você procura.”**

Joseph Campbell

RESUMO

O Eclogito Três Vendas é o primeiro exemplar de eclogito Toniano relacionado ao Ciclo Brasileiro a ser encontrado no Sul do Brasil. O objetivo deste trabalho é descrever a geometria, cinemática e relações estruturais entre os afloramentos eclogíticos e rochas associadas da área de estudo. Os métodos empregados são a análise de lineamentos estruturais (em escala 1:25.000), mapeamento geológico-estrutural e petrografia (microtectônica). Os lineamentos da área de estudo possuem tendência NW-SE e NE-SW, sendo associados às zonas de cisalhamento Ibaré e Cerro Branco, respectivamente. As estruturas planares das rochas estudadas possuem dois *trends* N-S nas rochas mais antigas e W-E nas mais jovens. Foram encontrados veios onde o retrometamorfismo é mais incidente e um indicador cinemático dextral posterior ao pico térmico retrometamórfico. As tendências das estruturas em mais de uma escala serem divididas em dois grupos indicam o contraste da direção de resolução das tensões durante a história deformacional destas rochas. Os veios retrometamórficos abrem o precedente para que as reações de reequilíbrio metamórfico sejam ao menos em parte controladas por estruturas rúpteis, possivelmente catalisadas pela percolação de fluidos. A concordância com estruturas observadas nos TTGs encaixantes e a característica de pico térmico sugerem que a deformação dextral ocorreu concomitante à colocação dos fragmentos de eclogito como enclaves imersos nas rochas intrusivas do Complexo Imbicuí, em ambiente de arco magmático.

Palavras-Chave: Análise Estrutural; Eclogito Três Vendas; Bloco São Gabriel; Microtectônica.

ABSTRACT

The Eclogite Três Vendas is the first example of Tonian eclogite related to the Brasiliano Cycle to be found in southern Brazil. The objective of this work is to describe the geometry, kinematics, and structural relationships between the eclogitic outcrops and associated rocks in the study area. The methods employed are the analysis of structural lineaments (at a scale of 1:25,000), geological-structural mapping, and petrography (microtectonics). The lineaments in the study area have NW-SE and NE-SW trends, being associated with the Ibaré and Cerro Branco shear zones, respectively. The planar structures of the studied rocks have two N-S trends in the older rocks and W-E in the younger ones. Veins were found where retrometamorphism is more incident and a dextral kinematic indicator posterior to the retrometamorphic thermal peak. The trends of the structures at more than one scale being divided into two groups indicate the contrast of the direction of resolution of the stresses during the deformational history of these rocks. The retrometamorphic veins open the precedent for metamorphic re-equilibration reactions to be at least partly controlled by brittle structures, possibly catalyzed by fluid percolation. The concordant structures observed in the enclosing TTGs and the thermal peak characteristic suggest that the dextral deformation occurred concomitantly with the emplacement of eclogite fragments as enclaves immersed in the intrusive rocks of the Imbicuí Complex, in a magmatic arc environment.

Keywords: Structural Analysis; Três Vendas Eclogite; São Gabriel Block; Microtectonics.

Sumário

1 INTRODUÇÃO	11
2. OBJETIVOS	12
2.1 OBJETIVOS GERAIS.....	12
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	12
3. JUSTIFICATIVA	13
4. ÁREA DE ESTUDO	14
4.1 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	14
5. CONTEXTO GEOLÓGICO	15
5.1 GEOLOGIA REGIONAL	15
5.2 GEOLOGIA LOCAL	16
8. RESULTADOS	36
8.1 Sensoriamento remoto e traçado de lineamentos.....	36
8.2 Mapeamento Geológico e Estrutural.....	37
8.2.1 Litologias.....	39
8.2.1.1 Retroeclogitos	39
8.2.1.2 Tonalitos e Metatonalitos.....	41
8.2.1.3 Diorito.....	42
8.2.1.4 Granitoides.....	43
8.2.1.5 Basaltos	45
8.2.2 Geologia Estrutural.....	46
8.3 Petrografia e Microtectônica	51
8.3.1 Retroeclogitos	51
8.3.2 Tonalitos	54
8.3.3 Quartzo-diorito	56
8.3.4 Granitoides.....	57
8.3.4 Basalto.....	58
DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	60
REFERÊNCIAS	62

1 INTRODUÇÃO

Os eclogitos possuem um histórico frutífero no estímulo de novas hipóteses. Como Godard (2001) recapitula, controvérsias em relação a essa litologia foram responsáveis por destacar o papel que a pressão possui no metamorfismo, o descobrimento de que rochas ígneas podem ser metamorfizadas, o conceito de fácies metamórficas, entre outras ideias hoje consolidadas nas geociências.

Os eclogitos são rochas metamórficas de alta pressão com mineralogia constituída de onfacita e granada (COLEMAN et al., 1965). São reconhecidos três grupos de ocorrências, o Grupo A como inclusões em kimberlitos, basaltos e rochas ultramáficas, o Grupo B como bandas e lentes em terrenos gnáissicos migmatíticos e o Grupo C como bandas e lentes em rochas metamórficas do tipo Alpino.

A teoria da tectônica de placas destacou o papel que os eclogitos possuem como registro de subducção de crosta oceânica (COLEMAN, 1977 a,b). O entendimento de sua formação e exumação são significativos na reconstrução da formação e separação de supercontinentes (BROWN, 2014). Durante o Neoproterozoico, a reestruturação nos continentes Sul-Americano e Africano se iniciou com o rompimento do supercontinente Rodínia, seguido da abertura e fechamento de ao menos uma bacia paleo-oceânica, Charrua e/ou Adamastor, (PHILLIPP et al., 2018; HARTMANN et al., 2019) e culmina na amalgamação do sudoeste do supercontinente Gondwana no ciclo Brasileiro - Pan Africano (EVANS, 2009). Apesar do registro de subducção de crosta oceânica nos arcos intraoceânicos tonianos como o Arco de Goiás (PIMENTEL & FUCK, 1992) no Cinturão de Brasília, os arcos Serra da Prata e Rio Negro, no Cinturão Ribeira (SANTIAGO et al., 2020) e o Terreno São Gabriel no Cinturão Dom Feliciano (CERVA ALVES et al., 2020), o primeiro eclogito de idade Toniana ligado ao Orógeno Brasileiro é o Eclogito Três Vendas (PINTO et al., 2021), a despeito do ambiente tectônico favorável à preservação de mais exemplares.

O Eclogito Três Vendas faz parte do Terreno São Gabriel e representa a evolução inicial do Cinturão Dom Feliciano (PINTO et al., 2021). O escopo deste trabalho é o mapeamento estrutural do Eclogito Três Vendas e litologias associadas para a reconstrução da trajetória deformacional e tectônica dentro do contexto do Terreno São Gabriel.

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVOS GERAIS

Identificar forma, atitude e relações espaciais de estruturas presentes no Eclogito Três Vendas e rochas circundantes na área de estudo.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Os objetivos específicos são:

- Mapeamento Geológico-Estrutural e confecção de perfis, mapas, diagramas de roseta e projeções estereográficas.
- Caracterizar petrograficamente do ponto de vista da microtectônica a cinemática do Eclogito Três Vendas e rochas associadas.
- Estabelecer as condições, o ambiente e regime tectônico durante a deformação das rochas da área de estudo.

3. JUSTIFICATIVA

Saalman et al. (2006) destacam que apesar de muitos trabalhos de mapeamento e estudos geoquímicos e isotópicos, o Bloco São Gabriel possui carência de trabalhos com foco estrutural, o que dificulta a elaboração de um modelo tectônico consistente para a região. O Bloco São Gabriel também fornece uma oportunidade de se estudar estruturas sem influência pré-Brasileira por se tratar de rochas de material juvenil. Além disso, o Eclogito Três Vendas é o primeiro eclogito de idade toniana relacionado ao Orógeno Brasileiro a ser encontrado (PINTO et al., 2021). Essa condição de excepcionalidade aumenta seu peso como evidência de processos geodinâmicos do Neoproterozoico no Gondwana Ocidental.

A viabilidade do trabalho se baseia na relativa proximidade com o Campus Caçapava do Sul (~80 KM), sendo possível contar com o sistema de frotas da UNIPAMPA para o deslocamento até a área de estudo. O Laboratório de Britagem e Moagem de Minério da UNIPAMPA possibilita a confecção de lâminas petrográficas e o Laboratório de Microscopia, seu estudo.

Por fim, o estudo é sobre uma litologia recém descoberta (Pinto et al., 2021), e um estudo com foco estrutural é inédito para a mesma.

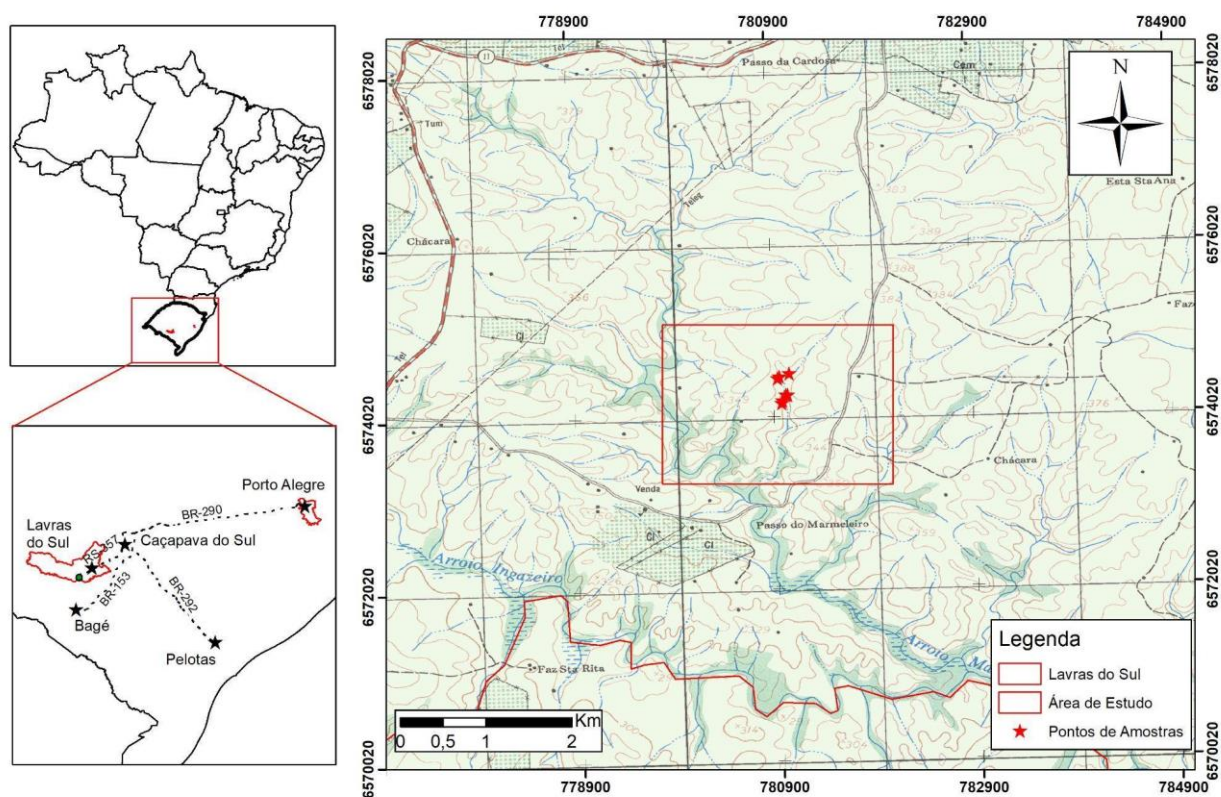
4. ÁREA DE ESTUDO

4.1 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O município de Lavras do Sul fica a 323 km de Porto Alegre. A partir da capital do estado, a via mais rápida é a BR-290 por aproximadamente 240 km, então, o percurso segue a BR-392 atravessando a cidade de Caçapava do Sul até a RS-357 que dá acesso a Lavras do Sul. A figura abaixo ilustra o percurso.

A área de estudo fica ao Sul do município de Lavras do Sul, seguindo a RS-357 por aproximadamente mais 20 km, tendo como ponto de referência a Capela São Cristóvão e então por 4.8 km em uma estrada vicinal sentido sul. A área de estudo fica a oeste da estrada, próxima a Estância Recanto da Figueira, como pode ser observado na figura 1.

Figura 1 - Mapa de Situação e Localização



Fonte: autor. Dados do Exército Brasileiro - Diretoria de Serviço Geográfico (DSG), 1975.

5. CONTEXTO GEOLÓGICO

5.1 GEOLOGIA REGIONAL

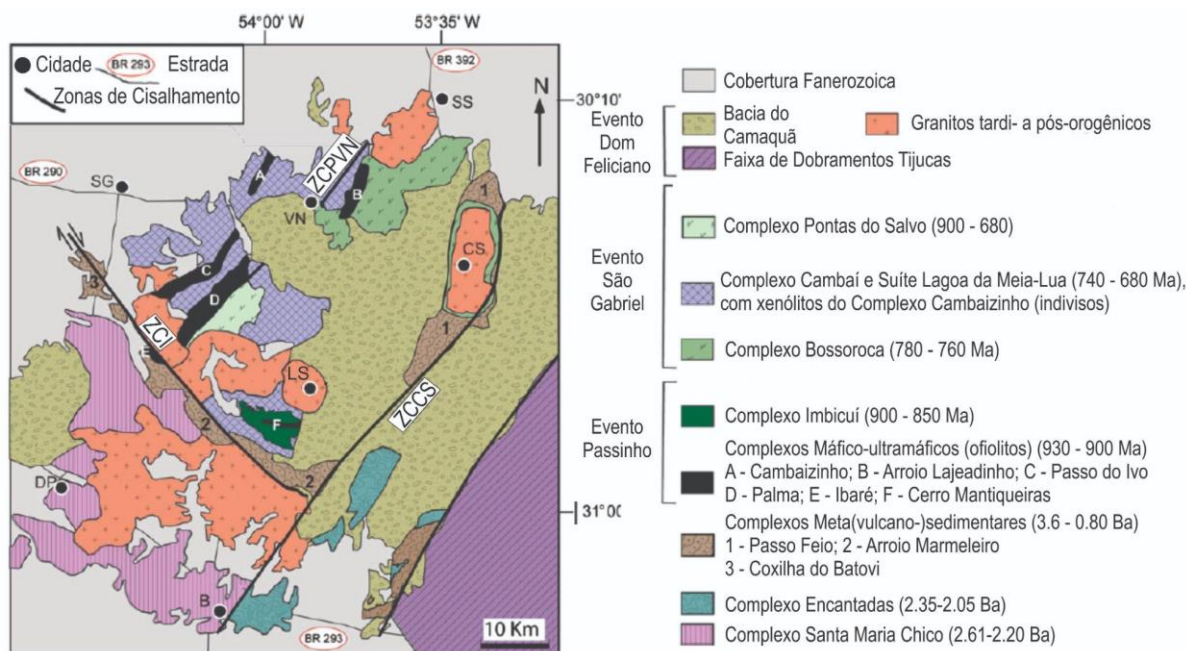
No Neoproterozoico, o processo de amalgamação da porção ocidental do Gondwana é resultado do Ciclo Brasileiro-Pan Africano, durante a faixa de tempo entre 920 a 500 Ma (PINTO et al., 2021; SILVA et al., 2005). A Província Mantiqueira é um sistema orogênico resultante desse ciclo e ocupa uma área que vai da Bahia até o Uruguai com direção NE-SW (ALMEIDA 1977, 1981). A Província Mantiqueira pode ser dividida nos cinturões Araçuaí ao Norte, Ribeira no centro e Dom Feliciano ao Sul (HEILBRON e MACHADO 2003).

O Cinturão Dom Feliciano (CDF) possui diversos modelos evolutivos (FERNANDES et al., 1992; CHEMALE, 2000; HARTMANN et al., 2007; PHILIPP et al., 2016; DE TONI et al., 2020). De maneira geral, representa um segmento crustal cujas porções foram alvo de deformação intensa e migmatização entre cerca de 650 a 620 Ma (BITENCOURT e NARDI 2000) além disso, ocorrem disseminados fragmentos de crosta continental mais antigos (HARTMANN et al., 2000). O CDF pode ser dividido nos domínios Bloco São Gabriel, Terreno Tijucas, Batólito Florianópolis-Pelotas-Aiguá, Bloco Taquarém e Terreno Punta Del Este (PHILLIPP et al., 2018). No Sul do Brasil são reconhecidos quatro eventos orogênicos principais: Passinho (890–860 Ma), Porongos (800–750 Ma), São Gabriel (770–680 Ma) e Dom Feliciano (650–540 Ma) (HARTMANN et al. 2000; SAALMANN et al. 2010; PHILLIPP et al. 2016). Por fim, outras idades importantes são a do evento metamórfico que ocorreu entre 720 e 700 Ma devido à colisão dos arcos magmáticos juvenis do CDF e o Terreno Nico Perrez e o colapso do cinturão orogênico que se dá em torno de 540 Ma, e é marcado pelo máximo deposicional nas bacias de ante-país ou tardi-colisionais (PHILLIPP et al., 2018).

O Bloco São Gabriel (BSG) aflora exclusivamente no Rio Grande do Sul (figura 2), e é encoberto a Oeste e Norte por unidades Fanerozoicas da Bacia do Paraná, ao sul é limitado pela Zona de Cisalhamento Ibaré, que possui orientação NW-SE e a leste pela Zona de Cisalhamento Caçapava do Sul que possui orientação NE-SW. O BSG compreende remanescentes de complexos ofiolíticos (ARENA et al., 2016, 2017; WERLE et al., 2020), duas sequências de arcos magmáticos Neoproterozoicos, Passinho, de aproximadamente 890-860 Ma, e São Gabriel de aproximadamente 758-700 Ma (SAALMANN et al., 2011), sequências

metassedimentares, e diversos corpos graníticos tardi a pós-tectônicos do Ediacarano (CHEMALE et al., 1995; BABINSKI et al., 1996). Muitos autores consideram o BSG como uma orogenia à parte do CDF (CHEMALE, 2000; PHILLIPP et al., 2016, 2018; ARENA et al., 2017; VIEIRA et al., 2019).

Figura 2 - Mapa Regional, a área de estudo está inserida na parte sul do Complexo Imbicuí, próxima a Zona de Cisalhamento Ibaré.



Fonte: modificado de Philipp et al. (2018)

5.2 GEOLOGIA LOCAL

Os remanescentes de complexos ofiolíticos presentes no BSG são: Cerro Mantiqueiras, Ibaré, Palma, Passo do Ivo, Bossoroca (Formação Arroio Lajeado) e Cambaizinho (ARENA et al., 2016, 2017; WERLE et al., 2020). As rochas máficas e ultramáficas dos ofiolitos estão entre as rochas mais antigas do BSG, com idades magmáticas de cerca de 920-890 Ma (ARENA et al., 2016; HARTMANN et al., 2019) e em conjunto com as rochas metassomáticas correspondem à crosta oceânica do paleo-oceano Charrua (ou Proto-Adamastor, segundo Hartmann et al., 2019). Os dados de Hf demonstram que essas rochas derivam de manto juvenil depletado. Os ofiolitos estão intercalados com rochas do Complexo Cambaí (no caso dos ofiolitos Cerro Mantiqueiras e Cambaizinho) e rochas supracrustais do Grupo Vacacaí (ofiolitos Ibaré, Palma e Bossoroca). A idade mais recente possível para a acreção dos ofiolitos é de 722 Ma (ARENA et al., 2017). O complexo ofiolítico mais próximo

da área de estudo é o Cerro Mantiqueiras, com extensão de 9 x 0,5 km². Tanto o complexo quanto a associação TTG em que está inserido foram deformados e metamorfizados até a fácies anfibolito média (HARTMANN e REMUS, 2000; HARTMANN e CHEMALE, 2003).

A sequência de arco magmático relacionada ao evento Passinho engloba as rochas do Complexo Imbicuí, uma associação DTTG (diorito, tonalito, trondhjemito, granodiorito) ortognáissica de idades U-Pb datadas em 890-860 Ma (Leite et al., 1998) e 828 ± 8 Ma (SIVIEIRO et al., 2023). O Complexo Imbicuí ocorre na porção sul do BSG, tanto a norte quanto a sul do Cerro Mantiqueiras, com corpo de forma alongada na direção leste-oeste (PHILIPP et al., 2018). Na porção central do complexo predominam gnaisses tonalíticos e trondhjemíticos, que são englobados por gnaisses dioríticos com a presença subordinada de lentes de metahornblenditos (LUSA et al., 2018). A assinatura das rochas do complexo é similar a adakítica tipo-1, com alto teor de sílica e alumínio, resultante da fusão parcial de eclogitos (SIVIEIRO et al., 2023) e a composição geoquímica dos gnaisses é cálcio-alcalina de baixo-K, com ocorrência subordinada de metagabros de assinatura toleítica de idade U-Pb de 845 ± 5 Ma (SIVIEIRO et al., 2023). As idades modelo para o magmatismo são entre 0,9 - 0,8 Ga (SIVIEIRO et al., 2023), similar à idade de cristalização, reforçando seu caráter juvenil. A assembleia mineral indica metamorfismo regional progressivo até as fácies anfibolito média a superior, em condições de baixa pressão (plagioclásio rico em Ca + hornblenda + biotita e plagioclásio com Ca + hornblenda + diopsídio), enquanto paragênese retrometamórfica associada ao desenvolvimento de uma zona de cisalhamento é marcada por xisto-verde a anfibolito inferior (albita + actinolita/hornblenda + clorita + epidoto + mica branca) (PHILIPP et al., 2018). As rochas do Complexo Imbicuí são intrudidas por rochas associadas ao Complexo Cambaí (LUSA et al., 2018).

O Complexo Cambaí (CC) é uma das unidades litoestratigráficas de arco magmático relacionadas ao evento São Gabriel. As rochas pertencentes ao CC são duas associações magmáticas: ortognaisses TTG e metatonalitos, metagranodioritos e metadioritos intrusivos de cerca de 740-720 Ma (PHILIPP et al., 2018). Sua série magmática é cálcio-alcalina de médio a alto K de composição metaluminosa. Os ortognaisses são intrudidos pelos metagranitóides. Os metagranitóides podem estar deformados por zonas de cisalhamento oblíquas. O CC é intercalado com xenólitos

do Complexo Cambaízinho (PHILIPP et al., 2018) e intrudido por rochas menos deformadas da Suíte Lagoa da Meia Lua (HARTMANN, 2011).

O Eclogito Três Vendas (ETV) ocorre como lentes de contato abrupto com outras litologias do Complexo Imbicuí (PINTO et al., 2021). A idade magmática do ETV obtida a partir do núcleo de zircões (U-Pb, LA-ICP-MS) é de $909,5 \pm 5,3$ Ma e a idade metamórfica obtida a partir das bordas de zircões é de $891,9 \pm 8,2$ Ma (PINTO et al., 2021), durante o pico de temperatura. A série magmática do ETV é toleítica subalcalina, com composições de ϵ_{Hf} de assinatura juvenil a moderadamente juvenil. A hipótese de Pinto et al. (2021) é que o protólito era um basalto toleítico derivado de manto depletado, modificado a partir da adição de componentes subductados em um ambiente de arco de ilha. A trajetória metamórfica da rocha máfica progride durante sua subducção até profundidades de 45 km (≥ 15 kbar), com temperaturas de cerca de 580-680°C, seguida de exumação rápida até cerca de 24 km (~ 8 kbar), onde atingiu sua temperatura pico (760-710 °C). A assembléia de alta pressão preservada consiste em granada + onfacita + rutilo + fengita \pm quartzo. Dois estágios principais de retrometamorfismo são representados: durante a exumação rápida, a onfacita foi substituída por simplectitos globulares e vermiculares de clinopiroxênios cálcico + plagioclásio + hornblenda \pm quartzo; o segundo estágio marcado pela substituição de granada e plagioclásios cálcicos por kelyphita (um simplectito de hornblenda e plagioclásio) em condições de fácies anfíbolito. Por fim, um estágio secundário, em condições de fácies xisto verde superior é marcado pela assembléia plagioclásio + tremolita + biotita + clorita + clinozoisita-epidoto + titanita + ilmenita + magnetita.

6. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

6.1 Eclogitos

6.1.1 Características Gerais

Os eclogitos são rochas metamórficas muito densas (~3,3-3,5 g/cm³), relacionadas a ambientes de alta pressão. Recebem esse nome pelo trabalho de René-Just Haüy, que cunhou o termo a partir de eklogē (do grego, selecionado ou escolhido) + ito (que indica rocha), pois achou notável a beleza e peculiar a combinação de minerais que a constituem: o verde-grama do piroxênio onfacita e o vermelho das granadas (COLEMAN et al., 1965; GODARD, 2001). A definição adotada pela Subcomissão sobre Sistemáticas de Rochas Metamórficas (sigla em inglês SCMR) da IUGS para um eclogito é “uma rocha metamórfica livre de plagioclásio e composta de teores de onfacita e granada superiores a 75% do volume, ambos os minerais presentes como constituintes maiores, porém nenhum dos dois com teor superior a 70% do volume” (DESMONS e SMULLKOWSKI, 2007). Os constituintes minerais menores incluem quartzo (ou coesita), cianita, rutilo, e os minerais traço incluem anfibólio (barroisita/kataphorita [subcálcico], hornblenda [cálcico] ou glaucofano [sódico]), epidoto (zoisita e clinozoisita), lawsonita, fengita, paragonita, talco, minerais carbonáticos, diamante e olivina (TSUJIMORI & MATTINSON., 2021).

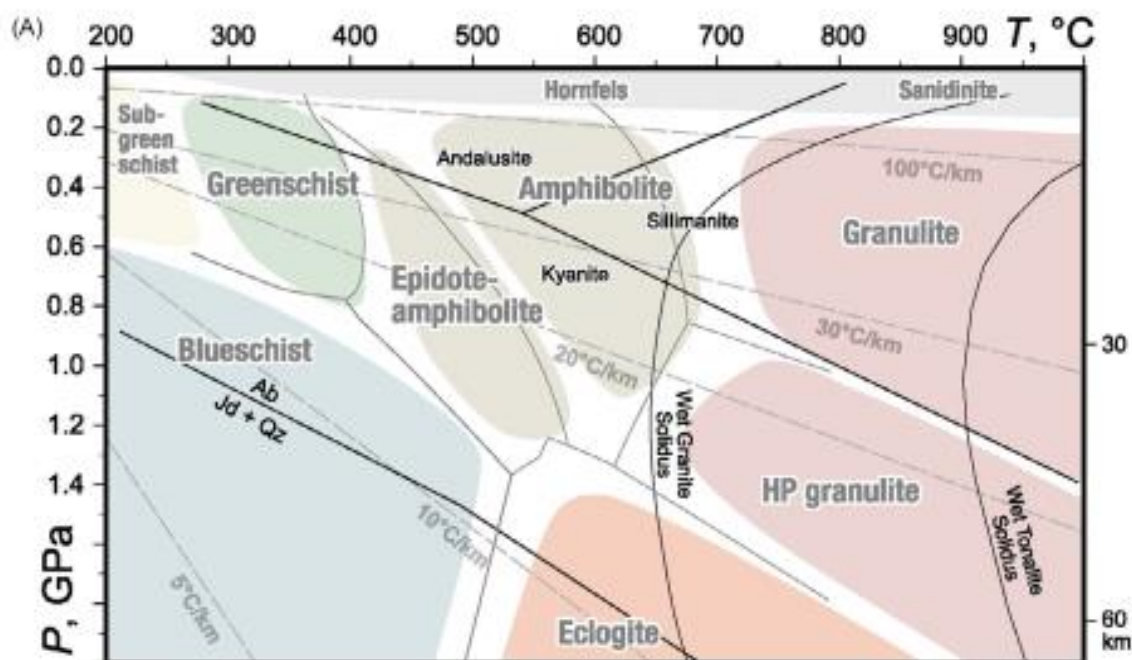
Segundo Coleman et al. (1965), os eclogitos podem ser divididos de acordo com sua forma de ocorrência: o grupo A consiste em inclusões nos kimberlitos, basaltos ou em camadas em corpos ultramáficos, o grupo B consiste em bandas ou lentes nos terrenos gnáissicos migmatíticos e o grupo C consiste em bandas ou lentes nas rochas metamórficas do tipo Alpino. Esses grupos podem ser correlacionados à divisão por temperaturas (CARSWELL, 1990): Alta-T (~900 - 1600°C) corresponde ao grupo A, Média-T (~550 - 900°C) corresponde ao Grupo B e Baixa-T (~450 - 550°C) corresponde ao grupo C.

6.1.2 Fácies Eclogito

A fácies eclogito é o campo de pressão e temperatura onde a assembleia mineral eclogítica é estável (TSUJIMORI & MATTINSON, 2021), conforme observa-se na figura 3. O conceito de fácies metamórficas eclogito foi introduzido por Pentti Eskola (ESKOLA, 1920) e experimentos posteriores relacionaram-na a condições de

alta pressão, acima de 1 GPa (KUSHIRO e YODER, 1964; GREEN e RINGWOOD, 1967). O processo de eclogitização depende da P-T, contudo, a baixa presença de fluídos no sistema pode limitar severamente a cinética da reação.

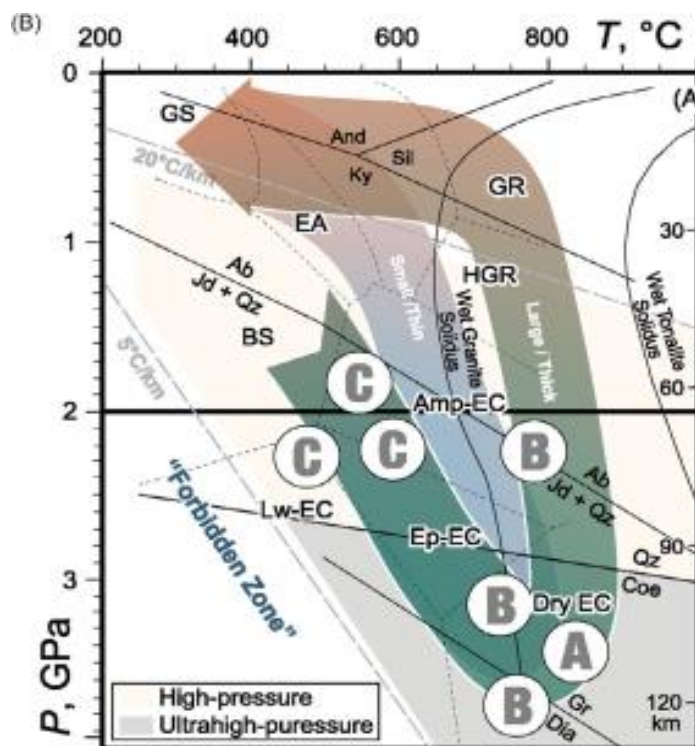
Figura 3 - Diagrama de Pressão e Temperatura das Fácies Metamórficas.



Fonte: extraído de Kylander-Clark, Hacker & Mattinson (2012).

A fácies eclogito pode ser dividida em 4 sub facies propostas: anfibólio-eclogito, epidoto-eclogito, lawsonita-eclogito e eclogito-seco (“dry eclogite”), conforme a figura 4. O critério é de qual mineral está presente ou ausente da assembleia mineral em equilíbrio. Além dessas subfácies, os eclogitos podem ser divididos entre os de alta pressão e os de ultra alta pressão pela presença de coesita nas assembléias de ultra alta pressão.

Figura 4 - Campos de Pressão e Temperatura de Rochas Metamórficas de Alta Pressão e Ultra Alta Pressão. As abreviações de fácies metamórficas: BS (xisto azul); Lw-EC (lawsonita-eclogito); Ep-EC (epidoto-eclogito); Amp-EC (anfíbólio-eclogito); Dry EC (eclogito-seco); HGR (granulito de alta pressão); GR (granulito); EA (epidoto anfíbolito) e GS (xisto verde). A, B e C são referentes à classificação de acordo com contexto geotectônico de Coleman et al. (1965). Também estão presentes trajetória de P-T de terrenos de alta pressão de espessura fina e grossa.



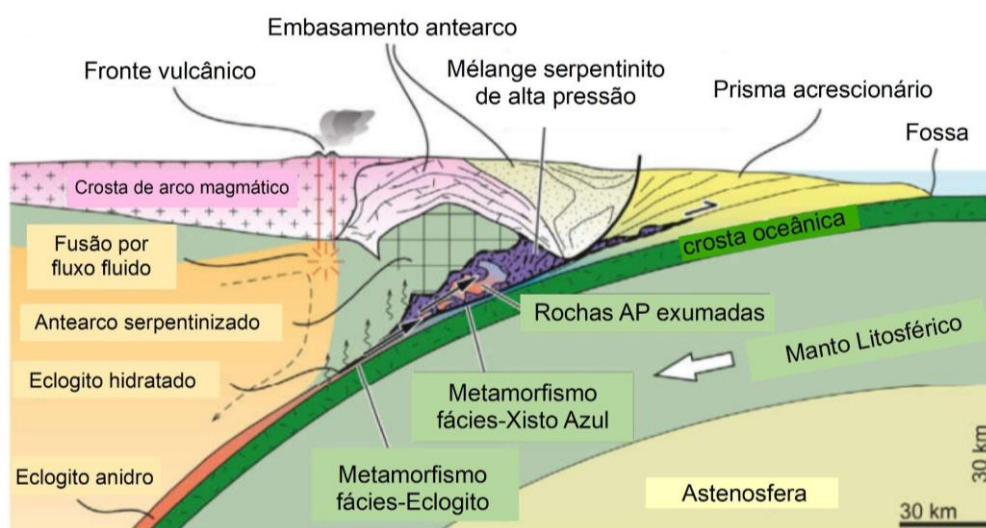
Fonte: extraído de Kylander-Clark, Hacker & Mattinson (2012).

6.1.3 Ambientes Geotectônicos dos Eclogitos

Desde que trabalhos pioneiros (ERNST, 1970, 1971; MARESCH, 1972; RÅHEIM & GREEN, 1975) interpretaram os eclogitos como remanescentes de crosta oceânica subductadas, estes parecem ser sinônimos. Esses eclogitos tendem a estar associados a serpentinitos, xisto-azuis, epidoto-anfíbolito, metacherts e raramente jadeititos. Suas ocorrências costumam ser na forma de blocos tectônicos e lentes. No caso de rochas metassedimentares e serpentinitos, também é comum sua presença na forma de camadas. Os processos de eclogitização das placas oceânicas do Alasca e Cascadia podem ser observados a partir de imagens sísmicas de alta resolução (RONDENAY et al., 2008). A maioria dos eclogitos dessas zonas passam por um processo de exumação relativamente rápido, de 10 a 15 milhões de anos (AGARD et al., 2009), entretanto, alguns blocos ficam armazenados por mais tempo

na cunha mantélica serpentinizada do antearco, onde são incorporadas à mistura caótica de basalto, sedimentos, xisto, eclogito, entre outros fragmentos de mélange (“block in matrix mélange”) (STERN et al., 2013), conforme ilustrado na figura 5. Segundo Wang et al. (2019), o principal fator na exumação de eclogitos oceânicos subductados é sua densidade, que define se são capazes de auto-exumação (densidade do MORB < densidade do manto) ou se precisam ser carregados (densidade do MORB > densidade do manto). A exumação de eclogitos ricos em alumínio e magnésio é facilitada, enquanto teores elevados de cálcio dificultam o processo (CHEN et al., 2013). A capacidade de auto-exumação de um eclogito oceânico tem limite de aproximadamente de 100 a 110 km, e aumenta de acordo com a espessura da litosfera continental sobreposta. A velocidade da exumação entre a descontinuidade Moho/Conrad diminui drasticamente, tendendo a estagnação. Baseado em modelagem termomecânica 2D, Wang et al. (2019) demonstram a necessidade de serpentinitos e sedimentos oceânicos subduzidos, ambos de baixa densidade e viscosidade, para carregarem os eclogitos subductados e auxiliar em sua exumação. O modelo também propõe que em geral os eclogitos passam por duas fases de exumação: a primeira rápida, em profundidades mantélicas, e a segunda lenta, pela ação tectônica até a superfície, pela divergência entre a placa superior e cunha acrescionária, ou recuo da placa inferior.

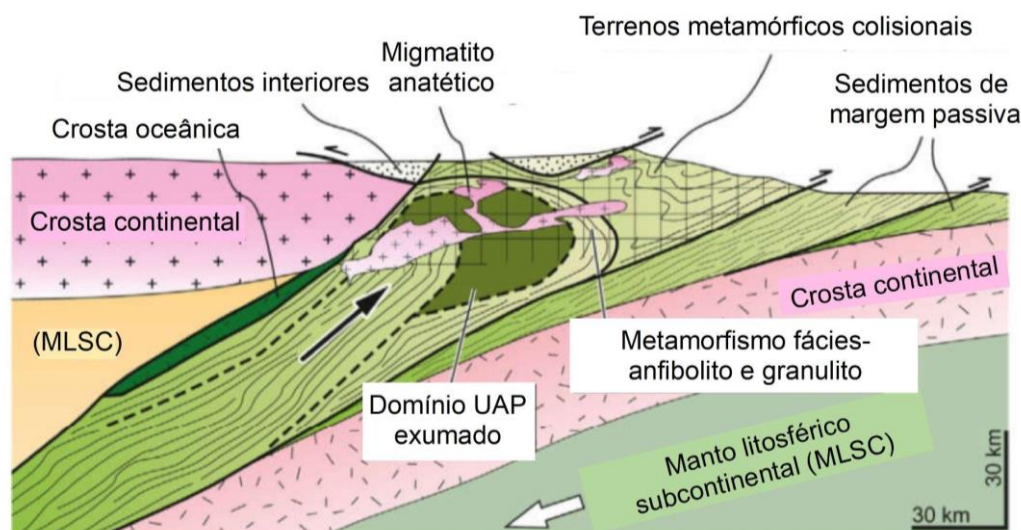
Figura 5 - Perfil de uma Zona de Subducção.



Fonte: extraído e Modificado Stern et al. (2013).

Entretanto, os eclogitos também podem estar associados a rochas continentais subductadas ou colisionais, que normalmente se sucedem após o cessar da subducção de crosta oceânica. As associações continentais tendem a conter gnaisses, metapelitos aluminosos, granulitos, anfibolitos, migmatitos, mármore impuro e raramente granada peridotito. A presença de eclogitos como lentes ou boudins lenticulares é comum em gnaisses quatzo-feldspáticos e gnaisses migmatíticos. A exumação de eclogitos continentais é dada a partir de fluabilidade e o “*underflow*” da crosta continental é vital (ERNST, 2001). A partir de modelagem numérica, Gerya et al. (2008) propõem que os mecanismos para gerar a fluabilidade da crosta continental profundamente subductada são o aquecimento radiogênico e cisalhamento viscoso intenso, que podem gerar temperaturas de 700-900 °C, o que encadeia fusão e a extrusão do terreno de ultra alta pressão devido ao contraste de densidade (figura 6). A geocronologia de U-Pb de zircões de múltiplos eventos metamórficos de fácies eclogito dos Alpes Ocidentais Italianos sugere duração de 25 milhões de anos para a sua exumação (RUBATTO et al., 2011).

Figura 6 - Perfil de uma Zona de Colisão



Fonte: extraído e Modificado Stern et al. (2013).

Eclogitos mantélicos (e rochas de fácies eclogito) podem aparecer como xenólitos em chaminés kimberlíticas, que em sua maioria são fragmentos metamorfizados de crosta oceânica subductada à grandes profundidades (JACOB,

2004; GIULIANI e PEARSON, 2019). Eclogitos kimberlíticos podem conter diamantes (TAPPERT e TAPPERT, 2011) e não são incomuns aqueles de idades superior a ~2.5 Ga, em contraste com os eclogitos oriundos de atividade orogênica, onde não foram documentados nenhum espécime com idade superior a esse limite. Rochas de fácies eclogito também podem aparecer em xenólitos trazidos por plumas relacionadas a basaltos de ilhas oceânicas, mas sua ocorrência é rara. A presença de nanodiamantes nesses xenólitos indica que sua origem é mais profunda que 180 km.

Eclogito e rochas de fácies eclogito também podem ocorrer como xenólitos em rochas vulcânicas (DUCEA & SALEEBY, 1996; HACKER et al., 2005). Sua origem é de blocos (“slab”) crustais subductados abaixo de crosta continental espessa e/ou raízes crustais anormalmente profundas (acima de 65km). Granulitos de alta pressão associados à eclogitos ocorrem como cumulos nessas raízes, e portanto, a transição das fácies granulito-eclogito não é restrita ao ambiente de subducção.

As condições das fácies eclogito também são encontradas em pseudotaquilitos resultantes de falhas co-sísmicas profundas (AUSTRHEIM & BOUNDY, 1994; STELTENPOHL et al., 2011). Por fim, um exemplar de eclogito extraterrestre encontrado em um condrito carbonáceo CR2 é interpretado como o fragmento do interior de um corpo parental de tamanho superior a 1000 km (KIMURA et al., 2013).

6.1.4 Eclogitos como Evidências Geodinâmicas

Os processos geodinâmicos são resultado da perda de calor interno da Terra, sendo assim, mudanças seculares geotérmicas possuem grande impacto na evolução litosférica e tectônica do planeta (BROWN, 2008, 2014; STERN, 2007). As rochas metamórficas são fontes de dados de condições de P-T ao longo do tempo, permitindo a investigação dessas mudanças e a reconstrução de processos extintos, como a possível transição para o regime de tectônica de placas durante o Neoarqueano (BROWN & JOHNSON, 2018; PALIN et al., 2020). A existência de rochas de fácies eclogito coexistindo com rochas de regimes de menor P-T é um registro do contraste entre gradientes geotérmicos, típico da ação da tectônica de placas (BROWN, 2007; TSUJIMORI & ERNST 2014). A transição para a tectônica de placas moderna, de maiores ângulos de subducção e com rochas mais frias, se

dá no Neoproterozoico, onde rochas xisto-azul, lawsonita-eclogitos e eclogitos portadores de coesita aparecem no registro geológico.

Os eclogitos também parecem relacionados à formação de super-continentes (BROWN, 2007, 2008), termo definido por Bradley (2011) como a união de continentes previamente dispersos. Um pico de abundância de eclogitos ocorreu entre 400-300 Ma, coincidindo com as colisões terminais que formam Pangeia. Outros intervalos de picos no registro que são mais antigos e possuem menos espécimes se dão entre 2500-2400 Ma, 1900-1800 Ma e 700-600 Ma (BROWN, 2007).

6.2 ASSOCIAÇÕES TTG

6.2.1 Introdução

O acrônimo TTG (throndjemito - tonalito - granodiorito) foi utilizado pela primeira vez por Jahn et al. (1981). Antes disso, alguns termos utilizados não fazem nenhuma distinção entre as rochas granitoides e/ou gnáissicas dos embasamentos do Arqueano, como “mar de granito”, “granito peninsular” ou “*grey gneiss*” (GLIKSON, 1979). Até o final dos anos 60, a pesquisa do Arqueano foca nos greenstone belts, que possuem valor econômico, deixando de lado os granitoides mais uniformes e estéreis quase intocados até o advento dos métodos de datação K-Ar e Rb-Sr, que atraíram atenção para as rochas do embasamento. Paralelamente, os avanços petrológicos e geoquímicos permitiram caracterizar a correlação entre as rochas plutônicas sódicas que dão nome ao acrônimo (GOLDICH et al., 1970; ARTH & HANSON, 1975; BARKER et al., 1979).

Segundo a definição adotada por Moyen & Martin (2012) são rochas ígneas plutônicas ou metaplutônicas sódicas, com alto teor óxido de alumínio (>15%), ricas em ETRL (média de La 31.4 ppm) e pobre em ETRP (média de Yb 0.5 ppm). Ocorrem como plutons de variados estados deformacionais, desde praticamente indeformados, passando por ortognaisses, até complexos bandados, muitas vezes migmatizados e cortados por intrusões máficas e/ou félsicas (MOYEN & MARTIN, 2012). A mineralogia típica consiste em quartzo + oligoclásio + biotita. A presença de microclínio é rara, e a hornblenda ocorre em membros menos diferenciados. Os minerais acessórios mais comuns são: alanita, pistacita, apatita, zircão, titanita e

titanomagnetita. A composição modal típica é tonalítica (STRECKEISEN, 1975) e tendência cálcio-alcálica de baixo-K (LAMEYRE & BOWDEN, 1982).

Apesar de ser empregado com frequência, o termo TTG carece de definição formal, sendo empregado para se referir a coisas distintas. Alguns cientistas empregam TTG como sinônimo de “*grey gneiss*”, o que abrange uma gama de rochas diferentes, tectonicamente transpostas, como granitóides sódicos e potássicos, além de anfibólitos, leucossomas, restitos etc., relacionadas ao embasamento (MOYEN, 2011).

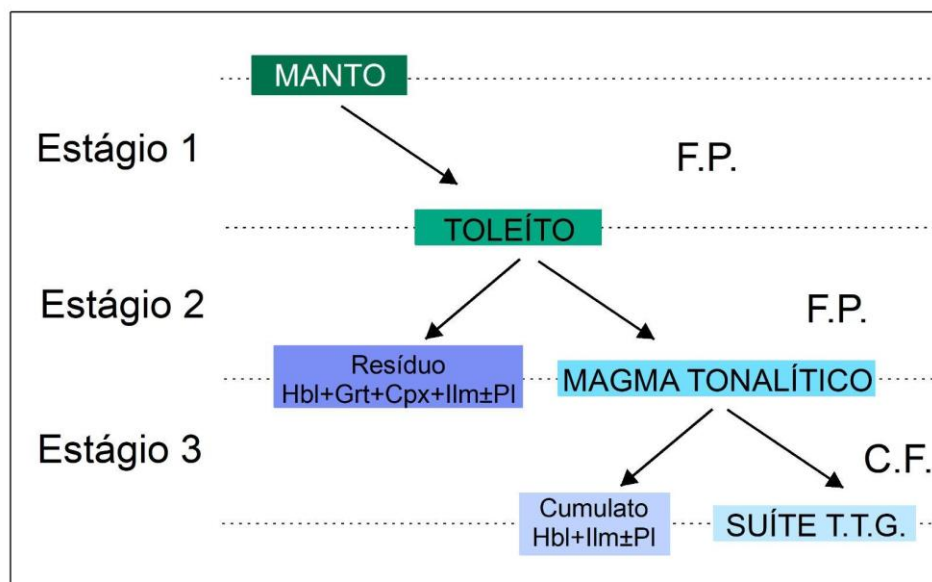
Os TTG também são tratados como sinônimos de adakitos, que de maneira simplificada podem ser considerados como rochas intrusivas ou extrusivas geradas a partir da fusão parcial de basaltos metamorfizados, relacionados à zonas de subducção de crosta juvenil (DEFANT & DRUMMOND, 1990). Entretanto, na literatura esse termo também possui sua cota de uso problemático, sendo empregado para rochas de outras características geoquímicas, ambiente tectônico ou protólito que não seguem a definição original de Defant & Drummond (1990). Nesse contexto, os adakitos de alta sílica (Martin et al., 2005) e os TTG possuem muitas características em comum, como o empobrecimento em ETRP e Y, o alto teor de Na e a baixa razão de K/Na, enquanto os TTG são muito distintos dos adakitos de baixa sílica (MARTIN et al., 2005), que não seguem a definição original, e possuem maiores teores de Ni e Sr que ambos. É importante destacar que comparar os TTG com adakitos de alta sílica ainda é arriscado, pois apesar da composição semelhante, os processos que geram ambos podem ser distintos, e na natureza é observado que lavas e magmas de mesma origem possuem composição final distinta (BACHMANN & BERGANTZ, 2004).

6.2.2 Petrogênese dos TTG

A hipótese mais aceita sobre a origem dos TTG é a partir da fusão parcial de rochas meta-máficas hidratadas (ARCULUS & RUFF, 1990; ARTH & HANSON, 1975; BARKER et al., 1979; GLIKSON, 1979), pois a presença de granada estável no resíduo explica os baixos teores de ETRP encontrados nos TTG. Martin (1993) propõe um modelo de três estágios (figura 7): 1) a fusão parcial do manto para gerar magmas basálticos; 2) a fusão deste basalto metamorfizado em anfibólito portador de granada ou eclogito para gerar o magma parental do TTG; e 3) diferenciação da associação TTG a partir da cristalização fracionada em ambiente de baixa pressão,

sendo que o último estágio pode não estar presente em todas as associações, mas onde ele ocorre é na forma da extração de hornblenda \pm plagioclásio do magma parental do TTG, e o grau de fracionamento nunca é maior que 25% (MARTIN, 1987).

Figura 7 - Modelo de três estágios que Martin (1993) propõe para a origem associações de TTGs.



Fonte: Martin (1993).

A profundidade onde o segundo estágio ocorre foi alvo de muitos experimentos durante os anos 90 e foi estabelecido que os padrões de ETRP, bem como as razões de Sr/Y e La/Y são dependentes de pressão, onde podem se dividir em “sub-tipos” de TTG (HALLA et al., 2009; MOYEN, 2011): os de alta pressão, que seguem a definição de Moyen & Martin (2012), gerados em pressões de pelo menos 15 kbar, com baixo teor de ETRP, Nb e Ta e alto Sr; enquanto os de baixa pressão são gerados em cerca de 10 a 12 kbar e possuem alto teor de ETRP, Nb e Ta, e baixo Sr e por último, os de média pressão, que são intermediários entre os dois grupos anteriores.

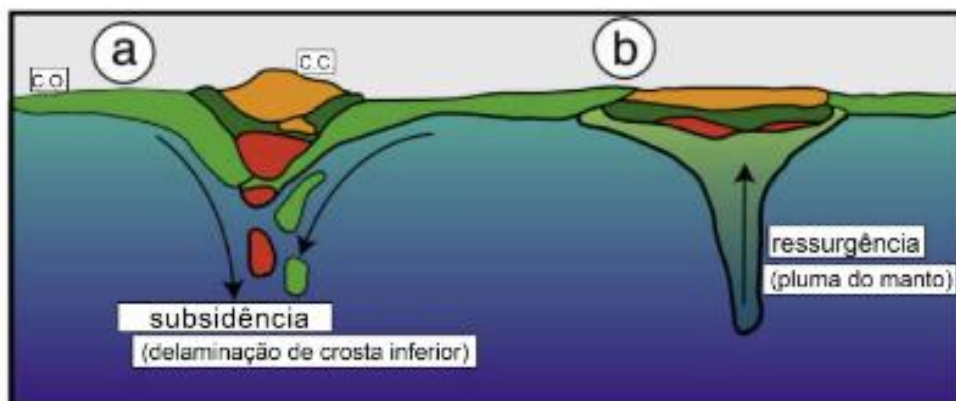
6.2.3 Implicações Geodinâmicas dos TTG

A composição dos TTG é muito semelhante a rochas de arco entretanto, a única informação obtida a partir da composição (sem ponderar outros fatores) é que a fonte do magma é uma rocha metabasáltica hidratada e fundida em profundidade suficiente para a granada estar estabilizada, o que abrange muitos contextos tectônicos distintos. O trabalho de Moyen (2011) demonstra que a evolução de TTG de alta sílica (HALLA et al., 2009) se dá em pressões de aproximadamente 20 kbar, em profundidades de 50 a 60 km de profundidade, o que aumenta a probabilidade de ser de zonas de subducção.

A presença da Tectônica de Placas durante o Arqueano é alvo de muito debate. O consenso atual é que as temperaturas da crosta eram maiores (ABBOTT et al., 1994; BROWN, 2006, BROWN & JOHNSON, 2018), o que afetaria a eficiência da subducção devido a diversos fatores, como a crosta oceânica de maior fluabilidade e espessura, além de litosfera mais quebradiça e menos emparelhada com movimentos convectivos do manto. Devido a esses fatores, caso ativa, a tectônica arqueana difere da tectônica moderna (Di GIUSEPPE et al., 2008), ou então, a litosfera e a astenosfera não interagem com frequência, resultando em uma litosfera estagnada (MORESI & SOLOMATOV, 1998).

No contexto de litosfera estagnada, mesmo com a interação limitada entre litosfera e astenosfera, magmas TTG poderiam ser gerados em contextos de ressurgência (upwelling) e subsidência (downwelling) das células convectivas (figura 7). Em um processo semelhante a plumas e platôs oceânicos modernos, as zonas de ressurgência podem gerar fusões mantélicas de grande volume, resultando na acumulação de rochas máficas na parte inferior da crosta de espessura suficiente para gerar TTG de baixa pressão (COLLINS et al., 1998; SMITHIES et al., 2009), que não seguem a definição *sensu stricto* de Moyen e Martin (2012) por não possuir empobrecimento em ETRP. O outro processo ocorre a partir da delaminação nas zonas de subsidência (KRÖNER & LAYER, 1992) ou em porções da crosta inferior de alta densidade. Ao se partir, esses fragmentos afundam em direção ao manto e se desvolatizam, em um processo muito semelhante ao que atua em rochas da zona de subducção, gerando inclusive petrologia e geoquímica de rochas de “arco” (ROLLINSON, 2009; MOYEN & MARTIN, 2012).

Figura 8 - Modelos para se gerar TTGs independente de Subducção. A) Em zona de delaminação e B) Em zona de ressurgência.



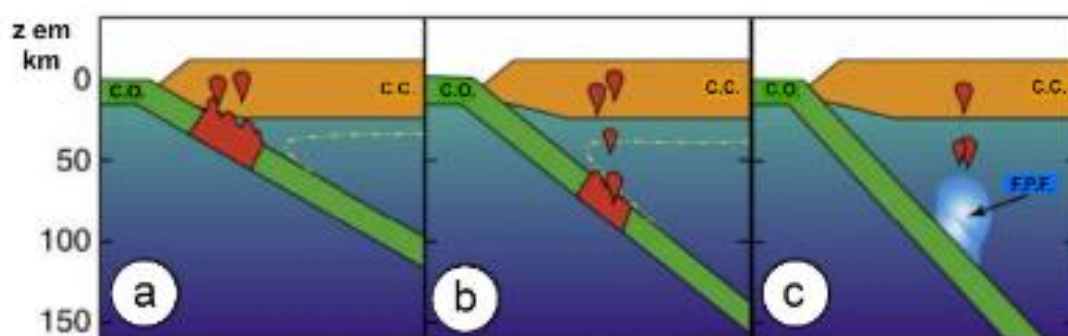
Fonte: extraído e modificado de Condie & Abbot (1999).

O modelo predominante da petrogênese dos TTG é o de subducção de placa quente (MARTIN, 1998), ilustrado na figura 9. Os argumentos a favor desse modelo de maior peso são: as evidências de interação entre os magmas TTG e os peridotitos mantélicos, demonstrando que a fusão ocorreu em profundidades mantélicas (MARTIN & MOYEN, 2002; MARTIN et al., 2005); a semelhança entre os TTG e os adakitos de alta sílica modernos, que são exclusivos de zona de subducção; e o alto volume de basalto hidratado necessário em profundidade mantélica para se gerar magmas TTG. Outros argumentos são a pressão de 20 kbar necessária para gerar TTG de alta pressão, o que praticamente exclui outros contextos tectônicos. Argumentos de menor peso são a assinatura de “arco” e a condição de fusão no campo de estabilidade da granada, que apesar de corroborar com o modelo não são exclusivos de zonas de subducção. A mudança secular dos gradientes geotérmicos serve de explicação para o decréscimo da abundância dos TTGs desde o Arqueano, já que um manto mais aquecidos iria favorecer a fusão da placa subductada ao invés de sua desidratação (DEFANT & DUMMOND, 1990; MARTIN, 1986) enquanto os análogos modernos, os adakitos, ocorrem em zonas de subducção de crosta juvenil ainda aquecida (BOURGUOIS et al., 1996).

O trabalho de Moyen (2011) argumenta que independente do modelo preferido para a tectônica do Arqueano, é difícil conceber que todos os granitoides sódicos (TTG *lato sensu*) sejam resultantes de um único processo geodinâmico. De acordo com sua base de dados, 20% dos TTG são de alta pressão, com maior chance de serem resultado de subducção, 20% de baixa pressão, provavelmente

oriundos de platô oceânicos e o restante de média pressão, que não se encaixa em nenhum dos modelos. O gradiente em que os TTG de média pressão se formam é de 15-20°C/km, semelhantes às observadas durante o colapso orogênico, exumação e fusão de rochas metamórficas (LANA et al., 2010; MOYEN et al., 2006).

Figura 9 - Modelo da produção de magmas TTG a partir de placas subductantes. Durante o início do Arqueano (A) o gradiente geotermal permite a fusão da placa a profundidades relativamente baixas, enquanto que no Arqueano tardio (B), a fusão ocorre em maiores profundidades. Atualmente (C) o gradiente geotérmico não possui a capacidade de fundir a crosta oceânica subductada, mas sua desidratação que por sua vez permite a fusão do manto por presença de fluídos (F.P.F.).



Fonte: extraído e modificado de Condie & Abbot (1999).

7. MATERIAIS E MÉTODOS

7.1 Etapa Pré-Campo

7.1.1 Revisão Bibliográfica

A etapa de revisão bibliográfica preliminar focou no contexto geológico regional e local da área de estudo, seguidos de trabalhos específicos sobre o Eclogito Três Vendas e o Complexo Imbucuí. O capítulo 5 deste trabalho é consequência dessa revisão.

Posteriormente, o foco passou a ser a literatura sobre eclogitos e TTG, que buscou ser abrangente das principais características, como definições formais, mineralogia, petrologia, etc. Entretanto, a revisão foi mais aprofundada em tópicos relacionados à exumação de eclogitos e as implicações geodinâmicas de ambas as rochas. O capítulo 6 compila essas informações.

Por fim, a revisão bibliográfica consistiu nos fundamentos teóricos dos métodos empregados neste trabalho, como a coleta e interpretação de lineamentos estruturais, medidas estruturais, amostras orientadas, estereogramas e microtectônica.

7.1.2 Aquisição de dados de SIG e Confecção de Mapas

O mapa de campo foi confeccionado a partir de dados de curvas topográficas, drenagens e sistema viário retirados da “Base Cartográfica Vetorial Contínua do Rio Grande do Sul na Escala 1: 50000”, disponibilizados pelo Centro de Ecologia da UFRGS, bem como mapa geológico do Escudo Sul Rio Grandense, obtido no Repositório Institucional de Geociências - CPRM, e por fim, pontos com coordenadas conhecidas de afloramentos do Eclogito Três Vendas, presentes no trabalho de Pinto et al. (2021). O software empregado para isso foi o QGIS versão 3.10.12, e o datum do projeto é WGS 84.

7.1.3 Sensoriamento remoto e traçado de lineamentos

A etapa de sensoriamento remoto se baseou em imagens de satélite do Google Earth para o planejamento de rotas de acessos, perfis de campo e identificação de locais com afloramentos promissores. Para se traçar os lineamentos da área de estudo a primeira etapa foi a construção de um Modelo Digital de Elevação, utilizando para isso o software gratuito QGIS versão 3.10.12 e imagem obtidas pelo satélite ALOS PALSAR (*Advanced Land Observer Satellite; Phased*

Array Synthetic Aperture Radar), reamostrada para resolução espacial de 12,5 m, obtida gratuitamente no site do Alaska Satellite Facility. A partir do Modelo Digital de Elevação foram gerados 4 mapas de sombreamento com direções de insolação 045°, 090°, 315° e 360°, com exagero vertical de três vezes, o que facilitou o levantamento dos lineamentos estruturais. O traçado dos lineamentos ocorreu em escala de 1:25.000 e a partir dele rosetas de frequência e de comprimento com espaçamento de 10° foram produzidas. Somando todas as direções de insolação, foram reconhecidas 956 feições, que podem ser repetidas se reconhecidas em mais de uma direção de insolação.

7.2 Etapa de Campo

7.2.1 Mapeamento Geológico-Estrutural

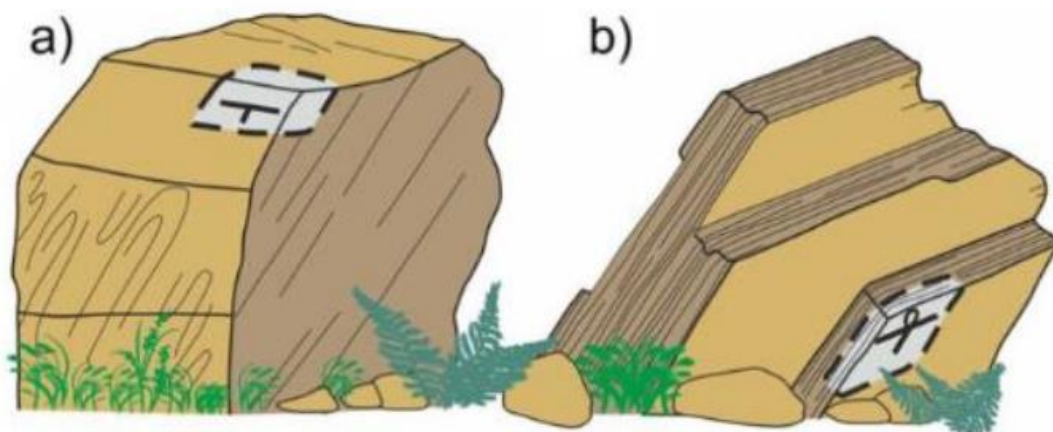
As saídas de campo ocorreram nos dias 29 de Março de 2023 e 06 de Abril de 2023, com o objetivo principal de encontrar e descrever os afloramentos da área de estudo, em especial o Eclogito Três Vendas. A coleta de amostras e a tomada de medidas estruturais em notação de trama (mergulho/sentido de mergulho). Durante o trabalho de campo, fotografias foram obtidas para catalogar cada ponto. As estratégias para encontrar afloramentos foram baseadas em dados coletados da literatura e sensoriamento remoto, assim como acompanhar as drenagens da área de estudo.

A primeira saída de campo focou no reconhecimento regional e buscou afloramentos da atual área de estudo e afloramentos nas margens e interior do Cerro Mantiqueiras. Posteriormente, o Cerro Mantiqueiras deixou de ser parte do escopo do trabalho devido a sua complexidade e magnetismo dificultar a obtenção de dados estruturais precisos e sua correlação com o Eclogito Três Vendas. Além disso, foi constatado que a atual área de estudo é palco de uma assembleia litológica heterogênea, que justifica a abordagem mais detalhada. A segunda saída de campo ocorreu no dia 06 de abril de 2023 e buscou verificar a existência dos três pontos de retroeclogito descritos por Pinto et al. (2021), resultando nos 06 pontos descritos neste trabalho. A terminologia para os pontos inicia em SC-04 devido aos pontos iniciais (SC-01, SC-02 e SC-03), que deixaram de ser alvo do trabalho.

7.2.2 Coleta de Amostras Orientadas

A análise petrográfica microtectônica não pode ser realizada em amostras que não estejam caracterizadas quanto à posição e orientação que ocupavam no espaço antes de serem amostradas. Para se manterem coerentes, a amostragem se deu seguindo a metodologia descrita por Gaidzik & Zaba (2021) (figura 10), onde na amostra são traçadas a direção de strike e dip. Por convenção, o strike é representado com uma linha maior e a partir dele é traçado o dip, perpendicular e mais curto. Apesar de qualquer plano poder servir para marcação, superfícies como foliação e/ou acamamento são mais recomendadas, devido a facilidade de amostragem e utilidade em análises cinemáticas (HANSEN, 1990). Sempre que presentes, estruturas lineares também devem ser marcadas, como flechas na direção do seu caimento. Ainda em campo as medidas ou observações, como se a amostra estava em um plano negativo foram incluídas na caderneta, e também marcado o plano de corte de amostra, o plano XZ, onde observa-se o maior estiramento e assimetria de marcadores da deformação. Algumas amostras orientadas foram laminadas para descrição petrográfica e microtectônica.

Figura 10 - a) marcação em planos na posição normal. b) marcação em planos invertidos.

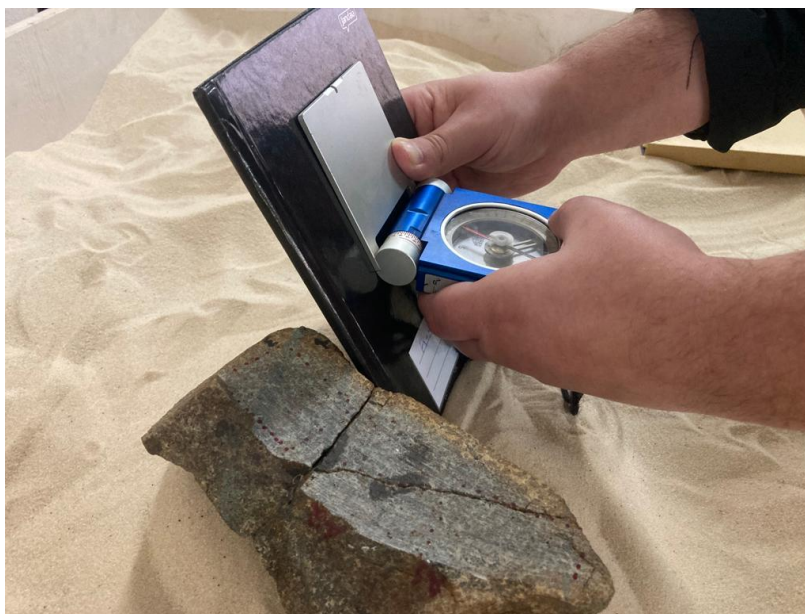


Fonte:Gaidzik e Zaba (2021).

A coleta de amostras orientadas também permite que, caso novas estruturas sejam reconhecidas em laboratório, essas possam ser medidas em amostras reorientadas sem que seja necessário retornar ao campo. Durante o processo de limpeza das amostras, um novo conjunto de planos foi observado em um dos

espécimes de retroeclogito. Com o auxílio de uma caixa de areia, a amostra foi reorientada à sua posição original e esses planos foram medidos (fig 11).

Figura 11 - Processo para se obter as medidas dos veios de retrometamorfismo após se reorientar a amostra em caixa de areia



Fonte: autor.

7.3 Etapa Pós-Campo

7.3.1 Processamento dos dados estruturais

As medidas estruturais tomadas em campo foram compiladas em projeções estereográficas de equiárea, utilizando o software Stereo32. Os estereogramas gerados foram descritos individualmente e depois analisados de forma comparativa entre si e com os diagramas de rosetas elaborados na fase pré-campo, buscando identificar padrões estruturais da área de estudo.

7.3.2 Petrografia e Microtectônica

Foram confeccionadas ao todo 16 lâminas petrográficas, sendo 15 delas orientadas e uma de rocha que não estava *in situ*. As descrições petrográficas foram executadas em escala macroscópica e microscópica, utilizando respectivamente a lupa de mesa (QUIMIS, modelo Q724S-2) e microscópio binocular (ECLIPSE 50i POL) do Laboratório de Mineralogia Óptica da UNIPAMPA, Campus Caçapava do Sul. As feições de interesse das lâminas foram capturadas com o câmera acoplada ao microscópio e o software Micro Capture versão 6.9.9.

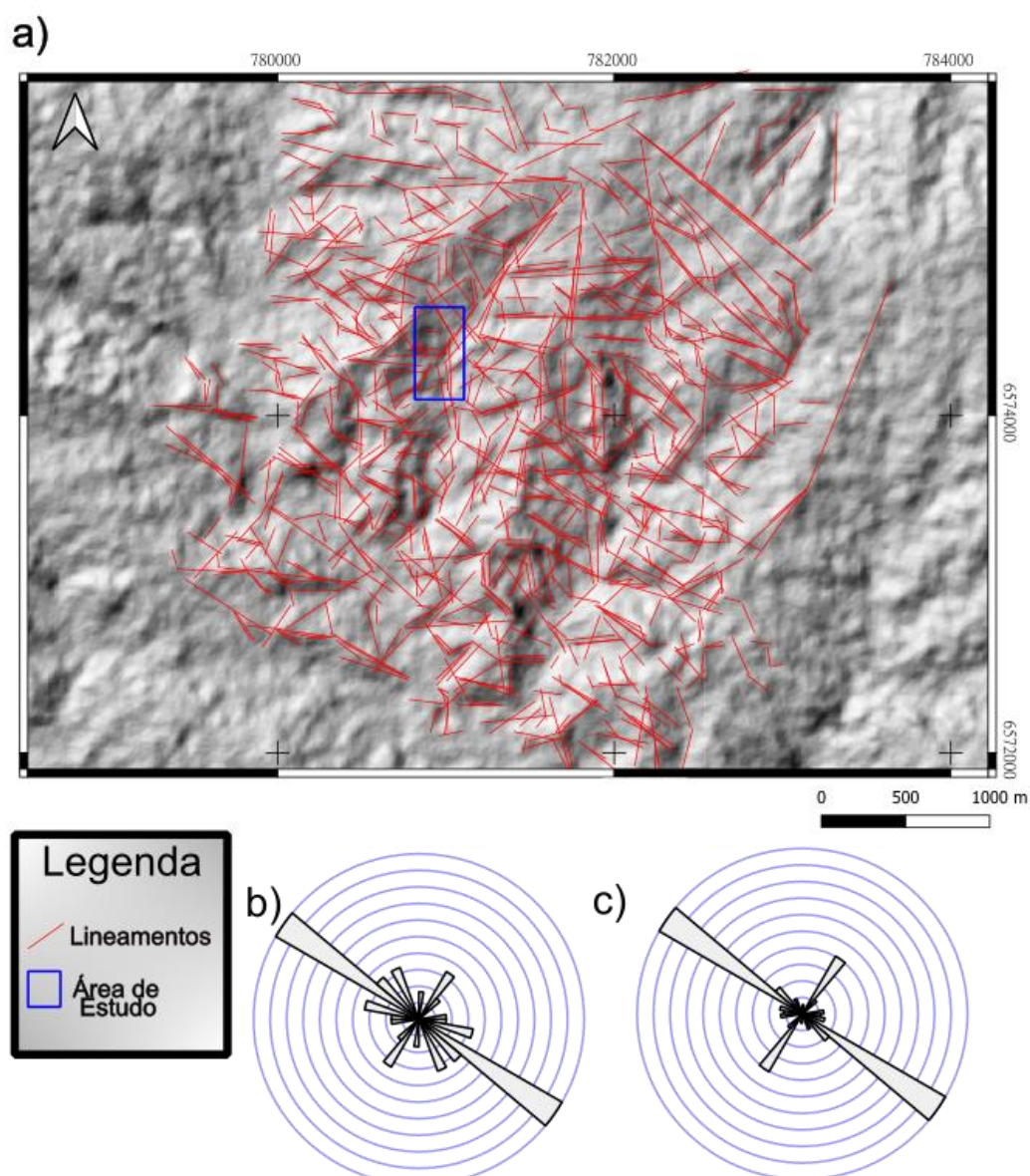
Como abordado anteriormente no tópico de coleta de amostras orientadas, as lâminas petrográficas utilizadas para esse trabalho foram confeccionadas a partir de cortes paralelos ao eixo de maior deformação e perpendicular à foliação (plano XZ). Neste plano, as microestruturas são indicativas dos movimentos reais desenvolvidos pela rocha em sua trajetória deformacional, com máxima assimetria, e permitem a análise estrutural de dados inacessíveis em escala macroscópica.

8. RESULTADOS

8.1 Sensoriamento remoto e traçado de lineamentos

Ao se agrupar todos os lineamentos traçados em cada uma das direções de insolação se obtém o mapa de lineamentos (figura 12a), que serve de base para os diagramas de roseta de frequência e comprimento (figura 12b e 12c, respectivamente).

Figura 12 - Resultados da análise da área de estudo por sensoriamento remoto. a) Mapa de lineamentos da área de estudo e arredores (N= 956), sobrepostos ao mapa de sombreamento de insolação 360°. b) Diagrama de roseta de frequência e c) diagrama de roseta de comprimento



Fonte: autor, modificado a partir de imagem Alos PALSAR e diagramas de roseta obtidos a partir do plugin do QGIS Line Direction Histogram.

A primeira observação a ser feita é a presença de uma forte tendência NW-SE presente em ambos os diagramas, que pode ser associada com a Zona de Cisalhamento Ibaré, que fica próxima ao sul da área de estudo. Outra tendência observada em ambos os diagramas é a direção NE-SW, porém significativamente menos expressiva. essa direção pode estar associada à Zona de Cisalhamento Cerro Branco, que fica ao norte da área de estudo, porém está mais distante que a Zona de Cisalhamento Ibaré.

O contraste entre os diagramas se dá na presença de distribuição mais heterogênea dos tendências no diagrama de frequência, onde outras direções próximas de NW-SE (NNW-SSE e WNW-ESE) possuem porcentagens mais elevadas, não muito menores que as de direção NE-SW. Também é possível observar a presença de lineamentos N-S e W-E em menor proporção. Enquanto isso, no diagrama de comprimento essas direções são negligenciáveis, demonstrando que apesar de presentes, esses lineamentos são descontínuos e de menor dimensão que os trends NW-SE e NE-SW.

8.2 Mapeamento Geológico e Estrutural

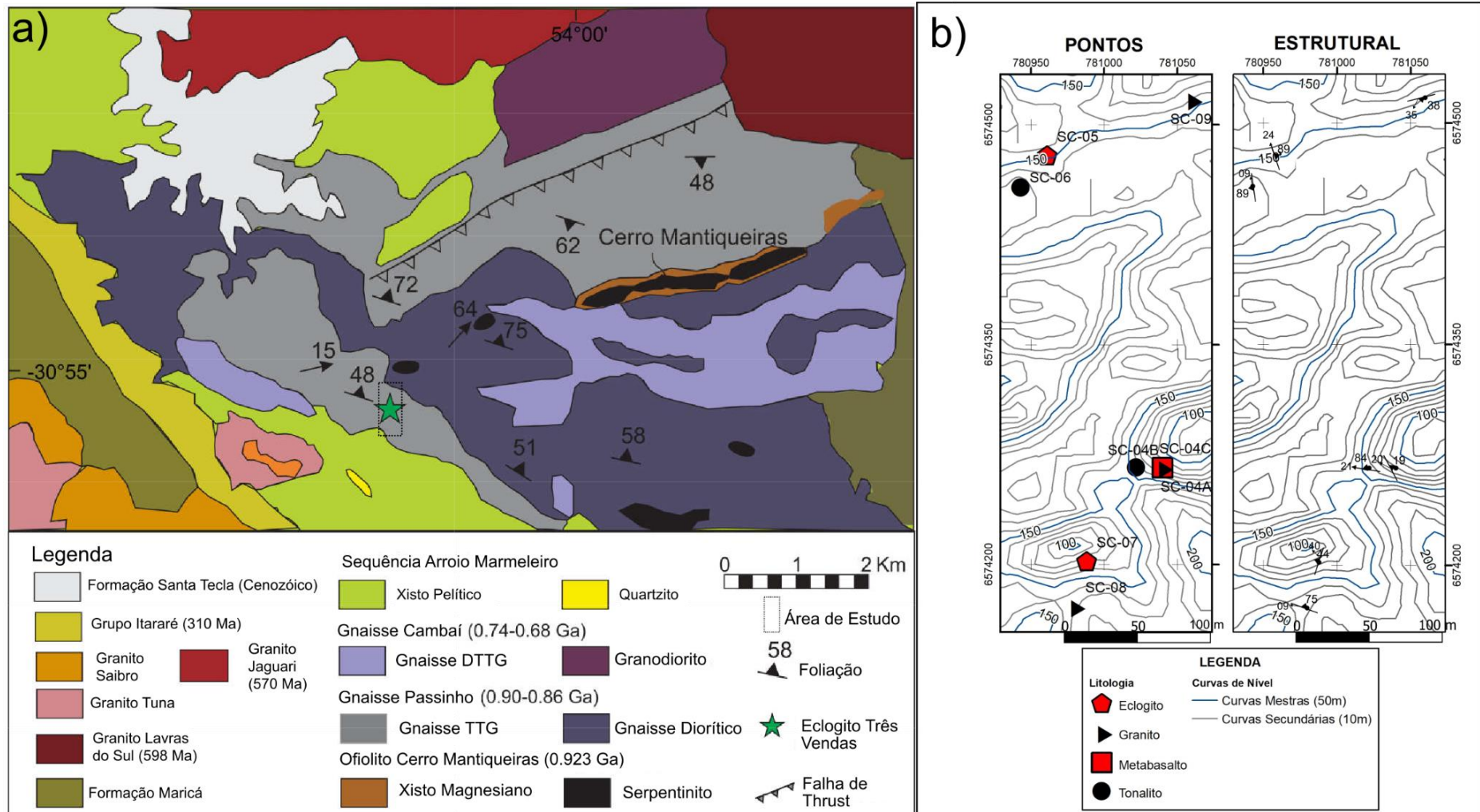
Os pontos levantados nos dois dias de campo são sintetizados na tabela e no mapa de pontos e estruturas a seguir e serão detalhados nos próximos tópicos de litologia e geologia estrutural.

TABELA 1 - Tabela de pontos marcados em trabalho de campo e seus equivalentes do trabalho de Pinto et al. (2021).

Cod do Ponto	x(utm)	y(utm)	Litologia	Mergulho	Sentido do Mergulho	Caimento	Sentido de Caimento	Equivale
SC-04A	781040	6574266	Basalto	-	-	-	-	VYA?
SC-04B	781022	6574266	Tonalito	80	10	20	298	
SC-04C	781040	6574266	Granito	19	62	20	298	
SC-05	780961	6574479	Retroeclogito	89	72	24	342	VYN
SC-06	780943	6574457	Tonalito	89	262	9	351	
SC-07	780988	6574202	Retroeclogito	44	288	40	316	VYB
SC-08	780980	6574171	Granito	75	20	9	280	
SC-09	781060	6574517	Diorito	38	166	35	206	

Fonte: autor.

Figura 13 - a) Mapa geológico simplificado da região e b) Mapas de pontos e estrutural da área de estudo.



fonte: a) extraído e modificado de Pinto et al. (2021) e b) autor

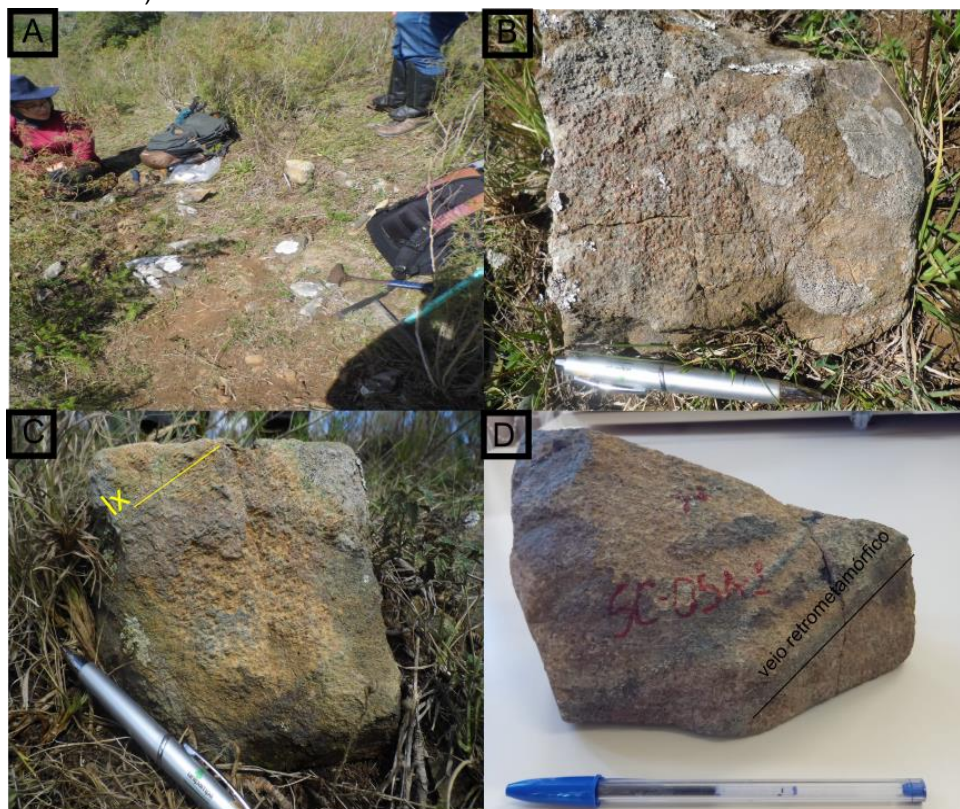
8.2.1 Litologias

As litologias abaixo são apresentadas em ordem decrescente de idade:

8.2.1.1 Retroeclogitos

Os retroeclogitos do ponto SC-05 ocorrem na encosta do morro por aproximadamente 20 m de extensão, na forma de pequenos lajeados, blocos soltos e *in situ* (Fig. 14A). A mineralogia da rocha consiste em granada (de ~ 2mm), com a presença de máficos (anfíbólios e/ou piroxênios) e quartzo. Níveis ricos em granadas realçam a foliação do retroeclogito (Fig. 14B). Apesar da rocha possuir coloração esverdeada, a onfacita não foi observada em escala macroscópica. A granada em diferentes proporções marcam a foliação, enquanto o quartzo marca a lineação (Fig. 14C). A amostra coletada possui estruturas planares de coloração escura que não foram observadas originalmente em campo, mas posteriormente em laboratório foram interpretadas como veios de retrometamorfismo (Fig. 14D).

Figura 14 - A) afloramento do ponto SC-05; B) nível de granada em um plano de foliação Sx; C) Lineação mineral e D) Planos de retrometamorfismo

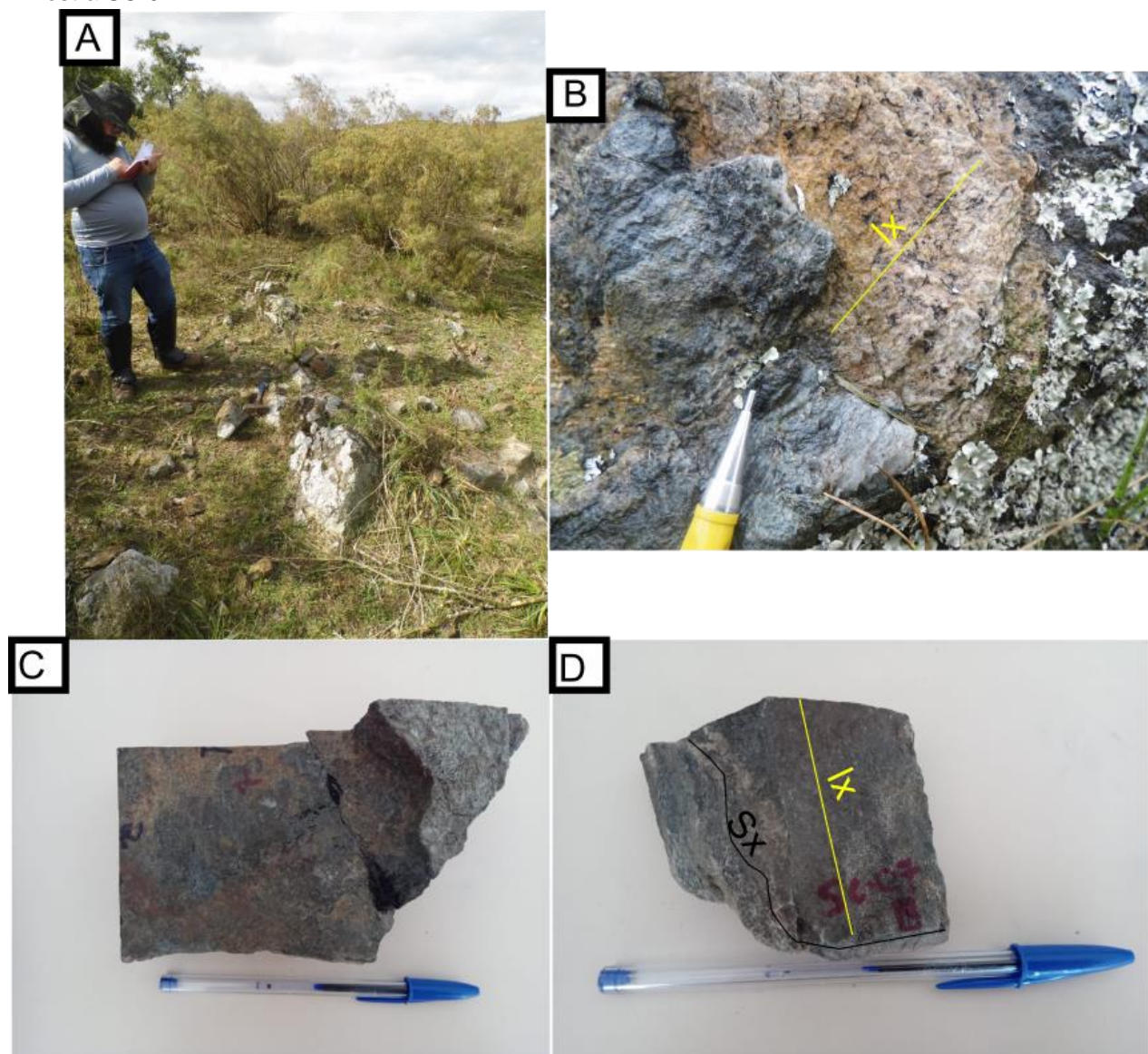


Fonte: autor.

O ponto SC-07 é um lajeado de 2,5m x 4 m (Fig. 15). Neste ponto é difícil definir o contato entre os retroeclogitos de diferentes texturas, ora afaníticas, ora

faneríticas finas. Além disso, o afloramento está coberto por muitas rochas soltas dificultando a identificação do que está in situ. No retroeclogito desse ponto é possível observar além de granada e matriz esverdeada, sulfetos metálicos e veios de quartzo com micas concentradas na borda, bem como níveis ricos em granada. A lineação é bem marcada nos veios quartzosos, mas também pode ser observada no retroeclogito.

Figura 15 - A) Afloramento SC-07; B) Lineação em veio quartzoso; C) Amostra SC-07A e D) Amostra SC-07B

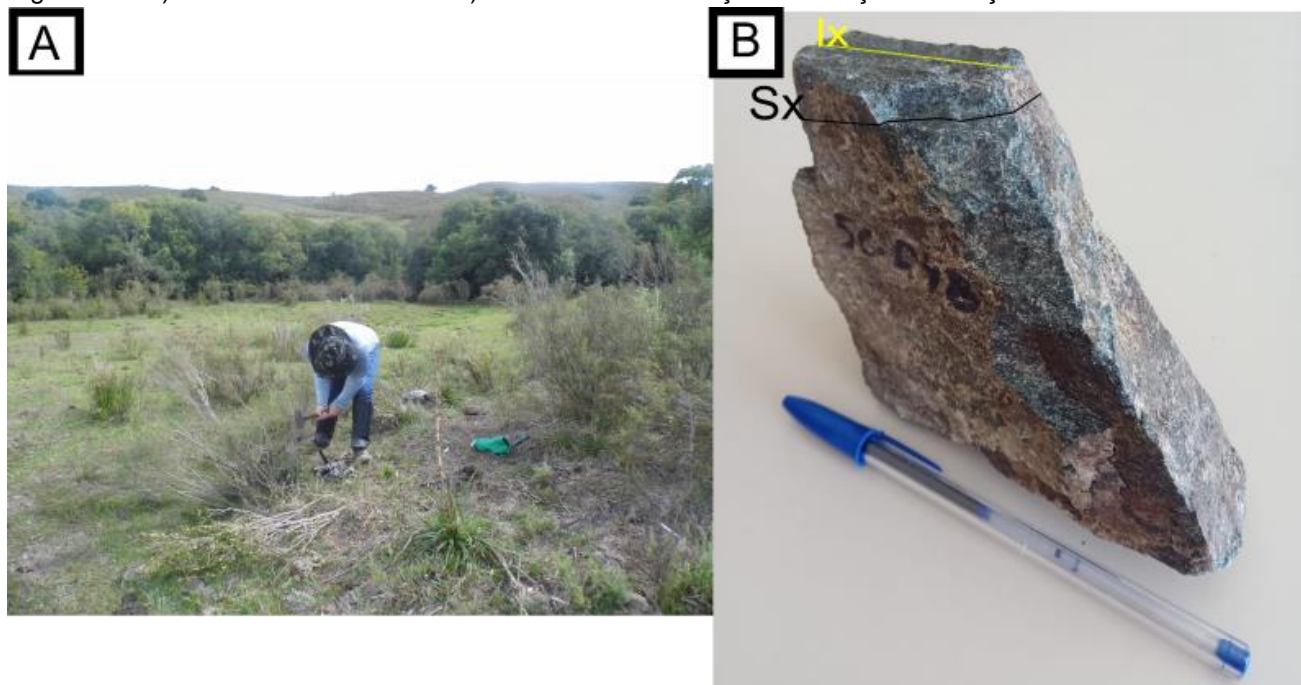


Fonte: autor.

8.2.1.2 Tonalitos e Metatonalitos

No ponto SC-04B (Fig. 16), o tonalito ocorre na forma de um lajeado. A rocha está pouco alterada e possui bandamento definido pela alternância milimétrica de níveis ricos em plagioclásio e outros ricos em minerais máficos. O bandamento contém lineação marcada pela orientação dimensional de plagioclásio. Ao redor do afloramento ocorrem veios de quartzo em diversos locais.

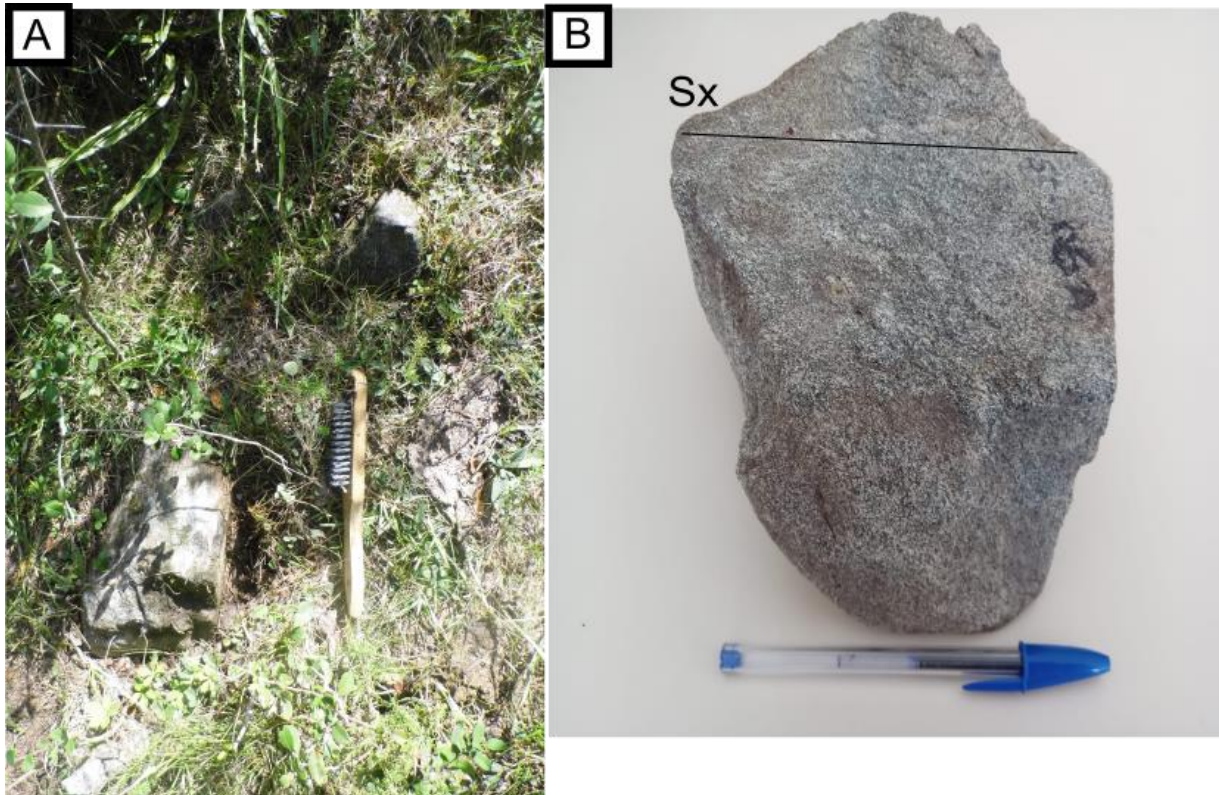
Figura 16 - A) Afloramento SC-04B e B) Amostra com indicação da foliação e lineação



Fonte: autor.

O ponto SC-06 (Fig. 17) fica no mesmo morro que o ponto SC-05, no sentido NW a partir do retroeclogito, podendo ser inferido um contato próximo. A rocha possui coloração acinzentada e é foliada, de grão fino, aflorando na forma de lajeados. Entretanto, nas proximidades ocorrem blocos rolados que preservam franca textura ígnea, de granulometria mais grossa. A mineralogia consiste em plagioclásio subédrico com aproximadamente 3 mm de comprimento, que em conjunto com os máficos estão orientados e marcam a foliação. Em menor proporção (<5%) ocorre K-feldspato. Um veio trondhjemítico corta o metatonalito paralelo à foliação.

Figura 17 - A) afloramento SC-06 e B) Amostra e traço de foliação.

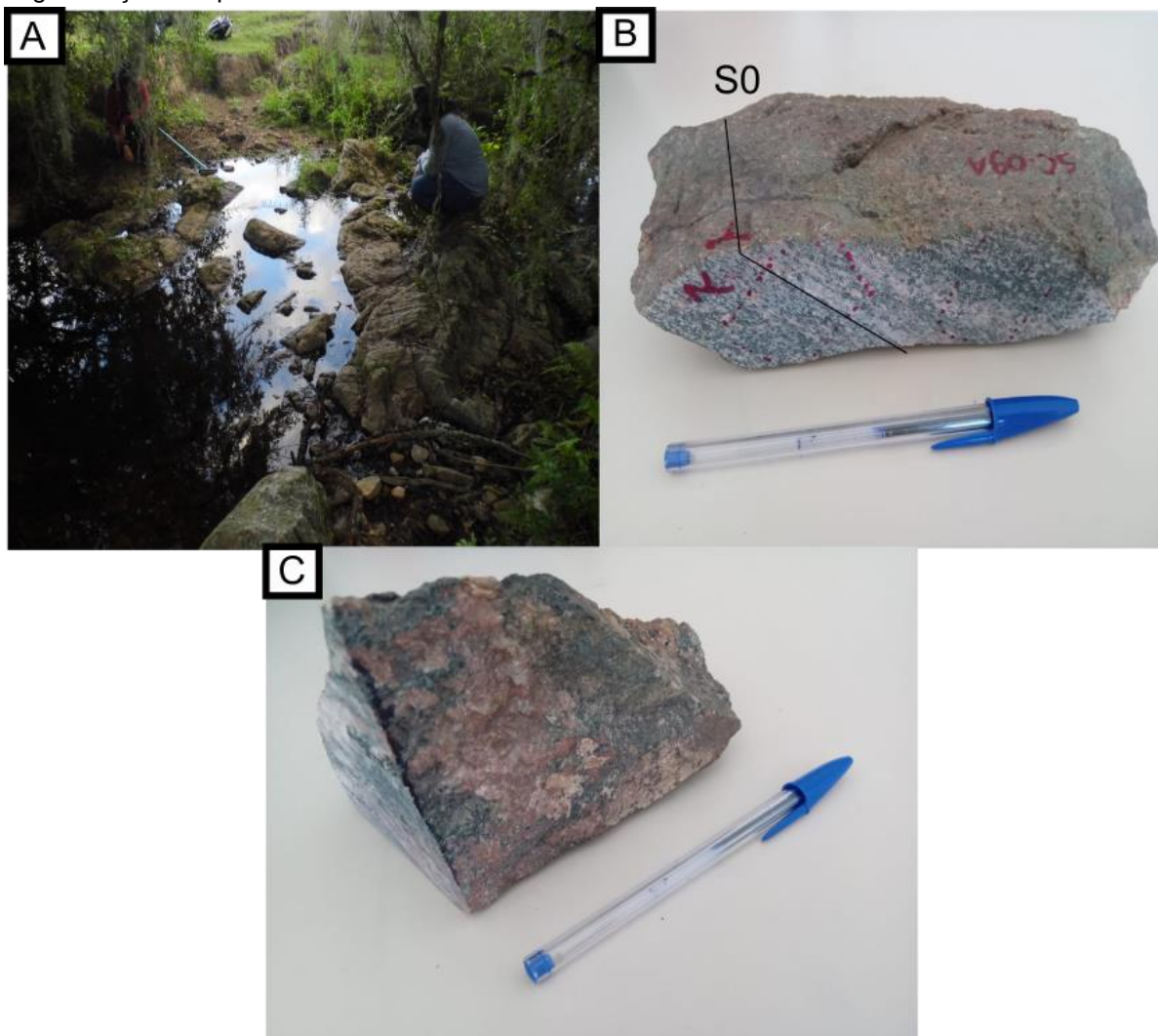


Fonte: autor.

8.2.1.3 Diorito

O afloramento do ponto SC-09 (Fig. 18) serve de passo para o outro lado da drenagem (margem oeste, onde fica o ponto SC-05). É uma sequência de lajeados com mais de 20 m de extensão à jusante. A litologia apresenta grau moderado à alto de alteração, de textura fanerítica média e bem foliada. Sua coloração é escura devido aos minerais máficos (anfíbólios), sendo que apresenta também K-feldspato, plagioclásio e quartzo. O afloramento possui porções onde ocorre a separação em bandas félsicas e máficas irregulares, de textura fanerítica média a grossa, porém a estrutura não aparenta ser de origem metamórfica, considerando a textura hipidiomórfica predominante (com minerais em geral subédricos, tipicamente ígneos).

Figura 18 - A) Afloramento SC-09; B) Amostra SC-09A com foliação e C) Amostra SC-09B com segmentação composicional



Fonte: autor.

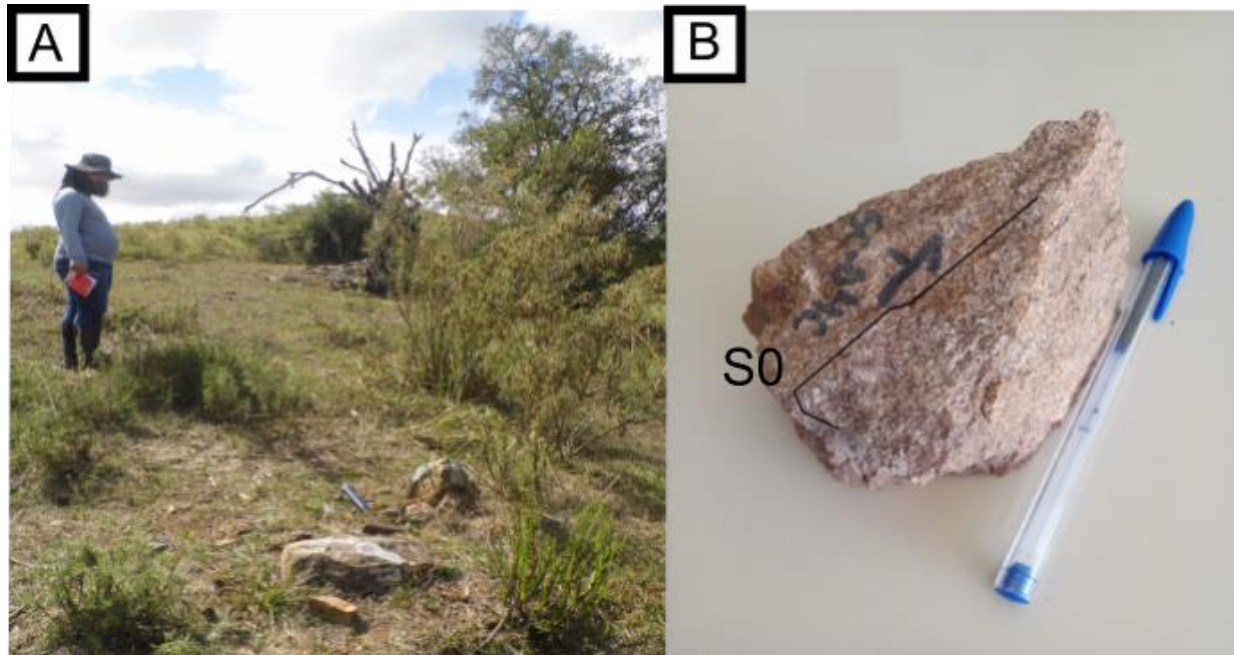
8.2.1.4 Granitoides

O granitoide observado no ponto SC-04C (Fig. 19) também ocorre na forma de lajeado. A rocha possui grau moderado de alteração, coloração rosada e apresenta duas micas: muscovita e biotita.

O afloramento do ponto SC-08 (Fig. 20) ocorre na drenagem, um lajeado de coloração laranja de aproximadamente 10 x 5m. A rocha possui foliação bem marcada, entretanto sua lineação não é tão evidente. Predominam quartzo fitado, K-feldspato, enquanto plagioclásio e micas (possivelmente tanto biotita quanto muscovita) ocorrem em menor proporção. A rocha possui textura média à fina e

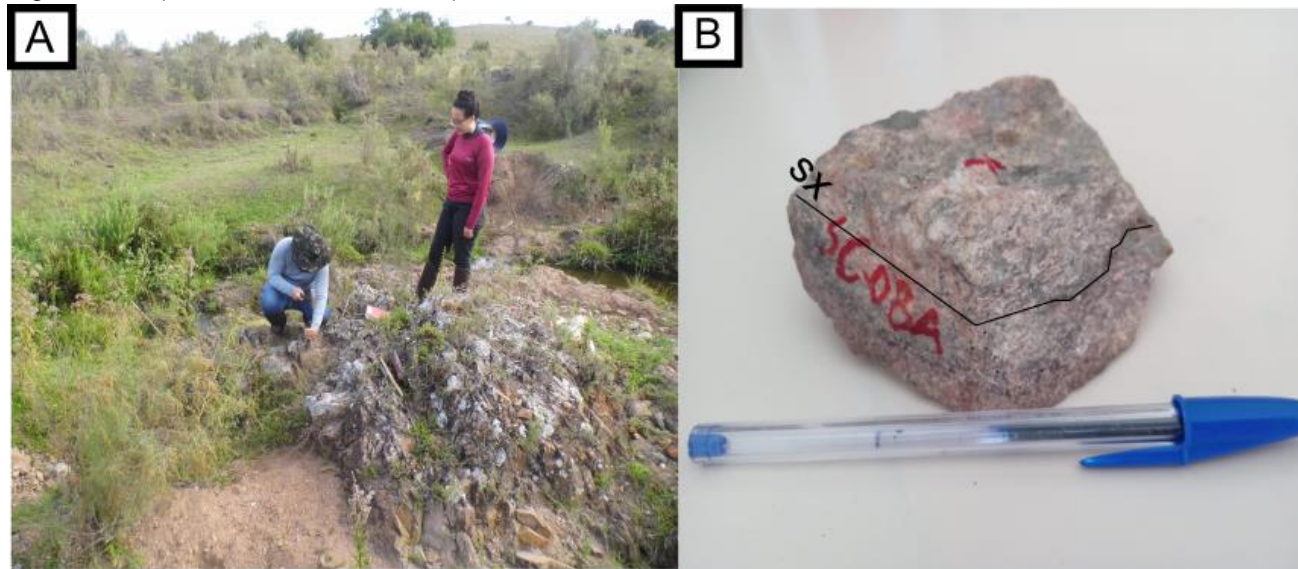
apresenta um bandamento descontínuo, dado por níveis (ora lenticulares) de aparência leucocrática, bem como por veios quartzo-feldspáticos.

Figura 19 - A) Afloramento SC-04C e B) Amostra e foliação



Fonte: autor.

Figura 20 - A) Afloramento SC-08 e B) Amostra e Sx

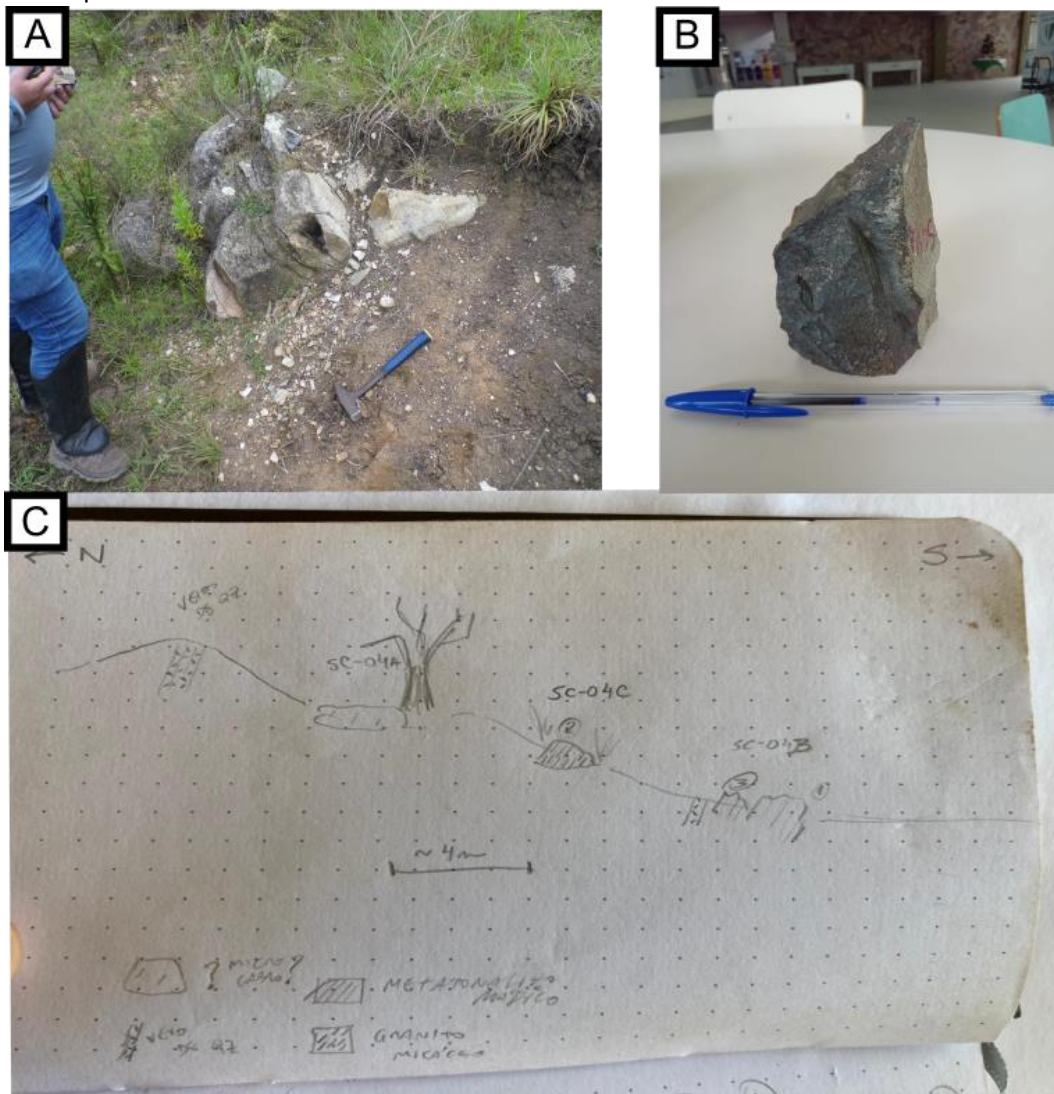


Fonte: autor.

8.2.1.5 Basaltos

O basalto do ponto SC-04A (Fig. 21) aflora como um pequeno lajeado em um capão de mato, sendo interpretado como um provável dique. Possui textura afanítica, coloração escura e grau moderado de alteração.

Figura 21 - A) Afloramento SC-04A e local de amostragem; B) Amostra coletada e C) croqui do conjunto de pontos SC-04.

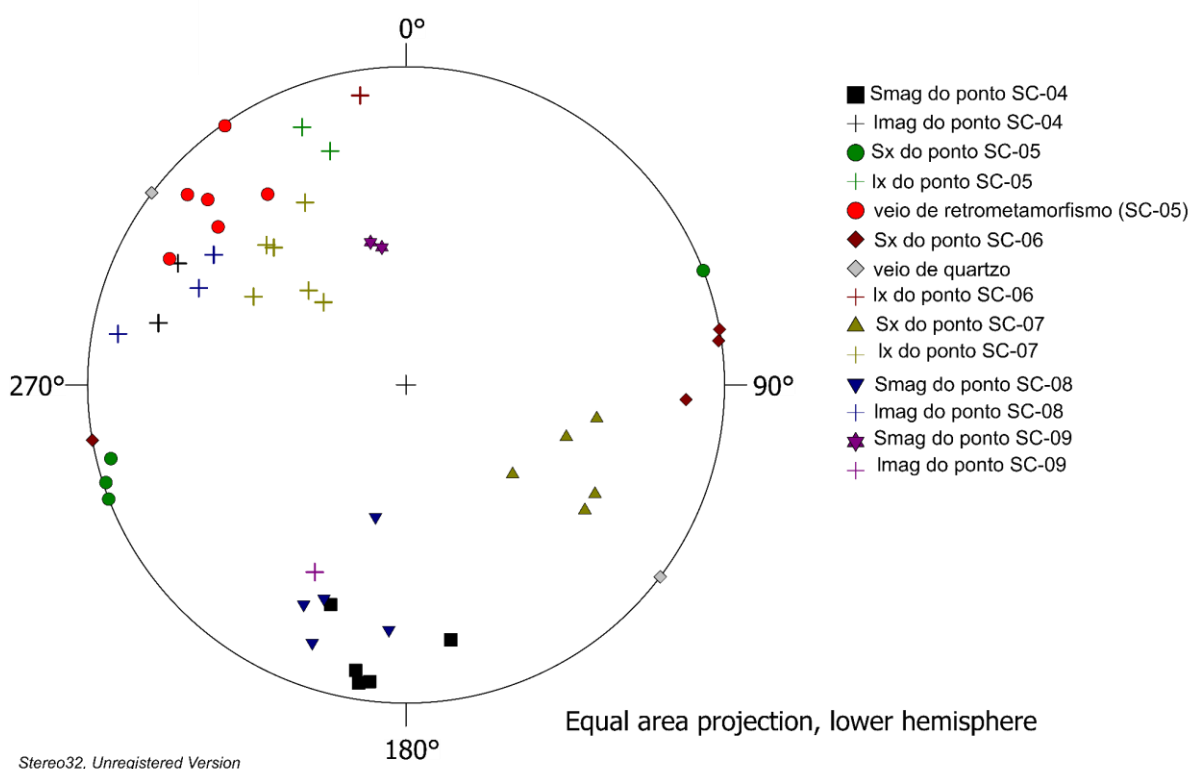


Fonte: autor.

8.2.2 Geologia Estrutural

Na figura 22 estão retratados os dados estruturais obtidos em campo, que serão abordados individualmente ao longo deste tópico. Uma observação geral que pode ser feita sobre a área de estudo é a presença de um padrão em guirlanda na porção inferior do estereograma, que poderia ser sinal de uma dobra regional sinclinal com charneira ao Sul e flancos Leste-Oeste. Entretanto, o que se observou em campo é a tendência dos planos serem aproximadamente N-S em rochas tidas como mais antigas, enquanto há uma tendência geral E-W nas rochas mais recentes, sem que fosse observado uma transição gradual entre os grupos.

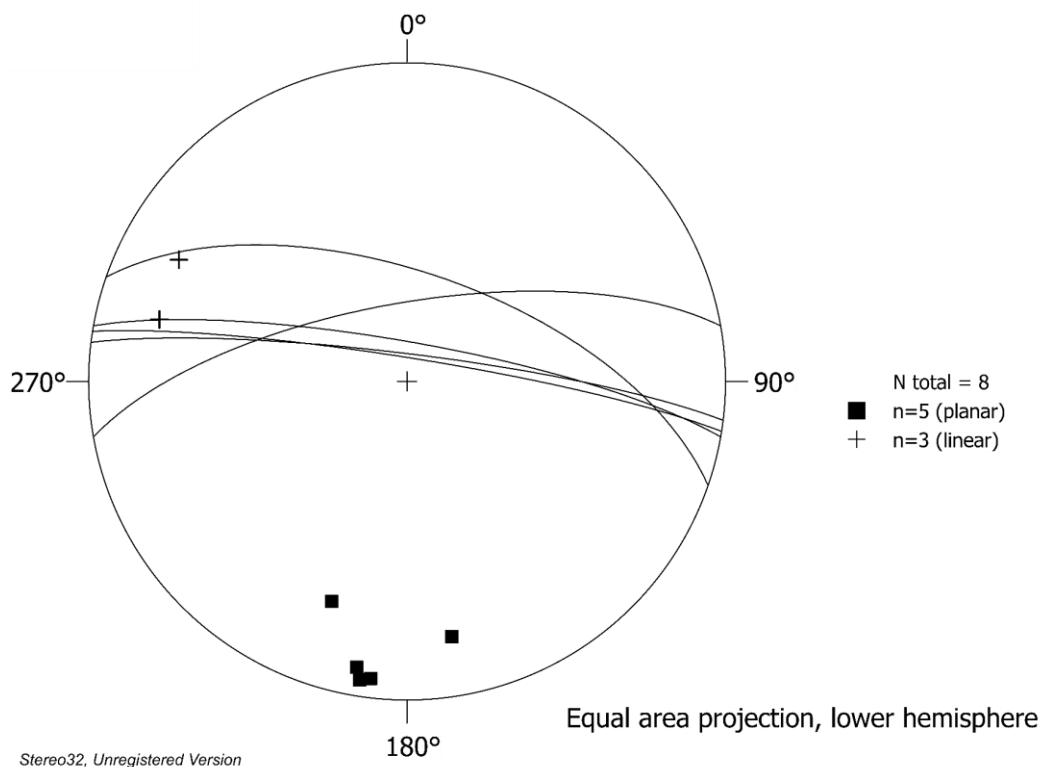
Figura 22 - Estereograma geral de pólos de foliação e linhas em projeção de equiárea, hemisfério inferior. (N = 46).



Fonte: autor.

As medidas do ponto SC-04 (Fig. 23) são representadas na cor preta e representam foliações de direção leste-oeste presentes nos tonalitos e granitos, com ângulo de mergulho entre 62 e 83° no sentido Norte. As lineações possuem baixo caimento, com cerca de 20° com sentido entre 284° e 298°, próximo à direção da foliação.

Figura 23 - Estereograma de foliações e lineações do ponto SC-04 em projeção de equiárea, hemisfério inferior



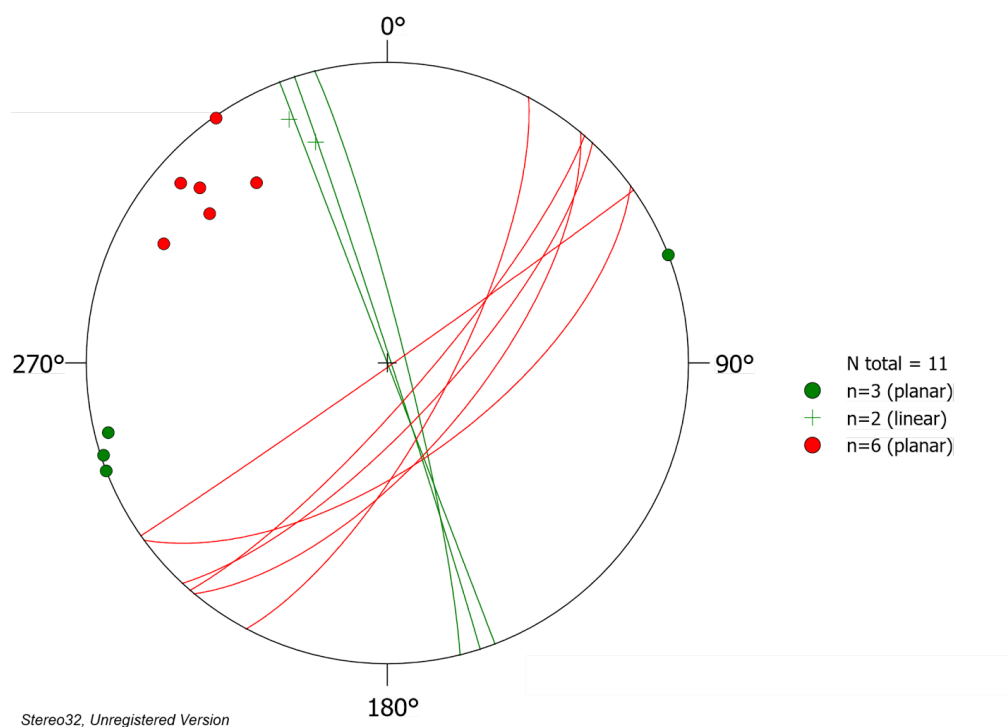
Fonte: autor.

O estereograma do ponto SC-05 (Fig. 24) possui dois conjuntos de dados, em verde estão os planos de foliação metamórfica e lineações obtidos do retroeclogito em campo, e em vermelho estão os planos de retrometamorfismo obtidos a partir da reorientação da amostra em laboratório. As foliações possuem direção noroeste/sudeste, de alto ângulo de mergulho para 072° e as lineações de baixo ângulo de caimento, com sentido a 340° próximo à direção da foliação. Os planos de retrometamorfismo cortam a foliação e têm direção NE-SW, com mergulho entre $\sim 60^\circ$ a 80° para 133° , semelhante ao veio de quartzo encontrado no ponto SC-06.

O ponto SC-06 possui as medidas de foliação e lineação do tonalito representadas com cor vermelha escura e o veio citado anteriormente com cor branca (Fig. 25). A foliação possui direção próxima de N-S, com alto ângulo de mergulho e lineação de baixo ângulo com sentido $\sim 350^\circ$ (azimute), próximo à direção do plano de foliação. O veio de quartzo também apresenta alto ângulo de mergulho, porém possui direção NE-SW.

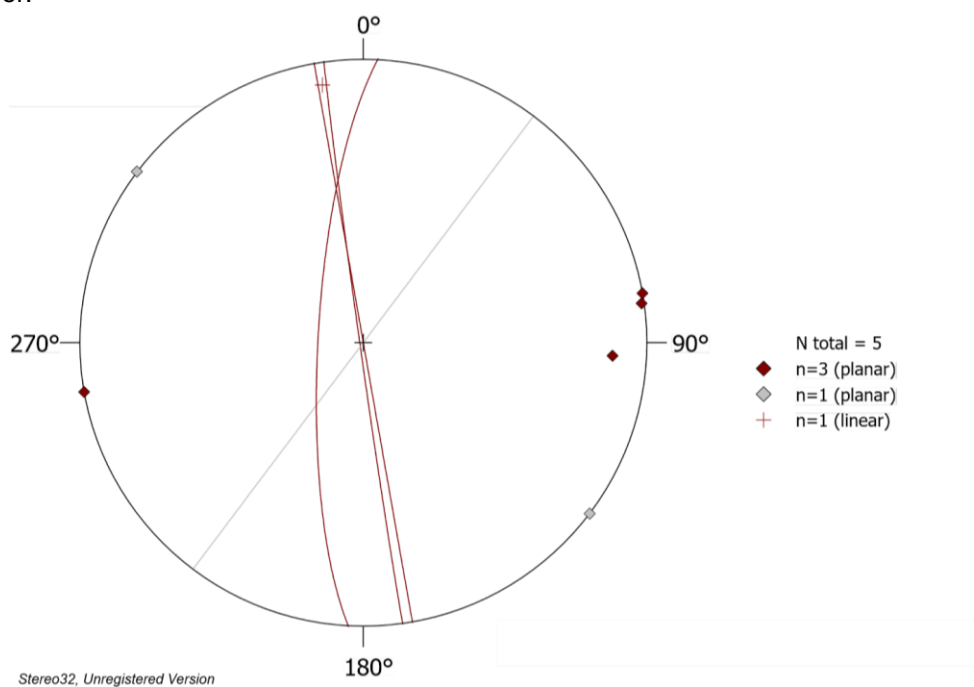
É interessante observar a diferença entre as medidas do ponto SC-07 (Fig. 26) e SC-05, ambos retroeclogitos. Sua foliação é de direção NW-SE, com ângulos de mergulho variando entre 36° e 60° , e sua lineação possui ângulo de caimento entre 40° e 60° , de sentido em torno de 315° , próximo ao mergulho do plano. As direções da foliação Sx desse ponto são muito semelhantes às dos veios de retrometamorfismo e de quartzo dos pontos SC-05 e SC-06, respectivamente, porém o mergulho é distinto.

Figura 24 - Estereograma de foliações e lineações do ponto SC-05 em projeção de equiárea, hemisfério inferior. Em verde estão as medidas dos retroeclogitos e em vermelho dos veios retrometamórficos.



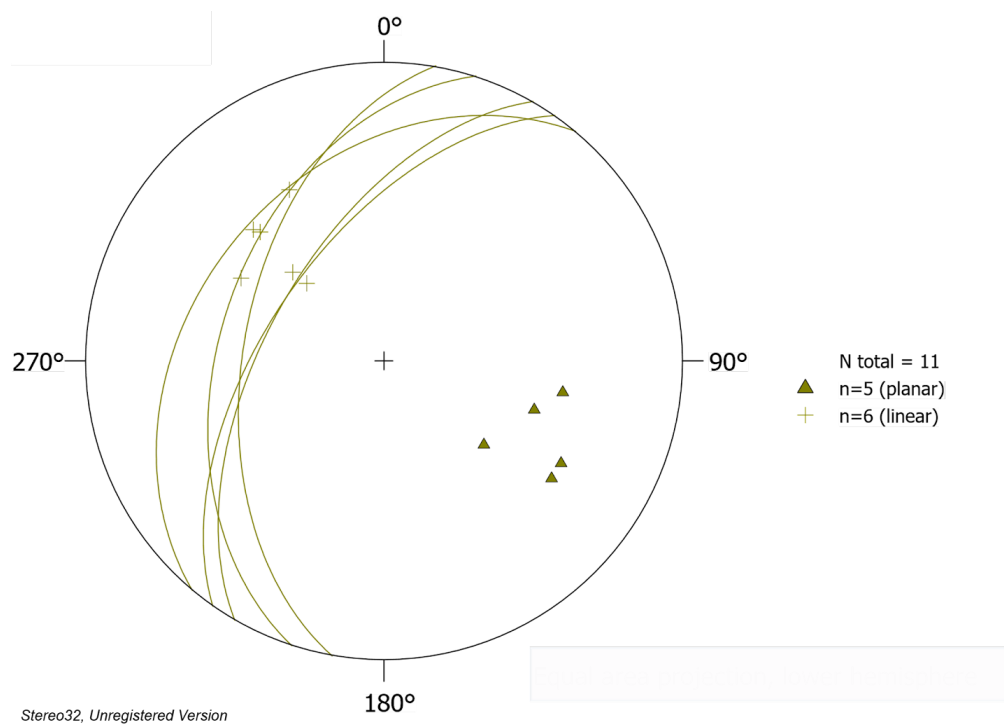
Fonte: autor.

Figura 25 - Estereograma de foliações e linhas do ponto SC-06 em projeção de equiárea, hemisfério inferior.



Fonte: autor.

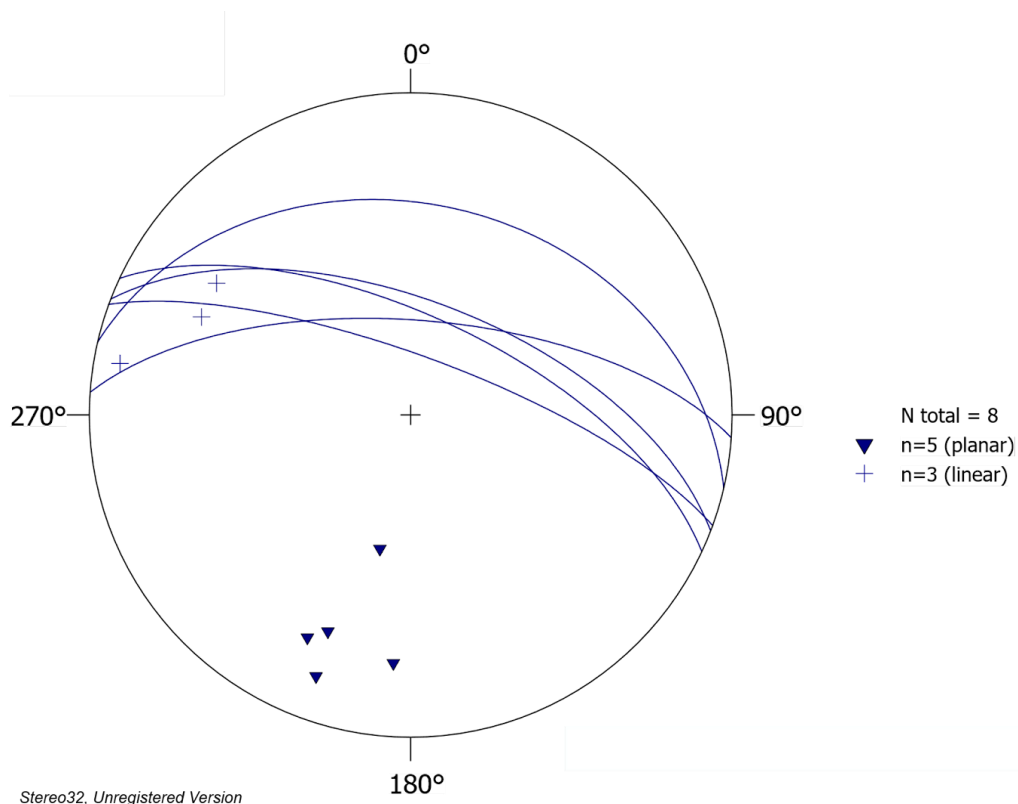
Figura 26 - Estereograma de foliações e linhas do ponto SC-07 em projeção de equiárea, hemisfério inferior.



Fonte: autor.

O granito do ponto SC-08 (Fig. 27) possui semelhanças com o ponto SC-04. As foliações deste ponto possuem direção leste-oeste, com baixo a médio de ângulo de mergulho para N a NNW e lineações de caimento entre $\sim 10^\circ$ e 30° com sentido variando entre 280° e 304° , próximos à direção do plano de foliação.

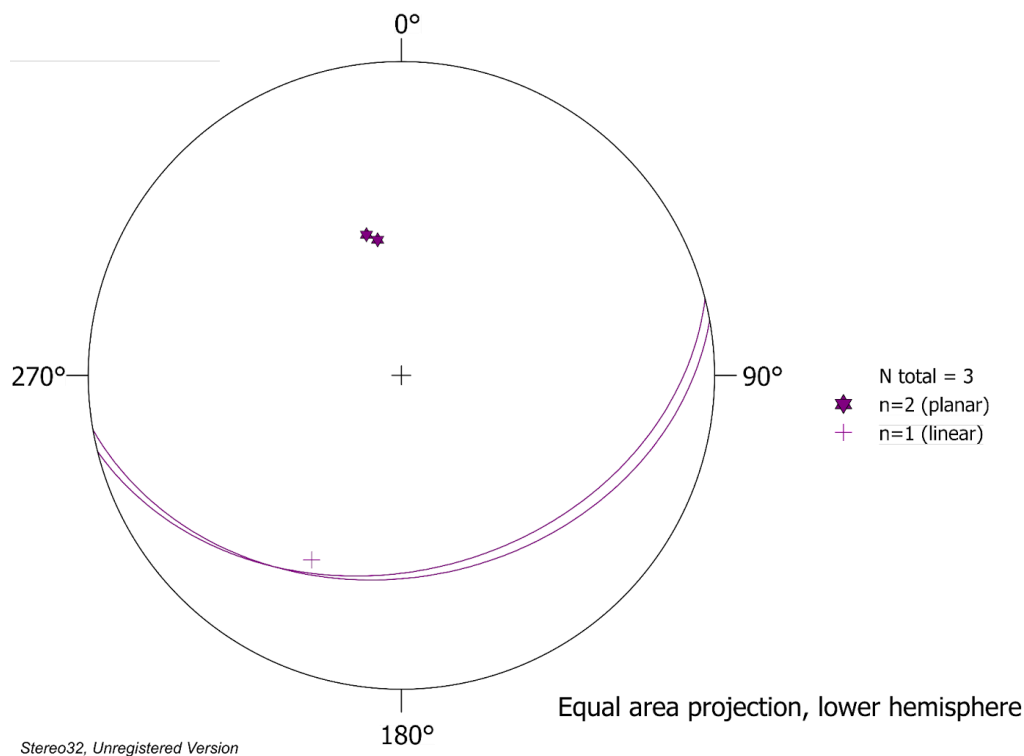
Figura 27 - Estereograma de foliações e linhas do ponto SC-06 em projeção de equiárea, hemisfério inferior.



Fonte: autor.

O ponto SC-09 (Fig. 28) é o ponto estruturalmente mais destoante da área de estudo. As foliações do diorito possuem direção E-W, mergulhando no sentido sul à SSE com ângulo de $\sim 30^\circ$ a 40° . A lineação possui caimento de 35° e sentido SSW (azimute 206°), com alta obliquidade em relação à foliação.

Figura 28 - Estereograma de foliações e linha do ponto SC-09 em projeção de equiárea, hemisfério inferior.



Fonte: autor.

8.3 Petrografia e Microtectônica

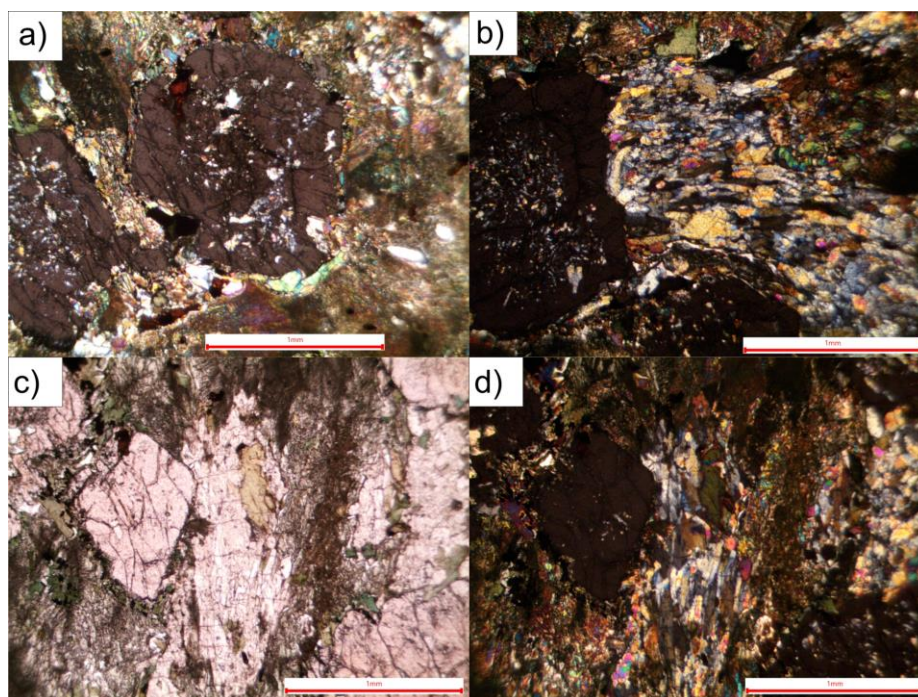
8.3.1 Retroeclogitos

SC-05

As 3 lâminas da amostra SC-05A representam retroeclogitos menos afetados por processos de retrometamorfismo. A rocha apresenta textura granoblástica poligonal. Granada subédrica (Fig. 29A) a euédrica é muito presente (cerca de 40%) e de tamanho que frequentemente ultrapassa 1 mm. As granadas apresentam em suas bordas e fraturas minerais opacos, anfibólio (hornblenda), plagioclásio e rutilo globular. Os minerais na borda da granada são associados a textura de descompressão. Além da granada, a mineralogia consiste em hornblenda (30%) subédrica de tamanho médio de 0,5 mm, plagioclásio (15%) anédrico a subédrico com em média 0,3 mm, rutilo globular (7%) anédricos com em média 0,3 mm, epidoto (5%) subédrico com tamanho inferior a 0,2 mm e opacos (3%) anédricos a subédricos de em média 0,06 mm. Em algumas porções das lâminas ocorrem bandas de

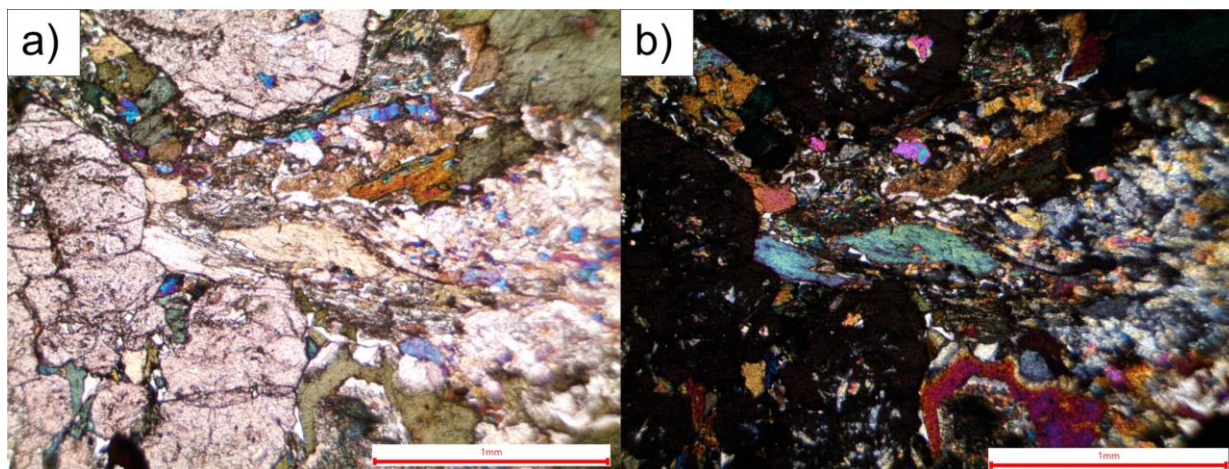
plagioclásio (Fig. 29B). Simplectitos como a kelifita são abundantes e constituem o maior volume das lâminas. Um exemplar de piroxênio pode ser reconhecido devido a seu relevo, apesar de ter sido quase completamente substituído por plagioclásio e anfibólio (Fig. 29C e D). Um indicador cinemático dextral aparente foi encontrado na forma de um anfibólio assimétrico (Fig. 30a e Fig. 30b), subdividido por um plano de cisalhamento preenchido e envolto pela matriz finamente recristalizada, demonstrando o sentido de movimento posterior ao pico termal, quando se formaram os anfibólios. Apesar de facilmente observável na amostra de mão, em nível microscópico os planos de retrometamorfismo não são tão aparentes, mas apresentam com mais frequência: a maior presença anfibólios, minerais opacos e simplectitos de kelifita (hornblenda + plagioclásio) e de fraturas preenchidas (a maioria de direção igual ao do plano) por esses minerais. A maior concentração de opacos e anfibólios podem explicar a coloração escura apresentada na amostra de mão.

Figura 29 - Fotomicrografias da amostra de retroeclogito SC-05A. a) Porfiroblastos de granada com interior substituído por rutilo globular e plagioclásio, bordadas por anfibólio, epidoto e opacos, o que indica descompressão (nicol cruzado, 5x). b) Bandas irregulares de plagioclásio e anfibólio ao redor de porfiroblastos de granada (nicol cruzado, 5x). c) e d) Cristal de piroxênio ao centro, identificado pelo relevo e clivagens perpendiculares, parcialmente substituído por hornblenda e plagioclásio. Ao seu redor observa-se granada, plagioclásio e epidoto (nicol descruzado e cruzado, 5x).



Fonte: autor.

Figura 30 - Fotomicrografias da amostra SC-05A. a) e b) Indicador cinemático horário de anfibólio cisalhado, com matriz fina ao longo do plano de cisalhamento e ao redor. Ao lado direito observa-se bandas de plagioclásio, à esquerda e abaixo um porfiroblastos de granada parcialmente substituídos por hornblenda (nicol descruzado e cruzado, 5x).



Fonte: autor.

SC-07A

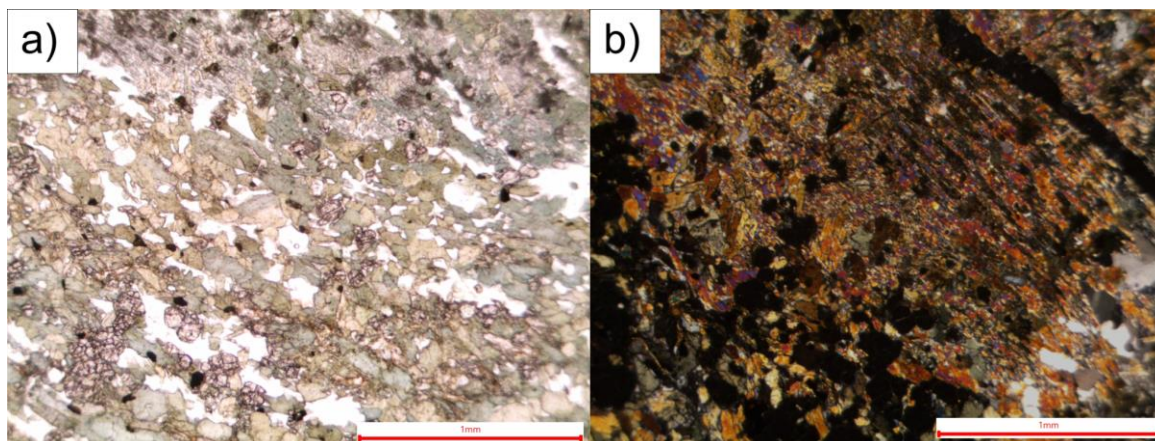
O ponto SC-07 possui 6 lâminas, 5 delas pertencentes a amostra SC-07A que não pôde ser identificada em campo como retroeclogito devido a sua textura fina. As lâminas da amostra SC-07A (Fig. 31) possuem granulometria muito mais fina que a SC-05A, com granadas (30%) subédrica de tamanho médio de 0,2 mm. Os minerais são orientados e sua textura varia de granoblástica fina a nematoblásticas, onde ocorrem os intercrescimentos de plagioclásio e anfibólios (simplectitos) (Fig. 31b). A mineralogia consiste em anfibólios (hornblenda 18% e tremolita 16%) anédricos a subédricos de até 0,25 mm, plagioclásio (14%) anédrico a subédrico de até 0,25 mm, quartzo (10%) anédrico de até 0,3 mm, epidoto (7%) subédrico com tamanho inferior a 0,2 mm e minerais opacos (5%) anédricos a subédricos inferiores a 0,125 mm.

SC-07B

A amostra SC-07B (Fig. 32) possui uma lâmina e trata-se de um retroeclogito que não estava *in situ*. Texturalmente, a amostra SC-07B é mais similar à SC-05A, sendo inequigranular e de granulometria fina a média com granadas (38%) de até 1 mm. A sua mineralogia também é similar, possuindo anfibólio (37%) subédrico de

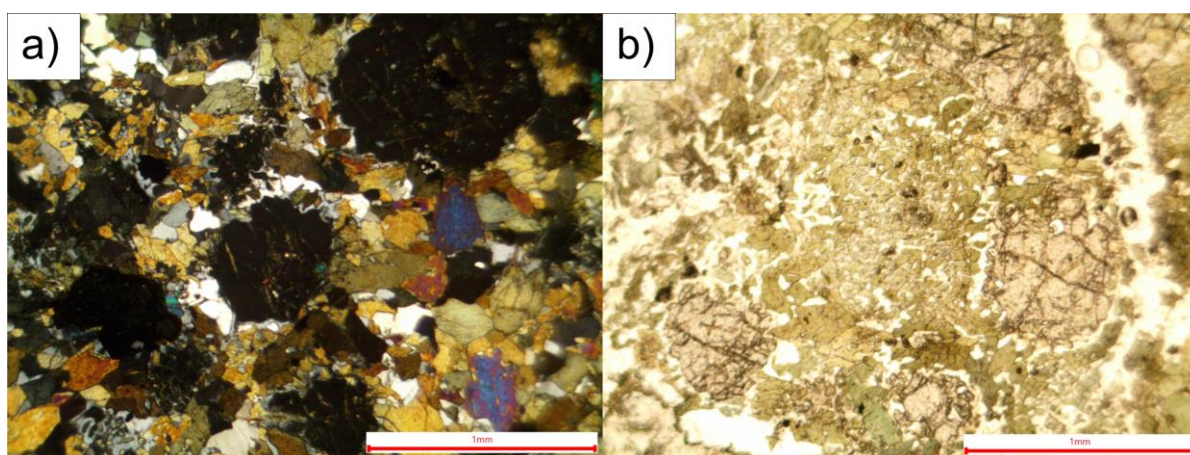
tamanho médio de 0,5 mm, plagioclásio (17%) e minerais opacos (8%). Kelfita também está presente.

Figura 31 - Fotomicrografias da amostra SC-07A. a) Foliação marcada por tremolita, hornblenda, granada e plagioclásio e pequenos minerais opacos no retroeclogito (nicol descruzado, 5x). b) variação textural, mais grossa na margem sudoeste e mais fina sentido nordeste. Textura Nematoblástica de intercrescimento de anfibólio e plagioclásio e quartzo na borda inferior direita (nicol cruzado, 5x)



Fonte: autor.

Figura 32 - Fotomicrografia da amostra SC-07B. a) visão geral da lâmia, porfiroblastos de granada e grãos menores de hornblenda e plagioclásio (nicol cruzado, 5x). b) simplectito de anfibólio e plagioclásio, com porfiroblastos de granada ao seu redor (nicol descruzado, 5x).



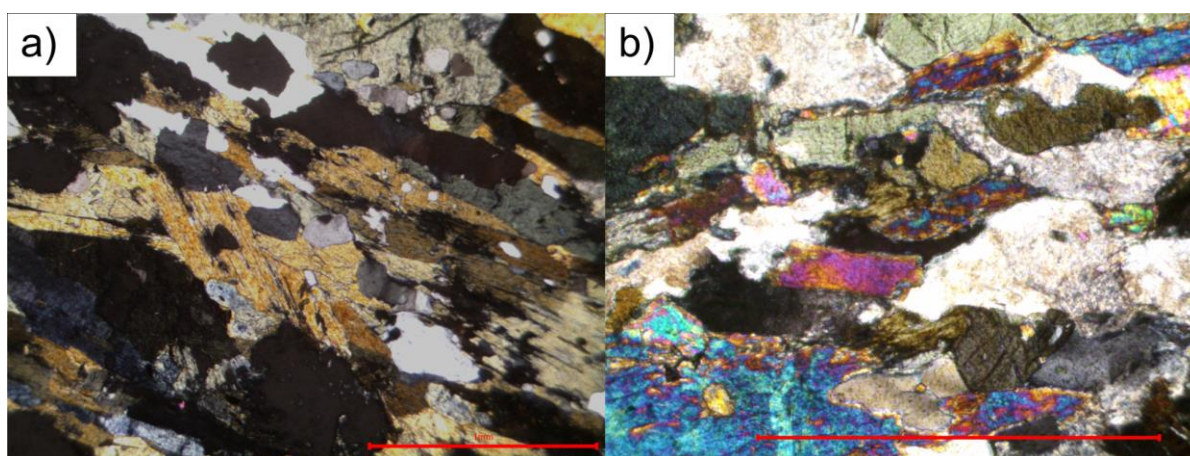
Fonte: autor.

8.3.2 Tonalitos

A amostra SC-04B (Fig. 33) conta com uma lâmina. A foliação é bem marcada, a textura é fanerítica fina, com pouca variação granulométrica. Sua mineralogia é constituída de plagioclásio (40%) subédrico de em média 0,25 mm, quartzo (23%)

anédrico de em média 0,2 mm, anfibólio (22%) subédrico de em média 0,3 mm, clorita (8%) anédrica de em média 0,18 mm, epidoto (4%) subédrico de em média 0,125 mm e opacos (3%) subédricos de em média 0,125 mm. Por vezes, alguns grãos de anfibólio apresentam textura poiquilítica, com grãos de quartzo. A classificação segundo o QAP é um tonalito.

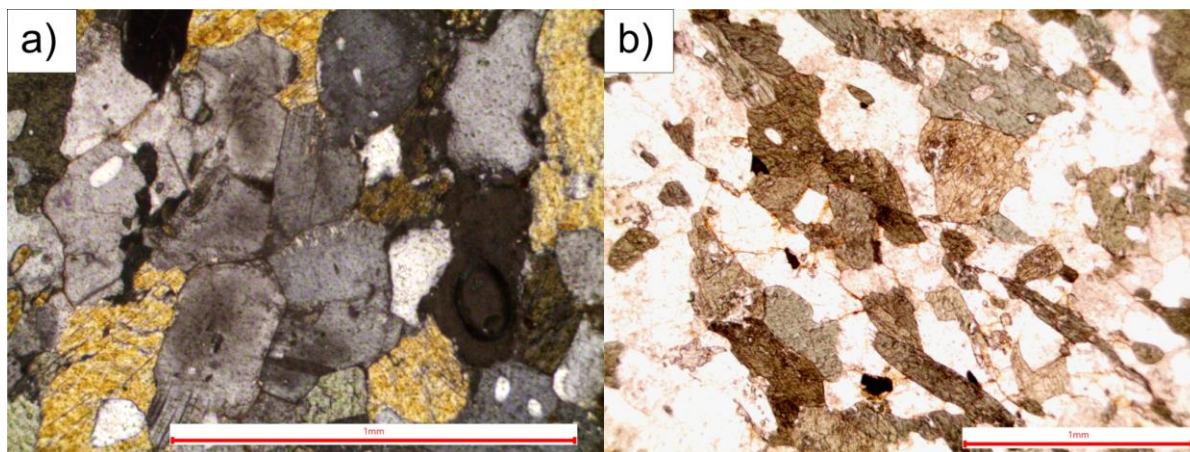
Figura 33 - Fotomicrografias da amostra SC-04B. a) Aspecto geral da amostra SC-04B, com foliação bem marcada por hornblenda orientada (textura nematoblástica), além de plagioclásio e quartzo alongados. (nicol cruzado, 5x) b) Mineralogia da amostra SC-04B, com plagioclásio, quartzo, hornblenda, tremolita e epidoto (nicol cruzado, 10x).



Fonte: autor.

A amostra SC-06A (Fig. 34) possui uma lâmina. A rocha possui textura fanerítica fina, equigranular com textura poligonal, que aparenta ser granoblástica. A mineralogia consiste em plagioclásio (40%) subédrico e orientado, com extinção zonada (característica ígnea) e tamanho médio de 0,4 mm, anfibólio (28%) subédrico de tamanho médio de 0,3 mm, quartzo (24%) anédrico com em média 0,3mm, epidoto (5%) subédrica de tamanho inferior a 0,3 mm e opacos (3%) anédrico com em média 0,3 mm. A presença da textura granoblástica poligonal indica a ocorrência de recristalização, que em conjunto com a zonação do plagioclásio sugere que essa rocha seja produto de magmatismo sin-tectônico. Apesar da foliação ser bem desenvolvida, os minerais equigranulares não favorecem o surgimento de indicadores cinemáticos. A classificação segundo o QAP é um tonalito.

Figura 34 - Fotomicrografias da amostra SC-06A. a) contato granoblástico poligonal entre cristais de plagioclásio margeados por anfibólios (nicol cruzado, 10x). b) aspecto geral da lâmina, com foliação marcada por plagioclásio e anfibólio (nicol descruzado, 5x).

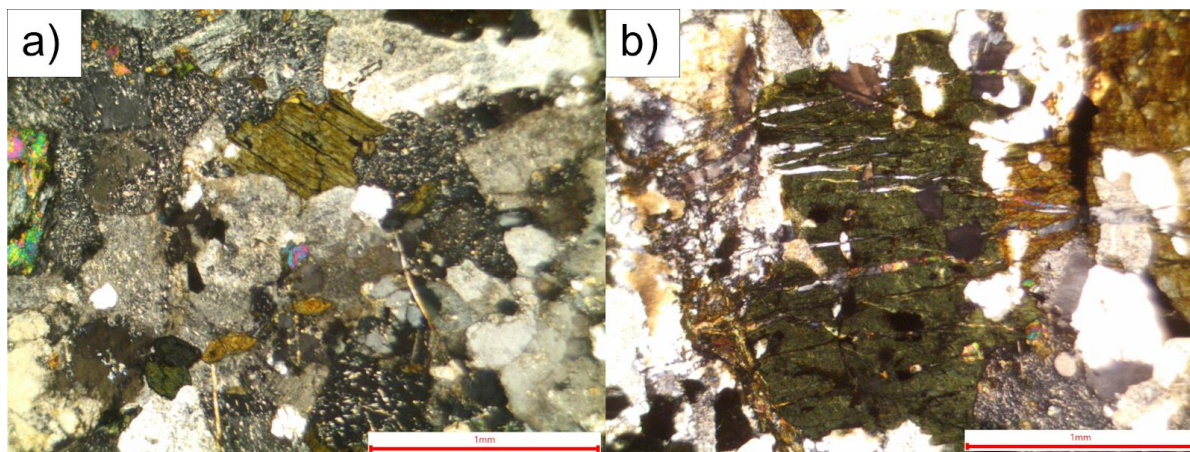


Fonte: autor.

8.3.3 Quartzo-diorito

A amostra SC-09A (Fig. 35) possui duas lâminas. Apresenta textura inequigranular, hipidiomórfica de granulometria média. A maior porção dos minerais são feldspatos alterados para mica branca de textura fina. Predominam grãos de plagioclásios (70%) subédricos, tabulares, em média com 0,6 mm, que podem ser reconhecidos devido a sua macla polissintética, apresentam contatos poligonais em alguns pontos e evidência de recristalização por rotação de subgrão. Anfibólios (20%) subédricos, de tamanho médio de 0,8 mm, que costumam incluir pequenos (<0,10 mm) minerais opacos e quartzo em textura poiquilítica. Quartzo (10%) possui extinção ondulante e aparece como grãos arredondados, anédricos, de tamanho médio de 0,3 mm, inclusos ou livres, ou como material microcristalino que preenche fraturas. Os minerais acessórios são epidoto (2,5%) subédrico de tamanho inferior a 0,3 mm, opacos (1,5%), clorita (1%) subédrica com em média 0,3mm e titanita (1%) subédrica com até 0,4 mm. A classificação segundo o QAP é um quartzo-diorito.

Figura 35 - Fotomicrografias da amostra SC-09A. a) Aspecto geral do quartzo-diorito, com plagioclásio alterado (sericitizado), quartzo, tremolita e epidoto (nicóis cruzados, 5x). b) Um cristal de hornblenda de 2mm, faz contato com uma matriz fina plagioclásio e quartzo, um grão de tremolita e quartzo subédrico (nicóis cruzados, 5x).



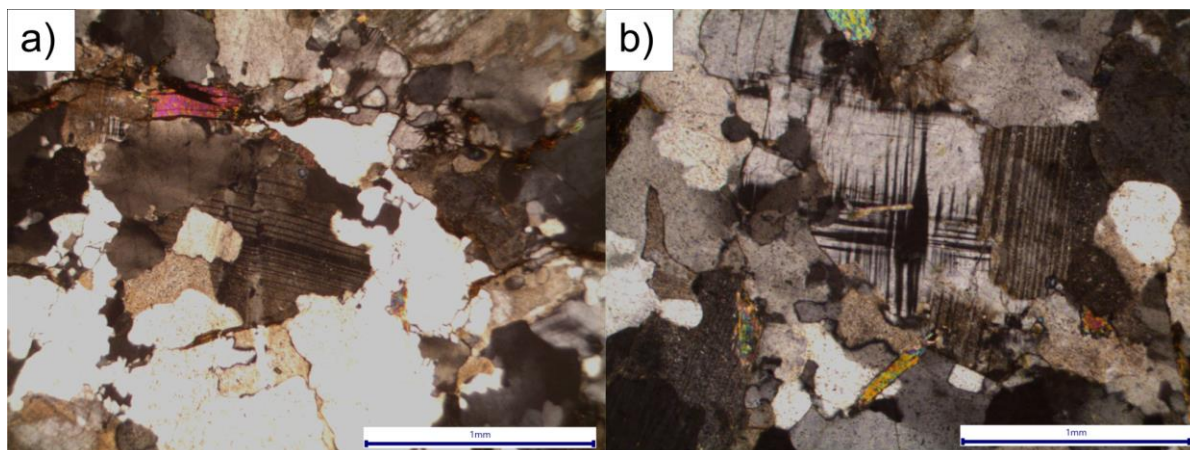
Fonte: autor.

8.3.4 Granitoides

A amostra SC-04C (Fig. 36) possui uma lâmina. A rocha possui textura hipidiomórfica, inequigranular, de granulometria fina à média. Em sua mineralogia estão presentes plagioclásio (50%) subédrico, com média de 0,7 mm, quartzo (20%) subédrico a anédrico, com extinção ondulante e tamanho entre 0,1 a 1,2 mm, K-feldspato (20%) subédrico de tamanho médio de 0,4 mm, muscovita subédrica com em média de 0,5 mm (6%), clorita (2,5%) subédrica com cerca de 0,3 mm e biotita (1,5%) subédrica com cerca de 0,3 mm. Em locais específicos, a macla polissintética dos plagioclásios encontra-se deformada, na forma de dobras em *kink*. Alguns dos grãos da clorita possuem seus planos de clivagem basal levemente dobrados. Biotita e clorita substituem as muscovitas, em especial nos planos de clivagem basal da mesma. Poucos dos K-feldspatos possuem macla tartan. A classificação segundo o QAP é um granodiorito.

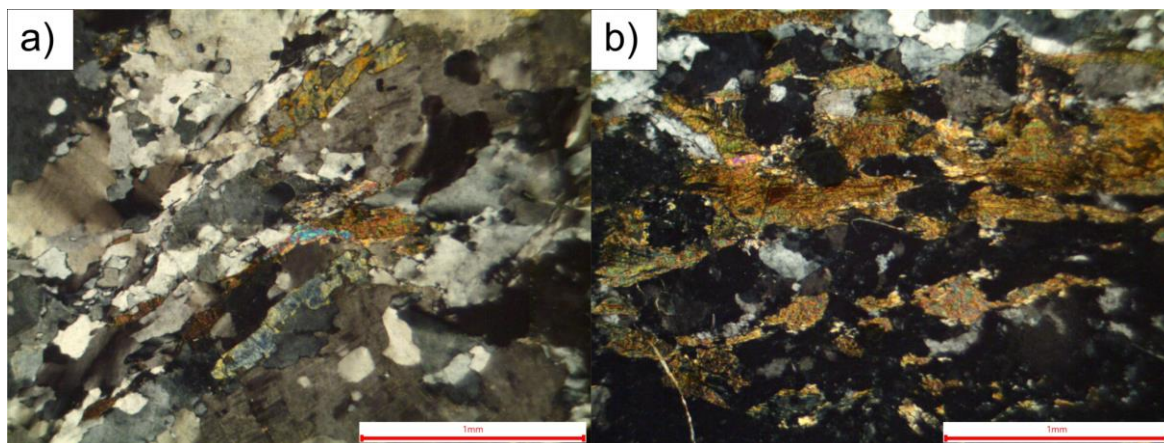
A amostra SC-08A (Fig. 37) possui uma lâmina. Também apresenta textura hipidomórfica e granulometria em geral média, porém em locais onde se concentram minerais máficos a granulometria é fina. Sua mineralogia consiste em plagioclásio (35%) subédrico com em média 0,6 mm, com maclas polissintéticas menos nítidas e que podem estar dobradas em *kink*, quartzo (30%) alongado e anédrico com em geral 0,4 mm, K-feldspato (15%) subédrico com em geral 0,3 mm, que pode ser reconhecido devido a macla *tartan* (pouco nítida) e em pertitas. Apresentam também epidoto (8%) subédrico com em média 0,2 mm, clorita (4%) subédrica com em média 0,3 mm e biotita (4%) subédrica com em média 0,6 mm e muscovita (4%) subédrica com geral 0,5 mm. A classificação segundo o QAP é um granodiorito.

Figura 36 - Fotomicrografias da amostra SC-04C. a) Macla polissintética dobrada em kink no grão central de plagioclásio, também se observa a presença de outros feldspatos e muscovita (nicol cruzado, 5x). b) plagioclásio com macla polissintética dupla, quartzo e epidoto (nicol cruzado, 5x).



Fonte: autor.

Figura 37 - Fotomicrografias da amostra SC-08A. a e b) foliação marcada por quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita e epidoto em dois locais diferentes (nicol cruzado, 5x).

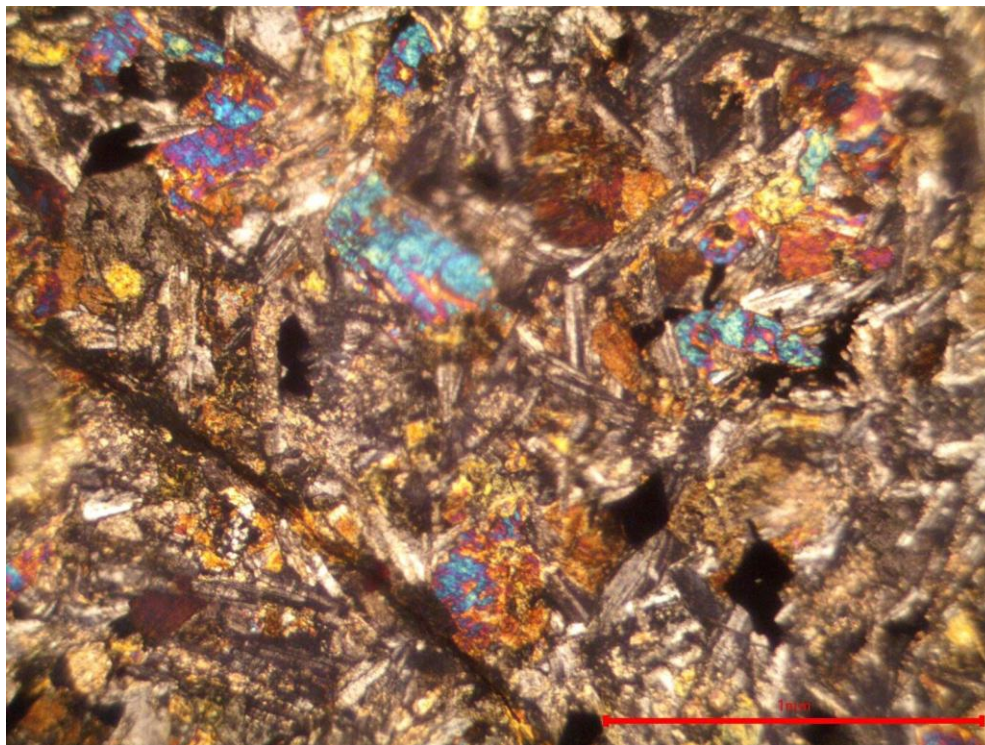


Fonte: autor.

8.3.4 Basalto

A amostra SC-04A (Fig. 38) possui uma lâmina. A rocha possui textura idiomórfica equigranular de granulometria fina composta por plagioclásio (70%) euédrico de 0,25 mm, piroxênio (15%) euédrico de tamanho médio de 0,4 mm, anfibólio (10%) subédrico com tamanho médio de 0,3 mm e opacos (5%) subédrico de até 0,25 mm. Anfibólio substitui o piroxênio, principalmente em fraturas. Seus minerais não possuem direção de orientação preferencial. Segundo o diagrama QAP é um basalto.

Figura 38 - referente a amostra SC-04A. minerais desorientados de plagioclásio, anfibólio e piroxênio, em geral subédricos a euédricos (nicol cruzado, 5x).



Fonte: Autor

DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A principal descoberta deste trabalho é acerca dos planos de retrometamorfismo observados nos retroeclogitos do ponto SC-05. Esses planos não foram previamente descritos e possuem mesma direção que os veios de quartzo no tonalito do Complexo Imbicuí que contém os enclaves de retroeclogitos descritos. Isto sugere um controle estrutural rúptil na canalização de fluidos que desencadearam as reações metamórficas de reequilíbrio, ao menos localmente. Esses planos contém de maneira concentrada muitas características das disseminadas na assembleia mineralógica retrometamórfica, como a presença abundante de anfibólios, simplectitos e minerais opacos.

Outra observação é quanto aos lineamentos estruturais da área de estudo cuja direção preferencial é NW-SE e NE-SW, que é a mesma direção das zonas de cisalhamento Ibaré e Cerro Branco, próximas à área de estudo. Além disso as estruturas planares tendem a ser de direção aproximada N-S ou E-W, sendo que as rochas mais antigas (retroeclogitos e tonalitos) são de direção aproximada N-S, enquanto que as rochas tidas como mais jovens (granitoides) são de direção aproximada W-E. A direção N-S pode ser relacionada com a tendência geral do Bloco São Gabriel (SAALMANN et al., 2006), enquanto a E-W novamente pode ser correlacionada à Zona de Cisalhamento Ibaré. Isso abre margem para a uma correlação entre idades e estruturas, indicando que durante a história deformacional dessa região, a direção de resolução das tensões mudou de maneira substancial. Quando se adiciona a isso a mudança de direção entre os planos de foliação (NW-SE) e veios retrometamórficos e trondjemíticos (NE-SW) dos pontos SC-05 e SC-06, respectivamente, pode se assumir que ocorreu uma rotação horária na direção dos planos estruturais desenvolvidos.

Embora a pesquisa de Pinto et al. (2021) seja fundamental para a existência deste trabalho é preciso destacar algumas discordâncias entre os resultados obtidos. As medidas estruturais dos retroeclogitos de Pinto et al. (2021) descrevem a foliação com predomínio de mergulhos suaves no sentido NNE (em notação de trama seriam entre 39/017 e 36/033), podendo localmente ter ângulos maiores de até 80°. As medidas obtidas em campo neste trabalho identificaram os sentidos de mergulho ENE e WNW (89/072 e 44/288) e não constataram a predominância de ângulos de mergulho entre 30° e 40°, com as medidas do ponto SC-05 sendo praticamente

verticais (85° a 90°) e no SC-07 com variação entre 36° e 58° . A coexistência de geometrias com lineações direcionais (e.g. SC-05 e SC-06) e de mergulho (SC-07) nos retroeclogitos e rochas associadas sugere um contexto deformacional transpressivo, o que corrobora os modelos de evolução tectônica em ambiente orogênico acrescionário e colisional para o Bloco São Gabriel (SAALMANN et al., 2006).

O trabalho atingiu seus objetivos de identificar a geometria das estruturas e litologias presentes na área de estudo, bem como o de confeccionar mapas, diagramas de roseta e projeções estereográficas. Um objetivo específico que não foi atingido plenamente foi quanto à determinação cinemática das rochas presentes. Apesar de um indicador cinemático ter sido encontrado no Eclogito Três Vendas, isoladamente ele não tem peso como evidência para interpretações muito amplas. O referido indicador apresenta cinemática horária e foi observado em um plano de foliação de alto ângulo, com direção N-S e lineação de baixa obliquidade, caracterizando uma deformação transcorrente dextral sobre a assembleia retrometamórfica de pico termal (anfibólio cisalhado) no ponto SC-05. A concordância com estruturas observadas nos TTGs encaixantes e a característica de pico térmico sugerem que a deformação dextral ocorreu concomitante à colocação dos fragmentos de eclogito como enclaves imersos nas rochas intrusivas do Complexo Imbicuí, em ambiente de arco magmático. Ao se correlacionar essa interpretação com o trabalho de Sivieiro et al. (2023) que identifica as rochas do Complexo Imbicuí como resultado da cristalização de um magma adakítico tipo-1, proveniente da fusão parcial de eclogitos, pode se levantar a hipótese de que o Eclogito Três Vendas seja relacionado a fonte do magma parental e ao mesmo tempo possua sua exumação facilitada pela ascensão dos magmas adakíticos. Neste caso, os enclaves eclogíticos poderiam ser interpretados como resíduos de fusão, e não como xenólitos nas rochas ortoderivadas do Complexo Imbicuí. Ainda que não seja conclusiva, tal observação abre o precedente para novas investigações. Esperava-se mais indicadores nos tonalitos, mas a falta de porfiroclastos nas lâminas estudadas dificultou identificar evidências não ambíguas de cinemática.

Novas frentes de estudo podem investigar mais a fundo o controle estrutural do retrometamorfismo e sua ligação com outras estruturas, como os veios de quartzo e a foliação do retroeclogito do ponto SC-05. Outra abordagem também poderia investigar se existem evidências de fusão parcial no Eclogito Três Vendas.

REFERÊNCIAS

ABBOTT, D. et al. An empirical thermal history of the Earth's upper mantle. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, p. 13835, 1994.

AGARD, P.; YAMATO, P.; JOLIVET, L.; BUROV, E. Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms. **EARTH-SCIENCE REVIEWS**, v. 92, n. 1–2, p. 53–79, 2009.

ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, 7:349-364, 1977.

ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: COM, **Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais**, 1, Salvador, Anais, 1-10, 1981.

ARCULUS, R. J.; RUFF, L. J. Genesis of continental crust: evidence from island arcs, granulites, and exospheric processes. In: VIELZEUF, D.; VIDAL, P. (Eds.). **Granulites and Crustal Evolution**. **Kluwer Academic Publishers**, p. 7-23, 1990.

ARTH, J. G.; HANSON, G. N. Geochemistry and origin of the Early Precambrian crust of north-eastern Minnesota. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 39, p. 325-362, 1975.

ARENA, K. R.; HARTMANN, L. A.; LANA, C. Evolution of Neoproterozoic ophiolites from the southern Brasiliano Orogen revealed by zircon U-Pb-Hf isotopes and geochemistry. **Precambrian Research**, 285, 299-314, 2016.

ARENA, K. R.; HARTMANN, L. A.; LANA, C. Tonian emplacement of ophiolites in the southern Brasiliano Orogen delimited by U-Pb-Hf isotopes of zircon from metasomatites. **Gondwana Research**, 49, 296-332, 2017.

AUSTRHEIM, H.; BOUNDY, T. M. Pseudotachylytes generated during seismic faulting and eclogitization of the deep crust. **Science**, v. 265, n. 5168, p. 82-83, 1994.

BABINSKI, M.; CHEMALE Jr, F.; HARTMANN, L. A.; VAN SCHMUS, W. R.; CARLOS, da Silva, L. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. **Geology**, 24(5), 439-442, 1996.

BACHMANN, O.; BERGANTZ, G. On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. **Journal of Petrology**, v. 45, p. 1565, 2004.

BARKER, F. Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin. In: BARKER, F. (Ed.). **Trondhjemites, Dacites and Related Rocks**. Elsevier, Amsterdam, p. 1-12, 1979.

BARKER, F. et al. Archaean trondhjemites of the southwestern Big Horn Mountains, Wyoming: a preliminary report. In: BARKER, F. (Ed.). **Trondhjemites, Dacites and Related Rocks**. Elsevier, Amsterdam, p. 401-414, 1979.

BITENCOURT, M. D. F.; NARDI, L. V. S. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, 30(1), 186-189, 2000.

BOURGOIS, J. et al. Subduction erosion related to ridge–trench collision: Taitao Peninsula (Chile margin triple junction area). **Geology**, v. 24, p. 723-726, 1996.

BRADLEY, D. C. Secular trends in the geologic record and the supercontinent cycle. **Earth-Science Reviews**, v. 108, p. 16-33, 2011.

BROWN, M. A duality of metamorphic styles is the hallmark of plate tectonics. **Geology**, v. 34, p. 961-964, 2006.

BROWN, M. Metamorphic conditions in orogenic belts: a record of secular change. **International Geology Review**, v. 49, n. 3, p. 193-234, 2007a.

BROWN, M. Characteristic thermal regimes of plate tectonics and their metamorphic imprint throughout Earth history: when did Earth first adopt a plate tectonics mode of

behavior? In: CONDIE, K.; PEASE, V. (Eds.). When Did Plate Tectonics Begin?, **Geological Society of America Special Paper**, vol. 440, p. 97-128, 2008.

BROWN, M. The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics. **Geoscience Frontiers**, v. 5, n. 4, p. 553-569, 2014.

BROWN, M.; JOHNSON, T. Secular change in metamorphism and the onset of global plate tectonics. **American Mineralogist**, v. 103, n. 2, p. 181-196, 2018.

Carta Topográfica Matricial Coxilha do Tabuleiro (SH-21-Z-B-VI-4), 1:50.000. Banco de Dados Geográficos do Exército. Ministério da Defesa, 1975.

CARSWELL DA. Eclogites and eclogite facies: Definitions and classifications. In: Carswell DA (ed.) Eclogite Facies Rocks, pp. 1–13. New York: **Blackie and Son Ltd.** 1990.

CERVA-ALVES, T.; HARTMANN, L. A.; REMUS, M. V. D.; LANA, C. Integrated ophiolite and arc evolution, southern Brasiliano Orogen. **Precambrian Research**, 341, 2020.

CHEMALE F. Jr.; HARTMANN, L. A.; SILVA, L. D. Stratigraphy and tectonism of precambrian to early paleozoic units in Southern Brazil and Uruguay—excursion guidebook. **Acta Geologica Leopoldensia** 43:4–115, 1995.

CHEMALE Jr, F. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. **Geologia do Rio Grande do Sul**, 13-52, 2000.

CHEN, Y.; YE, K.; WU, T. F.; GUO, S. Exhumation of oceanic eclogites: thermodynamic constraints on pressure, temperature, bulk composition and density. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 31, n. 5, p. 549-570, 2013.

COLEMAN, R. G.; LEE, D. E.; BEATTY, L. B.; BRANNOCK, W. W. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. **Geological Society of America Bulletin**, 76(5), 483-508, 1965.

COLEMAN, R. G. Emplacement and metamorphism of ophiolites. **Ofioliti**, vol 2, 41–73, 1977a.

COLEMAN, R.G. Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere? **Springer**, Berlin, ix–229 p, 1977b.

COLLINS, W. J. et al. Partial convective overturn of Archaean crust in the east Pilbara craton, Western Australia: driving mechanisms and tectonic implications. **Journal of Structural Geology**, v. 20, p. 1405-1424, 1998.

CONDIE, K.C.; ABBOTT, D.H. Oceanic plateaus and hotspot islands: identification and role in continental growth. **Lithos**, v. 46, p. 1–4, 1999.

DE TONI, G. B.; BITENCOURT, M. F.; NARDI, L. V. S.; FLORISBAL, L. M.; ALMEIDA, B. S.; GERALDES, M. Dom Feliciano Belt orogenic cycle tracked by its pre-collisional magmatism: the Tonian (ca. 800 Ma) Porto Belo Complex and its correlations in southern Brazil and Uruguay. **Precambrian Research**, 342, 105702, 2020.

DEFANT, M.J., DRUMMOND, M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. **Nature** 367, 662–665, 1990.

DESMONS, J ;SMULIKOWSKI, W. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 4. High P/T metamorphic rocks. **Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks**, pp. 32–35, 2007.

DI GIUSEPPE, E. et al. Slab stiffness control of trench motion: insights from numerical models. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 9, 2008.

DRUMMOND, M. S.; DEFANT, M. J. A model from trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, p. 21503-21521, 1990.

DUCEA, M. N.; SALEEBY, J. B. Buoyancy sources for a large, unrooted mountain range, the Sierra Nevada, California: Evidence from xenolith thermobarometry. **Journal of Geophysical Research - Solid Earth**, v. 101, n. B4, p. 8229-8244, 1996.

ERNST, W.G. Tectonic contact between the Franciscan melange and the Great Valley sequence – crustal expression of a Late Mesozoic Benioff zone. **J. GEOPHYS. RES.**, v. 75, p. 886-901, 1970.

ERNST, W.G. Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. **CONTRIB. MINERAL. PETROL.**, v. 34, p. 43-59, 1971.

ERNST, W. G. Subduction, ultrahigh-pressure metamorphism, and regurgitation of buoyant crustal slices—Implications for arcs and continental growth. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 127, n. 1-4, p. 253–275, 2001.

ESKOLA, P. The mineral facies of rocks. **NORSK GEOLOGISK TIDSSKRIFT**, v. VI, p. 143-194, 1920.

EVANS, D. A. The palaeomagnetically viable, long-lived and all-inclusive Rodinia supercontinent reconstruction. **Ancient Orogens and Modern Analogues**, Geological Society, London, Special Publications, 327(1), 371-404, 2009.

FERNANDES, L. A. D.; TOMMASI, A.; PORSCHER, C. C. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. **Journal of South American Earth Sciences**, 5(1), 77-96, 1992.

GAIDZIK, K.; ŽABA, J. Oriented Rock Samples for Detailed Structural Analysis. **Structural Geology and Tectonics Field Guidebook—Volume 1**, p. 715-723, 2021.

GERYA, T. V.; PERCHUK, L. L.; BURG, J. P. Transient hot channels: Perpetrating and regurgitating ultrahigh-pressure, high-temperature crust–mantle associations in collision belts. **Lithos**, v. 103, n. 1-2, p. 236–256, 2008.

GIULIANI, A.; PEARSON, D. G. Kimberlites: From deep earth to diamond mines. **Elements**, v. 15, n. 6, p. 377-380, 2019.

GLIKSON, A. Y. Early Precambrian tonalite–trondhjemite sialic nuclei. **Earth-Science Reviews**, v. 15, p. 1-73, 1979.

GODARD, G. Eclogites and their geodynamic interpretation: a history. **Journal of Geodynamics**, 32(1-2), 165-203, 2001.

GOLDICH, S. S. et al. Age of the Morton and Montevideo gneisses and related rocks, southwestern Minnesota. **Geological Society of America Bulletin**, v. 81, p. 3671-3996, 1970.

GREEN, D.H.; RINGWOOD, A.E. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. **GEOCHIM. COSMOCHIMICA. ACTA**, v. 31, p. 767-833, 1967.

HACKER, B; LUFFI P; LUTKOV, V; MINAEV, V; RARSCHBACHER, L; PLANK, T; DUCEA, M; PATIÑO-DOUCE, A; McWILLIAMS, M & METCALF, J. Near-ultrahigh pressure processing of continental crust: Miocene crustal xenoliths from the Pamir. **Journal of Petrology** 46(8): 1661–1687, 2005.

HALLA, J. et al. Geochemical and numerical constraints on Neoarchean plate tectonics. **Precambrian Research**, v. 174, p. 155-162, 2009.

HANSEN, V. L. Collection and preparation of thin sections of oriented samples. **Journal of Geological Education**, v. 38, n. 4, p. 294–297, 1990.

HARTMANN, L. A.; REMUS, M. V. D. Origem e evolução das rochas ultramáficas

do Rio Grande do Sul desde o Arqueano até o Cambriano. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), **Geologia do Rio Grande do Sul**, Porto Alegre: Ed. CECO/UFRGS p. 55–78. 2000.

HARTMANN, L. A.; LEITE, J. A. D.; DA SILVA L. C.; REMUS, M. V. D.; MCNAUGHTON, N. J.; GROVES, D. I.; FLETCHER, R.; SANTOS, J. O. S.; VASCONCELLOS, M. A. Z. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. **Australian Journal of Earth Sciences** 47, no. 5: 829-844, 2000.

HARTMANN, L. A.; CHEMALE, Jr. F. Mid amphibolite facies metamorphism of harzburgites in the Neoproterozoic Cerro Mantiqueiras Ophiolite, southernmost Brazil. **Anais Academia Brasileira de Ciências**. 75, 109–128, 2003.

HARTMANN, L. A.; CHEMALE Jr. F.; PHILIPP, R. P. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-cambriano. Iannuzzi R., Frantz JC (Eds.) **50 anos de Geologia**: Instituto de Geociências. Contribuições. Comunicação e Identidade, Porto Alegre, 50, 97-123, 2007.

HARTMANN L. A.; PHILIPP, R. P.; SANTOS, J. O.; MCNAUGHTON, N. J. Time frame of 753–680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. **Gondwana Research**. 19(1), 84-99, 2011.

HARTMANN, L. A.; WERLE, M.; MICHELIN, C. R.; LANA, C.; QUEIROGA, G. N.; CASTRO, M. P.; ARENA, K. R. Proto-Adamastor ocean crust (920 Ma) described in Brasiliano Orogen from coetaneous zircon and tourmaline. **Geoscience Frontiers**, 10(4), 1623-1633, 2019.

HEILBRON, M.; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). **Precambrian Research**, 125(1-2), 87-112, 2003.

JACOB, D. E. Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites. **Lithos**, v. 77, n. 1-4, p. 295-316, 2004.

JAHN, B. et al. REE geochemistry and isotopic data of Archaean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara block, western Australia: implications for early crustal evolution. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 45, p. 1633-1652, 1981.

KIMURA, M. et al. Eclogitic clasts with omphacite and pyrope-rich garnet in the NWA 801 CR2 chondrite. **American Mineralogist**, v. 98, n. 2-3, p. 387-393, 2013.

KUSHIRO, I.; YODER, H.S.Jr. Experimental studies on the basalt-eclogite transformation. **CARNEGIE INST. WASHINGTON YEAR BOOK**, v. 1964, p. 108-114, 1964.

KRÖNER, A.; LAYER, P. Crust formation and plate motion in the early Archean. **Science**, v. 256, p. 1405, 1992.

KYLANDER-CLARK ARC; HACKER BR; MATTINSON CG. Size and exhumation rate of ultrahigh-pressure terranes linked to orogenic stage. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 321–322, p. 115–120, 2012.

LAMEYRE, J.; BOWDEN, P. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 14, p. 169-186, 1982.

LANA, C. et al. Exhumation of Mesoarchean TTG gneisses from the middle crust: insights from the Steynsdorp core complex, Barberton granitoid–greenstone terrain, South Africa. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 122, p. 183, 2010.

LEITE, J.A.D.; HARTMANN, L.A.; MCNAUGHTON, N.J.; CHEMALE JR., F. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. **International Geology Review**, v. 40, p. 688–705, 1998.

LUSA, M.; PHILIPP, R. P.; ZVIRTES, G. The Neoproterozoic São Gabriel orogeny, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: the intra-oceanic Passinho arc and the

active continental margin of the São Gabriel-Vila Nova Arc, Lavras do Sul, southernmost Brazil. **Journal of South American Earth Science**. 2018.

MARESCH, W.V. Eclogitic-amphibolitic rocks on Isla Margarita, Venezuela: a preliminary account. **GEOL. SOC. AM. MEMOIR**, v. 132, p. 429-437, 1972.

MARTIN, H. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. **Geology**, v. 14, p. 753-756, 1986. 1986.

MARTIN, H. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland; major and trace element geochemistry. **Journal of Petrology**, v. 28, p. 921–953, 1987.

MARTIN, H. The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust—comparison with modern processes. **Lithos**, v. 30, p. 373–388, 1993.

MARTIN, H. The adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. **Lithos**, v. 46, p. 411–429, 1999.

MARTIN, H.; SMITHIES, R.H.; RAPP, R.P.; MOYEN, J.-F.; CHAMPION, D.C. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. **Lithos**, v. 79, p. 1–24, 2005.

MORESI, L.; SOLOMATOV, V. Mantle convection with a brittle lithosphere: thoughts on the global tectonic styles of the Earth and Venus. **Geophysical Journal International**, v. 133, p. 669–682, 1998.

MOYEN, J.-F.; STEVENS, G. Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean geodynamics. In: BENN, K.; MARESCHAL, J.-C.; CONDIE, K.C. (Eds.). **Archean Geodynamics and Environments**. AGU, p. 149–178, 2006.

MOYEN, J.-F. The composite Archean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archean crustal growth. **Lithos**, v. 123, p. 21–36, 2011.

MOYEN, J. F.; MARTIN, H. Forty years of TTG research. **Lithos**, v. 148, p. 312-336, 2012.

PALIN, R. M. et al. Secular metamorphic change and the onset of plate tectonics. **Earth-Science Reviews**, v. 207, p. 103172, 2020.

PHILLIPP, R. P.; PIMENTEL, M. M.; CHEMALE Jr, F. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. **Brazilian Journal of Geology**, 46, 83-104, 2016.

PHILIPP, R. P.; PIMENTEL, M. M.; BASEI, M. A. S. The tectonic evolution of the São Gabriel terrane, Dom Feliciano belt, southern Brazil: the closure of the Charrua ocean. **Geology of Southwest Gondwana**, 243-265, 2018.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Geology**, 20(4), 375-379, 1992.

PINTO, V. M.; DEBRUYNE, D.; HARTMANN, L. A.; QUEIROGA, G. N.; LANA, C.; FRAGOSO, B. A. M.; PORCHER, C.C.; CASTRO M.P.; LAUX, J. (2021). Metamorphic evolution of a Tonian eclogite associated with an island arc of the southern Brasiliano Orogen. **Precambrian Research**, 366, 2021.

RÅHEIM, A.; GREEN, D.H. P,T paths of natural eclogites during metamorphism - a record of subduction. **LITHOS**, v. 8, p. 317-328, 1975.

ROLLINSON, H. New models for the genesis of plagiogranites in the Oman ophiolite. **Lithos**, v. 112, p. 603–614, 2009.

RONDENAY, S.; ABERS, G.A.; VAN KEEKEN, P.E. Seismic imaging of subduction zone metamorphism. **GEOLOGY**, v. 36, n. 4, p. 275–278, 2008.

RUBATTO, D. et al. Yo-yo subduction recorded by accessory minerals in the Italian Western Alps. **Nature Geoscience**, v. 4, p. 338-342, 2011.

SAALMANN, K.; REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L. A. 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(3), 204-227, 2006.

SAALMANN, K.; GERDES, A.; LAHAYE, Y.; HARTMANN, L. A.; REMUS, M. V. D.; LÄUFER, A. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. **International Journal of Earth Sciences**, 100, 355-378, 2011.

SANTIAGO, R.; CAXITO, F. A.; PEDROSA-SOARES A.; NEVES, M. A.; DANTAS, E. L. (2020). Tonian island arc remnants in the northern Ribeira orogen of Western Gondwana: The Caxixe batholith (Espírito Santo, SE Brazil). **Precambrian Research**, 351, 2020.

SILVA, L. C.; MCNAUGHTON, N. J.; ARMSTRONG, R.; HARTMANN, L. A.; FLETCHER, I. R. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research**, 136(3-4), 203-240, 2005.

SIVIERO, R. S. et al. Geochemistry and geochronology of the Imbicuí Complex, Western Dom Feliciano Belt, Brazil: Tonian adakite-like subduction-related rocks. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 130, 2023.

SMITHIES, R.H.; CHAMPION, D.C.; VAN KRANENDONK, M.J. Formation of Paleoproterozoic continental crust through infracrustal melting of enriched basalt. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 281, p. 298–306, 2009.

STELTENPOHL, M. G. et al. Eclogitization and exhumation of Caledonian continental basement in Lofoten, North Norway. **Geosphere**, v. 7, n. 1, p. 202-218, 2011.

STERN, R. J. When and how did plate tectonics begin? Theoretical and empirical considerations. **Chinese Science Bulletin**, v. 52, n. 5, p. 578-591, 2007.

STERN, R.J.; TSUJIMORI, T.; HARLOW, G.E.; GROAT, L.A. Plate tectonic gemstones. **GEOLOGY**, v. 41, p. 723–726, 2013.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. **Earth-Science Reviews**, v. 12, p. 1–33, 1975.

TAPPERT, R.; TAPPERT, M. C. Diamonds in Nature: A Guide to Rough Diamonds. **Springer Science & Business Media**, 2011.

TSUJIMORI, T.; ERNST, W. G. Lawsonite blueschists and lawsonite eclogites as proxies for palaeo-subduction zone processes: A review. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 32, n. 5, p. 437-454, 2014.

TSUJIMORI, Tatsuki; MATTINSON, Chris. Eclogites in different tectonic settings. In: **ENCYCLOPEDIA OF GEOLOGY**. SPRINGER, p. 561-568, 2021.

VIEIRA, D.T.; KOESTER, E.; RAMOS, R.C.; PORCHER, C.C. Sr-Nd-Hf isotopic constraints and U-Pb geochronology of the Arroio Pedrado Gneisses, Dom Feliciano Belt, Brazil: a 680 Ma shoshonitic event in the final stages of The Piratini Arc evolution. **Journal of South American Earth Sciences**. 95, 2019.

WANG, Yang et al. The exhumation of subducted oceanic-derived eclogites: Insights from phase equilibrium and thermomechanical modeling. **Tectonics**, v. 38, n. 5, p. 1764-1797, 2019.

WERLE, Mariana; HARTMANN, L. A.; QUEIROGA G. N.; LANA, C.; PERTILLE, J.; MICHELIN, C. R. L.; REMUS M. V. D.; ROBERTS, M.; CASTRO, M. P.; LEANDRO, C. G.; SAVIAN, J.F. Oceanic crust and mantle evidence for the evolution of Tonian-Cryogenian ophiolites, southern Brasiliano Orogen. **Precambrian Research**, 351, 2020.